

Der Dolerit der Höhenberge – Teil eines eigenständigen Höhenberg-Intrusionsintervalls - sein Gesamtprofil in der Bohrung Schnellbach 1/62 und die Einordnung der Intrusion in den Ablauf der Rotliegendentwicklung des Thüringer Waldes

DIETER ANDREAS UND BERND VOLAND

Stichworte: Höhenberg-Dolerit, Lithostratigraphie, Thüringer Wald, Oberhof-Formation, Bohrungen Schnellbach 1/62, Finsterbergen 1/62, Thüringen Süd 1/63, Genese Dolerit

Zusammenfassung

Für das Verbreitungsgebiet der Gesteine des höheren Oberkarbon-Unterperm im Thüringer Wald wird eine neue lithostratigraphische Einheit – das Höhenberg Intrusionsintervall (ruHÖi) - definiert. Es wird im Profil zwischen der Oberhof-Formation ruO (Liegendes) und der Rotterode-Formation ruRO (Hangendes) des Unterrotliegenden eingeordnet. Im Zeitraum zwischen den genannten Formationen intrudierten auf flachen Intrusionsbahnen zwei größere magmatische Körper diskonform die Vulkanit-Sedimentfolge der Oberhof Formation. Dem Regenbergstein-Rhyolith ruHÖRi folgt der Höhenberg-Dolerit ruHÖGb. Dieser quert mit >10 km oberflächiger Ausstrichlänge in NNE-SSW Richtung im westlichen Abschnitt der Blätter Waltershausen 5129 und Tambach-Dietharz 5229 der GK 25 nahezu den gesamten Thüringer Wald. Der ± N-S gerichtete Regenbergstein-Rhyolith ist mit ± 7 km Länge vorwiegend nördlich des sog. Rennsteigs, der Kammlinie des Thüringer Waldes, entwickelt.

Durch kompressive, um NNE-SSW gerichtete tektonische Bewegungen des sog. saalischen events wird die Entwicklung der Oberhof-Formation innerhalb einer NNW-SSE gerichteten Thüringer Wald Grabenzone abgeschlossen. In einem vergleichbaren Zeitintervall entstanden Einengungsformen wie z.B. die flache Aufwölbung der NNW-SSE angelegten Rennsteig-Antiklinale. In diesem Raum entwickelte die Dolerit-Intrusion ihre größte Mächtigkeit. Hier wurde der sillartige Lagergang von der Bohrung Schnellbach 1/62 mit einer erbohrten Gesamtmächtigkeit von 356,8 m durchteuft. Die Gesteine der Oberhof-Formation des Hangenden und Liegenden der Intrusion sind kontaktmetamorph überprägt.

In der Bohrung Finsterbergen 1/62 ist die flache Intrusion des Regenbergstein-Rhyoliths in einer Mächtigkeit von 66,0 m aufgeschlossen. Dieser wird von einigen < 10 m bis 30 m mächtigen Doleritgängen durchschlagen, die im hangenden Dachverband des doleritischen Hauptintrusionskörpers entwickelt sind.

Der Dolerit der Höhenberge präsentiert sich im Profil des in der Bohrung Schnellbach 1/62 aufgeschlossenen Gesteins nach petrographischer und geochemischer Bearbeitung als ein

Lagergang mit ausgeprägter in situ Differentiation, die durch die relativ große Mächtigkeit des Sills in diesem Bereich begünstigt wurde. Die erneute Bewertung zurückliegender Untersuchungsergebnisse bestätigt die Gliederung des Lagerganges in sieben unterschiedlich entwickelte Zonen.

Die Zonen 1 und 7 stellen die abgeschreckte Randfazies (basaltisch dicht) des Gesteins dar; sie sind während der Intrusion schnell erstarrt und repräsentieren annähernd die Ursprungszusammensetzung der intrudierenden Schmelze. Viele Eigenschaften der Übergangszonen 2 und 6 sprechen dafür, dass deren Chemismus durch Fremdmaterialaufnahme besonders aus dem Liegenden des Sills verändert ist und nicht mehr die ursprüngliche Zusammensetzung der intrudierten Schmelze repräsentiert.

Das Wesen des Gesteins wird durch die Zonen 3, 4 und 5 charakterisiert. Hier fand eine ausgeprägte Differenzierung statt, deren Ursache in der fraktionierten Kristallisation, dem gravitativen Aussaigern fester Phase (Olivin) und dem Aufstieg flüssiger Phase liegt.

Durch Differentiation sind im Wesentlichen ein Quarz-Dolerit (Zone 3), ein olivinführender Dolerit (Zone 4) und ein Olivin-Dolerit (Zone 5) entstanden.

Während einer postintrusiven tektonischen Ruhephase kommt es zu weiträumiger Seitenerosion, der zufolge Teilabschnitte der Oberhof-Formation bis zu einer Mächtigkeit von ± 600 m erodiert worden sind. Die beginnende Sedimentation der nun folgenden Rotterode-Formation schließt den (episodischen) Prozess des Höhenberg-Intrusionsintervalls ab. Mit der entstandenen Diskordanzfläche wird auch die flache Aufwölbung der Oberhof-Formation am Rennsteig angeschnitten. Die Gesteine des oberen Kontakthofes einschließlich angrenzender Abschnitte der Dolerit Intrusion werden gleichfalls von der intrarotliegenden Erosion erfasst.

Die Achse des Sedimentationsraumes der Rotterode-Formation entwickelt sich nunmehr in NE-SW Richtung. Dabei greift die breit angelegte Senke diskonform über die bruchtektonischen Grenzen der oberhofzeitlichen Grabenstrukturen hinweg. Die Rotterode-Formation beginnt mit dem „Hoher-Berg-Sandstein“, einer Wechsellagerung von bankigen, feldspatreichen, geröllführenden Fein- bis Grobsandsteinen, die in grobsandige Fein- bis Grobkonglomerate übergehen können. Die Verbreitungsgebiete mit überwiegender Anteil an polymikten Grobklastiten werden als „Struther-Konglomerat“ zusammengefasst.

In den basisnahen Bereichen des nordwestlichen Verbreitungsgebietes der Rotterode-Formation sind 2 geringmächtige Tuffhorizonte eingeschaltet. Ein unterer, dichter bis feinkörniger Rhyolithuff von ± 40 m Mächtigkeit wird von einem unmittelbar darüber folgenden und nur örtlich verbreiteten andesitischen Lapillituff von ± 5 m Mächtigkeit überlagert (Tuff Rotterode Nr.1). Etwa ± 15 m im Profil darüber ist ein rötlichgrauer, fein- bis grobkörniger, z.T. auch dichter rhyolithischer Kristalltuff von > 1 bis 3 m Mächtigkeit entwickelt (Tuff Rotterode Nr.2). In diesem Niveau lassen sich zahlreiche geringmächtige, basitische melaphyrische Gänge oder oberflächennahe Subeffusionen beobachten. Diese sind von einer dem basischen Vulkanismus folgenden intrarotteröder Erosionsphase und Sedimentationslücke erfasst worden.

Unter den bereits über einen langen Zeitraum vorherrschenden semiariden-semihumiden klimatischen Bedingungen kommt es zur Bildung kleiner anliegender Schuttfächer zersetzter Melaphyre mit geringer Verbreitung. Nach Wiederbelebung der Sedimentation gehen diese in die unmittelbar angrenzenden geröllführenden Sedimente der Wechsellagerungen des Hoher-Berg-Sandsteins bzw. des Struther-Konglomerats über.

Subparallel zur NE-SW Achse des Beckens der Rotterode-Formation streichen im betrachteten Raum zwischen Tambach-Dietharz im NW und den Ortslagen Struth-Helmershof und Rotterode im südwestlichen Abschnitt vom Blatt Tambach-Dietharz (5229) zahlreiche Melaphyrgänge als Kleinintrusionen in der Oberhof-Formation aus.

Diese stellen möglicherweise Relikte der in tambacher Zeit erodierten rotterodezeitlichen Vorkommen dar.

Unter Einbeziehung des subeffusiven Rodaer Melaphyrs der Elgersburg-Formation und der gleichfalls 69,5 m mächtigen melaphyrischen Subeffusion im höchsten Abschnitt der Bohrung Thüringen Süd 1/63 ergibt sich ein möglicher, vergleichender lithostratigraphischer Schnitt zwischen Teilen der Elgersburg-Formation und der Rotterode-Formation. Ausgehend von den Profilen vom mittleren und östlichen Abschnitt des Thüringer Waldes bis in das südliche Vorland lassen sich Vorstellungen von flachen, gemäßigt morphologisch untergliederten Senken mit einem weit verbreiteten basischen Vulkanismus einer intrarotteröder Subeffusionsphase ableiten. Nach bisheriger Aufschlussbeurteilung und Altersdatierung lassen sich die genannten Prozesse wie folgt einordnen:

Alter	Rotterode-Formation	Elgersburg-Formation
275 \pm 4 Mio.a *		Elgersburg-Porphyr *
	Intrarotteröder Subeffusionsphase basischer Vulkanite	Rodaer Melaphyr
	Hoher-Berg-Sandstein (unterer Abschnitt)	
	Lücke – Erosion – Neuorientierung des Ablagerungsraumes	
280/281 \pm 2 Mio.a	Höhenberg Intrusionsintervall*	
283 Mio. a ~~~~~	saalischer Kompressionsevent ~~~~~	
	Oberhof-Formation	

Abstract

The Dolerite of Höhenberge- Discrete part of the Höhenberg-Intrusion-Interval – Profile of the drilling Schnellberg 1/62 and stratigraphic position of the intrusion in the Rotliegend

The paper presents a new stratigraphic unit, denoted as Höhenberg-Intrusion-Interval that appears between the underlying Oberhof Formation and the overlying Rotterode Formation (Lower Rotliegend). During this period two magmatic bodies intruded disconformably on flat paths into sediments and volcanic rocks of the Oberhof Formation. The older one is known as Regenbergstein-Rhyolite, the younger one as Höhenberg-Dolerite. The latter is exposed over more than 10 kms in NNS-SSW striking length crossing nearly the whole Thuringian Forest and covers parts of the geological sheets of Waltershausen (5129) and Tambach-Dietharz (5229) whereas the Regenbergstein-Rhyolite occurs over 7 km length in N-S-direction mainly north of the crest of the Thuringian Forest (so called Rennsteig).

At the end of the Oberhof-Formation compressive movements of the Saalian event took place within a NNW-SSE-striking graben. With them, flat anticlines were formed for instance as the NNW-SSE-striking Rennsteig-anticlinal structure. Here, the Dolerite intrusion shows its biggest thickness as it was proved by boring Schnellbach 1/62 that penetrated a sill-like body with 356.8 m thickness. Changes of thermal metamorphism were found on both contact zones.

The Regenbergstein-Rhyolite was exposed in boring Finsterbergen 1/62 with 66 m thickness. The rhyolite is penetrated by dolerite veins of 10...30 m thickness which appear in the overlying part of the intrusion.

According to petrographic and geochemical results obtained from samples of boring Schnellbach 1/62 the dolerite is proved to be a sill with distinctive in-situ differentiation.

That is encouraged by the great thickness of the intrusion. A new assessment of previous investigations confirmed that the sill is separated into seven zones of varying composition. The zones 1 and 7 present the quenched marginal facies of basalt-like density. During intrusion these zones were solidified rapidly, representing nearly the origin magma. In the zones 2 and 6 the chemical composition is modified by absorption of foreign materials which is mostly derived from underlying layers of the sill.

A marker differentiation is seen in zones 3, 4 and 5 that is attributed to fractional crystallization, as well as a gravitative put down of solid phase. Resulting from differentiation processes there were formed mainly quartz-dolerite (zone 3), olivine-bearing dolerite (zone 4) and olivine-dolerite (zone 5).

In the course of a tectonic neutral period a wide range of lateral denudation took place resulting in deep-reaching erosion of the Oberhof Formation (about 600 ms were removed). With it, the flat anticline at the Rennsteig was exposed. Erosional features are also seen on rocks of the upper contact zone as well as on parts of the dolerite.

The Höhenberg-Intrusion-Interval ends with the beginning of deposition of the Rotterode Formation. The axis of the sedimentation area strikes now in NE-SW-direction. Deposits overly disconformably the graben-like structure of the Oberhof Formation.

The basal layers of the Rotterode Formation consist of an alternation of fine- to coarse grained sandstones and conglomerates named as Hoher-Berg-Sandstone. In sections where polymict conglomerates are the dominant rocks the basal sequence is denoted as Struth-conglomerate.

In the northwestern region with deposits of the Rotterode Formation there appear two tuff horizons in the basal layers. A rhyolitic tuff (about 0.4 m thick) is overlain by an andesitic lapilli-tuff of about 5 ms thickness (tuff Rotterode No 1). About 15 m above, a rhyolitic crystal-tuff occurs, 1 to 3 m thick (tuff Rotterode No 2). Besides, there appear numerous veins and subeffusive rocks of basic composition (melaphyre). In the period of erosion that follows, these rocks were partly removed which resulted in a sedimentary gap. The detritus of melaphyre was deposited in small rock-debris showing a transition to layers of the Hoher Berg-sandstone mentioned above respectively to the Struth-conglomerate.

Nearly parallel to the NE-SW-running axis of the Rotterode basin there appear numerous veins of melaphyre within the Oberhof Formation between Tambach-Dietharz and Struth-Helmshof. They are considered as relics of Rotterode volcanism which were partly eroded during the Tambach-Formation time.

Including the subeffusive melaphyre of Roda (Elgersburg Formation) in the likewise subeffusive intercalation of melaphyre in boring Thüringen-Süd 1/63 it might be possible to compare some sections of the Rotterode Formation with the Elgersburg Formation. Resulting from that, the region between the central part of the Thuringian Forest up to its southern foothills appears as a flat basin with wide-spread subeffusive basic vulcanicity in Rotterode time. According to new evaluation of exposures and age determination the course of events is as follows:

Age	Rotterode-Formation	Elgersburg-Formation
275 ± 4 Mio. a *		Elgersburg porphyre *
	<i>subeffusive basic volcanics</i>	<i>Roda melaphyre</i>
	Hoher-Berg-Sandstone (basal layers)	
Gap, Restructuring of the sedimentation area		
280/281 ± 2 Mio. a	Höhenberg-Intrusion-intervall	
283 Mio. a ~~~~~	saalic compressional Event ~~~~~	
	Oberhof-Formation	

Vorbemerkung

Im Bereich der Blätter Waltershausen (5129) und Tambach-Dietharz (5229) der GK 25 ist der größte basische Intrusivkörper des Rotliegenden im Thüringer Wald aufgeschlossen.

Das sog. Hühnberggestein (ält. Bez.) oder der Höhenberg-Dolerit quert zwischen den Ortslagen Friedrichroda im N und (Kurort) Schmalkalden im S auf nahezu 12 km Länge in etwa NNE-SSW Richtung den gesamten Thüringer Wald. Die Fläche des zusammenhängenden Oberflächenausstrichs hat einen Umfang von ± 10 km und die größte Ausstrichbreite von etwa 2 km wird in ESE-WNW Richtung an der Südflanke des Vorderen Höhenberges erreicht.

Hier, im ausstrichnahen Grenzbereich zwischen dem intrusiven Dolerit und dem kontaktmetamorph überprägten sedimentären Hangendkomplex der Oberhof-Formation, wurde die Bhrg. Schnellbach 1/62 im Nesselbachtal mit dem Ziel geteuft, den flach nach E einfallenden Doleritkörper vollständig aufzuschließen.

Auf Grund einer Idee und eines entsprechenden Vorschlags von Prof. Dr. H.J. RÖSLER, damals noch Mitarbeiter im Geologischen Erkundungsbetrieb Jena, wurde nach Standortbestimmung im Gelände durch ANDREAS im Frühjahr 1962 die Bhrg. Schnellbach angesetzt.

Die Bhrg. Schnellbach 1/62, deren Ansatzpunkt sich im Nesselgrund an der Straße von Schnellbach nach Tambach etwa 2 km vor dem Gasthaus „Nesselhof“ befindet (R.: 4397116,1, H.: 5626550,9; 533,3 m über NN), durchteufte den gesamten Lagergang einschließlich seiner Hüllsedimente. Eine wechselnd intensive kontaktmetamorphe Umwandlung dieser Sedimente, die leicht diskordante Einlagerung sowie einige Apophysen beweisen den intrusiven Charakter des Gesteins. Seine Mächtigkeit beträgt im Bohrprofil 356,8 m.

Die genannte Bohrung stellt den bisher einzigen Aufschluss dar, der einen vollständigen Einblick in den gesamten in situ differenzierten Komplex erlaubt.

Übersicht und megaskopische Beschreibung des durch die Bohrung Schnellbach 1/62 aufgeschlossenen Profils

Geologischer und petrologischer Charakter sowie die lithostratigraphische Position des Gesteins sind in der Vergangenheit von CREDNER (1841 und 1843), UTENDÖRFER (1915), ENGELS (1963), HOYER (1962), ANDREAS (1965), VOLAND (1963, 1965), RÖSLER & VOLAND (1965) und jüngst von KATZUNG & OBST (1996) beschrieben worden.

Zuletzt wurde durch MÄDLER (2009) der auf wissenschaftlichen Publikationen und Fachvorträgen beruhende Kenntnisstand und die damit verknüpften und z.T. kontrovers geführten Diskussionen zum stofflichen Charakter des Höhenberg-Gesteins und dessen zeitliche und räumliche Einbindung in die Entwicklung des Rotliegenden im Thüringer Wald ausführlich dargestellt.

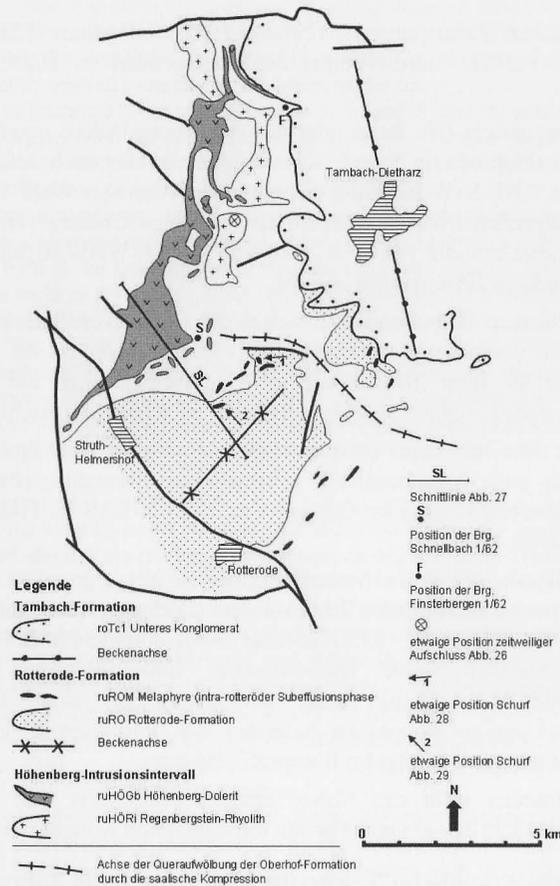


Abb. 1: Übersichtsskizze des Arbeitsgebietes

Eine Sonderstellung im Rahmen der bisherigen Untersuchungen nehmen zweifelsohne die fachlichen Aussagen zum Profil der Bhr. Schnellbach 1/62 ein, die den Intrusivkörper des Höhenberg-Dolerits in seiner gesamten Mächtigkeit innerhalb der Gesteine der Oberhof-Formation als dessen Hangend- und Liegendkomplex aufgeschlossen hat. Das Profil ist in 4 geologische Einheiten untergliedert (Tab. 1, Beilage 1), deren Untersuchung nachfolgend genannten Bearbeitern zugeordnet werden kann.

0,0 m – 22,5 m (Mächtigkeit 16,3 m unter 6,2 m unverfestigtem quartären Schutt) – kontaktmetamorph überprägte Sedimente der Unteren Sedimentzone der Oberhof-

Formation bzw. Schilfwasser- und Arnsberg-Sedimente (ANDREAS & LÜTZNER 2001).

Geringfügige Differenzen zwischen den hier genannten Mächtigkeitsbegrenzungen zu bereits publizierten Profildaten beruhen auf unterschiedlichen Kernverlustausgleichsrechnungen sowie Interpretationen der geophysikalischen Messergebnisse. Die Bhr. schließt nur einen unteren Teil des hangenden Kontakthofprofils auf, über dessen Gesamtmächtigkeit hier deshalb keine Aussagen getroffen werden können.

Das Kernmaterial dieses Bereiches ist gegenwärtig nicht nachweisbar und offensichtlich bei den seit 1962 mehrfach erfolgten Umlagerungen in räumlich weit voneinander gelegenen Kernarchiven verloren gegangen. Auch sind die im Labor des ehemaligen Erkundungsbetriebes Jena registrierten Dünnschliffe dieses Abschnittes nicht mit in den Bestand des Archivs der Thür.LA für Umwelt und Geologie eingegangen. Die selektive Aussonderung des oberen Kontakthofprofils spricht deshalb auch für eine gezielte Entnahme – evtl. durch Mitarbeiter des ehemaligen ZGI Berlin – ohne diesen Vorgang weiter verifizieren zu können. Eine Dünnschliffbearbeitung und erste geochemische Untersuchung der kontaktmetamorph Sedimente erfolgte durch VOLAND (1963).

22,5 m – 379,3 m (Mächtigkeit 356,8 m) – Doleritintrusion. Eine petrographisch – geochemische (petrologische) Bearbeitung mit anschließender Publikation der Ergebnisse erfolgte durch VOLAND (1963), VOLAND & RÖSLER (1965) und OBST (2009).

Obwohl mehrfach Proben für chemische Voll- und Teilanalysen entnommen worden sind, (VOLAND 1963, OBST 2009), ist neben einem umfangreichen Dünnschliffpool die noch repräsentative Kernstrecke im Archiv der Thür: LA für Umwelt und Geologie in Niederpöllnitz eingelagert.

379,3 m – 468,0 m (Mächtigkeit 88,7 m) – kontaktmetamorph überprägte Sedimente der Unteren Sedimentzone sind petrographisch und sedimentologisch durch JUDERSLEBEN (1972) bearbeitet worden. Geochemische Untersuchungen hat VOLAND (1963) durchgeführt. Der im Gegensatz zur Intensität des Kontaktes oberhalb der Intrusion weniger intensiv überprägte Abschnitt klingt im aufgeschlossenen Bohrprofil i. S. der Beschreibung durch JUDERSLEBEN nach der Teufe zu bei etwa 440,5 m aus.

468,0 m – 635,2 m (Endteufe, Mächtigkeit 167,2 m) – Phenorhyolith vom Typ Heuberg-Inselsberg-Quarzporphyr der tieferen bzw. Unteren Oberhof-Formation. Der Rhyolithkörper hat ebenfalls einen Kontakt zu den auflagernden intrudierten Sedimenten der Unteren Sedimentzone entwickelt und wird durch MÄDLER (1964) in eine obere Randfazies und einen Teil der Kernfazies untergliedert, der noch nicht vollständig durchteuft worden ist. In diesem Abschnitt wurde die Bhr. nach dem Erreichen ihrer Zielstellung – das Durchteufen und Aufschließen der Höhenberg-Doleritintrusion - bei 635,2 m eingestellt.

Nachfolgend werden die Gesteine entsprechend der in der Bhrg. angetroffenen Reihenfolge beschrieben.

Tab. 1: Übersicht über die in der Bohrung Schnellbach 1/62 erbohrten Gesteine

Teufe in m		Mächtigkeit	Zone	Gesteinsbezeichnung
von	bis	in m		
0,0	6,2	6,2	Quartär	Hangschutt, sandig, lehmiger, hellrötlichbrauner bis dunkelockerbrauner Grus
6,2	10,9	4,7	Oberhof-Formation Unterer Protriton-Horizont (Nr.1) ruO1s1u	Hornfels mit quarzitähnlichen Lagen
10,9	11,0	0,1		dunkler, zum Teil rötlich gefärbter kontaktmetamorpher Schiefer-ton
11,0	11,5	0,5		graue gefrittete Arkosen
11,5	18,0	6,5		Wechselagerung von grauen gefritteten Arkosen mit kontaktmetamorph beanspruchten Schiefer-tonen
18,0	22,5	4,5		kontaktmetamorphe Folge eines dunkelgrauen, sandigen, kreuzgeschichteten, dichten Gesteins
22,5	27,8	5,3	Höhenberg- Intrusionsintervall ruHÖi mit ruHÖGb	Dolerit Zone 1: obere abgeschreckte Randfazies (basaltartig dicht)
27,8	37,0	9,2		Dolerit Zone 2: oberer Übergangsbereich
37,0	120,0	83,0		Dolerit Zone 3: Quarz-Dolerit
120,0	230,0	110,0		Dolerit Zone 4: olivinführender Dolerit
230,0	348,0	118,0		Dolerit Zone 5: Olivin-Dolerit
348,0	377,3	29,3		Dolerit Zone 6: unterer Übergangsbereich
377,3	379,3	2,0		Dolerit Zone 7: untere abgeschreckte Randfazies (basaltartig dicht)
379,3	403,9	24,6	Oberhof-Formation Untere Sedimentzone bzw. Schilfwasser- und Arnsberg-Sedimente ruO1s1	Wechselfolge von Feldspatsandstein, z.T. mergelig und geringmächtigem Cordieritfels (Tonsteine)
403,9	430,5	26,6		Wechselfolge von feinsandigem und tonigem Schluffstein mit wechselnd mächtigeren, fein- bis mittelkörnig, sandigen Arkosen
430,5	457,6	27,1		Schwach mergeliger, toniger, feinsandiger Schluffstein und schluffiger Tonstein mit zwischengelagertem Feldspatsandstein (kaum kontaktmetamorph beansprucht)
457,6	468,0	10,4		Wechselfolge von mergeligem Feldspatsandstein und tonigem Schluffstein
468,0	635,2	167,2	ruO1RHB	Heuberg-Inselsberg Quarzporphyr (Rhyolith – intrusiv)

Die kontaktmetamorphen oberen oder Hangendsedimente der Doleritintrusion

Die Kontaktsedimente im Profil der Bohrung sind generell als Nebengestein nicht repräsentativ für den sedimentären bzw. vulkanogenen Gesamtrahmen des Doleritkörpers, da dieser die gesamte Folge der Oberhof-Formation sillartig flach intrusiv, spitzwinklig zum Schichtverband quert und daher Kontakte zu allen Teilabschnitten der Formation entwickelt hat.

In Übereinstimmung dazu sind auch die Ergebnisse einer unpublizierten Examensarbeit der TU Clausthal von MITTERMAIR (1999) in dem Sinne zu bewerten, dass – nicht wie bei ENGELS (1963) dargestellt – ein kontinuierlicher Kontakthof aus Hornfelsen unterschiedlicher Ausgangsgesteine ausgebildet ist. Als ursächlich für die Differenziertheit des Kontaktes werden unterschiedliche Ausgangsgesteine vorausgesetzt, eine z.T. ungenügend hohe Temperatur im bereits stärker ausgedünnten Doleritkörper an seinem westlichen Verbreitungsrand und örtliches Fehlen von ausreichend wässrigen Lösungen um entsprechende Metamorphoseprozesse in Gang zu setzen. Vorwiegend sind die Metamorphite der Kontaktaureole bis auf einige reliktsch erhaltene Areale bereits erodiert.

Nach bisheriger Beobachtung und Schätzung wird eine Gesamtmächtigkeit des oberen Kontakthofes von etwa 40 – 60 m angenommen, dessen tieferer Teil durch die Bohrung aufgeschlossen worden ist. Nach MARKGRAF (1999), ebenfalls in einer nicht veröffentlichten Diplomarbeit der TU Clausthal, ergibt sich für den Hornfels aus dem unmittelbaren Doleritkontakt eine Kristallisationstemperatur von 830° C, die in 20 m Entfernung bereits auf etwa 550°C abklingt. Entsprechend der inhomogenen Zusammensetzung des auflagernden Sedimentstapels, der wechselhaften Wasserführung und des dadurch unterschiedlich wirksamen Temperaturstaus, prägt sich die Differenziertheit des Kontaktbildes noch stärker aus.

In der Bohrung ist eine Wechselfolge von überwiegend feinkörnigen, feinschichtigen Sandsteinen (Grauwacken) und Schluffsteinen aufgeschlossen. Die Sedimente sind vorwiegend heller grau abgestuft bzw. dunkelgrau bis schwarz gefärbt. Vor allem tonige Lagen, von wenigen mm bis im Einzelfall 30 cm Mächtigkeit, zeigen intensive Schwarzfärbung. Die Sedimente sind schwach geneigt (5° bis 20°) und die Doleritgrenzfläche fällt im Bohrkernbereich mit 20° ein.

Wenige Meter oberhalb vom Dolerit sind kreuzgeschichtete fluviatile, fein- bis mittelkörnige Quarzsandsteine entwickelt, die unmittelbar am Kontakt in schichtungslöse, splittrig harte Kontaktquarzite mit hell glänzenden Quarzen bzw. deren Bruchflächen übergehen. Vermutlich sind in diesem Bereich die ehemaligen Sedimentstrukturen durch ein neues Rekristallisationsgefüge überprägt.

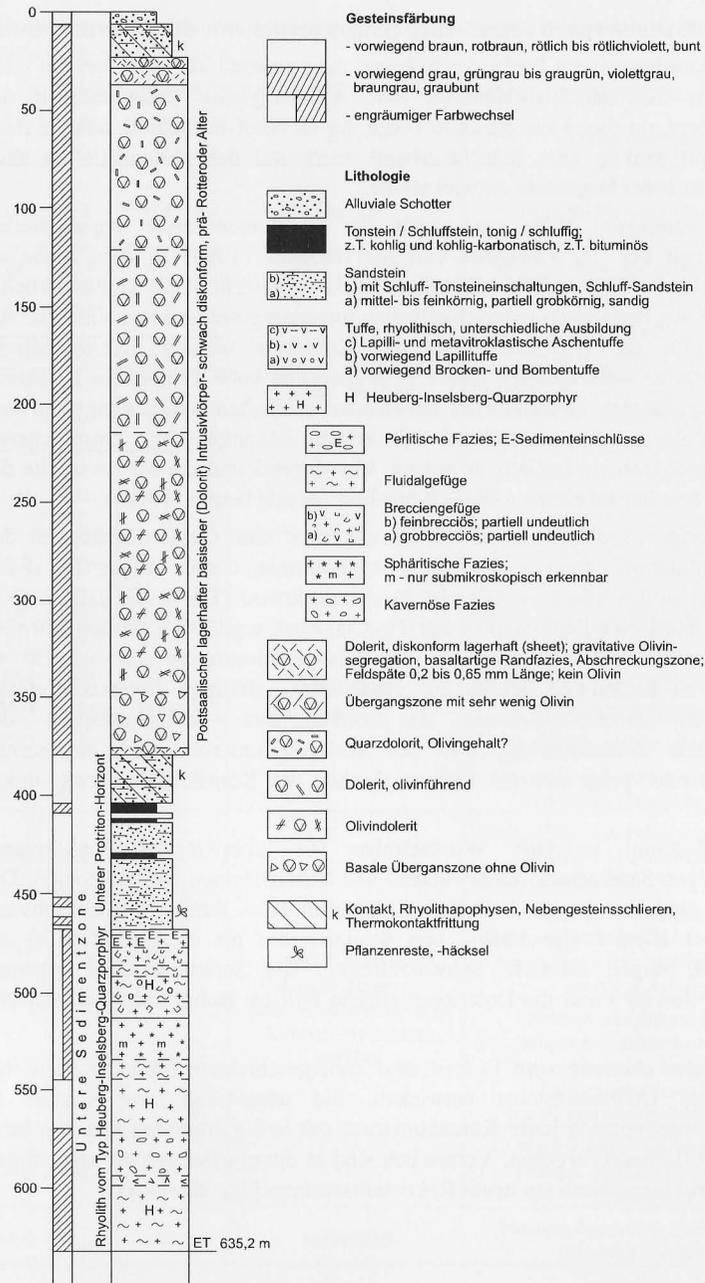


Abb. 2: Kontaktprofil der oberen oder Hangendsedimente des Dolerits, Profil der Bohrung Schnellbach 1/162, nach ANDREAS 1965)

Die kontaktmetamorphe Überprägung der Sandsteine erfolgte uneinheitlich bis hin zur Ausbildung von Metafeinquarziten, während die tonig- feinschluffigen Sedimente hornsteinartig eingekieselt worden sind.

In diesen Abschnitten sind zahlreiche 3-4 mm \varnothing große elliptische, olivgrüne bis graugrüne Kontaktknötchen ausgebildet. Aber auch hier sind Schichten von fein- bis mittelkörnigen kontaktmetamorphen Quarziten zu beobachten. Im Bereich von 12,0 m bis 14,5 m sind mehrere 1 mm bis 2 mm, aber auch 1 cm breite braunrote bzw. olivgrüne oder hellziegelrötliche Bänder mit arkoseartigem Habitus eingeschaltet, die sich als mögliche Tuffbänder deuten lassen. Bei 17 m Teufe ist in einem feinkörnigen und feinschichtigen Sandstein eine rundlich bogenförmige Lebensspur von 3 cm Länge (Stopfgefüge) am Kernaußenrand aufgeschlossen.

Der Dolerit

Zone 1 (obere abgeschreckte Randfazies)

Das Gestein der Zone 1 (Teufe: 22,5-27,8 m) ist ein basaltisch dicht ausgebildetes Material von grauschwarzer Farbe. Es sind keinerlei Einsprenglingskristalle zu beobachten. Lediglich in unmittelbarer Nähe des Kontaktes zum Hangenden hat sich eine 10 bis 50 cm mächtige Zone herausgebildet, die durch starke Mandelführung ausgezeichnet ist. Die Mandeln sind vorwiegend mit chloritischem Material gefüllt und bilden deutliche kleine Flecken von etwa 1 bis 2 mm Durchmesser. Beim Anschlagen mit dem Hammer erweist sich das Gestein als äußerst „zähe“. Es zerspringt mit scharf splittrigem Bruch.

Im unteren Teil dieser Zone treten aplitische Trümer mit mehr oder weniger scharfer Grenze gegen das Wirtsgestein auf. Ihre Mächtigkeit überschreitet kaum einen Zentimeter, gegen das Nebengestein fallen sie durch kräftige rötliche Farbe auf.

Zone 2 (oberer Übergangsbereich)

Zur Zone 2 besteht ein kontinuierlicher Übergang, der durch zunehmende Kornvergrößerung charakterisiert ist. Die Zone 2 (Teufe: 27,8-37,0 m) ist äußerst wechselhaft zusammengesetzt. Die Hauptmenge des Gesteins entspricht im megaskopischen Gefügebild dem der Zone 4. Dunkle, bis 5 mm große Pyroxene liegen gleichsam „einsprenglingsartig“ in einer dunkelgraugrünlichen „Grundmasse“ (kein porphyrisches Gefüge). Auch in dieser Zone treten rot gefärbte aplitische Trümer auf, sie zeigen hier im Gegensatz zur Zone 1 eine diffuse Begrenzung gegen das Wirtsgestein. Bei einer Teufe von etwa 29 m konnte ein schon stark resorbierter Fremdmaterialeinschluß gefunden werden. Dieser Xenolith wird von einem feinkörnigen, abgeschreckten, etwa 1 bis 2 cm mächtigen Saum umgeben.

Zone 3 (Quarz-Dolerit)

Das Material der Zone 3 (Teufe: 37,0-120,0 m) hebt sich in seiner äußeren Erscheinung stark von dem aller anderen Zonen ab. Seine Grundfarbe ist wesentlich heller, sie variiert zwischen hellgrüngrau und grüngrau; seine Körnigkeit ist

wesentlich gröber. Im Gestein fallen die großen hellen Plagioklase auf, deren Leistenform stellenweise durch schöne Chloritsäume betont wird. Dunkle Flecken im Gestein erweisen sich als chloritische Minerale. Zwischen den Plagioklasleisten treten rötlich gefärbte Partien eines Alkalifeldspates auf. Beim Anschlagen mit dem Hammer zerspringt das Gestein nicht so scharf splittrig wie das der anderen Zonen; es ist etwas „mürber“. Die Körnigkeit ist stark wechselnd. Immer wieder treten grobkörnige Schlieren auf. Im Teufenbereich von 91 m treten zwei pegmatitische Bildungen von 50 bzw. 90 cm Mächtigkeit auf.

Zone 4 (olivinführender Dolerit)

Die Zone 4 (Teufe: 120,0-230,0 m) wird durch sehr frisches Gestein repräsentiert. Wie in Zone 2 liegen hier größere Pyroxene gleichsam als „Einsprenglinge“ in einer „Grundmasse“. Das Material zeichnet sich durch große Gleichförmigkeit aus.

Zone 5 (Olivin-Dolerit)

In Zone 5 (Teufe: 230,0-348,0 m) treten helle „Plagioklasit-Schlieren“ auf. Der Grundtyp des Gesteins der Zone 4 bleibt erhalten. Es handelt sich insgesamt um ein an Olivin reiches Gestein.

Zone 6 (unterer Übergangsbereich)

Die Zone 6 (Teufe: 348,0-377,3 m) ist charakterisiert durch das Auftreten rötlicher Fremdmaterialeinschlüsse, die völlig frisch, aber auch stark resorbiert sein können. Allgemein konnte festgestellt werden, dass die Einschlüsse, die sich im Profil an der höchsten Stelle befinden, auch die stärksten Resorptionserscheinungen zeigen, während die Einschlüsse im unteren Teil dieser Zone weniger stark resorbiert wurden.

Das Wirtsgestein selbst ist nicht mehr „gesprenkelt“, wie es für die Zone 4 und 5 typisch ist, sondern zeigt eine mehr oder weniger einheitliche grüngraue bis grauschwarze Grundfarbe. Stellenweise ist es stark von Chloritklüften durchzogen, die das Gestein völlig zermürben können. Im unteren Teil dieser Zone wird das Gestein immer feinkörniger und bildet somit einen Übergang zur Zone 7.

Zone 7 (untere abgeschreckte Randfazies)

Das Gestein der Zone 7 (Teufe: 377,3-379,3 m) stellt ein Äquivalent zur basaltisch dicht ausgebildeten Zone 1 dar. Es handelt sich um die abgeschreckte Randfazies des unteren Teils des Sills. Auch hier sind Fremdmaterialeinschlüsse und aplitische Trümer zu beobachten.

Mineralverteilung im Dolerit der Höhenberge

Vorbemerkung

Den Untersuchungsergebnissen zur Mineralverteilung im Dolerit der Bohrung Schnellbach 1/62 liegt die Musterung von 200 Dünnschliffen zugrunde. Die Modalbestände wurden durch die Integrationsanalyse von 99 Dünnschliffen ermittelt.

Hauptkomponenten

Olivin

Auf Grund seines hohen Gitterpotentials ist Olivin zu erst aus der Schmelze auskristallisiert. Im Teufenprofil des Dolerits fehlt er in der oberen Zone 3 und reichert sich in den tieferen Zonen 4 und in Zone 5 bis zu über 30 Vol.-% an.

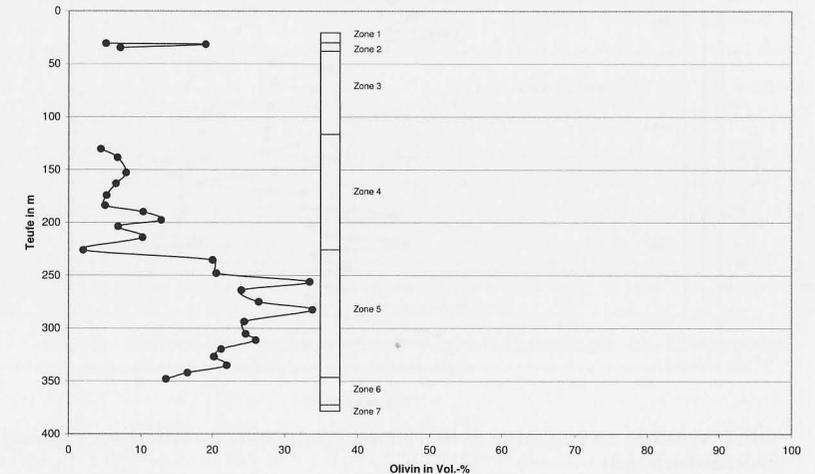


Abb. 3: Verteilung des Olivins im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Auf Grund der optischen Daten handelt es sich um einen Forsterit mit 15-25 Mol.-% Fayalit.

Lediglich in der Zonen 5 liegt der größte Teil des Olivins noch frisch vor. Ansonsten sind Pseudomorphosen nach Olivin typisch. Die Umwandlung der Olivine erfolgt von ehemaligen Sprüngen aus, die ein grobes Maschenwerk bilden. Selbst wenn die Umwandlung das ganze Individuum ergriffen hat, sind immer noch die Sprünge von dem später der Umwandlung anheim gefallen Teil des Olivins zu unterscheiden. Als Sekundärprodukte treten Chlorit, Chrysotil, Iddingsit, tremolitische Hornblende und Magnetit auf.

Die Verteilung des Olivins im Profil weist auf sein gravitatives Aussaigern während der Kristallisation aus der Schmelze hin. Dieser grundlegende Vorgang hat weit reichende Folgen für die gesamte Entwicklung der Differentiation des Gesteins.

Plagioklas

Plagioklasverteilung im Teufenprofil

Hauptbestandteil des Dolerits sind die Plagioklase, die das für Dolerite typische sperrige Leistengefüge bilden. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist vorherrschend. Die Häufigkeitsverteilung der Plagioklase weist nur geringe Unterschiede auf. Im Bereich der saureren Zone 3 (Quarz-Dolerit) erkennt man

gegenüber der Zone 4 eine gewisse Verminderung der Häufigkeit. Die basischste Zone 5 liegt mit den Plagioklasanteilen zwischen denen der Zone 3 und der Zone 5.

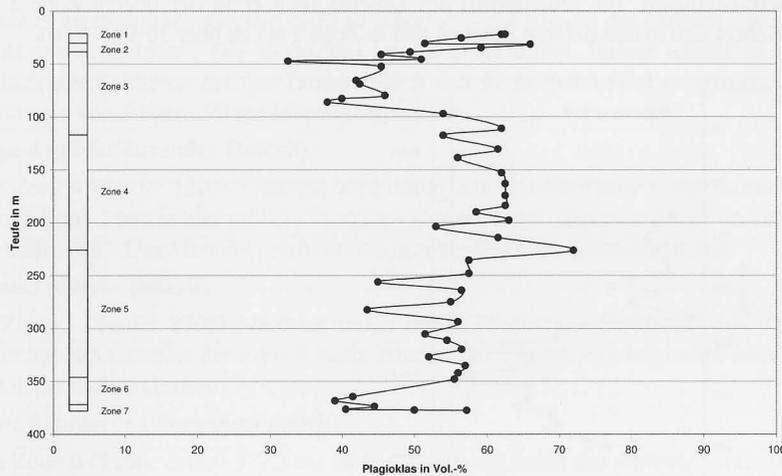


Abb. 4: Verteilung der Plagioklase im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Plagioklasleistenlängen

In Abhängigkeit von den verschiedenen Zonen zeigt die durchschnittliche Länge und Breite der Plagioklasleisten eine starke Variation (Abb. 5). In der Zone 1 variiert die durchschnittliche Länge zwischen 0,2 mm und 0,6 mm. Ausgehend vom Kontakt gegen das Innere des Sills gerichtet, ist eine schnelle Kornvergrößerung festzustellen. In Zone 3 erreicht die durchschnittliche Leistenlänge mit 1,2 mm bis 3,8 mm und die durchschnittliche Breite mit 0,3 mm bis 0,9 mm ein absolutes Maximum. Über die Zone 4 zur Zone 5 nehmen die Werte allmählich ab. Nur im Unterteil der Zone 6 gibt es nochmals ein kleines Maximum. In der basaltisch dicht erstarrten Zone 7 sind die Leisten durchschnittlich 0,3 mm lang, stellen also ein Äquivalent zu denen der Zone 1 dar.

Plagioklaszusammensetzung

Die Zusammensetzung der Plagioklase variiert im Profil teufenabhängig mit Dominanz im Andesin- bis hin zum Labradorfeld. In der basaltisch dicht ausgebildeten Zone 1 wurden im wesentlichen Anorthit-Gehalte bestimmt, die im Andesinfeld liegen. Daneben treten aber auch Labradore auf. Eine deutliche Sonderstellung nehmen in jeder Hinsicht die Plagioklase der Zone 3 ein. Die Hauptmenge zeigt hier An-Gehalte, die einem basischen Oligoklas entsprechen. Ein gewisses Übergangsglied zur Zone 5 stellt die Zone 4 dar. In der Zone 5 dominieren die Feldspäte der Labrador-Reihe. Die Plagioklase der Zone 7 entsprechen im Wesentlichen denen der Zone 1.

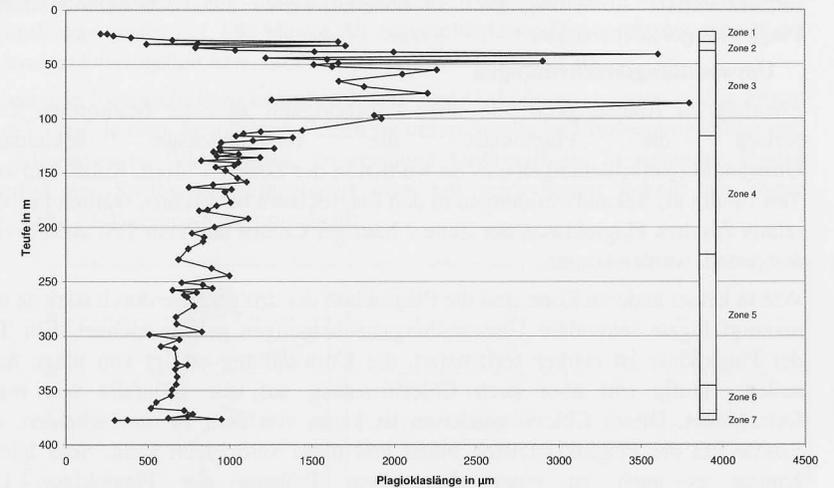


Abb. 5: Variation der durchschnittlichen Plagioklasleistenlängen im differenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

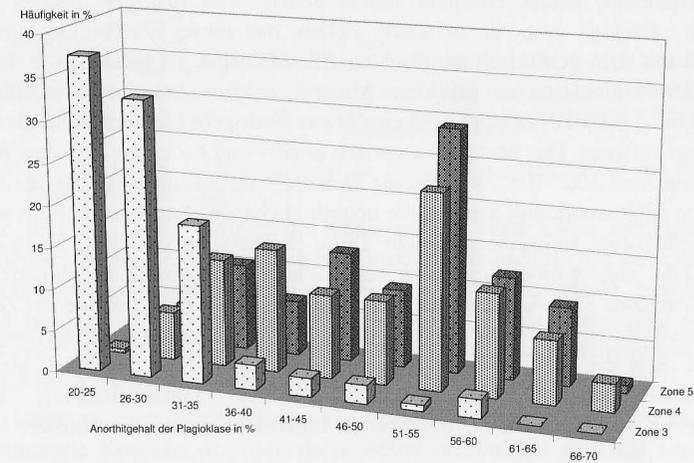


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung der Anorthitgehalte in Plagioklasen der Zonen 3, 4 und 5 des differenzierten Dolerits der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Plagioklasdifferentiation

Die an den Plagioklasen gemachten Beobachtungen sprechen für einen Differentiationsvorgang der mit der Labradorbildung beginnt (Zone 5), da sein Schmelzpunkt gegenüber dem der anderen Plagioklase zuerst unterschritten wird. Der Schmelze wird durch Diffusionsvorgänge Kalzium entzogen. Bei weiter

fortschreitender Abkühlung kann in höheren Teilen nur noch kalziumärmerer Plagioklas gebildet werden.

Umwandlungerscheinungen

Ebenfalls in Abhängigkeit von ihrer Zugehörigkeit zu einer bestimmten Zone weisen die Plagioklase die verschiedensten sekundären Umwandlungerscheinungen auf. So wurden in der Zone 1 Chlorit, Kalzit und zum Teil Epidot als Sekundärbildungen in den Plagioklasen beobachtet, während an den relativ frischen Plagioklasen der Zone 2 häufiger Chlorit und zum Teil auch Serizit festgestellt werden konnte.

Wie in keiner anderen Zone sind die Plagioklase der dritten Zone durch stärkste und mannigfaltigste sekundäre Umwandlungerscheinungen gekennzeichnet. Ein Teil der Plagioklase ist stärker serizitisiert, die Umwandlung erfolgt von innen nach außen. Häufig tritt aber auch Chloritisierung auf, die ebenfalls von innen fortschreitet. Dieser Chlorit wiederum ist kaum von dem zu unterscheiden, der Säume um die Plagioklasleisten bildet und diese verdrängen kann. Sehr häufig kommt es auch zu einer allgemeinen Trübung der Plagioklase. Das Zersetzungsprodukt ist kaum durchscheinend, hat braunes erdiges Aussehen und ist mit dem Mikroskop nicht weiter auflösbar. Möglicherweise handelt es sich um eine Saussuritisierung. Diese Annahme wird unterstützt durch auftretenden Epidot als Zersetzungsprodukt. Kalzit erscheint relativ selten. Viel häufiger löschen die Plagioklase „fleckig“ aus, in manchen Fällen hat diese Erscheinung große Ähnlichkeit mit dem perthitisch entmischten Alkalifeldspat. Es handelt sich dabei um ein in den Plagioklasen neu gebildetes Mineral, welches stets eine etwas höhere ($\Delta = 0,009$ bis $\Delta = 0,010$) Doppel- und eine etwas niedrigere Lichtbrechung als das Wirtsm Mineral aufweist. Das Mineral ist optisch positiv und hat einen Achsenwinkel $2 V_x$ von maximal 100° - 105° . Mit einiger Sicherheit ist anzunehmen, dass es sich hier um eine Albitneubildung handelt; die ursprüngliche Zwillingslamellierung wird teilweise beibehalten, teilweise verwischt. Diese Erscheinung kann man bis in den oberen Teil der Zone 4 hinein verfolgen, obwohl hier die Plagioklasleisten ganz im Gegensatz zur Zone 3 im Allgemeinen äußerst frisch sind. Die Plagioklase der Zone 5 sind ebenfalls durchweg frisch, nur selten ist der Vorgang der Saussuritisierung zu beobachten. Erst die Plagioklase der Zonen 6 und 7 sind wieder durch starke Umwandlungerscheinungen charakterisiert, wobei Saussuritisierung und Prehnitisierung vorherrschen, so dass ganze Individuen pseudomorphosiert sein können.

Pyroxene

Die Bildung von Pyroxenen ist in Magmen auf Bereiche hoher Temperaturen sowie relativ geringer Wasserdampfdrucke beschränkt. Basaltische Magmen können mit Hilfe ihrer Pyroxene gut unterschieden werden. Tholeiitische Basalte enthalten praktisch immer zwei Pyroxene: Klinopyroxen (Pigeonit / Diopsid / Hedenbergit) und Orthopyroxen (Enstatit).

Beide Pyroxene treten im differenzierten Dolerit der Höhenberge als Hauptkomponenten auf. Die Menge der ausgeschiedenen Klinopyroxene nimmt mit fallendem Olivinegehalt bzw. fallendem Orthopyroxengehalt zu.

Orientierte Entmischungen zwischen Klino- und Orthopyroxen treten in den Zonen 2 und 5 auf. Je nach Schnittlage weisen sie unterschiedliche Erscheinungsbilder auf. Ist Klinopyroxen Wirtsm Mineral, so erscheint Orthopyroxen in schmalen Fasern parallel der Spaltbarkeit eingelagert oder bei senkrechtem Schnitt als kleine rundliche Einlagerung bzw. umgekehrt.

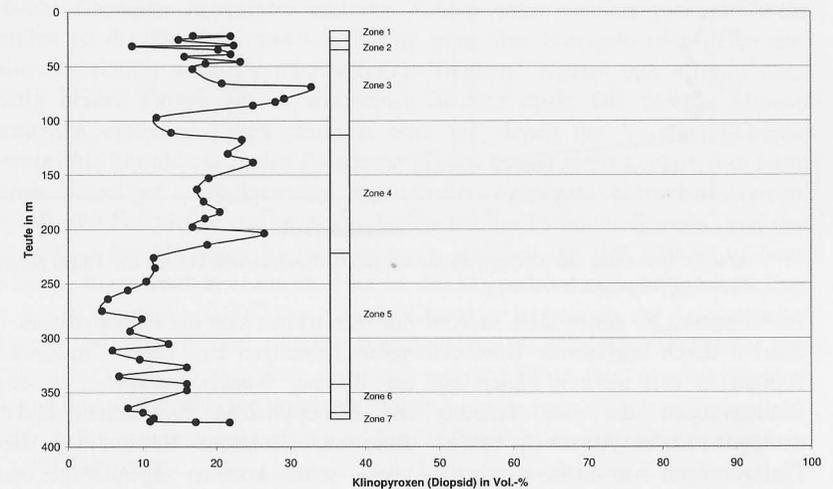


Abb. 7: Verteilung der Klinopyroxene im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Der in allen Zonen auftretende Klinopyroxen weist kaum merkliche optische Unterschiede auf. Es handelt sich um einen im Dünnschliff fast farblosen Diopsid. Für die Auslöschungsschiefe wurden Werte zwischen 35° bis 45° bestimmt, wobei eine Häufung um 40° auftritt. Der Achsenwinkel schwankt zwischen 45° und 55° mit einer Häufung der Werte um 49° bis 50° . Die Doppelbrechung wurde mit $\Delta = 0,025$ bis $\Delta = 0,029$ bestimmt (CHRISTIANSEN 1966).

Es kommen zwei Generationen vor. Die Generation I bildet teilweise große idiomorphe Kristalle, die nach der c-Achse prismatisch gestreckt sind. Daneben erscheint die zweite Generation stets xenomorph. Die Individuen beider Generationen zeigen hin und wieder eine gute Zwillingsbildung. Während Diopsid II in allen Zonen auftritt, kann Diopsid I nur in der Zone 3 relativ häufig und in der Zone 4 hin und wieder beobachtet werden.

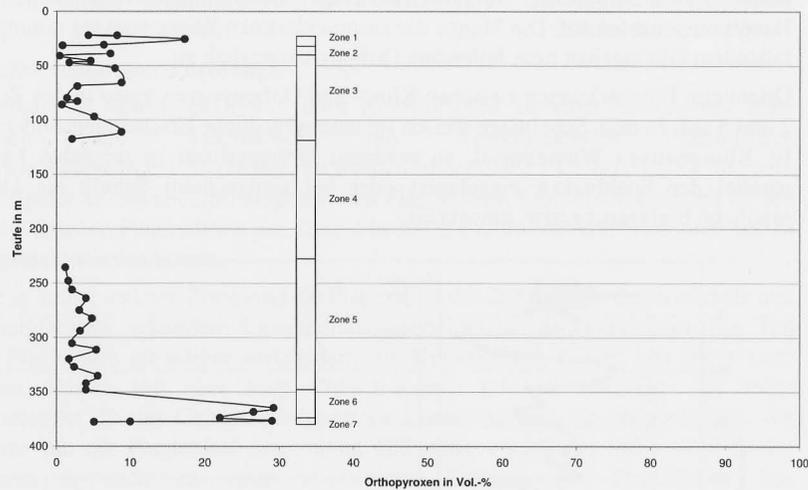


Abb. 8: Verteilung der Orthopyroxene im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Im Gegensatz zu denen aller anderen Zonen zeichnen sich die Klinopyroxene der Zone 3 durch beginnende Umwandlungserscheinungen aus. Diese Umwandlung beginnt in den meisten Fällen mit der Bildung feinsten, paralleler, nadeliger Einlagerungen, die eine Trübung des Klinopyroxens verursachen und zu diallagähnlichem Aussehen führen. Eine mineralogische Bestimmung dieser Einlagerungen war nicht möglich. Äußerst selten konnten sagenitartige opake Einlagerungen beobachtet werden. In Parallelverwachsung mit dem Diopsid befindet sich häufig eine braune Hornblende; diese Erscheinung ist nur für die Zonen 3 und 4 charakteristisch.

Selten ist eine Umwandlung in Chlorit zu beobachten. Im Allgemeinen stellt der Klinopyroxen den am besten erhaltenen Hauptgemengteil des Gesteins dar.

Orthopyroxen bzw. seine Pseudomorphosen treten in allen Zonen außer in der Zone 4 auf. Der Achsenwinkel des frischen Orthopyroxens schwankt zwischen 80° und 90° . Das Mineral ist optisch negativ und weist eine Doppelbrechung zwischen $\Delta = 0,011$ und $\Delta = 0,013$ auf. Diesen optischen Daten entspricht nach TRÖGER (1969) ein Enstatit mit 15 - 25 Mol-% $\text{FeO} \times \text{SiO}_2$ (Bronzit).

In der Zone 1 ist ein großer Teil des teilweise idiomorphen Orthopyroxens noch frisch und unzersetzt, es liegen aber auch schon bastitähnliche Pseudomorphosen vor. In der Zone 2 ist er bis zu einer Bohrteufe von 33,0 m zu verfolgen. Orthopyroxen tritt hier xenomorph in den Interstitien, aber auch häufiger ophitisch mit Plagioklas verwachsen auf. Frischer Orthopyroxen kommt ebenfalls noch in der Zone 5 in Form größerer oder kleinerer, randlich zeretzter, kristallographisch einheitlich orientierter Partien vor, die sehr oft von Olivin poikilitisch

durchwachsen sind. Mit Plagioklas werden subophitische bis ophitische Verwachsungen gebildet.

In den Zonen 3, 6 und 7 ist Orthopyroxen niemals frisch, sondern immer in bastitähnlichen Pseudomorphosen zu beobachten. Mineralogisch handelt es sich nur um strukturelle Bildungen die keine echten Bastitpseudomorphosen darstellen. Sie liegen immer in Form xenomorpher, relativ großer Gebiete (0,5-3,0 mm) vor und sind teilweise subophitisch mit Plagioklas verwachsen.

In Zone 3 variiert ihre Doppelbrechung zwischen $\Delta = 0,018$ und $\Delta = 0,022$, der optische Charakter ist negativ und der Achsenwinkel tendiert gegen 0° . Sehr deutlich ist der Pleochroismus von kräftig grün über blassgelb nach gelbbraun. Teilweise können diese Pseudomorphosen "oxidiert" werden und nehmen dann kräftig braune Farben an; sie erscheinen beinahe opak. Die für das Mineral ermittelten optischen Daten stimmen etwa mit denen der Vermiculit-Gruppe überein. Als Einschlüsse in den Pseudomorphosen konnte meist Leukoxen in Form kleiner, kugelig, perlschnurartig angeordneter Aggregate beobachtet werden. Stellenweise befindet er sich auch am Außenrand der Pseudomorphosen. Von den für Zone 3 beschriebenen Pseudomorphosen weichen die der Zone 6 in ihren optischen Eigenschaften etwas ab. Hier ist die Doppelbrechung geringer und liegt bei $\Delta = 0,005$ bis $\Delta = 0,007$. Der optische Charakter ist negativ, der Achsenwinkel schwankt zwischen 0° und 10° . Der Pleochroismus ist schwächer und reicht von farblos über blassgrün nach grün. In einigen wenigen Fällen zeigt das neu gebildete Mineral anomal taubenblaue Interferenzfarben.

Tab. 2: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) in Pyroxenen des differenzierten Dolerits der Höhenberge

Zone	Anzahl Proben	Cu	V	Ni	Co	Cr	Mn	Zr
2	1	100	100	1	1	< 1	2500	50
3	4	200	180	1	1	< 1	2500	50
4	3	100	100	1	1	< 1	2000	50
5	3	100	100	1	1	< 1	2000	50
6	1	100	100	1	1	< 1	2000	50

Von den Pyroxenen wurden reine Mineralfraktionen (CHRISTIANSEN 1966) hergestellt (aus den Zonen 1 und 7 konnten keine geeigneten Pyroxenpräparate gewonnen werden) und spektralanalytisch untersucht. Die Ergebnisse (Tab. 2) zeigen einen sehr einheitlichen Spurenelementgehalt. Die gemessenen, leicht erhöhten Gehalte für Kupfer und Vanadium in den Pyroxenen der Zone 3 führen wir auf die mögliche nicht vollständige Abtrennung von opaken Mineralen zurück. Insgesamt sprechen die Ergebnisse dafür, dass die Pyroxene einer einheitlichen Quelle zugehörig sind.

Alkalifeldspat, Quarz und deren graphophyrische Verwachsungen

Die Verteilung des Alkalifeldspates weist im Profil zwei Maxima auf. Das betrifft im tieferen Bereich des Sills die Zonen 6 und 7 und im oberen Teil die Zone 3.

Ein ähnliches Verteilungsbild zeigt Quarz und seine graphophyrischen Verwachsungen mit Alkalifeldspat: dem kleinen Maximum in Zonen 6 und 7 steht ein größeres in Zone 2 und 3 gegenüber.

Die Existenz von Alkalifeldspat, Quarz und deren schichtgranitische Verwachsungen ist eindeutig auf die Aufnahme von Fremdmaterial (Arkosen und Porphyre) aus dem Liegenden des Lagergangs zurückzuführen. Sowohl in Zone 2 als auch in den Zonen 6 und 7 sind zahlreiche Xenolithe nachgewiesen. In den Zonen 3 und 4 wurde dieses Material nahezu vollständig resorbiert.

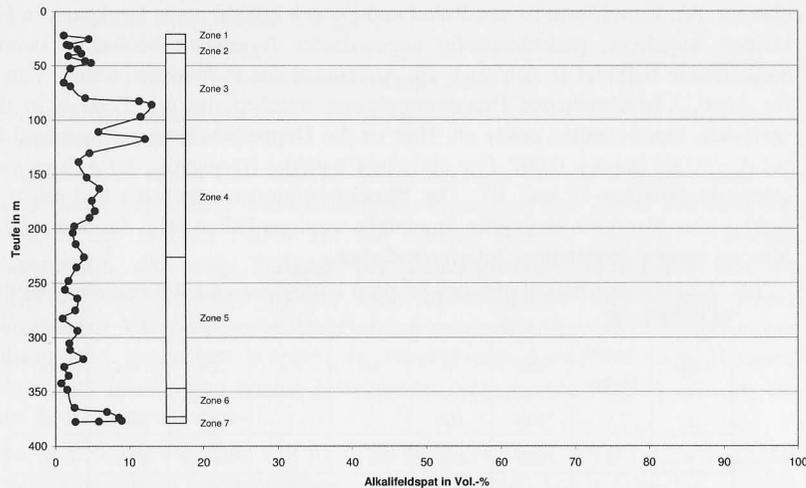


Abb. 9: Verteilung von Alkalifeldspat im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

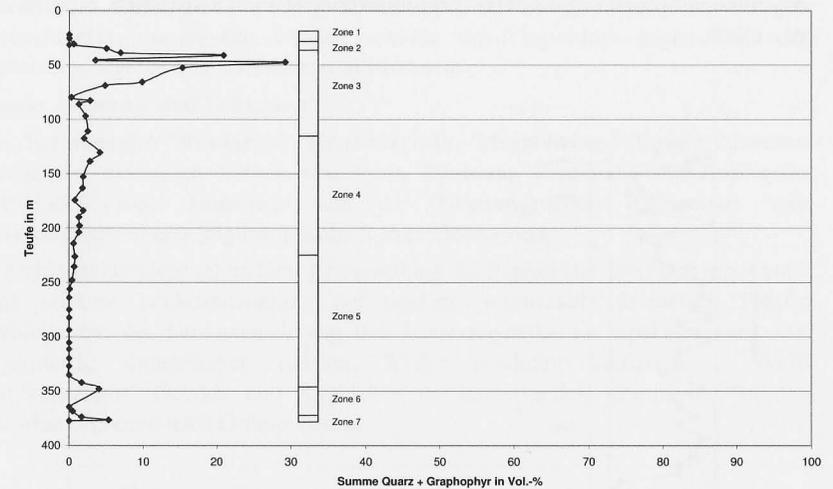


Abb. 10: Verteilung von Quarz und graphophyrischen Verwachsungen von Quarz mit Alkalifeldspat (als Summe) im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Akzessorien

Zirkon

Zirkon tritt akzessorisch auf. Er kommt vor allem im oberen und unteren Teil des Sills vor. In der Zone 1 wurde er gemeinsam mit Alkalifeldspat und Quarz in einer Mandelfüllung gefunden. In Zone 2 konnte er ebenso wie in der Zone 6 und 7 im Zusammenhang mit resorbiertem Fremdmaterial beobachtet werden. Das Mineral Zirkon dient im vorliegenden Fall geradezu als „Indikator“ für Fremdmaterialaufnahme.

Apatit

Apatit ist im gesamten Profil vorhanden. Die Varietät I, die durch lange schmale Prismen (bis 3 mm Länge) charakterisiert ist, durchspießt offensichtlich außer Olivin alle Minerale, sie scheint also sehr früh auskristallisiert zu sein. Apatit II ist jünger als Plagioklas und scheinbar auch jünger als Klinopyroxen, er tritt nur in der Zone 3 und ab 330 m Bohrtiefe bis an die Grenze der Zone 7 auf. Diese Varietät ist durch dicke kurze Prismen und gedrungene xenomorphe Körner charakterisiert.

Hornblende

Hornblende, deren Vorkommen nur für die Zonen 3 und 4 typisch ist, tritt in zwei verschiedenen Erscheinungsformen auf: einmal als Parallelverwachsung der Klinopyroxene, zum anderen als kleine (50-100 µm) idiomorphe Kristalle in den Strukturwickeln der Plagioklase in Chlorit eingebettet. Beide Varietäten haben die gleichen optischen Eigenschaften. Der Achsenwinkel (18° bis 25°) ist relativ groß,

das Mineral optisch negativ. Die Doppelbrechung variiert zwischen $\Delta = 0,018$ und $\Delta = 0,020$.

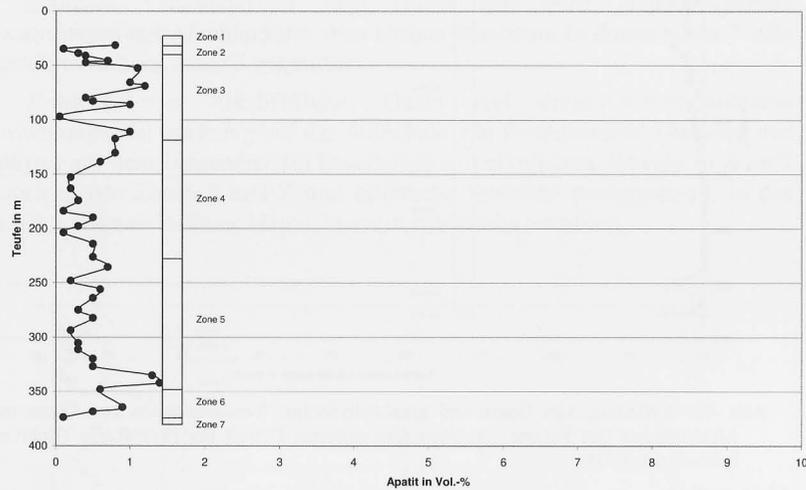


Abb. 11: Verteilung von Apatit im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

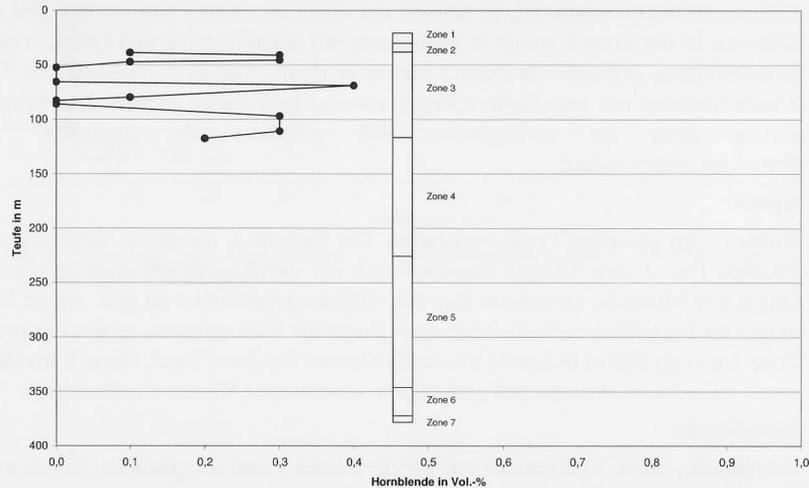


Abb. 12: Verteilung von Hornblende im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Interessant sind die Parallelverwachsungen mit Klinopyroxen. Beinahe in allen Fällen konnte beobachtet werden, dass die braune Hornblende immer dort anwächst, wo die Klinopyroxene frei an die Interstitialräume grenzen. Diese

Hornblende dürfte in den letzten Stadien der Kristallisation aus der wässrigen Restschmelze, die in den Strukturwickeln der Plagioklase gegen Ende der Erstarrung angereichert war, auskristallisiert sein.

Opake Minerale und Leukoxen

An Erzmineralen überwiegen Titanomagnetit, Magnetit und Ilmenit, daneben erscheinen sporadisch Sulfide wie Pyrit, Pyrrhotin, Pentlandit und Kupferkies (MÜLLER 1963). Dominant sind die Titanomagnetite, die relativ spät auskristallisieren und folglich in Zone 3 angereichert sind.

In Gebieten stärkerer sekundärer Umwandlung der Plagioklase lässt sich meist auch eine stärkere Leukoxenisierung der opaken Bestandteile feststellen. Häufig verbleibt bei der Leukoxenisierung der Titanomagnetite ein opakes Gerüst von sagenartig angeordneten Leisten. Weiter erscheint Leukoxen in Form „wolkenartiger“ Gebilde und Kügelchen im interstitiellen Chlorit und in den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen.

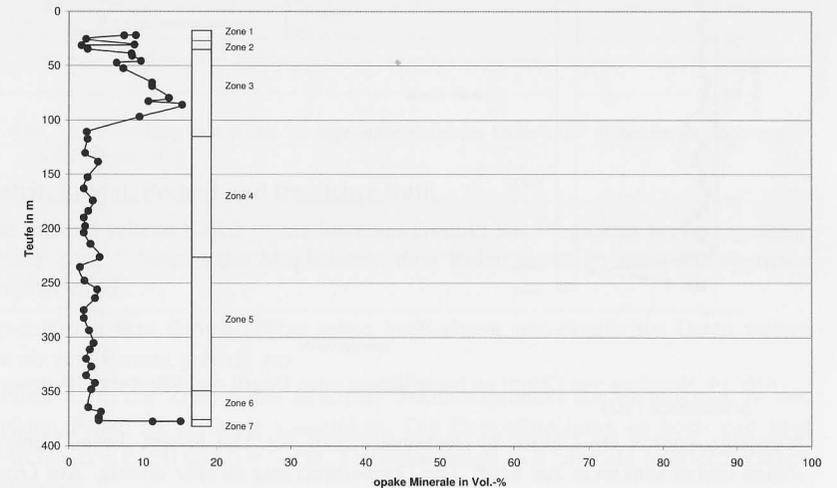


Abb. 13: Verteilung der opaken Minerale im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Sekundärmineralbildungen

Chlorit

Vorgänge der Chloritisierung sind im untersuchten Dolerit allgegenwärtig. Im Gegensatz zu den Pyroxenen sind insbesondere die Olivine und Plagioklase der Chloritisierung anheim gefallen.

Es treten mehrere Chloritvarietäten auf. Als Chlorit I soll ein Chlorit mit grün nach blassbraun zeigendem Pleochroismus und einer Doppelbrechung von $\Delta = 0,009$ bis $\Delta = 0,013$ bezeichnet werden. Der optische Charakter der Hauptzone ist positiv.

Chlorit II ist kräftig grün gefärbt und wenig pleochroitisch, er zeigt ähnliche optische Eigenschaften wie Chlorit III, der sich von Chlorit II durch weniger kräftige Färbung unterscheidet. Seine Doppelbrechung liegt im Bereich von $\Delta = 0,005$ bis $\Delta = 0,009$. Es dürfte sich um einen antigoritischen Chlorit handeln.

Die Unterscheidung von Chlorit II und den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen ist nicht immer ohne Schwierigkeiten möglich. In der Zone 5 tritt zusätzlich ein Chlorit IV auf. Dieser ist nur blass grünlich gefärbt und zeigt geringen Pleochroismus. Die Doppelbrechung liegt bei $\Delta = 0,003$ bis $\Delta = 0,004$; in Faserrichtung schwingt Z. Manchmal sind anomal blaue Interferenzfarben zu beobachten, die für einen penninähnlichen Chlorit sprechen.

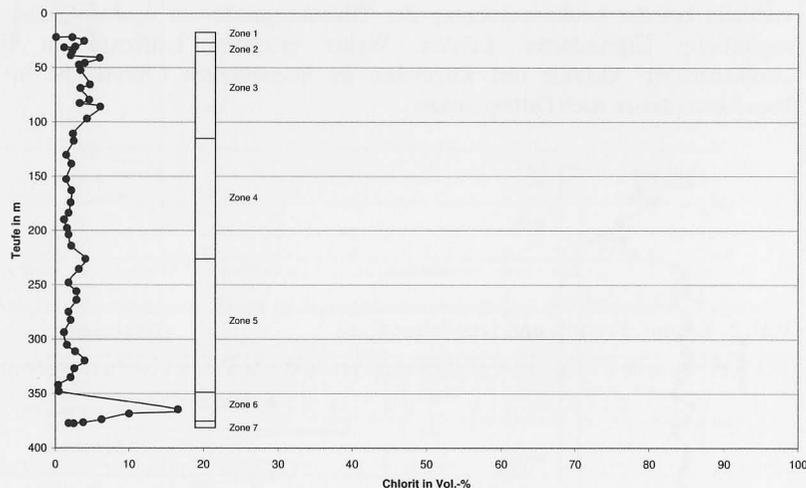


Abb. 14: Verteilung von Chlorit im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Weiterhin kommt ein Chlorit in Gesteinstrümmern vor. Die Fasern dieses Minerals stehen immer senkrecht zur Kluft. Die Doppelbrechung ist sehr niedrig. Auf Grund der Feinheit der Aggregate ist eine genauere optische Bestimmung nicht möglich; auch sollen hier keine Altersunterschiede zum Ausdruck gebracht werden. Am stärksten ist die Zone 6 durch Chloritisierung betroffen. Das Gestein nimmt hier eine dunkel grüne bis fahl schwarze Farbe an und ist relativ mürbe.

Biotit

Biotit steht nahezu immer in Verbindung mit den Sekundärbildungen aus Orthopyroxen, Klinopyroxen und Olivin. Man findet ihn folglich im Bohrprofil auf maximal 1 - 2 Vol.-% angereichert in der Zone 5. Biotit selbst wird von den Rändern ausgehend chloritisiert, meist in Verbindung mit Leukoxenbildung. Er zeigt sehr starken Pleochroismus von dunkelrotbraun über fahlbräunlichgelb bis beinahe farblos, ist optisch negativ und hat einen Achsenwinkel von nahezu 0° . Für

Δ wurde 0,046 bis 0,048 bestimmt. In der Zone 5 weist er eine durchschnittliche Korngröße von 100 μm bis 500 μm auf.

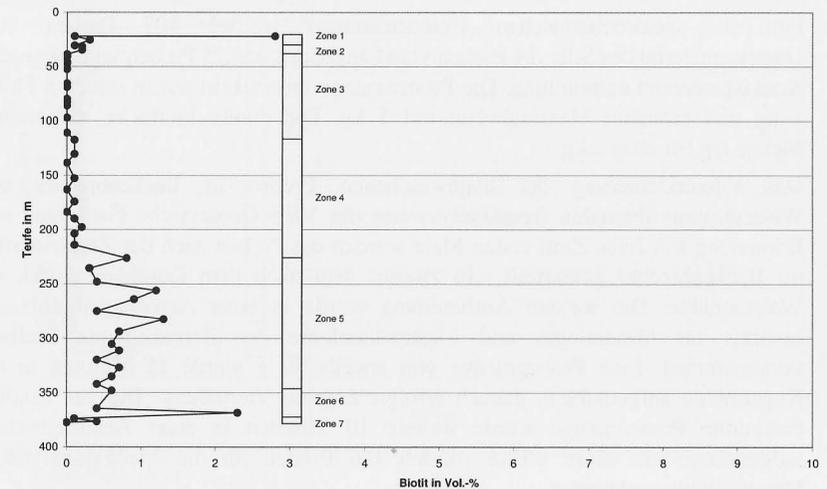


Abb. 15: Verteilung von Biotit im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Kalzit, Epidot, Prehnit und fraglicher Rutil

Der äußerst seltene Kalzit ist als Sekundärprodukt aus Plagioklas hervorgegangen. In der Zone 7 besteht die Möglichkeit, dass Kalzit sekundär nach Klinopyroxen gebildet wurde.

Epidot kann man ebenso höchst selten beobachten; seine optischen Daten weisen ihn als zum Pistazit gehörig aus.

Prehnit ist in der Zone 6 das häufigste Sekundärprodukt der Plagioklase. In den meisten Fällen ist er fasrig ausgebildet. Die Doppelbrechung ist hoch und liegt zwischen $\Delta = 0,030$ und $\Delta = 0,035$. Teilweise lassen sich anomale Interferenzfarben feststellen.

Der Prehnit ist nicht nur an Stelle der Plagioklase zu finden, sondern auch in den Interstitien und häufig als Füllung von Klüften.

In Gebieten starker sekundärer Umwandlung treten häufiger feinste hochbrechende Nadeln von zum Teil beträchtlicher Länge auf. Diese sind nicht nur im Quarz und Alkalifeldspat, sondern auch im Chlorit der Interstitien gut zu beobachten. Es ist nicht gelungen, optische Daten zu ermitteln, da diese immer von denen des Wirtsminerals überdeckt wurden. Mit hoher Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei diesem Mineral um sekundäre Bildungen von Rutil.

Spurenelementverteilung im Dolerit der Höhenberge

Probenentnahme und Probenvorbereitung

Für die spektrochemischen Untersuchungen wurden 107 Proben vom Gesteinsmaterial des Sills, 14 Proben vom hangenden und 25 Proben vom liegenden Kontaktsediment entnommen. Die Probenmenge unterschritt nur in seltenen Fällen 1 kg und erreichte Maximalwerte mit 5 kg. Die durchschnittliche aufbereitete Menge lag bei etwa 2 kg.

Die Vorzerkleinerung der abgewaschenen Proben in Backenbrecher und Walzenmühle übernahm freundlicherweise der VEB Geologische Forschung und Erkundung BA Jena. Zum ersten Male wurden die Proben nach der Zerkleinerung im Backenbrecher gevierteilt, ein zweites Mal nach dem Durchlauf durch die Walzenmühle. Die weitere Aufbereitung wurde in einer Achatkugelmühle des Instituts für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg vorgenommen. Eine Probenmenge von jeweils 50 g wurde 45 Minuten in der Kugelmühle aufgemahlen, danach erfolgte erneute Vierteilung. Die zur Analyse bestimmte Probenmenge wurde weitere 10 Minuten in einer Achatreibschale aufgerieben. Auf diese Weise wurden 146 Proben für die spektralanalytische Untersuchung vorbereitet.

Spurenelementverteilung

Die spektralanalytisch mittels Spektralapparat Q 24 der Firma Carl Zeiss Jena ermittelten Spurenelementgehalte sind in den folgenden Abbildungen graphisch dargestellt.

Auf Grund des unterschiedlichen Verhaltens der Elemente können zwei wesentliche Gruppen unterschieden werden.

Zur 1. Gruppe werden die Elemente Mangan, Kupfer, Vanadium, Indium und mit Vorbehalten die Elemente Zirkonium und Fluor zusammengefasst.

In der 2. Gruppe sind die Elemente Chrom, Nickel und Kobalt vereint. Die beiden Gruppen zeigen in Ihrem Verhalten eine klare Gegenläufigkeit.

Kupfer

Kupfergehalte steigen schnell von durchschnittlich 15 g/t in der Zone 1 über durchschnittlich 40 g/t in Zone 2 auf ein beträchtliches Maximum zwischen 150 und 200 g/t in der oberen Hälfte der Zone 3. Im unteren Teil der Zone 3 fällt dieses Maximum allmählich ab, um in der Zone 4 Durchschnittsgehalte zwischen 15 und 20 g/t zu erreichen. Dieses Niveau bleibt auch in der Zone 5 erhalten. Erst im unteren Teil der Zone 6 steigen die Gehalte bis maximal 90 g/t. Für die Zone 7 wurden wieder mit 70 g/t etwas geringere Gehalte angetroffen. Die Verteilungskurve zeigt drei bedeutsame Merkmale:

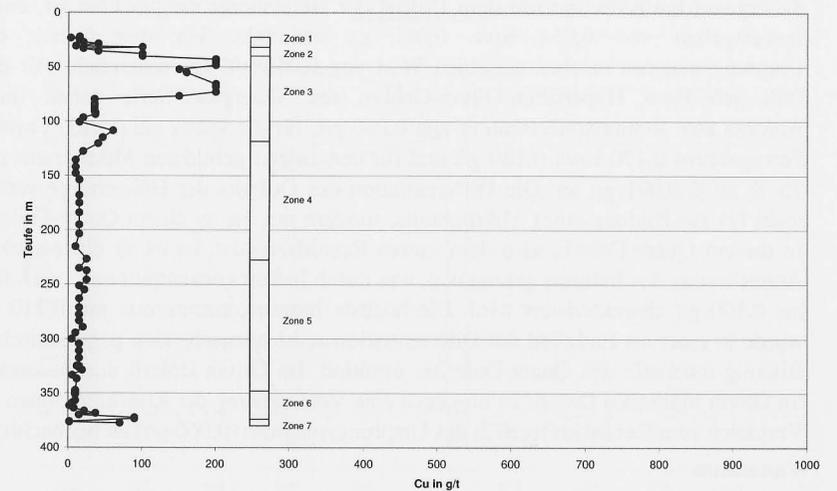


Abb. 16: Verteilung des Kupfers im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

1. In den unmittelbaren Kontaktbereichen (Zone 1 und Zone 7) liegen die bestimmten Gehalte unter dem "Clarke Wert" für Basalte, der von TURKIAN & WEDEPOHL (1975) mit 87 g/t angegeben wird. Für dieses kaum differenzierte Material war das nicht zu erwarten. Auf die Deutung dieses Defizits soll später eingegangen werden.

2. In der Zone 2 und dem unteren Teil der Zone 6 liegen die bestimmten Gehalte im Bereich des "Clarke Wertes". Es ist also anzunehmen, dass hier undifferenziertes Material vorliegt und die primäre Verteilung der Elemente praktisch bei der Erstarrung "eingefroren" wurde.

3. In Zone 5 und 4 liegen die Gehalte unter dem "Clarke-Wert" für Basalte. Dafür aber im oberen Teil der Zone 3 weit darüber. Es hat hier also eine eindeutige Differentiation stattgefunden.

Indium

Im Rahmen von Untersuchungen zur Geochemie des Indiums (VOLAND, 1967) konnte die Frage nach der Repräsentanz von Zone 1 und Zone 7 für den Charakter des Ursprungsmagmas etwas näher beleuchtet werden.

Danach kann man die Indiumkonzentration von 0,040 g/t in der oberen abgeschreckten Randfazies nicht ohne Bedenken, hingegen die von 0,060 g/t in der unteren abgeschreckten Randfazies mit größerer Wahrscheinlichkeit als Indiumdurchschnitt des Ursprungsmagmas annehmen. Dieser Wert scheint nicht nur regional, sondern weltweit Bedeutung zu haben. WAGER et al. (1958) konnten durch Neutronenaktivierungsanalysen für den abgeschreckten Randgabbro der

Skaergaard-Intrusion, die mit dem Dolerit der Höhenberge vergleichbar ist, einen Indiumgehalt von 0,054 bzw. 0,061 g/t ermitteln. Für den Gehalt des Ursprungsmagmas machen sie einen Wert von 0,058 g/t wahrscheinlich. Für den früh gebildeten Hypersthen-Olivin-Gabbro der Skaergaard-Serie geben diese Autoren eine Indiumkonzentration von 0,060 g/t, für die später gebildeten Fayalit-Ferrogabbros 0,170 bzw. 0,180 g/t und für den zuletzt gebildeten Mikrogranit mit 75 % SiO₂ 0,091 g/t an. Die Differentiation des Dolerits der Höhenberge verlief nicht bis zur Bildung eines Mikrogranits, sondern nur bis zu einem Quarz-Dolerit. In diesem Quarz-Dolerit, also dem sauren Restdifferentiat, ist es zu einer starken Anreicherung des Indiums gekommen, was durch Indiumkonzentrationen von 0,090 bis 0,100 g/t charakterisiert wird. Die höchste Indiumkonzentration mit 0,210 g/t wurde in einer als Endglied der Differentiationsreihe anzusehenden pegmatitischen Bildung innerhalb des Quarz-Dolerites ermittelt. Im Olivin-Dolerit und besonders im Olivin führenden Dolerit ist hingegen eine Verringerung der Konzentrationen im Vergleich zum Durchschnittsgehalt des Ursprungsmagmas (0,060 g/t) zu beobachten

Vanadium

In Zone 1 konnten Gehalte zwischen 50 und 200 g/t ermittelt werden. Diese steigen über die Zone 2 schnell zu einem Maximum in der Zone 3 an, wo Gehalte bis 550 g/t bestimmt werden konnten. Im Oberteil der Zone 4 ist nur ein leichter Abfall und im Unterteil wieder ein leichtes Ansteigen der Gehalte zu beobachten, so dass sich praktisch ein großes Maximum ergibt. In Zone 5 und dem Oberteil der Zone 6 ist eine rapide Verminderung auf 100 - 120 g/t zu verzeichnen. Erst im unteren Teil der Zone 6 erreichen die Werte mit durchschnittlich 200 g/t ein Maximum. In Zone 7 verringert sich Vanadium in der Art, wie es schon bei Kupfer beobachtet wurde.

Es zeigen sich an dieser Verteilungskurve die gleichen drei Eigenschaften wie für Kupfer. TUREKIAN & WEDEPOHL (1975) geben für Basalte einen Durchschnittswert von 250 g/t an.

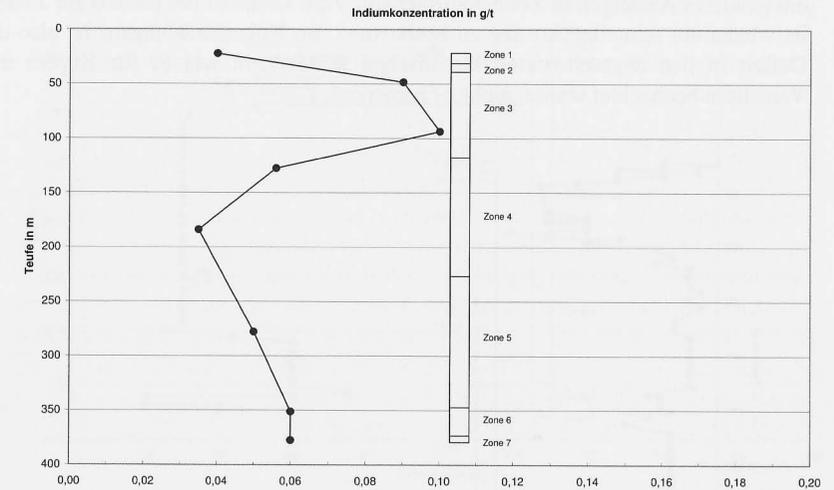


Abb. 17: Verteilung des Indiums im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

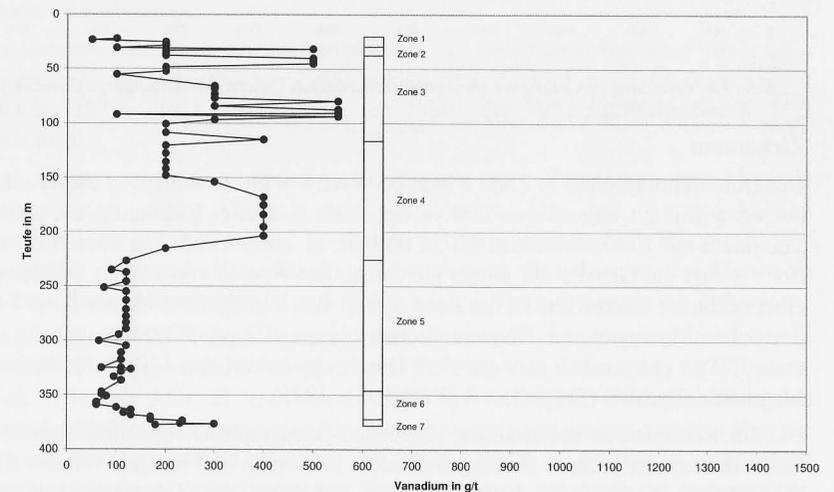


Abb. 18: Verteilung des Vanadiums im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Mangan

Von Zone 1 aus mit Durchschnittsgehalt von 1060 g/t ist auch hier ein schnelles Ansteigen zu Maximalwerten in der Zone 3 zu beobachten. Hier liegen die Durchschnittswerte weit über den "Clarke-Werten" von 1500 g/t für Basalte.

Im Grenzbereich zur Zone 4 fallen die Gehalte auch schnell wieder unter den Clarke-Wert ab. Innerhalb der Zonen 4 und 5 variieren sie nur wenig, obwohl sich

ein gewisses Ansteigen in Zone 5 abzeichnet. Vom Unterteil der Zone 6 zur Zone 7 ist wieder ein schneller Anstieg zu beobachten. Im Falle des Mangans ist also das Defizit in den abgeschreckten basaltischen Randzonen, wie es für Kupfer und Vanadium beobachtet wurde, nicht zu bemerken.

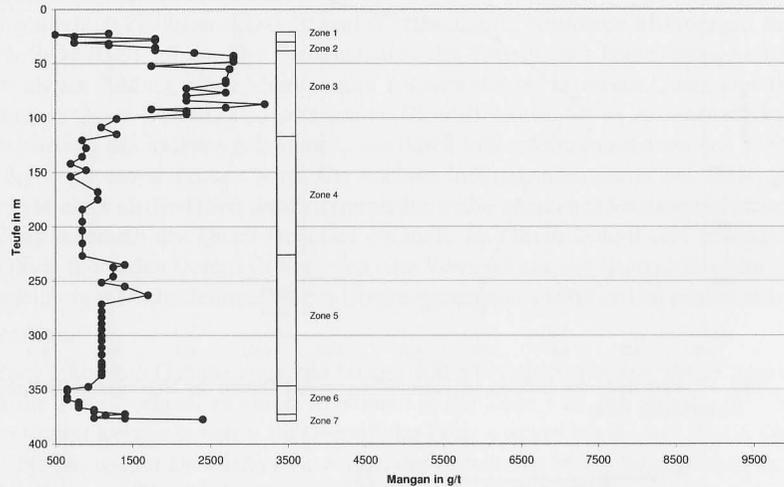


Abb. 19: Verteilung des Mangans im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Zirkonium

Der Durchschnittsgehalt in Zone 1 liegt bei etwa 140 g/t. In Zone 2 ist dieser schon auf etwa 210 g/t angestiegen und in der Zone 3 erlangt Zirkonium ein starkes Maximum mit Konzentrationen bis zu 600 g/t. In Zone 4 und dem oberen 2/3 der Zone 5 sind die Gehalte auf einem gleichmäßigen Niveau von 150 g/t verblieben. Aber schon im unteren Drittel der Zone 5 zeigt sich durchgehend bis zur Zone 7 ein deutliches Maximum mit Konzentrationen bis zu 400 g/t. Zirkoniumgehalte um etwa 150 g/t entsprechen sehr gut dem Durchschnittswert von 140 g/t für basische Magmatite (Basalte) (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1975).

Die am Kernmaterial der Bohrung erhobenen petrographischen Befunde sprechen dafür, dass die in großem Umfang besonders im oberen und unteren Teil des Sills beobachteten Fremdmaterialaufnahmen zur Erhöhung des Zirkonanteils geführt haben (s.o.).

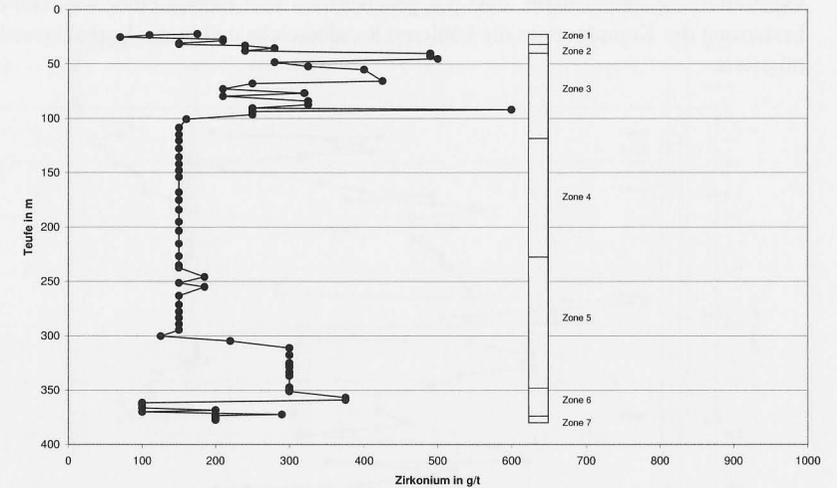


Abb. 20: Verteilung des Zirkoniums im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Fluor

Im Rahmen intensiver Forschungsarbeiten zur Geochemie basischer Magmatite wurde 1971 am von VOLAND (1963) präparierten Material durch die Studienarbeit MEIER (1971) die Fluorverteilung im Profil der Bohrung Schnellbach 1/62 untersucht.

Das Fluor zeigt eine positive Korrelation zur Verteilung der Minerale Orthopyroxen, opake Minerale und zum Apatit. Alle drei Gruppen können prinzipiell als Fluorträger in Erscheinung treten, wobei dem Fluorapatit die Hauptrolle zukommt. Hinsichtlich der korrelativen Beziehungen des Fluors zu anderen Spurenelementen zeigt sich eine gewisse Übereinstimmung mit Zirkonium.

Insgesamt sind die Fluorgehalte im Dolerit (bis maximal 1135 ppm) im Vergleich zu basischen Magmatiten (400 ppm nach TUREKIAN & WEDEPOHL, 1975) relativ hoch. Wie aus Abb. 21 ersichtlich, liegen die niedrigsten Fluorgehalte in den zentralen Teilen des Lagerganges (um etwa 300 ppm) und steigen von dort über die Zonen 3 und 2 zur oberen bzw. über die Zonen 5 und 6 zur unteren abgeschreckten Randzone stetig an. Sie erlangen hier Konzentrationen, die denen der metamorphen Kontaktsedimente (Tab. 3) entsprechen.

Tab. 3: Fluorkonzentrationen in den oberen und unteren kontaktsedimentären Sedimenten des Dolerits der Höhenberge

Bereich	Anzahl der Messwerte	Mittelwert Fluor (in ppm)
Obere Kontaktsedimente	9	1042
Untere Kontaktsedimente	7	892

Die Verteilung spricht dafür, dass das geochemisch sehr mobile Fluor während der Erstarrung des Komplexes in die kühleren Randbereiche und in die Kontaktgesteine migrierte.

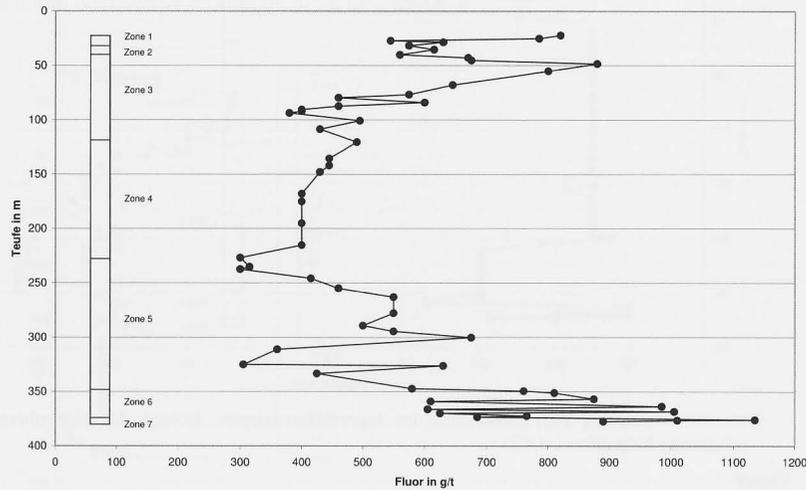


Abb. 21: Verteilung des Fluors im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Chrom

Chrom weist in Zone 1 mit Durchschnittswerten von 30 g/t relativ niedrige Gehalte auf. In Zone 2 zeigen nur einige Proben einen leicht erhöhten Gehalt. In Zone 3 ist das Element kaum noch nachweisbar und erst im unteren Teil der Zone 4 beginnt ein allmählicher Anstieg. Im Mittelteil der Zone 5 erlangen die Chromgehalte ein kräftiges Maximum (bis zu 770 g/t) und fallen im Unterteil wieder ab.

Vergleicht man die gemessenen Konzentrationen mit dem Clarke-Wert für basische Magmatite (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1975: Cr = 170 g/t), so stellt man fest, dass die basaltisch erstarrten Kontaktbereiche etwas verarmt sind. Die Übergangsbereiche (Zone 2 und Zone 6) stimmen mit dem Clarke nahezu überein. Zone 3 und 4 sind an Chrom stark verarmt, während Zone 5 stark angereichert ist.

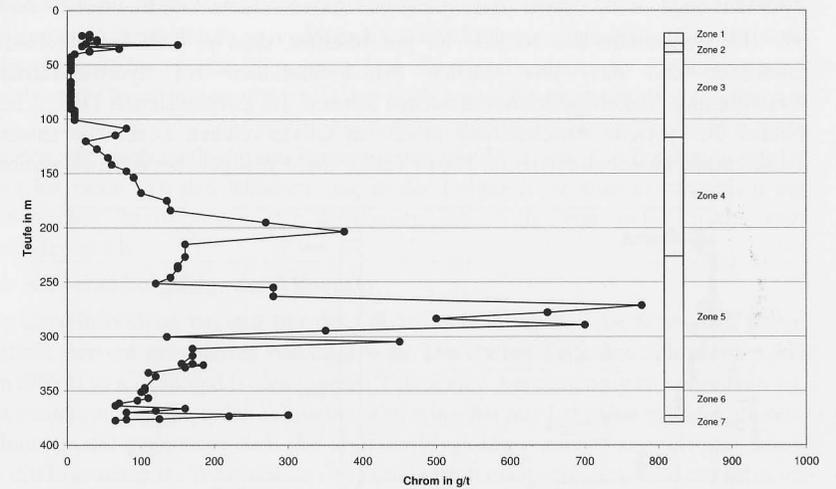


Abb. 22: Verteilung des Chroms im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Kobalt

Das Verteilungsmuster von Kobalt stimmt im differenzierten Dolerit der Höhenberge mit dem von Chrom und Nickel gut überein. Es liegt eine Verarmung in den oberen „sauerer“ und eine Anreicherung in den unteren basischsten Differentiaten vor.

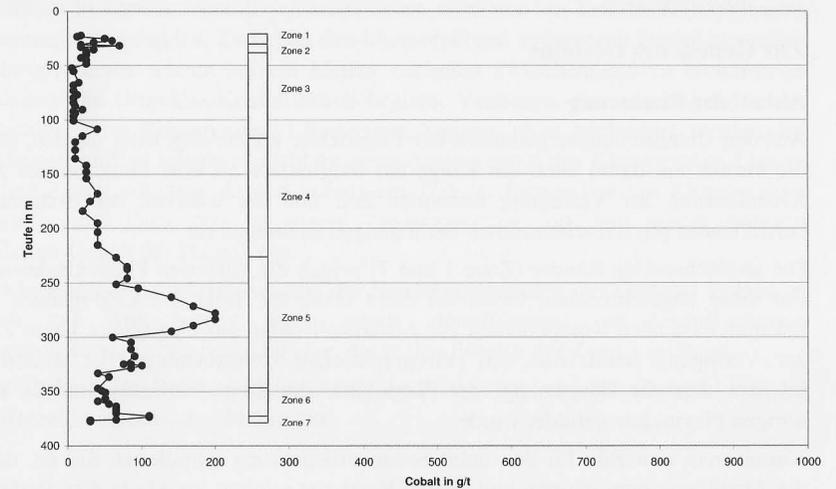


Abb. 23: Verteilung des Kobalts im lagendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Nickel

Für die Geochemie des Nickels ist gut bekannt, dass es sich in Ultrabasiten anreichert und dass aus solchen Primärmaterialien bei hydrosilikatischer Verwitterung Nickellagerstätten entstehen können. Im differenzierten Dolerit zeigt Nickel die typische Anreicherung in der an Olivin reichen Zone. Die saureren Differentiate zwischen 50 m und 180 m Teufe sind demgegenüber deutlich verarmt.

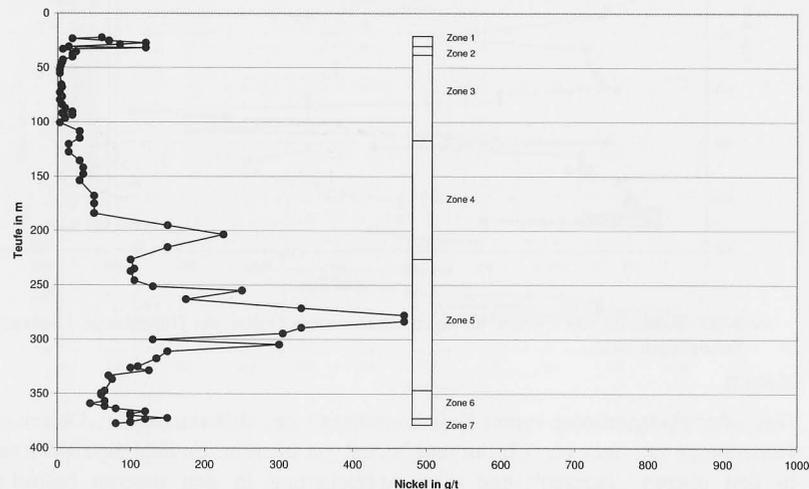


Abb. 24: Verteilung des Nickels im legendendifferenzierten Dolerit der Höhenberge (Bohrung Schnellbach 1/62)

Zur Genese des Gesteins

Ablauf der Erstarrung

Aus den Untersuchungsergebnissen der Plagioklase konnte abgeleitet werden, dass die Größe und damit auch die Länge der Plagioklase als eine Funktion der zur Kristallisation zur Verfügung stehenden Zeit und der während der Erstarrung herrschenden physiko-chemischen Bedingungen anzusehen ist.

Die abgeschreckten Ränder (Zone 1 und 7) zeigen die kürzesten Plagioklasleisten. Für diese abgeschreckten, basaltisch dicht erstarrten Teile des Lageranges ist bekannt, dass allen Komponenten zur Auskristallisation nur eine relativ kurze Zeit zur Verfügung stand. Aus den petrographischen Untersuchungen ist weiterhin bekannt, dass die Hauptmenge der Plagioklase der Zone 3 etwas später als alle übrigen Plagioklase gebildet wurde.

Nimmt man weiterhin für den unter Sedimentbedeckung intrudierten Sill an, dass die Abkühlung vom unteren und oberen Rand aus erfolgte, so würde dies fordern, dass den Plagioklasen in der Mitte des Sills die längste Zeit für die Kristallisation zur Verfügung stand und damit das Maximum in der Mitte liegen müsste.

Wenn aber das Maximum im oberen Teil des Sills zu finden ist, so kann man dies auf eine Ansammlung von Material zurückführen, das einen niedrigeren Schmelzpunkt hat als das im unteren Teil. Trotz fortschreitender Abkühlung wird aus diesem Grund in den oberen Teilen noch keine Auskristallisation zu erwarten sein. Diese Forderung wird erfüllt durch Ansammlung der Restschmelze in diesem Bereich, die reich an flüchtigen Komponenten und H_2O war. Die Erstarrung erfolgt zunächst rasch von den Rändern aus; in der Folgezeit ist aber hauptsächlich ein allmähliches Fortschreiten der Erstarrung des Sills von unten nach oben charakteristisch.

Zur Ausscheidungsfolge der Minerale

Die Gesteinsbildung beginnt mit der Olivinabscheidung aus der Schmelze. Daran schließt sich ein gravitatives Aussaigern an. Die oberen Teile des Sills werden frei von Olivin sein, während in den unteren Teilen eine Anreicherung zu vermerken ist. Bei weiterem Abkühlen der Schmelze wird zunächst nur Labrador gebildet, da sein Schmelzpunkt gegenüber dem der anderen Plagioklase zuerst unterschritten wird. Da die Erstarrung im Wesentlichen von unten nach oben schreitet, wird zunächst im unteren Teil nur Labrador gebildet. Der darüber befindlichen Schmelze wird also Kalzium entzogen. Bei weiter fortschreitender Abkühlung kann in höheren Teilen nur noch kalziumärmerer Plagioklas gebildet werden. Im Folgenden überschneiden sich Klinopyroxen- und Andesin-Kristallisation. Im unteren Teil des Sills (Zone 5) wird also in der Hauptsache ophitische Verwachsung des Klinopyroxens mit Plagioklas auftreten, während sich im mittleren Teil (Zone 4) subophitische Verwachsungen bilden, da sich in diesem Bereich die Plagioklas- und die Klinopyroxen-Kristallisation überschneiden. In der Zone 3, wo Plagioklas etwas später als in allen anderen Zonen kristallisiert, wird sich ein Teil des Klinopyroxens idiomorph ausscheiden. Zwischen den idiomorph und xenomorph kristallisierenden Klinopyroxenen scheint nur ein kleiner zeitlicher Zwischenraum zu bestehen, in welchem die Oligoklas-Kristallisation beginnt. Vorgänge, die auf ein gravitatives Aussaigern des Klinopyroxen I hinweisen, konnten nicht beobachtet werden. Im vorliegenden Fall konnte es nicht zu einer Aussaigerung des Klinopyroxen I bis in tiefere Zonen kommen, da dort bereits ein Teil der Plagioklase vor Klinopyroxen kristallisierte. Dies steht in engem Zusammenhang mit dem primär höheren Kalzium-Gehalt der Plagioklase.

Mit beginnender Auskristallisation der Hauptkomponenten des Gesteins kommt es auch zur Anreicherung einer relativ dünnflüssigen, an leichtflüchtigen Komponenten reichen Restschmelze, die in den Bereich der Zone 3 aufsteigt.

Der Dolerit der Bohrung Schnellbach 1/62 ist somit ein Schulbeispiel für die Differentiation basischer Magmatite.

Die partiell kontaktmetamorphen unteren oder Liegendsedimente der Doleritintrusion

Die im Profil der Bohrung zwischen dem bei 379,3 m auflagernden Dolerit und dem bei 468,0 m angetroffenen unterlagernden Heuberg-Inselsberg Quarzporphyr (Rhyolith) in einer Mächtigkeit von 88,7 m aufgeschlossene Sedimentserie ist Teil der Unteren Sedimentzone bzw. der Schilfwasser- und Arnsberg-Sedimente der tieferen Oberhof-Formation (Anhang 1). Während die rhyolithische Intrusion in einem frühen Zeitraum der Bildung der Gesteine der Oberhof-Formation im Niveau der Unteren Sedimentzone kurzzeitig nach der Ablagerung des Dörmbachtuffs - dem Grenzuff gegen die unterlagernde Goldlauter-Formation - erfolgt ist, intrudierte der Dolerit die o.a. Sediment-Tuff-Vulkanitwechselfolge erst nach Abschluss der Oberhof-Formation d.h. nach Ablagerung der Oberen Sedimentzone bzw. der Wintersbrunn-Sedimente.

Nach JUDERSLEBEN (1972) ist es im Bohrprofil eine „Sedimentfolge von fein- bis mittelkörnigen Feldspatgrauwacken, Grauwacken, Schluff- und Tonsteinen“. Die wenig gerundeten bis ungerundeten Körner der kaum sortierten Sedimente zeigen eine Anwachsblastese die ab 440,5 m aufsteigend im Profil eine zunehmend stärkere Intensität aufweist.

Daraus lässt sich eine etwa 60 m mächtige Zone im Profil unterhalb des Doleritkörpers ableiten, die von der Intrusion thermisch beeinflusst worden ist.

Im unmittelbaren Kontaktbereich ist eine Wechselfolge mit z. T. mergeligem Bindemittel und geringmächtigem Cordieritfels (metam. Tonstein) entwickelt. Die fein- bis mittelkörnigen, z.T. dickbankig absondernden Sandsteine sind vorwiegend fein- und ebenschichtig. Den Sandsteinen sind bis mehrere cm mächtige, feinschichtige oder brekziös-fetzige, bzw. flaserartige dunkelgrüngraue Tonsteine zwischengelagert, die partiell durch Kontaktmetamorphose in Cordieritfels umgewandelt worden sind. Im Grenzbereich zum Dolerit ist ein um 5 cm mächtiger schwarzer Hornfels entwickelt. Die ebenfalls kontaktmetamorph beeinflussten und splittrig harten Sandsteine fallen generell um 15° bis 30° ein. Im klastischen Mineralbestand überwiegt Quarz. Feinkörnig kieseliges Material hat die Klasten fest miteinander verschweißt, wobei das tonige Bindemittel und Reste ehemaliger Kornumkrustungen mit auskristallisiert sind.

Die Schichtflächen der Sandsteine zeigen in diesem Bereich durch Verkieselung hervorgerufene „fettglänzende“ Oberflächen. Die Mächtigkeit der Feldspatsandsteineinschaltungen nimmt im Profil von oben (0,1 -0,2 m) nach der Teufe (0,6 – 1,4 m) zu.

Die Abfolge von schwach mergelig, tonig, feinsandigem Schluffstein und schluffigem Tonstein mit zwischengelagertem schwach karbonatischem Feldspatsandstein, zeigt eine differenzierte und rasch wechselnde Färbung von dunkel- bis lilagrau, rotgrau und graugrün. Örtlich sind um wenige mm bis 1 cm mächtige karbonatische Konkretionen in Verbindung mit Netzleisten und Tongallen eingeschaltet. Marken, Spuren, Schleifspuren, kohligere Pflanzenhäcksel und

isolierte Walchiereste bzw. Pflanzenstängel lassen, obwohl auch in rötlichen Abschnitten ausgebildet, in Korrelation mit Schwarzhorizonten eine mögliche Einbindung in den Bereich des Unteren Protritonhorizontes der tieferen Oberhof-Formation zu.

Der intrusive Rhyolithkörper der Heuberg-Inselsbergquarzporphyr Gruppe

Der im Profil zwischen der intrudierten Unteren Sedimentzone bei 468,0 m und Endteufe bei 635,2 m in einer Mächtigkeit von 167,2 m aufgeschlossene Rhyolithkörper zeigt eine deutlich randfazielle Ausbildung, die nach der Teufe zu in die Kernfazies des Intrusivkörpers übergeht. Diese ist nicht vollständig durchteuft worden (Anhang 1).

Die Randausbildung des Phenorhyolithkörpers liegt im Bereich von 468,0 m - 522,0 m, die durch eine dichte Kontaktfazies von 468,0 m – 473,5 m modifiziert wird. Nur hier in der Randzone, und vor allem im unmittelbaren Kontaktbereich sind die Feldspäte etwas häufiger und in schmalen Apophysen angereichert, die das überlagernde Sediment direkt oder als Einschluss vorliegend durchtrümen. Auch sind in einer randlichen Kontakt- oder Übergangzone von ca. 469,0 m – 469,5 m im ungeschichteten Schluffstein einzelne Einsprenglingsbruchstücke und olivgrüne Perlitischlieren des unterlagernden intrusiven Rhyoliths eingelagert.

Die Randfazies ist von oben nach unten etwa zonal gegliedert und entwickelt sich aus einer perlitischen Fazies mit zahlreichen Sedimenteinschlüssen zu einem fluidal texturierten oder grob- bis feinkörnigen Rhyolith ohne Fluidaltextur. Nach der Teufe treten vereinzelt noch perlitische Schlieren im z.T. vergrünten Rhyolith auf.

Die Kernfazies, etwa ab 522,0 m besteht aus einem partiell vergrünten Rhyolith, der wechselhaft fluidale Bänderung, eingewalzte oder intrusive Rhyolithbrekzien oder sphäritische Ausbildung zeigt, auch sind kavernöse Bereiche zu beobachten.

Das Höhenberg-Intrusionsintervall

Die Altersstellung und Einordnung der Regenbergestein-Rhyolith-Intrusion und der Höhenberg-Dolerit-Intrusion im Verlauf der höheren Unterrotliegendentwicklung gibt Anlass, das eigenständige Höhenberg-Intrusionsintervall zu begründen.

Die Arbeiten zum Problem des Höhenberg Gesteins sind auf der Basis einer umfassenden Literaturrecherche vor allem von MÄDLER (2009) referiert und weitere Ergebnisse und Diskussionen von OBST (2009); LIPPOLT et al. (2009) und ANDREAS & LÜTZNER (2009) dargestellt worden.

Die Verbreitung innerhalb der begrenzenden nördlichen und südlichen Randstörungen des Thüringer Waldes, die lithologische Auffälligkeit als ein intrusiver Basitkörper und die wirtschaftliche Bedeutung haben bereits früh die Aufmerksamkeit bearbeitender Geologen hervorgerufen.

Ein Sonderfall existiert mit dem bemerkenswerten Profil der Bhrg. Schnellbach 1/62, das den Doleritkörper als bisher einzigen Aufschluss vollständig darstellt und zuerst von VOLAND (1963, 1965); RÖSLER & VOLAND (1965) und ANDREAS (1965) beschrieben worden ist.

Die Zielstellung der bisherigen Arbeiten lässt sich wie folgt kurz zusammenfassen:

Klärung der vulkanogenen Struktur, der Verbreitung und Formung des früh als solchen erkannten Intrusivkörpers sowie dessen Position im Verband mit den Kontaktgesteinen, deren lithostratigraphische Einordnung und lithologische Ausbildung.

Vertiefung des Kenntnisstandes zur Petrographie der internen Gliederung und dem Chemismus des Gesteinskörpers, Ableitung der magmatischen Herkunft sowie Einordnung in den Verlauf und Charakter des Stefan C – Rotliegendevulkanismus im Thüringer Wald.

Vielgestaltige Beurteilung der Altersstellung der Intrusion bzw. des Intrusionsvorganges, mögliche Beziehungen zu tektonischen Ereignissen und die Einordnung dieses Prozesses innerhalb des Rotliegendeprofiles im Thüringer Wald.

Der Höhenberg Dolerit intrudiert flach und spitzwinklig zum streichenden Schichtverband alle Einheiten der Oberhof-Formation einschließlich des Grenzverbandes zur unterlagernden Goldlauter-Formation (ANDREAS & LÜTZNER 2001, 2009). Dieser Befund würde ein jüngstoberhöfer Alter nicht ausschließen.

Nach ENGELS (1963) ist die zeitliche Obergrenze für eine Intrusion durch eine Doleritapophyse belegt, die in etwa 1 km Entfernung westsüdwestlich der Ortslage Finsterbergen nach Erosion und Zersatzbildung vom Unteren- oder Bielsteinkonglomerat der Tambach-Formation diskordant überlagert wird.

Die Zugehörigkeit der > 1km langen Apophyse in unmittelbarer nordöstlicher Fortsetzung des Hauptintrusivkörpers zum Höhenberg-Dolerit ist auch durch den Befund der Bhrg. Finsterbergen 1/62 gestützt, die noch mehrere nicht zu Tage austreichende Apophysen aufgeschlossen hat, die in das unmittelbare Umfeld des von ENGELS (1963) untersuchten Aufschlusses einzuordnen sind.

Nach der Neudefinition der Rotterode-Formation durch PATZELT (1966) und einen längeren Zeitraum umfassender Präzisierung für den mittleren Thüringer Wald, zusammengefasst durch ANDREAS & LÜTZNER (2000, 2009), ergab sich ein erneuter Diskussionsrahmen, da die entsprechenden Gesteine dieser selbstständigen Formation zwischen der Oberhof- und der Tambach-Formation eingeordnet worden sind.

Eine kleine Melaphyrintrusion mit einem umgebenden Geröllsaum im Bereich der tieferen Rotterode-Formation, etwa 750 m nordwestlich vom Salzkopf (815,2 m – GK 25Bl. Tambach-Dietharz) wurde gleichfalls als eine Apophyse des Höhenberg Dolerit gedeutet und die Intrusion demzufolge auch in diesem Zeitraum gesehen

(OBST & KATZUNG 1995). Dieser Auffassung haben sich weitere Bearbeiter angeschlossen.

Neuere Untersuchungen durch ANDREAS (2009) und in ANDREAS & LÜTZNER (2009) lassen eine von den bisherigen Diskussionen abweichende Ereigniskette erkennen. Der zufolge ist der Dolerit in die Ablagerungen der Oberhof-Formation intrudiert, die innerhalb der sich in NW-SE (WNW-ESE) Richtung erstreckenden und im nordwestlichen und mittleren Thüringer Wald oberhofzeitlich entwickelten Grabenzone durch eine um NNE-SSW (NE-SW) gerichtete Kompression, die dem saalischen event zugerechnet wird, einer Bruchfaltung unterworfen war. Diese Deformation war mit einer Aufwölbung verknüpft, deren Aufweitungsgefüge z.B. im Bereich des Rennsteigs, der sog. Rennsteigantiklinale von der Intrusion des Höhenberg Dolerit genutzt worden ist, der hier offensichtlich seine größte Mächtigkeit erreicht hat.

ANDREAS (1990) vertritt die Auffassung, dass der Dolerit zeitlich unmittelbar der Intrusion des rhyolithischen Regenbergstein Quarzporphyrs folgt. Dieser hat im Raum westlich zwischen Friedrichroda und dem Rennsteig westlich Tambach die Oberhof-Formation gleichfalls intrudiert und tangiert mit der Obergrenze in der Bohrung Finsterbergen 1/62 und deren nordwestlichem Umfeld den Birkheide Tuff und möglicherweise örtlich noch die Basis der Wintersbrunn Sedimente, d.h. die höchsten Abschnitte der Oberhof-Formation. Die in einem ehemaligen zeitweiligen Aufschluss beobachtete stumpfwinkliger diskordante Auflagerung der randfaziell brecciösen Basisausbildung des Regenbergstein Quarzporphyrs auf die steil einfallende Gesteinsfolge des Grenzbereichs Nesselhof Sedimente – Nesselberg Tuff und Jüngerer Quarzporphyr der Oberhof-Formation (Abb. 25) lässt sich so deuten, dass die ebenfalls im Ausstrichbereich flache Intrusion des Rhyoliths wie die des Dolerits – nach der saalischen Deformation erfolgt ist. Auch im Kartenbild deutlich, durchdringt im Bereich östlich vom Spießberg (748,9 m), etwa 2,5 km südwestlich der Ortslage Finsterbergen, der Dolerit den älteren Regenbergstein Quarzporphyr.

Ein in der Beilage beschriebener Profilabschnitt der Bhrg. Finsterbergen 1/1962 zeigt den engen Zusammenhang zwischen den die Gesteine der Oberhof-Formation diskonform querenden Intrusionen des Regenbergstein Rhyoliths und des Höhenberg Dolerits. Eine weitere Bestätigung der genannten Zusammenhänge ordnet die Doleritintrusion in die für den Thüringer Wald typische Abfolge zeitlich abgestufter und größere Areale einnehmender paläovulkanischer Ereignisse ein, die seit der beginnenden Unterrotliegendentwicklung mit der Förderung saurer Laven (Magmen) und Tuffe beginnen und mit der Förderung basischer Laven (Magmen) abschließen. Selbst in der Goldlauter-Formation werden geringmächtige rhyolithische Tuffe von nur um wenige cm mächtigen basischen Laven intrudiert, die eine untere und obere blasen- bzw. mandelreiche Reaktions- oder Kontaktzone besitzen.

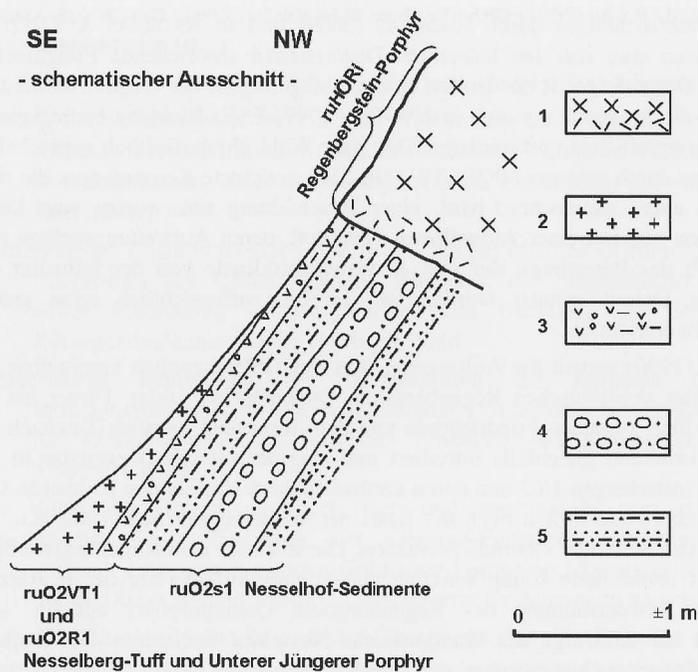


Abb. 25: Skizze eines zeitweiligen Aufschlusses des diskordant die Gesteine des oberen Teils der Nesselhof-Sedimente (Oberhof-Formation) überlagernden Regenbergestein-Rhyoliths ruHÖri des Höhenberg-Intrusionsintervalls im Bereich des oberen Spittergrundes (1 - Rhyolith mit größeren Einsprenglingen (basale brekziöse Randfazies); 2 - Rhyolith mit kleinen Einsprenglingen; 3 - Tuff, fein- bis ungleichkörnig, tuffitische Umlagerungen; 4 - Konglomerat mit Rhyolithgeröllen; 5 - Schluffstein-Sandstein-Wechsellagerung

In diesem Zusammenhang sind die Vorkommen eines intrusiven Rhyoliths (MITTERMEIER 1999) sowie einer gabbroiden Intrusion (SCHUSTER 1997) im Bereich des Steinbruches Spittergrund östlich vom Hinteren Höhenberg von vordergründigem Interesse. Der den Doleritkörper intrusiv durchdringende Rhyolith vom Typ Dreiherrnstein (Tambach-Dietharz 5229, GK 25) stellt in Verbindung mit dem gleichfalls den Dolerit intrudierenden gabbroiden Gesteinskörper eine 2. Abfolge innerhalb des Höhenberg-Intrusionsintervalls dar. Von unten nach oben lässt sich der Aufbau des Höhenberg-Intrusionsintervalls wie folgt definieren.

Höhenberg-Intrusionsintervall
2. Abfolge: Dreiherrnstein-, Wiesenberg-Porphyr (Rhyolith)/gabbroide Intrusion
1. Abfolge: Regenbergesteinporphyr (Rhyolith) / Höhenberg-Dolerit

Die vergleichbaren Rhyolithe der 2. Abfolge sind in der NW-Hälfte von Bl. Tambach-Dietharz in etwa N-S Richtung an der E-Flanke des Doleritkörpers an wenigstens 4 Positionen innerhalb einer Längserstreckung von $\pm 3,5$ km zu beobachten. Von N nach S sind es der Dreiherrnstein/Spittergrund-Rhyolith, der Rhyolith südöstlich vom Herrenzipfel, das Vorkommen nördlich vom Kl. Grundbach und vom Wiesenberg. Alle genannten Rhyolithe sind randlich gegen das intrudierte Nebengestein von bei diesem Vorgang entstandenen Reaktionsbreccien begleitet.

Die genannten intrusiven Rhyolithvorkommen sind auf einer exakt N-S streichenden Linie angeordnet und queren – ausgehend vom Wiesenberg – den spitzwinklig in NNE – SSW Richtung dazu streichenden Doleritkörper im Bereich des Dreiherrnstein, d.h. im Umfeld des Steintagebaues Spittergrund. Auffälligerweise sind dazu – ebenfalls ausgehend vom Wiesenberg – auf einer Länge von $\pm 1,5$ km und ebenfalls linear nacheinander um N-S ausgerichtete „Doleritgänge“ kartiert („mesotyp bis melanokrat“ ENGELS 1963).

Diese Gänge weichen im Streichen deutlich von den gangförmigen Doleriten ab, die sich in wechselnder Entfernung, etwa 100 – 250 m vom Hauptintrusionskörper entfernt, dessen Ausformung anschmiegen. Sollten diese nach N ausgerichteten Kleinintrusionen eine Gangfolge mit den intrusiven Rhyolithen vom Typ Dreiherrnstein bzw. Spittergrund bilden, wäre erklärbar, dass diese nicht in der Bhg. Schnellbach 1/62, jedoch im Steintagebau Spittergrund nachgewiesen werden konnten.

Aus Sicht der geschilderten Sachverhalte sehen sich die Autoren in ihrer Auffassung bestätigt, den Höhenberg sill – an Hand der Ergebnisse einer petrologischen Analyse des Profils der Bhg. Schnellbach 1/62 – als einen in situ differenzierten basischen Magmatit zu betrachten.

Die den postsaalischen Intrusionsereignissen nachfolgende Periode stellt eine größere Schichtlücke dar, die durch Erosion und die Entwicklung einer durch längere tektonische Ruhe hervorgerufenen Seitenerosion und Pedimentbildung gekennzeichnet ist. Ein Vergleich der in unterschiedlichem lithostratigraphischen Niveau anerodierten Gesteine der Oberhof-Formation zur Basis der diskordant auflagernden Sedimente der Rotterode-Formation belegt eine örtlich > 500 m mächtige Erosion unterschiedlicher Abschnitte der Oberhof-Formation (ANDREAS & LÜTZNER 2009).

Die basisnahen partiell geröllführenden Sand- und Schluffsteine sowie die kiesigen Konglomerate der nun nachfolgenden Rotterode-Formation enthalten in Abhängigkeit vom Erosionsgebiet neben aufgearbeitetem Grundgebirge – Metamorphite und Magmatite – Material von Gesteinen der Oberhof-Formation – vorwiegend Gerölle der Jüngerer Rhyolithe – und daneben auch Gerölle des anerodierten Höhenberg Dolerits und seiner Kontakthülle. Diese Zusammenhänge sind in Beilage 2 und Abb. 28 dargestellt. Der von der Oberhof-Formation durch den saalischen Kompressionsprozeß und der Rotterode-Formation durch eine

größere Zeitlücke getrennte Intrusionsprozeß der Regenbergstein Rhyolith / Höhenberg Dolerit Gruppe lässt sich sinnvollerweise nur als ein selbständiges Höhenberg-Intrusionsintervall (ruHÖ) in den bisher dargestellten Ablauf der Oberkarbon – Unterpermentwicklung (zuletzt LÜTZNER et al. 2010 i.V.) einordnen. Hinzu kommt, dass sich die Achse des Akkumulationsraumes der Rotterode-Formation gegenüber derjenigen der Oberhof-Formation und der Intrusionsachse des Höhenberg-Intrusionsintervalls deutlich verschoben hat (ANDREAS & LÜTZNER 2009)

Als Referenzgebiete bzw. –aufschlüsse und -profile für das Höhenberg-Intrusionsintervall gelten neben den zahlreichen Kartierungsarbeiten im relevanten Raum der Blätter der Geologischen Karte i.M. 1:25 000 Waltershausen 5129 und Tambach-Dietharz 5229 die Profile der Bohrungen Schnellbach 1/1962 und Finsterbergen 1/1962.

Die Ergebnisse der in einem mehr als 70 Jahre währenden Zeitraum durchgeführten Feldarbeiten vieler Autoren diskutierten Themenkomplex sind zuletzt bei ANDREAS & LÜTZNER (2009) zusammengestellt.

Die Entwicklung der tieferen Abschnitte der Rotterode-Formation im Gebiet südwestlich des Rennsteigs zwischen den Ortslagen Tambach-Dietharz und Struth - Helmershof

Der saalische Kompressionsevent trennt als untere Grenze den Intrusionszeitraum des Regenbergstein Quarzporphyrs und die nachfolgende Höhenberg Dolerit Intrusion deutlich von der Oberhof-Formation ab, die mit der Oberen Sedimentzone bzw. den Wintersbrunn Sedimenten ausklingt (ANDREAS & LÜTZNER 2009). Nunmehr ermöglicht uns eine neuerliche Aufschlussbearbeitung eine Ergebnisdarstellung und Präzisierung der Obergrenze des Intrusionszeitraumes im östlichen Randgebiet der Referenzaufschlüsse.

Etwa 850 m nordwestlich vom Salzkopf (815,2 m) ist an einem in westlicher Richtung orientierten relativ steilen Hang, an einer 3 - 4 m hohen Wegböschung auf einer Länge von etwa 200 m eine bunte Sedimentwechselfolge aufgeschlossen. Dieser Aufschluss befindet sich etwa 6 – 8 m über der Basis der Rotterode-Formation, die hier rhyolithischen Tuffen der Oberhof-Formation auflagert. Die Grenze zwischen beiden Einheiten ist durch einen deutlichen Geländeknick und eine Versteilung des Reliefs kenntlich. Die Entfernung zum östlichen Ausstrich des Höhenberg Dolerits beträgt in westlicher Richtung etwa 2 km (Abb. 1, Beilage 2).

Das nach erfolgter Erosion der Pedimentfläche unmittelbar auflagernde Sedimentpaket ist hinsichtlich seiner faziellen Differenzierung zuletzt bei ANDREAS & LÜTZNER (2009) und LÜTZNER et al. (2010 i. V.) beschrieben. Hier ist auch die Diskussion und Präzisierung der durch PATZELT (1966) erfolgten Erstdefinition dargelegt.

Der basale sog. Hoherberg-Sandstein (ruR0s1) setzt sich aus rotbraunen, oft feinkiesigen und bankigen polymikten Mittel- bis Grobsandsteinen sowie

basisnahen plattigen, laminierten Feinsandsteinen und Schluffsteinen zusammen. Diese Fazies ist deutlich zwischen dem Rennsteiggebiet am Sperrhügel und dem Lichtenbachstein auf der GK 25 5229 Tambach-Dietharz an einem ± NE-SW gerichteten oben genannten regenerierten Fahrweg zur Ortslage Struth-Helmershof aufgeschlossen. Auch sind hier „in Form von mittel- bis grobkiesigen Linsen, Lagen und Bänken, Konglomerate mit polymiktem Geröllbestand“ aufgeschlossen, deren Verbreitung in größerer Mächtigkeit bei ANDREAS & LÜTZNER (2009) als Fazies des sog. Struther Konglomerats ruR0c1 beschrieben ist. Auffällig ist hier der überwiegend hohe Anteil von granitischem Grobdetritus, der sich in diesem Raum auch auf die Erosion von Teilen des Thüringer Hauptgranits zurückführen lässt, der prärotterodezeitlich mutmaßlich im Raum der nördlichen Verbreitung der Tambach-Formation oberflächlich angeschnitten war. Dafür sprechen ebenfalls die sog. granitdetritischen Sandsteine unterhalb des Unteren Konglomerats der Tambach-Formation im Rodebachtal östlich vom Gasthaus Rodebachmühle auf der GK 25 – 5129 Waltershausen (ANDREAS & WUNDERLICH 1998).

Die kiesigen Grobsandsteine bzw. Feinkonglomerate führen neben Granitmaterial vorwiegend Rhyolithe des Jüngeren Quarzporphyrs der Oberhof-Formation sowie seltener und meist größere Gerölle von Graniten und Metamorphiten, die nach LÜTZNER (1981) und VAN DER KLAUW et al. (2000) auf Geröllmaterial des in südwestlicher Richtung angeschnittenen Metamorphitkomplexes von Ruhla zurückgeführt werden. Einzelgerölle der genannten Einheiten sind in einer Größe von etwa 10 – 40 cm Ø eingeschwemmt. Örtlich sind auch geringmächtige flache gerundete pebbles-Lagen fluviatiler Gerinne entwickelt. Innerhalb der kiesigen, vorwiegend granitdetritischen Ablagerungen lassen sich auch vereinzelt um 1 cm große Geröllchen von erodiertem basischen Doleritmaterial erkennen. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist im statistisch ausgewiesenen Geröllbestand von div. Quarziten auch ein Anteil der erodierten kontaktmetamorphen Hüllgesteine der Höhenberg Doleritintrusion enthalten (Abb. 2).

Von ENGELS (1964) und OBST (1993) werden mutmaßliche seltene Einzelgerölle mit bis zu 4 cm Ø vom Höhenberg Dolerit in der nach heutiger Lesart basisnahen Rotterode Formation angegeben.

In Verbindung mit einer Begehung des o.a. aufgewältigten Wegeaufschlusses sind die Ergebnisse von durch ENGELS (1964) dargestellten Schurufaufschlüssen in eine Neubewertung der lithostratigraphischen Situation im tieferen Abschnitt der Rotterode-Formation südwestlich vom Sperrhügel–Rennsteiggebiet (Bl. Tambach-Dietharz 5229) eingeflossen.

Aus bisheriger Sicht ist im Bereich ± 8 – 10 m über dessen Basis in den Hoher Berg Sandstein (ruR0s1) ein etwa 40 bis 60 cm mächtiges grünlichgraues silifiziertes Tuffband eingeschaltet. Offensichtlich handelt es sich hierbei um einen feinkörnigen bis dichten rhyolithischen Staubbuff, dessen Verbreitung sich im nordwestlichen Randgebiet der Rotterode-Formation deutlich nachweisen lässt. Er wird hier vorläufig als Tuff Rotterode Nr. 1 bezeichnet.

Etwa 500 m nordwestlich vom Pirschhaus Salzkopf ist in einer in SE-Richtung eingeeengten Wegkurve ein vermutlich andesitischer Lapillituff von wenigen m Mächtigkeit aufgeschlossen. Dieser lagert hier unmittelbar dem o.a. Tuff Nr. 1 auf. Auffällig sind bis > 30 cm Ø große Brocken des Tuff Nr. 1 im nachfolgenden Lapillituff, die als Auswürflinge beim Aufbrechen der Tuffplatte durch den jüngeren Vulkanit zu deuten sind. Der Lapillituff verzahnt sich im Umfeld von etwa 100 m – 150 m seitlich und im Profil bis zu etwa 5 m Höhe mit den anliegenden Sedimenten des Hoherberg – Sandsteins.

Etwa 10 –15 m höher im Profil ist ein weiteres um > 2 m mächtiges Tuffband entwickelt. Es ist ein deutlich rötlichbrauner bis bunter rhyolithischer Kristalltuff, der sich aus einem dichten oder fein- bis auch mittelkörnigen Quarz-Feldspatsubstrat und einzelnen rhyolithischen Lapilli zusammensetzt und vorerst als Tuff Rotterode Nr. 2 bezeichnet wird.

ENGELS (1964) hat vom Sperrhügel am Rennsteig kleinere „doleritische“ d.h. melaphyrische Gänge und Lagergänge in den Sedimenten der Oberhof-Formation beschrieben – die jedoch im neuen lithostratigraphischen Sinn – der Rotterode-Formation angehören. Diese sind örtlich anerodiert und in geringmächtigen Zersatzschuttflächen sind auch Kleingerölle angereichert (Abb. 26; von ENGELS 1964 als Aufschluss 21 dokumentiert). Die Schutte gehen mit einer unscharfen Grenze in die sandigen bzw. kiesigen geröllführenden oder kleinkonglomeratischen Sedimente des Struther Konglomerats als einem faziellen Äquivalent des Hoher Berg Sandsteins über.

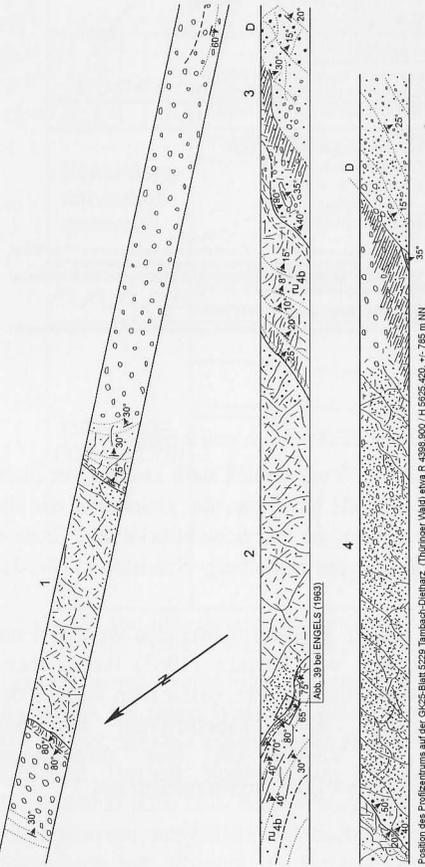


Abb. 26: Partiiel anerodierte und von Sedimenten diskongform überlagerte gangförmige und subeffusiv lagerhafte Basite (Melaphyr) der Intrarotteröder Subeffusionsphase im tieferen Abschnitt der Rotterode-Formation, Sohlenaufschluss eines Hohlweges auf dem Rennsteig, Weg am Nordrand des Sperrhügels südwestlich der Ortslage Tambach-Dietzharz (GK25-5229).

Legende

Quartär
Hangschutt

Rotterode - Formation ruRO

Hoher Berg - Sandstein (ruROs1)
Arkoseartige Grauwackensandsteine, Turffe, Tuffite, Schluff-Tonsteine, vorwiegend braun

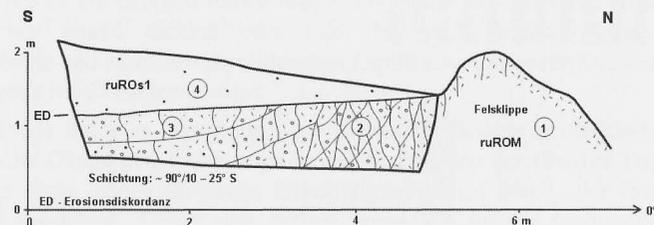
Sandstein, braunrot, mit Geröllen des anerodierten unterliegenden Melaphyrs
Arkoseartige Grauwackensandsteine und kiesige Konglomerate, braunrot

Melaphyr, blaugrau, feinkörnig, z.T. mit Mandelsteingefüge (vor allem in Kontaktmit)

Melaphyrsatzzone
D Posterosive diskongforme Aufeinanderung

1 bis 4
Bezeichnung der im Intrusions- bzw. Subeffusionsniveau erosiv innerhalb der tieferen rotterodezeitlichen Sedimentabfolge (Aufschluss 21 in Anlage 2 - entsprechende Dokumentation, in Anlage 5 irrtümlich als Aufschluss 22 bezeichnet - ENGELS 1963, leicht geändert), Lithostratigraphie / Lithologie neu bewertet i.S. von ANDREAS & LUTZNER (2009)

Ein nahezu analoges Bild ergibt sich bei einer Neubewertung des Schurfauftschlusses 22 nach ENGELS (1963). Hier „tritt ein begrenztes Vorkommen tholeyitischer Gesteine (Melaphyr i.S. der Autoren) in einem hangenden 3- 5 m mächtigen Tufflager als Einschaltung in Konglomeraten und Arkosekonglomeraten des Oberrotliegenden (gemeint Tambach-Formation – d.h. Struther Konglomerat der Rotterode-Formation im heutigen Sinne - ANDREAS & LÜTZNER 2009) am NW-Hang des Salzkopfes auf (Abb. 27).



Melaphyr der intrarotteröder Subeffusionsphase westlich vom Salzkopf

R: 497 900, H: 525 000, +750 m NN; GK 25: 5229 (Tambach-Dietharz)
Schurfdokumentation nach ENGELS (1963), Anl. 2, Aufschluss Nr. 22

Legende

Lithostratigraphie umgedeutet im Sinne von ANDREAS & LÜTZNER (2009)

- ① Melaphyr, schwarzgrau, sehr feinkörnig, einzelne Quarze als Fremdeinschlüsse (= Kernfazies)
- ② Melaphyr, randliche obere Kontakfazies zum angrenzenden Rhyolithuff, Fremdeinschlüsse von Quarzen und Rhyolithbröckchen (aus Tuff), blässige Grundmasse, Mandelstein mit Rhyolithbrocken bis 10 cm Größe, äußere Randfazies
- ③ Rhyolithuff, dicht oder fein- bis grobkörnig, mit rhyolithischen Lapilli und Brocken
- ④ Hoher Berg - Sandstein
Feldspat-Grauwacke mit Geröllen von Rhyolith und erodiertem Melaphyr „Tuff Rotterode Nr. 2“

Abb. 27: Melaphyr der intrarotteröder Subeffusionsphase westlich vom Salzkopf

Das von ENGELS (1963) als effusiv betrachtete Vorkommen stellt aus unserer Sicht eine Melaphyrsubeffusion in den Tuff Rotterode Nr. 2 dar, die gleichfalls wie die o.g. Melaphyre am Sperrhügel einer intraformationellen Schichtlücke und Erosion mit geringer örtlicher Schuttbildung im Niveau des Hoherberg- Sandsteins (var. des Struther Konglomerats) unterlegen war.

Am mehrfach genannten Wegaufschluss sind in größeren Abständen weitere 4 um 20 bis 60 cm mächtige, steil stehende, wie von ENGELS (1963) beschriebene Melaphyrgänge angetroffen worden, die vermutlich dem im basisnahen Bereich der Rotterode-Formation weiter verbreiteten effusiv-subeffusiven basischen Vulkanitereignis zuzuordnen sind. Der Verlauf der hier aufgezeigten Entwicklungsprozesse ist in der Abb. 28 in kurzer Form zusammengefasst.

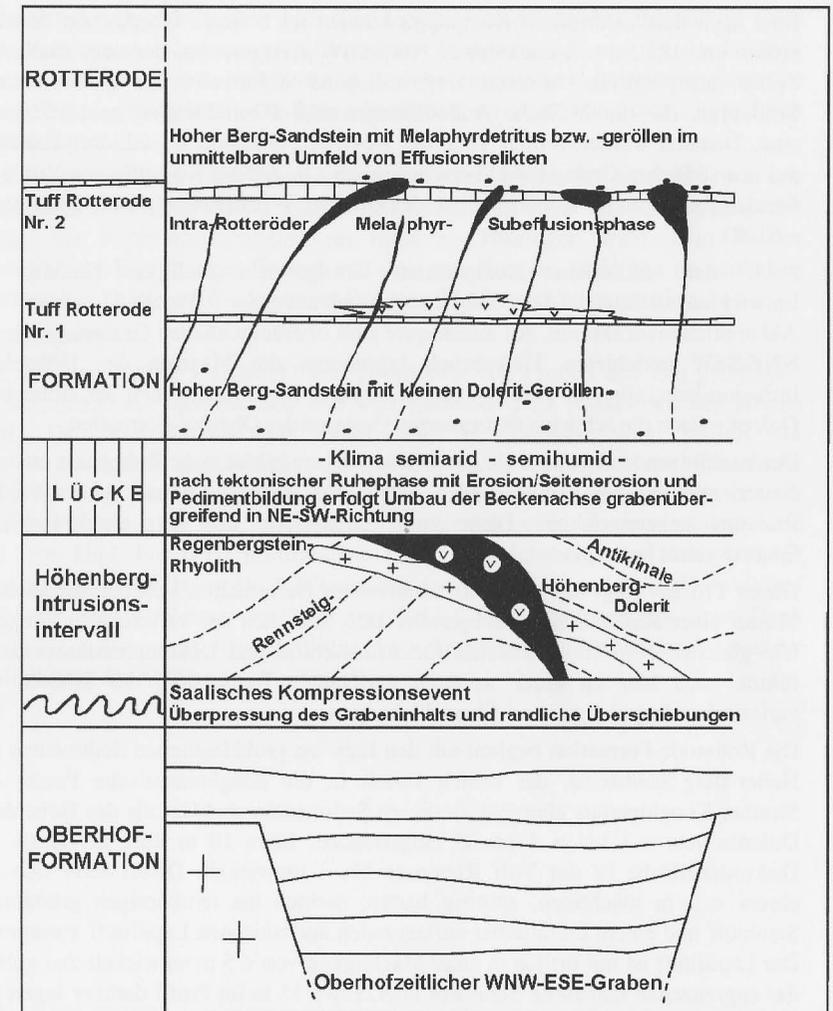


Abb. 28: Das Höhenberg-Intrusionsintervall im Ablauf der Unterrotliegendentwicklung im mittleren Thüringer Wald - schematische Darstellung

Die sedimentär vulkanogene Einheit der Oberhof-Formation entwickelt sich im Raum des Thüringer Waldes in einem um WNW-ESE erstreckenden Grabensystem (ANDREAS, 2009). Örtlich greifen Profilabschnitte auf die Grabenschultern über, so z.B. am Graben Nordrand im Bereich der Porphyrit(Andesit)-Scholle von Georgenthal (GK 25 – Blatt Waltershausen 5229). Auch schalten sich von diesen Hochgebieten ausgelöste klastische Sedimente vom Typ „Konglomerate und Sandsteine mit tuffigem Bindemittel“ (nach ZIMMERMANN & SCHEIBE, 1908 in ANDREAS & LÜTZNER, 2009) in die Grabenprofile ein.

Eine nach dem asturischen Kompressionsevent im höheren Oberkarbon erstmals erneut um 383 Mio. a einsetzende NNE-SSW Kompression des sog. saalischen events überprägt im höheren Unterrotliegend deformativ die grabeninternen Strukturen, die durch flache Aufwölbungen und Einmuldungen gekennzeichnet sind. Dadurch werden örtlich Teile der Oberhof-Formation in südlicher Richtung auf den südlichen Grabenrand überschoben, so z.B. auf das Kristallin von Ruhla im Bereich des Zigeuner Kopfes südlich der Ortslage Winterstein (GK 25, Blatt Ruhla – 5128).

Nach der saalischen Kompression erfolgt ein völliger Umbau der Entwicklungsrichtung der magmatogen-vulkanogenen Prozesse sowie der Akkumulationsstrukturen. An einem quer zum oberhofzeitlichen Grabensystem um NNE-SSW gerichteten Tiefenbruch intrudieren die Magmen des Höhenberg Intrusionsintervalls – sowohl der Regenbergestein Rhyolith als auch der Höhenberg Dolerit – flach die schwach deformierten Gesteine der Oberhof-Formation.

Der nachfolgende Zeitraum ist durch eine längere tektonische Ruhephase und die Neuorientierung der nachfolgenden Senke der Rotterode-Formation in NE-SW Richtung gekennzeichnet. Diese greift diskonform über das oberhofzeitliche Grabensystem hinweg.

Dieser Prozess folgt dem nach der asturischen Deformation sich herausbildenden Muster einer Senkenbildung subparallel zum Streichen des variszischen Orogens. Die gleichen NW-SE gerichteten Extensionskräfte und Dekompressionsprozesse führen auch hier zu einer weiteren gerichteten Fortsetzung des Abbaus der variszischen Stapelungen und Überschiebungen.

Die Rotterode-Formation beginnt mit den fein- bis grobklastischen Sedimenten des Hoher-Berg-Sandsteins, der örtlich faziell in die konglomeratische Fazies des Struther Konglomerats übergeht. In diesen Sedimenten sind Gerölle des Höhenberg Dolerits von < 1 bis > 1 cm Ø eingebunden. Etwa 10 m über der Basis der Diskordanzfläche ist der Tuff Rotterode Nr. 1 entwickelt. Dieser setzt sich aus einem < 1 m mächtigen, splittrig harten, dichten bis feinkörnigen grüngrauen Staubbuff und einem unmittelbar auflagernden andesitischen Lapillituff zusammen. Der Lapillituff ist nur örtlich in einer Mächtigkeit von ± 5 m entwickelt und geht in das angrenzende klastische Sediment über. Etwa 15 m im Profil darüber lagert der Tuff Rotterode Nr. 2. Es handelt sich um einen > 2 m mächtigen rhyolithischen Kristalltuff mit eingelagerten Lapilli und Brocken. In dieses Niveau dringen zahlreiche gangförmige, bzw. subeffusive, geringmächtige Melaphyre, d.h. basische Laven ein. Diese sind örtlich möglicherweise bis zur Oberfläche aufgedrungen bzw. sind in Verknüpfung mit einer geringen und mit Erosion einhergehenden Schichtlücke unter der Bildung kleiner Schuttkegel anerodiert. Diese unterlagen an der Oberfläche einer Verwitterung unter semiarid-semihumiden Bedingungen und verlieren sich im unmittelbaren Umfeld der Vulkanite in den Sedimenten des Hoher-Berg-Sandsteins und seiner Äquivalente.

Diese Förderung subeffusiver basischer Laven ist mutmaßlicher Bestandteil eines weit verbreiteten magmatogen-vulkanogenen Prozesses, der eng mit der Bildung weiter Talungen durch Seitenerosion und tiefentektonisch gesteuerter krustaler Aufweitung – einer basin and range Felderung im weitesten Sinne – ursächlich verbunden ist.

Diese intrarotteroder Subeffusionsphase basischer Vulkanite wäre eng mit den tangierenden Melaphyren im grenznahen Randbereich zur NE-SW Struktur der Senke der Rotterode-Formation im mittleren Thüringer Wald, dem Rodaer Melaphyr im Elgersburger Becken und dem subeffusiven Melaphyr im südlichen Vorland des Thüringer Waldes in der Bohrung Thüringen Süd verbunden.

Danksagung

Für die gemeinsame Durchsicht und Diskussion von Proben und neu gefertigten Dünnschliffen zur Identifikation von Tuff Rotterode Nr.1 danken wir den Herren Prof. Dr. Viereck-Götte und Prof. Dr. H. Lütznert vom Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena. Für die freundliche Unterstützung bei der Fertigung der zahlreichen Textabbildungen zur Faktendokumentation und Interpretation der geologischen Zusammenhänge sind wir Frau Dipl. Ing. (FH) Kartographie Judit Lenk, Inhaberin des Karto Graphic Verlags – Jena – und Herrn Dr. J. Wunderlich von der Landesanstalt für Umwelt und Geologie Jena – Weimar zu Dank verpflichtet. Gleichmaßen gilt unser Dank Herrn Dr. J. Jungwirth, Jena, für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und die Anfertigung des Summary.

Literatur und Quellen

- ANDREAS, D. (1965): Ergebnisbericht über die Kartierungsbohrung Schnellbach 1/62, Mbl. Tambach-Dietharz 5229. unveröff. Bericht BGR Außenstelle Berlin.
- ANDREAS, D. & WUNDERLICH, J. (1998): Das Permokarbon des Thüringer Waldes, Teil 1: Verbreitung und Probleme der Abgrenzung des sedimentär-vulkanogenen Permokarbons im nordwestlichen und mittleren Thüringer Wald. Exkursionsführer des Thüringischen Geologischen Vereins; 52 Seiten, Jena.
- ANDREAS & LÜTZNER, H. (2001): Profilentwicklung und Tektonik der Oberhof-Formation und der Rotterode Formation im mittleren Thüringer Wald (GK 25 Waltershausen und Tambach). Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, 214: 59 – 60, Berlin.
- ANDREAS & LÜTZNER, H. (2009): Schichtenfolge und Paläotektonik des Rotliegenden im mittleren Thüringer Wald zwischen Friedrichroda und Steinbach-Hallenberg. Geowiss. Mitt. Thüringen, 13: 143 – 163, 4 Abb., 1 Tab., 2 Beil.; Jena.
- CHRISTIANSEN, K. (1966): Optische und geochemische Untersuchungen an den Pyroxenen des olivinführenden Dolerits der Bohrung Schnellbach 1/62. Studienarbeit am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg, 29 S., 5 Anlagen, unveröff.
- CREDNER, H. (1841): Übersicht der geognostischen Verhältnisse zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. N. Jb. Miner., 395-431.
- CREDNER, H. (1843): Die Augit und Hornblende führenden Gesteine am Thüringer Wald. N. Jb. Miner., 264-294.
- ENGELS, Ch. (1963): Beiträge zur geologischen Stellung des Dolerits der Höhen-Berge im Rotliegenden der Tambacher Mulde. — Unveröff. Diss., Friedrich-Schiller-Universität. Jena, 120 Seiten, 98 Abb., 4 Anl., 4 Erläut.
- HOYER, D. (1962): Quantitativ mineralogisch-petrographische Bearbeitung des sog. Mesodiabases (Kernfazies) zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. — Mbl. Nr. 5129 und 5229, unveröff. Ber. Nr. 21/62 vom 13.03.1962 des VEB Geologische Erkundung West Halle, BA Jena.
- JUDERSLEBEN, G. (1972): Zur Petrologie des sedimentären Rotliegenden im Thüringer Wald und seinem Vorland. Jb. Geol., 4, 181 – 289.
- KATZUNG, G. & K. OBST: (1996) Spätvariszischer basischer Magmatismus - der Höhenberg-Sill im Thüringer Wald. Z. dt. geol. Ges., 147/1, S. 11 – 38, 16 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- LIPPOLD, J., MÄDLER, J. & GOLL, M. (2009): Interpretation von ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Altersbestimmungen an Gesamtgesteins- und Plagioklas-Präparaten aus dem Höhenberg-Lagergang im Thüringer Wald. Geowiss. Mitt. Thüringen, 13: 99 – 141, 20 Abb., 7 Tab.; Jena.
- LÜTZNER, H. (1981): Sedimentation der variszischen Molasse im Thüringer Wald. Schriftenr. Geol. Wiss., 17, 217 S. Berlin.
- LÜTZNER, H.; ANDREAS, D.; SCHNEIDER, J.W.; VOIGT, S. & WERNEBURG, R. (2010 i.V.): Stefanien und Rotliegend im Thüringer Wald. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland: Innervariszische Becken. Schriftenr. Dt. Ges. f. Geowiss.
- MARKGRAF, G. (1999): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen der Hornfelse am Höhenberg-Dolerit südwestlich von Tambach-Dietharz, Thüringer Wald. – Diplomarbeit, Inst. Für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Clausthal.
- MÄDLER, J. (1964): Petrographischer Bericht über den Phenorhyolith der Bohrung Schnellbach 1/62, Teufe: 468,0 – 633,7 m (Messtischblatt Tambach-Dietharz Nr.5229). – Bericht Nr. 44/46 (unveröff.), 68 S. [TLUG Archiv, Außenstelle Weimar].
- MÄDLER, J. (2009): Der Lagergang des basischen bis intermediären Höhenberg-Gesteins im Thüringer Wald – ein geologisch-petrographischer Überblick. Geowiss. Mitt. Thüringen, 13: 69-98, 11 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Jena.
- MEIER, Ch. (1971): Geochemische Untersuchungen an basischen Magmatiten. c.) F-Verteilung im lagendifferenzierten Dolerit von Tambach, unveröff. Studienarbeit am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg.
- MITTERMAIR, G. (1999): Geologische Kartierung (Teil 1) und petrographisch-geochemische Untersuchung (Teil 2) des Höhenberg-Dolerits in der Rotterode-Tambacher Mulde, Thüringer Wald. Examensarbeit (unveröff., archiviert in Clausthal und im TLUG Weimar): 87 Seiten, 38 Abb., 1 Tab., 4 Anl. (Karten) sowie 45 Seiten Anhang (47 Tab.); Institut f. Geologie und Paläontologie, Technische Universität Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- MÜLLER, E. (1963): Erzmikroskopische Beobachtungen am „Mesodiabas“ der Bohrung Schnellbach 1/62. Studienarbeit am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg, unveröffentlicht.
- OBST, K. (1993): Der Höhenberg-Dolerit – Geochemie, Magmencharakter und tektonomagmatische Stellung. Diplomarbeit (unveröff.), 77 S., 13 S. Anhang; Greifswald (Fachr. Geowiss., Lehrst. Reg. Geol., Ernst-Moritz-Arndt-Universität).
- OBST, K. & KATZUNG, G. (1995): Der Höhenberg-Dolerit (Thüringer Wald) intrudierte zu Beginn der Rotteroder Zeit (Autun). Beitr. Geol. Thüringens, N.F.2: 37 – 48, 6 Abb., 2 Tab., Weimar.
- OBST, K. (2009): Geochemische und petrogenetische Untersuchungen zum Höhenberg-Dolerit und seinen Begleitintrusionen im Thüringer Wald. In: Thüringischer Geologischer Verein; Exkursionsführer 19. Jahreshauptversammlung Friedrichroda, 05. – 07. 06.2009; Jena, S. 17.
- PATZELT, G. (1966): Bau und Schichtenfolge der Asbach-Rotteröder Mulde (Thüringer Wald) nach neuen Kartierungsergebnissen. Hall. Jb. Mitteldt. Erdgesch., 7: 39 – 60 Leipzig.
- RÖSLER, H.J. und B. VOLAND: (1965) Raspredelenie Mineralov i Rassejannych Elementov v differenzirovannom Dolerite iz Gjuneberga (Tjuringkii Les), in: Problemy Geochimii, Izdatelstvo „Nauka“, Moskau, S. 407 – 409, (VINOGRADOV Festband)
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband, 2. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SCHUSTER, A.K. (1997): Mineralogische, petrographische und geologische Untersuchungen an doleritischen Gesteinen aus dem Hartsteinwerk Spittergrund. – Unveröff. Bericht, 2 Teile: Teil 1 (Textband) 107 S., Teil 2 (Abbildungsband) 187 S. [Archiv der Firma HSW Spittergrund, Tambach-Dietharz, TLUG Archiv, Außenstelle Weimar].
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1975): Distribution of the elements in some major units of the earths crust. Geol.Soc.Amer.Bull., Vol.72 (1961) Nr.2, pp. 175 – 191. (in: RÖSLER, H.J. und H. LANGE: Geochemische Tabellen, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig).
- UTENDÖRFER, A. (1915): Beiträge zur Petrographie des Hühnberggesteins zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. Zbl. Miner. Petrogr., 623-633; 642-653.
- VAN DER KLAUW, SN.G.C.; LÜTZNER, H. & RAUCHE, H. (2002): An investigation of the composition and microstructure of rock fragments in coarse-grained Rotliegend sedimentary rocks around the Ruhla crystalline complex (Thuringian Forest, Germany). Zeitschr. für geolog. Wissenschaften, 30; 315 – 325, 2. Abb., 2 Tab., Berlin.

- VOLAND, B. (1963): Differentiationserscheinungen an einem olivinführenden Dolerit der Bohrung Schnellbach 1/62 (sogenannter „Mesodiabas“ vom Hühnberg. Diplomarbeit am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg, Freiberg.
- VOLAND, B. (1965): Differentiationserscheinungen am olivinführenden Dolerit der Höhenberge im Thüringer Wald (Bohrung Schnellbach 1/62), Teil I: Die petrographische Gliederung des Dolerits, Zeitschrift Geologie, Jahrgang 14, Heft 9, S. 1077 -1101, Berlin.
- VOLAND, B. (1967): Zur Geochemie des Indiums, Dissertation an der Bergakademie Freiberg, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, Freiberg.
- WAGNER, L.R., J. VAN SMIT & H. IRVING (1958): Indium content of rocks and minerals from the Skaergaard intrusion. Geochim. et Cosmochim. Acta 13, S. 81 – 86.

Anhänge

Anhang 1: Lage und Schichtbeschreibung der Bohrung Schnellbach 1/1962

Bezeichnung:	Kartierungsbohrung Schnellbach 1/1962
Lage:	TK 25/5229 – Tambach, 2,5 km NE Schnellbach, an Straße nach Tambach
R-, H-Wert, Höhe:	R43 97 116,1 H56 26 550,9 , 33,3m ü. NN
Teufe:	635,2 m
Projekt:	D. Andreas (nach einer Idee von H.J. Rösler)
Bohrarbeiten:	VEB Geologische Erkundung West, Objektgruppe Saalfeld
Bohrart:	Vollkernbohrung
Bohrlochgeophysik:	VEB Geophysik Leipzig
Geologische Bearbeitung:	D. Andreas, J. Michael
Petrographie:	G. Judersleben, J. Mädler, B. Voland
Publikationen:	VOLAND (1963), MÄDLER (1964-Bericht), VOLAND (1965), JUDERSLEBEN (1972), Rösler & VOLAND (1965), ANDREAS (1965-Bericht), ANDREAS et al. (1974) in HOPPE & SEIDEL (Hrsg.), ANDREAS & LÜTZNER (2001, 2009), Obst (2009)

Kurzbeschreibung Gesamtprofil

0 - 22,5/ 22,5 m	Rotliegend	Oberhof-Formation
- 379,3/356,8 m	Rotliegend	Höhenberg-Intrusionsintervall - intrusiver Höhenberg Dolerit
- 635,2/278,4 m	Rotliegend	Oberhof-Formation (nicht vollständig durchteuft)

Schichtenbeschreibung - Gesamtprofil Rotliegend

0-6,2 6,2 m	<u>Unverfestigter Schutt:</u> 0,0 m - 5,6 m Hangschutt, sandig, lehmiger hellrötlichbrauner bis dunkelockerbrauner Grus mit Steinen. 5,6 m - 6,2 m Auflockerungszone, Gemenge von grau-grüngrauen oder hellrötlichbraunen, stark gefritteten Sandsteinbröckchen und vereinzelt Bröckchen von Melaphyr und Quarzporphyrtuff.	Quartär
-22,5/16,3 m	<u>Kontaktmetamorphes Sedimentgestein:</u> 6,2 m - 10,9 m Hornfels mit quarzitähnlichen Lagen, rötlichbraun bis schwarzgrau, feinkörnig, scharfkantig splinternd, hornsteinartig eingekieselt, gleichkörnig bzw. Körnigkeitsunterschiede lagenweise im Kleinkörnigkeitsbereich. Nach der Teufe zu schalten sich im Feinschichtungs- bzw. cm-Bereich fein- mittelkörnige gröbere Lagen ein, die z.T. quarzitähnlich umgebildet sind oder aus schwach gefrittetem Sandstein bestehen. Unregelmäßige Kontaktknötchenbildung. Schichteinfallen 12° - 20°. 10,9 m - 22,5 m Metamorpher, quarzitähnlich gefritteter Sandstein, schwarzgrau, dunkelviolettblau bis rötlichgrau, feinkörnig, feinschichtig, schwach bis stärker kontaktmetamorph verändert. Bis 11,7 m und 12,1 m sind 2 jeweils 5 cm-breite hellziegelrötliche Bänder mit etwas gröberer Struktur im Feinschichtungsgebiet entwickelt (feldspatreiche Einschaltungen?). Bei 13,4 m ist eine bis zu 1 cm mächtige karbonatische und bei 13,9 m eine 30 cm mächtige schwarzgraue bis dunkelblaugraue Schluffsteinpartie (Hornsteinlage) und bei 16,2 m ist ein 6 cm mächtiger gefritteter Schluffstein eingeschaltet. Vereinzelt sind noch um einige mm-	Oberhof-Formation Unterer Protriton-Horizont (Nr. 1)

	mächtige schwarze oder dunkelbraune Schluffsteinlagen u. -schmitzen ausgebildet. Bei 21,1 m eine 1-2 cm große elliptische Konkretion, apfelgrün, bis pistazgrün mit 1 mm-breitem hellrötlichen Saum. Die Färbung der Sedimente unterliegt einem starken Wechsel. Schichtfallen 5° - 20°.	Oberhof-Formation Unterer Protriton-Horizont (Nr. 1)
-27,8/5,3 m	<u>Dolerit</u> , obere basaltartige, olivinfreie, (Kontaktabschreckung durch höhere Thermodifferenz) relativ scharf abgesetzte Randfazies des olivinführenden Dolerit, dunkelbraun-dunkelgrauviolett, feinkörnig, dichter Mineralfilz. Die Struktur ist intersertal bis intergranular und als Besonderheit ist die Mandelbildung am unmittelbaren Kontakt zum Nebengestein zu werten.	Höhenberg-Intrusionsintervall ruHÖi Dolerit-intrusion (ruHÖGb)
-37,0/9,2 m	<u>Dolerit</u> , dunkelgrüngrau, fein- bis mittelkörnig, teilweise intersertal, vermutlich noch größtenteils olivinfrei und der Randfazies mineralfaziell angenähert, resorbierten Fremdeinschlüssen ähnliche pegmatitartige Bildungen.	
-120,0/83,0 m	<u>Dolerit</u> , mittel- bis grobkörnig, intersertal, zahlreich sind auffällig große Feldspäte (Plagioklase), pegmatitähnliche Strukturen und echte abgegrenzte Pegmatitgänge.	
-230/110 m	<u>Dolerit</u> , sehr plagioklasereich, unscharfe Abgrenzung, vorwiegend mittelkörnig, vereinzelt mehrere cm mächtige helle Schlieren mit unscharfen Grenzen, wechselnd stark klüftig.	
-348,0/118,0 m	<u>Dolerit</u> , Plagioklas überwiegt die anderen Bestandteile. Örtlich gehäuft helle Schlieren oder Bänder von 1 bis 2 cm Ø, Plagioklasite als örtliche Differentiate. Partiiell feinkörnig.	
-377,3/29,3 m	<u>Dolerit</u> , mittelkörnig, untergeordnet im m-Bereich feinkörnig, Olivin nahezu oder völlig zurückgetreten. Unter anderem ist diese Zone durch gehäuftes Auftreten aufgenommen und resorbierten Fremdmaterials aus dem Liegenden der lagerhaften Intrusion gekennzeichnet.	
-379,3/2,0 m	<u>Dolerit</u> , untere basaltartige Randfazies (Kontaktabschreckung mit fließenderem Übergang als an der Obergrenze durch geringere Thermodifferenz), möglicherweise olivinfrei und ohne deutliche Einsprenglingskristalle (?postintrusive Kristallisation).	
-403,9/24,6 m	<u>Wechselsefolge von Feldspatsandstein, z.T. mergelig und geringmächtigem Cordieritfels (Tonsteine)</u> . Schluffiger oder mergeliger Feldspatsandstein ist sehr feinkörnig bis mittelkörnig, meist splittrig hart (Kontakt) und von hellgrauer, grünlichgrauer, rötlichgrauer und grünlichbrauner Färbung. Die z.T. dickbankig absondernden Sandsteine sind ebenschichtig oder zeigen Flaserschichtung, Feinschichtung und wellige Schichtung. Die Sedimente fallen generell mit 15° - 30° ein. Den Sandsteinen sind bis mehrere cm mächtige Partien von z.T. feinschichtigen oder brekziös-fetzigen bzw. flaserartigen dunkelgrauen oder dunkelgrünen Tonsteinen zwischengelagert, z.T. in Cordieritfels (Kontakt) umgewandelt. Die einzelnen Schluffsteinfetzen und -gerölle sind z.T. > 1 cm. Im Grenzbereich zum Dolerit ein 5 cm mächtiger, schwarzer Hornfels. Vereinzelt tonsteinartige Einlagerungen in Cordieritfels umgewandelt (395,5 m - 396,0 m, 406,0 m - 406,7 m).	Oberhof-Formation Untere Sedimentzone bzw. Schilfwasser- und Arnberg-Sedimente
-430,5/26,6 m	<u>Wechselsefolge</u> von schwach feinsandigem und tonigem Schluffstein mit wechselnd mächtigeren, fein- mittelkörnigen Feldspatsandsteinen, karbonatisch. Feinsandiger- oder toniger Schluffstein, dunkelgrau, hellgrau, grünlichgrau-dunkelrotbraun	

	oder schwach rötlich gefärbt. Meist ebenschichtig (mit 1-2mm Rhythmen) und die z.T. fettglänzenden Schichtflächen enthalten zahlreiche Marken. Teils ist die Schichtung auch uneben und wellig. Die Schichten fallen um 10° - 20° ein. Die Mächtigkeit der eingeschalteten Feldspatsandsteine nimmt von oben (0,1 m - 0,2 m) nach der Teufe (0,6 m - 1,4 m) zu. Der feinkörnige oder z.T. mittelkörnige Feldspatsandstein rotgrau, hellrötlichgrau oder rotbraun zeigt entweder keine oder nur schwache Schichtung. Vereinzelt Pflanzenhäcksel oder voneinander isoliertes Pflanzenmaterial. Grauwacke glimmerreich und enthält z.T. Tongallen oder ist durch zwischengeschaltete Tonhäute mit Marken, Netzleisten, Spuren und Fährten grob gebankt.	Oberhof-Formation Untere Sedimentzone bzw. Schilfwasser- und Arnberg-Sedimente
-457,6/27,1 m	<u>Wechselsefolge</u> schwach mergeliger, toniger, feinsandiger Schluffstein und schluffiger Tonstein mit zwischengelagertem Feldspatsandstein, schwach karbonatisch. Schluffstein rotbraun bis rotgrau mit dunkelgrauen, lilagrauen oder grau-grünen Partien, schichtig gebändert oder marmoriert. Schichtgefüge dünn- bis dickbankig, feinschichtig, dünnblättrig, ebenschichtig. Vereinzelt auch schichtungslos, feinkörnig oder Flaserschichtung und um cm große karbonatische Konkretionen eingeschaltet. Häufig mit Marken, Spuren, Schleifspuren. Schmitzenförmig, bandartig oder in mächtigen Schichten fein- bis mittelkörniger Feldspatsandstein zwischengelagert. Er ist grau, rotgrau, bzw. lilagrau gefärbt. Dünnbankige, dünn-schichtige Absonderung z.T. auch Flaserschichtung mit zahlreichen Tongallen. In mächtigeren Sandsteinbänken vereinzelt Schluffsteinfetzen, auch Marken, Spuren, Netzleisten, Pflanzenhäcksel, Walchiereste. Die Schichtung fällt mit 20° - 30° ein.	
-468,0/10,4 m	<u>Wechselsefolge</u> von mergeligem Feldspatsandstein und tonigem Schluffstein. Feinkörniger bis mittelkörniger rotgrauer bis rotbrauner oder grüngrauer mergeliger Sandstein wechsellagert mit tonigem Schluffstein. Sandstein z.T. nur schmitzenförmig im Schluffstein eingelagert, sonst grob gebankt, runderliche Marken bis cm Ø. In rotem Schluff oder Ton erhaltene Pflanzenstängel. Selten Flaserschichtung. Lokal kohligere Pflanzenhäcksel. Schluffstein rotgrau, grüngrau, grün, braun oder rotbraun, meist gebankt und fein ebenschichtig, z.T. Schluffstein auch ungeschichtet oder feinkörnig. Selten einzelne mm-cm-große karbonatische Konkretionen in Verbindung mit Netzleisten und Tongallen. Die Schichtung fällt generell mit 15° ein. Von ca. 469,0 m - 469,5 m im ungeschichteten Schluffstein einzelne Einsprenglingsbruchstücke und olivgrüne Perlit-schlieren des unterlagernden intrusiven Rhyolithkörpers.	
-635,2/167,2 m	<u>Phenorhyolith (Heuberg-Inselsberg-Quarzporphyr)</u> mit großen Einsprenglingen. Der Phenorhyolith zeigt eine relativ heterogene Ausbildung und im wesentlichen heller und dunkler graubraune, olivbraune, dunkelbraune bis vereinzelt violettbraune und grüngraue, mehr oder weniger grünstichige Farben, die sich besonders in fluidalen Partien schlierig durchdringen. Häufig bis 1 cm große dunkelgrün- bis dunkelolivgrüne Flecken. Neben flaseriger, fluidaler und brekziöser Ausbildung tritt auch die perlische Fazies auf. Die Einsprenglinge sind über das Gesamtprofil hinweg in Menge und Ausbildung recht gleichförmig. Nur hier in der Randzone, und vor allem im	Heuberg-Inselsberg-Quarzporphyr

unmittelbaren Kontaktbereich sind die Feldspäte etwas häufiger und in schmalen Apophysen angereichert, die das Hangendsediment direkt oder als Einschluss vorliegend durchtrümen. In fluidalen Partien zeigt sich eine Regelung der Einsprenglinge. Die Korngröße der Feldspäte bei durchschnittlich 4 mm Länge schwankt zwischen 1 mm und etwa 1 cm. Die Plagioklase sind fleckig heller und dunkler olivbraun bis graubraun und ockerbraun gefärbt, während die Kalifeldspäte milchig graue bzw. weiße mehr oder weniger intensiv rötlich getrübe Farben zeigen. Das Gestein ist schwach rissig, nur vereinzelt gering kavernös und bricht splittrig. Die Randausbildung des Phenorhyolithkörpers liegt im Bereich von 468,0 m - 522,0 m, die durch eine dichte Kontaktfazies von 468,0 m - 473,5 m modifiziert wird. Die Randausbildung gliedert sich von oben nach unten wie folgt:	Heuberg- Inselsberg-Quarz- porphyr	
- 470,4 m		perlitische Fazies mit Einschlüssen.
- 473,5 m		Einschlußreicher Phenorhyolith
- 476,5 m		Fluidal texturierter Phenorhyolith
- 486,0 m		Grob- bis feinschichtiger Phenorhyolith ohne Fluidaltextur
- 492,3 m		Feinschichtiger, fluidaler Phenorhyolith
- 505,6 m		Undeutlich grobschichtiger, z.T. perlitischer, vergrünter Phenorhyolith ohne deutliche Fluidaltextur
- 513,0 m		Phenorhyolith ohne deutliche Fluidaltextur, undeutlich grobschichtiger und teilweise vergrünt
- 522,0 m		Sphäritischer Phenorhyolith. Die Kernfazies des Phenorhyoliths ist bis zur Endteufe der Bohrung bei 635,2 m möglicherweise noch nicht durchteuft und gliedert sich wie folgt:
- 525,0 m		Phenorhyolith ohne megaskopisch erkennbare Sphärite
- 534,5 m		Phenorhyolith sphäritisch
- 545,1 m		Phenorhyolith grünfleckig, fluidal gebändert
- 572,0 m		Phenorhyolith grünfleckig, untergeordnet fluidal gebändert
- 594,5 m		Phenorhyolith vergrünt, kavernös, nicht fluidal
- 598,8 m		Phenorhyolith vergrünt mit intrusiver oder eingewalzter Rhyolithbreccie
- 635,2 m	Phenorhyolith vergrünt und fluidal gebändert	

Anhang 2: Lage und Schichtbeschreibung (Ausschnitt) Bohrung Finsterbergen 1/1962

Die Intrusionen des Regenbergstein Rhyoliths und des Höhenberg Dolerits als Typusgesteine des Höhenberg-Intrusionsintervalls ruHÖ in der Bhrg. Finsterbergen 1/1962	
Bezeichnung:	Kartierungsbohrung Finsterbergen 1/1962
Lage	TK 25/5129 – Waltershausen
	Ca. 1,5 km SW Ortslage Finsterbergen im Leinagrund
R- H-Wert, Höhe	R44 00 198,0, H56 32 805,3 482,2 m ü. NN
Teufe:	650,5 m
Projekt:	D. Andreas
Geolog. Bearbeitung:	D. Andreas, F. Enderlein
Petrographie:	G. Judersleben, J. Mädler, H. Voigt
Publikationen:	JUDERSLEBEN (1972); ANDREAS et al. (1974) in HOPPE & SEIDEL (Hrsg.), ANDREAS & LÜTZNER (2001, 2009)

Kurzbeschreibung Gesamtprofil

0 – 650,5 / 650,5 m	Rotliegend Oberhof-Formation (nicht vollständig durchteuft). Sedimente und Tuffe mit Einschaltung des Unteren Jüngerer Quarzporphyrs ru02R1 und postsaalischen wechselnd mächtigen Intrusionen vom Regenbergstein-Porphyr (Quarzporphyr-Rhyolith) ruHÖRi und Höhenberg-Dolerit (Gabbrodiorit-Höhenberg-Gestein) ruHÖGb des Höhenberg-Intrusionsintervalls ruHÖi .
---------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Ausschnitt der Profilbeschreibung

155,8 m		Birkheide-Tuff, ru02 VT2
185,7/ 29,9 m	<u>Dolerit (intrusiv)</u> , grünschwarz bis bräunl., fein- mittelkörnig, im zentralen Abschnitt mittel- bis grobkörnig. An Einsprenglingen bis 3,5 mm Mafite, chloritisiert und Feldspäte, <1 cm, dichte schwarze Einschlüsse, vereinzelt Erzflitterchen. Kompakt massiges Gestein, an OG ± 2,0 m und an UG um 7,0 m mächtige feinerkörnige Randfazies. Bei etwa 180 m – 185 m unregelmäßig grünschwarze, mehrere cm lange und meist 0,5 cm breite feinkörnigere Schlieren. Wechselnd intensive Calcitdurchtrümerung, auf Klüften partiell mit Roteisen und angrenzender Rotfärbung der Vulkanitgrundmasse.	Höhenberg-Dolerit (postsaalach intrusiv) ruHÖGb
197,8/ 12,1 m	<u>Tuff, Tuffit</u> (arkoseartiger Sandstein). Fein- bis grobkörnig, gemischtkörnig, schichtparallel wechselnd mit untersch. zahlr. Kristallsplintern, fetzenartigen bzw. scherbenartigen vulkanogenen Grundmasseflatschen, rhyolithischen Porphyrlatschen und -bruchstücken. Größe der Partikel stark schwankend, meist < 1 cm Ø, Flatschen bis mehrere cm lang, gut geregelt. Färbung grau mit violetten und bräunlichen Tönen, fleckig oder schichtparallel gebleicht, z.T. vergrünt oder durch Calcit verdrängte Partikel. Untere 2 m partiell gleichm. grobkörnig, undeutlichere Schichtung, Tuff wie bisher, Sandstein basal mit brecciosen und um wenige mm bis um 1 cm großen Rhyolithbröckchen. Es handelt sich hierbei um Kontaktstrukturen, i.e.S. um Kontaktbreccien der Oberfläche, eines unterlagernden rhyolithischen Intrusivkörpers. Aufarbeitungsprodukte des Rhyoliths. Im Bereich der Obergrenze gegen den Dolerit im Hangenden ±2 cm breit gefrittet. Einfallen: 10° - 20°, z. T. Schrägschichtung.	Birkheide-Tuff ru02VT2

223,2/ 25,4 m	Quarzporphyr (Rhyolith), grobkörnig, massig kompakt, dunkelblaugrau- violettgrau, z.T. grünlich, grünlichgrau, part. grobfleckig gebleicht. Einsprenglinge von z.T. bräunlichem Feldspat (selten > 7 mm, im Mittel 4 mm -6 mm, Quarz 2 mm – 4 mm, selten Glimmer). Einsprenglinge meist zersetzt. Grundmasse dicht. Von feinkörnigen, aus intensiv zersetzten Quarzsplittern bestehenden Zonen z.T. agglomeratartig durchsetzt. Untergeordnet bis 10 cm große, vergrünte, randlich dunkelbraun gefärbte, völlig zersetzte z.T. brocken- oder schlierenförmig, scharf begrenzte Partien von Tuffeinschlüssen. Grauschwarze dichte Einschlüsse. Pseudoagglomeratische Zonen im Wechsel mit Bereichen in denen diese völlig fehlen. Ab ± 210 m randfazielle Entwicklung mit 2 cm kugeligen Großsphärolithen z.T. zonar struiert, nach unten in elliptische Formen mit aufgesetzten halbkugelförmigen Bildungen. Zentral eckig oder rundliche Hohlräume mit Quarzkriställchen und Eisenglanz. Im Anschluß drusig bis feindrüsige Ausbildung. Fluidaltextur ± horizontal, wechselnd sphärolithführend	Regenbergstein - Rhyolith (post-saalisch intrusiv) ruHÖRi
237,8/ 14,6 m	Dolerit (intrusiv), grau- grauschwarz, randlich schlierig dicht bis feinkörnig, zum Zentrum zunehmend grobkörnig, z.T. stärker bräunlich und grau zersetzt, part. Einsprenglinge, vergrünte Mafite und Feldspäte. Roteisen- und Calcittrümer, bei ± 237 m Calcitnester und bis zu 1 cm mächtige Fluoritbestege.	ruHÖGb
246,2/ 8,4 m	Quarzporphyr(Rhyolith), grobkörnig, Grenze zum Dolerit als schmale (0,5cm) tektonische Breccie, randfazielle Entwicklung violett- dunkelviolettblau. Quarze 2 – 4 mm 0, 4 mm – 6 mm, auch 1 cm große z.T. zellig ausgewitterte Feldspäte. Grundmasse dicht mit weißen Feldspatsphärolithen, dunkelgrauen dichten oder konzentrisch schaligen z.T. parallel oder verzweigt im mm bis cm-Bereich gelagerten Sphärolithen, feindrüsig mit dunkel- bis schwarzgrauen Einschlüssen.	ruHÖRi
256,3/ 10,1 m	Dolerit (intrusiv), grünschwarz, am Kontakt und z.T. fleckig braun –dunkelbraun. Calcittrümer (±1 cm) und –putzen, z.T.mandelsteinartig. Feinkörnige randnahe Bereiche der OG und UG gehen kontinuierlich oder über Mischzone gegenseitiger Durchdringung in gröberkörn. Zentralzone über.	ruHÖGb
265,2/ 8,9 m	Quarzporphyr (Rhyolith), grobkörn., grau, graulila, nach unten bräunlich. Feldspäte 4 mm – 6 mm, Quarze und Glimmer 2 mm – 4 mm, z.T. zersetzt und ausgewittert. Partiiell stark klüftig.	ruHÖRi
280,8/ 15,6 m	Dolerit (intrusiv), grünschwarz, z.T. dunkelbraun fleckig (Grundmasse), massig, kompakt. Einsprenglinge von zersetzten Mafiten und Feldspäten. Intensive Calcitdurchtrümerung und von Klüften ausgehend dunkelbraune Doleritverfärbung.	ruHÖGb
304,1/ 23,3 m	Quarzporphyr (Rhyolith), grobkörnig, grau graubraun bis graulila, dunkelgrau fleckig. Grundmasse homogen, drusig bis feindrüsig, z.T. stark klüftig. Dunkelviolettgraue mutmaßliche Einschlüsse des unterlagernden Tuffs, bis 4 cm Ø, Fluidaltextur um 0°, bis 4 cm Ø Drusen mit Calcit, Quarz- und Eisenglanzkristallen nach Teufe zunehmend. Ab ±303 m deutlich randfazielle Entwicklung, bandartiger Wechsel im mm/cm-Bereich von "normalem" Rhyolith, mit Feldspatsphärolithen gesprenkelten Partien, Fluidaltextur 25° mit subparallel geregelten Calcittrümmern. Basal eng gescharte „schieferartige“ Klüfte, schwarzzila bis lilabräunlich.	ruHÖRi

305,2/1,1 m	Tuff, hellrötlichlila, schichtparallel braun und grau gebändert, part. vergrünt, stärker zers., Feinkörnige Aschentuffgrundmasse mit meist nur bis 1 cm Ø Rhyolithbruchstücken und Sedimenteinschlüssen. Grenze gegen überlagernden Rhyolith deutlich scharf, aber unregelmäßig in Tuff eingreifend, unebene Trennfläche. Nach unten deutlich stratifizierter Tuff, feingrobkörnig mit ebenfalls mehrere cm großen frischen Rhyolith- und z.T. zersetzten Sediment- oder Melaphyrbruchstücken.	Spittergrund-Sedimente ru02s2
-------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------

Anhang 3: Lage und Schichtbeschreibung (Ausschnitt) Bohrung Thüringen-Süd 1/1963

Bezeichnung:	Stützbohrung Thüringen-Süd 1/1963
Lage	TK 25/5529 – Haina
	750 m SW der Ortslage Wachenbrunn
R- H-Wert, Höhe	R43 98 404,7, H56 95 329,6, 477,8 m ü. NN
Teufe:	2.723,0 m
Bohrarbeiten:	VEB Erdöl/Erdgas Gommern
Bohrart:	Meißelbohrung, selektiver Kerngewinn
Geolog.	P. Brosin; G. Merz (1963/64); Kerndurchsicht und partielle Umstufung: D. Andreas, J. Jungwirth (2000)
Bearbeitung:	
Publikationen und Berichte:	BROSIN & MERZ (1966), BROSIN (1971), ERHARDT (1970), JUNGWIRTH (1970), LÜTZNER in HOPPE & SEIDEL (Hrsgb. 1974)

Kurzbeschreibung Gesamtprofil

0 - 190,0/190,0 m	Muschelkalk
- 830,0/640,0 m	Buntsandstein
- 967,0/137,0 m	Zechstein
	- 962,0/5,0 m Zechsteinkalk
	- 967,0/5,0 m „Weißliegendes“
- 2723,0 m	Rotliegend
	-1304,0/337,0 m Elgersburg-Rotterode-Formation
	-1735,0/431,0 m Oberhof-Formation
	-2179,0/444,0 m Goldlauter-Formation
	-2551,0/372,0 m Manebach-Formation
	-2723,0/172,0 m Ilmenau-Formation (nicht vollständig durchteuft)

Schichtbeschreibung Teilprofil Rotliegend

967-1004,5/37,5 m	Schluffstein, rotbraun, z.T. sandig, feinschichtig; im Wechsel mit Sandstein, rotbraun, feinkörnig z.T. schluffig, im oberen Teil karbonatisches Bindemittel.	Elgersburg-Rotterode-Formation
-1074/69,5 m	Melaphyr (Äquivalent vom Rodaer-Melaphyr), grau violett und dunkelrotbraun, überwiegend mandelsteinartig, mm- bis cm-große Mandeln mit Kalzit und Delessit ausgefüllt.	
-1139/65 m	Konglomerat, rotbraun, fein- bis grobkiesig, vorwiegend Rhyolithgerölle.	
-1162/23 m	Schluffstein, rotbraun im Wechsel mit Sandstein, rot und rotviolett, fein- bis grobkörnig.	
-1304/142 m	Konglomerat, rotbraun, violett, fein- bis mittelkiesig, überwiegend Rhyolithgerölle in grobsandiger Matrix. Bei 1250 m schluffig-sandige Zwischenlage.	
-1306/	Basale Porphyrbreccie, violett, z.T. stark chloritisiert.	

-1735/429 m	<u>Rhyolith</u>		
	bis 1325 m	braunrot, felsitisch,	
	bei 1341 m	violett, sphärolithisch	
	bei 1362 m	grauviolett, mit bis 3 mm großen Quarzen	
	ab 1499 m	größere Einsprenglinge (Quarz bis 7mm), reichlich Biotit	Oberhof-Formation
	bei 1557 m	Einlagerung von Schluffstein, Sandstein und Konglomerat	
	bei 1619 m	Einlagerung von Sandstein	
	bei 1683 m	Einlagerung von Sandstein	
	bei 1733 m	Rhyolithuff, rotviolett	
-1807/72 m	<u>Konglomerat</u> , braunrot, grobkiesig, Geröllbestand: Rhyolith, Andesit, Granit bis 5 cm ø, einzelne Zwischenlagen von Sandstein und Schluffstein.		
-1840/33 m	<u>Sandstein</u> , rot, braun, fein- bis grobkörnig im Wechsel mit <u>Schluffstein</u> , rotbraun, feinschichtig.		
-1956,0/116 m	<u>Sandstein</u> , grau, graugrün, fein- bis grobkörnig, z.T. geröllführend (Sedimentgerölle), z.T. Pflanzenreste auf Schichtflächen. Wechsel mit <u>Schluffstein</u> , dkl.grau bis schwarz, einzelne Pflanzenreste.		Goldlauter-Formation
-2020/64 m	<u>Schluffstein</u> , rötlichgrau, im Wechsel mit <u>Sandstein</u> , fein- bis grobkörnig, bei 1997,5 m Anthracosia cf. carbonaria.		
-2070/50 m	<u>Sandstein</u> , grau und rötlichgrau, fein- bis grobkörnig mit <u>Schluffstein</u> , rötlichgrau im Wechsel.		
-2098/28 m	<u>Schluffstein</u> , dkl-grau-schwarz, cm-breite graue Sandsteinbändern, z.T. zerr. und deform. (subaqu. Gleitung).		
-2179/81 m	<u>Konglomerat</u> , rot und rötlichgrau, sandig bis grobkiesig, Andesitgerölle bis 10 cm, unten sandige Zwischenlagen. Schichtfallen bis 30°		
-2306/127 m	<u>Sandstein</u> , grau, fein- bis grobkörnig, feinschichtig, Pflanzenreste auf Schichtflächen. Im Wechsel mit <u>Schluffstein</u> , dunkelgrau bis schwarz, z.T. kohlig (bei 2250 m Übergang in Kohlenton), feinschichtig, Schichtung z.T. wellig verbogen.		
-2353/47 m	hellgrau, felsitisch (Gang).		Manebach-Formation
-2551/198 m	<u>Sandstein</u> , grau und dunkelgrau, fein- bis grobkörnig, im Wechsel mit <u>Schluffstein</u> , dunkelgrau, grauschwarz, graubraun (bei 2480 m), feinschichtig, mit helleren, karbonatreichen Sandsteinbändern, Bioturbationen bei 2447 m.		
2633/82 m	<u>Tuffit</u> , bunt, grob, vorwiegend andesitische Komponenten, eckig bis schwach gerundet (Übergang in Konglomerat).		Ilmenau-Form. Grundkonglomerat-Unterform.
2723/90 m	<u>Sandstein</u> , grau grobkörnig, geröllführend, z.T. tuffitisch, mit m-mächtigen Tuff lagen, graugrün und grau. Einzelne grauschwarze Schluffsteinlagen. Gestörte Lagerungsformen durch subaquatische Gleitung.		Kickelhahn-Unterform.