

## Exkursion E5: Smaragdlagerstätte Habachtal

GRUNDMANN, G.

Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München,  
Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching

### Einleitung

Die Smaragdlagerstätte mit dem Smaragdbergwerk an der Leckbachscharte im Habachtal ist der bekannteste Edelsteinfundort der Alpen. SCHROLL (1797) war der erste Autor, der mit der direkten Nennung der Lokalität, Smaragd in Glimmerschiefern vom "Heubachtal" im "Fürstenthum und Erzstift Salzburg" beschrieb. Seit den ersten geologisch-petrographischen Beschreibungen wurde die Genese der Smaragde generell mit der metasomatischen Reaktion zwischen injizierten granitischen Magmen und/oder den davon ausgehenden fluiden Phasen und Ultrabasiten in Verbindung gebracht. (WEINSCHENK, 1896; FERSMAN, 1929; KÖLBL, 1932; LEITMEIER, 1937).

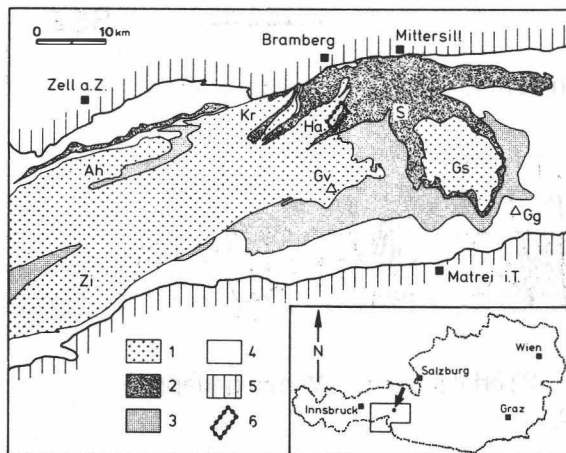


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Umgebung des Smaragdvorkommens im Habachtal (aus GRUNDMANN, 1985). Der Ausschnitt zeigt die regionale Position des Exkursionsgebietes innerhalb des mittleren Tauernfensters. Ah = Ahorn-Kern, Gg = Großglockner, Gs = Granatspitz-Kern, Gv = Großvenediger, Ha = Habachzunge, Kr = Krimmler Gneiswalze, S = Scheelitlagerstätte Felbertal.

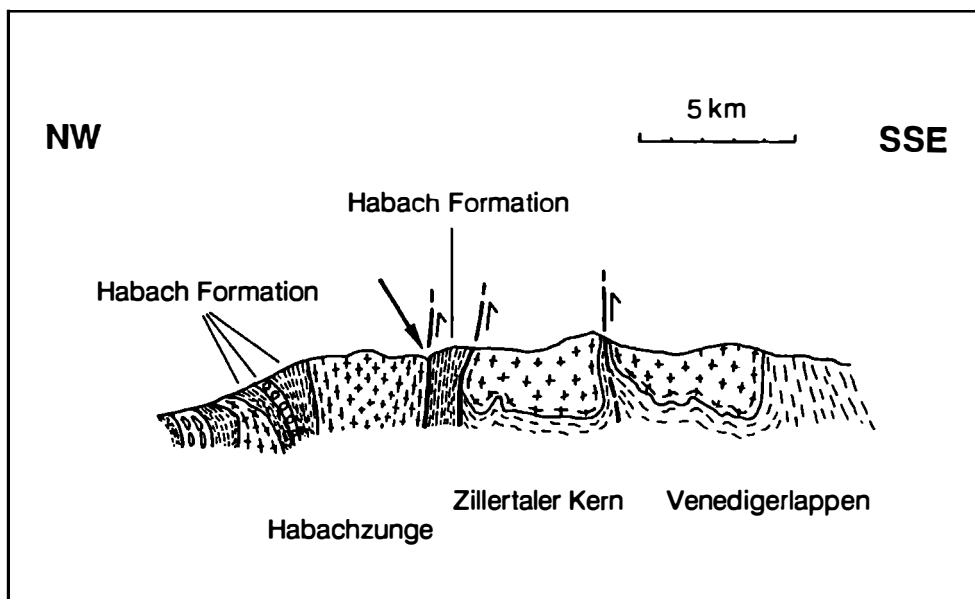
Nach der von SINKANKAS (1981) vorgeschlagenen genetischen Klassifikation der weltweiten Smaragdorkommen wurde dieser Typ schließlich als "Metamorphic-Hydrothermal" und die Art der Lagerstätte als "Schist type (exometamorphic)" bezeichnet. Petrologische und geochemische Detailuntersuchungen konnten dagegen zeigen, daß das "exometamorphic"-Konzept einer Kontaktmetamorphose zwischen "Pegmatiten" bzw. "Apliten" und Ultrabasiten die Entstehung der Smaragde nicht sinnvoll erklären kann (MORTEANI & GRUNDMANN, 1977; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982; 1989).

Vielmehr zeigen die Intern- und Externgefüge der Smaragde sowie die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente in den Smaragd-führenden Gesteinsserien, daß die Smaragde im Verlauf der Alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) in einer metasomatisch alterierten und tektonisch überprägten Melange aus Beryllium-reichen Metapeliten, Metavulkaniten und Chrom-reichen Ultrabasiten ohne magmatische Aktivität gesproßt sind. Dieser Smaragdagerstättentyp kann zusammengefaßt als "regionalmetamorph, metasomatisch-horizontgebunden" bezeichnet werden

(GRUNDMANN, 1983). Das regionalmetamorphe Kristallwachstum geschah in der durch metasomatischen Stoffaustausch zwischen Serpentinitten und Granatglimmerschiefern entwickelten Serpentintrandserie mit den typischen Zonen (blackwall zones) aus Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefern.

## Geologischer Überblick

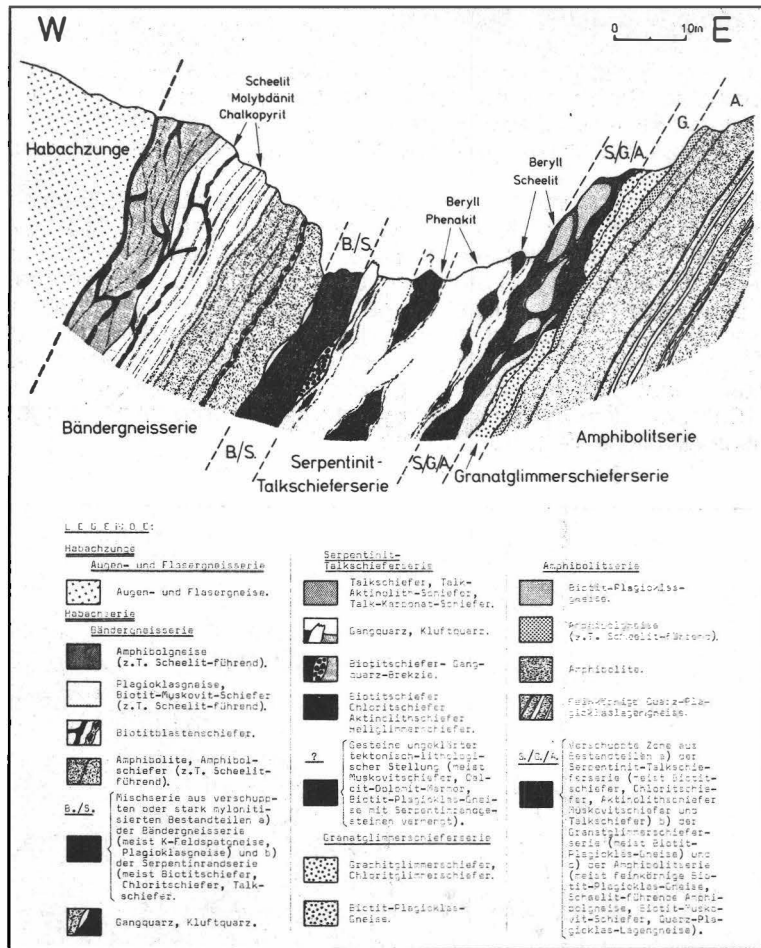
Die Smaragdlagerstätte im Habachtal liegt im Nordteil des mittleren Tauernfensters nahe dem tektonischen Kontakt zu den Ortho-Augengneisen am Südrand der Habachzunge (Zentralgneis) in einer Serie aus Amphiboliten, Glimmerschiefern, Serpentinitten und Talkschiefern der Habach-Formation (Abb. 1). Sowohl die Habach-Formation als auch die Habachzunge werden zu den tieferen großtektonischen Einheiten im Penninikum des Tauernfensters gerechnet. Die Habach-Formation ist ein Äquivalent der Unteren Schieferhülle, die generell als alpidische Decke über den Zentralgneiskernen liegt (Abb. 2).



*Abb. 2: Vereinfachtes geologisches Profil durch die östliche Venedigerdecke zwischen Untersulzbachtal und Habachtal (mittleres Tauernfenster), umgezeichnet nach SCHMIDEGG (1961) und FRISCH (1977) aus GRUNDMANN (1983). Der Pfeil weist auf die Position der Smaragdlagerstätte im Habachtal.*

Die Smaragdmineralisation selbst tritt in einer tektonisch stark beanspruchten Zone aus Serpentinrandgesteinen (blackwall zones) auf, die mit Metapeliten, intermediären bis basischen Metavulkaniten und Serpentinitten zum Teil intensiv verschuppt sind.

Die wichtigsten Smaragd-führenden Gesteine sind Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefer. Lokale lagenförmige Anreicherungen mit Chalkopyrit, Molybdänit, Scheelit und Beryll im Nahbereich der Smaragdlagerstätte deuten auf die genetische Ähnlichkeit zur benachbarten Scheelitlagerstätte Felbertal und auf den Cu-Bi-Mineralisationstyp Bärenbad (Hollersbachtal) hin. Die Smaragdlagerstätte in der Leckbachrinne im Habachtal wird als eine tektonische Melange interpretiert, die überwiegend syn- bis posttektonisch während der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) gebildet wurde.



**Abb. 3: Vereinfachtes geologisches Profil durch den mittleren Habachkamm im Bereich des tektonischen Parallelkontaktes von Habachzunge und Habach-Formation. Die Pfeile weisen in Richtung der vermuteten Haupteinengung (aus GRUNDMANN, 1983). Die gewellte Linienführung veranschaulicht den Verlauf der Serpentin-Talkschieferserie und Granatglimmerschieferserie mit tektonischer Ausdünnung und Aufweitung.**

Nach HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974), GRUNDMANN (1980, 1989), SATIR & FRIEDRICHSEN (1986) und GRUNDMANN & MORTEANI (1982) sind in den Gesteinen der Smaragdlagerstätte im Habachtal mindestens eine präalpidische und eine alpidische Metamorphose dokumentiert. Aus Gefügerelationen und diagnostischen Mineralparagenesen konnten die präalpidischen (wahrscheinlich herzynischen) Metamorphosebedingungen mit <3 kbar und <450 °C und die alpidischen der Tauernkristallisation mit 4.5 - 6 kbar und <550 °C (obere Grünschieferfazies) abgeschätzt werden (GRUNDMANN, 1980; KOLLER & RICHTER, 1984). Aus den Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Umgebung des Habachtales ist abzuleiten, daß die Smaragd-führenden Gesteine mit dem Durchschreiten des Maximums der Tauernkristallisation zwischen 50 und 35 Millionen Jahren regionalmetamorph überprägt wurden. Die Mehrzahl der Habachtaler Smaragde ist demnach während des Alt-Tertiärs im Eozän-Oligozän entstanden.

## Feldpetrographie und Seriengliederung

Die Smaragdmineralisationen im Raum der Leckbachrinne sind an eine tektonisch stark beanspruchte Störungszone gebunden, die sich, bedingt durch signifikante Kompetenzunterschiede der Gesteine, innerhalb der Habachformation subparallel zur tektonischen Grenze Habachzunge/Habach-Formation entwickelt hat (Abb.3).

Hauptgesteine dieser Scherzone sind Serpentinite, Talkschiefer, Biotitschiefer und Chloritschiefer mit geringmächtigen lokalen Einschaltungen aus Muskovitschiefern, K-Feldspatgneisen, Plagioklasgneisen und Dolomit-Calcit-Marmoren (zusammengefaßt: "Serpentin-Talkschieferserie"). In Streichrichtung dieser durch Serpentinrandgesteine markierten Scherzone treten linsenförmige Antigorit-Serpentinittkörper und einige Milchquarzgänge bzw. Linsen auf. Neben den zwei großen Serpentinittkörpern des "Sedl" (Leckbachgraben, Habachtal) und der Schwarzen Wand (Scharnbachgraben, Hollersbachtal) findet sich noch ein vergleichsweise sehr kleines Vorkommen von Serpentinitt 100 m nördlich der Leckbachscharte. Diese Serpentinite zeigen stets cm- bis m-mächtige randliche Vertalkungszonen.

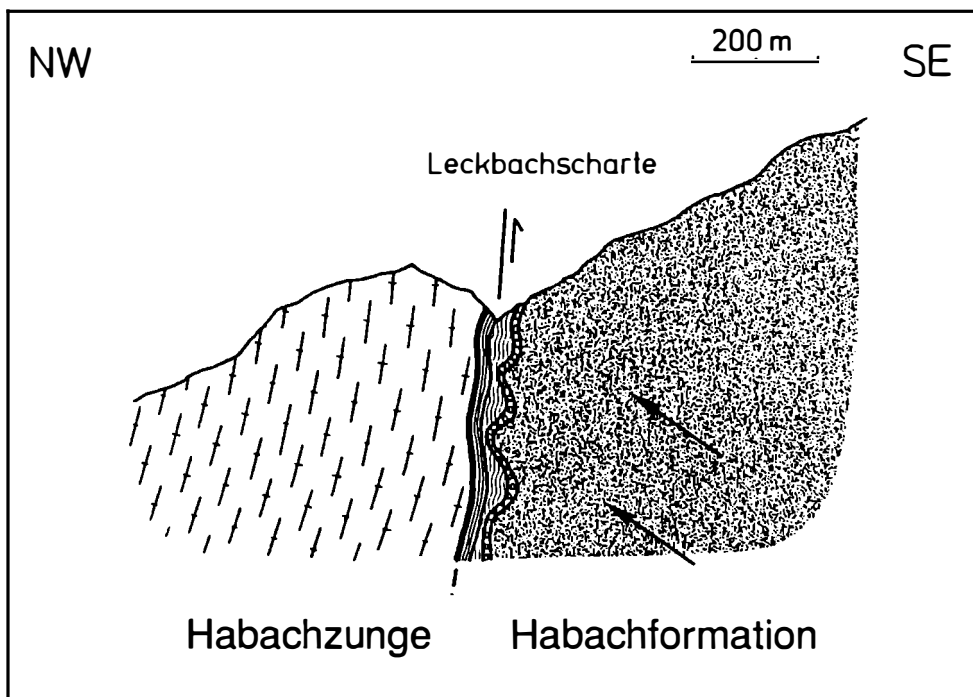


Abb. 4: Halbschematische Profildarstellung des lithologischen Aufbaus der oberen Leckbachrinne in Höhe der Smaragdlagerstätte im Habachtal (2200 m üNN) (aus GRUNDMANN, 1983).

Die am Südrand der Habachzunge über einige Kilometer verfolgbare Serpentin-Talkschieferserie erstreckt sich mit einigen Unterbrechungen von der Schwarzen Wand, Hollersbachtal über die Leckbachscharte, Habachtal hinweg bis hin zur Kesselscharte und Kesselklamm, Untersulzbachtal. Diese tektonische Melange wird in dem gut aufgeschlossenen Bereich der oberen Leckbachrinne von folgenden Gesteinsserien begrenzt: An ihrer Nordwestflanke im wesentlichen von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Bändergneisen und Amphiboliten (zusammengefaßt: "Bändergneissserie") und an ihrer Südostflanke im wesentlichen von Biotit-Plagioklas-Gneisen, Granat-führenden

Glimmerschiefern (zusammengefaßt: "Granatglimmerschieferserie") sowie einer Wechselfolge von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen, Quarz-Plagioklas-Lagengneisen und Amphiboliten (zusammengefaßt: "Amphibolitserie").

Um den meist sehr komplizierten lithologischen Bau der Leckbachrinne überschaubarer zu machen, wurde eine halbschematische Profildarstellung gewählt (Abb. 4), die alle einzeln benannten Gesteinseinheiten im beobachteten Verband darstellt und zugleich die Größen- und Lagerungsverhältnisse ungefähr maßstabsgetreu wiedergibt. Die folgende Aufstellung gibt noch einmal die von GRUNDMANN & MORTEANI (1982) vorgeschlagene Seriengliederung in einer übersichtlichen Kurzform wieder:

1. Habachzunge
  - 1.1 Augen- und Flasergneisserie
    - 1.1.1 Augen- und Flasergneise
2. Habachformation
  - 2.1 Bändergneisserie
    - 2.1.1 Amphibolgneise (z.T. Scheelit-führend)
    - 2.1.2 Biotit-Plagioklas-Gneise (z.T. Scheelit-führend)
    - 2.1.3 Biotit-Muskovit-Schiefer (Scheelit-führend)
    - 2.1.4 Feinkörnige Plagioklasgneise
    - 2.1.5 Biotitblastenschiefer, Biotit-Chlorit-Prasinit
    - 2.1.6 Amphibolite
  - 2.2 Serpentin-Talkschieferserie
    - 2.2.1 Serpentine
    - 2.2.2 Talkschiefer
    - 2.2.3 Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer
    - 2.2.4 Biotitschiefer
    - 2.2.5 Chloritschiefer
    - 2.2.6 Muskovitschiefer
    - 2.2.7 Gangquarz, Kluffquarz
    - 2.2.8 Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie
  - 2.3 Granatglimmerschieferserie
    - 2.3.1 Graphitglimmerschiefer (Granat-führend)
    - 2.3.2 Chloritglimmerschiefer (Granat-führend)
    - 2.3.3 Biotit-, Plagioklas-Gneise (Granat-führend)
    - 2.3.4 Schwarzphyllite (Granat-führend)
  - 2.4 Amphibolitserie
    - 2.4.1 Grobkornamphibolite
    - 2.4.2 Mittel- bis feinkörnige Amphibolite
    - 2.4.3 Quarz-Plagioklas-Lagengneise
    - 2.4.4 Amphibolgneise (z.T. Scheelit-führend)
    - 2.4.5 Biotit-Plagioklas-Gneise (z.T. Scheelit-führend)

Zusammengefaßt zeigt die vorliegende lithologische Grobgliederung einen deutlich asymmetrischen Aufbau an beiden Flanken der Serpentin-Talkschieferserie.

Die Bändergneisserie besteht aus Gesteinen vorwiegend andesitischer und trachy-basaltischer Zusammensetzung. Dieser Teilbereich der Habach-Formation grenzt zugleich scharf an die Augen- und Flasergneisserie der Habachzunge. Die Variationsbreite der Bändergneisserie kann als eine Wechselfolge intermediärer bis basischer Vulkanite unter Beteiligung tuffitischen Materials gedeutet werden. Hinweise auf Gesteine granitischer Zusammensetzung, die als "aplitische Injektionen" in Frage kämen, finden sich nicht. Dunkle, zum Teil diskordant-gangartige Gesteine können als Meta-Lamprophyre gedeutet werden. Innerhalb der Bändergneisserie treten außerdem lokal s- bzw. stoffkoncordante Scheelit-, Chalkopyrit- und Molybdänitvererzungen auf, die meist eine enge Bindung an einen wahrscheinlich primären stofflichen Lagerbau erkennen lassen.

Die Amphibolite der Amphibolitserie zeichnen sich durch einen überwiegend alkali- bis tholeiit-basaltischen Chemismus aus. Nur untergeordnet finden sich andesitische bis trachybasaltische Äquivalente insbesondere unmittelbar an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie in Form von Hornblendegneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen, ähnlich denen der Bändergneisserie. Magmatische Reliktgefüge (zum Beispiel porphyritische Gefüge) kennzeichnen diese Gesteine als ursprünglich vulkanogene Wechselfolge basaltischer Laven mit lokalen Einschaltungen von Grobkornamphiboliten, die sich als ursprüngliche Gabbros deuten lassen, und geringmächtigen, sehr feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Gneisen, die sich als ehemalige tuffitisch verunreinigte Kieselgelabscheidungen deuten lassen (KARL & SCMIDEGG, 1964).

Als einziges sicher nachweisbares Metasediment sind die Granat-führenden Graphit- und Chloritglimmerschiefer der Granatglimmerschieferserie mit generell pelitischer Zusammensetzung zu nennen. Ein Blick auf die geologisch petrographische Karte gibt zu erkennen, daß diese Gesteinsserie nur an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie als schmaler mehr oder weniger zusammenhängender Horizont der Amphibolitserie aufliegt. Infolge tektonischer Zerlegung sind die Granatglimmerschiefer in diesem lithostratigraphischen Niveau häufig mit den Gesteinen der Serpentin-Talkschieferserie und der Amphibolitserie eng verzahnt. Diese Dislokationen waren der Ausgangspunkt für durchgreifende metasomatische Alterationen am Kontakt zum Ultrabazit (jetzt Talkschiefer) und den darin z.T. eingeschuppten Glimmerschiefern und Gneisen. Es entwickelten sich dort in Abhängigkeit vom jeweiligen Stoffangebot und tektonischen Einflüssen metasomatische Zonierungen (englisch: "blackwall zones") mit lokal reichen Smaragdmineralisationen.

Weitere häufig mehrere Meter mächtige Metasomatosezonen mit Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefern finden sich im Grenzbereich der Bändergneisserie und Talkschieferzone. Allerdings sind hier Smaragdfunde äußerst selten. Vor allem zwischen Bergwerk und Leckbachscharte sind die linsigen Ausdünnungen, die teilweise metasomatischen Umwandlungen oder die tektonischen Durchtrümerungen mit Biotitschiefern, Chloritschiefern und Aktinolithschiefern besonders auffällig. Die Gangquarz- und Kluftquarzbildungen innerhalb der Talkschieferzone zeigen dagegen keinerlei Kontakterscheinungen zu den meist scharf angrenzenden schiefrigen Gesteinen.

Der Mineralbestand und das Gefüge einer außergewöhnlichen Form von Quarz-Durchtrümerung (Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie) in der oberen Leckbachrinne geben Hinweise, das nach der letzten Hauptschieferung der Biotitschiefer während der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) weitreichende Hohlräume gebildet wurden, in die durch Druckentlastung SiO<sub>2</sub>-reiche fluide Phasen eindringen und Spalten und Klüfte mit einem weit verzweigten Netzwerk aus Quarz, etwas Karbonat und Chlorit ausfüllten. Bisher unerwähnt geblieben sind einige charakteristische Gesteine, die nur in lokal eng begrenzten Vorkommen geringer Mächtigkeit, zuweilen nur in einigen wenigen Dezimetern im Bereich der Leckbachrinne angetroffen wurden. Von diesen sind für die Interpretation der metasomatischen Alterationen wichtige Gesteine:

- a) Biotitquarzite, Muskovitquarzite (z.T. Smaragd-führend)
- b) Aktinolithquarzite, Chloritquarzite (z.T. Smaragd-führend)
- c) Epidot-Hornblende-Calcit-Schiefer, Kalifeldspatgneise
- d) Adular-Dolomit-Calcit-Phlogopit-Marmor
- e) Phlogopit-Chlorit-Schiefer (z.T. Smaragd- und Margarit-führend)

Diese Gesteine sind lokal in Metasomatosezonierungen der Serpentin-Talkschieferserie eingebunden und zeigen z.T. ungewöhnliche Mineralparagenesen in enger Verknüpfung mit Beryll- bzw. Smaragdmineralisationen.

## Lagerungsverband und Tektonik

Der tektonische Baustil im Raume der Leckbachrinne im Habachtal dürfte im wesentlichen von alpidischer Einengungstektonik geprägt worden sein (FRISCH, 1977). Im Verlauf der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) wurde der Tauernkörper infolge der ansteigenden Temperaturen von einer duktilen Deformation erfaßt. Bewegungsbahnen alpidischer Abscherungskörper verlagerten sich in die paläozoischen Metabasite der Habach-Formation, da dort inkompetente schiefrige Gesteine vorherrschen. Die angrenzenden relativ starren Gneiskerne (Habachzunge, Sulzbachzungen, Krimmler Gneiswalze) wirkten dagegen als kompetente Widerlager. Diese wurden nur in ihren peripheren Bereichen stärker geschiefert und erfuhren eine nordvergente Rotation (Abb. 2). Es bildeten sich entlang der Gneiswalzen tektonische Parallelkontakte heraus. Die Einengungsbeträge der ausgequetschten Schiefermulden lagen schätzungsweise bei 80% gegenüber 20 - 30% bei den Gneiskernen (FRISCH, 1977).

In einem vergrößerten Ausschnitt (Abb. 3) ist zu erkennen, daß die alpidische Relativbewegung der Habach-Formation im Bereich des Graukogelmassivs (Habachkamm) in einer nordgerichteten Anpressung der Metabasite gegen die Gneiswalze der Habachzunge bestand.

Mit dem Nachweis intensiver Mylonitisierungshorizonte, ausgeprägter Boudinage-Strukturen und einer Fülle von Faltungsgefügen (GRUNDMANN & MORTEANI, 1982) kann davon ausgegangen werden, daß die Serpentin-Talkschieferserie am Südrand der Habachzunge als Einengungs- und Abscherungshorizont erster Ordnung wirksam war. Der eigentliche tektonische Hauptkontakt zwischen Habachzunge und Bändergneisserie (Habach-Formation) war für den lokalen Beanspruchungsplan von nur untergeordneter Bedeutung.

### Gefüge-Inventar

Das Hauptmaximum der s-Flächenpole liegt bei etwa 120°/40° SE. Die Streubreite pendelt zwischen 30° NNE und etwa 210° SW mit Einfallwinkeln zwischen etwa 0° und etwa 80°. Die Hauptstreichrichtung des lokalen Schieferungs-s ist gegenüber dem regionalen s um etwa 20° - 30° nach N verstellt. Die schwächer besetzten Streubereiche kennzeichnen großräumige wellige Deformationen der Metabasite an der SE-Flanke der Serpentin-Talkschieferserie. Die Hauptschieferungsrichtung verläuft im wesentlichen parallel der lithologischen Wechsellagerung. Im Aufschluß- und Handstückbereich sind neben dieser noch weitere meist spitzwinklig dazu liegende s-Flächen in Form von Scherfugen zu erkennen; diese deuten darauf hin, daß unter anderem durchgreifende einscharige Scherungen diagonal zur Hauptschieferungsrichtung wirksam waren.

Das Hauptmaximum der B-Achsen liegt bei etwa 20°/20° NNE, ein etwas schwächer besetztes Teilmaximum fällt in etwa 300°/45° WNW. Die Streubreite pendelt zwischen etwa 190° SSW und etwa 70° ENE mit Einfallwinkeln zwischen etwa 0° und etwa 70°. Die Haupt-B-Achsenlagen der Leckbachrinne sind analog den s-Flächenpolen gegenüber dem regionalen Trend um etwa 20° - 30° nach N verstellt.

Im Nahbereich der Störungszone des oberen Leckbachgrabens ist eine außergewöhnliche Bandbreite an Faltungsgefügen zu beobachten. Neben größeren Biegegleitfalten und Scherfalten des m-Bereiches treten intensive Feinfältelungen bis hin zu Isoklinalfältelungen im mm-Bereich und darunter auf.

Weit verbreitet finden sich Formen von Boudinage. Es sind sowohl Auslängungs- als auch Verkürzungsboudins zu beobachten. Aus den internen Bewegungsrichtungen in den betreffenden Gesteinen ist abzuleiten, daß eine Kombination aus Scherungen und Rotationen den ursprünglichen Lagerungsverband lokal verändert hat.

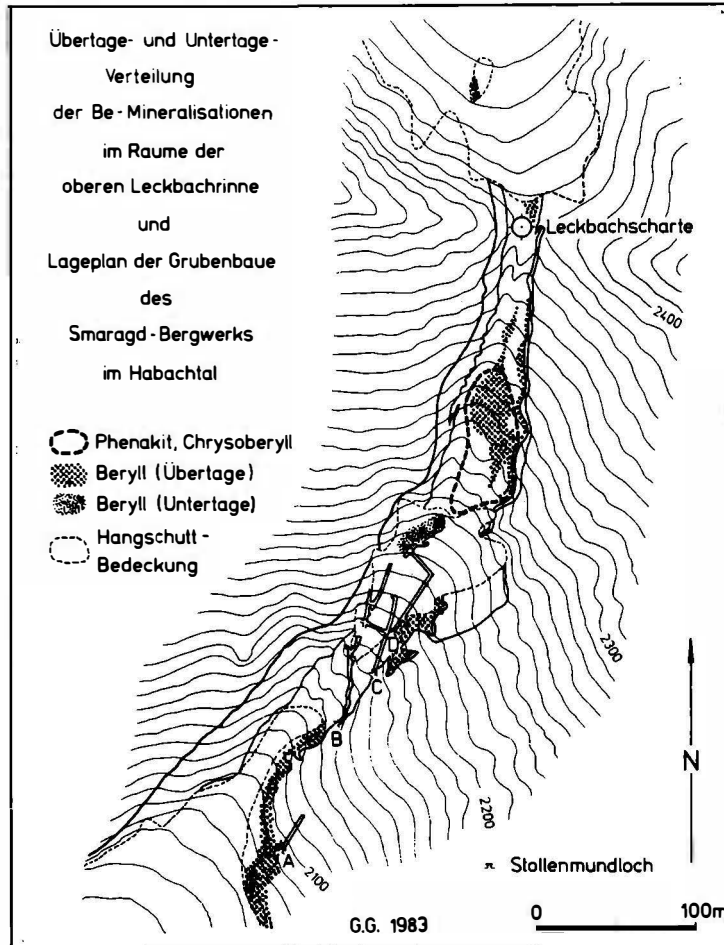


Abb. 5: Lageplan der Grubenbaue des Smaragdbergwerkes in der oberen Leckbachrinne im Habachtal mit der Übertage- und Untertage-Verteilung der Beryllium-Mineralisationen (aus GRUNDMANN, 1985).

Der stoffliche Lagenbau (Bänderung) repräsentiert heute petrogenetisch die Hauptschieferungsrichtung. Primäre Wechsellagerungen von Gesteinen, deren Teilbeweglichkeit im Verlauf ansteigender Metamorphose partiell zunahm, erlitten syntektonische Deformationen, die vielerorts zu chaotischen Verbandsverhältnissen führten. Vor allem in der unmittelbaren Umgebung der Stollen sowie Untertage sind häufig linsen- und walzenförmig verquetschte Plagioklasgneiskörper mit dazwischen eingeschuppten schiefrigen Serpentinrandgesteinen anzutreffen. Deren ursprüngliche Position und deren Edukte samt ursprünglichen Ausmaßes sind nur noch bedingt rekonstruierbar. Störungsfugen, die meist mit Biotit, Chlorit, Aktinolith oder Talk gefüllt sind, können sich - oft nur cm-dünn - wiederholt linsenartig erweitern und sogar Gangcharakter annehmen. Dieser Wechsel von Ausdünnung zur Erweiterung ist in jedem Fall auf tektonische Formgebung zurückzuführen. Einflüsse durch früher immer wieder postulierte "magmatische Injektionen" sind auszuschließen.

Wichtige Bezugshorizonte, an denen die tektonischen Auswirkungen sehr gut studiert werden können, sind die Biotitblastenschiefer, die hellen Plagioklasgneise und die Granatglimmerschiefer. Ihre Bänderung verläuft annähernd parallel zur Hauptschiefer-



rungsrichtung. Im speziellen Fall der Granatglimmerschieferserie (Metapelite) dürfte der stoffliche Lagenbau noch weitgehend identisch mit dem ursprünglichen sedimentären sein, da die Phyllosilikate generell in dem unter anderem auch von Graphit-Pigment und Turmalin nachgezeichneten Quarz/Glimmer-Lagenbau subparallel eingeregelt sind. Die Hauptschieferung hat dementsprechend das sedimentär angelegte primäre Lagengefüge überprägt.

### **Formen und Verteilung der Smaragdmineralisationen (Makrogefüge)**

Die räumliche Über- und Untertageverteilung der bis jetzt bekannten Be-Mineralparagenesen in der oberen Leckbachrinne bis hin zur Leckbachscharte ist in Abbildung 5 dargestellt. In dieser Karte bleiben vereinzelte Klufmineralisationen unberücksichtigt.

Entsprechend dem Auftreten von gesteinsbildendem Beryll bzw. Smaragd in den einzelnen lithologischen Einheiten ist zu erkennen, daß die Beryll-Mineralisationen im Inneren und gehäuft an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie angesiedelt sind. In der Augen- und Flasergneisserie, im gesamten Bereich der Bändergneisserie sowie in den metasomatisch weitgehend unbeeinflusst gebliebenen Gesteinen der Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie konnten bislang keine gesteinsbildenden Smaragde nachgewiesen werden. Der gleiche Befund trifft auch für die selteneren Be-Mineralien Phenakit und Chrysoberyll zu, die lokal mit Beryllen vergesellschaftet sein können. (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973).

Zuverlässige Angaben über die Erscheinungsformen von Be-Mineralisationen sind in der Literatur bislang nur in sehr geringem Umfang gemacht worden. Die erste geologische Interpretation der Untertage-Verhältnisse des Smaragdbergwerkes (hier nur "C"- und "D"-Stollen) mit Angaben über die Beryll-Führung wurde im Sinne einer pegmatitisch-pneumatolytischen Genese von LEITMEIER (1937) verfaßt.

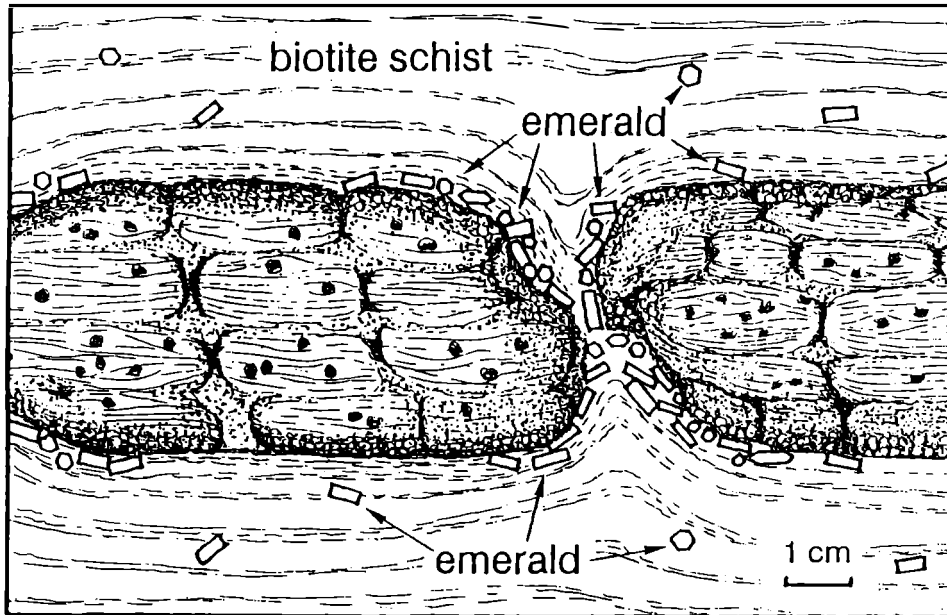
Eine im Sinne einer ausschließlich regionalmetamorphen Genese erneuerte geologisch-petrographische Bearbeitung aller vier Stollen "A", "B", "C" und "D" legten GRUNDMANN & MORTEANI (1982) vor. Durch diese neuen Untertagekartierungen wurde das Gesamtergebnis der Übertage-Geländearbeiten bestätigt, wonach auch im Grubengebäude die Beryll-führenden Gesteine mit zum Teil bedeutenden Anreicherungen nur zwischen der Serpentin-Talkschieferserie und der Granatglimmerschieferserie bzw. Amphibolitserie anstehen.

Endgültige Aussagen über die Verbreitung, Erscheinungsformen und Mengenverhältnisse von Beryll-Mineralisationen der oberen Leckbachrinne sind nur mit erheblichen Bedenken vertretbar. Demgegenüber wurde wiederholt mit Ausschließlichkeiten argumentiert, wo und wo nicht Smaragde auftreten können. Meist diente das klassische kontaktmetamorphe Genesekonzept dazu, die eigenen Erfahrungen und Beobachtungen als allgemeingültig herauszustellen. Infolge der sich Jahr für Jahr rasch ändernden und zum Teil auch verbessernden Aufschlußverhältnisse (z.B. Blockschuttstürze) wurden immer wieder Geländebeobachtungen und Neufunde möglich, die die alten bestehenden Meinungen und Thesen in Frage stellten oder gar widerlegen konnten. Eindringliche Beispiele hierfür bieten:

- der Erstnachweis von Phenakit und Chrysoberyll (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973),
- der Erstnachweis von Aeschnit-(Y) (GRUNDMANN & KOLLER, 1979)
- der Nachweis von mikroskopisch kleinen idiomorphen Smaragden (GRUNDMANN, 1981; vgl. hierzu LEITMEIER, 1937).

Unter diesem Aspekt müssen alle früheren und die folgenden eigenen Angaben über die Erscheinungsformen der Smaragd-Mineralisationen nicht repräsentativ für alle Bereiche des Smaragd-vorkommen in der Leckbachrinne sein, sondern beziehen sich nur auf die in den Jahren 1976 bis 1989 angetroffenen lokalen Aufschlußverhältnisse. Ergänzend fließen diverse Beobachtungen an Exponaten von mineralogischen Museen

und Privatsammlungen sowie freundliche mündliche Mitteilungen von H. Hofer, Mittersill, S. Berger(†), Bruck a.d. Leitha, 1977-81, K. Nowak, Wald i. Pinzgau, 1978-80, F. Koller, Wien, 1978-89, F. Sieder(†), Bramberg, 1978-82, in die Gesamtdarstellung mit ein.



**Abb. 6:** Schematischer Schnitt durch Muskovit-Plagioklas-Boudins, die in Biotitschiefer eingebettet sind. Im Randbereich der Boudins sind Smaragd-Porphyroblasten gespro t. Das Wachstum erfolgte in Bezug auf die alte Boudin-interne s-Fläche postdeformativ. Das Innere der großen Boudins ist durch kleinere kombinierte Boudins gekennzeichnet. Die Flecken sind Formrelikte ehemaliger Granat-Porphyroblasten, die von Chlorit, Biotit und Muskovit verdrängt wurden (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989).

In der folgenden Aufstellung sind die als besonders charakteristisch erachteten Formen der Smaragd-Mineralisationen nebst Gesteinsarten mit einer Häufigkeitsangabe aufgelistet (vgl. GRUNDMANN, 1983, 1985):

	<b>Gesteinsart</b>	<b>Begleitmineralien, Erscheinungsform und Häufigkeit von gesteinsbildendem Smaragd</b>
1	Biotit-Plagioklas-Gneis	(+/- Muskovit, Epidot, Turmalin, Titanit, u.a.) Hypidiomorphe bis xenomorphe Porphyroblasten (sehr selten)
2	Quarz-Plagioklas-Lagengneis	(+/- Epidot, Muskovit, u.a.) Xenomorphe Porphyroblasten (sehr selten)
3	Muskovitschiefer	(+/- Turmalin, Biotit, Chlorit, Quarz, Titanit, Albit, Pyrit) Idiomorphe Porphyroblasten (sporadisch)
4	Biotitschiefer	(+/- Epidot, Muskovit, Chlorit, Aktinolith, Turmalin, Talk, Plagioklas, Apatit, Karbonat, Rutil, Titanit u.a.); Hypidiomorphe bis idiomorphe Porphyroblasten (lokal sehr häufig)
5	Chloritschiefer	(+/- Turmalin, Titanit, Biotit, Epidot, Apatit, Talk, Aktinolith, Rutil, Karbonat, u.a.) Idiomorphe Porphyroblasten (sporadisch)
6	Phlogopit-Chlorit-Fels	(+/- Phenakit-Megablasten, die randlich von Smaragd korrodiert werden, Chrysoberyll, Xenotim, Ilmenit, Rutil, Aeschninit, Apatit, Epidot, Scheelit, Pyrit, Magnetit, Gadolin, Margarit, Muskovit, Apatit, Klinozoisit u.a.) Hypidiomorphe Porphyroblasten (selten)
7	Aktinolithquarzit	(+/- Plagioklas, Biotit, Chlorit, Karbonat, Epidot, Talk, Titanit, u.a.) Idiomorphe Porphyroblasten (sehr selten)
8	Aktinolithschiefer	(+/- Biotit, Quarz, Talk, Chlorit, Karbonat, Epidot, Pyrit, Rutil, u.a.) Hypidiomorphe bis xenomorphe Porphyroblasten (lokal häufig)
9	Talkschiefer	(+/- Chlorit, Biotit, Aktinolith, Karbonat, Pyrit, Magnetit, Pyrrhotin, Scheelit, Phenakit, Apatit, u.a.) Idiomorphe Porphyroblasten (selten)
10	Epidotfels	(+/- Biotit, Muskovit, Plagioklas, Aktinolith, Karbonat, Pyrit, Apatit, u.a.) Xenomorphe Porphyroblasten (selten)

Unter den dargelegten Formen sind insbesondere jene Smaragdorkommen auffallend, die unmittelbar an Gesteinsgrenzen flächig gehäuft auftreten. Schon LEITMEIER (1937) berichtete über das bevorzugte Auftreten von Smaragden an der Grenze oder in unmittelbarer Nähe von "Aplitgängen" und "migmatischen Gneisen". Diese

sogenannten "Aplitapophysen" wurden von LEITMEIER (1937) als die primären Beryllium-Lieferanten angesprochen.

Von besonderer Bedeutung für die Genese der Smaragde sind daher Kristallisationen in den äußeren Randbereichen von cm- bis m-großen Boudins, die durch die Deformation und Metasomatose einer Wechsellagerung aus Granatglimmerschiefern, Amphibolgneisen, Muskovitschiefern, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Talkschiefern entstanden sind (Abb. 6). Der ursprünglich straff parallel orientierte Mineralbestand der Boudins (meist Muskovit- und/oder Biotit-Plagioklas-Gneis) kann randlich metasomatisch verändert und in ein Gemenge aus Albit/Oligoklas, Chlorit und Biotit umgewandelt sein. Diese neu gebildeten Blasen sind in Bezug auf die alte Schieferung der Boudins posttektonisch gesproßt. Die Phyllosilikate der unmittelbar angrenzenden Gesteinslagen (meist Biotitschiefer) zeigen dabei auch noch eine deutliche Regelung subparallel der ausgebauchten Boudins. Sie liegen damit größtenteils diskordant zur alten s-Fläche. Der Zonenbau dieses Gefüges und seines Mineralbestandes geben zu erkennen, daß generell dort, wo die Smaragde sitzen, ein ausgeprägter Materialwechsel von der boudinierten Gesteinslage bis hin zu den angrenzenden inkompetenteren Gesteinen vorliegt. Insbesondere in den Bereichen ihrer Druckschatten wurden die Boudins offenbar von einer Metasomatose (Albitisierung, Biotitisierung, Chloritisierung) erfaßt, in deren Folge es zu einer lokal eng begrenzten, oft flächig verteilten Smaragd-Kristallisation kam.

Die oben dargelegten Geländebefunde stehen im Gegensatz zu den früheren Interpretationen FERSMAN's (1929) und LEITMEIER's (1937) über die magmatische Entstehung der sogenannten "Smaragdserie" des Habachtales. Die sehr detaillierten Beobachtungen und Beschreibungen LEITMEIER's sind jedoch ohne weiteres im Sinne der heutigen Petrologie umdeutbar. So können die sogenannten "Injektionslagengneise" zwanglos als gebänderte Biotit-Plagioklas-Gneise und feinkörnige Plagioklas-gneise, die sogenannten "Aplite" als Quarz-Plagioklas-Lagengneise, die sogenannten "Migmatite" als eine Wechsellagerung aus Metapeliten, Plagioklas-Lagengneisen Amphibolgneisen und Amphiboliten und damit insgesamt als vulkanogen-sedimentäre Wechselfolge uminterpretiert werden.

### **Erscheinungsformen der Metasomatose-Zonen**

Die Verteilung der Smaragdmineralisationen zeigt eindeutig, daß

- a) der tektonische Kontakt Bändergneisserie/Augen- und Flasergneisserie,
- b) die Bändergneisserie im Ganzen und
- c) der Kontaktbereich Bändergneisserie/Serpentinit-Talkschieferserie frei von gesteinsbildendem Smaragd sind.

Vielmehr finden sich die ausgedehnten Beryll-Mineralisationen in den Serpentinrandgesteinen an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie.

Voraussetzungen für das Einsetzen eines metasomatischen Stoffaustausches zwischen Ultrabasiten (Serpentiniten) und basischen, intermediären und sauren Nebengesteinen sind die Gegenwart eines geeigneten intergranularen Transportmediums, ausreichende PT-Bedingungen und ein ausreichend hoher diffusionsgesteuerter Gradient des chemischen Potentials. Es entstehen je nach Grad der Metamorphose charakteristische Metasomatosezonen ("blackwall zones"; BRADY, 1977).

Bei statischer Metamorphose entwickelt sich in Abhängigkeit vom Stoffangebot und der Wegsamkeit eine im Normalfall eindimensional gerichtete Mineralisationsabfolge mit lokalem Gleichgewicht innerhalb der einzelnen Mineralzonen.

Unter regionalmetamorphen Bedingungen können, ausgelöst durch tektonische Ereignisse, diese Zonenabfolgen wesentlich gestört sein, wobei durch Translationen und Rotationen der ursprünglichen Lagerungsverband überprägt wird. Insbesondere im Einflußbereich einer Störungszone von der Art der Leckbachrinne sind tektonisch unversehrte Kontakte Ausnahmeerscheinungen. Die ursprünglichen Gesteine sind durch die intensiven Stoffverschiebungen so stark verändert worden, daß eine Rekonstruktion ihrer chemischen und mineralogischen Ausgangszusammensetzung erheblich erschwert wird.

Mit dem Graphitglimmerschiefer an der Südflanke der Serpentin-Talkschieferserie liegt in der Leckbachrinne ein Gesteinstyp vor, der wegen der lokal ausgezeichneten Erhaltung feinsten Intern- und Externgefüge seiner Gemengteile als metasomatisch weitgehend unbeeinflußtes Ausgangsgestein- bzw. Nebengestein beurteilt werden kann. Weitere Gesteine, die diese Voraussetzung wenigstens teilweise erfüllen, und die damit auch als fast unveränderte Nebengesteine der Metasomatosezonen anzusprechen wären, sind einige Scheelit-führende Biotit-Plagioklas-Gneise, Quarz-Plagioklas-Lagengneise und K-Feldspatgneise der Serpentin-Talkschieferserie, Scheelit-führende Amphibolgneise und einige Amphibolite der Amphiboliterie.

Metasomatoseprodukte sind nach petrographisch-gefügekundlichen Kriterien (GRUNDMANN, 1979, 1983; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982) und in Anlehnung an die theoretischen Überlegungen von BRADY (1977), PHILLIPS & HESS (1936), CURTIS & BROWN (1969, 1971) und SANDFORD (1982) der größte Teil der Biotitschiefer, Chloritschiefer, Tremolitschiefer, Aktinolithschiefer und Talkschiefer innerhalb der Serpentin-Talkschieferserie. Darüberhinaus unterlagen deutlichen metasomatischen Alterationen die Granat-führenden Biotit-Plagioklas-Gneise der Granatglimmerschieferserie, Scheelit-führenden Amphibolgneise, Aktinolithquarzite, Plagioklasite (Albit/Oligoklasgneise), Quarzglimmerschiefer und die Marmore in Form von eng begrenzten, nur sehr geringmächtigen Einschaltungen in den Gesteinen der Serpentin-Talkschieferserie.

Gemessen an den makroskopisch sichtbaren mineralogischen Veränderungen des Ultrabasites und der Nebengesteine kann der im Gebiet der Leckbachrinne vorherrschende Metasomatostyp als "Alkali-Metasomatose" unter niedriggradig metamorphen Bedingungen mit Biotitisierungen (K-Zufuhr) und Albitisierungen (Na-Zufuhr) bezeichnet werden.

Detaillierte geochemische Untersuchungen und eine Massenbilanz des Berylliums in den Gesteinen der Smaragdlagerstätte zeigen, daß die während der metasomatischen Reaktionen freigesetzte Menge an Beryllium mit der beobachteten Menge an Smaragd-Kristallen konsistent ist (GRUNDMANN & MORTEANI, 1990).

### **Smaragdmineralisationen (Mikrogefüge)**

Die gesteinsbildenden Smaragde (Berylle) von der Leckbachrinne sind überwiegend idiomorph bis hypidiomorph mit säuligem oder flachprismatischem Habitus. Die am häufigsten beobachteten Kristallgrößen schwanken zwischen 0,5 und 2 cm Länge mit Durchmessern zwischen 0,1 und 0,8 cm. Die größten in der Leckbachrinne je

gefundenen Smaragd-Kristalle erreichen über 10 cm Länge. Korngrößen von 3 cm sind jedoch schon Ausnahmerecheinungen. Häufiger als bisher angenommen sind dagegen Kristalle die unter 1 mm messen.

Xenomorph begrenzte Kristallaggregate aus Smaragd gehören zu den selteneren Ausbildungsformen. Die Entwicklung der Eigengestalt wurde hier offenbar durch tektonische Einflüsse behindert, da sich das interne Korngefüge vorwiegend aus s-parallel gelängten, z.T. polygonal rekristallisierten Subkörnern zusammensetzt. Zudem ist die äußere Begrenzung dieser Smaragd-Aggregate meist linsenförmig.

Die grüne Farbintensität ist generell sehr ungleichmäßig über die Smaragd-Kristalle verteilt. Die häufigste Erscheinungsform der Farbe ist schlierig, fahnenförmig und wolkgig. In Einschluß-ärmeren Kristallen kann gelegentlich, bei günstiger Schnittlage parallel oder senkrecht zur c-Achse ein relativ scharfer Farbzonaubau sichtbar werden. Vom Kern zum Rand folgen oft mehrere Zonen unterschiedlicher Farbintensität.

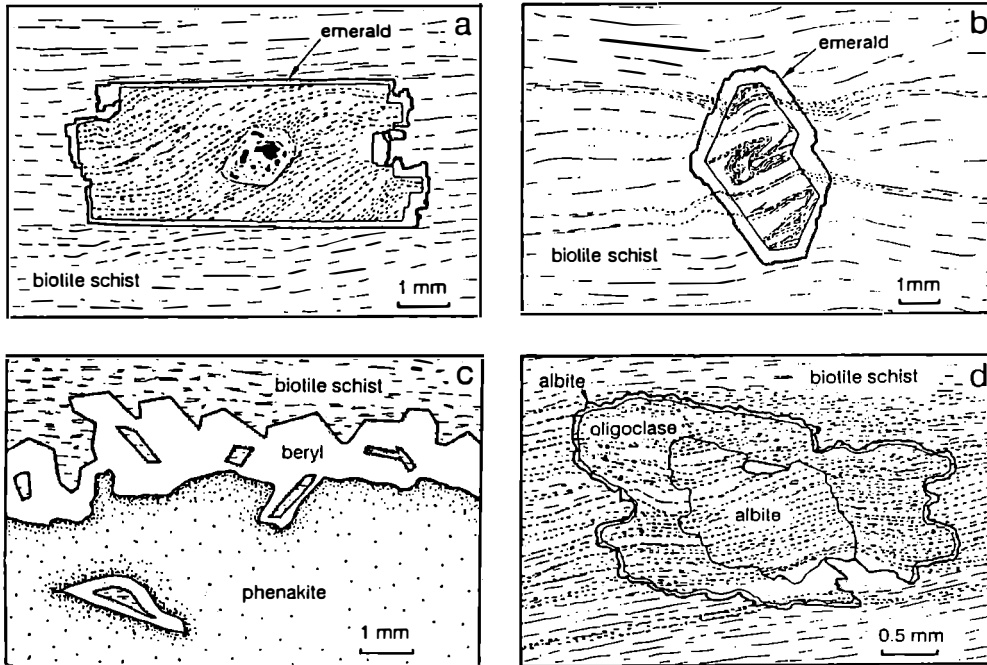
Hin und wieder werden Smaragd-Porphyroblasten von einer scharfen Farbgrünze zwischen milchigweiß und grün diagonal durchzogen. Dieser Farbwechsel vollzieht sich in der Regel parallel eines stofflichen Lagenbaus aus Biotit- Aktinolith-, Epidot- oder Talk-Schichten, der während der Smaragd-Blastese zugleich erfaßt wurde. Die in den Biotit- und Talksichten gesproßte Smaragd-Substanz zeigt oft eine weitaus geringere Einschlußdichte, als die in den Epidot- und Amphibol-Schichten gesproßten. Es handelt sich hierbei um ein differenziertes Korrosionsvermögen der Beryll-Porphyroblasten. Ähnliches kann auch sehr eindrucksvoll an der häufig zu beobachtenden scharf zonierten Einschlußdichte abgelesen werden. In Längs- und Querschnitten ist oft ein dicht gefüllter Kern von einer schmalen, scharf begrenzten, einschlußarmen bis einschlußfreien Randzone zu unterscheiden (Abb. 7a). Dieser Zonabau deutet darauf hin, daß während des Kristallwachstums ein abrupter Wechsel in den Bildungsbedingungen, und damit ein Wechsel im Korrosionsvermögen der Berylle eingetreten sein muß. In Längsschnitten parallel zur c-Achse der Berylle sind die Spuren selektiver Verdrängung in Form der sog. "Sanduhrstruktur" zu erkennen.

Ein weiteres Charakteristikum stellt das meist deutlich gerichtete, oder auch feingefaltete Interngefüge dar, wie aus der Abbildung 7b ersichtlich. Reliktisch erhaltene Schieferungen oder Falten werden hier durch perlschnurartig aneinandergereihte Einschüsse abgebildet. Dieses Feinkorngefüge zeigt intern wie extern oft identische Schieferungsrichtungen und übereinstimmende B-Achsenlineationen, aber auch Diskordanzen. Smaragde, die diese Gefügerelationen aufweisen, sind in Bezug auf die Deformation des Interngefüges überwiegend posttektonisch gesproßt.

Der Artenreichtum und die räumliche Anordnung der Einschlußparagenesen in den Smaragden hängen entscheidend von der mineralogischen Zusammensetzung und dem Gefüge des umgebenden Gesteins im Zeitraum der Blastese des wachsenden Smaragds ab. Einen Eindruck von dem außerordentlichen Artenreichtum an Mineraleinschlüssen in den Smaragden vermittelt die folgende Tabelle:

Sulfide: Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Molybdänit, Pentlandit, Cubanit, Mackinawit;  
Oxide: Magnetit, Ilmenit, Chromit, Rutil, Anatas, Quarz, Aeschynit, Aeschynit-(Y),  
Goethit, Uraninit;  
Carbonate: Calcit, Dolomit, Ankerit;  
Phosphate: Mischkristalle der Apatit-Gruppe, Monazit, Xenotim;  
Wolframate: Scheelit, Molybdoscheelit;  
Silikate: Mischkristalle der Biotit-Phlogopit-Reihe, Muskovit ("Fuchsit"), Margarit,

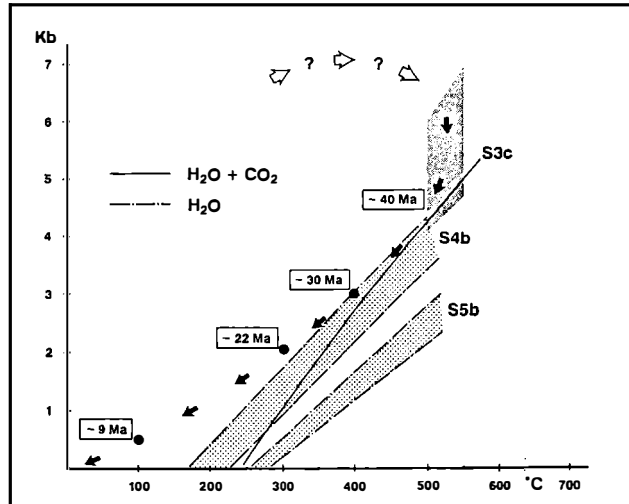
Mischkristalle der Chlorit-Gruppe, Talk, Mischkristalle der Tremolit-Aktinolith-Reihe, Mischkristalle der Epidot-Gruppe (Allanit, Klinozoisit, Epidot, Zoisit - oft zonar verwachsen), Mischkristalle der Plagioklas-Reihe (Albit, Oligoklas - meist zonar verwachsen), Mischkristalle der Turmalin-Gruppe (Dravit, Schörl - meist zonar verwachsen), Zirkon, Titanit, Phenakit, Mikroklin, Gadolinit-(Ce).



**Abb. 7:** **a:** Smaragd-Porphyroblast parallel zur c-Achse geschnitten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; der innere Kern zeigt orientierungslose Einschlüsse aus Chalkopyrit, Pyrrhotin, Apatit und Biotit, der innere Rand zeigt sigmoidale Einschlusszüge, die auf ein syntektonisches Wachstum hinweisen. Der dünne äußere Rand ist fast einschlußfrei.  
**b:** Smaragd-Porphyroblast senkrecht zur c-Achse geschnitten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; der Kernbereich ist durch ein isoklinal-feingefältes Interngefüge aus feinstkörnigen Tremolitifasern gekennzeichnet. Da Amphibole im Externgefüge des Kristalls fehlen, handelt es sich hierbei um ein gepanzertes Reliktgefüge eines bereits vor des Blastese des Kernes gefältes Tremolitschiefers (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989).  
**c:** Schnitt durch die Randzone eines Phenakit-Megablasten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; Die Beryllsprossung ist in Bezug auf den Biotitschiefer posttektonisch.  
**d:** Schnitt durch einen zonierten Plagioklas-Porphyroblasten in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie; Das feinkörnige, interne und externe Gefüge zeigt eindeutig syn- bis posttektonisches Kristallwachstum.

Neben den hier aufgelisteten festen Einschlüssen treten zwei- und dreiphasige Flüssigkeits-Gas-Einschlüsse auf. Die Variationsbreite der Zusammensetzung läßt sich in fünf charakteristische Typen gliedern, die mit mindestens fünf verschiedenen trapping-Perioden korrespondieren (NWE & GRUNDMANN, 1990): Der älteste primäre Typ wird durch eine wässrige Lösung mit geringer Salinität (<10 Gew.% NaCl Equ.) mit oder ohne CO<sub>2</sub> (bis zu XCO<sub>2</sub> = 0,04) repräsentiert. Ein späterer zweiter Typ ist vom ersten durch unterschiedliche Morphologie und seine Diskordanz im Erscheinungsbild zum

ersten zu unterscheiden. Geringe Salinität, CO<sub>2</sub>-freie Flüssigkeiten und CO<sub>2</sub>-führende dichtere Einschlüsse mit höheren CO<sub>2</sub>-Gehalten (bis zu XCO<sub>2</sub> = 0,11) sind charakteristisch für diesen zweiten Typ. Mindestens zwei weitere Deformationsphasen und drei weitere trapping-Perioden führen zu immer CO<sub>2</sub>-ärmeren Zusammensetzungen mit immer geringer werdender Salinität.



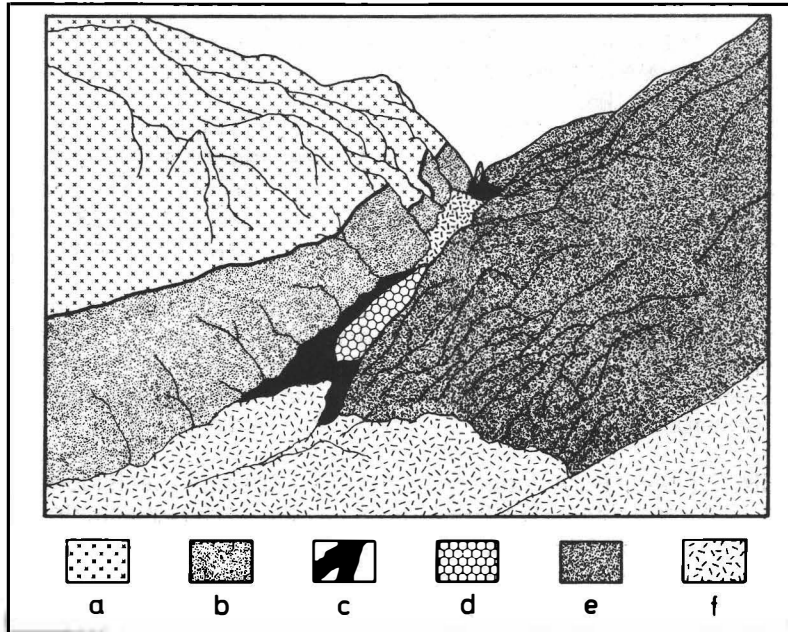
**Abb. 8:** Druck-Temperatur-Zeit-Diagramm für die alpidische Kristallisationsgeschichte der Smaragde des Habachtales (nach NWE & GRUNDMANN, 1990). Die gefüllten Kreise und Pfeile zeichnen den generellen P-T-Pfad der Gesteine des Smaragdorkommens nach, wie er nach GRUNDMANN & MORTEANI (1985) und GRUNDMANN (1989) anzunehmen ist. Die offenen Pfeile zeigen die vermuteten P-T-Bedingungen während der Kristallisation der Smaragd-Kernzonen und Konservierung der primären Flüssigkeitseinschlüsse. Die dicht gerasterte Fläche zeigt die maximalen P-T-Bedingungen während der Konservierungsphase der CO<sub>2</sub>-reichen sekundären Einschlüsse. Die Linien und gepunkteten Flächen zeigen die Bandbreite der Konservierungsbedingungen für die sekundären CO<sub>2</sub>-armen bis CO<sub>2</sub>-freien (H<sub>2</sub>O) Flüssigkeitseinschlüsse in den Smaragden.

Aus den Ergebnissen der Mikrothermometrie und geochronologischen Daten läßt sich nunmehr ein Druck-Temperatur-Zeit-Pfad der alpidischen Regionalmetamorphose und damit zugleich die Kristallisationsgeschichte der Smaragde des Habachtales rekonstruieren (Abb. 8 nach GRUNDMANN & MORTEANI, 1985, und NWE & GRUNDMANN, 1990).

### Exkursionsverlauf:

Anfahrt von Neukirchen nach Habach, vom Gasthaus Habachklause aus Auffahrt zum Gasthaus Alpenrose. Aufstieg vom Gasthaus Alpenrose (1400 m) zum Smaragdbergwerksgelände (2100 m) ca. 3 Stunden reine Gehzeit, langer, steiler Aufstieg. Begehung der näheren Umgebung des Smaragdbergwerksgeländes Übertage bis hin zur Leckbachscharte (2375 m). Samstag spätnachmittags: Abstieg zur Alpenrose, Rückfahrt vom Gasthaus Alpenrose nach Habach und Neukirchen.





**Abb. 9:** Ansichtsskizze des obersten Teilbereiches des Leckbachgrabens mit Leckbachscharte und Gelände des Smaragdbergwerkes (Exkursionsgebiet).  
**Legende:** a = Augen- und Flasergneisserie (Habachzunge); b = Bändergneisserie; c = Serpentinit-Talkschieferserie; d = Gangquarz innerhalb der Serpentinit-Talkschieferserie; e = Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie (ungegliedert); f = Hangschuttbedeckung.

Zentralgneis, Habachzunge: Augen- und Flasergneisserie

Habachformation:

**Bändergneisserie:** Amphibolgneise, Biotit-Plagioklas-Gneise, Biotit-Blastenschiefer, Amphibolite (sporadische Scheelit-, Molybdänit- und Chalkopyritführung)

**Serpentinit-Talkschiefer-Serie:** Serpentinit, Talk-, Aktinolith-, Chlorit-, Biotit-, Hellglimmerschiefer, Biotit-Chlorit-Fels, Gangquarz (zum Teil Beryll-, Smaragd-, Phenakit-, Chrysoberyll-, Scheelitführung).

**Granatglimmerschieferserie:** Granatglimmerschiefer (zum Teil Graphit- und Turmalinführung und/oder metasomatische Alteration).

**Amphibolitserie:** Amphibolit, Amphibolgneise, Quarz-Plagioklas-Lagengneis.

**Tektonik:** tektonisch überprägter Kontakt von Habachformation und Zentralgneis der Habachzunge. Vielzahl tektonisierter Gesteinsvarianten. Boudinage, Mylonitisierung, Faltung, Transversalschieferung, prätauernkristalline rupturale Deformation.

## Literaturverzeichnis:

- BRADY, J.B. (1977): Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 113-125.
- CURTIS, C.D. & BROWN, P.E. (1969): The metasomatic development of zoned ultrabasic bodies in Unst, Shetland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **24**, 275-292.
- CURTIS, C.D. & BROWN, P.E. (1971): Trace element behavior in the zoned metasomatic bodies of Unst, Shetland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **31**, 87-93.
- FERSMAN, A.E. (1929): Geochemische Migration der Elemente. *Abh. prakt. Geol. u. Bergw.* **18**, 1, 74-116.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1977, 675-696.
- GRUNDMANN, G. (1979): Geologisch-petrologische Untersuchung der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal (Land Salzburg, Österreich). Unveröff. Dipl.-Arbeit, FB 16, Techn. Univ. Berlin, 315 S., 113 . 10 Tab. Taf. 1-10.
- GRUNDMANN, G. (1980): Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. *Fortschr. Miner.* **58**, 39-41.
- GRUNDMANN, G. (1981): Die Einschlüsse der Berylle und Phenakite des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). *Der Karinthin* **84**, 227-237.
- GRUNDMANN, G. (1983): Die Genese der regionalmetamorphen, metasomatisch-horizontgebundenen Beryll-Mineralisationen des Habachtales, Land Salzburg, Österreich. Diss. Techn. Univ. Berlin, D 83, 207 S.
- GRUNDMANN, G. (1985): Die Mineralien des Smaragd-vorkommens im Habachtal. *Lapis* **10**, 13-33.
- GRUNDMANN, G. (1989): Metamorphic Evolution of the Habach Formation - A Review. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **82**, 75-88.
- GRUNDMANN, G. & KOLLER, F. (1979): Die Aeschynite und ihr Zonarbau aus Beryllium-Mineralparagenesen des Smaragd-vorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal, Land Salzburg (Österreich). *N. Jb. Miner. Abh.* **135**, 1, 36-47.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). *Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A.* **2**, 71-107.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. *Jb. Geol. B.-A. Wien* **128**, 197-216.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1989): Emerald Mineralization During Regional Metamorphism: Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) Deposits. *Economic Geology* **84**, 1835-1849.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **54**, 769-788.
- KÖLBL, L. (1932): Das Nordostende des Großvenedigermassivs. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. Abt. 1*, **141**, 39 S.
- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1984): Die Metaroddingite der Habach Formation Hohe Tauern (Österreich). *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.* **33**, 49-66.
- LEITMEIER, H. (1937): Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. *Z. f. Krist. Miner. u. Petrogr., Abt. B, Min. petrogr. Mitt.* **49**, 245-368.
- MORTEANI, G. & GRUNDMANN, G. (1977): The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the Tauern Window, Austrian Alps. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1977, 509-516.

- NIEDERMAYR, G. & KONTRUS, K. (1973): Neue Funde von Phenakit Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich, und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. *Ann.Naturhist.Mus.Wien* 77, 7-13.
- NWE, Y.Y. & GRUNDMANN, G. (1990): Evolution of metamorphic fluids in shear zones: The record from the emeralds of Habachtal, Tauern Window, Austria. *Lithos* (in press).
- PHILLIPS, A.H. & HESS, H.H. (1936): Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. *Amer.Mineral.* 21, 333-362.
- SANDFORD, R.F. (1982): Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *Amer.J.Sci.* 282, 545-616.
- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H. (1986): Geochronological and stable isotope investigations on polymetamorphic rocks from the Eastern Alps (Western Tauern Window, Austria). *N.Jb.Mineral.Abh.* 154, 313-334.
- SCHROLL, K.M. (1797): Grundriß einer Salzburgischen Mineralogie, oder kurzgefaßte systematische Anzeige der bis itzt bekannten Mineralien des Fürstenthums und Erzstifts Salzburg. *Jb.Berg.Hüttenk.*, hrsg. v. K.E. Freih. von Moll, 1, 95-196.
- SINKANKAS, J. (1981): Emerald and other beryls. *Chilton Book Comp.*, Radmor, Pennsylvania, 665 S.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. *Z.Krist.* 26, 337-508.