

EXKURSION: DAS SMARAGDBERGWERK IM HABACHTAL, LAND SALZBURG, ÖSTERREICH

von

G. Grundmann¹ & F. Koller²

¹Lehrstuhl für Ingenieur-Geologie

TU München, Arcisstrasse 21, D-80333 München, Germany

²Institut für Geologische Wissenschaften

Universität Wien, Geozentrum, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria

Exkursionsprogramm

20. 9. 2003: Anfahrt von Neukirchen am Großvenediger nach Bramberg am Wildkogel, Ortsteil Habach; vom Gasthaus Habachklause aus Auffahrt zum Gasthaus Alpenrose (Abb. 1). Aufstieg vom Gasthaus Alpenrose (1400 m) zum Smaragdbergwerksgelände (2100 m) ca. 3 Stunden reine Gehzeit, langer, steiler Aufstieg (Abb. 2). Geologie und Petrographie der näheren Umgebung des Smaragdbergwerksgeländes Übertage bis hin zur Leckbachscharte (2375 m). Grubenbefahrung der Stollen "C" und "D". Abstieg zum Gasthaus Alpenrose und Fahrt nach Neukirchen am Großvenediger.

Einleitung

Das Smaragdbergwerk in der Leckbachrinne im Habachtal ist Österreichs bekanntestes Edelsteinvorkommen. Neufunde zeigen, dass sich die Smaragdmineralisationen von der Leckbachscharte auch über die Kesselscharte hinweg nach Südwesten bis zur Kesselklamm ins Untersulzbachtal fortsetzen. Obwohl diese Smaragdorkommen seit langem nicht mehr zu den wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten der Welt gerechnet werden, ziehen sie die Aufmerksamkeit von Geowissenschaftlern und Kunsthistorikern neuerdings wieder auf sich. Aufgrund von Sauerstoffisotopen-Verhältnissen in natürlichen Smaragden wird dem Habachtal zusammen mit den ägyptischen Vorkommen bei der Rekonstruktion von Handelsrouten seit der Antike eine Hauptrolle unter den historisch bedeutenden Lagerstätten zugeschrieben. Die Untersuchung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 62 verschiedenen Smaragdorkommen weltweit offenbart eine Variationsbreite zwischen +6.2 und +24.7 Promille (GIULIANI et al., 1998). Dabei zeigt sich, dass der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert eines Smaragdes in einigen Fällen als lagerstättenpezifischer Fingerabdruck verwendet werden kann. Die ^{18}O -Zusammensetzung eignet sich als wichtiger Indikator für die geologische Zuordnung eines Lagerstättentyps, da die Smaragd-Trägergesteine das $\delta^{18}\text{O}$ in der fluiden Phase während des Smaragdwachstums steuern.

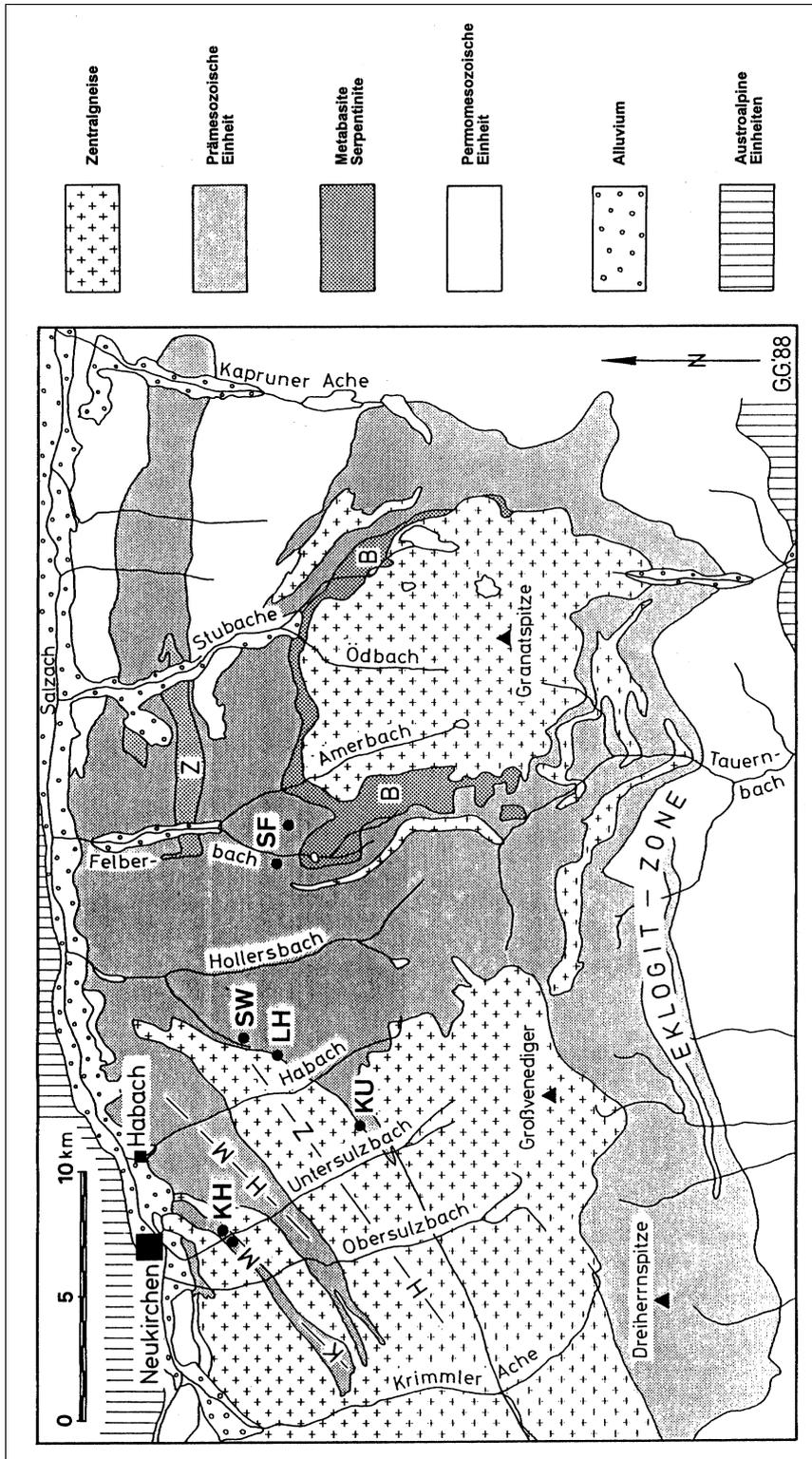


Abb. 1 Vereinfachte geologische Karte des mittleren Tauernfensters (modifiziert nach HÖLL, 1975; aus GRUNDMANN, 1989). B = Basisamphibolit, H-M = Habachmulde, H-Z Habachzunge, KU = Kesselscharte/Untersulzbachtal, KH = Knappenwand und Kupferlagerstätte Hochfeld/Untersulzbachtal, LH = Leckbachtal/Habachtal, SF = Scheellagerstätte/Felbertal, SW = Schwarze Wand/Hollersbachtal, K-M = Knappenwandmulde, Z = Zwölferzug

Der steile Aufstieg

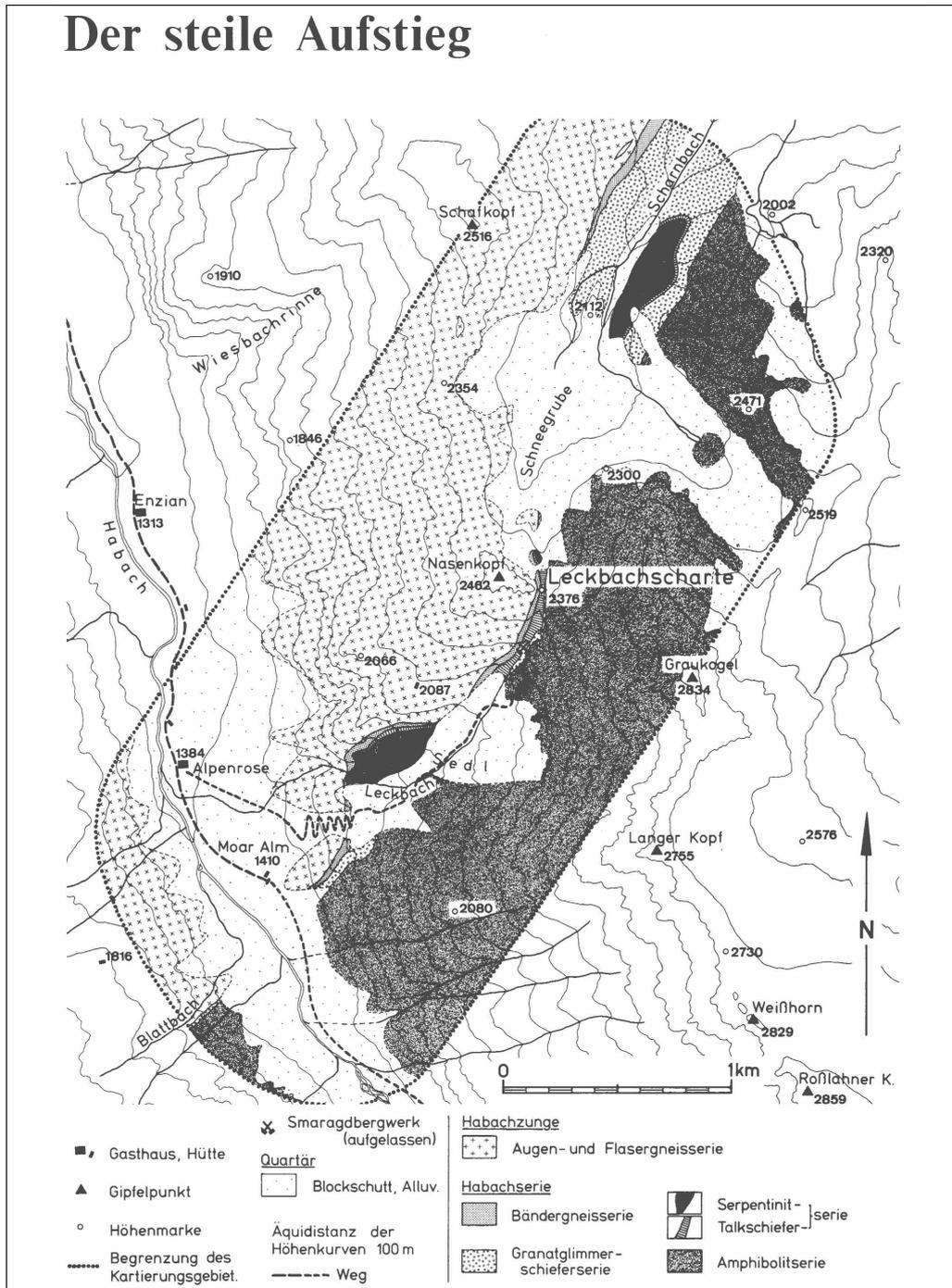


Abb. 2
 Geologische Umgebungskarte der Leckbachscharte und des Leckbachgrabens im Habachtal mit dem Exkursionsgebiet des Smaragdorkommens und der Route (gestrichelt) zwischen dem Gasthaus Alpenrose und dem Smaragdbergwerksgelände (aus GRUNDMANN, 1991).

Drei Analysen des 51.5 Karat schweren Smaragds, der Heiligen Krone von Frankreich des Königs Louis IX (Saint Louis, von 1226 bis 1270 A.D.), ergeben einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 7.50 (± 0.5 promille) (GIULIANI et al., 2000). Dieser Wert trifft nur für die Lagerstätten Habachtal - Österreich, Sandawana-Zimbabwe, Itabira-Belmont, Santana dos Ferros, Juca und Pombos-Brasilien sowie für Poona-West-Australien zu. Unter der Annahme, dass die genannten südamerikanischen, afrikanischen oder australischen Smaragdorkommen im 13. Jahrhundert noch nicht bekannt waren, kommt für GIULIANI et al. (2000) nur das Habachtal als Herkunfts-ort für diesen speziellen Smaragd in Frage. Allerdings stützen sich diese Autoren ausgerechnet auf die sehr zweifelhaften Aussagen von WARD (1990, 1993). Für WARDs These (Zitat 1993: "As Roman legions pushed north, they discovered a small deposit in the mountainous Habachtal region of what is now Austria. Unquestionable some Austrian emeralds were worn in Rome, but only a few Roman emerald artifacts look Austrian.") von römischen oder gar keltischen Bergbauaktivitäten im Habachtal gibt es bislang weder Indizien noch Beweise, obwohl durchaus keltische und römischen Siedlungen im Pinzgau nachgewiesen sind.

Der früheste schriftliche Beleg von der Existenz von Smaragdorkommen in den Alpen bleibt noch immer ein Brief der Erzherzogin Anna Medici (Gattin des Erzherzogs Ferdinand Karl von Österreich, seit 1662 Witwe) aus dem Jahre 1669 an ihren Bruder, in dem sie über die geologischen Reisen des dänischen Naturforschers und Anatomen Niels Stensen (Nicolaus Stenonius) berichtet (ZIRKL, 1982). Die erste direkte Benennung des Fundortes "Schmaragd, silex smaragdus, ist bis itzt nur noch im Heubachthale im Pinzgau gefunden worden..." geht auf SCHROLL (1779) zurück.

Um 1860 beginnt der Wiener Juwelier Goldschmidt den ersten planmäßigen Abbau mit dem Vortrieb von drei Stollen in hochalpinem Gelände bis zu 2200 m über NN. Ziel der bergmännischen Aufschlussarbeiten sind die sogenannten "Smaragd-Palfen" ("Palfen" = schwarzer runderlicher Felsen) aus dunkelbraunen bis schwarzen smaragdführenden Glimmerschiefern.

Die Genese der Smaragde des Habachtales wird seit über 100 Jahren kontrovers diskutiert. Während WEINSCHENK (1896), FERSMAN (1929), KÖLBL (1932) und LEITMEIER (1937) die smaragdführende Serie als kontaktmetamorphes Reaktionsprodukt zwischen injizierten granitischen Magmen und Ultrabasiten interpretieren, hält KOENIGSBERGER (1913) die Smaragdmineralisationen für das Produkt der "alpinen Metamorphose". Das weltweit anerkannte kontaktmetamorphe Genesemodell FERSMAN (1929) wird vereinzelt auch heute noch hartnäckig vertreten: danach sollten während und nach der Erstarrung von Pegmatiten und Apliten die Elemente Si, Al und Be über Fluide von außen an die Basite bzw. Ultrabasite herangeführt, und mit dem mobilisierten Cr und Fe in den Kontaktgesteinen der Ultrabasite im Smaragd vereint worden sein. SINKANKAS (1981) prägt für diesen Vorgang den Begriff "schist-type - exometamorphic".

NIGGLI, KOENIGSBERGER & PARKER sind dagegen schon im Jahre 1940 der Auffassung, dass "der relativ hohe Beryllium-Gehalt in den einzelnen Gesteinen des Habachtales vor der letzten Alpenfaltung vorhanden war" und nicht von einem Granit bzw. Granitgneis geliefert worden war. FRASL (1953) betont die spät- bis posttektonische Sprossung der Smaragde in den regionalmetamorphen Gesteinen der "Habachserie". MAUCHER & HÖLL (1968) finden gegenüber dem weltweiten Durchschnitt metamorpher Gesteine deutlich erhöhte Beryllium-Gehalte in den Scheelit-führenden Schichten des Paläozoikums der Ostalpen.

NIEDERMAYR & KONTRUS (1973) weisen erstmals auch gesteinsbildenden Phenakit und Chrysoberyll im Gebiet des Smaragdorkommens im Habachtal nach. Auf der Basis detaillierter Kartierungen und petrologischer Untersuchungen gelingt GRUNDMANN & MORTEANI (1982, 1989) MORTEANI & GRUNDMANN (1977) und GRUNDMANN (1979, 1980, 1981, 1983) der Nachweis einer komplexen polymetamorphen Entwicklungsgeschichte in den Gesteinen der Habach-Formation südlich der Habachzunge (Abb. 1). Dieser Smaragd-Lagerstättentyp wird als "regionalmetamorph, metasomatisch-horizontgebunden" bezeichnet (GRUNDMANN, 1983).

GIULIANI et al. (1998) und SCHWARZ & GIULIANI (2001) unterscheiden neuerdings zwischen "Tectonic - hydrothermal" ("Thrust-fault-shear zone - controlled emerald deposits") und "Granitic pegmatite - hydrothermal" ("Pegmatite - related emerald deposits"). Diese Autoren kommen in ihrem Klassifikationsschema jedoch zwangsläufig zu angreifbaren zweideutigen Interpretationen wie im Fall der ägyptischen Lagerstätten (GRUNDMANN & MORTEANI, 1993) und vieler anderer "Pegmatite related" Vorkommen, wo die Smaragdmineralisationen eindeutig an metasomatisch beeinflusste Granitpegmatite und Aplite gebunden sind, zugleich aber im Einflussbereich von prominenten Scherzonen und Überschiebungsbahnen liegen. Denn kaum ein Smaragdorkommen der Welt ist frei von Scherzonen und Überschiebungsbahnen. Dementsprechend legen SCHWARZ et al. (2002) eine tektonisch-lithologische Klassifikation vor, die in jedem Aufschluss einer Smaragdlagerstätte direkt nachvollziehbar ist. Das Habachtal mit seinen Smaragden in Biotitschiefern gilt als die Typlokalität für "Schists without Pegmatites", das bedeutet Smaragd-führende Schiefer als eine regionalmetamorph-metasomatische Bildung ohne die Beteiligung von Pegmatiten und ohne Kontaktmetamorphose. Die regionalmetamorphe Entstehung der Smaragde wird durch die Verknüpfung mit stark geschieferten Serpentinrandgesteinen (blackwall-zones) in oberer Grünschieferfazies belegt. Die Horizontgebundenheit ergibt sich aus der einseitig asymmetrischen Verteilung der Smaragdmineralisationen am Rand der Ultrabasite über mehrere Kilometer hinweg von der Leckbachscharte im Habachtal bis hin zur Kesselklamm im Untersulzbachtal.

Geologischer Überblick

Die Smaragdlagerstätte im Habachtal liegt unterhalb der Leckbachscharte in der Leckbachrinne im Nordteil des mittleren Tauernfensters (Abb. 1) am Südrand der Habachzunge am tektonischen Kontakt von Zentralgneis (= Ortho-Augengneise, Intrusionsalter des granitischen Magmas zwischen 330 und 280 Ma) und einer Serie aus Amphiboliten, Granatglimmerschiefern, Serpentiniten und Talkschiefern, die der paläozoischen Habachformation zugerechnet werden (Abb. 2). Sowohl die Habachformation als auch die variskischen Zentralgneise werden zu den tieferen großtektonischen Einheiten im Penninikum des Tauernfensters gerechnet. Die Habachformation ist ein Äquivalent der Unteren Schieferhülle, die generell als alpidische Decke über den Zentralgneiskernen liegt.

Die Smaragd-führenden Gesteine sind eine tektonische Melange, die überwiegend während der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) überprägt wurde. Diese Melange besteht aus Serpentinrandgesteinen ("blackwall zones"), die mit Metapeliten, intermediären bis basischen Metavulkaniten und Serpentiniten zum Teil intensiv verschuppt sind.

Die wichtigsten Smaragd-führenden Serpentinrandgesteine sind Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefer. Lokale lagen- und linsenförmige Anreicherungen mit Chalkopyrit, Molybdänit, Scheelit und Beryll sowie komplexe Blei-Bismut-Sulfide im Nahbereich der Smaragdlagerstätte zeigen Analogien zur der im Streichen der Serien benachbarten Scheelitlagerstätte Felbertal (HÖLL, 1975) und zum Cu-Bi-Mineralisationstyp Bärenbad (PAAR et al., 1980).

Nach HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974), GRUNDMANN (1980, 1989), SATIR & FRIEDRICHSEN (1986) und GRUNDMANN & MORTEANI (1982) sind in den Gesteinen der Smaragdlagerstätte im Habachtal mindestens eine prä-alpidische und eine alpidische Metamorphose dokumentiert. Aus Gefügerelationen und diagnostischen Mineralparagenesen konnten die prä-alpidischen (wahrscheinlich variskischen) Metamorphosebedingungen mit < 3 kbar und $< 450^{\circ}\text{C}$ und die alpidischen der Tauernkristallisation mit 4.5–6 kbar und $< 550^{\circ}\text{C}$ (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 das Maximum der Tauernkristallisation zwischen 50 und 25 Millionen Jahren durchschritten haben (GRUNDMANN, 1989). Die Habachtaler Smaragde sind demnach während des Alt-Tertiärs im Eozän-Oligozän entstanden.

Feldpetrographie und Seriengliederung

Die Smaragdmineralisationen im Raum der Leckbachrinne und der Kesselklamm im Untersulzbachtal sind an eine tektonisch stark beanspruchte Störungszone gebunden, die sich, bedingt durch signifikante Kompetenzunterschiede der Gesteine, innerhalb der Habachformation subparallel zur tektonischen Grenze Habachzunge/Habachformation entwickelt hat (Abb. 3 und 4).

Hauptgesteine dieser Scherzone sind Serpentinite, Talkschiefer, Biotitschiefer und Chloritschiefer mit geringmächtigen lokalen Einschaltungen aus Muskovitschiefern, K-Feldspatgneisen, Plagioklasgneisen und Dolomit-Calcit-Marmoren (= "Serpentinit-Talkschieferserie"). In Streichrichtung dieser Scherzone treten linsenförmige Antigorit-Serpentinitkörper 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. Die am Südrand der Habachzunge über einige Kilometer verfolgbare Serpentinitt-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 (Abb.5): An ihrer Nordwestflanke im wesentlichen von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Bändergneisen und Amphiboliten (= "Bändergneisserie") und an ihrer Südostflanke im wesentlichen von Biotit-Plagioklas-Gneisen, Granat-führenden Glimmerschiefern (= "Granatglimmerschieferserie") sowie einer Wechselfolge von Amphibolgneisen, Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneisen, Quarz-Plagioklas-Lagengneisen und Amphiboliten (= "Amphibolittserie"). Zusammengefaßt zeigt die vorliegende lithologische Grobgliederung einen deutlich asymmetrischen Aufbau an den Flanken der Serpentinitt-Talkschieferserie.

Infolge tektonischer Zerlegung sind die Granatglimmerschiefer häufig mit den Gesteinen der Serpentinit-Talkschieferserie und denen der Amphibolitserie eng verzahnt. Diese Verzahnung war Ursache für durchgreifende metasomatische Alterationen am Kontakt zwischen den Ultrabasiten und den darin zum Teil eingeschuppten Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten. In Abhängigkeit vom jeweiligen Stoffangebot und tektonischen Bau entwickelten sich dort durch die Einwirkung der Tauernkristallisation Serpentinrandgesteine (blackwall zones) mit lokal reichen Smaragdmineralisationen. Weitere oft mehrere Meter mächtige Serpentinrandgesteine mit Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefern finden sich zwischen der Bändergneisserie und den Talkschiefern. Allerdings sind hier Smaragdfunde äußerst selten.

Insbesondere zwischen Bergwerk und Leckbachscharte sind die linsigen Ausdünnungen, die durchgreifenden metasomatischen Umwandlungen und die tektonische Verzahnung der Biotitschiefer, Chloritschiefer und Aktinolithschiefer besonders auffällig. Die Gangquarz- und Kluftquarzbildungen innerhalb der Talkschieferzone zeigen keinerlei Kontakterscheinungen zu den meist scharf angrenzenden schiefriigen Gesteinen.

Der Mineralbestand und das Gefüge einer außergewöhnlichen Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie in der oberen Leckbachrinne geben Hinweise, das nach der letzten Hauptschieferung der Biotitschiefer während der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) weitreichende Zerrklüft - Hohlräume gebildet wurden, in die durch Druckentlastung SiO₂-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-, Chrysoberyll-, Phenakit- und Margarit-führend)

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

Die Bändergneisserie besteht aus Gesteinen vorwiegend andesitischer und trachybasaltischer Zusammensetzung. Dieser Teilbereich der Habachformation 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 sowie subvulkanischer Scheelit-führender Metadiorite gedeutet werden (CARL, 1988). Hinweise auf Gesteine granitischer Zusammensetzung, die als prä- oder postmetamorphe "aplische 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. stoffkonkordante Scheelit-, Chalkopyrit- und Molybdänitvererzungen auf, die meist eine enge Bindung an einen wahrscheinlich primären stofflichen Lagenbau erkennen lassen.

Die Amphibolite der Amphibolitserie zeichnen sich durch einen überwiegend alkali- bis tholeiit-basaltischen Chemismus aus. Nur untergeordnet finden sich dioritische, andesitische bis trachy-basaltische Äquivalente insbesondere unmittelbar an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie in Form von Hornblendegneisen (z.T. Scheelit-führend) 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 Diorite oder Gabbros deuten lassen, und geringmächtigen, sehr feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Gneisen, die sich als ehemalige Tuffite deuten lassen (KARL & SCHMIDEGG, 1964).

Einziges sicher nachweisbares Metasediment sind die Granat-führenden Graphit- und Chloritglimmerschiefer der Granatglimmerschieferserie mit generell pelitischer Zusammensetzung. 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 (Abb. 2). In den dunkelgrauen Granat-führenden Glimmerschiefern an der Südost-Flanke des Serpentin-Körpers der Schwarzen Wand im Hollersbachtal wurden von CORNELIUS (1944) Formrelikte von Muskovit nach Andalusit beschrieben. In bestimmten Schnittlagen wird ein "chiastolithisches" Kreuz sichtbar. Inzwischen konnten diese Andalusit-Formrelikte auch im Habachtal (Moaralm) und im Untersulzbachtal (Kesselklamm) nachgewiesen werden, was die Granatglimmerschieferserie als hervorragenden lithostratigraphischen Leithorizont am Südrand der Habachzunge auszeichnet.

Lagerungsverband und Tektonik

Der tektonische Baustil im Raume der Leckbachrinne im Habachtal dürfte nach FRISCH (1977) im wesentlichen von alpidischer Einengungstektonik geprägt worden sein, wobei infolge der ansteigenden Temperaturen im Verlauf der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) der Tauernkörper von einer duktilen Deformation erfaßt wurde. Bewegungsbahnen alpidischer Abscherungskörper verlagerten sich von den Zentralgneiskörpern in die paläozoischen Metabasite der Habachformation, 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. 3). 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 und 4) ist zu erkennen, dass die alpidische Relativbewegung der Habachformation 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 (Habachformation) war für den lokalen Beanspruchungsplan von nur untergeordneter Bedeutung.

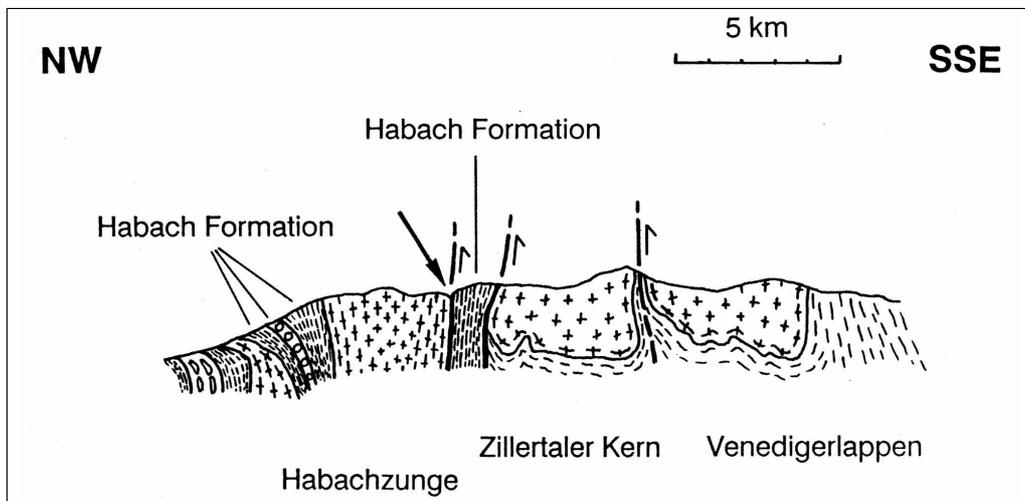
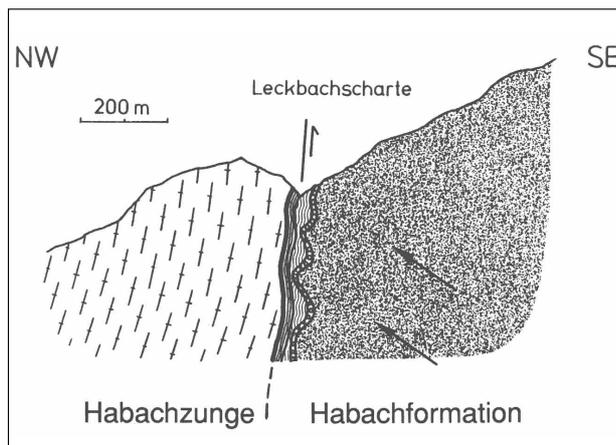


Abb. 3
Vereinfachtes geologisches Profil durch die östliche Venedigerdecke zwischen Untersulzbachtal und Habachtal (mittleres Tauernfenster), umgezeichnet nach SCHMIDEGG (1961) und FRISCH (1977). Der Pfeil weist auf die Position der Smaragdlagerstätte im Habachtal.

Abb. 4
Vereinfachtes geologisches Profil durch den mittleren Habachkamm im Bereich des tektonischen Parallelkontaktes von Habachzunge und Habachformation. 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.



Gefüge-Inventar

Das Hauptmaximum der s-Flächenpole liegt bei etwa $120^{\circ}/40^{\circ}$ SE. mit einer Streuung von etwa 30° NNE und etwa 210° SW, mit Einfallswinkeln 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 B-Achsen streuen zwischen etwa 190° SSW und etwa 70° ENE mit Einfallswinkeln 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 bzw. Crenulationschieferung im Makro- und Mikrobereich 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.

Der stoffliche Lagenbau (Bänderung) ist generell konkordant zur 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 Hauptschieferungsrichtung. Im speziellen Fall der Granatglimmerschieferserie (Metapelite) dürfte der stoffliche Lagenbau noch weitgehend identisch mit dem ursprünglichen sedimentären ss sein, da die Phyllosilikate generell in dem unter anderem auch von Graphit-Pigment und Turmalin nachgezeichneten Quarz/Glimmer-Lagenbau subparallel eingeregelt sind. Darüber hinaus sind in den Granatglimmerschiefern Andalusit-Formrelikte aus Muskovit erhalten geblieben (siehe oben). Die Hauptschieferung hat dementsprechend das sedimentär angelegte primäre Lagengefüge nachgezeichnet.

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 6 dargestellt. In dieser Karte bleiben vereinzelte Kluftmineralisationen 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.

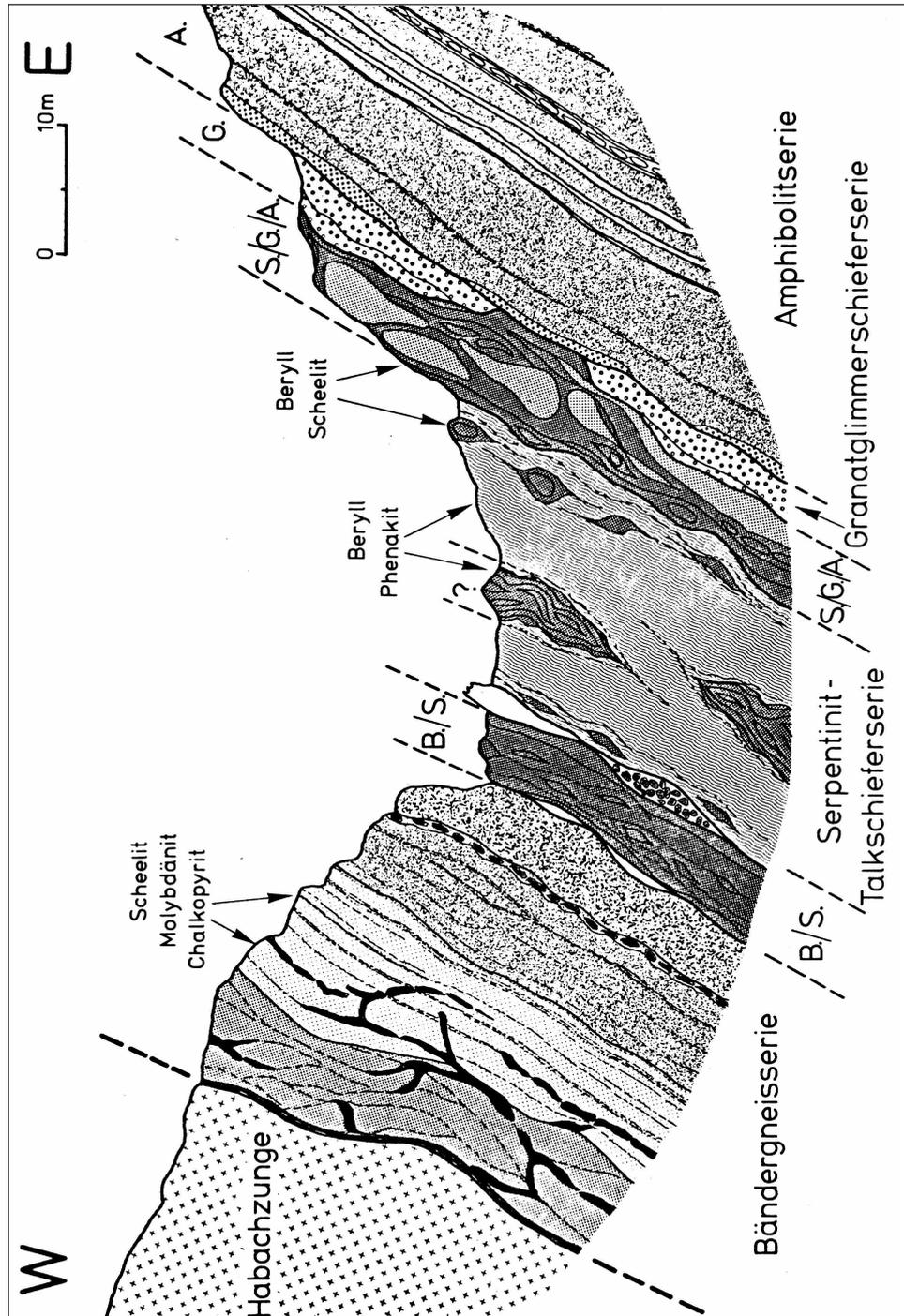


Abb. 5
Halbschematische Profildarstellung des lithologischen Aufbaus der oberen Leckbachrinne (aus GRUNDMANN, 1983) in Höhe der

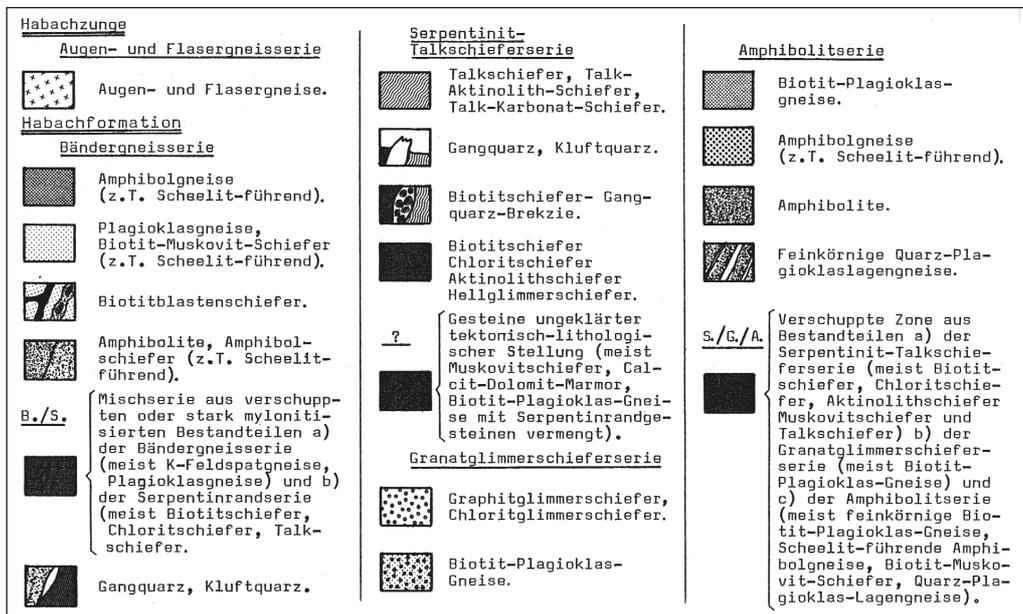


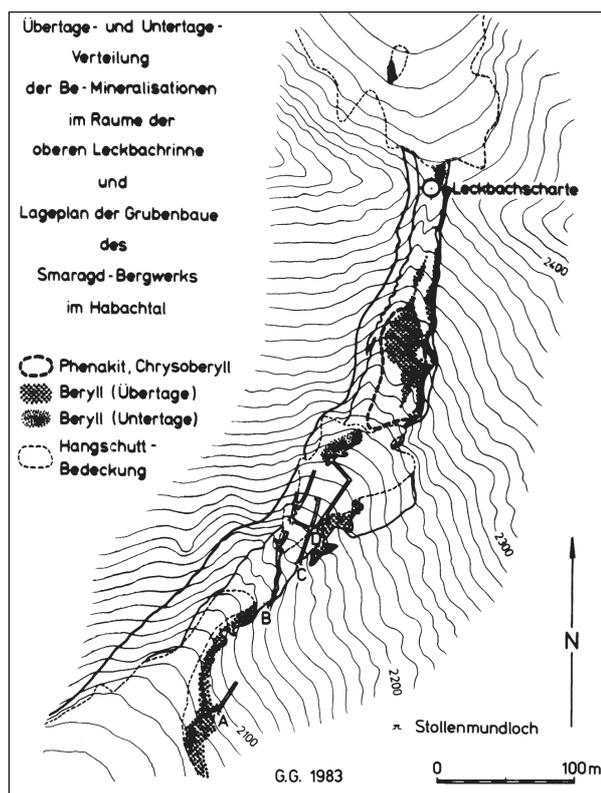
Abb. 5a

Legende zu Abbildung 5.

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. Ausnahmerecheinungen sind Einzelfunde von cm- bis dm-dicken Linsen und Knollen aus parallel oder regellos miteinander verwachsenen, meist farblosen Beryll Porphyroblasten, insbesondere im Grenzbereich zwischen Bändergneisserie und Serpentinit-Talkschieferserie.

Zuverlässige Angaben über die Erscheinungsformen von Be-Mineralisationen an der Leckbachscharte sind in der älteren 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 in Übereinstimmung mit der Übertage-Geländeaufnahme bestätigt, dass auch im Grubengebäude die Beryll-führenden Gesteine mit zum Teil bedeutenden Anreicherungen von Smaragden nur zwischen der Serpentinit-Talkschieferserie und der metasomatisch alterierten Granatglimmerschieferserie bzw. Amphibolitserie anstehen (Abb. 6). Endgültige Aussagen über die Verbreitung, Erscheinungsformen und Mengenverhältnisse von Beryll-Mineralisationen der oberen Leckbachrinne sind nur mit erheblichen Bedenken vertretbar. Da sich die Aufschlussverhältnisse in der Leckbachrinne infolge starker Erosion von Jahr zu Jahr rasch ändern können, sind Angaben über die Erscheinungsformen der Smaragdmineralisationen nur repräsentativ für die Jahre 1976 bis 2002.

Ergänzend fließen diverse Beobachtungen an Exponaten von mineralogischen Museen und Privatsammlungen sowie freundliche mündliche Mitteilungen von H. HOFER Mittersill (1978–1995), S. BERGER Bruck a.d. Leitha (1977–1981), K. NOWAK Wald i. Pinzgau (1978–1985), F. KOLLER Wien (1978–2003) F. SIEDER Bramberg (1978–1982) und A. STEINER, Bramberg (1978–2002) in die Gesamtdarstellung mit ein.



In den Serpentinrandgesteinen sind insbesondere jene Smaragdorkommen auffallend, die flächig gehäuft unmittelbar an den Gesteinsgrenzen 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.

Abb. 6
Lageplan der Grubenbaue des Smaragdbergwerkes in der oberen Leckbachrinne im Habachtal mit der Übertage- und Untertage-Verteilung der Beryllium-Mineralisationen (aus GRUNDMANN, 1985).

Von besonderer Bedeutung sind daher Smaragdkristallisationen im Inneren bzw. in den Randbereichen von cm- bis mehrere m-großen Boudins, die aus einer stark deformierten, metasomatisch alterierten Melange aus Hellglimmerschiefern, Phenakitlinsen, Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen sowie Phlogopit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefern hervorgegangen sind (Abb. 7 a, b, c, d, e, f).

Unter diesen knollen-, linsen- oder walzenförmigen Körpern sind generell sechs verschiedene Typen Beryll-führender Boudins zu unterscheiden:

- Typ A: Muskovit/Plagioklas/Smaragd" Beryll-Boudins in Biotit-Matrix
- Typ B: Chrysoberyll/Margarit/ Smaragd" Beryll-Boudins in Chlorit-Phlogopit-Matrix
- Typ C: Phenakit/Smaragd/Beryll-Boudins in Chlorit-Phlogopit-Talk-Matrix
- Typ D: Talk/Aktinolith/Smaragd" Beryll-Boudins in Chlorit-Phlogopit-Matrix
- Typ E: Biotit/Beryll-Boudins in Phlogopit-Chlorit-Matrix
- Typ F: Epidot/Beryll-Boudins in Biotit-Muskovit-Epidot-Plagioklas-Matrix

Die im Inneren oder am Rand der Boudinage-Typen A bis D neu gebildeten Smaragde sind Porphyroblasten, die in Bezug auf ihr reliktsches Intern- bzw. Externgefüge (Schieferung und Faltung des Muttergesteins) syn- bis posttektonisch gesprosst sind.

Insbesondere Muskovitlagen können lokal von einer durchgreifenden Albit/Oligoklas-Blastese erfasst worden sein, die zu einer Entregelung und vollständigen Vergneisung des schieferigen Gefüges führten. Die Silikate der unmittelbar angrenzenden Gesteinsmatrix (meist: Biotit, untergeordnet: Aktinolith, Chlorit oder Talk) sind generell subparallel der ausgebauchten Boudins eingeregelt. Sie liegen damit oft diskordant zu den alten Boudinage-internen s-Flächen bzw. Faltenachsen. Der Zonenbau dieser Gefüge gibt zu erkennen, dass dort, wo die Smaragde sitzen, oft ein ausgeprägter Materialwechsel von der boudinierten Gesteinslage bis hin zu den angrenzenden inkompetenteren Gesteinen vorliegt. Dort und vor allem in Druckschatten wie z.B. in Boudinzwickeln und Faltenkernen finden sich die überdurchschnittlichen Smaragdanreicherungen (Abb. 7a, d).

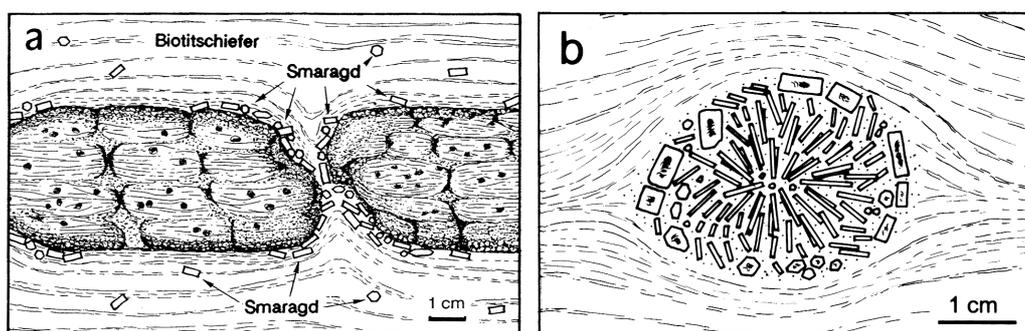


Abb. 7a

Boudinage Typ A

Schematischer Schnitt durch eine Plagioklas/Muskovit/Beryll-Boudinage senkrecht zur b-Achse in Biotitmatrix (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989; Fundort: "S./G./A."-Schuppenzone, siehe Abb. 5, D-Stollen-Niveau, übertage). Im Randbereich der Boudins sind Plagioklas- und Smaragd-Porphyblasten gesprosst. Ihr Wachstum erfolgte in Bezug auf die alte Boudin-interne s-Fläche des Muskovitschiefers postdeformativ. Das Innere der großen Boudins ist durch kleinere kombinierte Boudins gekennzeichnet. Die rundlichen Flecken sind Formrelikte von Granat-Porphyblasten, die von Chlorit, Biotit und Muskovit teilweise bis vollständig verdrängt wurden. Der durchschnittliche Berylliumgehalt des Muskovitschiefers liegt bei 30 ppm Be, die Biotitschiefermatrix erreicht dagegen einen Mittelwert von nur 10 ppm Be. Der Differenzbetrag von 20 ppm Be wurde während des metasomatischen Stoffaustausches in Form von Beryll bzw. Smaragd konzentriert.

Abb. 7b

Boudinage Typ B

Schematischer Schnitt durch eine Chrysoberyll/Margarit/Beryll-Boudinage in Chlorit-Biotit-Matrix (Fundort: "S./G./A."-Schuppenzone, siehe Abb. 5, D-Stollen, untertage). Der Kernbereich besteht aus einschlussarmen, langstengeligen, radialstrahlig angeordneten Beryllbündeln in einer regellosen Chlorit-Biotit-Matrix. Im Randbereich befinden sich gedrungene gröberkörnige Beryll- oder Smaragd-Porphyblasten, die zum Teil reliktsche Interngefüge aus Margarit, Chrysoberyll, Phlogopit und Chlorit aufweisen. Die umgebende Biotitmatrix ist um die Boudins herum äugig gelängt eingeregelt. Dieses Gefüge repräsentiert eine ursprünglich nesterförmige Anreicherung aus Chrysoberyll und Beryllium-Margarit in Chloritschiefen, die im Verlauf der metasomatischen Alteration in Knollen aus Beryll und Biotit umgewandelt wurden.

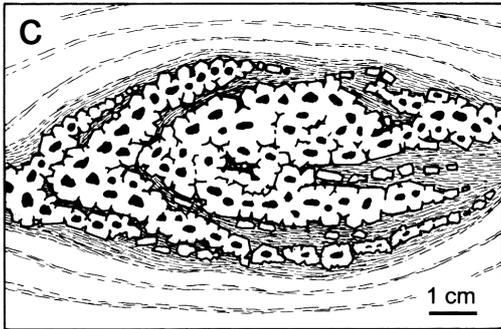


Abb. 7c

Boudinage Typ C

Schematischer Schnitt durch eine Chrysoberyll/Phenakit/Beryll-Boudinage senkrecht zur b-Achse in Biotitmatrix (Fundort: "S./G./A."-Schuppenzone, siehe Abb. 5, D-Stollen, untertage). Dieser Neufund der letzten Jahre zeigt ein isoklinal gefaltetes Reliktgefüge aus Phenakit (schwarz) in Beryll bzw. Smaragd, eingebettet in eine Talk-Chlorit-Biotit-Matrix (feingestrichelt). Die Phenakite sind extrem stark zerbrochen und korrodiert und nur noch in Form von isolierten, rundlichen Verdrängungsresten (schwarz) in den massenhaft neu gesprossenen Beryll- bzw. Smaragd-Porphyroblasten erhalten. Weitere Einschlüsse in Beryll sind Molybdänit, Chlorit und Talk. Die eingefaltete Biotitmatrix weist ein ausgeprägtes Crenulationsgefüge auf. Der Randbereich ist wie im Falle des Typs A tangential umlaufend von Beryllen bzw. Smaragden dicht besetzt. Die Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation deuten in Analogie zur Scheelitlagerstätte Felbertal auf ein prä-alpidisches Alter der Phenakit-Mineralisation hin.

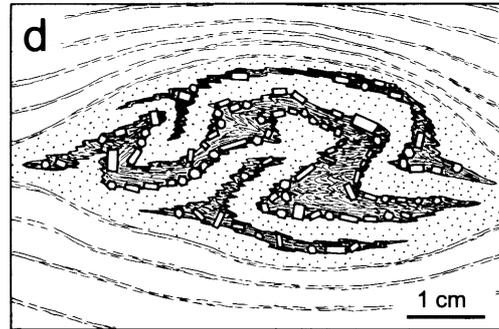


Abb. 7d

Boudinage Typ D

Schematischer Schnitt durch eine Talk/Aktinolith/Beryll-Boudinage senkrecht zur b-Achse in Biotitmatrix (Fundort: "S./G./A."-Schuppenzone, siehe Abb. 5, D-Stollen untertage). Der Kernbereich weist ein straff geschiefertes bzw. feingefälteltes Gemenge aus Talk, Aktinolith und Biotit auf, worin einzelne Beryll- bzw. Smaragd-Porphyroblasten regellos über die stofflichen Grenzen hinweg gesprosst sind. In ihrem Interngefüge ist oft noch die isoklinale Feinfältelung der Matrix erhalten geblieben. Lokal bilden besonders feinkörnige Smaragde am Übergang von feinfilzigem Aktinolith zu feinschuppigem Biotit zusammenhängende Lagen und Linsen, die das schieferige oder feingefältelte Gefüge nachzeichnen. Daraus ist abzuleiten, dass die Smaragde in Bezug auf die Faltung überwiegend syn- bis postdeformativ kristallisierten. Da der Beryll die Schichtsilikate viel schneller verdrängen kann als die Amphibole, sind die Smaragde bevorzugt in die Biotitmatrix hineingesprosst.

Metasomatose

Die Verteilung der Smaragdmineralisationen zeigt eindeutig, dass

- a) der tektonische Kontakt Bändergneissserie/Augen- und Flaserogneissserie,
- b) die Bändergneissserie im Ganzen und
- c) der Kontaktbereich Bändergneissserie/Serpentinit-Talkschieferserie weitestgehend frei von gesteinsbildendem Smaragd sind. Vielmehr finden sich die ausgedehnten Beryll-Mineralisationen in den Serpentinrandgesteinen eindeutig bevorzugt an der Südostflanke der Serpentinit-Talkschieferserie, und zwar dort, wo intensive metasomatische Reaktionen stattfanden (siehe oben).

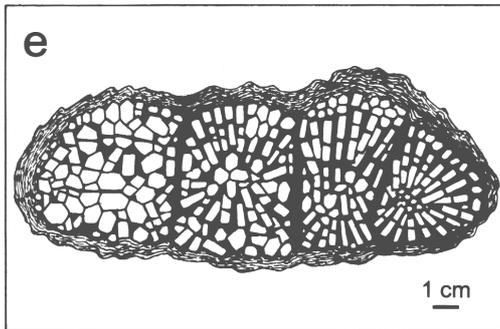


Abb. 7e

Boudinage Typ E

Schematischer Schnitt durch eine Biotit/Beryll-Boudinage in Biotit-Chlorit-Matrix senkrecht der b-Lineation (Fundort: "B./S."-Schuppenzone, siehe Abb. 5, D-Stollen-Niveau). Hierbei handelt es sich auf engstem Raum um eine außergewöhnlich hohe Beryll-Konzentrationen in Knollen und Linsenform. Die generell farblosen bis hellblauen Berylle (Varietät Aquamarin) sind entweder langprismatisch subparallel, radialstrahlig oder wirrstrahlig miteinander verwachsen und in ihrem Kernbereich mit Schichtsilikaten (Biotit, Chlorit, +/- Muskovit, +/- Margarit) gefüllt. Die Feinfältelung im Randbereich der Boudins und die gestauchte Form der isolierten Beryllknollen weist auf eine Verkürzungs-Boudinage hin. Infolge der Stauchung sind zahlreiche Beryll-Porphyroblasten postkristallin zerschert. In seltenen Fällen sind im biotitreichen Randbereich der Boudinage Smaragde gesprosst.

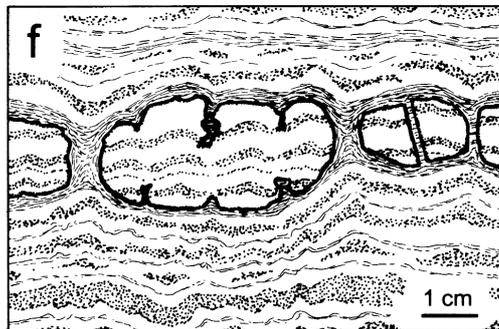


Abb. 7f

Boudinage Typ F

Schematischer Schnitt durch eine Beryll/Epidot-Boudinage in Biotit-Muskovit-Epidot-Plagioklas-Matrix (Fundort: "S./G./A."-Schuppenzone, siehe Abb. 5, A-Stollen-Niveau). In einer schwach gebänderten zum Teil feingefältelten Matrix aus Biotit, Muskovit, Plagioklas (ohne Signatur und feingestrichnet) und Epidot (punktiert) reihen sich linsen- bis knollenförmige Boudins aus dicht mit feinkörnigem Epidot gefüllten Beryll-Porphyroblasten aneinander. In diesem Gestein können die Beryllium-Konzentrationen aufgrund der massenhaften Beryllsprossung bis zu mehrere Prozent betragen. Einige Boudins zeigen deutlich die Spuren von Zerschörungen und die Bildung von kleineren kombinierten Boudins im Inneren der größeren. Wahrscheinlich stellen diese Beryll-Mineralisationen einen alten, primär s-konkordanten Lagenbau in tuffogenen Äquivalenten dar.

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 Serpentinrandgesteine ("blackwall zones" nach BRADY, 1977).

Produkte der metasomatischen Stoffverschiebungen 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-Talkschieferreihe. Darüberhinaus unterlagen deutlichen metasomatischen Alterationen:

Die Granat-führenden Biotit-Plagioklas-Gneise der Granatglimmerschieferserie, Scheelit-führende Amphibolgneise, Aktinolithquarzite, Plagioklasite (Albit/Oligoklasgneise), Quarz-glimmerschiefer und 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 (obere Grünschieferfazies) mit Biotitisierungen (K-Zufuhr) und Albitisierungen (Na-Zufuhr) bezeichnet werden.

Geochemische Bilanzierung des Berylliums

Detaillierte geochemische Untersuchungen und eine Bilanz der Beryllium-Gehalte in den Gesteinen und genetisch wichtigsten Mineralien der Smaragdlagerstätte zeigen, dass die während der metasomatischen Reaktionen freigesetzte Menge an Beryllium mit der beobachteten Menge an Smaragd-Kristallen annähernd konsistent ist (GRUNDMANN & MORTEANI, 1989).

Der überwiegende Teil der Bändergneisserie und der unmittelbar an die Serpentin-Talkschieferserie angrenzende Teil der Amphibolitserie sind durch eine deutliche Beryllium-Anomalie gekennzeichnet. Tabelle 1 zeigt die Beryllium-Gehalte der wichtigsten Gesteine aus der Leckbachrinne. Der Durchschnitt von 68 Gesamtgesteins Be-Analysen beträgt 16 ppm Be. Dieser Wert liegt deutlich über dem Durchschnittsgehalt für Metamorphite weltweit von 3.5 ppm, wie er von HÖRMANN (1969) angegeben wird.

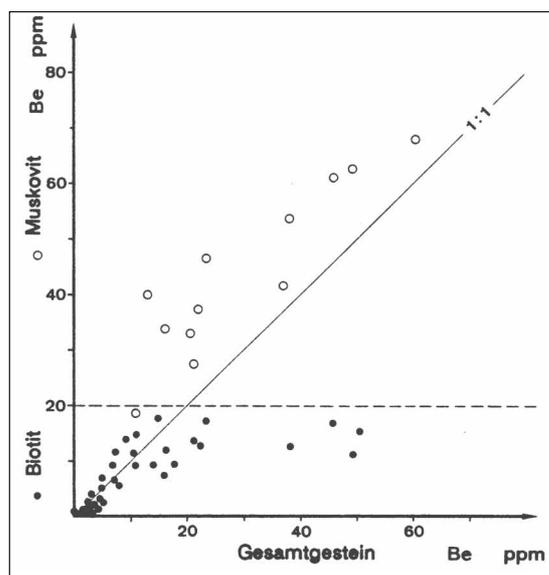
Gesteinsart (Werte in ppm)	Anzahl der Analysen	Streubereich	Mittelwert	Standard Abweichung
Muskovitschiefer	12	10,7 bis 71,9	35,9	18,6
K-Feldspatgneise	4	13,7 bis 37,6	27,8	10,3
Plagioklasgneise (siehe unten)	14	0,5 bis 50,7	17,5	17,6
Talk-Aktinolith-Schiefer	3	9,0 bis 18,4	15,2	5,4
Biotitschiefer	7	7,3 bis 18,0	9,6	3,0
Amphibolgneise	5	2,6 bis 14,6	5,6	5,1
Chloritschiefer	3	2,8 bis 5,1	4,1	1,2
Granatglimmerschiefer	6	2,2 bis 5,9	3,2	1,4
Amphibolite	9	0,8 bis 4,9	3,1	1,6
Talkschiefer	1	0,1 bis 0,5		
Antigorit-Serpentin	1	1,9		
Calcit-Epidot-Fels	1	4,9		
Plagioklasgneise (Typ I, präalpidische Plagioklas-Generation)	7	0,1 bis 6,7	4,2	2,5
Plagioklasgneise (Typ II, alpidische Plagioklas-Generation)	7	10,8 bis 50,7	30,7	15,8

Tabelle 1

Be-Gehalte von ausgewählten Gesteinen aus der näheren Umgebung des Smaragdorkommens im Habachtal (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989); alle Werte in ppm).

In Abbildung 8 ist der Be-Gehalt von Biotit- und Muskovit-Konzentraten gegen den Be-Gehalt des entsprechenden Gesamtgesteins aufgetragen. Der Be-Gehalt des Gesamtgesteins erreicht über 60 ppm Be, wogegen der Be-Gehalt der Biotite 18 ppm nicht übersteigt. Muskovit erreicht 68 ppm (vergleiche Tabelle 4). Der asymptotisch gegen rund 20 ppm tendierende Be-Gehalt der Biotite ist zugleich auch die von HÖRMANN (1969) und RÖSLER & LANGE (1976) ermittelte maximale Konzentration in Biotit weltweit (Tabelle 3). Ein Wert von 18 ppm kann demnach als Obergrenze für den Einbau von Beryllium in Biotit unter den im Habachtal erreichten Bildungsbedingungen interpretiert werden. Beim Muskovit steigt der Be-Einbau zusammen mit dem Be-Gehalt des Gesamtgesteins relativ kontinuierlich an, und im Gegensatz zum Biotit wird hier offenbar keine Sättigungsgrenze erreicht.

Abb. 8
Be-Gehalte in Biotit-Konzentraten aufgetragen gegen die Be-Gehalte des entsprechenden Gesamtgesteins (volle Symbole). Hier werden maximale Be-Gehalte von nur 18 ppm erreicht, die als Be-Sättigungsgrenze in Biotit interpretiert werden. Die offenen Symbole repräsentieren die Be-Gehalte von Muskovit-Konzentraten aufgetragen gegen die Be-Gehalte des entsprechenden Gesamtgesteins. Hier ist eine relativ gute Korrelation ohne Sättigungsgrenze festzustellen.



Das Beryllium ist nach diesem Vergleich (Tabellen 1, 2, 3 und 4) diadoch hauptsächlich in die Silikate K-Feldspat, Plagioklas, Muskovit, Biotit und Aktinolit eingebaut. In den Mineralien Quarz, Chlorit, Talk und Antigorit lassen sich offenbar nur sehr geringe Mengen an Be unterbringen.

Mineral-Spezies	Be
Muskovit	120
K-Feldspat	80
Albit	50
Aktinolithischer Amphibol	50
Tschermakitischer Amphibol	20
Biotit	20
Quarz	7
Chlorit	5
Talk	2
Antigorit	1

Die metasomatische Reaktion von Be-reichen Metapelite oder Metavulkaniten auf der einen und Serpentiniten auf der anderen Seite setzt signifikante Mengen an Be-Spezies frei. Die Übersättigung der fluiden Phase an Be führt dann zur Sprossung von Be-Mineralien wie zum Beispiel Phenakit oder Beryll - und im Falle der Präsenz von Chrom - auch Smaragd. Damit sind die oft flächig angereicherten Smaragdmineralisationen entlang der Gesteinsgrenzen in den Serpentinrandgesteinen gut zu erklären, zumal ja insbesondere dort die bevorzugte Freisetzung des Beryllium-Überschusses zu erwarten ist.

Tabelle 2
Maximale Be-Gehalte von Mineral-Spezies (weltweit analysiert, Angabe in ppm) nach HÖRMANN (1969) und RÖSLER & LANGE (1976).

Gesteinsart	Anzahl der Proben	Be-Gehalt im Biotit		Be-Gehalt des Gesamtgesteins	
		Mittelwert	Sta.	Mittelwert	Sta.
Muskovitschiefer	6	13,6	2,4	28,8	20,8
Plagioklasgneise	7	10,7	2,5	20,9	16,9
Biotitschiefer	5	10,1	3,6	10,1	3,6
K-Feldspatgneise	1	9,8	--	15,2	--
Amphibolgneise	4	4,9	4,7	5,8	4,9
Amphibolite	8	3,2	2,1	3,4	1,8
Quarz-Plagioklaslagengneise	3	1,7	1,1	2,3	2,1
Granatglimmerschiefer	4	1,1	1,0	2,6	0,5

Tabelle 3

Be-Gehalte von 38 Biotit-Konzentraten und ihrer Nebengesteine aus der Smaragdlagerstätte Habachtal und ihrer näheren Umgebung (Sta = Standardabweichung).

Gesteinsart	Anzahl der Proben	Be-Gehalt im Muskovit		Be-Gehalt im Gesamtgestein	
		Mittelwert	Sta.	Mittelwert	Sta.
Epidot-Muskovit-Schiefer	1	67,9	--	60,5	--
Biotit-Muskovit-Schiefer	2	61,8	0,6	47,6	1,8
Chlorit-Muskovit-Schiefer	1	53,2	--	38,2	--
Albit-Muskovit-Schiefer	1	41,6	--	37,1	--
Epidot-Biotit-Schiefer	2	40,1	6,5	19,7	3,6
K-Feldspatgneise	1	39,7	--	13,8	--
Quarz-Muskovit-Schiefer	1	33,8	--	20,3	--
Muskovit-Biotit-Schiefer	3	27,8	9,4	18,0	4,1

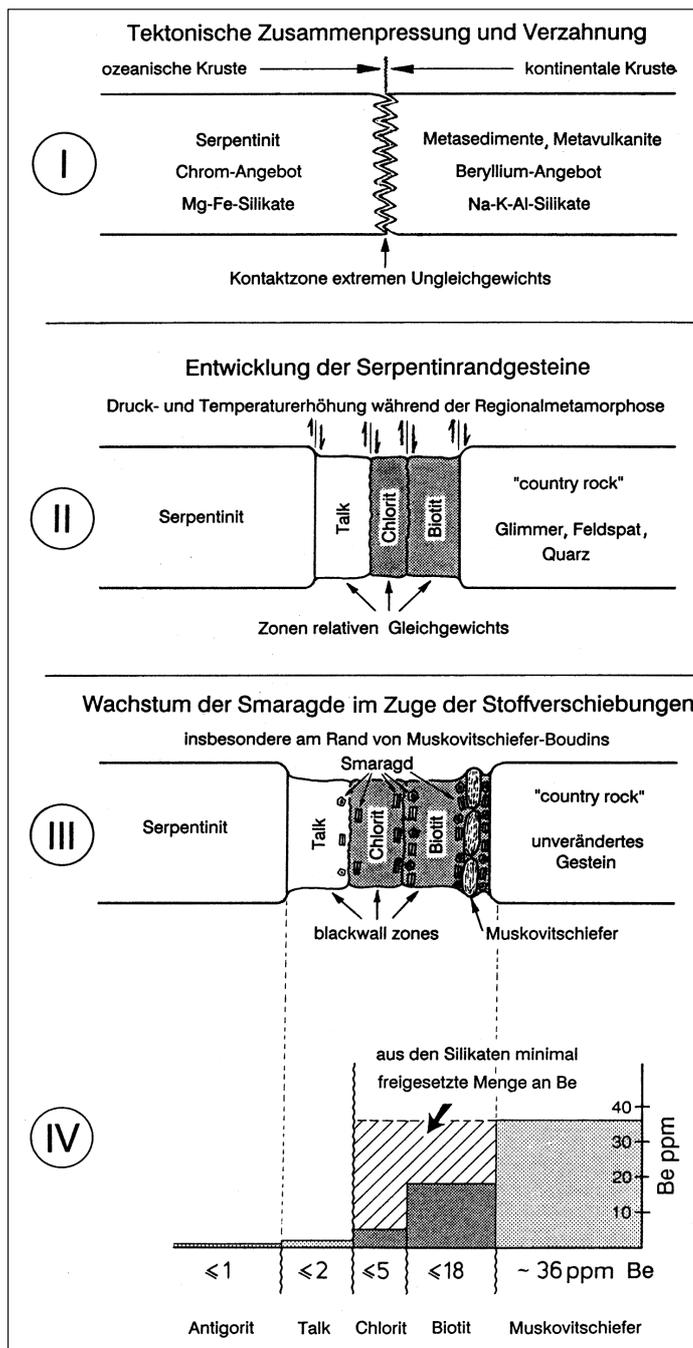
Tabelle 4

Be-Gehalte von 12 Muskovitschiefer-Konzentraten und des Gesamtgesteins aus der Smaragdlagerstätte Habachtal und ihrer näheren Umgebung (Sta = Standard-Abweichung).

Die Massenbilanz des im Zuge eines metasomatischen Stoffaustausches freigesetzten Berylliums kann eine Vorstellung von der Menge an neugesprossstem Smaragd in den Serpentinrandgesteinen geben. Nach den Be-Analysen von 12 Muskovitschiefern ist für das Muskovitschiefer-Edukt ein Be-Gehalt von durchschnittlich 36 ppm vorzusetzen (vergleiche Tabelle 4). Die Menge an Be, die in einer Tonne monomineralischen Biotitschiefers bei einer Sättigungsgrenze von 18 ppm Be verbleibt, beträgt 18 ppm. Die freigesetzte, nicht mehr in Biotit tarnfähige Menge Be von 18 ppm reicht nun aus, um 350 g Beryll oder Smaragd zu bilden.

Das entspricht für eine 1 Quadratmeter große und 35 cm dicke Platte Muskovitschiefer von 1 Tonne Gewicht, einer Anzahl von 350 Beryll-Kristallen mit je 1 g Gewicht. Smaragde von 1 g Gewicht hätten beispielsweise die Maße von 1 cm Länge und 5 mm Durchmesser, so wie sie auch häufig im Habachtal gefunden werden. Diese Bilanzierung ergibt ein mit der Naturbeobachtung sehr gut übereinstimmendes Bild von der Beryll bzw. Smaragd-Konzentration und auch von der durchschnittlichen Smaragd-Kristallgröße in den Serpentintrandgesteinen der Leckbachrinne im Habachtal (siehe unten).

Abb. 9 Zusammenfassende schematische Darstellung der geologischen Ereignisse, die zu einer regionalmetamorphen metasomatisch-horizontgebundenen Smaragdsprossung führen. Teil I: tektonische Zusammenführung. Teil II: Entstehung der aus Talk, Chlorit und Biotit bestehenden Serpentintrandgesteine (blackwall zones) zwischen Serpentin-Körpern und ihren Nebengesteinen (country rock). Teil III: Sprossung von Smaragd insbesondere an den Gesteinsgrenzen der Serpentinrandgesteine und den Muskovitschiefer-Boudins. Teil IV: Minimale Menge des infolge Metasomatose aus Muskovitschiefer freigesetzten Berylliums, dass zur Smaragd-Sprossung beiträgt (36 ppm Be = Durchschnitt von 12 Muskovitschiefer-Analysen aus der Leckbachrinne).



Die Abbildung 9 nach GRUNDMANN & MORTEANI (1989) fasst die geologischen Ereignisse und eine Massenbilanz des Be in den Smaragd-führenden Gesteinen zusammen: Teil I des Schemas zeigt die tektonische Zusammenführung von sehr Be-armen und Chrom-reichen Serpentiniten auf der einen, mit relativ Be-reichen und Chrom-armen Sedimenten und/oder Vulkaniten auf der anderen Seite. Teil II zeigt die während der Regionalmetamorphose zwischen Antigorit-Serpentinit und Muskovitschiefer sich neu entwickelnden Serpentinrandgesteine Talk-Chlorit- und Biotitschiefer. Im Teil III sind die im Zuge der Stoffverschiebungen insbesondere am Rand von Muskovitschiefer-Boudins neu gesprossenen Smaragde dargestellt. Der Teil IV zeigt graphisch die maximal einbaubaren Be-Gehalte in Antigorit (1 ppm), Talk (2 ppm), Chlorit (5 ppm) und Biotit (18 ppm) sowie die aus Muskovitschiefer (durchschnittlicher ursprünglicher Be-Gehalt 36 ppm) infolge ihrer metasomatischen Verdrängung freigesetzte minimale Menge an Be (schraffiert).

Die generell sehr geringe Smaragd-Kristallgröße in Lagerstätten des Schiefertyps ("schist-type") wird nunmehr leicht dadurch erklärbar, dass das Smaragd-Wachstum unter regionalmetamorphen Bildungsbedingungen (Blastese bei relativ geringem Be-Angebot) wesentlich ungünstiger verlief, als vergleichsweise in Pegmatiten (magmatisches Wachstum bei relativ hohem Be-Angebot). Damit werden auch die krassen Unterschiede in der Kristallgröße zwischen dem pegmatitischen und dem regionalmetamorphen Bildungsbereich offensichtlich. Während Pegmatite mit Beryll-Individuen von bis zu 200 Tonnen die größten Kristalle aller Mineralspezies hervorbringen können, und nicht selten schleifwürdige Aquamarine von 100 kg liefern, bleiben die regionalmetamorph gebildeten Smaragde mit ihren durchschnittlich nur 1 g und äußerst selten 1 kg schweren Kristallen hinter den pegmatitischen Beryllen weit zurück.

Smaragdmineralisationen (Mikrogefüge)

Größe der Kristalle:

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 15 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.

Färbung der Kristalle:

Die grüne Farbintensität ist generell sehr ungleichmäßig über die Smaragd-Kristalle verteilt. Häufig ist die Farbe schlierig, fahnenförmig und wolkig verteilt. In Einschluss-ärmeren Kristallen kann gelegentlich, bei günstiger Schnittlage parallel oder senkrecht zur c-Achse ein relativ scharfer Farbzonarbau sichtbar werden. Vom Kern zum Rand folgen oft mehrere Zonen unterschiedlicher Farbintensität. Generell nimmt die Intensität des Grüns von Innen nach Außen zu. Nicht selten werden Smaragd-Porphyroblasten von einer scharfen Farbgränze zwischen milchig-weiß 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 überwachsen wurde.

Die in den Biotit- und Talkschiefern gesprossene Smaragd-Substanz zeigt oft eine weitaus geringere Einschlussdichte, als die in den Epidot- und Amphibol-Schiefern gesprossenen. 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.

Einschlussgefüge:

In Längs- und Querschnitten ist oft ein dicht gefüllter Kern von einer schmalen, scharf begrenzten, einschlussarmen bis einschlussfreien Randzone zu unterscheiden (Abb. 10 a). Dieser Zonarbau deutet darauf hin, dass während des Kristallwachstums mindestens 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 (Abb. 10a).

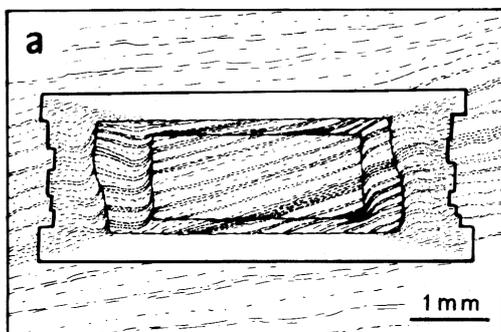


Abb. 10a
Halbschematische Skizze eines zonargebauten Smaragd-Porphyroblasten in Biotitschiefer. Der Kern zeigt ein zellenförmiges Einschlussgefüge, das die Spur der ältesten Schieferung nachzeichnet. Der innere Rand macht sich an den Basisflächen durch einen beidseitigen Gefügeknicke in Folge einer Rotation des Porphyroblasten bemerkbar. Der äußere Rand ist mit Ausnahme der Kristallenden weitestgehend einschlussfrei.

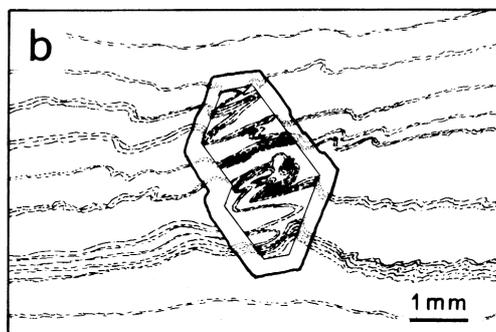


Abb. 10b
Halbschematische Skizze eines zonargebauten Smaragd-Porphyroblasten in Biotitschiefer. Der Kernbereich ist durch ein isoklinal-feingefälteles Interngefüge aus feinstkörnigen Aktinolithfasern gekennzeichnet. Da Amphibole im Externgefüge des Kristalls fehlen, handelt es sich hierbei um ein gepanzertes Reliktgefüge eines bereits vor der Blastese des Kernes gefälteles Aktinolithschiefers (aus GRUNDMANN & MORTEANI, 1989).

Ein weiteres Charakteristikum stellt das meist deutlich gerichtete, oder auch feingefältele Interngefüge dar, wie aus der Abbildung 10 b ersichtlich. Reliktisch erhaltene Schieferungen oder Falten werden hier durch perlschnurartig aneinandergereihte Einschlüsse 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 gespross

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 Zusammenstellung (nach GRUNDMANN, 1985 und GRUNDMANN & KOLLER, 1979):

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

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 CO₂ (bis zu XCO₂ = 0.04) repräsentiert. Ein späterer zweiter Typ ist vom ersten durch unterschiedliche Morphologie und seine Diskordanz im Erscheinungsbild zum ersten zu unterscheiden. Geringe Salinität, CO₂-freie Flüssigkeiten und CO₂-führende dichtere Einschlüsse mit höheren CO₂-Gehalten (bis zu XCO₂ = 0.11) sind charakteristisch für diesen zweiten Typ. Mindestens zwei weitere Deformationsphasen und drei weitere trapping-Perioden führen zu immer CO₂-ärmeren Zusammensetzungen mit immer geringer werdender Salinität.

Genese der Beryllium-Mineralisationen

Den Beryll- bzw. Smaragdmineralisationen im Habachtal und Untersulzbachtal ist gemeinsam, dass ein wahrscheinlich prä-alpischer Stoffbestand aus primären Berylliummineralen (Beryll, Phenakit, Chrysoberyll) sowie berylliumreichen Glimmern, Feldspäten und/oder Amphibolen während der alpidischen Gebirgsbildung zunächst tektonisch mit Ultrabasiten verzahnte. Im Verlauf der alpidischen Regionalmetamorphose erfolgte der metasomatische Stoffaustausch und die Blastese von sekundärem Beryll bzw. Smaragd infolge der lokalen Be-Übersättigung der fluiden Phase. Besonders wichtig ist der Befund, dass nach über zweihundertjähriger intensiver Suche im Bereich des Smaragdorkommens im Habachtal bislang noch keine nennenswerten alpinen Klufthmineralisationen mit Smaragden gefunden wurden. Auch die in der Leckbachrinne äußerst spärlichen Funde von einigen Kilogramm Klufthberyll stellen gegenüber den riesigen alpidischen Kappenquarzgängen von über 500 m Länge, 10 m Mächtigkeit und einem Gewicht von mehreren Tausend Tonnen eine verschwindend geringe Menge dar. Daraus ist zu folgern, dass ein weitreichender Transport des Aluminiums, Chroms und Eisens in der Serpentin-Talkschieferserie über Jahrmillionen hinweg einfach nicht stattgefunden hat. Auch die in den Gesteinen der Smaragd-führenden Serie getarnten, lokal überdurchschnittlich hohen Berylliumgehalte erfuhren keine weitreichende Mobilisation sondern wurden maximal nur einige Zentimeter verschoben.

Die oben dargelegten Befunde stehen im Gegensatz zu den früheren Interpretationen von FERSMAN (1929), LEITMEIER (1937) und SINKANKAS (1981) über die "exometamorphic" magmatisch-kontaktmetamorphe Entstehung der sogenannten "Smaragdserie" des Habachtales. Wenn die Fluide des in der Leckbachrinne nahegelegenen Granits (jetzt Augen- und Flasergneis) schon in prä-alpidischer Zeit das Beryllium in die Serpentin-Talkschieferserie transportiert (injiziert) hätten, so wären mehrere Meter bis Zehnermeter Distanz quer durch die Bändergneisserie hindurch zu überwinden gewesen. Da die zwischen Granitgneis und Serpentin-Talkschieferserie liegende Bändergneisserie von Beryll-Mineralisationen weitestgehend steril ist, aber dennoch in ihren Gesteinen überdurchschnittlich hohe Berylliumgehalte vorhanden sind, scheidet der Augen- und Flasergneis als Haupt-Berylliumlieferant aus. Wahrscheinlich wurde schon in prä-alpidischer Zeit das Beryllium zunächst in den Silikaten getarnt oder in Form von Phenakit, Chrysoberyll, Beryll und/oder Beryllium-Margarit in bestimmten Metasedimenten, Metavulkaniten und Metaplutoniten der Habachformation konzentriert. Allerdings scheidet die Granatglimmerschieferserie aufgrund viel zu niedriger Berylliumgehalte als Haupt-Berylliumlieferant aus.

Die wichtigsten Be-Träger sind Muskovitschiefer, K-Feldspatgneise und Biotit-Plagioklasgneise. Während der alpidischen Regionalmetamorphose folgte dann nur innerhalb und am Rand der Serpentin-Talkschieferserie die lokal eng begrenzte Mobilisation und Konzentration von Be, Al, Na, K, Cr, Fe und Mg in Form von Smaragd.

Die vergleichsweise sehr detaillierten Beobachtungen und Beschreibungen LEITMEIERs (1937) sind jedoch einwandfrei im Sinne der heutigen Petrologie umdeutbar. So können seine "Injektionslagengneise" in Form von gebänderten Biotit-Plagioklas-Gneisen zwanglos als metasomatisch alterierte prä-alpidische Hellglimmerschiefer, seine "Aplite" in Form von Plagioklaslagen-Gneisen als Tuffite, seine "Aplite" in Form von gebänderten Biotit-Quarzlagen als prä-alpidische Quarzite und seine "Migmatite" als eine tektonische Melange aus metasomatisch alterierten Metasedimenten, Metaplutoniten und Metavulkaniten uminterpretiert werden.

Aus den Ergebnissen der Mikrothermometrie und geochronologischen Daten legen NWE & GRUNDMANN (1990) ein Druck-Temperatur-Zeit-Pfad der alpidischen Regionalmetamorphose vor und rekonstruieren damit zugleich die Kristallisationsgeschichte der Smaragde des Habachtales (Abb. 11). Die Kristallisations-Deformations-Diagramme nach GRUNDMANN & MORTEANI (1982) und GRUNDMANN (1989, 1991) zeigen die Gefügeentwicklung in den Gesteinen des Habachtales südlich der Habachzunge anhand von Mikrogefügeskizzen der gesteinsbildenden Minerale Granat, Andalusit, Plagioklas und Beryll.

Der Grad der Metamorphose, bei dem Smaragdmineralisationen des Typs Habachtal zu erwarten sind, reicht von der Grünschieferfazies (low grade) bis zur unteren Amphibolitfazies (medium grade). Unter grünschiefer-faziellen Bedingungen sind die Feldspäte neben Beryll und Phenakit stabil (FRANZ et al., 1984). Bei höhergradigen Metamorphosebedingungen, die ins anatektische Regime hineinreichen, ist Beryll zusammen mit Feldspat nicht mehr stabil und wird von der Paragenese Chrysoberyll plus Quarz plus/minus Sillimanit ersetzt (FRANZ & MORTEANI, 1981, 1984).

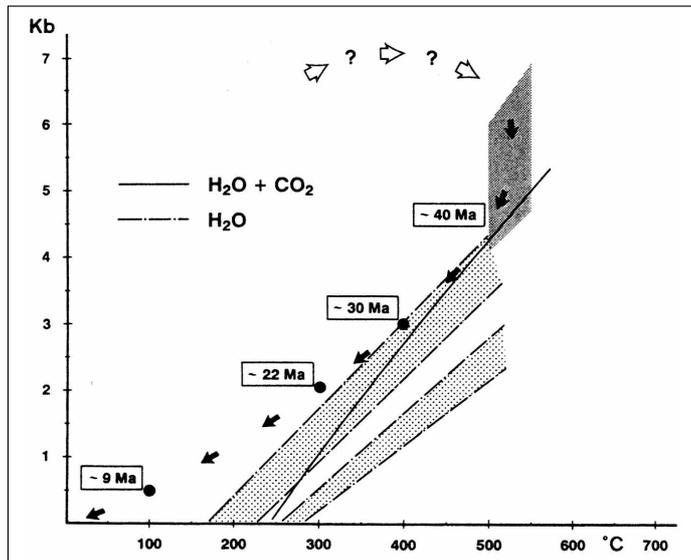


Abb. 11
 Druck-Temperatur-Zeit-Diagramm für die alpidische Kristallisationsgeschichte der Smaragde des Habachtales (nach NWE & GRUNDMANN, 1990). Die gefüllten Kreise und Pfeile zeichnen den generellen P-T-Pfad der Gesteine des Smaragdorkommens nach, wie er nach GRUNDMANN & MORTEANI (1985) und GRUNDMANN (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 CO₂-reichen sekundären Einschlüsse. Die Linien und gepunkteten Flächen zeigen die Bandbreite der Konservierungsbedingungen für die sekundären CO₂-armen bis CO₂-freien (H₂O)-Flüssigkeitseinschlüsse in den Smaragden.

Die dicht gerasterte Fläche zeigt die maximalen P-T-Bedingungen während der Konservierungsphase der CO₂-reichen sekundären Einschlüsse. Die Linien und gepunkteten Flächen zeigen die Bandbreite der Konservierungsbedingungen für die sekundären CO₂-armen bis CO₂-freien (H₂O)-Flüssigkeitseinschlüsse in den Smaragden.

Literaturverzeichnis

- BRADY, J. B. (1977): Metasomatic zones in metamorphic rocks. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 41, 113-125.
- CARL, R. R. B. (1988): Die Geologie der vorderen Hollersbachtal-Westseite (Scharntal), Bundesland Salzburg/Österreich. Untersuchungen zur Petrologie, Lagerstättenkunde, Isotopengeochemie. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München, 138 S.
- CORNELIUS, H. P. (1944): Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. - *Ber. R.-A. f. Bodenf.*, 1944, 25-31.
- 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.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). - *Jb. Geol. B.-A. Wien*, 96, 143-192.
- FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1981): The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 kb and 400 to 800°C. - *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 140, No. 3, 273-299.
- FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1984): The formation of chrysoberyl in metamorphosed pegmatites. - *J. Petrology*, 25, 27-52.
- FRANZ, G., GRUNDMANN, G., ACKERMAN, D. & MORTEANI, G. (1984): The formation of beryllium minerals in metamorphic rocks (abs.). - In *Intern. Geol. Cong., 27th, Moscow, 1984, Abstracts, vol. 5, section 10, 44-45.*

- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977 (11), 675-696.
- GIULIANI, G., FRANCE-LANORD, C., COGET, P., SCHWARZ, D., CHAILLETZ, A., BRANQUET, Y., GIARD, D., PAVEL, A., MARTIN-IZARD, A. & PIAT, D. H. (1998): Oxygen isotope systematics of emerald-relevance for its origin and geological significance. - Mineralium Deposita, 35, 513-519.
- GIULIANI, G., CHAUSSIDON, M., SCHUBNEL, H.-J., PIAT, D. H., ROLLION-BARD, C., FRANCE-LANORD, C., GIARD, D., DE NARVAEZ, D. & RONDEAU, B. (2000): Oxygen Isotopes and Emerald Trade Routes Since Antiquity. - Science, vol. 287, 631-633.
- 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 Abb. 10 Tab. Taf. 1-10.
- GRUNDMANN, G. (1980): Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. - Fortschr. Miner., 58, 1, 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. TU Berlin, D 83, 207 S.
- GRUNDMANN, G. (1985): Die Mineralien des Smaragd-vorkommens im Habachtal. - Lapis, 10, 2, 13-33.
- GRUNDMANN, G. (1989): Metamorphic Evolution of the Habach Formation - A Review. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 82, 75-88.
- GRUNDMANN, G. (1991): Smaragd. Grünes Feuer unterm Eis. - ExtraLapis, 1, Christian Weise Verlag, München, 96 S.
- 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., 128, 2, 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.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1993): Die Smaragdminen der Cleopatra: Zabara, Sikait und Umm Kabo in Ägypten. - Lapis, 18, Heft 7-8, 27-39.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. - Bayer. Akad. Wiss. Berlin Abh., Kl. Math. u. Allg. Naturw., 157, 1-114.
- HÖRMANN, P. K. & WEDEPOL, K. H., Hrsg. (1969): Beryllium. - In: Handbook of geochemistry, vol. II/1, sect. 4-B to 4-O.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). - Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 54, 2-3, 769-788.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich (Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiteren Bereich des Großvenedigers). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 1-15.
- KÖLBL, L. (1932): Das Nordostende des Großvenedigermassivs. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math-Naturw. Kl. Abt. 1, 141, 39 S.
- KOENIGSBERGER, J. (1913): Versuch einer Einteilung der ostalpinen Minerallagerstätten. - Z. Krist., 52, 151-174.

- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1984): Die Metarodingite der Habach Formation Hohe Tauern (Österreich). - *Tschermaks miner. petr. Mitt.*, 33, 3, 49-66.
- LEITMEIER, H. (1937): Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. - *Z. f. Krist. Miner. u. Petrogr. Abt. B, Min. Petrogr. Mitt.*, 49, 4 u. 5, 245-368.
- MORTEANI, G. & GRUNDMANN, G. (1977): The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the Tauern Window, Austrian Alps. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 1977, 11, 509-516.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R. (1968): Die Bedeutung geochemisch stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonit-Lagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. - *Mineralium Deposita*, 3, 272-285.
- 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.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizer Alpen. - 1. Auflage - B. Wepf & Co., Basel, 2 Bände, 661 S., 251 Abb. 21 Taf.
- NWE, Y. Y. & GRUNDMANN, G. (1990): Evolution of metamorphic fluids in shear zones: The record from the emeralds of Habachtal, Tauern Window, Austria. - *Lithos*, 25, 281-303.
- PAAR, W. H., CHEN, T. T. & MEIXNER, H. (1980): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalts in paleozoic gneisses and schists from Oberpinzgau, Salzburg province, Austria. - *Tschermaks Min. Pet. Mitt.*, 27, 1-16.
- PHILLIPS, A. H. & HESS, H. H. (1936): Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. - *Amer. Miner.*, 21, 333-362.
- RÖSLER, H. J. & LANGE, H. L. (1976): *Geochemische Tabellen*, 2. Aufl., Stuttgart, F. Enke, 1-674.
- SANDFORD, R. F. (1982): Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. - *Americ. 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. Miner. Abh.*, 154, 313-334.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe (nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. Karl und O. Schmidegg). - *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 1961, H. 1, 35-56.
- SCHROLL, K. M. (1797): Grundriß einer Salzburgerischen Mineralogie, oder kurzgefaßte systematische Anzeige der bis itzt bekannten Mineralien des Fürstenthums und Erzstifts Salzburg. - *Jb. Berg- u. Hüttenk.*, Hrsg. v. K.E. Freih. von Moll, 1, 95-196.
- SCHWARZ, D. & GIULIANI, G. (2001): Emerald Deposits - A Review. - *Austral. Gemmologist*, 21, 17-23.
- SCHWARZ, D., GIULIANI, G. & GRUNDMANN, G. (2002): The origin of emerald. - *Extra Lapis English No. 2: Emerald*. Lapos International, LLC, East Hampton, CT, 18-23.
- SINKANKAS, J. (1981): Emerald and other beryls. - *Chilton Book Comp.*, Radmor Pennsylvania, 665 S.
- WARD, F. (1990): Emeralds. - *National Geographic*, vol. 178, No. 1, 38-69.
- WARD, F. (1993): Emeralds. - *Gem Book Publishers*, Bethesda, MD., 64 S.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. - *Z. Krist.*, 26, 337-508.
- ZIRKL, E. J. (1982): Beryll. - *Die Eisenblüte*, 3, C, 21-28.