

ROHSTOFF- UND REGIONALGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM RAUM KITZBÜHEL UND KALS

von V. Apolloner*)

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kurzfassung der Dissertation des Autors dar. Es wurden zwei voneinander unabhängige Gebiete rohstoffkundlich und regionalgeologisch bearbeitet.

Im Hahnenkammgebiet südwestlich Kitzbühel, das in der zweiten tektonischen Einheit der Nördlichen Grauwackenzone (Oberostalpin) gelegen ist, wurde besonders die Basalbreccie einer genaueren Untersuchung unterzogen. Sie wurde auf ihre Verwertbarkeit als Dekorstein untersucht.

Aus petrographischen und morphologischen Gesichtspunkten kann die Basalbreccie an zwei Stellen abgebaut werden.

Die Basalbreccie kann aufgrund der Zusammensetzung der Karbonatkomponenten dreigliedert werden. Der erste Typ ist durch beinahe ausschließliches Vorherrschen von Kalkkomponenten gekennzeichnet, im zweiten treten praktisch nur Dolomitkomponenten auf, im dritten Typ können sowohl kalkige als auch dolomitische Bestandteile beobachtet werden.

Die Basalbreccie wurde von zwei Dolomitierungen erfaßt. Die erste erfolgte vor der Deformation, die zweite - wesentlich schwächere - nach dieser.

In den die Basalbreccie überlagernden permoskythischen Tonschiefern konnte das mixed-layer-Mineral Paragonit/Muskowit nachgewiesen werden, welches eine gerade erst beginnende alpidische Metamorphose in diesem Gebiet belegt.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Vollmar Apolloner, Rottensteiner Straße 9, A-9754 Steinfeld, Austria

Das zweite Gebiet liegt östlich von Kals in der Matreier Zone (Unterostalpin). Dort wurden in erster Linie ein Serpentin- und ein Gipskörper, aber auch die anderen auftretenden Gesteine auf ihre Verwertbarkeit hin untersucht. Der Serpentin ist für eine Verwendung als Dekorstein zu stark tektonisch zerlegt, höhere Erzkonzentrationen, die eine eventuelle integrierte Nutzung erlauben würden, treten nicht auf. Der Gips ist zu stark verunreinigt, außerdem läßt, wie bei anderen Gesteinen auch, die Morphologie einen Abbau nicht zu.

Ein Prasinitzug auf der Südseite des Ködnitzals stellt ehemalige Tuffe, die im Zuge einer Zerrungstektonik entstanden sind, dar.

Der Serpentinikörper weist Iherzolithischen Chemismus auf und ist Bestandteil des ultramafischen Komplexes einer Ophiolithsequenz. Er wurde aus dem penninischen Raum eingeschuppt. In diesem Serpentin treten drei tektonisch eingeschuppte Linsen auf, die metamorphe Sedimente aus dem penninischen Ablagerungsraum darstellen dürften.

Summary

This publication is an abridged version of the author's dissertation. Two independent regions had been worked on regarding raw material and regional geology.

In the Hahnenkamm-region southwest of Kitzbühel, situated in the second tectonical unit of the Nördliche Grauwackenzone (Upper Austro-Alpine), especially the Basisbreccie was examined for its suitability as a decoration-stone.

Regarding petrographical and morphological points of view the Basalbreccie can be mined at two locations.

In this region the Basalbreccie can be divided into three types. The first one is characterized by nearly complete predominance of calcareous components, in the second type almost only dolomitic components appear, and in the third type both calcareous and dolomitic components can be observed.

The Basalbreccie was involved in two dolomitizations, the first one took place before the deformation and the second, much weaker one, afterwards. In the clay-shists overlaying the Basalbreccie the mixed-layer mineral paragonite/muscovite could be detected, proving a just beginning alpidic metamorphosis in this region.

The second region is situated east of Kals in the Matreier Zone (Lower Austro-Alpine). There especially a serpentinite-body and a gypsum-body, but also the other rocks, were examined for their suitability. The serpentinite is too much tectonically fractured for a decoration-stone, higher concentrations of ore, allowing an integrated use, do not appear. The gypsum-body is too much polluted, and as for the other rocks, the morphology does not allow working.

A prasinite-body in the south of the Ködnitzal represents primal tuffs, generated during stress-tectonic.

The serpentinite-body has a Iherzolitic chemism and is part of the ultramafic complex of an ophiolite sequence. It was inserted from the penninic region. In this serpentinite three tectonically inserted lenses appear, which probably represent metamorphic sediments of the penninic realm.

1. Raum Kitzbühel

Gesteinsbestand im Hahnenkammgebiet

Die ältesten Gesteine im Hahnenkammgebiet stellen die Wildschönauer Schiefer mit ordovizischem und silurischem Alter (TOLLMANN, 1977) dar. Es handelt sich meist um schwarze Tonschiefer, die häufig in Verbindung mit Diabasen auftreten. In die Tonschiefer können mehrere Meter mächtige grüne Quarzitäbänke eingeschaltet sein. Im Bereich des Zenzerköpfls stehen auch Porphyroide an.

Die nächsthöhere stratigraphische Einheit bilden schwarze obersilurische Dolomite (MOSTLER, 1968). Es folgen Flaserdolomite aus dem höchsten Silur und dem Unterdevon (MOSTLER, 1968). Es handelt sich dabei um meist weiße bis hellgraue, selten auch rötliche, grobspätige Dolomite, die mit grauen, grünen, roten und violetten, wenige mm mächtigen Tonlagen im mm- bis cm-Bereich wechsellagern. Durch tektonische Beanspruchung wurden die Dolomitbänder immer wieder ausgedünnt und zerbrochen, so daß das Gestein ein flaseriges Aussehen erhielt.

Schwazer Dolomit tritt im Hahnenkammgebiet als eher dunkelgraues, braun anwitterndes und vollkommen biogenfreies Gestein in Form von tektonischen Schürflingen in der Basalbreccie östlich der Ehrenbachalm und süd-östlich der Oberen-Streif-Alm unterm Hahnenkammgipfel auf.

Es folgen hellgraue bis rötliche Kalke und Dolomite, die sowohl gebankt als auch geflasert sein können. Wahrscheinlich sind dies Gesteine unter- und mitteldevonischen Alters, wie sie auch auf der Hohen Salve vorkommen (persönliche Mitteilung von Prof. MOSTLER). Rein lithologisch könnte es sich aber auch um die von EMMANUILIDIS & MOSTLER (1970) beschriebenen grauen Dolomite und untergeordnet Kalke handeln, die nach oben hin in rote Dolomite und schließlich in Flaserdolomite übergehen. Deren Alter würde oberes Silur betragen.

Fossilien zur Klärung des Alters konnten nicht gefunden werden.

Die nächsthöhere auftretende stratigraphische Einheit wird von der Basalbreccie gebildet. Sie stellt das erste Sediment aus dem alpidischen Ablagerungszyklus dar. Es handelt sich dabei zum größten Teil um Karbonatbreccien, nur selten treten rasch auskeilende, bis maximal 50 cm mächtig werdende Linsen aus Quarzkonglomerat auf.

Die genaue Mächtigkeit konnte im Arbeitsgebiet aufgrund der starken Tektonik nicht eindeutig geklärt werden, sie beträgt nach TOLLMANN (1977) "maximal einige Zehnermeter". Im Hahnenkammgebiet dürfte die Basalbreccie jedoch 100 m, vielleicht sogar auch mehr erreichen. Altersmäßig läßt sich diese basale Serie nur schwer erfassen, da jegliche Fossilien fehlen. Eine Einstufung ist nur mittels lithologischer Vergleiche möglich. MOSTLER (1972) stellt sie in das untere Rotliegend.

Die Hahnenkammbreccie kann aufgrund der Zusammensetzung der Karbonatkomponenten dreigliedert werden. Der erste Typ wird durch das beinahe ausschließliche Vorherrschen von Kalkkomponenten gekennzeichnet. Im zweiten Typ finden sich praktisch nur Dolomitkomponenten, im dritten Typ treten sowohl kalkige als auch dolomitische Bestandteile auf.

Typ I:

Der Großteil der Breccie wird von grauen Kalkkomponenten aufgebaut. Wesentlich seltener findet man auch rote und weiße Kalke. Untergeordnet treten Kieselschiefer, rote und weiße Quarze und Tonschiefer auf. Die Matrix wird aus rotem tonigem und sandigem Material gebildet.

Die Größe der einzelnen Komponenten schwankt beträchtlich. Sie reicht von 0.5 cm bis 30 cm Durchmesser. Der Anteil an Bindemittel variiert stark. Dieses kann fast vollkommen ausgequetscht sein, die Komponenten werden dann oft nur noch durch feine, tonige Häute getrennt. Zwischen den Breccienbänken kommen geringmächtige Lagen vor, die fast nur aus "Bindemittel" bestehen. In diese sind oft nur noch vereinzelt Karbonatkomponenten eingelagert. Es existieren praktisch alle Übergänge von diesen tonig-sandigen Bänken bis hin zu den Breccien, in denen das Bindemittel zum größten Teil ausgequetscht ist. Sehr variabel gestaltet sich die tektonische Beanspruchung dieses Breccientyps. Es existieren Bereiche, in denen die Komponenten kaum ausgelängt wurden. Das andere Extrem stellen Gesteine dar, bei denen die kalkigen Bestandteile vollkommen ausgedünnt und ausgewalzt wurden. Es existieren auch hier alle Übergänge von extrem stark bis zu kaum deformierten Partien. Es herrschen allerdings Gesteine mit leicht bis deutlich gelängten Komponenten vor.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Kalkkomponenten als Mikrite bis Sparite. Nicht selten führt Rekrystallisation zu bedeutender Kornvergrößerung. In tektonisch stark durchbewegten Bereichen, in denen die Matrix fast vollkommen ausgepreßt ist, können die einzelnen Komponenten oft nur noch durch die unterschiedliche Korngröße oder z.T. durch einen äußerst feinen Tonbelag auf der Oberfläche auseinandergehalten werden. In einem sehr untergeordneten Prozentsatz treten noch Kieselschiefer, Sandsteine und Quarze als Komponenten auf. Die Kieselschieferklaster sind bräunlich bis schwarz pigmentiert und mittelmäßig bis gut gerundet. Vereinzelt enthalten sie noch deutlich erkennbare Radiolarien. Die Sandsteinkomponenten werden aus schlecht gerundeten Quarzkörnern und aus vollständig ungerundeten Calcitkörnern aufgebaut. Die Rundung dieser Sandsteine ist gut.

Reine Quarzkomponenten treten selten auf, sie sind vollständig ungerundet bis schlecht gerundet und häufig zerbrochen.

Die Zusammensetzung des Bindemittels ist wesentlich vielfältiger als jene der Komponenten. Es besteht aus grobspätigem Calcit, fein aufgearbeitetem Karbonat, Quarzen, Sandsteinen, Tonschiefern, phyllitischen Sandsteinen bis Phylliten, Kieselschiefern, Hämatit und vereinzelt Muskowit.

Der grobspätige Calcit sproßt besonders zwischen den einzelnen Kalkkomponenten oder an deren Rändern. Neugebildeter flaseriger Calcit setzt sich fallweise an Komponenten, aber auch an Bestandteilen der Matrix an. Dieser ist stark verbogen und muß während der Deformation entstanden sein, da hin und wieder auch Klüfte damit verheilt sind. Letzlich ist noch fast ausschließlich mikritisches Karbonat wesentlich am Aufbau der Matrix beteiligt. Die Korngröße der Quarze beträgt 0.1 bis 5 mm. Jene Quarze, die eine Größe von mehr als 0.5 mm aufweisen, sind fast immer vollkommen ungerundet bis schlecht gerundet und häufig zerbrochen. Kleinere Körner können fallweise gut gerundet sein.

In der Matrix lassen sich zwei Typen von Sandsteinen unterscheiden: Karbonatsandsteine, wie sie bereits bei den Komponenten beschrieben wurden, und karbonatfreie Sandsteine. Der Rundungsgrad beider Typen ist unterschiedlich.

Reine Tonschiefer treten selten auf. Diese sind meist bräunlich pigmentiert und stark deformiert.

Viel häufiger findet man phyllitische Sandsteine bis Phyllite. Diese bilden meist längliche Scheiter oder sie sind schlierenartig zwischen den Bestandteilen der Matrix eingelagert. Der Quarzanteil schwankt, die bis zu 0.1 mm großen Körner sind in s gelängt. Unter gekreuzten Nicols sind deutlich Glimmerkristalle zu erkennen.

Die Kieselschiefer entsprechen denen der Komponenten. Bis zu 1 mm große opake Hämatitkörner treten vereinzelt auf. Etwas häufiger findet man solche in den tonig-sandigen Bänken. In feinsten Schüppchen wirkt Hämatit als Pigment für die gesamte Matrix.

Hin und wieder beinhaltet das Bindemittel bis zu 1 mm große Muskowitscheiter, der größte Teil überschreitet aber 0.1 mm nicht.

Typ II:

Die Karbonatkomponenten dieses Typs bestehen ausschließlich aus Dolomit. Die vorherrschende Farbe ist auch hier grau, es treten aber häufiger als in der Kalkbreccie weiße bis bräunliche und rote Komponenten auf.

Hin und wieder weisen die Gerölle bis zu 1 cm große Hohlräume auf. Lediglich in der Breccienlinse, die am Schattberg in den Sandsteinkomplex eingeschaltet ist, können bis zu 100% der Komponenten hohl sein. Die Auflösung kann in diesem Bereich so weit gehen, daß im Inneren der Gerölle nur noch ein grobes Gerüst bestehen bleibt, z.T. brechen sie sogar ganz zusammen. MAVRIDIS & MOSTLER (1970) geben eine Erklärung für die Entstehung derartiger Hohlräume.

Neben den Karbonatkomponenten treten, wie in Typ I, Quarze, rote Sandsteine, Tonschiefer und Kieselschiefer als Bestandteile auf. Es konnten hier auch aufgearbeitete grüne Sandsteine und sehr selten Porphyroide gefunden werden. Die Matrix wird auch hier meist aus tonig-sandigem Material aufgebaut. Es wurden jedoch zwei Stellen gefunden, an denen das Bindemittel nicht rot pigmentiert ist. Die Deformation der Dolomitbreccie ist wesentlich geringer als jene der Kalkbreccie. Durch die viel geringeren Translationseigenschaften des Dolomits dürften in diesem Typ die Komponenten als Ganzes in der Matrix bewegt worden sein, es kam aber zu keiner Auswulzung, wie dies bei den calcitischen Komponenten der Fall war.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Dolomitkomponenten fast ausschließlich als Sparite. Nur sehr selten treten Mikrite auf. Die Korngröße der Dolomitkristalle schwankt von 0.1 bis 4 mm. Die einzelnen Komponenten werden meist aus gleich großen Körnern aufgebaut, hin und wieder kann eine Kornvergrößerung zum Rand hin beobachtet werden. Kalksandsteine gibt es in diesem Breccientyp nicht. Diese wurden von der Dolomitisierung erfaßt und liegen nun als Dolomitsandsteine vor. Die übrigen Komponenten unterscheiden sich nicht von denen der Kalkbreccie.

Die Zusammensetzung des Bindemittels ist die gleiche wie bei Typ I, nur tritt hier Dolomit an die Stelle von Calcit. Mikritischer Dolomit fehlt in der Matrix vollkommen. Er bildet bis zu 3 mm große Kristalle, die fast nie Fremdmaterial eingeschlossen haben, das Wachstum erfolgte unter Verdrängung der anderen Bestandteile.

Typ III:

Die kalkigen Komponenten sind meist grau gefärbt, die dolomitischen weiß bis gelblich. Es treten aber sowohl bei den karbonatischen als auch bei den anderen Komponenten alle Formen auf wie bei den Typen I und II. Ist die Breccie stark tektonisch beansprucht, so werden die Kalkkomponenten ausgelängt und fließen um die kaum deformierten Dolomitgerölle herum.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß es sich bei den Kalkkomponenten hauptsächlich um Mikrit handelt, es treten aber auch Sparite mit z.T. stark verbogenen Calcitkristallen auf. In diesen Bestandteilen sprossen häufig fallweise schöne rhomboedrische Dolomitkristalle. Bei den Dolomitkomponenten handelt es sich ausschließlich um Sparite. Das Bindemittel besteht zu einem Großteil aus aufgearbeitetem Kalk und spätigem Dolomit, die übrigen Bestandteile unterscheiden sich nicht von jenen der Typen I und II. An großen Dolomitkristallen können Dedolomitisierungserscheinungen beobachtet werden. Dolomit wird entlang von Spaltflächen aufgelöst, Calcit tritt an seine Stelle.

Die Tatsache, daß es sich bei diesen basalen Bildungen fast ausschließlich um Breccien handelt, schließt einen weiteren Transport des Sediments aus. Die z.T. recht gut gerundeten Quarz- und Sandsteingerölle in der Breccie sowie die geringmächtigen Linsen aus Quarzkonglomerat erfordern jedoch, wie schon MALZER (1964) feststellte, ein zweites, weiter entferntes Liefergebiet. Es kann angenommen werden, daß ein Flußsystem aus einem Hinterland die schon oben erwähnten gerundeten Komponenten antransportiert und bereitgestellt hat. An einer Steilstufe, die wohl im wesentlichen aus karbonatischem Material bestand, kam es zur Bildung von Schutt, der sich gerade noch mit den weiter transportierten gerundeten Komponenten vermischte, selbst aber nicht mehr weiter verfrachtet wurde.

Nach der Basalbreccie wurden rote Tonschiefer bzw. Schiefertone sedimentiert. In den tieferen Bereichen sind hin und wieder gröbere Karbonatschüttungen eingeschaltet. Diese Tonschiefer führen im Gegensatz zu den Permoskythtonschiefern kaum Hellglimmer. Fallweise treten Klüfte auf, die mit Magnesit verheilt sind. Magnesitknollen, wie sie z.B. von EISBACHER (1963) beschrieben wurden, konnten nicht gefunden werden. In einigen Gebieten werden diese Tonschiefer von der Saalischen Phase zuordenbaren Quarzporphyrtuffen überlagert (MOSTLER, 1972), die Tonschiefer müssen also noch in das Untere Rotliegend gestellt werden. Im Arbeitsgebiet treten solche Tonschiefer im Bereich der Geschieberückhalte-sperre im Ehrenbach auf 1020 m, sowie südöstlich der Asten-Alm und westlich des Wirtshauses Steineckhütte auf.

Das jüngste Schichtglied stellt der Permoskythsandstein dar. Diese Einheit beginnt mit polymikten Konglomeraten, in denen Quarz vorherrscht (MOSTLER, 1972). Im Arbeitsgebiet treten nur Sandsteine mit bis zu 5 cm großen, gut gerundeten Quarzgeröllen auf, deren Häufigkeit stark variiert. Diese gehen in gebankte rote Sandsteine mit kaum noch größeren Quarzen über. Es folgen dann laminierte und schließlich schräg- und kreuzgeschichtete Sandsteine, in die fallweise wenige cm mächtige Tonschieferlagen eingeschaltet sind.

Häufig können in diesen Sandsteinen rote Tongallen und -linsen beobachtet werden; es handelt sich hierbei um aufgearbeitete Tonschiefer. Fallweise sind Rippeln angedeutet. In diesem Bereich treten auch Trockenrisse auf. Schließlich kommt es zu einer Wechsellagerung von roten und weißen Sandsteinen, wobei zuerst die roten noch überwiegen. Den Abschluß bilden weiße

Quarzite mit aufgearbeiteten grünen Tongallen und mächtigen Schrägschichtungsblättern. Auf dem Weg von der Seidlalmhütte zur Oberen-Streif-Alm ist in den weißen Quarziten eine ca. 0.5 m mächtige mergelig-sandige Lage aufgeschlossen, die Pflanzenreste führt.

Die Konglomerate bzw. die, viele Quarzkomponenten führenden, Sandsteine werden in das Obere Rotliegend gestellt, die gebankten Sandsteine haben nach MOSTLER (1972) Zechsteinalter, die laminierten und darüberfolgenden Sandsteine werden in das Skyth eingestuft.

Dolomitisierung

Im Gelände fallen immer wieder Bereiche auf, die vollkommen dolomitisiert sind, und unmittelbar daneben treten kalkige Breccien auf, die oft überhaupt keine Dolomitkomponenten enthalten. Dieses Phänomen mit der Sedimentation zu erklären, scheint dem Verfasser nicht zielführend, da ein abrupter Wechsel von rein dolomitischen zu rein kalkigen Schüttungen unwahrscheinlich ist. Teile der Breccie wurden also erst nachträglich dolomitisiert.

Die Hauptdolomitisierung muß bereits vor der Deformation erfolgt sein, da stark ausgelängte Breccienpartien nie davon erfaßt wurden; die dolomitischen Komponenten sind durchwegs nicht bis kaum gelängt.

Unter dem Mikroskop lassen sich, wie bereits BARNICK (1959) erkannte, zwei Phasen der Dolomitisierung unterscheiden. Die erste Phase übergreift meist das ganze Gestein. Dolomitische Komponenten zeigen Sammelkristallisation, kalkige Komponenten werden dolomitisiert und in der Matrix wächst dolomitischer Zement. Die Kristalle verdrängen beim Wachstum das umgebende Material, dieses kommt zwischen ihnen zu liegen. Die meisten Dolomitkristalle zeigen keine Einschlüsse.

Die Größe dieser in den verschiedenen Komponenten schwankt stark. Die feinkörnigen Komponenten dürften aus Mikriten hervorgegangen sein; diese besaßen mehr Kristallisationskeime, so daß viele kleine Dolomitkristalle gesproßt sind. Die grobkörnigen Komponenten dürften auf Sparite mit wesentlich weniger Kristallisationskeimen zurückzuführen sein (MISIK, 1970). Dieser Generation gehört auch noch ein Teil der z.T. idiomorph gesproßten Dolomitkristalle, die in der Kalkbreccie immer wieder auftreten, an. Während der Deformation kam es zu einem häufigen Zerbrechen dieser Dolomite.

Die zweite, posttektonische Dolomitisierungsphase zeigt sich in der Sprossung von Dolomitkristallen entlang von geraden Klüften in stark deformierten Kalkkomponenten. Außerdem können an älteren Kristallen weiterwachsende Dolomitsäume erkannt werden. Diese weisen einen höheren Reinheitsgrad auf und erscheinen im Schlift heller.

In einer letzten Phase kam es schließlich noch zu einer Dedolomitisierung. Diese ist an stark beanspruchten Dolomitkristallen besonders schön zu beobachten. Entlang von Spaltflächen wird der Dolomit aufgelöst und durch Calcit ersetzt. Es fällt auf, daß nur die ältere Generation solche Dedolomitisierungsercheinungen zeigt, die jüngere dürfte zu wenig Oberfläche für das Angreifen der Lösungen geboten haben.

Metamorphose der postvariszischen Einheiten

Angeregt durch Arbeiten von SCHRAMM (1978) und HOHENBÜHEL (1980), die permoskythische Gesteine auch auf die Metamorphose hin untersucht haben, wurde vom Verfasser versucht, diese auch im Hahnenkammgebiet nachzuweisen. HOHENBÜHEL konnte im Raum Kirchberg Pyrophyllit, SCHRAMM im Raum zwischen Wörgl und St. Johann einen mixed-layer Paragonit/Muskowit, Paragonit und Pyrophyllit als neu gebildete Minerale aufzeigen.

Es kamen 12 Proben aus der Basalbreccie und den darüberliegenden Tonschiefern zur Untersuchung. Die Fraktion $<2\mu$ wurde auf Glasträger aufgeschlämmt, getrocknet und mit dem Röntgendiffraktometer analysiert. In drei Proben konnte in geringen Mengen ein Mixed-layer Paragonit/Muskowit anhand des Basalreflexes von 3.25 \AA nachgewiesen werden. Alle drei Proben stammen aus skythischen Tonschiefern. Das Nichtvorhandensein von Pyrophyllit dürfte auf das schon primäre Fehlen von Kaolinit zurückzuführen sein. Eine detritäre Einschüttung des mixed-layer Paragonit/Muskowit schließt SCHRAMM (1978) sowohl aus mineralogischen als auch aus paläogeographischen Gründen aus. Dieser wäre während der Verwitterung, Abtragung und des subaquatischen Transports in Tonminerale abgebaut worden. Der mixed-layer Paragonit/Muskowit dürfte nach folgender, von FREY (1978) beschriebener, Reaktion gebildet worden sein:
mixed-layer Illit/Montmorillonit \rightarrow Reaktorit \rightarrow mixed-layer Paragonit/Muskowit
 \rightarrow Paragonit + Muskowit

Nach WINKLER (1979) wird Paragonit/Muskowit und Paragonit in der "very low-grade metamorphism" gebildet. Da es im speziellen Fall nicht einmal zur Bildung von Paragonit, oder nur in so geringen Mengen, daß diese mit dem Röntgendiffraktometer nicht mehr nachgewiesen werden konnte, gekommen ist, kann geschlossen werden, daß das bearbeitete Gebiet in alpidischer Zeit von einer gerade erst beginnenden Metamorphose erfaßt wurde.

Die Basalbreccie als Dekorstein

Die Basalbreccie ist von ihrem Aussehen und ihrer bunten lithologischen Zusammensetzung her als Dekorationsstein gut geeignet. Die Farbe wird im wesentlichen von den hellen Karbonatkomponenten und dem roten Bindemittel bestimmt. Die tektonische Beanspruchung der Komponenten und der unterschiedliche Anteil an Bindemittel bringen etwas Abwechslung in das sonst eher einheitliche Aussehen von Breccien. Ist die Matrix fast völlig ausgequetscht, führt dies zu hellen Typen; mit zunehmendem Bindemittelanteil wird das Gestein dunkler. Auch die unterschiedlichen Formen der Komponenten von praktisch undeformiert bis vollkommen ausgelängt beleben das Gestein. Abwechslung wird schließlich auch noch durch die etwas andere Färbung und das durch die Grobkörnigkeit bedingte andere Aussehen der Dolomitbreccie gegenüber der Kalkbreccie hervorgerufen.

Die Festigkeitseigenschaften sind beim kalkigen Breccientyp meist besser als beim dolomitischen. Bei der Dolomitbreccie kommt es beim Anschlagen mit dem Hammer fallweise zum Ausbrechen von Komponenten. Wird das Gestein jedoch geschnitten, braucht eine Herauslösung der Bestandteile nicht mehr befürchtet werden. Die Dolomitkomponenten schwimmen meist frei in der Grundmasse, sie treten selten gerüstbildend auf, die Berührungsfächen sind in solchen Fällen glatt. Die wenig bis kaum deformierten Kalkkomponenten verhalten sich gleich wie die dolomitischen, sind diese jedoch stärker

ausgelängt, kommt es sowohl zu einer richtigen Verzahnung der einzelnen Komponenten miteinander als auch mit dem Bindemittel. Die Festigkeit wird dadurch wesentlich erhöht. Positiv auf die Festigkeitseigenschaften wirkt sich auch fallweise auftretender, das Bindemittel verdrängender karbonatischer Zement aus. Dieser kann die einzelnen Komponenten miteinander verkitten. Verkieselte Matrix tritt nicht auf. Erhöhter Karbonatgehalt im Bindemittel erhöht die Festigkeit insofern, als die Karbonatkörner mit den restlichen Bestandteilen der Matrix häufig verzahnen. Selbst in rein sandig-tonigem Bindemittel greifen die einzelnen Körner trotz Schieferung so ineinander, daß ein Abscheren nicht befürchtet werden muß.

Als sehr nachteilig für die Festigkeit erweist sich die Klüftung. Es treten immer wieder Bereiche auf, in denen das Gestein in nur noch dm große, z.T. sogar noch kleinere Klüftkörper zerlegt wird. Diese Partien können mehrere Meter mächtig werden, und sie lassen sich aufgrund der Aufschlußverhältnisse im Gelände nur schwer erfassen. Eine genaue Ermittlung dieser stark gestörten Zonen ist nur mit Hilfe von Bohrungen möglich.

Schichtung bzw. Bankung beeinflussen die Festigkeit kaum, da diese z.T. überhaupt fehlen, oder die Inhomogenitätsflächen so weit auseinander liegen, daß sie sich auf die gewünschte Blockgröße nicht mehr auswirken. Auch die Schieferung wirkt sich nicht nachteilig aus, da keine glatten, die Festigkeit mindernden Flächen entstehen. Zur Feststellung der Frostbeständigkeit wurden Beobachtungen im Gelände und an in Kitzbühel verbauten Gesteinen durchgeführt. Der sogenannte "Schattbergstein" wurde früher schon abgebaut, der Steinbruch wurde in der Zwischenzeit aber stillgelegt. Die Breccie wurde hauptsächlich in Gartenmauern und dergleichen verbaut, sie fand aber auch beim Hausbau und bei der Bachverbauung Verwendung. Obwohl das Gestein wohl schon seit Jahrzehnten den Atmosphärien ausgesetzt ist, zeigt sich keine Lockerung der Komponenten oder irgendwelche Abspaltungen. Auch im Gelände konnten keine derartigen Beobachtungen gemacht werden. Sollte es erneut zu einem Abbau der Basalbreccie in diesem Raum kommen, so muß darauf hingewiesen werden, daß eine Gewinnung im selben Steinbruch nicht mehr möglich ist. Wie die Untersuchungen jedoch ergeben haben, unterscheidet sich das Gestein in anderen Bereichen nicht von jenem im alten Steinbruch, die Beobachtungen können also auf den ganzen Breccienkomplex übertragen werden. Auch zur Feststellung der Wetterbeständigkeit wurden die bereits verbauten Gesteine untersucht. Es konnte keine selektive Herauswitterung irgendwelcher Komponenten oder des Bindemittels beobachtet werden, auch konnte keine Rostbildung festgestellt werden. Dünnschliff- und Röntgendiffraktometeruntersuchungen ergaben als schädliche Gemengteile lediglich Hämatit. Dieser wandelt sich jedoch nur langsam in Limonit um (PESCHEL, 1977). Durch die meist äußerst feine Verteilung fällt eine Rostbildung nicht auf. Es konnten auch keine schädlichen Tonminerale festgestellt werden. Es tritt lediglich Illit bzw. Muskowit auf. Die Wetterbeständigkeit kann durch Polieren verbessert werden, da Niederschlagswasser, Staub oder Organismen an der glatten Oberfläche nur schlecht haften (PESCHEL, 1977).

Abbaumöglichkeiten

Der alte Steinbruch am Schattberg kommt für einen neuerlichen Abbau der Hahnenkambbreccie nicht in Frage. Die abbaubaren Vorräte sind in diesem Bereich zu gering, eine Ausweitung des Steinbruchs ist aus morphologischen Gründen praktisch nicht möglich. Für eine neuerliche Gewinnung des "Schatt-

bergsteines" kommen zwei Stellen in Frage: das Gebiet östlich des Ehrenbaches von der Talsohle bis zur Grenze des Breccienkörpers, und der Bereich südwestlich des Wasserschlosses über dem Wirtshaus Einsiedelei.

Am besten für einen Abbau geeignet erscheint die Breccie östlich des Ehrenbaches. Beim Ehrenbachfall bildet sie eine ca. 30 m hohe, fast senkrechte Wand. Die das Gestein trennenden Klüfte liegen im unteren Bereich 1 m und weiter auseinander, die Breccie ist kompakt, sie weist kaum Bankungsflächen auf. In höheren Bereichen können die Kluftabstände aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht mehr eindeutig erfaßt werden. Es muß darauf hingewiesen werden, daß das Gestein öfters von stark gestörten Zonen durchzogen wird, in denen der Kluftabstand nur noch wenige cm beträgt.

Die Breccie ist in diesem Gebiet hauptsächlich kalkig entwickelt. Es kommen aber auch vollkommen dolomitisierte Bereiche und Mischgesteine vom Typ III vor. Es treten immer wieder bis zu 1 m mächtige, tonig-sandige, linsenförmige Körper auf, die kaum Karbonatkomponenten führen und für eine weitere Verwertung nicht geeignet sind.

In den obersten Bereichen hier sind die Bestandteile der Breccie stark ausgelängt, das Bindemittel wurde weitgehend ausgequetscht. Auf der Ostseite des gewinnbaren Rückens ist das anstehende Gestein teilweise von Bergsturzmaterial aus Basalbreccie überlagert. Dieses liegt zu einem großen Teil in z.T. schönen Rohblöcken vor, die ohne weiteres verwertet werden können.

Bei einer Wandhöhe von 25 m zwischen den einzelnen Strossen, einem Böschungswinkel von 45° und einer Strossenbreite von 15 m, wären maximal 3.5 Millionen Kubikmeter Gestein gewinnbar - selbst bei größeren Abbaumengen viel zu viel für einen Dekorationsstein-Steinbruch. Aufgrund der morphologischen Gegebenheiten kann die Abbaumenge nicht beliebig nach unten reduziert werden. Das Gelände beginnt unten mit einer Steilstufe und legt sich dann allmählich flacher nach hinten zurück. Mit den oben eingesetzten Werten ergibt sich eine Mindestabbaumenge von ca. 90.000 m^3 , wenn bis zur Talsohle herunter, wo bessere Gesteinsqualität vorherrscht, abgebaut werden soll. Die Abbaumenge könnte durch einen steileren Böschungswinkel noch weiter verringert werden, dafür wären allerdings genaue felsmechanische Untersuchungen notwendig. Der Abbau müßte von der Seite vom Osten her begonnen werden.

Abbaumengen können nicht angegeben werden, da die stark gestörten Zonen und die unverwertbaren sandig-tonigen Lagen nicht genau erfaßt werden können. Die Schuttbedeckung ist gering oder z.T. überhaupt nicht vorhanden. Ein Abbau bis zur Bergsturzbedeckung scheint unwahrscheinlich, außerdem sind große Teile davon verwertbar. Blöcke, die die Größe für die Herstellung von schleifbaren Platten nicht erreichen, könnten wie früher zu Steinen für Gartenmauern etc. weiterverarbeitet werden. Der nicht verwertbare Abraum könnte am Fuß des Steinbruchs deponiert werden.

Der zweite, von der Morphologie her für einen Abbau in Frage kommende Standort liegt am Rücken über dem Wasserschloß. Die Breccie ist auch hier überwiegend kalkig entwickelt, es treten immer wieder sandige Lagen auf. Stark gestörte Zonen mit Kluftkörpern von nur wenigen cm Kantenlänge sind öfters vorhanden. Die maximale abbaubare Gesteinsmenge beträgt hier ca. 1.3 Millionen Kubikmeter, nach unten hin sind in diesem Gebiet durch die Morphologie keine Grenzen gesetzt. Etwas problematisch würde sich im Fall eines Abbaus die Lagerung des Abraums gestalten, da keine ebenen Flächen für eine Deponie vorhanden sind.

2. Raum Kals

Das bearbeitete Gebiet liegt östlich von Kals, die beschriebenen Gesteine bilden die südliche Seite des Ködnitzals bis zum mittelostalpinen Altkristallin.

Gesteinsbestand

Sericitquarzite, Quarzite

Bei diesen Gesteinen handelt es sich im wesentlichen um meist stark tektonisch beanspruchte Sericitquarzite und um gebankte, kompakte, relativ reine Quarzite. Die Übergänge zwischen diesen Gesteinen sind fließend. Die Sericitquarzite überwiegen bei weitem. Sie sind meist grünlich, seltener reinweiß gefärbt. Dieses Gestein kann extrem gefältelt sein. Die kompakten Quarzite sind meist weiß, nur selten zeigt sich eine leichte grünliche Färbung. Der überwiegende Teil ist gebankt, wobei die Bankmächtigkeit von ca. 2 cm bis maximal einige dm schwankt.

CORNELIUS & CLAR (1939) und SCHMIDT (1952) stellen diese Gesteine in die Permotrias. Dafür sprechen fallweise auftretende Gerölle aus dunklen Kieselstiefen in den Sericitquarziten. TOLLMANN (1977) rechnet die Sericitquarzite dem permischen Alpen Verrucano und die gebankten Quarzite den skythischen Lantschfeldquarziten zu.

Prasinite

Die Prasinite sind durchwegs feinkörnige gebänderte Gesteine, die fallweise stark in sich verfalltet sein können. Die Bänderung wird hervorgerufen durch lagige Anhäufung von Chlorit, Epidot, Quarz und Feldspat, sowie Karbonat.

Ein Schliff (Probe nordöstlich der Nickelalm) zeigt gleichmäßig über das ganze Gestein verteilten blaßgrünen und farblosen Chlorit. Der Großteil ist stark verunreinigt, die Korngröße beträgt ca. 0.1 mm und weniger. Nur selten treten größere (ca. 0.3 mm ϕ), kaum verunreinigte Körner auf. Ebenfalls lagig angeordnet sind Quarz, Feldspat und Karbonat.

Weiters konnten noch geringe Anteile sehr feinkörniger Hornblende und Muskowit beobachtet werden. Röntgenographisch wurde auch noch Biotit nachgewiesen.

CORNELIUS & CLAR (1939) beschreiben aus einem Schliff (Probe gegenüber Tinkl) praktisch den gleichen Mineralbestand; das Gestein ist dort nur etwas grobkörniger. Die Trübung des Epidots führen sie auf Einschlüsse von "anscheinend Titanit" zurück. Zu rundlichen Flecken zusammengehäufte reine Epidotkristalle deuten sie als eventuelle Pseudomorphosen nach Granat.

In diese Prasinite sind immer wieder stark verunreinigte Marmorlagen, seltener Quarzite und Kalkphyllite, eingeschaltet. Die mehrmalige Wechsellagerung von Prasiniten mit mächtigeren Karbonatbändern, die auch weiter aushalten, sowie der langsame Übergang von den Grüngesteinen in die Karbonate lassen auf einen tuffogenen Ursprung der Prasinite schließen.

Prasinite treten im Arbeitsgebiet als ein bis zu 70 m mächtig werdendes Band, das durchwegs zwischen der Evaporitischen Serie und den Quarziten

eingeschaltet ist, auf. Kleinere Körper sind in die Quarzite im Peischlachtal eingeschuppt.

Chemismus der Prasinite

Gesamtes Fe als FeO. Angaben in Gew.-%

Probe	G 2	G 94	G 96
SiO ₂	47.00	47.29	48.47
Al ₂ O ₃	17.99	16.01	17.16
FeO	2.77	5.90	6.77
MgO	6.30	5.43	6.01
CaO	12.70	13.39	10.21
Na ₂ O	3.15	2.81	3.24
K ₂ O	0.61	0.47	0.61
TiO ₂	1.63	1.89	1.97
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.22
MnO	0.15	0.18	0.15
GV	7.29	6.36	4.59
	<u>99.78</u>	<u>99.86</u>	<u>99.40</u>

Die Prasinite fallen im Alkali-Silizium-Diagramm nach G.A. MAC DONALD & T. KATSURA (1964) in das Feld der Tholeiitbasalte.

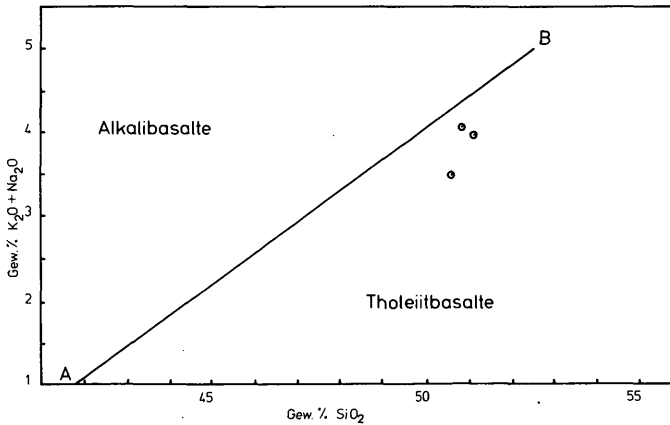


Abb. 1: Alkali- und Tholeiitbasalte im Diagramm nach G.A. MAC DONALD & T. KATSURA (1964)

BICKLE & PEARCE (1975) haben Prasinite aus der Matreier Zone östlich des Ködnitztals untersucht und diese mit Hilfe von Spurenelementen Ozeanbodenbasalten zuordnen können. Im Ti-Zr-Y-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973) fallen alle Analysen bis auf eine in das Feld B (Abb. 2 a). Dies stellt allerdings nur einen Hinweis für Ozeanbodenbasalte dar. Im Ti-Zr-Diagramm fallen alle Proben wieder mit Ausnahme von einer in das Feld D, das eindeutige der Ozeanbodenbasalte (s. Abb. 2 b). MIYASHIRO (1975) gibt weiters für Ozeanbodenbasalte SiO_2 -Gehalte von 47-52%, TiO_2 -Gehalte von 0.5-2.5% und Fe0/Mg0-Werte von 0.7-2.1 an. Die Analysen (G 2, G 94, G 96) bewegen sich in diesen Bereichen. Die K_2O -Gehalte liegen allerdings etwas über den von MIYASHIRO angegebenen Werten (0.07-0.4%). Im Diagramm Fe0 gegen Fe0/Mg0 liegen die analysierten Proben genau auf der Linie der Ozeanbodenbasalte und im TiO_2 -Fe0/Mg0-Diagramm zeigen sie einen ansteigenden TiO_2 -Trend.

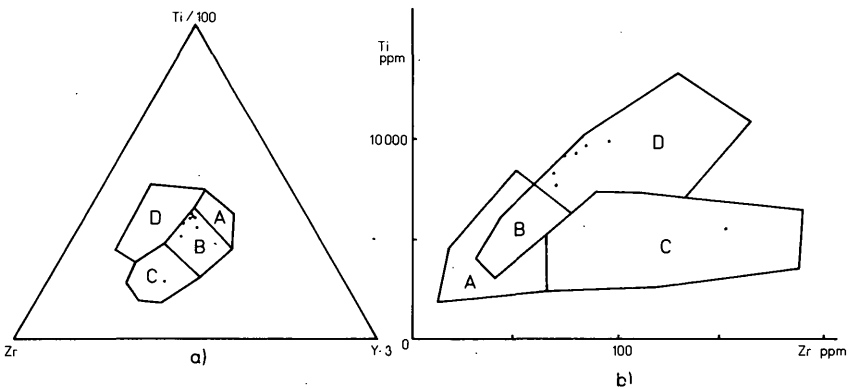


Abb. 2: Von BICKLE & PEARCE (1975) analysierte Proben von Grünschiefern aus der Matreier Zone

a) Ti-Zr-Y-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973):

Feld A: Inselbogentholeiite

Feld B: Ozeanbodenbasalte, Inselbogentholeiite, Kalkkalibasalte

Feld C: Kalkkalibasalte

Feld D: "within-plate"-Basalte

b) Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973):

Feld A: Inselbogentholeiite

Feld B: Ozeanbodenbasalte, Inselbogentholeiite, Kalkkalibasalte

Feld C: Kalkkalibasalte

Feld D: Ozeanbodenbasalte

Wie die verschiedenen Diagramme zeigen, dürften diese Vulkanite im Zuge einer Zerrungstektonik entstanden sein. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß nur drei analysierte Proben zur Verfügung standen, und zur eindeutigen Abklärung dieses Problems weitere Untersuchungen notwendig wären.

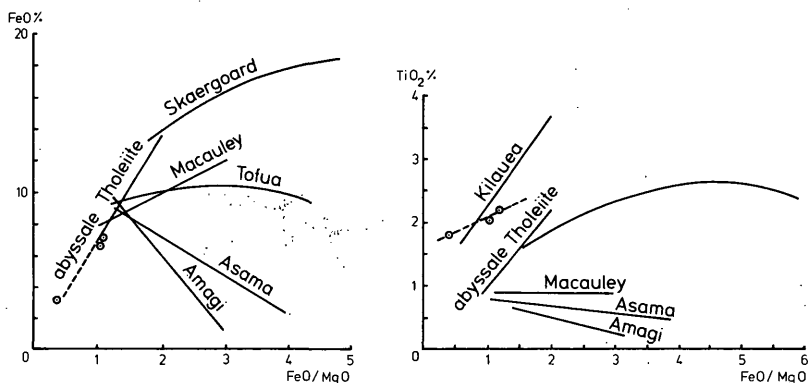


Abb. 3: FeO-FeO/MgO- und TiO₂-FeO/MgO-Diagramme nach MIYASHIRO (1975)
 Skaergaard Intrusion (Grönland), Macauley-Insel (Kermadec), Kilauea (Hawaii) und Tofua-Insel (Tonga) gehören zu den Tholeiiten, Asama- und Amagi-Vulkane (Japan) gehören zu den Alkalibasalten

Die altersmäßige Einstufung des Prasinitis gestaltet sich schwierig. Es könnte sich dabei um eine Einschuppung aus dem penninischen Bereich handeln, er hätte dann jurassisches bzw. kretazisches Alter. CORNELIUS & CLAR (1939) weisen jedoch öfters auf die enge Verbindung mit dem Quarzit-zug hin, was SCHMIDT (1952) dazu veranlaßte, "skythisches Alter am wahrscheinlichsten" anzunehmen. Auch der Verfasser neigt zu skythischer Einstufung, da eine Einschuppung eines so geringmächtigen Körpers auf derart weite Strecken (ca. 4 km im Arbeitsgebiet, weiter westlich und weiter östlich in gleicher Position von CORNELIUS & CLAR beschrieben) ohne stärkeres Zerbrecchen unwahrscheinlich ist. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß der Kontakt zum Quarzit immer tektonisch ist. Der ursprüngliche Verband ist nicht mehr gegeben, die Schichtgrenzen wurden tektonisch überprägt. TOLLMANN (1977) gibt für Grünschiefer in der Matreier Zone nur jurassisches Alter an.

CORNELIUS & CLAR (1939) führen als unterscheidendes Merkmal gegenüber den Prasiniten der Oberen Schieferhülle einen wesentlich höheren Quarzgehalt, der auf eine primäre Verschiedenheit des Chemismus zurückzuführen ist, an.

Wie schon vorher angeführt, handelt es sich bei den Prasiniten um umgewandelte Tuffe, die im Laufe einer Zerrungstektonik entstanden sein dürften. Diese könnte als erstes Anzeichen in unmittelbarer Nähe des penninischen Ablagerungsraumes für die im Jura erfolgende Ozeanisierung gedeutet werden.

Evaporitische Serie

Die Evaporitische Serie wird zum allergrößten Teil aus Gips, untergeordnet noch aus Rauhwacken, Chloritschiefern, Kalkphylliten und Kalken aufgebaut. Der Gips ist meist stark verunreinigt, wobei der Verunreinigungsgrad in weiten Grenzen schwanken kann. Auch der Anteil der daran beteiligten Minerale kann stark variieren.

Im Gips tritt immer Karbonat auf. Es kann sich dabei sowohl um Calcit als auch um Dolomit handeln.

Weiters ist Chlorit an den Verunreinigungen wesentlich beteiligt. Dieser ist fallweise gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt, häufig liegt er aber in Linsen oder Bändern vor. Der Gips kann so weit zurücktreten, daß man schon von Chloritschiefern sprechen muß. Chloritschieferlinsen können von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern Größe schwanken. Länger aushaltende Lagen werden bis zu 0.5 m mächtig.

Im Gips tritt ferner Quarz recht häufig auf. Quarzbänder können bis zu 30 cm dick werden, diese sind dann aber meistens stark zerbrochen. Häufiger kommt er in Form von Linsen und Knauern vor, deren Größe von wenigen Zentimetern bis zu (insbesondere auf der Südseite des Ködnitztals südöstlich Rangetin) 1 m und mehr schwankt.

Eine untergeordnete Rolle bei den Verunreinigungen spielen Muskowit und Pyrit, der praktisch immer stark verwittert ist. Albit konnte nur röntgenographisch nachgewiesen werden.

Im Gips kommt es immer wieder zu einer Wechsellagerung von relativ reinen und stark verunreinigten Lagen. Nach oben hin nehmen die Verunreinigungen jedoch zu und der Gips kann allmählich in einen Kalkphyllit bis Kalkglimmerschiefer übergehen.

Verknüpft mit dem Gips kommen hin und wieder Rauhvaccken vor. Südöstlich unter der Nickel Alm in den schlecht aufgeschlossenen Wiesen und südwestlich der Oberfieger Alm im Peischlachbach treten gelbe bis gelbbraune Rauhvaccken auf.

Südlich des Bachknies des Ködnitzbaches unter Rangetin ist eine intensive Wechsellagerung von Chloritphylliten, Chloritschiefern, Kalkphylliten, Quarzbändern und Gipslagen aufgeschlossen.

CORNELIUS & CLAR (1939) haben diese Abfolge als eigenes Schichtglied, die Roßbeckschichten, ausgehalten. Der Name stammt vom Roßbeckbach westlich von Kals, dessen Schlucht größtenteils in solche Schichten eingeschnitten ist.

Die Evaporitische Serie beginnt auf der Südseite des Ködnitzbaches südöstlich Glor und zieht dann stets unter dem Prasinitzug gegen Osten. Sie erreicht ihre größte Mächtigkeit etwas östlich des Folpreoma-Baches mit ca. 250 m (SCHMIDT, 1952, gibt lediglich 30 m an). Nordöstlich über der Nickel Alm ist sie nur noch geringmächtig und keilt dann bald aus.

Die Einordnung der Evaporitischen Serie ist unsicher. CORNELIUS & CLAR sehen in diesen Gesteinen entweder ein metamorphes Äquivalent von Werfener Schichten oder ein Glied der Obertrias, nicht nur Karn, sondern auch besonders den "bunten Keuper" des Semmerings (CORNELIUS, 1936). Darunter versteht CORNELIUS (1936) ein "unmittelbar dem Rhät vorangehendes Schichtglied". SCHMIDT (1952) stellt den Gips in das Anis. Gegen eine Deutung als karnisches Alter führt er an, daß ein unterlagernder Dolomit überall fehlt. Gegen "bunten Keuper" spricht nach SCHMIDT, daß in der oberen Trias in der Matreier Zone eine reichhaltige Schichtfolge entwickelt ist, diese nirgends mit Gips in Verbindung steht und auch ganz allgemein keine Ähnlichkeit mit einem "bunten Keuper" besitzt.

Sollte eine derartige Einstufung - permotriadische Quarzite, skythische Prasinite, anisische Gipse - richtig sein, so tritt uns am Süabhang des Ködnitztales ein größeres, mächtigeres Schichtpaket, das heute invers liegt, entgegen.

Kalke, Dolomite

Sowohl die Kalke als auch die Dolomite liegen meist in Form von Marmoren vor. Sie sind oft gebankt, wobei die Mächtigkeit der Bänke zwischen wenigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern schwankt. Hin und wieder treten sie massig auf. Sie bilden als ca. 25 m mächtiges Band hier die hangendste Einheit der Matreier Zone.

Eine altersmäßige Einstufung ist praktisch nicht möglich, da Fossilien fehlen und derartige Bildungen im Anis, Ladin, Nor und im Lias vorkommen.

Kalkphyllite

Kalkphyllite umgeben den ganzen Serpentinistock im hinteren Ködnitztal und unterlagern die Evaporitische Serie. Es lassen sich graue, braun anwitternde Phyllite bis Kalkglimmerschiefer, graue, silbrige Phyllite und dunkelgraue bis schwarze Phyllite unterscheiden. CORNELIUS & CLAR (1939) stellen diese in den Lias.

Serpentinit

Die umhüllenden Gesteine, die nördlich der Nickel Alm ganz flach auf dem Serpentinistock aufliegen, sind durchwegs verschiedene Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite. Der Kontakt ist überall tektonisch, es kommt immer wieder vor, daß kleine Serpentinlinsen noch in die Kalkglimmerschiefer eingeschuppt wurden. Randlich im Kontaktbereich ist der Serpentinistock fast immer sehr stark durchbewegt und z.T. vollkommen zerbrochen. In diesen Bereichen treten sehr häufig mit Asbest gefüllte Klüfte auf. Besonders stark in Mitleidenschaft gezogen wurde der nordöstliche Bereich, der vom Berger Bach durchflossen wird. Hier ist der Serpentinistock so stark zerlegt, daß sich der Bach nicht entlang der weichen Kalkglimmerschiefer, sondern direkt in den Serpentinistock eingeschnitten hat.

Der Körper wird im wesentlichen von einem dunkelgrünen, dichten, massigen Serpentinistock aufgebaut. Häufig sind bis zu 2 cm große Pyroxenkrystalle bzw. Pseudomorphosen nach Pyroxen zu beobachten. Die Klüfte sind meist mit Asbest oder Hornblendefasern gefüllt, wobei in den zentralen Bereichen die Hornblendefüllungen überwiegen. Fallweise können Partien mit bis zu 0.5 cm großen Talknestern, die braun anwittern, beobachtet werden. Nicht selten sind Erzsprengungen zu erkennen, wobei es sich fast immer um Pyrit, nur ganz untergeordnet um Kupferkies handelt.

Ca. 20 m westlich der Serpentinistockgrenze bei der Nickel Alm tritt etwas über dem Fahrweg zu dieser Alm im Serpentinistockkörper eine Breccie auf. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus Serpentinistock und werden bis max. 10 cm groß. Das Bindemittel besteht zum Großteil aus Talk und Karbonat. Auch die Komponenten sind fallweise randlich vertalkt. Zwischen den Komponenten fallen immer wieder Nester aus Hämatit und braunen Eisenhydroxiden auf.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Gestein zum größten Teil aus Antigorit besteht. Die Größe der Blättchen schwankt stark. Sie können vollkommen untergeordnet vorliegen oder seltener maschige Struktur aufweisen. Hin und wieder treten auch büschelige Aggregate auf. Sehr häufig können Pyroxene oder deren Überreste beobachtet werden. Diese enthalten hin und wieder kleine, xenomorphe Zirkonkrystalle. Es gibt alle Übergänge von noch recht gut erhaltenen bis zu vollkommen bastitisierten Krystallen, wobei unversehrte nur noch sehr selten vorhanden sind.

Die Serpentinisierung dieser Pyroxene erfolgt sowohl vom Rand her als auch entlang der Spaltflächen. Sind senkrecht aufeinander stehende Spaltflächen deutlich ausgebildet, kann dadurch, daß die Kristalle zuerst entlang der Spaltflächen umgesetzt werden, eine maschige Struktur entstehen. Klüfte und Spaltflächen können mit Chrysotilasbest verheilt sein.

Talk tritt immer in Klüften oder in kleinen Nestern als feinschuppiges Aggregat auf. Größere vertalkte Gesteinspartien treten praktisch nicht auf.

Weiters konnte im Schriff noch etwas Karbonat beobachtet werden, das entlang von Klüften, aber auch im unversehrten Serpentin auftritt.

Weiters treten neugebildete Hornblenden auf. Diese sind immer farblos und sprossen meistens an, nur selten in Pyroxenen. Es konnten aber auch neugewachsene Hornblenden in Serpentin ohne Verbindungen mit Pyroxen beobachtet werden.

Schließlich muß noch das opake Erz, das in allen Dünnschliffen auftritt, erwähnt werden.

Im Auflichtmikroskop stellt sich heraus, daß es sich bei diesen Erzen zum größten Teil um Ilmenit und Magnetit handelt. Die Körner sind meist xenomorph, seltener hypidiomorph, bis idiomorph ausgebildet. Sie zeichnen häufig zerbrochene Olivin- und Pyroxenkristalle nach. Oft nimmt die Erz-konzentration von außen nach innen hin ab. Immer wieder ist Rutil mit Ilmenit verwachsen.

Dieses Erz muß bei der Serpentinisierung entstanden sein. AUGUSTITHIS (1977) führt an, daß im Zuge der Umwandlung von Olivin und Pyroxen Eisen-oxide freigesetzt werden können.

Neben Ilmenit und Magnetit treten in untergeordneten Mengen noch Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, Bravoit bzw. Millerit, Goethit und Lepidokrokot auf.

Bei Verwachsungen von Pyrit mit Magnetkies ist öfters eine Verdrängung des Pyrits durch Magnetkies zu beobachten. Dieser bildet oft einen Saum um den Pyrit oder dringt entlang von Klüften und Rissen in diesen ein. Nach RAMDOHR (1975) läßt eine derartige Erscheinung auf Bildung in großer Tiefe schließen.

Pyrit, Kupferkies und Magnetkies sind fein verteilt über das ganze Gestein vorhanden und müssen bereits mit diesem gebildet worden sein. Goethit und Lepidokrokot sind sekundäre Umwandlungsprodukte der eisen-hältigen Minerale.

Zur tektonischen Stellung des Serpentinits:

Früher wurden die Serpentinite der Matreier Zone als tektonische Schuppen, die aus dem überlagernden Altkristallin zu beziehen sind, gedeutet (ANGEL, 1929; CORNELIUS & CLAR, 1939). In neueren Publikationen (z.B. TOLLMANN, 1975, 1977; THIELE, 1980) wird an einer Herkunft aus dem penninischen Raum nicht mehr gezweifelt.

Der untersuchte Serpentinit weist Iherzolithischen Chemismus auf. COLEMAN (1977) gibt für derartige Gesteine Mittelwerte für Al_2O_3 von 3.6%, für das Verhältnis $MgO/(MgO + FeO)$ von 0.84 an. Die $MgO/(MgO + FeO)$ -Werte ergeben zwar einen durchschnittlichen Wert von 0.84, schwanken aber im einzelnen doch beträchtlich. Da nur drei analysierte Proben vorliegen und die entsprechenden Werte für Dunite 0.86 und für Harzburgite 0.85 betragen, kann dieses Kriterium nicht zur Unterscheidung herangezogen werden.

Chemismus: Gesamtes Fe als FeO; Angaben in Gew.-%

Probe	S 19	S 31	S 38
SiO ₂	42.07	33.62	41.44
Al ₂ O ₃	4.23	3.24	4.30
FeO	4.76	6.64	5.80
MgO	34.22	28.19	34.86
CaO	1.87	8.26	0.77
Na ₂ O	0.10	0.06	0.04
K ₂ O	0.07	0.08	0.07
TiO ₂	0.12	0.12	0.14
P ₂ O ₅	0.09	0.24	0.15
MnO	0.13	0.17	0.11
CV	<u>11.80</u>	<u>18.99</u>	<u>12.20</u>
	99.46	99.61	99.88

Deutlich von den anderen Gesteinstypen unterschieden sich die vorliegenden Proben jedoch im Al₂O₃-Gehalt, der für Dunite 0.35% und für Harzburgite 0.89% im Durchschnitt beträgt. Die Probe S 31 weist einen zu hohen CaO-Gehalt auf, dieser ist jedoch auf sekundär gebildeten Dolomit zurückzuführen.

Nach TOLLMANN (1975) wurde die Obere Schieferhülle in Glocknerfazies auf ozeanischem Boden abgelagert. Im Laufe der Subduktion wurden Teile der ozeanischen Kruste in die Matreier Zone eingeschuppt.

Dieser Serpentinitt kann also wohl als Bestandteil des ultramafischen Komplexes (COLEMAN, 1977) einer Ophiolithsequenz angesehen werden, dem Harzburgite, Lherzolithe und Dunite angehören.

In den Serpentinitt sind drei verschiedene Schuppen tektonisch eingelagert. Die erste befindet sich auf ca. 2150 m unmittelbar südlich des Berger Baches. Es handelt sich hier um eine ca. 3 m mächtige und etwa 10 m anhaltende Linse aus Epidotbiotitschiefer, Riebeckitschiefer, einem Karbonatband und Kalkchloritphyllit. An der Basis dieser Schuppe ist der Serpentinitt vollkommen in einen Talk- bis Chloritschiefer umgewandelt.

Die zweite Schuppe befindet sich ca. 50 m nördlich von P 2094. Diese ist besonders stark tektonisch beansprucht und wird ca. 6 m mächtig. Der Serpentinitt ist dort im Liegenden vollkommen mylonitisiert. Dieser Mylonit wird dann karbonatreicher, es schalten sich zuerst wenige Zentimeter, dann mehrere Dezimeter mächtige kompakte Karbonatbänke ein. Zwischen diesen treten immer wieder vollkommen mylonitisierte Partien auf, wobei nicht auszuschließen ist, daß es sich dabei um Kalkchloritphyllite handelt, wie sie auch in der ersten Schuppe auftreten. Das Karbonat ist hier gleich wie dort entwickelt, es treten hier allerdings auch dünne Chloritlagen im Karbonat auf.

Die dritte Schuppe liegt auf 2065 m südlich der Wasserfassung für ein kleines Elektrizitätswerk am Berger Bach. Sie besteht im wesentlichen aus Kalkchloritschiefer, aus Karbonatbänken und -linsen und aus einer ca. 30 m mächtigen Hornblende-Stilpnomelan-Quarzitbank.

Der hohe Karbonatanteil bzw. die reinen Karbonatbänke und der hohe Quarzgehalt im Hornblende-Stilpnomelan-Quarzit lassen bei diesen Schuppen

auf ursprüngliche Sedimente schließen. Da gleich ausgebildete Sedimente in der Matreier Zone fehlen, muß angenommen werden, daß es sich um penninische Ablagerungen handelt, die mit dem Serpentin eingeschuppt werden.

Verwendbarkeit der Gesteine

In erster Linie sollte der Serpentin im hinteren Ködnitztal auf seine Verwendbarkeit als Dekor- bzw. Werkstein untersucht werden.

Für eine Verwendung als Dekorstein kommt er nicht in Frage, da er tektonisch viel zu stark beansprucht und durchbewegt wurde. Es ist nicht möglich, das Gestein in der notwendigen Blockgröße zu gewinnen. Es sind auch im Bach unmittelbar unterhalb des Serpentinstockes auffallend wenig Serpentinblöcke zu finden. Für eine Herstellung von Ziergegenständen, wie Aschenbecher, Vasen etc. könnten in manchen Bereichen genügend große Rohblöcke gewonnen werden. Diese müßten aber sehr dünn geschliffen werden, um durchscheinend zu werden und damit einen entsprechenden dekorativen Charakter zu erlangen. Das Gestein ist jedoch zu spröde, um derartig dünn geschliffen zu werden, und damit für einen solchen Verwendungszweck nicht geeignet.

Eine weitere Verwendungsmöglichkeit wäre die Herstellung von Splitt. Der von der Morphologie her bedingte abbaubare Vorrat beträgt ca. 4 Mio m³. Von der Festigkeit her entspricht das Gestein den Anforderungen, die stark ineinander greifenden Serpentinblättchen bewirken eine große Zähigkeit. Schädliche Minerale treten stark zurück, das meiste Erz liegt in oxidischer Form vor. Sulfide treten nur ganz untergeordnet auf. Die Kornform läßt allerdings zu wünschen übrig. Wie im Schutt zu erkennen ist, treten sehr häufig nichtkubische, stark gelängte Körner auf. Die Kornform könnte allerdings im Fall eines Abbaus durch entsprechende Brecheranlagen etwas verbessert werden. Gegen eine Verwertung als Splitt sprechen aber neben der Kornform noch die wohl eher ungünstige geographische Lage, die Höhenlage (ca. 2000 m) und die fehlenden Lagerungsmöglichkeiten im Abbaubereich. Schließlich wurden noch für eine mögliche integrierte Nutzung des Gesteins (Magnesium, verschiedene Metalle) die Ni- und Cr-Werte bestimmt. Kupfer tritt nur in unwesentlichen Mengen auf. Die Nickelgehalte betragen im Durchschnitt ca. 1850 ppm, die Chromgehalte ca. 2400 ppm, also keinerlei erhöhte Werte. Eine derartige Nutzung ist somit, zumindest heute, nicht aktuell.

Der Gips erreicht stellenweise zwar eine beträchtliche Mächtigkeit, ist aber für eine technische Verwertung viel zu stark verunreinigt. Außerdem wäre ein Abbau aufgrund der Morphologie nicht möglich, da dies unverzüglich Rutschungen größeren Ausmaßes zur Folge haben würde.

Das gleiche gilt für den Prasinit und den Quarzit. Diese Gesteine würden sich fallweise zur Herstellung von Platten und Steinen für Ziermauern eignen, lassen sich aber nicht abbauen.

Zur Herstellung von Platten und Mauersteinen würde sich auch der Marmor im Hangendsten der Matreier Zone eignen. Dieser ist aber, besonders an der Bundesstraße südlich von Kals, wo die Morphologie einen Abbau eventuell zuließe, zu geringmächtig.

Literatur

- ANGEL, F. (1929): Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. - Verh. Geol. B.-A., 1929, 146-166, Wien.
- AUGUSTHIS, S.S. (1979): Atlas of the Textural Patterns of Basic and Ultrabasic Rocks and their Genetic Significance. - Walter de Gruyter, Berlin-New York.
- BARNICK, C.H. (1959): Petrographische Untersuchungen der permotriadischen Basisschichten im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Brixlegg und Hochfilzen. - Unveröff. Diss., Phil. Fak. Innsbruck.
- BICKLE, M.J. & J.A. PEARCE (1974): Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alps. - Contrib. Mineral. Petrol. 49, 117-189, Springer-Verlag.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Aufnahmsbericht über Blatt Mürzzuschlag, Grauwackenzone und Semmeringgebiet. - Verh. Geol. B.-A., 1936, 50-51, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & E. CLAR (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). - Abh. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 25, H. 1.
- EISBACHER, G. (1963): Sedimentpetrographische Untersuchungen am Alpenen Buntsandstein im Raum Innsbruck-Saalfelden. Unveröff. Diss., Phil. Fak. Innsbruck.
- EMMANUILIDIS, G. & H. MOSTLER (1970): Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung, mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomits (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). - Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 547-569, Innsbruck.
- FREY, M. (1978): Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages. - Journ. Petrol., 19, No. 1, Oxford.
- HOHENBÜHEL, K. (1980): Zur Geologie der Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Rettenbaches bei Kirchberg in Tirol. - Unveröff. Diss., Natw. Fak. Univ. Innsbruck.
- MAC DONALD, G.A. & T. KATSURA (1964): Chemical Composition of Hawaiian Lavas. - Journ. Petrol., 5, 82-133.
- MALZER, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkammgebietes bei Kitzbühel (Tirol). - Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Innsbruck.
- MAVRIDIS, A. & H. MOSTLER (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns, mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone Tirol-Salzburg). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München, 1971, S. 523-546.
- MISIK, M. (1970): Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. - Verh. Geol. B.-A., 1970, 673-688, Wien.

- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. - Journ. Geol. 83, 249-281.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 89-150, Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 155-162.
- PEARCE, J.A. & J.R. CANN (1973): Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. - Earth Planet. Sci. Letters, 19, 290-300.
- PESCHEL, A. (1977): Natursteine. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - Akademie-Verlag Berlin, 2. Auflage.
- SCHMIDT, W.J. (1950): Die Matreier Zone in Österreich. - Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Natw. Kl., Abt. I, I. Teil: 159, 291-332, Wien 1950; II. Teil: 160, 711-760, Wien 1951; III. Teil: 161, 343-371, Wien 1952.
- SCHRAMM, J.-M. (1978): Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschrift W. Heußel, 101-111, Innsbruck.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. - Geologische Bundesanstalt Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286-319, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1, Verlag Franz Deuticke, Wien.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - Springer-Verlag, New-York-Heidelberg-Berlin, 5. Auflage.