

72, 73, 74

Fliegerdenkmal, Lerchenküppel und Pferdkopf

Gersfeld (Rhön) und Poppenhausen (Wasserkuppe)

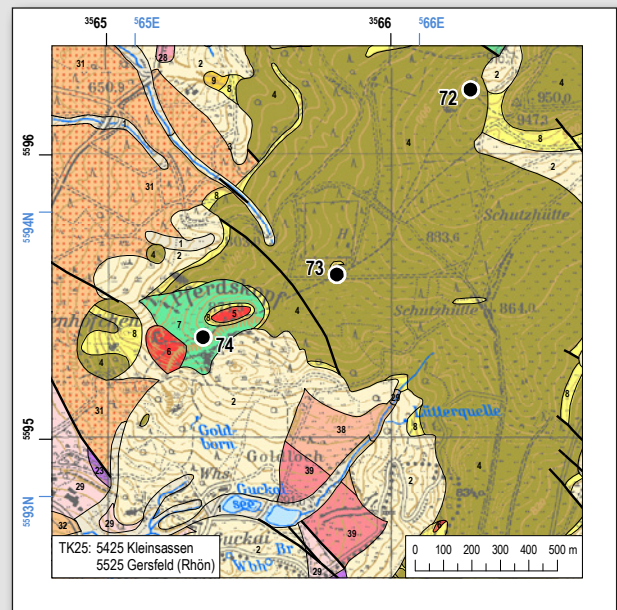
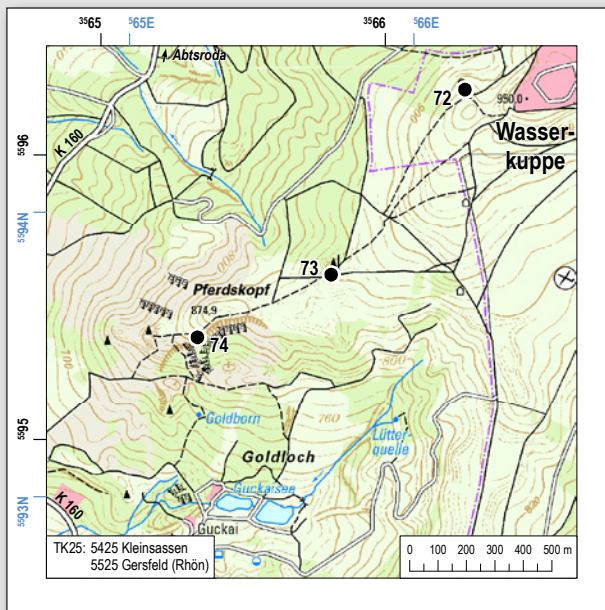
Das Fliegerdenkmal im Abendlicht mit der Milseburg im Hintergrund [72].



Der aus einer zähen Schmelze plattig abgesonderte Lerchenküppel liegt zwischen der Wasserkuppe und dem Pferdkopf am Lehrpfad Wasserkuppe [73].



Der Pferdkopf, ein nach Südwesten vorspringender Sporn des Wasserkuppen-Massivs [74].



Aufschluss:	Klippen und Felsen
Gesteine:	Basanit (72 u. 73), Trachyt u. Alkalibasalt (74)
TK 25:	5525 Gersfeld (Rhön)
Lage:	72: R: 35 66 280, H: 55 96 230 (Fliegerdenkmal) 73: R: 35 65 810, H: 55 95 580 (Lerchenküppel) 74: R: 35 65 340, H: 55 95 360 (Pferdkopf)
Landkreis:	Fulda
Gemeinde/Ortsteil:	72: Gersfeld (Rhön) - Obernhausen; 73: Poppenhausen (W.) - Abtsroda; 74: Poppenhausen (W.) - Rodholz
Status:	Denkmal (72); ungeschützt (73 u. 74)

Beschreibung:

Zugang: Die auch schon von außerhalb der Rhön sichtbare Wasserkuppe – mit 950 m ü. NN höchster Berg Hessens – erreicht man über eine ausgeschilderte Verbindungsstraße zwischen der B284 (Gersfeld–Ehrenberg) im Süden und der B458 (Fulda–Hilders) im Norden, den Hochrhönring (L3068).

Das Massiv der Wasserkuppe, identisch mit der Wasserkuppenrhön, ist ein Teil der Hohen Rhön und besteht vornehmlich aus den zwischen dem Ende des Oligozäns und dem älteren Miozän geförderten, im weitesten Sinne basaltischen Decken. Diese überlagern hier mit Mächtigkeiten bis ca. 300 m (EHRENBERG & HICKETHIER 1994, 2002) die Schichtenfolge des Sockels aus Buntsandstein und Muschelkalk und sind Reste einer ehemals die gesamte Rhön einnehmenden vulkanischen Abfolge.

Das **Fliegerdenkmal** (Geotop 72) liegt ca. 200 m westlich der auf dem Gipfel der Wasserkuppe verbliebenen Kuppel der Radarüberwachung (Radom genannt). Man erreicht es von den Parkplätzen an der Wasserkuppe (an der L3068), wenn man an den Gebäudekomplexen vom Segelfluggmuseum vorbei bis zur Deutschen Wetterwarte bzw. bis zu den Flugzeughallen geht und dann weiter auf der Südseite der ehemaligen Radaranlage nach Westen. Vom Querweg hinter dem Radom ist das Fliegerdenkmal weiter westlich nicht zu übersehen. Von der Südwest-Seite des ehem. Militärgeländes aus, an der zwei Panoramatafeln des neuen geologischen Lehrpfades Wasserkuppe (terraconsult [o.J.]: Tafeln 7 u. 8) einen Landschaftsüberblick geben, führt ein Pfad hinunter zum Fliegerdenkmal, ebenfalls eine Station auf dem Lehrpfad Wasserkuppe (Tafeln 5 u. 6, letztere zur Geschichte des Fliegerdenkmals).



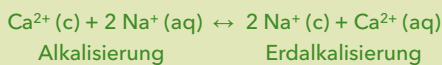
Das Fliegerdenkmal ist auch bei Wintersportfreunden bekannt [72].

Grundwassererschließung auf der Wasserkuppe

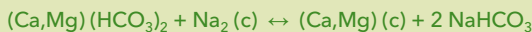
In der Hohen Rhön ist eine fast 300 m mächtige Abfolge vulkanischer Gesteine erhalten. Diese sind durch eine Vielfalt an Lavaströmen, Glutwolken und Aschenströmen, Wurfslacken oder Lapilli- und Aschentuffen (Pyroklastika) in Wechsellagerung gekennzeichnet. Eine 200 m tiefe Bohrung auf der Wasserkuppe (TK 25, Bl. 5525 Gersfeld, R: 35 67 500, H: 55 96 060, ca. 900 m ü. NN) zur Erschließung von Grundwasser durchteufte diese Abfolge. Danach lassen sich die magmatischen Gesteine der Wasserkuppe in fünf Decken aus Grundwasser führenden basaltischen bis phonolithischen Gesteinen (= fünf Grundwasserstockwerke) untergliedern, jeweils getrennt durch teilweise mächtige Schichten von Grundwasser stauenden Pyroklastika.

Da das oberste Stockwerk grundsätzlich immer verschmutzungsanfällig ist und hier bereits auch schon Schadensfälle aufgetreten sind, empfahlen sich für die Grundwassernutzung die tieferen und durch die mächtige Abfolge der überlagernden Schichten besser geschützten Stockwerke. Deshalb wurde die Bohrung zur Sicherung der Wasserqualität bis auf 80,80 m u. GOK (ca. 819 m ü. NN) abgedichtet, das Filterrohr beginnt bei 127,50 m u. GOK (= Geländeoberkante). Für die Grundwassernutzung wurden also nur die drei untersten Kluft-Grundwasserleiter genutzt. Der Ruhewasserspiegel stellte sich bei 79,3 m u. GOK (ca. 820 m ü. NN) ein. Im Pumpversuch nach Ausbau der Bohrung wurden 4,2 l/s (= 15,1 m³/h) bei Absenkung des Wasserspiegels auf 116 m u. GOK (ca. 785 m ü. NN) gefördert.

Das Grundwasser ist stark alkalisch, was auf Austauschvorgänge durch die basaltischen Sekundär-Mineralien (insbesondere Montmorillonit und Zeolithe) zurückzuführen ist. Bei diesen Vorgängen werden überwiegend Kationen (Ca^{2+} und Na^+) aus dem Grundwasser durch Einbau auf freie Kationengitterplätze von Mineralien ausgetauscht. Die Austauschvorgänge zwischen den im Wasser (aq) gelösten und den im Austauscher (c) gebundenen Ionen sind i. Allg. umkehrbar und laufen meist nach folgendem Schema ab:



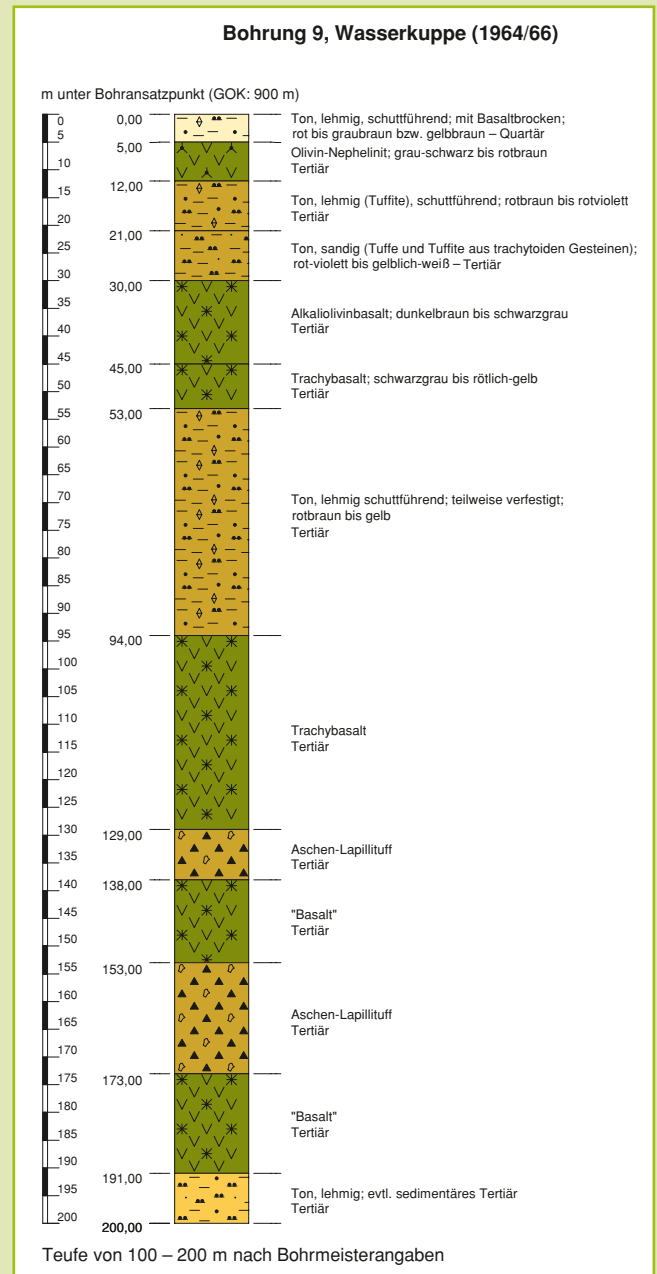
Durch diesen Alkalisierung genannten Vorgang entstehen Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer



wie sie z. B. auch aus dem Vogelsberg oder dem Rheinischen Schiefergebirge bekannt sind.

Beim Näherkommen nimmt man ein Haufwerk von Basaltsäulen wahr und erkennt, dass die Spitze des Fliegerdenkmals aus mehreren Säulen zusammengefügt und durch Beton fixiert wurde. Im Sockelbereich, vor allem auf der Rückseite, sind die Säulen allerdings auch anstehend zu finden. Ob anstehend oder nicht, besonders auffällig ist die Vielzahl der bis faustgroßen Löcher auf den Säulenoberflächen. Hierbei handelt es sich nicht um ehemalige große Gasblasen, sondern um herausgewitterte Fremdgesteins-Einschlüsse, die vor allem auf der Sockelrückseite noch in gelblichen bis braunen körnigen Resten zu finden sind. An relativ frisch angeschlagenen Stellen zeigen sie dort in unverwittertem Zustand noch ihre ursprüngliche glasig-olivgrüne Farbe.

Die besondere Anfälligkeit gegenüber der Verwitterung ist ein Beleg für die mangelnde Stabilität der Einschlüsse



unter den Bedingungen an der Erdoberfläche und, neben der Körnigkeit, bereits ein Hinweis auf deren Herkunft aus größerer Tiefe. Diese Einschlüsse sind demnach kein Produkt der Schmelze, die zu einem die Säulen formenden, dichten Gestein erstarrt ist, sondern sie sind von dieser aus großer Tiefe, d. h. aus dem Erdmantel unterhalb der Erdkruste, mitgebracht worden. Bei diesen im allgemeinen Sprachgebrauch als „Olivinknollen“ (siehe Exkurs) bezeichneten Einschlüssen handelt es sich um ein Mantelgestein aus der Familie der Peridotite, und zwar (wie meist) um einen Lherzololith. Neben dem farbgebenden Olivin als Hauptkomponente sind Orthopyroxen, Klinopyroxen und ein Chromspinell beteiligt. Letzterer ist, da der Peridotit genauer als Spinell-Lherzololith bezeichnet werden kann, ein wichtiger Anzeiger für dessen Herkunftstiefe, nämlich zwischen ca. 30 und 80 km. Bei größerer (Förder-)

„Olivinknollen“: Boten aus dem Erdmantel

Über das Erdinnere wissen wir noch sehr wenig. Direkte Beobachtungen sind rar, die tiefsten Bohrungen reichen nur bis ca. 10 km hinab. Meist sind wir auf indirekte Informationen angewiesen. Die Geophysik gibt dabei nützliche Hinweise. So können wir mit Hilfe der Schwerkraft Schlüsse ziehen über die Masse und Zusammensetzung der Erde. Das Magnetfeld der Erde verrät uns einige Details über den metallischen Erdkern. Durch seismische Messungen kennen wir die Laufzeiten der Erdbebenwellen und – daraus abgeleitet – den Schalenaufbau der Erde mit Kruste (unter den Kontinenten 30–60 km, unter den Ozeanen nur 0–10 km), Mantel (bis 2900 km), flüssigem äußerem Kern (2900–5080 km) und festem innerem Kern (5080–6370 km). Da die Erde ein Teil unseres Planetensystems ist, können wir auch aus den Untersuchungen von Meteoriten auf die Zusammensetzung der Erde schließen.

Doch all dies bleiben indirekte Beobachtungen. Die einzigen direkt fassbaren Zeugen von den Vorgängen im Erdinneren sind die Gesteinsbruchstücke, die die Schmelzen aus dem Erdmantel mit nach oben schleppen. Die Gesteine aus dem Erdmantel heißen im Volksmund „Olivinknollen“, das Hauptmineral ist der grünliche Olivin. Es handelt sich um Peridotite, also eine ultramafische Gesteinsfamilie. Deren wichtigster Vertreter, der Lherzolith, besteht aus etwa 65 % Olivin, 20 % Orthopyroxen, 10 % Klinopyroxen und (teufenabhängig) 5 % Granat. Anstelle des Granats, der, wie wir aus Experimenten wissen, in diesen Gesteinen erst ab >80 km Tiefe stabil ist, wird in Tiefen <80 km der Spinell gebildet. Mantelgesteine aus Tiefen geringer als 30 km enthalten Plagioklas anstelle des Spinells. Dies kommt nur unter Ozeanen vor, denn im Bereich der Kontinente ist die Erdkruste meist deutlich dicker als 30 km. Die Mantelxenolithe in der Rhön sind Spinell-Peridotite, entstanden also in Tiefen <80 km.

Tiefe wäre Granat anstelle von Spinell stabil gewesen, d. h. heute im Gestein auch nachweisbar.

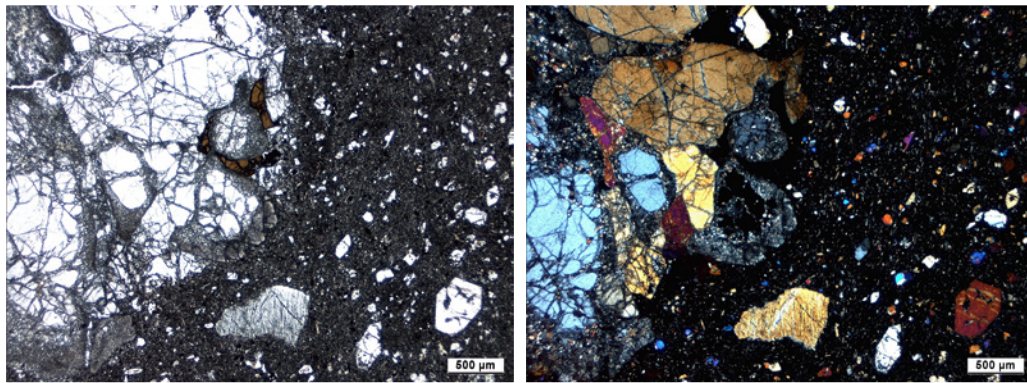
Ein Hinweis zur Verfärbung und dem (mechanischen) Zerfall der Lherzolith-Einschlüsse: Der Olivin ist in größerer Tiefe bei hohem Druck und hohen Temperaturen entstanden und deshalb an der Erdoberfläche nicht stabil. Hier den Atmosphärien ausgesetzt, wird der Verwitterungs- und Zerfallsvorgang durch die grobe Körnung der Olivinknollen noch erleichtert. Dabei wird das im Kristallgitter des Olivins vorliegende zweiwertige Eisen unter Zerstörung der Gitterstruktur zu einem dreiwertigen Hydroxid aufoxydiert. Es bildet sich hierbei ein als Iddingsit bekanntes braunes Gemisch mit weiteren wasserhaltigen Mineralphasen. Durch die Wasseraufnahme der Folgeprodukte vergrößert sich dabei das Volumen, weshalb die verwitternden Lherzolith-Einschlüsse zum Zerkrümeln neigen.

Das am Fliegerdenkmal aus der aufgestiegenen Schmelze säulig abgesonderte Gestein gehört zu den Basaniten.

Gegenüber einem „normalen“ Basalt zeichnet sich der Basanit durch einen geringeren Kieselsäuregehalt sowie einen besonders hohen Anteil an Olivin aus (EHRENBERG & HICKETHIER 2002: Tab. 2). An der Oberfläche der Säulen grau, ist der Basanit in frischem Zustand tiefschwarz gefärbt und lässt unter der Lupe kleine (wie grüne Glasplitter aussehende) Einsprenglinge von Olivin in einer dichten Grundmasse erkennen. Unter dem Mikroskop erscheinen die Einsprenglings-Olivine als klare Kristalle bis zu einer Größe von ca. 0,5 mm (500 µm). Ihre selten idiomorphe Form weist zusammen mit Resorptionserscheinungen darauf hin, dass die während des Aufstiegs gewachsenen Kristalle beim Erstarren der Schmelze an der Oberfläche schon nicht mehr stabil waren. Neben den Einsprenglings-Olivinen finden sich Aggregate (Ansammlungen) von Olivinen bis mehrere Millimeter Größe. Außer den auffälligen Auflösungs- und Zersetzungserscheinungen sind die Brüche in den Kristallen ein klares Anzeichen für den Stress, dem diese beim Aufstieg der Schmelze ausgesetzt waren. Dies und die begleitenden Pyroxene und Chromspinelle sind ein Beleg, dass es sich bei diesen Aggregaten um Relikte des aus dem Mantel beim Aufstieg mitgebrachten Lherzoliths handelt (s. oben). Das Magma muss schnell aufge-



Stark an- bzw. herausgewitterte „Olivinknolle“ (Lherzolith), die beim Aufstieg des Magmas aus dem Erdmantel mitgeschleppt wurde [72].



Dünnschliffaufnahmen des Basanits vom Fliegerdenkmal; rechts in beiden Bildern: Olivin-Einsprenglinge in feinkörniger, glasiger Grundmasse; links: Sich auflösende Lherzolite-Knolle, bestehend aus großen Olivin- und Klinopyroxen-Kristallen mit Spinell-Einschluss (||| braun) [72].

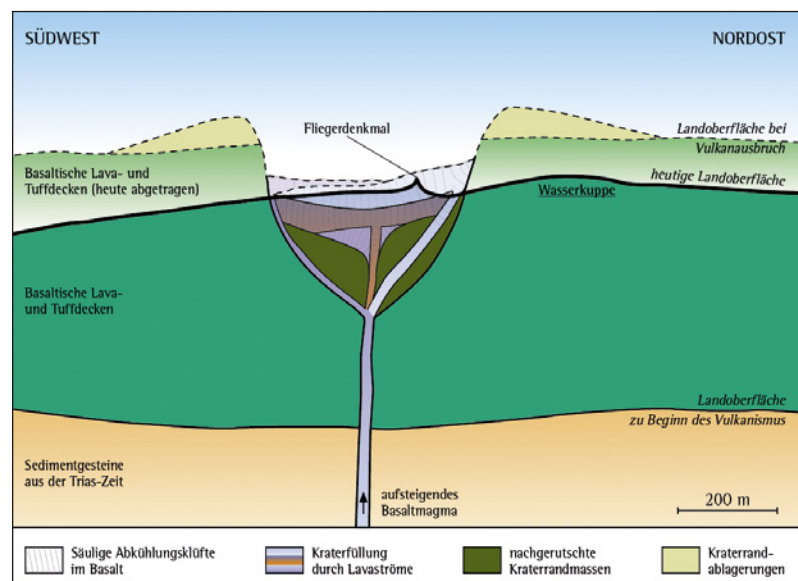
stiegen sein (im Sinne von Stunden bis wenigen Tagen), ohne in Magmakammern verweilt zu haben, so dass die Bruchstücke aus dem Erdmantel nicht von der Schmelze resorbiert werden konnten und nur an den Rändern etwas korrodiert sind.

Gut 100 m südwestlich des Fliegerdenkmals befindet sich eine weitere Ansammlung von äußerlich grauen Säulen, deren, wenn auch nicht ganz so intensiv ausgeprägte Löchrigkeit auf die Zugehörigkeit zu dem Vorkommen am Fliegerdenkmal hinweist. Damit ist deutlich, dass es sich bei dem Basanit vom Fliegerdenkmal um ein insgesamt größeres Vorkommen handelt. Die geologische Kartierung weist hierfür ein Oval von knapp 200 x 300 m im Durchmesser aus. Die geochemischen Merkmale lassen den Basanit den sogenannten primitiven (d. h. unveränderten) Schmelzen aus der vulkanischen Nachphase des mittleren Miozäns (ca. 14 Ma) zuordnen. Dies bedeutet, dass die basanitische Schmelze die gesamte vulkanische Abfolge der hohen Rhön durchschlagen hat. Damit muss der Durchmesser des Schlots an der Oberfläche noch größer gewesen sein. Solche Formen kennt man nur von den Maarvulkanen, die entstehen, wenn durch phreatomagmatische Eruptionen ein Schlot ausgesprengt und sukzessive in die Landschaft eingetieft wird. Auf diese Weise können solch große Schlotdurchmesser entstehen (s. Teil I, Kap. 1).

Der Basanit vom Fliegerdenkmal muss also zu einem ehemaligen Maarvulkan gehört haben. Aber anders als bei den bekannten Maaren in der Eifel, die sich mit Wasser füllten, einen See bildeten und im

Laufe der Jahrtausende verlandeten (prominentes Beispiel aus dem Eozän [Tertiär] ist die Grube Messel bei Darmstadt), ist hier später noch soviel Schmelze aufgestiegen, dass sich ein Lavasee bilden konnte. Dessen Erstarrung führte durch den Volumenschwund zur Ausbildung von Säulen, deren Orientierung eine Rekonstruktion der Form des Schlots vom Fliegerdenkmal-Vulkan erlaubt (terraconsult [o. J.]: Tafel 5).

Vom Fliegerdenkmal aus führt ein Weg weiter nach Südwesten in Richtung des in etwas über einem Kilometer Entfernung liegenden, von weitem schon sichtbaren Pferdkopf. Der Weg ist ein ganzes Stück länger, bedingt durch einen Umweg um ein dazwischen liegendes Vernässungsgebiet. Unterwegs zum Pferdkopf kommt man nach ca. einem Kilometer an dem **Lerchenküppel** (Geotop 73) genannten, kleinen, etwa



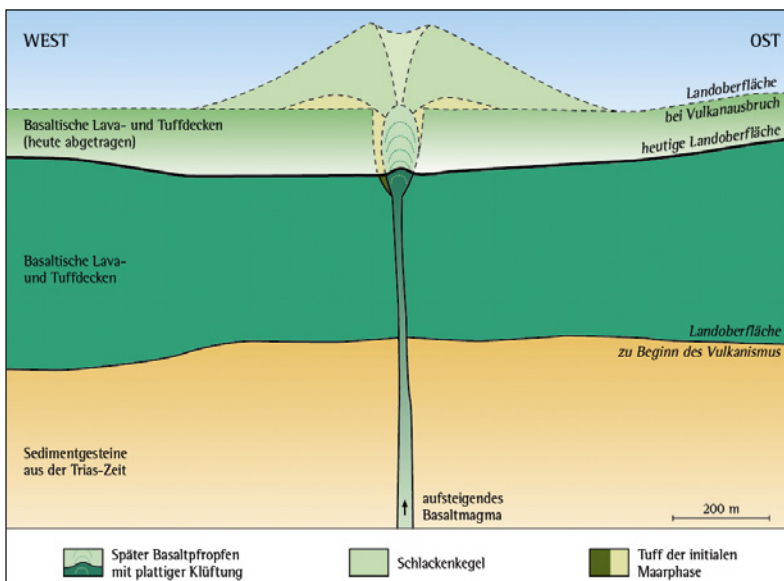
Die geologische Situation am Fliegerdenkmal; schematisiert (Tafel 5 des Lehrpfads Wasserkuppe).



Die plattige Entwicklung des Lerchenküppels geht auf eine weitgehend entgaste Schmelze in der Wurzel eines Vulkanschlotes zurück [73].



Auf dem Weg von der Wasserkuppe zum Pferdkopf bietet sich der Lerchenküppel als Rastplatz an [73].



Geologische Situation am Lerchenküppel; schematisiert (Tafel 10 des Lehrpfads Wasserkuppe).

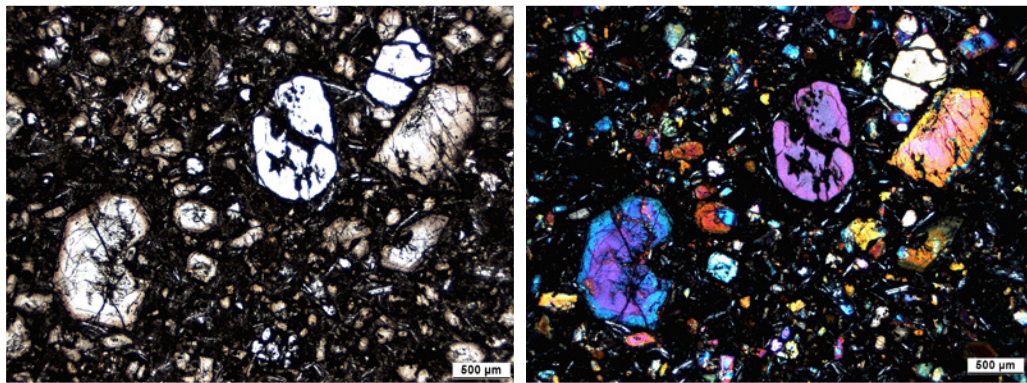
4 m hohen und an der Basis rd. 10 m breiten Felsen vorbei, der ebenfalls zum Lehrpfad Wasserkuppe gehört (terraconsult [o.J.]: Tafel 10).

Beim Lerchenküppel (auch bekannt als „Karfreitagsstein“ oder „Steinküppel“) handelt es sich ebenfalls um einen primitiven Basanit aus der vulkanischen Nachphase des mittleren Miozäns, von LIPPOLT (1982) nach der K/Ar-Methode auf 14 Ma datiert. Dieser enthält allerdings keine Lherzololith-Einschlüsse. Auch unter dem Mikroskop zeigen sich auffallende Unterschiede zum Basanit des Fliegerdenkmals. Bei einer kaum auflösbaren, d. h. fast glasigen Grundmasse wird das Gestein beherrscht von der Einsprenglingsphase eines meist gut idiomorph ausgebildeten und teilweise verzwilligten Klinopyroxens bis ca. 0,5 mm Größe. Dessen Umriss werden durch einen markanten Zonarbau mit wechselnden Brauntönen, verursacht durch Einbau von Ti^{2+} in das Kristallgitter, nachgezeichnet. Dazwischen schwimmen einzelne (unter dem Mikroskop [||] klare) Olivin-Kristalle ähnlicher Größe mit erkennbarer magmatischer Korrosion (Rundung) und Resorptionserscheinungen. Die Einsprenglinge werden komplettiert durch gleichmäßig verteilte, feine Plagioklasleisten bis etwa 0,25 mm Länge.

Neben den Lherzololith-Einschlüssen fehlt im äußeren Erscheinungsbild auch die säulige Entwicklung. Stattdessen erkennt man auf der Westseite eine zwiebelschalenförmige, plattige Absonderung. Eine solche plattige Absonderung findet man vor allem bei relativ zähen Schmelzen. Dies verträgt sich mit den weiteren Gegebenheiten des Lerchenküppels, die darauf hindeuten, dass es sich um den Pfropfen einer weitgehend entgasten Schmelze in der Wurzel eines Vulkanschlotes handelt.

Panoramarundblick vom Top der Wasserkuppe in westliche Richtung, von der Eube im Süden über Wachtküppel, Pferdkopf, Ebersburg, Fliegerdenkmal, Teufelstein und Stellberg bis zur Milseburg im Norden. Im Mittelteil des Fotos ist im Hintergrund noch die Halde des Kalibergwerks Neuhaus zu sehen (Tafel 7 des Lehrpfads Wasserkuppe).





Dünnschliffaufnahmen des Basanits vom Lerchenküppel: Klinopyroxen- (zonar gebaut) und Olivin-Einsprenglinge mit starker Resorption, erstere übergehend in eine feinkörnige Grundmasse, in der neben Klinopyroxen und Olivin auch wenige Plagioklasleisten erkennbar sind [73].

Das Vorkommen ist nicht viel größer als der Felsen, wobei randliche Vulkaniklastite phreatomagmatische Eruptionen und damit eine Maar-Entwicklung belegen. Wenn im vorliegenden Niveau bereits die Vulkanwurzel erreicht war, kann der Durchmesser an der Oberfläche nicht sehr groß gewesen und damit nicht mit dem Vorkommen am Fliegerdenkmal vergleichbar sein. Dagegen lässt die entgaste Schmelze an der Wurzel des Vorkommens Lerchenküppel vermuten, dass es an der Oberfläche zur Entgasung der Schmelze gekommen ist, d. h. dass ein Schlackenkegel aufgebaut wurde. Schlackenkegel mit einem phreatomagmatischen Initialstadium sind durchaus nichts Ungewöhnliches.

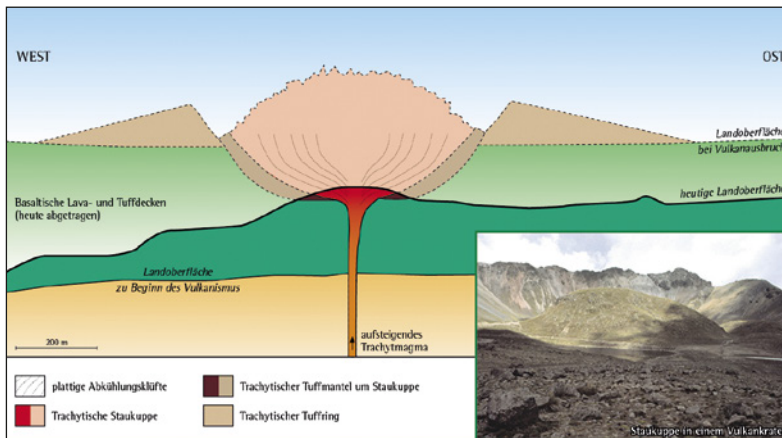
Nochmals 500 m weiter westsüdwestlich vom Lerchenküppel trifft man auf den **Pferdkopf**. Unter der Geotopnummer **74** sind hier vier örtlich und inhaltlich getrennte Aufschlussbereiche zusammengefasst. Diese können, beginnend am Aufstiegsweg zum Pferdkopf sowie nach Überschreiten des Tops auf dem weiteren Weg, am Kreuz vorbei bis zur Felsgruppe am Bergsporn ganz im Westen, aufgesucht werden. Die Aufschlüsse werden durch jeweils eigene Tafeln des Lehrpfads Wasserkuppe erläutert (terraconsult [o.J.]: Tafeln 11 bis 14).

Während der Schlot des Lerchenküppels noch in den älteren basanitischen Decken steckt, gehören die basaltischen Gesteine am Anstieg zum Pferdkopf (Tafel 11) zu den jüngeren alkalibasaltischen Decken. Erst kurz vor dem Gipfel deutet der Wechsel zu einer hellgrauen Farbe auch einen Wechsel im Gestein an. Zuerst kommen zu Krümel zerfallende pyroklastische trachytische Tuffe, dann im Topbereich ein massiver Trachyt. Dieser unter seiner hellgrauen Verwitterungskruste mittelgraue Vulkanit ist plattig entwickelt, erneut ein Hinweis auf



Der Pferdkopf von Westen, von der K160 Poppenhausen (W.)-Gersfeld (R.) aus gesehen [74].





Die geologische Situation am Gipfel des Pferdskopfs; schematisierte Staukuppe und rezent Beispiel (Tafel 11 des Lehrpfads Wasserkuppe).

eine zähe Schmelze, wie sie für Trachyte typisch ist. In der Orientierung der Platten ist eine Drehung nachvollziehbar, die auf ein Zentrum und damit einen Aufstiegs- weg unterhalb des Pferdskopfs hinweist. Daraus lässt sich das Vorkommen als eine nach vorausgegangener subaerischer Tufferuption herausquellende Schmelze interpretieren. Sie floss allerdings nicht als Lava aus, sondern schob sich als zäher Schmelzpfropfen nach oben und stellt demnach das Relikt einer Staukuppe oder exogenen Doms dar (Tafel 11 Schnittrekonstruktion).

Im Handstück ist bei näherer Betrachtung (Lupe) eine Orientierung von Mineralen parallel zur Plattung erkennbar. Unter dem Mikroskop bestätigt sich dies als eine statistisch gesehen parallele Ausrichtung der die Hauptmasse ausmachenden Alkalifeldspäte der Grundmasse. Natürlich sind auch die bis 1 mm langen und makroskopisch nicht auffallenden Einsprenglings-Alkalifeldspäte danach orientiert. Dieses Gefüge, das das Fließen nachzeichnet, tritt besonders bei zähen, langsam fließenden Schmelzen auf und ist bei Trachyten so typisch, dass die Bezeichnung trachytisches Gefüge

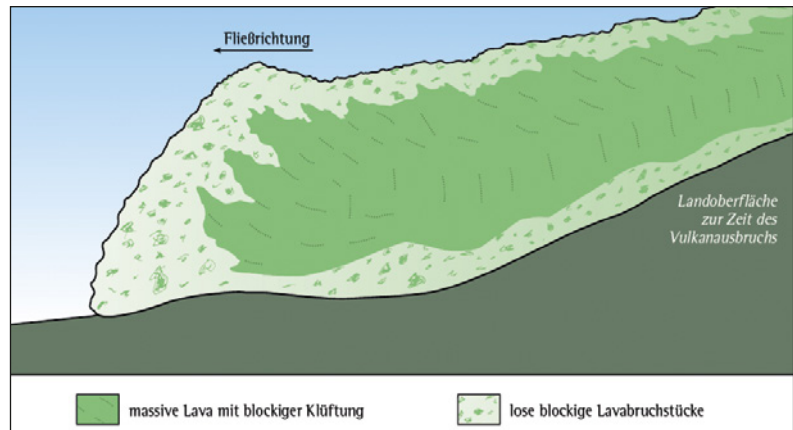
synonym für ein auffälliges Fließgefüge ist. Weiter nach Westen gehend, erhält man nach Überschreiten des höchsten Punktes, hier besonders vom Gedenkreuz aus (Tafel 12), einen seitlichen Einblick in den den Pferdskopf unterlagernden Alkalibasaltstrom. Auf den ersten Blick erscheint dieser bei den chaotischen Verhältnissen gar nicht wie ein Lavastrom, sondern eher wie ein Schlackenhaufen oder eine Brekzie, die einen Schlotrand markieren könnte. Bei genauerem Hinsehen fällt jedoch auf, dass es keine Einschlagstrukturen gibt, wie sie bei durch die Luft fliegenden Blöcken auftreten.

Dieses Chaos mit Komponenten unterschiedlichster Größe kann also nur bei einem Fließvorgang entstanden sein. Eine solche Lava nennt man Block- oder Aa-Lava. Sie entsteht bei der Bewegung von relativ zähen, schon weitgehend entgasten, langsam fließenden Schmelzen. Ihre erkaltete Oberfläche zerbricht beim Fließen, wobei lose Blöcke an der Front herunter fallen oder rollen und bei der Vorwärtsbewegung auf der Unterseite des Lavastroms wieder integriert werden. Unterhalb des Pferdskopfs, auf seiner Westseite, besteht also die seltene Gelegenheit, das Innere eines Aa-Lavastroms zu studieren.

Der Alkalibasalt zeigt in der Grundmasse als Hauptbestandteil Plagioklasleisten, deren Zwischenräume (Zwickel) von Klinopyroxenen eingenommen werden (intergranulares Gefüge). Dazu kommen als dritte Komponente die (sowohl bei parallelen als auch bei gekreuzten Polarisatoren schwarz bleibenden) Titanomagnetite. In dieser Grundmasse schwimmen zahlreiche, bis ca. 1 mm große Einsprenglinge von Klinopyroxenen, dazu wenige längliche Olivine, die bereits stark iddingsitisiert sind.



Block-(Aa-)Lavastrom an der Süd-Seite des Pferdskopfs (oberhalb des Goldlochs) [74].



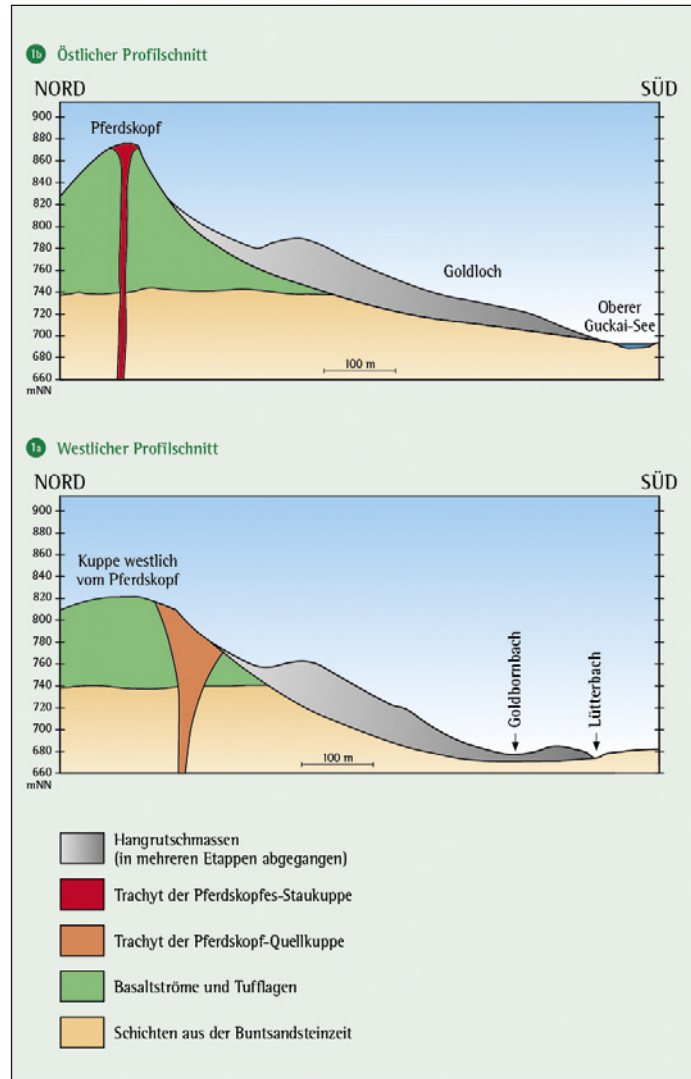
Schema eines Block-Lavastroms (Tafel 12 des Lehrpfads Wasserkuppe).



Der Pferdkopf von Westen, von der Trachytklippe aus gesehen [74].



Klippe der trachytischen Quellkuppe vor dem Pferdkopf [74].



Entstehung des Goldlochs durch Rutschungen vom Pferdkopfbrücken, Schnitt durch beide Trachyt-Körper; schematisiert (Tafel 13 des Lehrpfads Wasserkuppe).

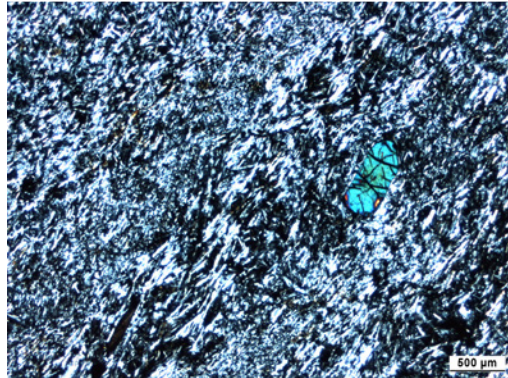
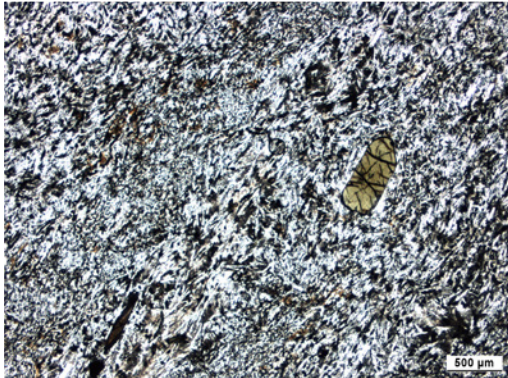
Der Einblick in den Aa-Lavastrom ist möglich, weil die Südseite des Pferdkopfs in einem sehr steilen Abriss zum rd. 180 m tiefer liegenden Guckai-Tal abfällt. Dieser Bereich, der den Flurnamen „Goldloch“ trägt, weist eine ungewöhnliche Kesselform auf, die schon als Karbildung interpretiert wurde. Dies würde eine Vergletscherung des Wasserkuppenmassivs im Pleistozän implizieren. Hierfür gibt es jedoch keine weiteren Belege, und es widerspricht auch allen Erkenntnissen über diesen Zeitabschnitt in der Rhön. Eine genauere morphologische Betrachtung des Umfelds des Guckai-Tales lässt hingegen erkennen, dass es dort zu mehreren größeren Hangrutschungen, also Massenver-

lagerungen gekommen ist (Näheres s. Tafel 13). Direkt unterhalb der Abrisskante am Pferdkopf ist der Hang auch heute noch sehr steil und nicht zur Ruhe gekommen. Dagegen haben sich die Rutschmassen im Bereich des Guckaisees stabilisiert. Sie wurden hier zu einem Riegel (heute künstlich aufgehöhht) zusammengeschoben, der den Guckaisee natürlich aufgestaut hat. Über das Alter der Hangrutschungen lässt sich nicht mehr sagen, als dass sie im Holozän aufgetreten sind. Zu jener Zeit fehlte der Bewuchs, so dass sich die junge Lütter im Guckai-Tal in dem aus tonigen Gesteinen des Röts aufgebauten Prallhang bis an den Hangfuß des Pferdkopfs herangegraben hat und diesen destabilisieren konnte.

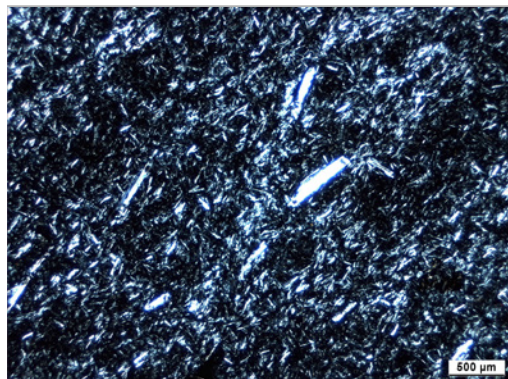
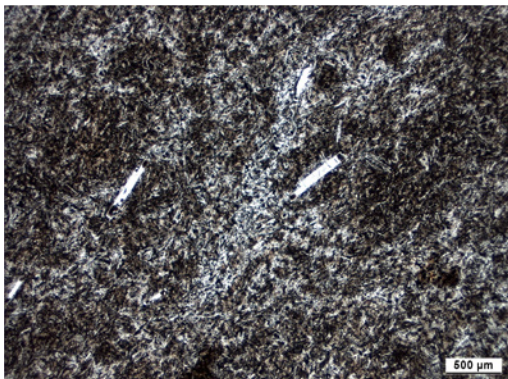
Das Goldloch

Der Flurname „Goldloch“ geht eventuell auf im 16. Jh. in diesem Bereich durchgeführte Bergbauversuche auf Eisenerz zurück. Bei der Verwitterung von Basalt können sich Eisenminerale anreichern, die aber fast nie eine bauwürdige Konzentration erreichen. Eine andere Erklärung für den ungewöhnlichen Namen könnten im Trachyt enthaltene Glimmerblättchen liefern, die im angewitterten Zustand goldfarben schimmern, das sog. Katzensgold.

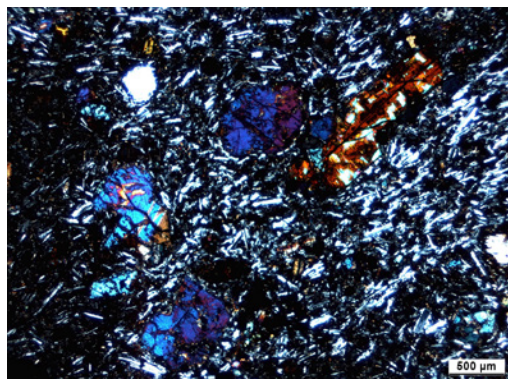
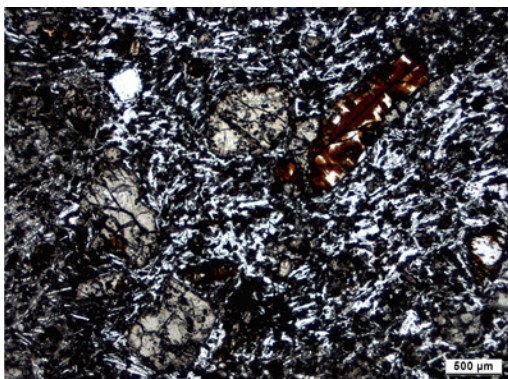
Dünnschliffaufnahmen [74] des



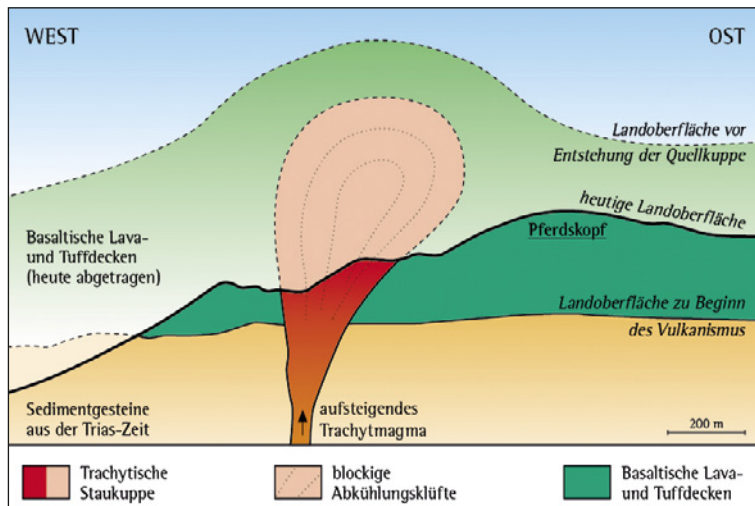
... Trachyts der Klippe vor dem Pferdkopf: Trachytische Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit einzelnen Agirinaugit-Einsprenglingen (X bunt).



... Trachyts vom Pferdkopf: Typisch trachytische Grundmasse aus Alkalifeldspäten mit wenigen im Fließen eingeregelter Alkalifeldspat-Einsprenglingen.



... Alkalibasalts unterhalb des Pferdkopfs: Zerbrochene, zonar gebaute Klinopyroxen- und stark iddingsitierte Olivin-Einsprenglinge in leicht fließgeregelter Grundmasse aus Plagioklasleisten mit Klinopyroxenen und Erzmineralen in den Zwickeln.



Am Abfall des Pferdkopfs nach Westen sind Klippen als Reste einer Trachyt-Quellkuppe erhalten; schematisiert (Tafel 14 des Lehrpfads Wasserkuppe).



Trachyt-Staukuppe am Gipfel des Pferdkopfs mit plattiger, zum Zentrum einfallender Absonderung [74].

Nochmals weiter nach Westen treffen wir an der Vor-klippe zum Pferdkopf wieder auf einen Trachyt (Tafel 14), in seiner Ausdehnung größer als am Pferdkopf. Auffällig sind die durch Schrumpfungsklüftung entstandenen großen Blöcke, die eher an die „Wollsack-Verwitterung“ von Graniten erinnern. Solche weitständigen Klüfte entstehen beim langsamen Abkühlen einer Schmelze. Da auch keine randlichen Tuffe bekannt sind, ist deshalb die Deutung plausibel, dass es sich um einen in der vulkanischen Abfolge stecken gebliebenen trachytischen Pfropfen, also um eine Quellkuppe oder endogenen Dom handelt.

Mit bloßem Auge sind in dem Gestein keine Kristalle zu erkennen. Der Blick durch das Mikroskop zeigt erneut ein typisch trachytisches Gefüge, bestätigt aber eine größere Ausbildung, wobei späte Bewegungen einzelner Zonen dieses Gefüge auf Scherflächen wieder zu einem kleinen Mineralgemenge zerrieben haben. Als Einsprenglingsphasen finden sich einzelne Ägirinaugite und Titanite.

Literatur:

- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, HLfB].
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994): Tertiärer Vulkanismus der Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön (Exkursion D1 am 7. und Exkursion D2 am 8. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 83–146, 16 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – 28 S., 21 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden (HLUG).
- FLICK, H. (2007): Die erdgeschichtliche Entwicklung der Rhön und der Wasserkuppe. – In: JENRICH, J.: Die Wasserkuppe. Ein Berg mit Geschichte: 14–38, 29 + 5 Abb.; Fulda (Parzeller).
- JENRICH, J. (2007): Die Wasserkuppe. Ein Berg mit Geschichte. – 408 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Fulda (Parzeller).
- KAESELITZ, M. (2009): Nördliche Rhön: Steile Wände und offene Fernen. – Streifzüge durch die Erdgeschichte: 1–128, zahlr. Abb. u. Tab.; Wiebelsheim (Ed. Goldschnecke, Quelle & Meyer).
- KRAMM, H. (1986): Die Wasserkuppe. – 32 S., zahlr. Abb.; Fulda (Parzeller) – [2. Auflage 1991].
- LAEMMLEN, M. (1987): Der geologische Wanderpfad an der Wasserkuppe. – 4. überarb. Aufl.: 60 S., zahlr. Abb.; Fulda (Parzeller).
- LIPPOLT, H.J.: (1982): K-Ar Age Determinations and the correlation of tertiary volcanic activity in Central Europe. – Geol. Jb., **D52**: 119–141; Hannover.
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1983): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geol. Führer, **74**: 217 S., 64 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- terraconsult (ohne Jahr): Erläuterungstafeln am Lehrpfad Wasserkuppe.