

9 Werra-Meißner-Bergland

Die Geotop-Einheit Werra-Meißner-Bergland (Abb. 42) schließt die Osthessische Buntsandstein-Scholle (HLNUG 2016), zu der u.a. auch die Geotop-Einheit 8 gehört, im NE ab. Über einem variskisch konsolidierten Grundgebirge, dem sog. Werra-Grauwacken-Aufbruch oder Unterwerra-Sattel, lagert das flach nach SE einfallende Deckgebirge mit Sedimenten des Perms und der Trias diskordant – mit einer →diachronen (vgl. Glossar) Schichtlücke – auf.

In der Zeit des Rotliegenden (Permokarbon) war das Werra-Meißner-Bergland als Schwellenregion Abtragungsgebiet (Altmark-Hunsrück-Schwelle). Lediglich im Flachsachtal (vgl. Kap. 9.1.9.3) südlich von Witzenhäusen blieb in den Grauwacken ein kleiner, steil erzgebirgisch streichender, tektonisch angelegter Graben mit →Fanglomeraten des Rotliegenden erhalten. In kleinräumlichen Mulden der permokarbonischen Landoberfläche kam auch noch das oberste Rotliegend, das sog. Weißliegend, zur Ablagerung (aufgeschlossen z.B. im ehem. Steinbruch Schmelzhütte an der L3242 zwischen Albungen und Frankershausen, vgl. Tab. 9). Gesteine des Zechsteins bilden das Hangende des Unterwerra-Paläozoikums. An den Hängen des Werratales und im östlichen Meißnervorland treten seine Gesteine – Kalk, Dolomit und Anhydrit, letzterer oberflächennah zu Gips umgewandelt – zutage.

Großflächig sind in der Einheit Werra-Meißner-Bergland Ablagerungen der Trias verbreitet: Sand- und Ton-/Siltstein-Wechselfolgen im Buntsandstein sowie Kalk- und Mergelsteine des Muschelkalks. In den Talniederungen dominiert der Untere Buntsandstein, in den höheren Lagen ist überwiegend der Mittlere Buntsandstein erhalten. Entsprechend dem Einfallen der Südwestdeutschen Großscholle nach SE nimmt die Verbreitung des Muschelkalks nach Osten und SE zu. Steilwände und Bergstürze in den Schichtenfolgen des Unteren Muschelkalks sind deutlich in Erscheinung tretende charakteristische Landschaftselemente an den Flanken der Gobert und des Ringgaus mit dem Helldrastein, dem Schickeberg, der Rabenkuppe (Graburg) oder der Schäferburg. Oberer Muschelkalk baut die Hochflächen des Ringgaus auf. Die Sand- und Tonsteine des Keupers sind wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit i.Allg. nur noch in den durch die Saxonische Bruchschollentektonik ab der oberen Kreide entstandenen rheinisch und herzynisch streichenden Gräben und Mulden, wie dem Altmorschen-Lichtenauer Graben oder dem Netra-(Creuzburg-)Graben, erhalten.

Nach einer Schicht-/Abtragungslücke gelangten ab dem Oligozän (älteres Tertiär) unter subtropischen bis tropischen Bedingungen Sande und Tone zur Ablagerung. Im Miozän (jüngeres Tertiär) enthalten diese Sedimente

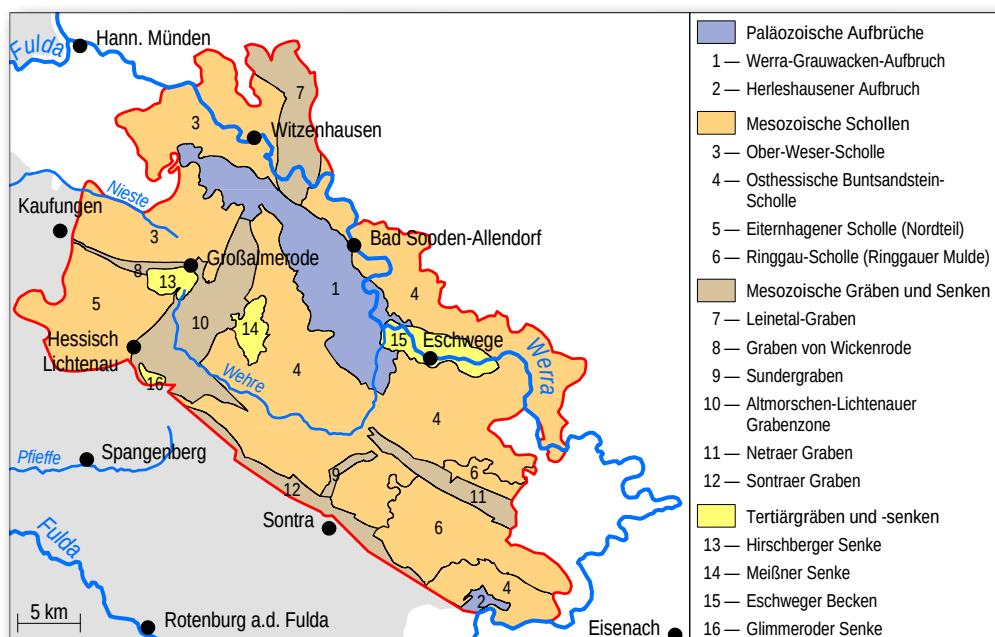


Abb. 42: Schematische Übersichtskarte zur Geologie des „Werra-Meißner-Berglandes“.

auch mächtige Braunkohleflöze (z.B. Hoher Meißner, Hirschberg bei Großalmerode sowie die Braunkohlen und Sande von Glimmerode). Die diese Vorkommen teilweise abdeckenden miozänen Basalte sowie weitere kleinere Vorkommen in dieser Einheit sind Reste starker vulkanischer Aktivitäten während des Tertiärs, wie sie aus vielen Teilen Hessens (und auch Mitteleuropas) bekannt sind.

Im älteren Quartär, dem Pleistozän, lag die Region in der eisfreien Permafrost-Zone zwischen den Gletschern Norddeutschlands und denen der Alpen. Weitere Hebungen des Gebietes hatten eine verstärkte Tiefenerosion in den Flusstälern zur Folge. Sande und Kiese der Talauen, kleinere Lössvorkommen sowie die Blockmeere am Meißner sind ebenfalls Bildungen dieser kalten Epoche. Lösungsvorgänge infolge der Saxonischen Bruchschollentektonik, insbesondere im Zechsteinsalinär, führten zu teilweise größeren Erdfällen (z.B. Hahnkroth bei Jestädt, vgl. Kap. 9.1.8 oder Kleine Haselkuppe, vgl. Kap. 9.1.10). Im jüngeren Quartär entstanden durch die mit der landwirtschaftlichen Nutzung verbundene Bodenerosion auf den Ackerflächen die Auenlehme in den Talniederungen. An Quellaustritten sowie an Stromschnellen von Fließgewässern lassen sich Ausfällungen von Sinterkalk (auch Travertin oder Kalktuff genannt) aus kalkhaltigem Wasser als jüngste Bildungen in dieser Geotop-Einheit beobachten.

Strukturgeologische Einheiten

Der Hohe Meißner dominiert mit 753,6 m ü. NN eine nach SE einfallende Schichtstufenlandschaft. Gering profilierte Buntsandstein-Höhen aus meist Mittlerem Buntsandstein wie der Kaufunger Wald oder der Schlierbachswald ragen aus einer Rumpffläche aus Unterem Buntsandstein heraus. Wie Inseln liegen paläozoische Aufbrüche aus Grauwacken und Tonschiefer, aber vor allem karbonatischen Gesteinen des Zechsteins in diesen jüngeren Schichten. Muschelkalk-Höhenzüge (z.B. Gobert) im Osten und -Hochflächen (z.B. Ringgau) im SE leiten zum Thüringer Becken, einer schüsselförmigen Struktur mit großflächig verbreiteten Keuperablagerungen, über. Kompliziert aufgebaute tektonische Grabenstrukturen mit Füllungen aus Muschelkalk- und Keuper-Sedimenten dominieren den westlichen (Altmorschen-Lichtenauer Graben, Kassel-Großalmeroder Graben, Walburg-Graben-Konjugation) und südlichen

sowie den südöstlichen Teil der Einheit (Sontraer Graben, Netra-[Creuzburg]-Graben, Ringgau-Scholle).

Paläozoische Aufbrüche

Die ältesten Gesteine in dieser Geotop-Einheit treten zwischen Alungen und Witzzenhausen entlang der Werra in einem etwa 20 km langen und maximal 2 km breiten sattelartigen Aufbruch des Paläozoikums zutage. Dieser sog. **Werra-Grauwacken-Aufbruch** oder Unterwerra-Sattel ist ein während der Saxonischen Bruchschollentektonik entstandener Aufbruch gefalteter paläozoischer Gesteine.

Der altpaläozoische Kern des Unterwerra-Sattels wird aus Grauwacken und Grauwacken-Tonschiefer-Wechselfolgen des Unterdevons bis Unterkarbons aufgebaut, die den Abtragungsschutt der Mitteldeutschen Kristallinschwelle darstellen. Diese „Werra-Grauwacke“ (RITZKOWSKI 1978, MÖBUS 2004, BUCHHOLZ et al. 2008) baut den größten Teil des variskisch gefalteten Kerns des Unterwerra-Sattels auf und gilt als wichtiges Bindeglied zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz. Nach MÖBUS (2004) gehören die Grauwacken und Tonschiefer zur Werra-Decke und sind in ihrer tektonischen Stellung mit Einheiten der Ostharz-Decke bzw. der Gießener Decke zu vergleichen. MÖBUS (2004) nimmt weiter an, dass die ?anchimetamorphe (allochthone) Werra-Decke dem Parautochthon des Albunger Paläozoikums aufliegt¹. Letzteres, eine tektonisch abgrenzbare Einheit am Südrand des Unterwerra-Sattels, stellt eine „Bunte Serie“ aus (phyllitischen) Tonschiefern, Kalken, Kieselschiefern und Diabasen (Metabasalten) dar (Abb. 50, S. 530; RITZKOWSKI 1978: Geol. Karte, HACKER & HEILAND 2009).

Der tektonische Bau des Werra-Grauwacken-Aufbruchs als zentrale Struktur dieser Geotop-Einheit spiegelt die regionalen Großstrukturen wider. An seinen Rändern, teilweise von NW–SE-verlaufenden Störungen begrenzt, wird der Horst-artig heraus gehobene Sattel – eine Kippscholle, die am NE-Rand an einer →antithetischen Abschiebung um mehr als 700 m heraus gehoben wurde (BUCHHOLZ et al. 2008) – im NW von den NNE–SSW-verlaufenden Strukturen des Altmorschen-Lichtenauer Grabens im Süden und des Leinetal-Grabens im Norden gequert (SCHRAFT et al. 2002). Er trennt das Eschweger Becken im SE vom Meißner-Plateau im SW.

¹ Werra-Grauwacke und Albunger Paläozoikum sind in Teilen gleichalt (RITZKOWSKI 1978), entstammen aber unterschiedlichen Faziesbereichen. Während im Grauwackentrog eine umfangreiche (klastische) Schuttsedimentation stattfand, weist das Albunger Paläozoikum geringmächtige, schwach metamorphe Ton- und Kalksteinsedimente auf, die auf deutlich voneinander getrennt liegende Ablagerungsräume hindeuten. Sie sind erst durch die variskische Gebirgsbildung in ihre heutige Nachbarschaft gelangt.

Mesozoische Schollen

Der nördliche Teil der **Osthessischen Buntsandstein-Scholle**, in dieser Geotop-Einheit begrenzt durch die Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone und den Leine-tal-Graben im Westen, den Ringgau im Osten und das Thüringer Becken im NE sowie den Sontraer Graben im Süden, lässt sich aufgrund ihres geologischen Aufbaus in zwei Untereinheiten gliedern: Westlich des Grabens von (Spangenberg-)Vockerode und seiner Süd-Verlängerung bis Spangenberg sowie weiter nach SW bis Altmorschen stehen entlang des Ost-Randes des Altmorschen-Lichtenauer Grabens in einem 1–4 km breiten Streifen überwiegend grabenwärts einfallende Gesteine des Mittleren Buntsandsteins an (SCHRIFT et al. 2002). Östlich der beschriebenen Struktur bildet der Untere und Mittlere Buntsandstein zusammen mit dem Muschelkalk eine nach SE einfallende Schichtstufenlandschaft. Insbesondere zwischen Eschwege und dem Ringgau sind im Schlierbachswald deutliche Ausprägungen der Schichtstufen des Mittleren Buntsandsteins (mit den Leuchtbergen bei Eschwege als Zeugenberge einer zurückweichenden Schichtstufe) und des Muschelkalks durch erodierten Oberen Buntsandstein ausgebildet (RITZKOWSKI 1978). Zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins hob sich die Eichsfeld-Schwelle (vom Harz nach SSW über den Unterwerra-Sattel bis zur Rhön-Schwelle; MOTZKA-NÖRING 1987), was hier zu verminderten Sediment-Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins führte. Die bis zu 90 % reduzierte Folge der Hardeggen-Formation fehlt zwischen Grebendorf und Neuerode sogar fast komplett (Hardeggen-Diskordanz; vgl. Kap. 9.1.10). Die Solling-Formation ist hier ebenfalls Mächtigkeits-reduziert. Inselartige Aufdomungen von Karbonat-Gesteinen des Zechsteins sind u.a. im östlichen Meißnervorland verbreitet.

Der **Kaufunger Wald**, nördlich des Grabens von (Kassel-)Wickenrode und westlich der Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone gelegen, wird überwiegend aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aufgebaut. Gesteine des Unteren Buntsandsteins treten nur in der Umrandung des Werra-Grauwacken-Aufbruchs zutage. Der tektonische Bau dieser Teileinheit wird von NE–SW-verlaufenden Bruchstrukturen, die sich mit etwa Nord–Süd-streichenden Störungen teilweise vergittern, geprägt. Großwellig verbogen und an den erwähnten saxonisch angelegten Linien zerbrochen, weist die Teileinheit ein generelles Einfallen nach Westen bis Süden auf (SCHRIFT et al. 2002).

Südlich des Grabens von (Kassel-)Wickenrode und westlich des Altmorschen-Lichtenauer Grabens gelegen, werden in der **Eiternhagener (Hoch-)Scholle**

die zentralen Teile überwiegend aus Gesteinen des tieferen Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen-Formation) aufgebaut. Untergeordnet, insbesondere im Osten der Teileinheit, stehen auch Gesteine des Unteren Buntsandsteins an. Die Buntsandstein-Schichten der Eiternhagener Scholle fallen generell in West–NW-Richtung ein. Die durchziehenden Verwerfungen streichen meist NNE–SSW und ESE–WNW; sie treppen die Schichten des Buntsandsteins zur Niederhessischen Senke, im Norden teilweise auch zum Kasseler Graben, ab.

Die **Muschelkalk-Hochflächen** (Ringgau, Gobert, Wanfrieder Werrahöhen) bilden eine konkordante Schichtstufe über den Buntsandstein-Folgen. Klippenbildner ist der teilweise mehr als 100 m mächtige Untere Muschelkalk mit den als Härtingen wirkenden Werksteinbänken. Der nur noch 25 bis 50 m mächtige Mittlere Muschelkalk ist v.a. durch Salinarauslaugung in seiner Mächtigkeit reduziert und hat als leicht verwitterbare Residualbrekzie aus Zellenkalk/-dolomit keine landschaftsprägenden Eigenschaften. Der bis fast 100 m mächtige Obere Muschelkalk bildet lediglich im Ringgau eine Schichtstufe über dem Mittleren Muschelkalk.

Salinarauslaugung im Oberen Buntsandstein (Röt) in Verbindung mit quellfähigen Tonsteinen in dieser Formation führten zu Bergstürzen in den Schichtenfolgen des Unteren Muschelkalks. Diese hinterließen mächtige Steilwände, u.a. an den Flanken der Gobert oder des Ringgaus (mit Schickeberg, Rabenkuppe und Schäferburg), heute deutlich in Erscheinung tretende charakteristische Landschaftselemente.

Die Kalksteine des Unteren Muschelkalkes sind aber auch gut durchlässige Grundwasserleiter (Karstgrundwasserleiter). Im Ringgau fungieren die eingemuldeten, wassersperrenden Ton- und Siltsteine des Oberen Buntsandsteins (Röt) als Grundwassersohlschicht für das in diesen hohlraumreichen Gesteinen fließende Grundwasser. Am Muldenrand tritt das Grundwasser dann meist in Form von Überlaufquellen an der Grenzfläche Röt/Muschelkalk mit stark wechselnden, niederschlagsabhängigen Schüttmengen zutage (u.a. Kressenteich- und Gemeindequelle in Breitau). Auf Grund dieses geologischen Aufbaus ist der Ringgau ein natürliches Großlysimeter (TOUSSAINT 1979).

Mesozoische Gräben und Senken

Als saxonische Gräben werden durch Bruchschollentektonik ab der Oberkreide vor rund 85 Mio. Jahren eingebrochene Grabenstrukturen in Mitteleuropa bezeichnet. Ausgelöst durch die Nord-Drift der Afrikani-

schen Platte und ihr vorgelagerter Kleinplatten gegen die Eurasische Platte erhöhte sich der Druck auf die Erdkruste auch im zentralen Teil Europas. Anders als in den Alpen, in denen Deckenüberschiebungen mit Faltenbildung vorherrschten, wurden in Mitteleuropa Krustenschollen entlang von Störungen abgesenkt oder angehoben, ohne dass es zu Faltungen kam. Diese sog. saxonischen Gräben weisen zwei bevorzugte Streichrichtungen auf: Herzynisch streichende Gräben, die partiell kompressionale Elemente mit hochgedrückten Zechstein-Spänen aufweisen (Netra-[Creuzburg]-Graben, Sontraer Graben, Großalmeroder Graben, Kasseler Graben und Gotha-Saalfelder Graben) sowie rheinisch streichende Gräben (Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone mit Walburg-Graben-Konjugation und Gelster-Graben, Leinetal-Graben mit Eichenberg-Graben-Konjugation und Wellingerode-Graben) mit transtensiven Strukturen (Dehnung als Folge einer Scherung; MÖBUS 2008). Letztere weisen teilweise Mittelhorste aus Buntsandstein und/oder Muschelkalk auf.

Die Füllung der Gräben reicht von Sedimenten des Zechsteins bis zum Tertiär, wobei die Zechstein-Anteile durch Kompressionstektonik auf sulfatischen Gleitbahnen hochgedrückt wurden (MÖBUS 2008). Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper sowie Tertiär sind durch Versenkung erhalten geblieben, Buntsandstein und Unterer Muschelkalk sind aber auch außerhalb der Gräben in gleicher Mächtigkeit verbreitet. Örtlich erhöhte Tertiärmächtigkeiten gehen teilweise auf synsedimentäre Grabensubsidenz (Absenkung) zurück. Die Grabenstrukturen sind i.Allg. an die Verbreitung der Zechstein-Evaporite geknüpft.

Die bedeutendste Struktur ist die NNE–SSW-verlaufende Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone und ihre durch den Werra-Grauwacken-Aufbruch unterbrochene Fortsetzung, der Leinetal-Graben. Diese rheinisch streichende Grabenstruktur, im Mittel 0,5–1 km breit, erweitert sich nördlich der Losse (bei Hessisch Lichtenau-Retterode) auf bis zu 6 km Breite – teilweise mit einem Mittelhorst – und schließt mit einem westlichen Sporn an das Grabensystem von Kassel-Wickenrode, die östlich stark ausgedünnte Fortsetzung des Kasseler Grabens, an. Nördlich des Unterwerra-Sattels setzt sich das Grabensystem als südliche Verlängerung des Leinetal-Grabens mit nördlicher Streichrichtung fort. Die Grabenrandstörungen weisen von SW nach NE zunehmende Versatzbeträge mit Gesamtsprunghöhen von über 300 m bei Hessisch Lichtenau auf. Die abgesunkenen Schichten des Oberen Buntsandsteins bis Keupers lagern in zentralen Grabenteilen meist horizontal, in Randbereichen fallen sie stellenweise mit über 40° ein. Der Graben ist abschnittsweise deutlich asymmetrisch,

teilweise besteht er aus einer einseitig stark eingesenkten und verkippten Scholle (SCHRAFT et al. 2002).

Tertiärgräben und -senken

Durch das Zusammenwirken von saxonisch initiiertter Grabensubsidenz und der spätestens im Alttertiär beginnenden Subrosion oberpermischer und triassischer Salinare im tieferen Untergrund entstanden an der Geländeoberfläche Senkungsmulden, die örtlich mächtigere Füllungen aus känozoischen Sedimenten aufnahmen. In den „intramontanen“ Becken (Hirschberger Senke, Glimmeroder Senke oder Meißner Senke) setzt sich deren Füllung insbesondere aus tertiären Sanden und Tonen, teilweise auch mit Einschaltungen mächtiger Braunkohleflöze, zusammen. In den Becken der Täler dagegen besteht die Füllung dieser durch Subrosionsvorgänge im tieferen Untergrund an der Geländeoberfläche entstandenen Senkungsmulden überwiegend aus mächtigen quartären Sanden und Kiesen.

Das rd. 8 km lange und bis zu 2 km breite WNW–ESE-streichende Eschweger Becken ist die größte dieser durch Auslaugung entstandenen und mit quartären Sedimenten gefüllten Senkungsmulden in den Flusstälern. Bei Wanfried ist im hier NNW–SSE-verlaufenden Weratal ein großräumiger Auslaugungsbereich bekannt, zwischen Bad Sooden-Allendorf und Albugen existiert eine weitere Auslaugungsenke, die die Talweite bestimmt; ebenso sind im Unterlauf des Wehretals, z.B. bei Harmuthsachsen, Reichensachsen oder Eltmannshausen, Tal-Aufweitungen durch Laugung nachweisbar (MÖLLER 1988). Diese Subrosionsvorgänge im tieferen Untergrund sind auch heute noch aktiv, wie z.B. die Bad Soodener Solequellen belegen.

Literatur

- BUCHHOLZ, P., SCHMIDT, M. & WACHENDORF, H. (2008): Unterwerra-Grundgebirge. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**: 490–494; Hannover.
- HACKER, W. & HEILAND, H. (2009): Geologie des Hohen Meißners und seines östlichen Vorlandes (Werra-Meißner-Kreis, Hessen). – Thüring. Geol. Ver., Exkursionsführer Frühjahrsexkursion am 25. April 2009. – 58 S., 13 Abb., 3 Tab.; Jena.
- Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (2016): Umweltatlas Hessen, Geologische Strukturräume; Wiesbaden (HLNUG). – <http://atlas.umwelt.hessen.de/atlas/>

MÖBUS, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik. – Online im Internet unter: <http://archiv.ub.uni-marburg.de/diss/z2004/0635/pdf/1dhmm.pdf> (Stand: 04. September 2015).

SCHRIFT, A., FRITSCH, J.-G., HEMFLER, M., MITTELBACH, G., RAMBOW, D. & TANGERMANN, H. (2002): Die hydrogeologischen Einheiten Nordhessens, ihre Grundwasserneubildung und ihr nutzbares Grundwasserdargebot (Lk. Waldeck-Frankenberg, Kassel, Schwalm-Eder, Werra-Meißner, Hersfeld-Rotenburg, Fulda und Stadt Kassel).

– Geol. Jb. Hessen, **129**: 27–53, 9 Tab., 1 Anlage; Wiesbaden (HLUG).

RITZKOWSKI, S. (1978): Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Eschwege und Witzenhäusen (Nordhessen). – Der Aufschluß, Sonderband **28**: 187–204, 5 Tab., 1 Karte; Heidelberg.

TOUSSAINT, B. (1979): Der Ringgau, ein natürliches Großlysimeter – dargestellt am Wasserhaushalt der Breitauer Kressenteichquelle unter besonderer Berücksichtigung der Karsthydrogeologie. – Geol. Jb., **C21**: 99–135, 10 Abb., 11 Tab.; Hannover.

9.1 Von der Fulda bis zur Werra: Der Geo-Naturpark Frau-Holle-Land

Der Geo-Naturpark Frau-Holle-Land (Abb. 43; früher NP Meißner-Kaufunger Wald) zählt nach eigener Werbung zu den schönsten Naturlandschaften Deutschlands. Der 1962 gegründete und als Zweckverband organisierte Naturpark ist nach seiner Erweiterung 2017 und einer Größe von rund 114 000 ha inzwischen der drittgrößte Naturpark in Hessen. Er umfasst neben dem Meißner und dem Kaufunger Wald auch die Söhre, große Teile des Werratales mitsamt der Hessischen Schweiz und den Ringgau. Mit dieser Erweiterung hat der Geo-Naturpark Frau-Holle-Land auch gleichzeitig eine Anbindung an den Naturpark Eichsfeld-Hainich-Werratal, den Nationalpark Hainich (beide Thüringen) sowie den Naturpark Münden (Niedersachsen) erreicht. Entlang der ehemaligen Grenze verläuft heute das Grüne Band, das diese Parks miteinander verbindet. Die schönsten Gebiete im Geo-Naturpark Frau-Holle-Land sind mit Premium-Wanderwegen (inzwischen bereits 24 an der Zahl, vgl. Exkurs bei Kap. 9.1.7.1) erschlossen, voll beschrieben und damit ohne Wanderkarte stressfrei zu begehen.

Besondere Ausflugstipps im Naturpark für Familien mit Kindern sind u.a. das Besucherbergwerk Grube Gustav, wo man in einem gut erhaltenen Abbaustollen die geschichtliche und technische Entwicklung des Bergbaus in der Region über rund 500 Jahre verfolgen kann, der Bergwildpark Meißner in Germerode, in dem fast alle heimischen Wildtiere zu sehen sind oder der 1500 m lange Barfußpfad am Hohen Meißner. Im Frühsommer locken blühende Mohnfelder bei Germerode (und seit 2017 auch in Grandenborn) zahlreiche Besucher an. Ausgewiesene Pfade führen als Rundweg teilweise direkt durch die Felder; eine „Mohntenne“ lädt zum Verweilen ein. Da das Werratal aber zu jeder Jahreszeit eine Reise wert ist, hat der Geo-Naturpark auf dem Hohen Meißner einen speziellen Winterwanderweg ausgewiesen und bei genügend Schnee werden auch Loipen für die Langläufer gespurt. Die nachfolgend beschriebenen GeoTouren (Abb. 44) stellen eine kleine Auswahl möglicher, geologisch und bergbauhistorisch interessanter Touren dar.

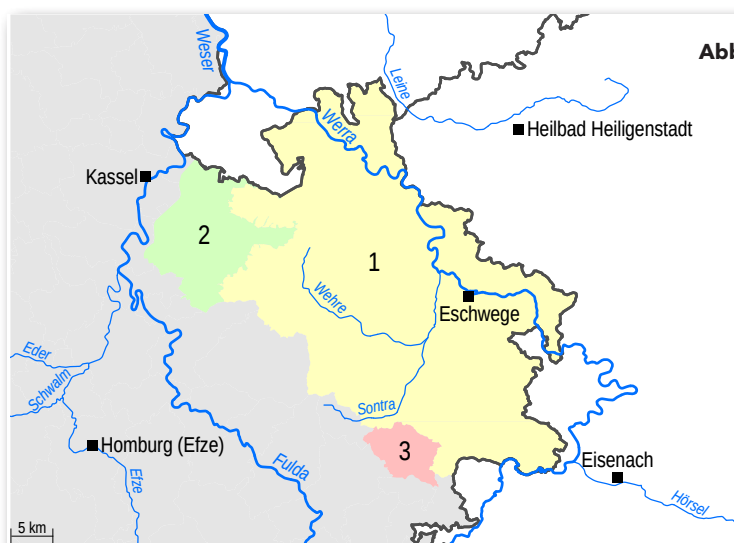
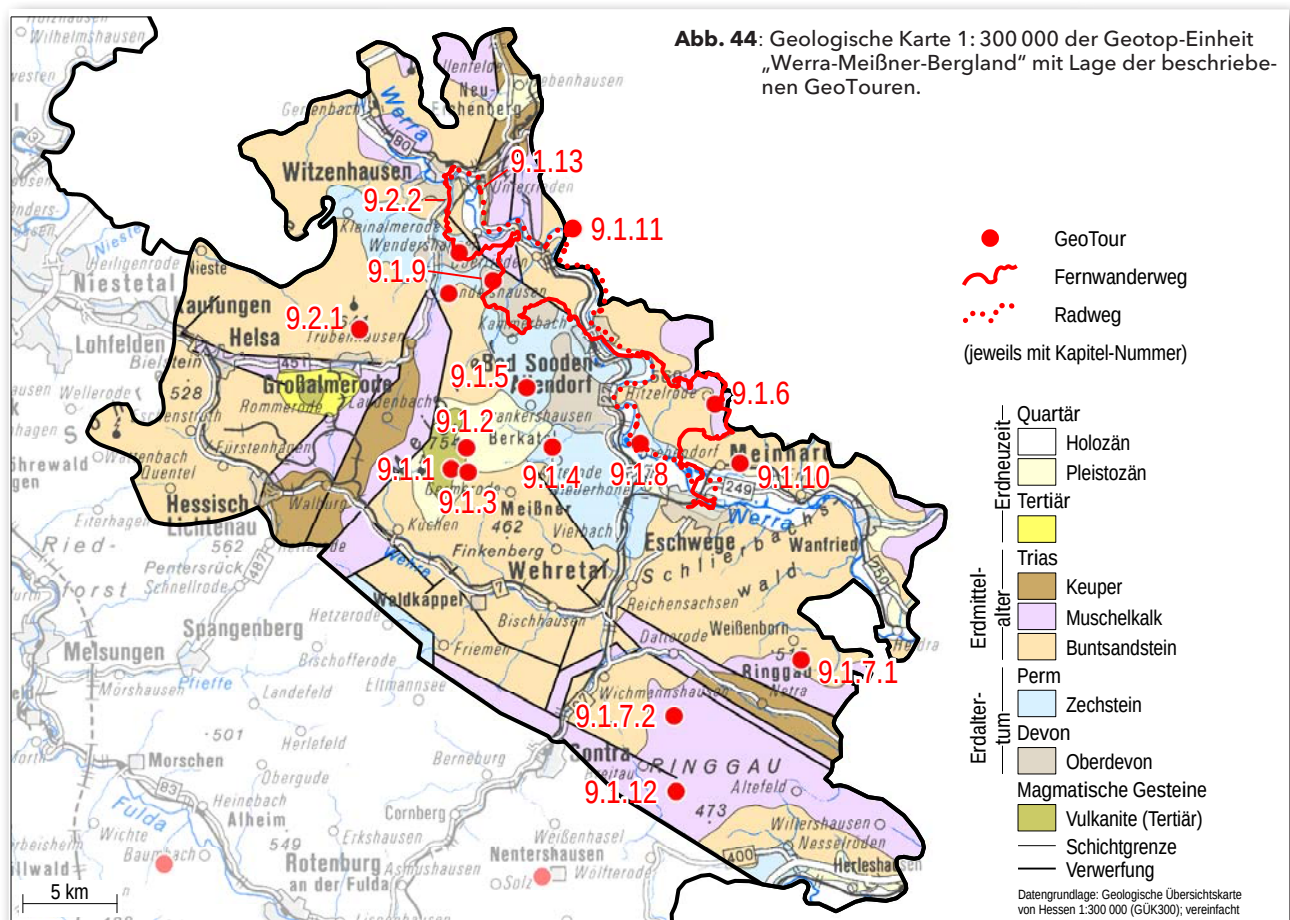


Abb. 43: Mit der Umbenennung des „Naturparks Meißner-Kaufunger Wald“ in „Geo-Naturpark Frau-Holle-Land“ und seiner Erweiterung auf fast 114 000 ha im Jahr 2017 wurden weitere Teile von Hessisch Lichtenau und Großalmerode sowie Flächen der Stadt Sontra, der Gemeinden Herleshausen und Nentershausen in diese Naturlandschaft einbezogen.

Hessen
1 Werra-Meißner-Kreis
2 Lk. Kassel
3 Lk. Hersfeld-Rotenburg
(Stand: 12/2017)



Zur Zeit der Mohnblüte führen 3-4 km lange ausgeschilderte Rundwege zu den beeindruckenden Mohnfeldern. Auf vielen Ruhebänken können die Besucher auch die herrlichen Aussichten genießen (z.B. auf die Hörne).



9.1.1

Auf dem Premiumweg P1 über den Hohen Meißner Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Entweder Schwalbenthal (mit wunderschönem Blick in das östliche Meißnervorland), der stimmungsvolle Frau-Holle-Teich oder der Parkplatz Viehhaus. Für die nachfolgende Wegbeschreibung wurde Schwalbenthal als Ausgangspunkt gewählt.

R 35 61 015 H 56 75 292
N 51°12'33,49" E 9°52'19,36"

Markierungen:

Der Premiumweg P1 ist durchgehend mit einer gelben P1 im Kreis markiert, die kürzeren Spazierwege sind durch gelbe Wegnummern im Kreis kenntlich gemacht.

Anforderungen oder Wegcharakter:

Etwas Ausdauer erforderlich

Länge / Höhenunterschied:

14,0 km / 638 m

Einkehr:

Berggasthof Hoher Meißner, Gaststätte Meißnerhaus

Varianten:

Im Gebiet des Hohen Meißners sind zahlreiche Wanderwege markiert. Wer den P1 nicht in ganzer Länge gehen möchte, dem seien der Rundweg 4 vom Viehhaus-Parkplatz zur Kitzkammer empfohlen. Die Wegführung kann der Karte zu diesem Kapitel entnommen werden. Auf dem Wiesenweg zum Berggasthof Hoher Meißner befindet sich eine Anruf-Sammel-Taxi-Haltestelle und somit eine Ausstiegs- und Rückfahrmöglichkeit.



Weitere Infos / Kontakt:

E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land

Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54
37269 Eschwege

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339

Beschreibung

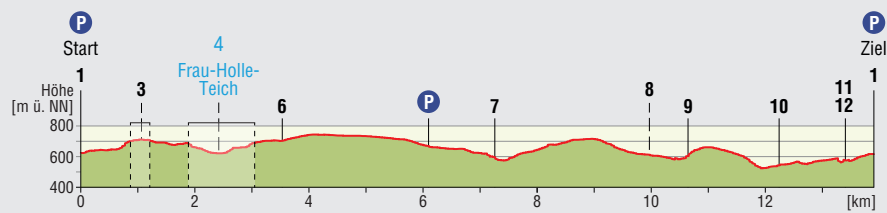
Der Hohe Meißner wird wegen seiner Höhe von bis zu 753 m ü. NN und dem tafelbergartigen 4,5 x 2,5 km in Nord-Süd-Richtung gestreckten Plateau als König des nordhessischen Berglandes gepriesen. Schon von Weitem von allen Seiten zu sehen, stellt er eine markante Landmarke dar. Über mehr als 400 Jahre durch Abholzung, Braunkohle-Bergbau und Basaltgewinnung geschunden, haben ab 1962 eingeleitete Renaturierungsmaßnahmen den Hohen Meißner zu einem attraktiven Naherholungsgebiet umgestaltet. Gut ausgeschilderte Spazierwege und ein anspruchsvoller Premiumweg verbinden heute die vorhandenen Naturschönheiten mit den Relikten des ehemaligen Bergbaus und bieten dem Besucher mehrere interessante und lehrreiche Wandermöglichkeiten mit herrlichen Aussichten.

Der Parkplatz Schwalbenthal (1) mit seinem wunderschönen Ausblick über das östliche Meißnervorland bietet den passenden Einstieg in den Premiumweg P1. Gleich zu Beginn führt der Wanderweg – mit entsprechendem Sicherheitsabstand – an der Stinksteinwand (2), einem Relikt des Braunkohle-Abbaus an der Kalbe, vorbei. Um die Kohle im Tagebau gewinnen zu können, musste hier erst die rd. 30 m mächtige Basaltüberdeckung entfernt werden; an der Stinksteinwand sind diese

Deckschichten noch aufgeschlossen. In tiefer liegenden Stollen schwelen bereits seit über 300 Jahren angefahrrene Kohleflöze, die sich während des Trocknungsprozesses durch Selbstentzündung in Brand gesetzt hatten. Durch Klüfte im Basalt der Stinksteinwand tritt auch heute noch ein starker Braunkohle-Verbrennungsgeruch aus, der je nach Wetterlage selbst im Vorbeifahren deutlich wahrnehmbar ist.



Am Parkplatz Schwalbenthal (1) liegt einer der schönsten Aussichtspunkte am Hohen Meißner.



Brandgeruch am Premiumweg P1 Hoher Meißner

Wer sich von Schwalbenthal aus über den Premiumweg P1 Hoher Meißner in Richtung Frau-Holle-Teich auf den Weg macht, nimmt bei ungünstigen Windverhältnissen schon bald stärkeren Brandgeruch wahr. Sich jetzt in die Büsche zu schlagen, um die Brandursache zu suchen ist weder ratsam noch erlaubt und meist auch nicht sonderlich erfolgreich. Der aber aufkommende Verdacht, dass der Geruch irgendwie an Brikettfeuer erinnert, ist jedoch nicht ganz unbegründet.

Kohle neigt zur Selbstentzündung bei Kontakt mit Luftsauerstoff (z.B. durch Bewetterung der Stollen), ein Vorgang, der jedoch Zeit benötigt. Die exotherme Oxidationsreaktion zwischen dem Kohlenstoff und dem Sauerstoff findet bei allen Temperaturen statt, die Reaktions-Geschwindigkeit steigt aber mit zunehmender Temperatur; Braunkohle kann schon bei Temperaturen von ca. 40–60 °C spontan zu brennen beginnen. Neben den geologisch-geomorphologischen Bedingungen sind zudem der Grad der Luftzirkulation, die Kohlequalität, die Kohleart, die Partikelgröße und der Feuchtegehalt der Kohle von Bedeutung. Die Durchlässigkeit (Permeabilität) des Gesteins muss zudem hoch genug sein, um die Sauerstoff-Zufuhr zu ermöglichen, die thermische Leitfähigkeit muss aber gleichzeitig so niedrig sein, dass sich die entstehende Oxidationswärme nicht allzu schnell verteilen kann. Die wichtigste Reaktion bei der Selbstentzündung von Kohle ist die Oxidation von Kohlenstoff durch Sauerstoff unter Bildung von CO oder CO₂ unter Abgabe von Energie. Aber auch die Oxidation von in der Kohle enthaltenem, fein verteiltem Schwefel zu SO₂ setzt Wärmeenergie und giftige Gase frei.

Am Meißner traten schon wenige Jahre nach Beginn des Kohleabbaus die ersten Schwelbrände auf. Es gelang trotz zahlreicher Versuche nie, die unterirdischen Brände durch Kappung der Luftzufuhr zum Erliegen zu bringen. Die Rauchastritte sind insbesondere an windstillen Tagen deutlich bemerkbar; mäßiger Westwind soll die Geruchsbelästigung bis nach Eschwege tragen. Die olfaktorische Wahrnehmung der Schwelbrände am Meißner ist in der Umgebung der Stinksteinwand, an manchen Tagen aber auch bereits am Aussichtspunkt Schwalbenthal, möglich. Jedoch ist Vorsicht geboten: Die bei der nicht völligen Verbrennung der Braunkohle entstehenden Gase sind giftig (CO₂, CO, NO_x und SO₂) und können zumindest Reizungen von Augen und Schleimhäuten hervorrufen! Deshalb ist der Zugang zur Stinksteinwand auch verboten.

Durch Klüfte im Basalt der Stinksteinwand (2) tritt Braunkohle-Verbrennungsgeruch aus, verursacht durch schwelende Kohleflöze in tiefer liegenden ehemaligen Stollen.



Der Aufstieg zum Kalbe-Gipfel (3), ein Abstecher vom P1, ist wegen seiner fantastischen Aussicht (vgl. Kap. 9.1.2) auf das östliche Meißnervorland unbedingt empfehlenswert. Bis zum Brocken und zum Inselfberg soll der Blick von hier aus reichen.

Wieder zurück am Plateau, führt der breite Weg am Restlochsee des ehemaligen Braunkohle-Abbaus Kalbe vorbei zu einem Aussichtspunkt (4) auf den See und die dahinter liegende Stinksteinwand. Hier lässt sich angesichts der mächtigen Basaltdecke noch erahnen, welch gewaltige Anstrengungen in den 50er-Jahren des vorigen Jahrhunderts nötig waren, die rd. 30 m mächtige Deckschichten abzuräumen, um an die darunter liegende Braunkohle zu gelangen. Tafeln an den Aussichtspunkten geben weitere Erklärungen zum Bergbau an der Kalbe.

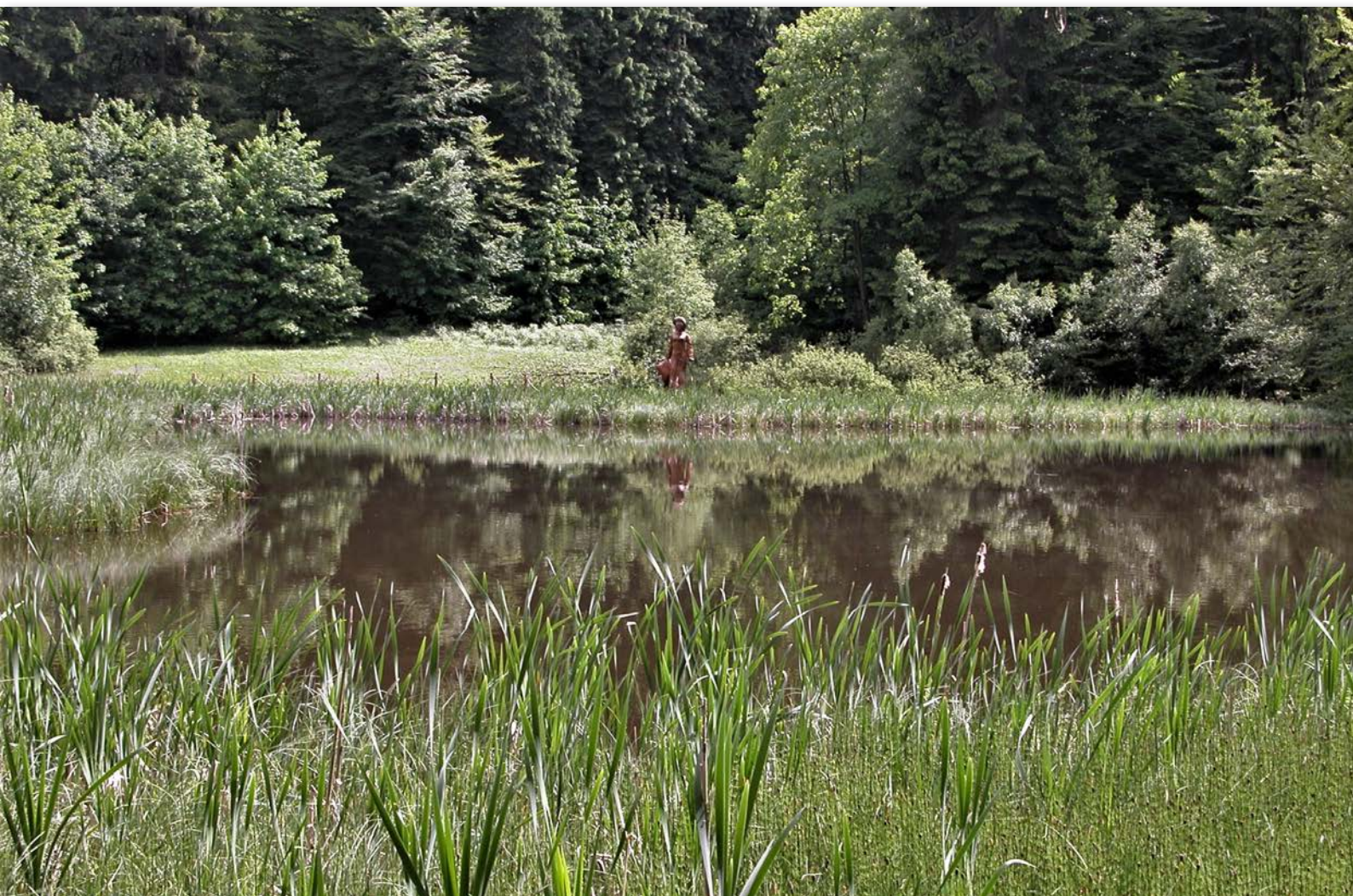
Nach rd. 250 m empfiehlt sich ein Abstecher über den Eulenberg (mit Informationen zu heimischen Eulenvögeln) zum Frau-Holle-Teich (5). Der Teich entstand in einer Senke mit quartären Sedimenten auf höherem Mittlerem Buntsandstein. Aus den am Hang oberhalb des Sees liegenden großen basaltischen Blockhalden ausgespültes (tonig-siltiges) Feinmaterial bildet die waserstauende, dichte Sohle des Sees. Ohne natürlichen

Die bis zu 25 m mächtige, östlich der Kalbe gelegene Blockhalde (14) aus Basaltschutt bildet eine in Richtung ENE gestreckte Zunge von mehr als 150 x 200 m aus.



oberirdischen Zufluss wird er aus dem Niederschlag und einem schwebenden Grundwasserleiter gespeist, dessen Wasser in der Mitte des Teiches in der etwa 9 °C kalten Quelle des Godesborns austritt. Auf dieser kleinen Runde weiter, wird wieder zum P1 aufgestiegen, unterhalb vorbei an der mit über 4 ha größten Blockhalde Nordhessens (14).

Der Frau Holle-Teich (5) hat keine natürlichen oberirdischen Zuflüsse. Er wird aus dem Niederschlag und einer im Teich liegenden Quelle gespeist.





In einer Senke des Meißnerplateaus mit hoch stehendem Grundwasser bildete sich auf feinkörnigen quartären und prä-basaltischen Verwitterungsbildungen das sog. Weiberhemdmoor (6).

Die kurz danach linker Hand am Weg auffallende Wiesenfläche des NSG Weiberhemdmoor (6) sieht im Frühjahr, wenn in dem Moorgebiet die Wattebüschel des Scheidigen Wollgrases (*Eriophorum vaginatum*) wehen, weiß wie ein leinenes Hemd aus, der Sage nach das Gewand der Frau Holle. Hoch stehendes Grundwasser hat in einer Senke auf feinkörnigen quartären und prä-basaltischen Verwitterungsbildungen ein Niedermoor entstehen lassen, in dem sich an einigen Stellen ein Erlbruchwald ausgebildet hat.

Am Viehhaus-Parkplatz, an der L3241 vorbei, wird auf schönen Pfaden zur Kitzkammer (7) abgestiegen (Rundweg 4). Diese liegt am SW-Rand der Basaltdecke und ist Teil eines etwa 300 m langen und ca. 50 m breiten Basaltgangs (HACKER & HEILAND 2009), der ungefähr 500 m westlich des Basaltplateaus als Klippe hervortritt. Seine Sedimenthülle ist der Erosion zum Opfer gefallen. Die Felsen der Kitzkammer sparen eine kleine Grotte in dem →seigeren Basaltgang aus. Diese Höhlung, die inzwischen einzustürzen droht und deshalb nicht begangen werden darf, entstand durch Herausbrechen von Basaltsäulen.



Die Wattebüschel des Scheidigen Wollgrases (6) vermitteln den Eindruck eines im Wind wehenden zerrissenen weißen Hemdes.

Der vor rd. $11,2 \pm 1$ Mio. Jahren aufgestiegene Basalt wird als glasreicher Alkalibasalt angesprochen (FLICK 2017). Er unterscheidet sich durch seinen Glasanteil sowohl von den feinkörnigen als auch von den doleritischen Basaltvarietäten auf dem Hochplateau (Abb. 45). Das Gestein ist dunkelgrau bis schwarz, dicht bis feinkörnig und zeigt auf frischen Bruchflächen einen leichten Glanz, der durch den hohen Glasanteil verursacht wird. Der Mengenanteil des Glases beträgt etwa 30–50 % (HACKER & HEILAND 2009). Bei der Schrumpfung des Gesteins während der Abkühlung entstanden meist 15–25 cm dicke fünf- bis sechskantige Säulen. An der Kitzkammer sind sie besonders regelmäßig ausgebildet und liegen waagrecht, man blickt hier auf den waben-



Die Kitzkammer (7) – ein Hohlraum in einer Wand aus flach liegenden Basaltsäulen – ist Teil eines etwa 300 m langen und ca. 50 m breiten Basaltgangs, der ungefähr 500 m westlich des Basaltplateaus als Klippe hervortritt.



Da Basaltsäulen immer senkrecht auf der Abkühlungsfläche stehen, ist das Vorkommen an der Kitzkammer als steil stehender Gang zu interpretieren.

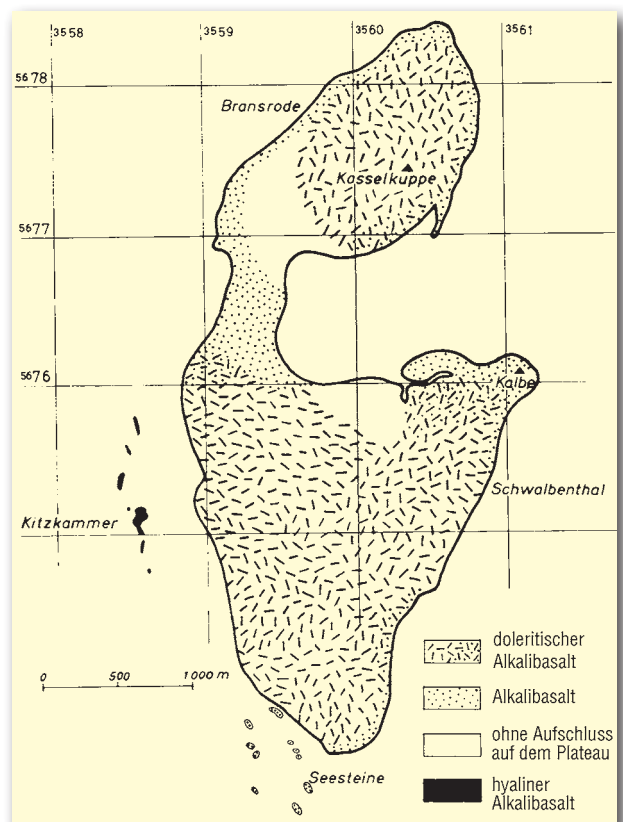


Abb. 45: Regionale Verbreitung der Basalte des Meißners (nach HENTSCHEL 1978, verändert).



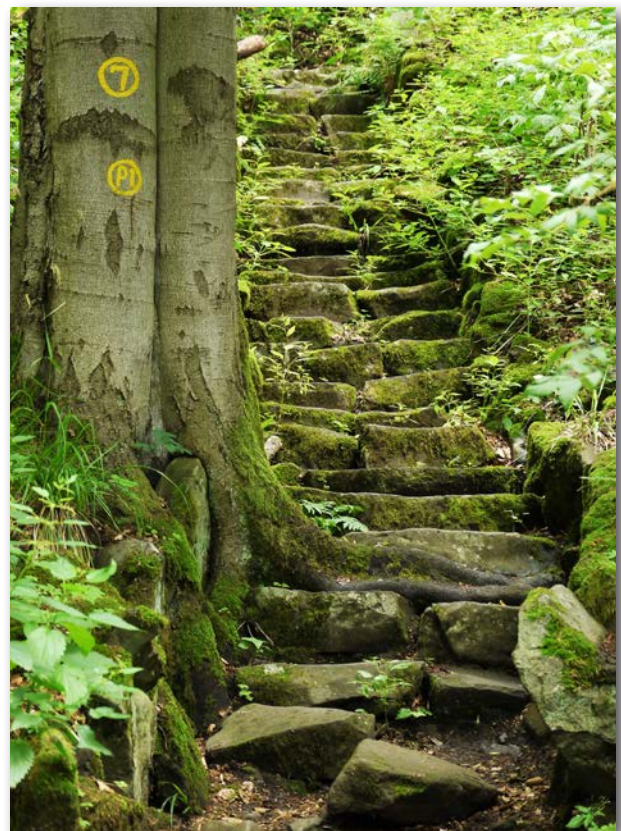
Vom Rand des Meißner-Plateaus abgebrochene und abgerollte Blöcke aus dichtem, plattig abgesondertem Alkalibasalt (9, Seesteine) liegen in chaotischer Lagerung auf dem präbasaltischen Untergrund. Der namensgebende See ist verlandet.

Durch die Felsengruppe führt ein sehr schöner und stimmungsvoller Weg, der es ermöglicht, auf relativ gut begehbarem Steig die etwas steilere Geländestufe zu überwinden.

ähnlichen Querschnitt eines Basaltganges. Die Geometrie dieses durch Volumenschwund bei der Abkühlung entstandenen Gefüges belegt eine senkrechte Abkühlungsfläche zum Buntsandstein-Rahmengestein. In der Literatur wird der rd. 300 m lange und ca. 50 m breite Gang von den meisten Bearbeitern als Zufuhrkanal für den Basalt auf dem Meißner-Plateau angesehen (HENTSCHEL 1978, BLUM 1993). Bei Einbeziehung der Säulenorientierung seines Umfeldes deutet sich aber insgesamt ein endogener Dom (Quellkuppe) an (FLICK 2017a), der im umgebenden Buntsandstein stecken geblieben ist, wobei die horizontal liegenden Säulen an der Kitzkammer seine Aufstiegsspalte repäsentieren. Deshalb ist dieser Gang wahrscheinlich auch kein Zufuhrkanal für den Basalt auf dem Meißner-Plateau.

Nach der Sage verwandelte Frau Holle an dieser Stelle böse, faule oder streitsüchtige Mädchen in Katzen und sperrte sie in die Kitzkammer ein. Der Name „Kitzkammer“ kommt wahrscheinlich aber von Kiez = Käuzchen, die wohl früher hier ihre Nistplätze hatten.

Weiter über das Naturfreundehaus¹ und den Berggasthof „Hoher Meißner“ (mit evtl. Möglichkeiten zur



¹ Vom oberen Ende der angrenzenden Wiese, der „Hausener Hute“ bietet sich ein phantastischer Fernblick in das westliche Meißner-vorland und über die bewaldeten Höhenzüge des nordhessischen Buntsandsteins. An klaren Tagen sollen in südlicher Richtung sogar Milseburg und Wasserkuppe zu sehen sein (HACKER & HEILAND 2009).



Mehrere Blockhalden (10) auf halber Höhe um den Hohen Meißner dokumentieren das Zerbrechen und damit auch die Vergänglichkeit selbst so harter Gesteine wie Basalt.

Einkehr) bieten an der Südkante des Basalt-Plateaus zahlreiche bizarr geformte Felsklippen, die sog. Seesteine (9), einen weiteren Aufschluss im (dichten) Alkalibasalt. Mächtige, vom Rand des Basalt-Plateaus abgebrochene und abgerollte Blöcke¹ mit plattiger Absonderung des Basalts liegen in teilweise chaotischer Lagerung auf dem präbasaltischen Untergrund des Hangfußes. Durch die als Naturdenkmal ausgewiesene Felsengruppe wurde um 1880 von Forstleuten, Naturfreunden und Wanderern ein sehr schöner und stimmungsvoller Weg angelegt, der es ermöglicht, auf einer relativ gut begehbaren „Treppe“ die etwas steilere Geländestufe zu überwinden. Der namensgebende See ist inzwischen verlandet.

Eine größere Basaltblockhalde (10) unterhalb des P1 eröffnet nach etwa 1,5 km eine schöne Sicht auf das östliche Meißnervorland. Nach etwas mehr als einem weiteren halben Kilometer wird der rechts über eine Treppe talwärts abzweigende Knappenpfad (11 u. 12) zu Relikten des ehemaligen Braunkohle-Bergbaus mit seinen informativen Tafeln erreicht, über den es dann zurück nach Schwalbenthal geht (vgl. Kap. 9.1.3).

¹ FLICK (2017b) vertritt die Meinung, dass auch trotz der Ungewissheit, inwieweit die Klippen nicht durch Rutschungen verlagert wurden, sich die Seesteine nach Orientierung sowohl der Säulen als auch der begrenzenden Flächen als Ausschnitt einer endogenen Domstruktur (Quellkuppe) interpretieren lassen, deren Form bei den gegebenen Aufschlussverhältnissen allerdings nicht rekonstruiert werden kann.

Literatur

- BEYSCHLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf, Lfg. XXIII: 66 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].
- BLUM, R. (1993): Die magnetische Totalintensität am Meißner. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 191–205; Wiesbaden (HLfB).
- FLICK, H. (2017a): Nr. 69 – Kitzkammer. – unveröff. Bericht, 3 S.; Wiesbaden.
- FLICK, H. (2017b): Nr. 159 Seesteine. – unveröff. Bericht, 3 S.; Wiesbaden.
- HACKER, W. & HEILAND, H. (2009): Geologie des Hohen Meißners und seines östlichen Vorlandes (Werra-Meißner-Kreis, Hessen). – Thüring. Geol. Ver., Exkursionsführer Frühjahrsexkursion am 25. April 2009. – 58 S., 13 Abb., 3 Tab.; Jena.
- HENTSCHEL, H. (1978): Der Basalt des Meißner. – Der Aufschluss, Sonderband **28**: 208–228, 4 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- KUPFAHL, H.-G., LAEMMLER, M. & PFLANZL, G. (1979): Geologische Karte des Meißner 1: 25 000; Wiesbaden (HLfB).
- MOESTA, FR. (1886): Geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].
- SCHRAFT, A., HOFFMANN, M. & KÜTTNER-BAHR, S. (2013): Geo-Touren durch Hessen – Kalender 2014: Juli – Auf dem Premiumweg P1 über den Hohen Meißner / Werra-Meißner-Kreis; Wiesbaden (HLUG).

Der Hohe Meißner

Der Hohe Meißner gehört mit 753,6 m ü. NN zu den höchsten Erhebungen Hessens und weist den Charakter eines Mittelgebirges auf. Sein Untergrund ist überwiegend aus sedimentären Gesteinen der Trias (Buntsandstein und Muschelkalk [Abb. 46], vor 252,5 bis 239 Mio. Jahren) aufgebaut. Seine heute heraus gehobene Position



Abb. 46: Geologisches Profil durch den Hohen Meißner (JACOBSSHAGEN et al. 1989). Gut zu erkennen ist die durch den verwitterungsresistenten Basalt bedingte morphologische Reliefumkehr.

im nordhessischen Bergland ist nur im Zusammenhang mit den Auswirkungen der saxonischen Bruchschollen-Tektonik und dem tertiären Vulkanismus zu erklären. Die tektonischen Bewegungen zerlegten gegen Ende des Erdmittelalters (Kreide, vor ca. 145 Mio. Jahren beginnend) den Untergrund in der Hessischen Senke in Bruchschollen und Grabenstrukturen. Einer dieser rheinisch (NNE-SSW) gerichteten, parallel zu ihr eingesunkenen Gräben ist die Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone. Die Aufstiegsspalten der Meißnerbasalte verlaufen in etwa parallel zu dessen Grabenrändern. Die zweite, das östliche Meißnervorland dominierende tektonische Richtung ist durch das Werra-Grauwacken-Gebirge vorgegeben, ein herzynisch (NW-SE) streichender Ausläufer des Thüringer Waldes. In diesem tektonisch stark beanspruchten Spannungsfeld ist der Meißnerbasalt in eine Nord-Süd-streichende, dreigeteilte Muldenstruktur eingedrungen. Diesem verwitterungsresistenten Basalt verdankt der Hohe Meißner seine heutige (heraus gehobene) tafelbergartige Form (Abb. 47).

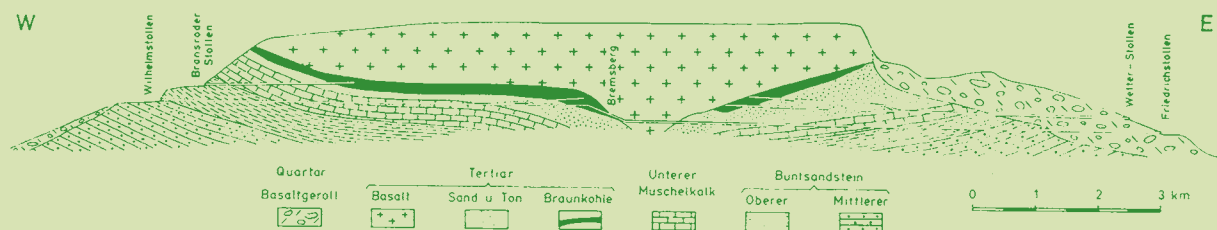


Abb. 47: Profil durch die Bransroder Mulde (FINKENWIRTH 1978).

Im älteren Tertiär war dieses Gebiet eine flach wellige, durch die Verwitterung wieder weitgehend eingeebnete Landschaft. In einer durch Senkungsvorgänge – begünstigt durch Subrosion in den unterlagernden Zechstein-Evaporiten – entstandenen Mulde gedieh im oberen Tertiär (Miozän, vor rd. 20 Mio. Jahren) bei subtropischem bis tropischem Klima ein üppiger Sumpfwald. Die abgestorbenen Bäume wurden im Wasser von der Luft abgeschlossen; dies führte zur Inkohlung des Holzes (vgl. Exkurs bei Kap. 9.1.3). Braunkohlelager entstanden in den tertiären Sedimenten, die zunächst von Sanden und Tonen überdeckt wurden (im Alter den Frielendorfer Schichten [Borken] entsprechend). Kohleführend sind allerdings nur die nördliche Teilmulde, die Bransroder Mulde sowie die mittlere, die Schwalbenthaler Mulde. Die südliche Teilmulde, die Fürbacher Mulde, enthält keine Braunkohle. Im jüngeren Tertiär (Oberes Miozän, vor 13 bis 5 Mio. Jahren) stieg auf den bereits o.g. sich vergitternden (dominanten) rheinischen (NNE-SSW) und unbedeutenderen herzynischen (NW-SE) Schwächezonen mehrfach dünnflüssige Lava auf und füllte die vorhandene Senke. Lagerung und Ausdehnung der magmatischen Gestei-



So oder ähnlich könnte der subtropische bis tropische Lebensraum tertiärer Braunkohle-Lagerstätten – wie z.B. am Meißner – vor rd. 20 Mio. Jahren (Miozän, Tertiär) ausgesehen haben (Foto: © GDKE, Mainz).

ne legen die Vermutung nahe, dass die Platznahme überwiegend subeffusiv (sehr oberflächennahe Intrusion) erfolgte. Der Förderschlot wird von den meisten Autoren im Bereich der Kitzkammer vermutet. Hierfür sprechen u.a. die horizontale Lagerung der Basaltsäulen, die Resultate der magnetischen Vermessung (BLUM 1993) und petrographische Hinweise (JACOBSHAGEN et al. 1989), bei Einbeziehung der Säulenorientierung seines Umfeldes lässt sich die Struktur aber auch als Zufuhrspalte zu einem endogenen Dom (Quellkuppe) interpretieren (vgl. Seite 508).

Durch mehrere bis zu insgesamt ca. 90 m mächtige Basalt-Decken geschützt, trotzte der Hohe Meißner der Erosion. Die einst höher gelegenen, aus älteren Sedimenten aufgebauten Schenkel der Nord-Süd-streichenden, prätertiären Mulde wurden längst abgetragen und das Basaltplateau dadurch aus den weichen umgebenden Schichten heraus präpariert, eine Situation, die als Reliefumkehr bezeichnet wird.

Die Basalte am Meißner liegen in drei petrographischen Varianten vor (Abb. 45, HENTSCHEL 1978), die aus ein und derselben Schmelze hervorgegangen sind: Grobkörniger, leicht verwitternder doleritischer, dichter und glasreicher Alkalibasalt. Dolerit, eine in die tertiären Sedimente eingedrungene und nicht an der Oberfläche erstarrte Basaltschmelze, konnte wegen seiner länger andauernden Abkühlungsphase grobkörnig kristallisieren. In einem gleichmäßig körnigen →ophitischen Gefüge sind makroskopisch Einsprenglinge von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas erkennbar. Die Meißnerhochfläche wird weitgehend von diesem körnigen Dolerit-Basalt aufgebaut. Bedingt durch die geringere Verwitterungsresistenz sind seine Verwendungsmöglichkeiten begrenzt. Im Steinbruch Bransrode, im Tagebauegebiet Kalbe sowie im Bereich der Seesteine und der Kitzkammer tritt der dichte Alkalibasalt auf. Er weist ein mikroporphyrisches Gefüge auf, als Einsprengling ist lediglich Olivin erkennbar. An der Kitzkammer ist zudem die glasige Variante anzutreffen. Es handelt sich um ein dichtes bis feinkörniges Gestein, auf frischen Bruchflächen weist es aufgrund seines Glasgehaltes von 30-50 % einen leichten Glanz auf. In seinem Mineralbestand entspricht der Dolerit im Wesentlichen den Alkalibasalten. Die unterschiedliche Ausbildung des Basalts wird mit einer gravitativen in-situ-Differenzierung erklärt (HENTSCHEL 1968): Der hangende, Plagioklas-reichere, doleritische Alkalibasalt geht kontinuierlich in einen liegenden, feinkörnigen, Klinopyroxen-reicheren Alkalibasalt über (DERSCH et al. 1999).

Unter der mächtigen Basalt-Überdeckung ist sedimentäres Tertiär mit einem durchschnittlich 12–15 m, aber bis max. 55 m mächtigen Braunkohleflöz nachgewiesen. Diese miozänen Sedimente wurden in direkter Nachbarschaft zur basaltischen Schmelze aufgeheizt und kontaktmetamorph beeinflusst, wobei die obersten Dezimeter zu einer glasartigen Substanz „gefrittet“ wurden (Glanzbraunkohle). Darunter folgt eine muschelartig brechende, metallisch glänzende, nahezu bitumenfreie Anthrazit-Kohle, welche in eine anthrazitische Kohle übergeht. Sie ist in deutliche Abkühlungs-Säulchen zerlegt und erhielt daher den Namen „Stangenkohle“. Mit größerer Entfernung zum ehemals aufheizenden Basalt folgt die eher bitumenreiche, schwarzbraune, erdig brechende Schwarzkohle. Ab etwa 6 m (meist) unterhalb des Kontaktes von Kohle und Basalt liegt die unveränderte Weichbraunkohle vor. Der erhöhte Inkohlungsgrad innerhalb der Kontaktzone stellt eine thermische Veredelung der Braunkohle dar, deren ursprünglicher Heizwert eher gering ist. Deshalb galten die Abbau-Vorhaben am Hohen Meißner in den ersten Jahren des Bergbaus nur der Edelkohle, die einen der Steinkohle vergleichbaren Brennwert aufweist. Die Kohle wurde sowohl im Tagebau, der größte war die Kalbe, als auch in zahlreichen Stollen untertage rings um den Meißner abgebaut (vgl. Exkurs bei Kap. 9.1.3). Viele diese ehemaligen Stollen wurden in Teilen wieder hergerichtet und dienen heute den Fledermäusen als Winterquartier oder werden für die örtliche Wasserversorgung genutzt.

Die geomorphologischen Verhältnisse am Meißner sind aber auch deutlich durch die periglaziale Klimasituation im Pleistozän beeinflusst worden, weil selbst die harte Basaltdecke der Verwitterung nicht vollkommen standhielt. Sie war vermutlich früher viel mächtiger. An den Hängen ist sie durch die Einwirkung von Frost während der Kaltzeiten zu Blockhalden zerfallen und stellenweise auch abgerutscht. Mächtige Hangschutthalden (im Westen dominiert von Schuttmateriale aus Muschelkalk, im Osten aus Buntsandstein) und basaltische Blockmeere bedecken heute die Hänge des Hohen Meißners. Das größte dieser Basaltblockmeere befindet sich unterhalb der Kalbe und ist mit knapp 4 ha die größte Blockhalde Nordhessens.

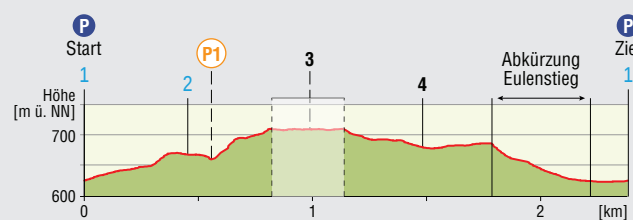
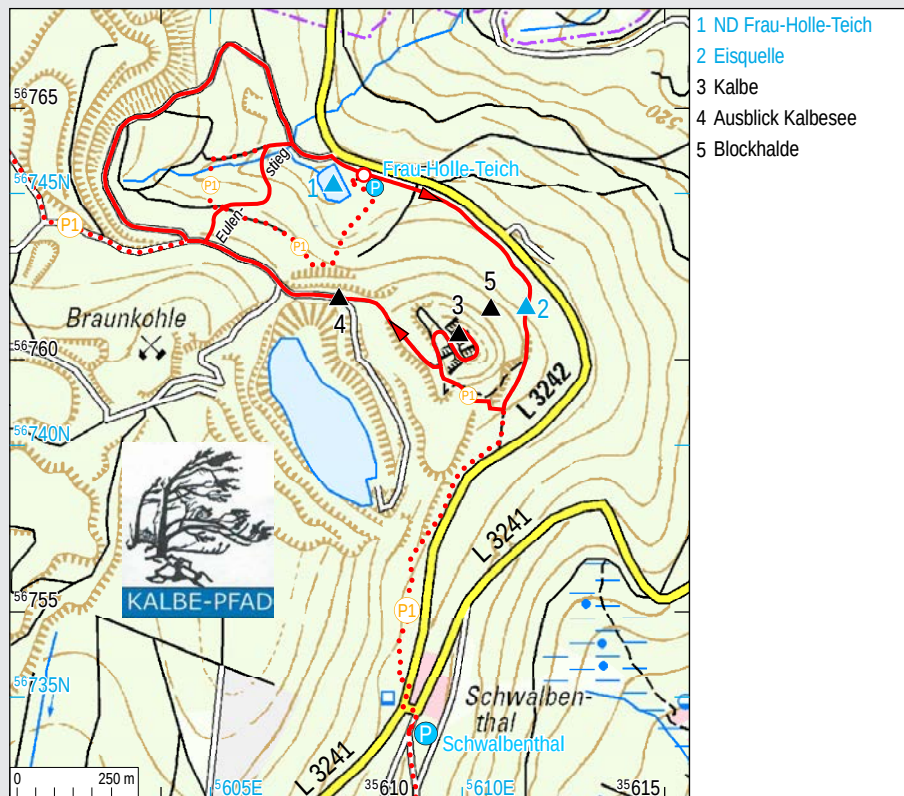
Literatur

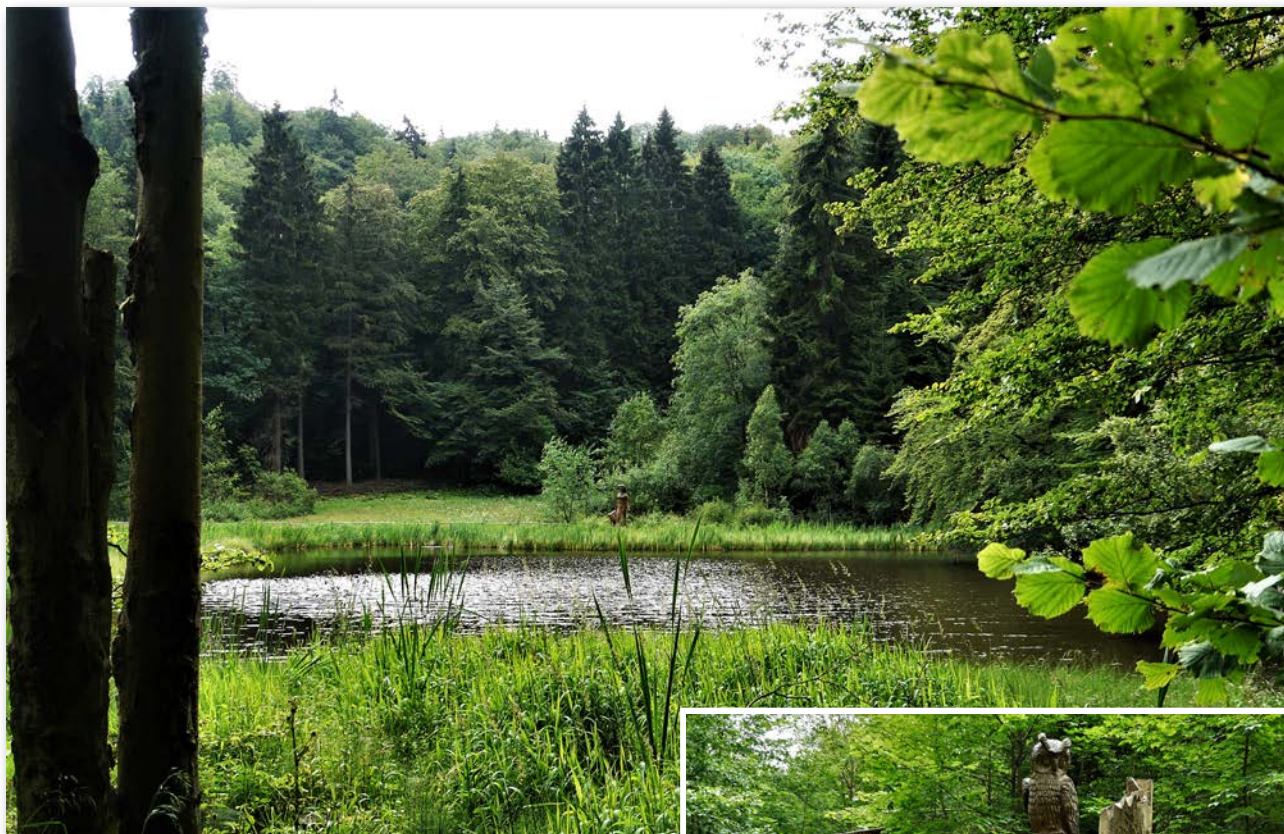
- BEYSLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf, Lfg. XXIII: 66 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].
- BLUM, R. (1993): Die magnetische Totalintensität am Meißner. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 191–205; Wiesbaden (HLfB).
- DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBURG, K.-H., HEGGEMANN, H., HOTTENROTT, M., KAUFMANN, E., KELLER, T., KÖNIGSHOF, P., KÖTT, A., NESBOR, H.-D., THEUERJAH, A.-K. & VORDERBRÜGGE, T. (1999): Geotope in Hessen. – In: HOPPE, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – Schriftenr. dt. geol. Ges., **8**: 69–126, 42 Abb.; Hannover.
- FINKENWIRTH, A. (1978): Die Braunkohle am Meißner. – Der Aufschluss, Sonderband **28**: 229–236, 3 Abb.; Heidelberg.
- HENTSCHEL, H. (1978): Der Basalt des Meißner. – Der Aufschluss, Sonderband **28**: 208–228, 4 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- JACOBSSHAGEN, V., KUHNERT, C. & WYCISK, P. (1989): Geologie des Hohen Meißners in Nordhessen. – Berliner geowiss. Abh., Reihe A, **114**: 9–76, 8 Abb., 5 Tab., 2 Beil.; Berlin.
- MOESTA, FR. (1876): Erl. geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. [4825] Waldkappel; Berlin. – [Faksim. Nachdruck; Wiesbaden 1996, HLfB].
- MÖLLER, K. (1989): Die geomorphologischen Verhältnisse am Hohen Meißner und ihre Interpretation. – Berliner geowiss. Abh., Reihe A, **114**: 103–114; Berlin.
- PFLANZL, G. (1953): Die Geologie des Meißners in Hessen: 301 S., 49 Abb., 6 Anl. – Diss. Philipps-Univ. Marburg.
- KUPFAHL, H.-G., LAEMMLEN, M. & PFLANZL, G. (1979): Geologische Karte des Meißner 1: 25 000; Wiesbaden (HLfB).

9.1.2 Kalbepfad mit Eulenstieg Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:	Parkplatz Frau-Holle-Teich, Hoher Meißner, 37297 Berkatal R 35 60 837 H 56 76 406 N 51°13'9,60" E 9°52'10,87"
Markierungen:	Symbol siehe Karte
Anforderungen oder Wegcharakter:	Zwei steilere Teilstücke, Wanderschuhe erforderlich
Länge / Höhenunterschied:	2,4 km / 117 m
Einkehr:	-
Varianten:	Abstieg über den Eulenstieg; Zugang ab Parkplatz Schwalbenthal
Weitere Infos / Kontakt:	Geo-Naturpark Frau-Holle-Land Niederhoner Str. 54 37269 Eschwege Tel.: 05651 - 992330 Fax: 05651 - 992339
E-Mail: info@naturparkfrauholle.land	
Internet: www.naturparkfrauholle.land	





Der Kalbepfad beginnt am Frau Holle-Teich (1).

Beschreibung

Die Wanderung über den Kalbepfad beginnt am sagenumwobenen Frau-Holle-Teich (1, vgl. GeoTour Kap. 9.1.1). Obwohl der Pfad in beide Richtungen ausgeschildert ist, empfiehlt sich zur Steigerung der landschaftlichen Dramaturgie der Aufstieg über die sog. Eisquelle (2). Sie ist die kälteste Quelle des Meißners, selbst im Sommer beträgt ihre Wassertemperatur nur etwa 1 °C. Die gefasste Quelle tritt am Fuße einer Basaltblockhalde aus, ihr Einzugsgebiet umfasst große Teile dieser Halde. Das in den Basalten versickernde Niederschlagswasser wird auf den tonig-siltigen Schichten des Oberen Buntsandsteins gestaut und auf seinem unterirdischen Weg in der Blockhalde durch die bei Verdunstungsvorgängen in der Halde entstehende Verdunstungskälte¹ auf diese niedrige Temperatur abgekühlt. Die anderen Quellen des Meißners schwanken zwischen 5 und 8 °C. Etwa 20 m weiter nach rechts beginnt die mit knapp 4–5 ha



Wer über den Eulenstieg zur Kalbe aufsteigen möchte findet hier einfallsreiche Markierungen vor.

(nach Tafel vor Ort, eher aber wohl nur 3–4 ha) größte und dichteste Blockhalde (5) Nordhessens. Östlich der Kalbe gelegen, bildet der bis zu 25 m mächtige Blockschutt aus Basalt bei einer Breite von mindestens 150 m eine mehr als 200 m lange, in Richtung ENE gestreckte Zunge.

Durch lichte Wälder mit Ulme, Esche und Bergahorn und unterhalb der eigentlichen Blockhalde vorbei, können Erwachsenengruppen mit Naturparkführern einen

¹ Damit ist die beim Verdunsten des Wassers auftretende Abkühlung dieses Wassers selbst und seiner Umgebung gemeint. Diese Abkühlung wird dadurch verursacht, dass der Flüssigkeit und ihrer Umgebung die zum Verdunsten erforderliche „Verdunstungswärme“ (Verdampfungswärme) entzogen wird. Der Verdunstungsvorgang und damit die Verdunstungsabkühlung werden verstärkt, wenn der entstehende Dampf durch einen trockenen Luftzug möglichst rasch abgeführt wird, sodass ständig wieder ungesättigte Luft an die Stelle gelangt, wo die Verdunstung stattfindet.



Die Eisquelle (2) tritt am Fuße einer Basaltblockhalde aus. Mit Wassertemperaturen selbst im Sommer von nur etwa 1 °C ist sie die kälteste Quelle des Meißners.

Abstecher (+ 30 min) zu der ansonsten abgesperrten Stinksteinwand (achten Sie auf den Schwefelgeruch) unternehmen. Das (unterirdische) Stollensystem des Kohleabbaufeldes „Schwalbenthal“ ist die einzige Stelle in Europa, wo seit fast 400 Jahren die – u.a. aufgrund der in den Flözen häufig vorkommenden Schwefelkieeinlagerungen – sich selbst entzündete Kohle immer wieder Schwelbrände auslöst. Diese Brände konnten nie gelöscht werden, weil durch Klüfte im Basalt immer wieder Sauerstoff den Brandherden zugeführt wird. Für Einzelwanderer ist der Zugang zu der Wand wegen der Unfallgefahr gesperrt.

Der Aufstieg zum Kalbe-Gipfel mit seinem Aussichtspunkt (3, 721 m ü. NN) über das östliche Meißnervorland gehört zu den Höhepunkten dieser Wanderung. Von hier soll der Blick bei klarer Sicht bis zum Brocken im Harz und dem Inselsberg im Thüringer Wald reichen. Wieder zurück auf dem Plateau, führt der breite Weg am Restlochsee des ehemaligen Braunkohle-Abbaus Kalbe vorbei zu einem Aussichtspunkt (4) auf den See und die dahinter liegenden alten Tagebau-Terrassen

Vom Kalbe-Gipfel (3) soll der Blick bei klarer Sicht bis zum Brocken im Harz und dem Inselsberg im Thüringer Wald reichen.





Vom Aussichtspunkt (4) am Kalbensee ist die rd. 30 m mächtige Basaltdecke (mit der Stinksteinwand), die die darunter liegende Braunkohle (derzeit nicht aufgeschlossen) überlagert, zu sehen.

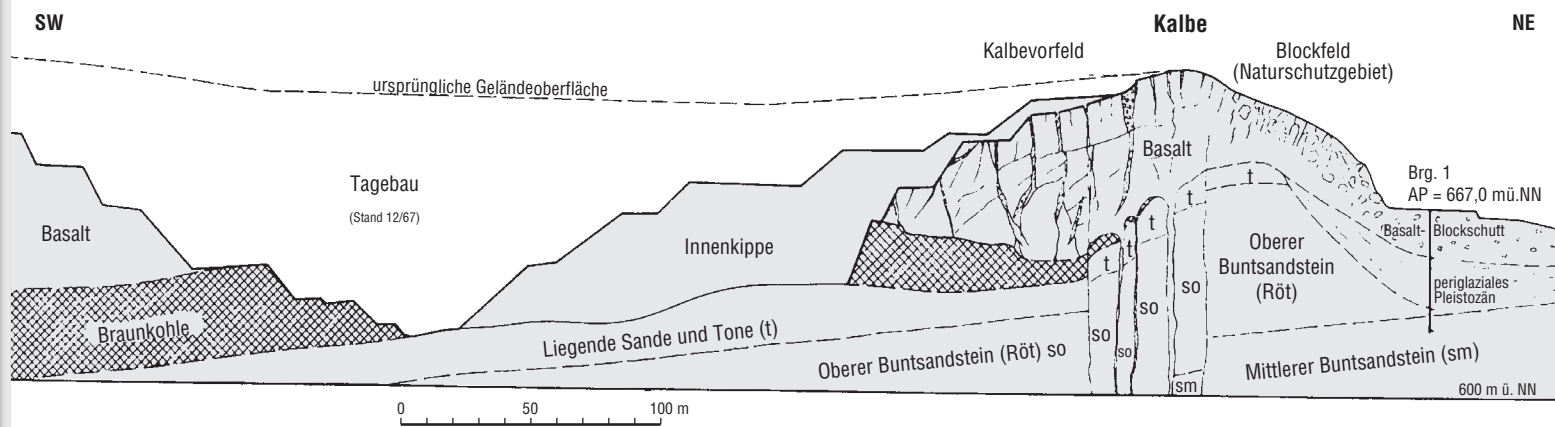


Die Blockhalde (5) unterhalb der Kalbe ist mit rd. 4 ha die größte und dichteste Blockhalde Nordhessens.

(Abb. 48) mit der bereits erwähnten Stinksteinwand. Hier lässt sich noch erahnen, welch gewaltige Anstrengungen in den 50er-Jahren des vorigen Jahrhunderts nötig waren, um die rd. 30 m mächtige Basaltdecke abzuräumen, die die darunter liegende Braunkohle überlagerte. Tafeln an den Aussichtspunkten geben weitere Erklärungen zum Bergbau an der Kalbe und den dabei aufgetretenen Problemen.

Vom Kalbepfad kann in seinem weiteren Verlauf über den wildromantischen Eulenstieg (mit Infos zu den fünf am Meißner vorkommenden Eulen-Arten) direkt zum Frau-Holle-Teich abgestiegen werden, der etwas längere Abstieg über den Kalbepfad folgt dem bequemeren Forstweg.

Abb. 48: Das Profil durch den Tagebau an der Kalbe verdeutlicht die Lagerungsverhältnisse der Kohle und deren Abbau-Zustand in den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts (FINKENWIRTH 1978).



Literatur

BEYSCHLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1:25 000, Bl. Allendorf, Lfg. XXIII: 66 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].

KUPFAHL, H.-G., LAEMMLEN, M. & PFLANZL, G. (1979): Geologische Karte des Meißner 1:25 000; Wiesbaden (HLfB).

MARZELA, C. & TRÄGER, H. (2006): Der Braunkohle-Bergbau am Meißner: 1558–1974; ein historischer Rundblick

und Begleitbroschüre für montanhistorische Wanderungen auf dem Meißner. – 160 S.; Horb am Neckar (Geiger).

MOESTA, FR. (1886): Geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1:25 000, Bl. Allendorf; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].

SCHRAFT, A., HOFFMANN, M. & KÜTTNER-BAHR, S. (2013): Geotouren durch Hessen – Kalender 2014: Juli – Auf dem Premiumweg P1 über den Hohen Meißner / Werra-Meißner-Kreis; Wiesbaden (HLUG).

Die Kieselsäure in den Gesteinsschmelzen (Heiner Flick)

Gesteinsschmelzen (Magmen) sind von extrem seltenen Ausnahmen abgesehen Silikatschmelzen. Das bedeutet, bei deren Erstarren entstehen zum überwiegenden Teil wieder Silikatminerale. Diese wiederum sind die natürlich vorkommenden Verbindungen der Kieselsäure in unserer Erde. Kieselsäure – auch wenn im heutigen chemischen Verständnis keine Säure – ist der im Deutschen traditionell gebrauchte Begriff für SiO_2 . Ihr Anteil in den Gesteinen ist so bedeutsam, dass diese danach in sauer (SiO_2 -Gehalt $> 65\%$; Granit/Rhyolith), intermediär (SiO_2 -Gehalt zwischen 52% und 65% ; Diorit/Andesit sowie Syenit/Trachyt), basisch (SiO_2 -Gehalt $< 52\%$; Gabbro/Basalt) und ultrabasisch (i.Allg. SiO_2 -Gehalt $< 45\%$; Peridotit/Pikrit) unterschieden werden. Dabei ist der SiO_2 -Gehalt wesentlich für die Fließfähigkeit oder andersherum für die Zähigkeit der Schmelze, aus der die als Beispiel genannten Gesteine hervorgegangen sind.

Wieso ist das so? Bei der Kieselsäure als Silizium-Sauerstoff-Verbindung sitzt das kleine Silizium-Atom im Zwickel zwischen vier Sauerstoff-Atomen. Auf diese Weise entsteht ein Tetraeder, ein Körper aus vier identischen Flächen. Die Bindungskraft des 4-wertig positiven Silizium-Ions reicht allerdings nur für zwei 2-wertig negative Sauerstoffatome. Bei der Tetraederstruktur mit vier Sauerstoff-Atomen bleiben demnach vier negative Wertigkeiten übrig. Die eine Möglichkeit des Ausgleichs hierfür besteht darin, sie durch positive Wertigkeiten zu neutralisieren, die durch andere Metalle außerhalb des Tetraeders zur Verfügung stehen. Die andere Möglichkeit ist die gemeinsame Nutzung (sprich Bindung) eines Sauerstoff-Atoms durch zwei Silizium-Atome, d.h. eine Verknüpfung von Tetraedern. In den Mineralen ergeben sich je nach dem Verknüpfungsgrad (zwischen eins und vier) die verschiedenen Silikatstrukturen.

Wie verhält es sich nun in der Schmelze? In den basischen Schmelzen sorgen bei einem relativ geringeren Kieselsäuregehalt viel Eisen und Magnesium, welche die Kieselsäure-Tetraeder neutralisieren, dafür, dass sich die Tetraeder nicht so stark vernetzen können. Die Schmelzen bleibt dadurch flüssiger: Es kommt zu ruhigen Ausbrüchen, z.B. ausgedehnten Basaltdecken oder zur Entstehung von Schlackenkegeln. Saure bis intermediäre Schmelzen haben dagegen bei einem hohen Kieselsäuregehalt wenig Eisen und Magnesium. Die Vernetzung der Kieselsäure-Tetraeder ist entsprechend stark mit der Folge sehr zäh fließender Schmelzen, die zur Pfropfenbildung (endogene oder exogene Dome) neigen. Auch eine Folge dieser Zähigkeit sind heftige, explosive Ausbrüche, die erst durch Zutritt von externem Wasser ausgelöst werden, wie z.B. Wasserdampfexplosionen ($\rightarrow$ Phreatomatismus). Dadurch können verheerende Glutwolken und Aschenströme entstehen.

9.1.3 Knappenfad Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Parkplatz Schwalbenthal am Zusammentreffen der L3241 und der L3242 an der Ostabdachung des Hohen Meißners

R 35 61 015 H 56 75 292
N 51°12'33,49" E 9°52'19,36"

Markierungen:

Hammer und Schlägel, gekreuzt

Anforderungen oder Wegcharakter:

Leichter Rundweg mit einigen Stufen; Wanderschuhe empfohlen

Länge / Höhenunterschied:

1,8 km / 72 m

Einkehr:

-

Varianten:

-

Weitere Infos / Kontakt:

Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54

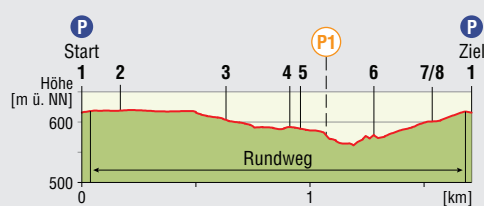
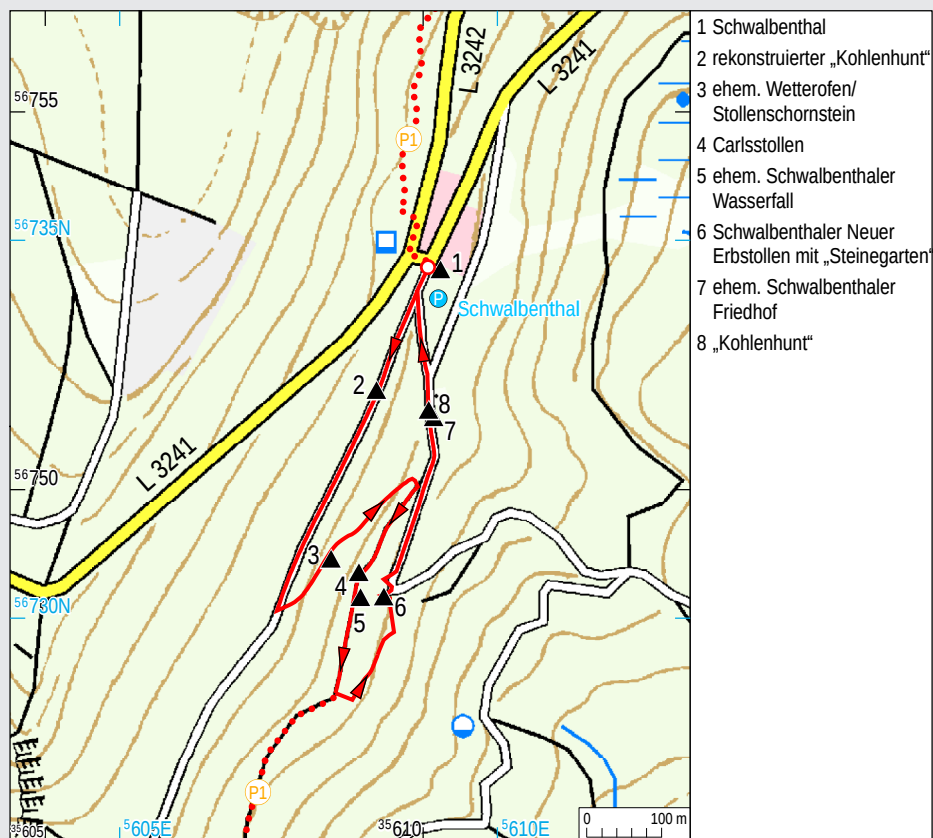
37269 Eschwege

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339

E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land





Der schöne Aussichtspunkt Schwalbenthal (1) lockt - da direkt an der Landstraße gelegen und auch Parkmöglichkeiten bietend - viele Besucher an.

Beschreibung

Vom Aussichtspunkt am Parkplatz Schwalbenthal (1) bietet sich ein spektakuläres Panorama, das man vor Beginn der kurzen Wanderung über den Bergbaupfad in Ruhe auf sich wirken lassen sollte. Weit reicht der Blick über das Werratal mit den Ortsteilen der Gemeinden Meißen und Berkatal bis nach Thüringen. Mehrere Tafeln rund um den Parkplatz geben weitere Informationen zu Schwalbenthal, seinem Aussichtspunkt, dem historischen Bergbau am Meißen und dem Knappenpfad.

Schwalbenthal stellt die Wiege des Bergbaus am Meißen dar, ein idealer Ausgangspunkt somit für den Knappenpfad. Dieser führt von hier, unterstützt von erklärenden Tafeln, an Relikten des Braunkohle-Bergbaus vorbei. Neben einem verschütteten Stollenmundloch (Eingang eines Stollens) am Sälzerweg zeigt ein sog. Kohlenhunt (2), ein von Hand zu schiebender Karren zum Kohletransport, mit welchen einfachen Mitteln damals Bergbau betrieben wurde. Auf dem Abstieg vom

Zur Frischluftzufuhr in den Carlsstollen wurde ein Bewetterungssofen (3) genutzt, eine Tafel erklärt seine Funktionsweise.



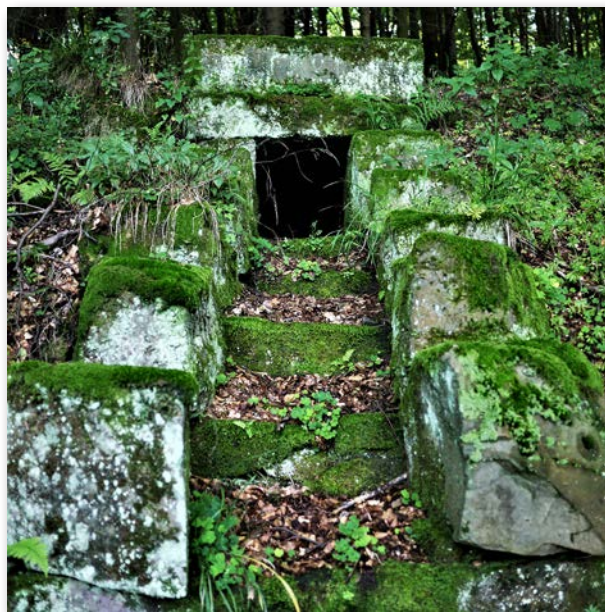
Die Informationstafel am Carlsstollen (4) zeigt das Stollensystem von Carls- und Erbstollen und die ausgeklügelte Bewetterung beider Stollen mit Hilfe des darüber liegenden Wetterofens.



Sälzerweg zum darunter liegenden Carlsstollen kommt man an einer alten Pinge (3) vorbei. Das Gebiet der heutigen Pinge war früher Standort eines Bewetterungsofens zur Stollenbelüftung, der über einem (senkrechten) Wetterschacht angebracht war. Zur Verbesserung der Frischluftzufuhr dieses Stollens wurde um 1750 ein durchschlägig (hier: senkrechte Verbindung zwischen dem Stollen und der Geländeoberfläche) 30 m nach übertage führender Schacht angelegt, auf den ein ca. 15–20 m hoher Wetterschlot aufgemauert wurde. Die damit erreichte Höhendifferenz von 75 m, bezogen auf das Stollenportal, verbesserte die Luftzirkulation im Stollen: Die durch die Befeuerung des Wetterschlots aufgeheizte, im Schornstein aufsteigende Luft erzeugte eine Sogwirkung und riss die ausziehenden Wetter aus dem Stollen mit. Durch den Stolleneingang („Mundloch“) konnte somit vermehrt frische, sauerstoffreiche Luft in den Stollen nachströmen (Ventilatoren, die heute für die Frischluftzufuhr in vergleichbaren Stollen sorgen, waren noch nicht erfunden, es gab noch keinen Strom).

Am Stollenmundloch des restaurierten Carlsstollens (4) (Karlsstollen, 1628–1888 in Betrieb) – er diente als Wetter- und Förderstollen – zeigt eine Informationstafel das Stollensystem und die ausgeklügelte Bewetterung mit Hilfe des darüber liegenden Wetterofens. Vorbei am ehemaligen Schwalbenthaler Wasserfall (5) – die daneben stehende Informationstafel verdeutlicht, welche Wassermengen vor dem Bau des Schwalbenthaler Neuen Erbstollens (s.u.) aus

Der Schwalbenthaler Wasserfall (5), über den das Grubenwasser des Carlsstollens abgeführt wurde, versiegte nach dem Bau des tiefer angeschlagenen Erbstollens.



dem Carlsstollen abgeführt werden mussten – führt der Weg leicht bergab zur freigelegten Schütthalde und einem „Steinegarten“ mit Gesteinsblöcken aus der näheren Umgebung des Meißners. Hier wurde ab 1628 der Schwalbenthaler Neue Erbstollen (6) aufgefahren. Durch den Betrieb dieses rd. 20 m parallel unter dem Carlsstollen verlaufenden Stollens konnte die Grundwasseroberfläche so weit abgesenkt werden, dass der Carlsstollen trocken fiel und der Wasserfall versiegte. Unmittelbar rechts neben dem Stolleneingang steht noch das „Haus Halde“ von 1755, das einzige übrig ge-

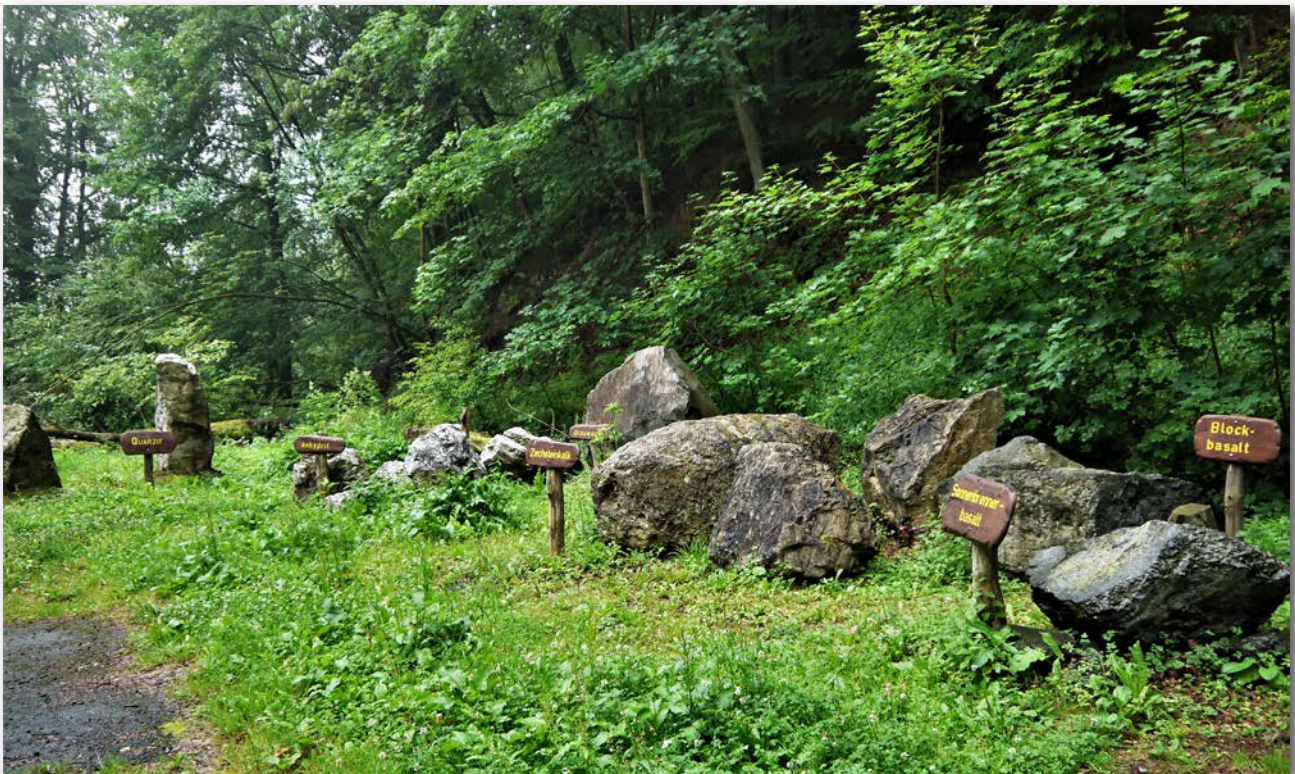


Durch den Betrieb des Erbstollens (6) wurde die Grundwasseroberfläche so weit abgesenkt, dass der Carlsstollen (und damit auch der Wasserfall) trocken fiel.

bliebene Haus einer Häusergruppe am Schwalbenthaler Neuen Erbstollen, wo früher die geförderten Kohlen verladen und abgerechnet wurden und Bergbaubeamte wohnten. Vor dem daneben liegenden Haldenhaus steht ein weiteres Modell eines „Kohlenhunts“. Eine Informationstafel erklärt die technische Entwicklung des Kohletransports. Hinter dem Haldenhaus ist auch das anstehende Gestein des Meißners, eine Tonstein/Sandstein-Wechselfolge des tieferen Mittleren Buntsandsteins, auf dem die tertiären Schichten im Osten des Meißners auflagern, aufgeschlossen. Auf dem leicht ansteigenden Rückweg zum Parkplatz Schwalbenthal führt der Weg am alten Bergmannsfriedhof (7) vorbei, auf dem nur Bergbeamte des Schwalbenthaler Reviers beerdigt wurden. Das z.Zt. geschlossene Gasthaus Schwalbenthal neben dem Parkplatz ist das ehemalige Bergamt der Bergbausiedlung Schwalbenthal. Es ist das letzte Haus der einstigen Siedlung gleichen Namens, die 1907 durch einen Bergrutsch weitgehend zerstört wurde und danach aufgegeben werden musste.

Auf dem Knappenpfad werden 2- und 3-stündige geführte Wanderungen angeboten. Näheres unter „Kontakt“.

Vor dem Erbstollen wurde ein „Steinegarten“ (6) mit Gesteinsblöcken aus der näheren Umgebung des Meißners eingerichtet.



Literatur

- BEYSCHLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1:25 000, Bl. Allendorf, Lfg. XXIII: 66 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].
- HACKER, W. (2006): Ausarbeitung zur Geologie der Werra-Meißner-Region. – Bundesseminar d. FG Natur- und Heimatkunde im Naturfreundehaus auf dem Hohen Meißner/ Nordhessen vom 05.–09.06.2006: 40 S.; unveröff.
- HACKER, W. & HEILAND, H. (2009): Geologie des Hohen Meißners und seines östlichen Vorlandes (Werra-Meißner-Kreis, Hessen). – Thüring. Geol. Ver., Exkursionsführer Frühjahrsexkursion am 25. April 2009. – 58 S., 13 Abb., 3 Tab.; Jena.
- KUPFAHL, H.-G., LAEMMLEN, M. & PFLANZL, G. (1979): Geologische Karte des Meißner 1:25 000; Wiesbaden (HLfB).
- MARZELA, C. & TRÄGER, H. (2006): Der Braunkohle-Bergbau am Meißner: 1558–1974; ein historischer Rundblick und Begleitbroschüre für montanhistorische Wanderungen auf dem Meißner. – 160 S.; Horb am Neckar (Geiger).
- MOESTA, FR. (1886): Geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1:25 000, Bl. Allendorf; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLfB].
- SCHRAFT, A., HOFFMANN, M. & KÜTTNER-BAHR, S. (2013): Geo-Touren durch Hessen – Kalender 2014: Juli – Auf dem Premiumweg P1 über den Hohen Meißner / Werra-Meißner-Kreis; Wiesbaden (HLUG).

Bergbau am Meißner

Der Braunkohle-Abbau am Meißner ist einer der ältesten in Deutschland. Obwohl Braunkohle-Vorkommen am Meißner schon länger bekannt waren, führte erst der Fund eines Glanzkohlestückchens in einer Quelle am Schwalbenthal um 1560 zu ersten Bergbauaktivitäten in der Region: Ein ca. 16 m langer Versuchsstollen im sog. Schwalbenthaler Revier wurde angelegt, der jedoch lediglich Basaltgeröll mit geringen Spuren an Kohle zutage förderte. Erst 1571 ließ Landgraf Wilhelm IV. (1567-1592) weitere Untersuchungen auf Braunkohle durchführen. 1575 wurde in der Nähe von Schwalbenthal ein Schacht durch den Basalt vorgetrieben, von dem aus ab 1578, dem eigentlichen Geburtsjahr des Bergbaus am Meißner, Schwarzkohle abgebaut wurde. Ab 1584 siedelten sich dann auch die ersten Bergleute im Schwalbenthal an. Im Jahre 1598 wurden die ersten Stollen im sog. Bransroder Revier auf der Nordseite, bzw. Nordwest-Flanke des Berges angelegt. Anfangs wurde nur die bis zu 2,5 m starke Schicht der Glanzkohle oder Edelkohle im Kontaktbereich zum Basalt gefördert, deren Heizwert fast an die Steinkohle heranreicht. Erst ab 1790 wurde auch die normale Braunkohle abgebaut.

Mit dem Beginn des 17. Jhs. wurden die relativ tief liegenden Stollen angeschlagen, die teilweise heute noch vorhanden sind; so der Schwalbenthaler Neue Erbstollen und der Carlsstollen. Bei Bransrode wurden der „Alte Häuser Stollen“ und als dessen Ersatz der Bransroder Stollen angelegt (1696). Dieser Stollen wurde mit Unterbrechungen bis 1929 betrieben. Außerdem war er mit dem Friedrichstollen verbunden, so dass man unter dem Meißner hindurchgehen konnte.

Die Kohle diente bis 1869 ausschließlich zur Befeuerung der Siedepfannen der Saline Sooden im heutigen Bad Sooden-Allendorf. Durch den Holzeinschlag für die Feuerung war der Meißner um 1600 weitestgehend kahl geschlagen; seine Hochfläche wurde bis Ende des 19. Jhs. als Viehweide genutzt. Die Entdeckung der Braunkohle löste Ende des 16. Jhs. das gravierend gewordene Problem der Brennstoffversorgung. Wirtschaftlich verwertet wurde bis etwa 1790 ausschließlich Edelkohle. Die geringwertigere, matt aussehende Braunkohle war bis dahin Abraum.

Bis ins Jahr 1923 erfolgte die Braunkohle-Gewinnung ausschließlich im horizontalen Stollen-Bergbau. Die Stollen waren dabei stets leicht hangaufwärts angelegt, sodass das stets anfallende Sickerwasser aus dem Berg abgeleitet und die voll beladenen Kohle-Karren (in der Bergmannssprache „Hunte“ genannt) relativ leicht aus dem Berg geschoben werden konnten. Mit der Schließung des Bransroder Stollens (1929), des letzten noch betriebenen Stollens, der seit 1696 in Betrieb war, endete die sog. klassische Periode des Braunkohle-Abbaus am Hohen Meißner. Nach dem zweiten Weltkrieg, im Jahr 1946 begann in der Umgebung der Kalbe die zweite Betriebsperiode, die 1974 endete. In dieser Zeit wurde Braunkohle, von den ersten Jahren abgesehen, im Tagebau gefördert. Der überlagernde Basalt wurde nicht wirtschaftlich verwertet, sondern auf der Hochfläche auf Halde gekippt und anschließend begrünt (zitiert u.a. nach HACKER [2006] sowie HACKER & HEILAND [2009]).

Literatur bei Kap. 9.1.3.



Mehrere Stollenportale wurden in jüngerer Zeit wieder aufwändig restauriert, wie z.B. der Bransroder Stollen, ...



... der Friedrichstollen direkt an der Fahrstraße (L3242, Kohlenstraße) ...



... oder der Neue Stollen (irrtümlich teilweise auch als Wilhelmstollen bezeichnet).



In den Schluss- oder Scheitelstein eines Stollenportals wurden oftmals wichtige betriebliche Daten eingraviert.

9.1.4 Durch das östliche Meißnervorland Werra-Meißner-Kreis



Der rd. 22 km lange ehemalige P2 Meißnerland wurde im Jahr 2017 in zwei Premiumwege mittlerer Länge von jeweils rd. 10,5 km aufgeteilt: Den neuen P2 Frankershäuser Karst und den P23 Höllental (Abb. 49). Obwohl der alte P2 mit seinem bisherigen Verlauf die geologischen Sehenswürdigkeiten des Gebietes sehr gut verband, stellt die neue Aufteilung in zwei Wege eine deutliche Verbesserung dar. Alle interessanten Geotope bleiben nach der Aufteilung des langen Rundwegs in die beiden neuen Varianten eingebunden, mit Längen von etwas über 10 km und aufsummierten Höhendiffe-

renzen zwischen 316 m (P2) und 438 m (P23) ist die neue Wegführung aber besser an die Bedürfnisse des durchschnittlich trainierten Wanderers angepasst. Zudem entfällt der – trotz schöner Fernsichten – geologisch relativ uninteressante Abschnitt vom Alten Teich (11) über die landwirtschaftlich genutzte Hochfläche aus Unterem Buntsandstein bis zum Parkplatz Krösselberg (P3). Der ebenfalls entfallende Wegabschnitt zwischen dem Krösselberg und Wolfterode ist als Verbindungsweg der beiden Premiumwege markiert und bleibt somit erhalten.

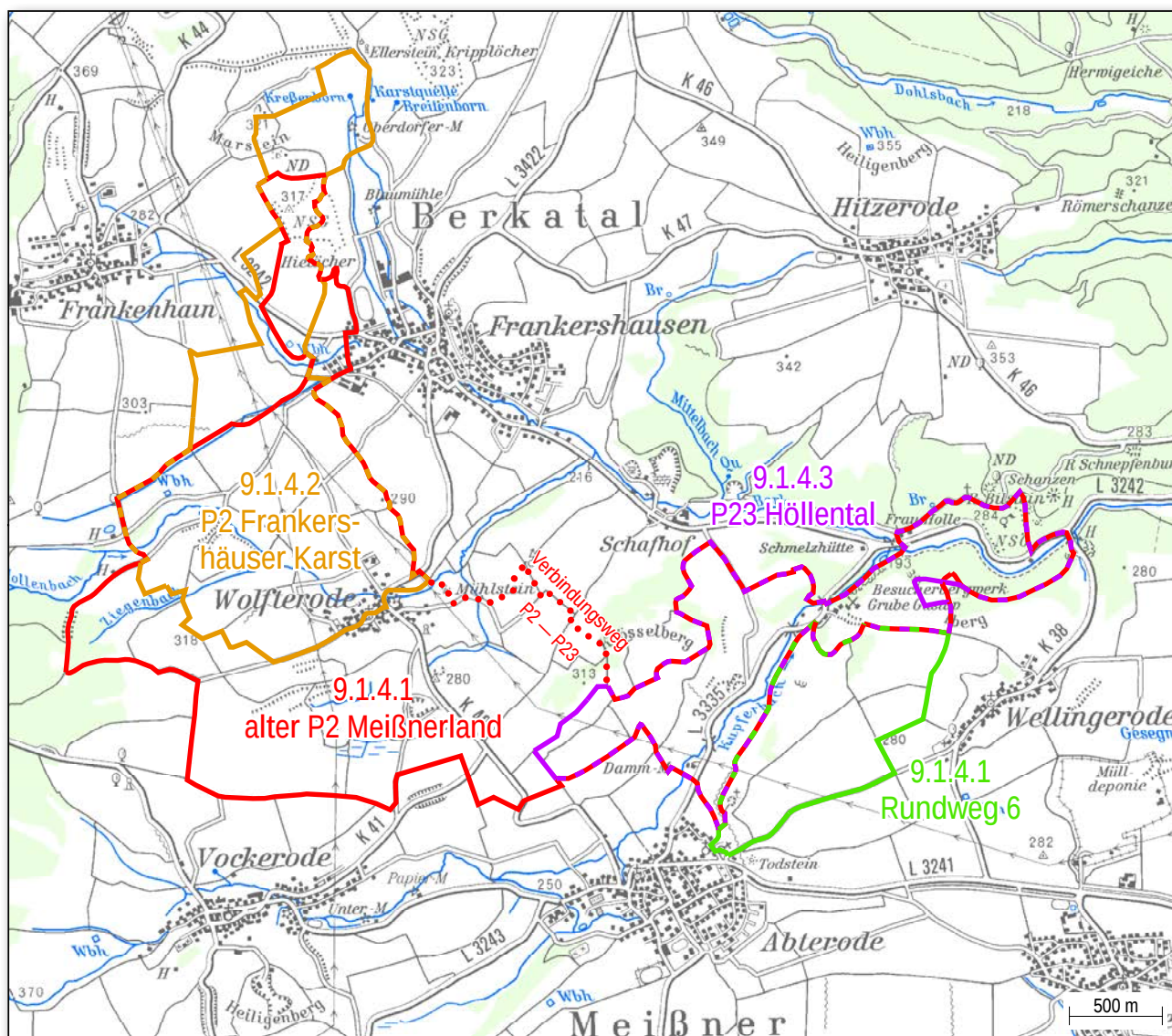


Abb. 49: Die GeoTouren im östlichen Meißnervorland (Kap. 9.1.4) – ein Überblick.

9.1.4.1 Vom Höllental zu den Hielöchern (der ehemalige P2)

Ausgangspunkt:

Der Einstieg empfiehlt sich entweder am Besucherbergwerk Grube Gustav, am Sportplatz Berkatal-Frangershausen in der Nähe der Hielöcher oder am Wanderparkplatz Meißner-Abterode. Mögliche weitere Ausgangspunkte sind aber auch die Parkplätze unterhalb des ehem. Gasthauses Frau Holle oder am Nedderborn, beide an der L3242 oder der Wanderparkplatz Krösselberg an der K40 (vgl. Karte).

Parkplatz an der Grube Gustav:
R 35 66 527 H 56 76 950
N 51°13'24,91" E 9°57'4,38"

Markierungen:

Abschnittsweise gelbe P2 und P23 im Kreis; in den Hielöchern zusätzlich gelbe 1, 2 oder 3 im Kreis, zwischen Abterode und dem Höllental die gelbe 6 im Kreis (vgl. Variante).

Anforderungen oder Wegcharakter:

Ausdauer erforderlich, meist einfacher Weg

Länge / Höhenunterschied:

22,5 km / 867 m

Einkehr:

Gasthaus in Frangershausen, Gaststätte in Abterode, Kiosk am Besucherbergwerk Grube Gustav (bitte nach Öffnungszeiten erkundigen)

Varianten:

Der ehemalige P2 Meißnerland war einer der höchstbewerteten Premiumwanderwege Hessens. Zwei Abkürzungsmöglichkeiten (an der Grube Gustav und südlich von Frangershausen) machten den Weg in seiner Länge sehr flexibel. Die drei durch die Hielöcher führenden Wanderwege können beliebig kombiniert werden. Östlich des Kupferbaches ergibt sich zusammen mit dem Rundweg 6 (vgl. Karte) ein ca. 9 km langer Spaziergang von der Grube Gustav durch das Kupferbachtal nach Abterode. Der Rückweg durch die Wellingener Gemarkung bietet schöne Fernblicke; über den Iberg wird dann auf dem heutigen P23 wieder die Grube Gustav erreicht.

Weitere Infos / Kontakt:

Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54

E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

37269 Eschwege

Internet: www.naturparkfrauholle.land

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339



Beschreibung

Der ehemalige Premiumweg P2 Meißnerland bezaubert durch wunderschöne Panoramablicke in überwiegend offener Landschaft mit mäßig lebhafter Geländemorphologie, interessanter geologischer Vielfalt und Kostbarkeiten bei Flora und Fauna. Von den sandigen Grauwacken des Erdalters (Karbon, vor 361–296 Mio. Jahren), über meist karbonatisch-sulfatische Evaporite des Zechsteins (vor 258–252,5 Mio. Jahren) bis hin zu den Sandsteinen und Sand-/Tonsteinwechseln des Erdmittels (Buntsandstein, vor 252,5–246 Mio. Jahren) ist entlang des Weges ein breites geologisches Spektrum und eine enorme Formenvielfalt zu bewundern.

Um die natürliche Dramaturgie des Weges zu nutzen, wird ein Start ab der Grube Gustav im Kupferbachtal in westliche Richtung empfohlen. Dadurch erfolgt während des ersten Aktes bis zum Ende des Rundweges durch die Hielöcher eine stetige Steigerung des geologisch-/geomorphologischen Erlebniswertes. Danach wird im zweiten Akt zuerst die Spannung etwas herausgenommen. Aber bereits ab der scharfen Linkskurve am

westlichsten Punkt baut sich durch die hervorragende Rundum-Aussicht neue Spannung auf, die auch im dritten Akt ab der Damm-Mühle über die Kirchenruine und den Todstein am Ortsrand von Abterode und der geologisch abwechslungsreichen Wanderung durch das Kupferbachtal gehalten wird. Der vierte Akt ab der Grube Gustav durch das Höllental stellt mit seinen völlig anderen geologischen Verhältnissen und seinen spektakulären Aussichtspunkten einen abschließenden Höhepunkt dieser außergewöhnlichen Tour dar.

Auf schönem, naturbelassenem Pfad erfolgt der Einstieg in den alten P2 Meißnerland an der Grube Gustav auf der dem Parkplatz (P1) gegenüber liegenden Straßenseite. Leicht ansteigend führt der Pfad durch lichten Wald. Lesesteine von Zellendolomit zeugen davon, dass der Weg hier über Residualgesteine der Evaporite des Zechsteinmeeres führt. Begleitet von schönen Ausblicken, zuerst auf Abterode, dann im weiteren Verlauf des Weges über den Steinbruch Schafhof bis nach Frangershausen und den Hohen Meißner, zieht sich der Weg wieder durch schönen, lichten Wald zum Krösselberg hoch, einem SW–NE-streichenden Aufbruch aus Staßfurt-Evaporiten¹. Links an einer kleineren Doline

¹ Die Fa. Knauf schätzt die hier vorhandenen Gipsvorräte auf etwa sechs Millionen Tonnen (Quelle, HNA-online 21.10.2004).



Das etwa 10 m hohe ND Mühlstein (3) besteht aus massivem, brekziösem, meist grauem Plattendolomit (zLCA); vom Hauptdolomit (zSCA) ist er manchmal nur schlecht zu unterscheiden.



An der NE-Seite des Mühlsteins hat sich eine Halbhöhle entwickelt.

(2, Durchmesser ca. 5 m, Tiefe ca. 3 m) vorbei, eröffnet sich an einer Bank von der Westseite des Krösselberges ein schöner Blick über Wolfterode, der Mühlstein ist bereits erkennbar. Die verkarsteten, löchrigen Felsen des Hauptdolomits stellen hier einen idealen Nährboden für die Wacholder-Kulturlandschaft mit ihrer schützenswerten, artenreichen Flora dar. Über weitere schöne Rast- und Aussichtspunkte wird zum ND Mühlstein (3) am östlichen Ortsrand von Wolfterode abgestiegen. Der Rastplatz mit seinem freundlichen Ambiente lädt hier zu einer Pause ein. Der Mühlstein, eine 20 m lange und rd. 10 m hohe Felskante eines Hügels, besteht aus Plattendolomit der Leine-Formation (zLCA). Der massige, brekziöse, gelblich-graue Dolomit weist hier ein schwach löchriges Aussehen auf. Biogene Strukturen (Bryozoen?) sind erkennbar. Er kann umrundet und bestiegen werden, weitere vielfältige geologische Strukturen und Karst-Erscheinungen lassen sich dabei erkennen; so hat sich z.B. an seiner NE-Seite eine Halbhöhle entwickelt.

Wem bereits hier die Füße qualmen, kann sich im „Premium-Fußbad Wolfterode“, einer Wassertretstelle mit Sitzgelegenheit im nahen Hollenbach, für den weiteren Weg Linderung verschaffen. Nach Überqueren der K40 von Wolfterode nach Frankershausen wartet auf den Wanderer wieder ein besonders attraktiver Teilabschnitt des alten und neuen P2. Steil bergan geht der Weg wei-



Wer die Tour in Frankershausen beginnt (oder sie ab Wolfterode im Uhrzeigersinn begeht), kann sich östlich von Wolfterode kurz vor Ende der Wanderung die qualmenden Füße kühlen.



Der Alte Teich (11) in einem Erdfall wurde früher als Badeteich genutzt.

ter, zuerst durch eine Magerrasen-Wacholder-Heide mit schöner Aussicht auf den Hohen Meißner, danach Wiesen- und Waldwege im Wechsel und immer wieder über Magerrasen mit einzelnen Wacholdersträuchern und bizarren Felsgestalten (Auf dem Stein [4]) aus verkarstetem Plattendolomit (zLCA), die den Weg bis Frankershausen außergewöhnlich abwechslungsreich gestalten. Wer den Rundweg durch die Hielöcher

auslassen möchte, findet kurz vor Frankershausen eine (evtl. noch) markierte Abkürzung (vgl. auch Karte) in Richtung Alter Teich (11).

Durch Frankershausen, vorbei am Sportplatz, folgt mit der Runde durch das NSG Hielöcher (vgl. auch Kap. 9.1.5) ein absoluter Höhepunkt dieser Wanderung. Auf gepflegten und verschlungenen Wiesenpfaden geht

es an unterschiedlich alten und neuen Dolinen und verkarsteten Hauptdolomitfelsen des Zechsteins vorbei. Seltene Orchideenarten wie das Dreizählige Knabenkraut oder der Fliegenragwurz blühen im Frühling zwischen den Wacholderbüschen auf den Magerrasenflächen, Enziane und Golddistel stehen im Herbst in Blüte. Der wertvolle Biotop wird zweimal im Jahr von rd. 600 Schafen beweidet, damit die Heide offen erhalten bleibt und Lebensraum für viele seltene Schmetterlinge, Vögel und Wildkräuter bietet.



Viele Vorschläge und Informationen zu interessanten GeoTouren werden am Parkplatz (P2) neben dem Sportplatz in Frankershausen angeboten.

Mit dem Anstieg auf den Käseberg werden die Hielöcher verlassen und auf aussichtsreichem Wiesenweg (Blick über Frankenhain auf den Hohen Meißner)



Verwitterungsrelikte, die als Härtinge aus zellig-porösem Hauptdolomit heraus präpariert wurden, sind sowohl das ND Kleiner Marstein (7) ...



... als auch das ND Großer Marstein (8); ...

... letzterer eine von allen Seiten beeindruckende Klippe.



zur L3242 zwischen Frankershausen und Frankenhain abgestiegen. Auf schönem Grasweg schlendernd wird nun das Berkatal gequert. Kontinuierlich, ca. 1,5 km ansteigend, wird – etwas abseits des Weges – der Alte Teich (11) erreicht, ein Erdfall, in dem sich früher wohl zwei Badeteiche befanden, die heute aber leider unbenutzbar sind, der östliche ist zudem weitgehend verlandet. Absteigend über den Hollenbach – kurz danach steht am Wegrand erstmals dünnplattiger, feinkörniger Unterer Buntsandstein (12) an – geht es aussichtsreich weiter in Richtung Abterode. Von der Höhe nördlich von Vockerode ergeben sich wieder schöne Fernsichten: Im Osten ist die Hörne durch ihre markante Form gut zu erkennen, im Westen der Hohe Meißner zum Greifen nah, Wolfterode und Frankershausen in nördlicher und Abterode in südlicher Richtung liegen in der weiten Landschaft. Am Parkplatz Krösselberg an der K40 bietet sich nochmals eine Rastmöglichkeit, bevor über die Damm-Mühle (in der geol. Karte: Dammühle) der nordöstliche Ortsrand von Abterode erreicht wird.

Hier wird unbedingt ein Abstecher zur gotischen Kirchenruine von Abterode (13) empfohlen, die seit ihrer Zerstörung von 1809 durch eine Räuberbande nicht mehr instand gesetzt wurde (TUBBESING 2007). Besonders sehenswert sind das fast vollständig erhaltene Kreuzrippengewölbe des Altarraumes und der alte Friedhof mit seinen Barockgrabsteinen. Direkt gegenüber in südöstlicher Richtung ragt das ND Todstein (14) turmartig auf, wegen seiner Form wird es auch „Abteroder Bär“ genannt. Die tischförmige, aus dem Hauptdolomit des Zechsteins (zSCA) heraus präparierte Klippe zeigt auch die bereits beschriebene unregelmä-

Auf der Hochfläche südlich von Wolfterode ergibt sich ein schöner Blick über Wolfterode (Kirchturmspitze unten in der Bildmitte) bis zur Hörne.



ßig löchrig angewitterte Oberfläche. Der 3–4 m hohe Felsen steht ebenfalls auf einem pflegebedürftigen Kalkmagerrasen, der Lebensraum für eine Vielzahl von seltenen Tieren und Pflanzen bietet.

Wieder zurück zum Ortsrand von Abterode, führt heute der P23 meist auf Graswegen durch das Kupferbachtal auf die Grube Gustav zu. Magerrasenvegetation und Wacholderheide sowie vereinzelt anstehende löchrige Kalkfelsen begleiten den Wanderer auf seinem Weg. Auf halber Wegstrecke lassen sich mehr als 10 m oberhalb des Weges größere Höhlungen in Felsen des Hauptdolomits (zSCA), die sog. Wichtellöcher (**15**), besichtigen.

In der Schleife von der Grube Gustav durch das untere Berkatal ändert sich mit der Geologie auch der Landschaftscharakter. Die Berka – sie überwindet auf ihrem relativ kurzen Weg einen beachtlichen Höhenunterschied – hat sich hier am SE-Ende des Unterra-Sattels tief in die Schichten des Werra-Grauwacken-Gebirges eingegraben. Die anchimetamorphe (allochthone) Werra-Decke, die dem parautochthonen Albunger Paläozoikum (Abb. 50) aufliegt (MÖBUS 2004), ist der Abtragung zum Opfer gefallen und hat an mehreren Stellen NE–SW-streichende jüngere, vermutlich unterkarbonische Diabaszüge (RITZKOWSKI 1978) im Albunger Paläozoikum freigelegt. Diese während der variskischen Gebirgsbildung submarin ausgeflossenen Laven bildeten ursprünglich zusammen hängende Diabaszüge, wurden aber im Quartär von der Berka durchschnitten und bilden heute an ihren Talhängen deutlich gegenüber liegende Sporne. Dadurch verengt sich das Tal, das hier deshalb auch Höllental heißt. Der Bilstein (NSG), der markanteste dieser Diabas-Sporne, überragt die Talsohle der Berka um rd. 100 m und fällt fast senkrecht ab. In diesen überwiegend bewaldeten Gebieten beidseits der Berka bestimmen steile Täler mit teilweise schroffen Hängen die Landschaft.

Kurz vor der Grube Gustav knickt der alte P2 (heute P23), ohne die L3335 zu berühren, rechts ab und führt auf Wiesen-, dann Waldwegen zu einem Rast- und Aussichtspunkt auf dem Iberg (**16**), ein dem Bilstein gegenüber liegender Diabas-Sporn, mit schönem Blick über den Bilstein bis zur Hörne am Horizont. Auf engen, teilweise auch steilen Pfaden führt der Weg abwärts ins Höllental, quert am Nedderborn (hier auch Parkmöglichkeit) die L3242 und zieht sofort wieder jenseits der Straße den Hang hoch zum Bilstein. Hier, am wunderschönen Aussichtspunkt (**17**), nach Westen in das obere Berkatal bis zum Hohen Meißner, nach Osten über das Werratal zur Burg Fürstenstein, bietet es sich an, eine letzte Rast einzulegen, bevor man auf breitem Waldweg den Abstieg zum ehem. Gasthaus Frau Holle antritt.

Nach erneutem Überqueren der L3242 führt der alte P2 (heute P23) auf einem lauschigen Uferweg entlang der Berka zurück zur Grube Gustav. An diesem Weg können Struktur und Textur des Diabases besonders gut studiert werden. In der Gegenrichtung – also in Richtung Osten und etwas abseits des P23 – erkennt das geschulte Auge am Uferweg Pillow-artige Strukturen innerhalb der Diabase (**18**), schmale, übereinander geflossene Lavazungen eines submarinen Lavastroms, die



Wegen seiner Form wird der Hauptdolomit-Felsen östlich von Abterode (ND Todstein) auch Abteroder Bär (**14**) genannt.



Oberhalb des Kupferbachtals in Felsen des Hauptdolomits auftretende größere Höhlungen sind in der Region als Wichtellöcher (**15**) bekannt.

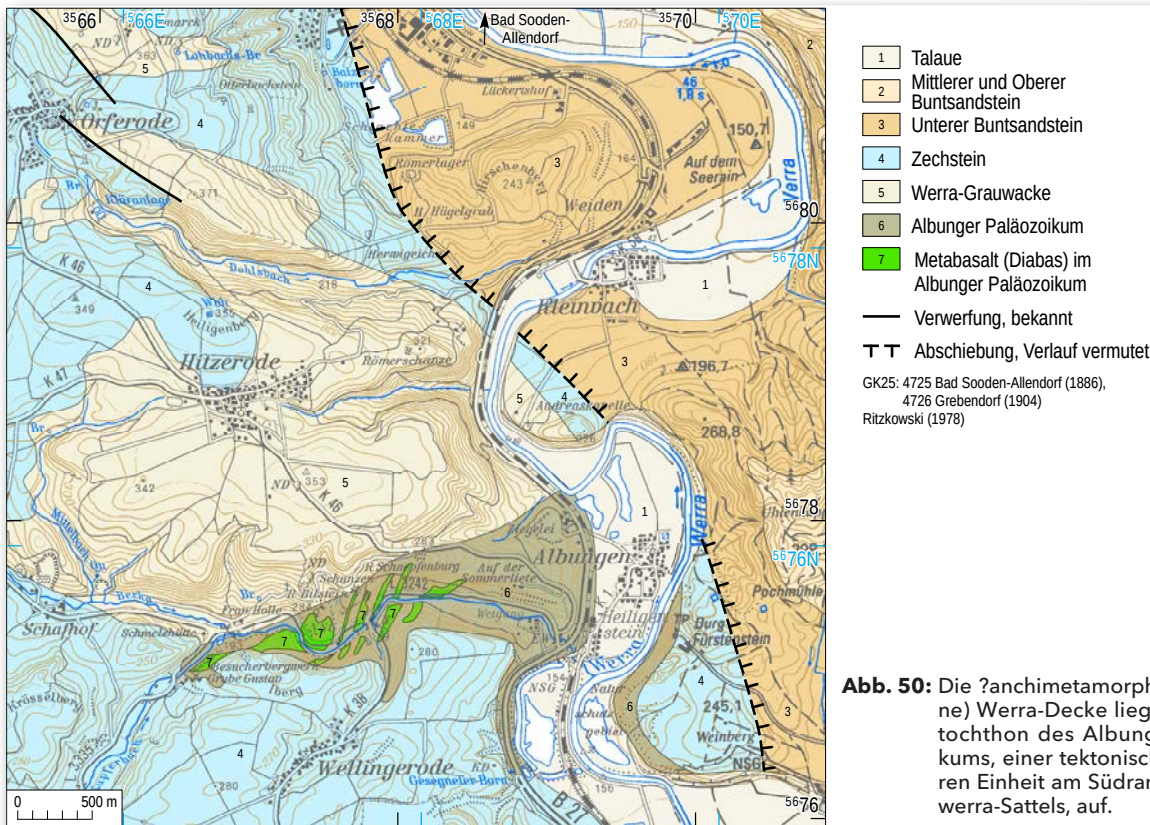


Abb. 50: Die ?anchimetamorphe (allochthone) Werra-Decke liegt dem Parautochthon des Albunger Paläozoikums, einer tektonisch abgrenzbaren Einheit am Südrand des Unterwerra-Sattels, auf.

durch Deformation während der variskischen Orogenese in →seigere Lagerung verstellt wurden.

Zum Abschluss kann sich, wer zu den Öffnungszeiten vorbei kommt, einer Führung im Besucherstollen der Grube Gustav (1) anschließen. In diesem ehem. Bergwerk wurde vom 17. Jh. bis Mitte des 19. Jhs. Kupfer und danach bis in die 60er Jahre des 20. Jh. Schwespat abgebaut. Auf der rd. 360 m langen Führungsstrecke werden unterschiedliche Abbau- und Stollenausbautechniken demonstriert, in Vitrinen sind Arbeits- und Rettungsgeräte der Bergleute ausgestellt (REISCHMANN & SCHRIFT 2010).

Literatur

- BEYSLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf, Lfg. XXIII: 66 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLB].
- BEYSLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. [4625] Witzhausen, Lfg. XXIII: 37 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck; Wiesbaden 1997, HLB].

DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBURG, K.-H., HEGGEMANN, H., HOTTENROTT, M., KAUFMANN, E., KELLER, T., KÖNIGSHOF, P., KÖTT, A., NESBOR, H.-D., THEUERJAH, A.-K. & VORDERBRÜGGE, T. (1999): Geotope in Hessen. – In: HOPPE, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. – Schriftenr. dt. geol. Ges., **8**: 69–126, 42 Abb.; Hannover.

MOESTA, FR. (1886): Geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HLB].

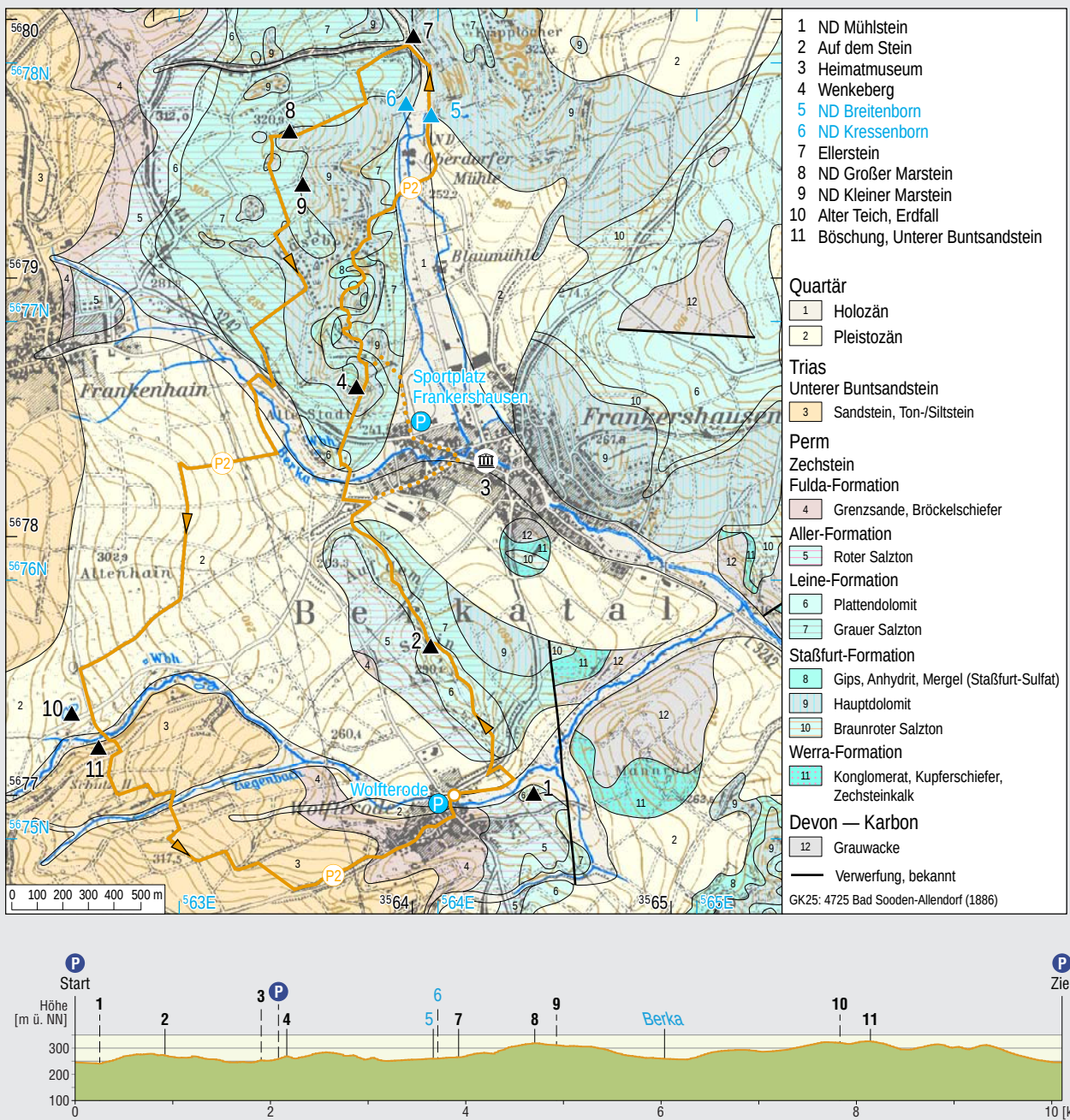
REISCHMANN, TH. & SCHRIFT, A. (2010): Hessens Unterwelt – Schauhöhlen und Besucherbergwerke in Hessen. – Umwelt und Geologie: 168 S., zahlr. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).

RITZKOWSKI, S. (1978): Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Witzhausen und Eschwege. – Der Aufschluss, Sonderheft **28**: 187–204; Göttingen.

SCHRIFT, A., HOFFMANN, M. & KÜTTNER-BAHR, S. (2013): GeoTouren durch Hessen – Kalender 2014: Mai – Durch das östliche Meißnervorland / Werra-Meißner-Kreis; Wiesbaden (HLUG).

TUBBESING, U. (2007): Kurhessen – Nordhessisches Bergland zwischen Kassel und Marburg. 50 Touren. – 144 S., zahlr. Abb.; München (Bergverlag Rother).

9.1.4.2 P2 Frankershäuser Karst



Der neu trassierte Rundweg P2 führt ab dem Wanderparkplatz Wolfterode zunächst zu dem östlich des Ortes liegenden ND Mühlstein (1). Auf einem schmalen Pfad führt der Weg über den Magerrasen des Naturschutzgebiets Auf dem Stein (2) weiter nach Frankershausen (auch vom hiesigen Wanderparkplatz am Sportplatz ist ein Einstieg in den Rundwanderweg möglich). Weiter durch das Naturschutzgebiet Hielöcher, zum Ellerstein

(7) sowie zum Großen (8) und Kleinen Marstein (9, vgl. Kap. 9.1.5). Durch die Feldflur wird der Alte Teich (10) mit Schutzhütte erreicht, über die Buntsandsteinhochfläche geht es danach zurück nach Wolfterode. Ein ausgeschilderter 1,7 km langer Verbindungsweg ab Wolfterode führt vom Premiumweg P2 auf den Premiumweg P23 Höllental (vgl. Abb. 49).



Ein schöner Rastplatz lädt am ND Mühlstein (1) zu einer Pause ein.

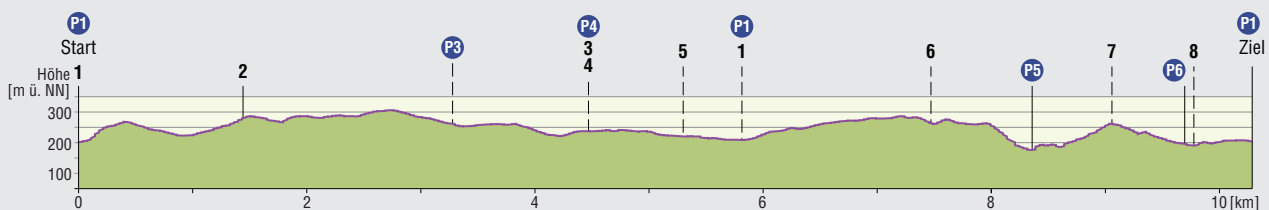
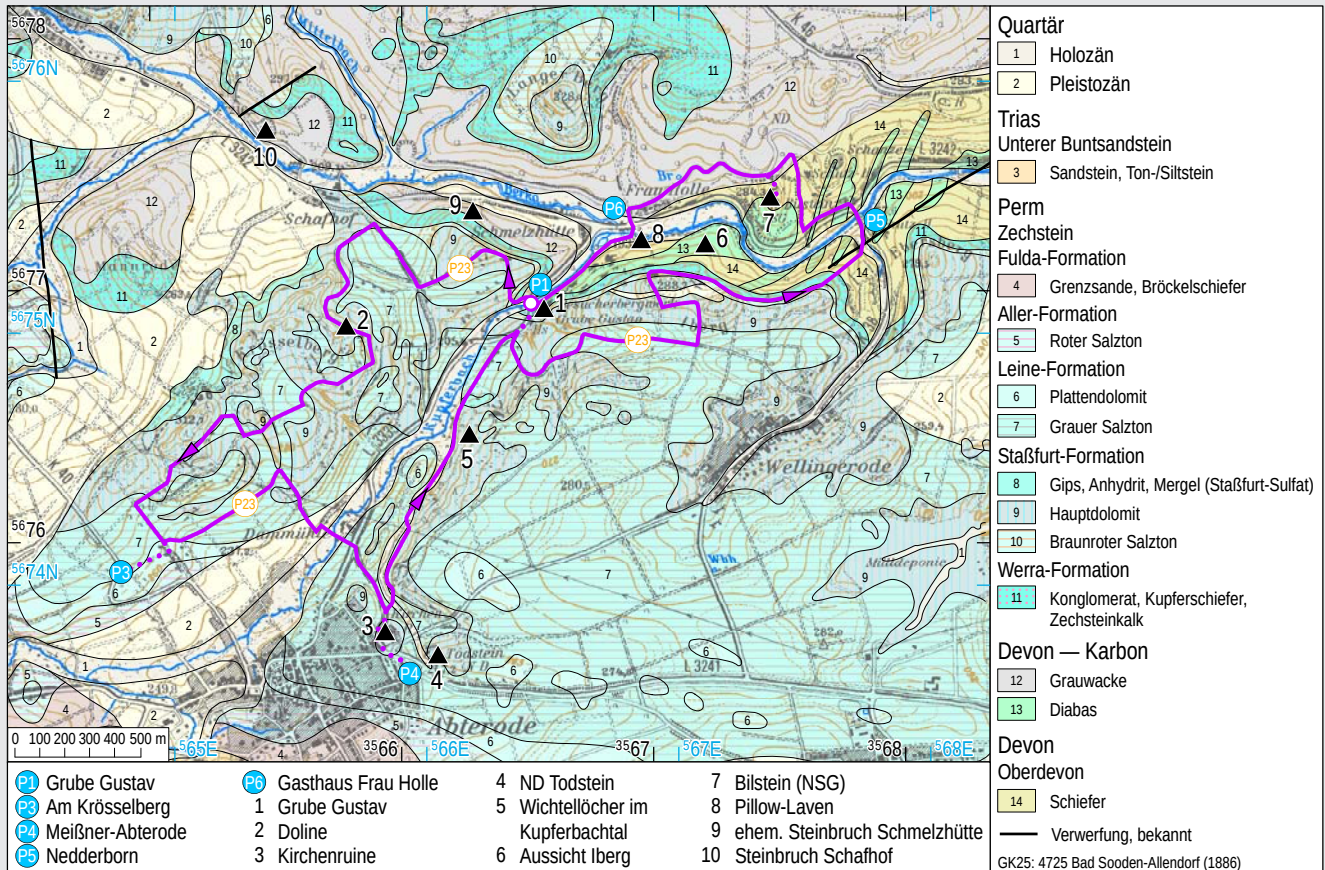


Der Ellerstein (7) besteht aus Hauptdolomit; auf einer größeren Störung hat sich hier eine Spaltenhöhle ausgebildet.

Ein besonders schöner Wegabschnitt führt Auf dem Stein (2) über einen Wacholder-Magerrasen und an Klippen aus Plattendolomit vorbei.



9.1.4.3 P23 Höllental



Vom Wanderparkplatz am Besucherbergwerk Grube Gustav (**1**) führt der Weg durch Feldflur und Magerrasenbereiche über den höchsten Punkt, den Krösselberg, nach Abterode. Die Kirchenruine Abterode (**3**) aus dem 14. Jh. liegt am Weg, der Zechsteindolomit-Felsen Todstein (**4**, ND), wegen seiner markanten Form auch „Abteroder Bär“ genannt, in Sichtweite jenseits der K38. Weiter durch das Kupferbachtal geht es kurz vor der Grube Gustav ansteigend zum Iberg mit Aussicht (**6**, kurzer Abstecher). Es folgt ein Abstieg in das Höl-

lental vorbei am Nedderborn, bevor es auf der anderen Talseite wieder aufwärts auf den Diabas-Sporn mit der Ruine Bilstein (7) geht. Von hier bietet sich ein schöner Blick in das Ost-West-verlaufende Tal. Ein erneuter Abstieg führt wieder ins Höllental zurück. Entlang der Berka wird nach einer Wanderung von etwas über 10 km wieder die Grube Gustav erreicht. Auch vom P23 aus bieten beschilderte Verbindungswege auf den Premiumweg P2 Frankershäuser Karst erweiterte Wandermöglichkeiten an (vgl. Abb 49).



Nachgestellte Szene der schweren (Hand-)Arbeit untertage
(Foto © Gemeinde Meißner) ...



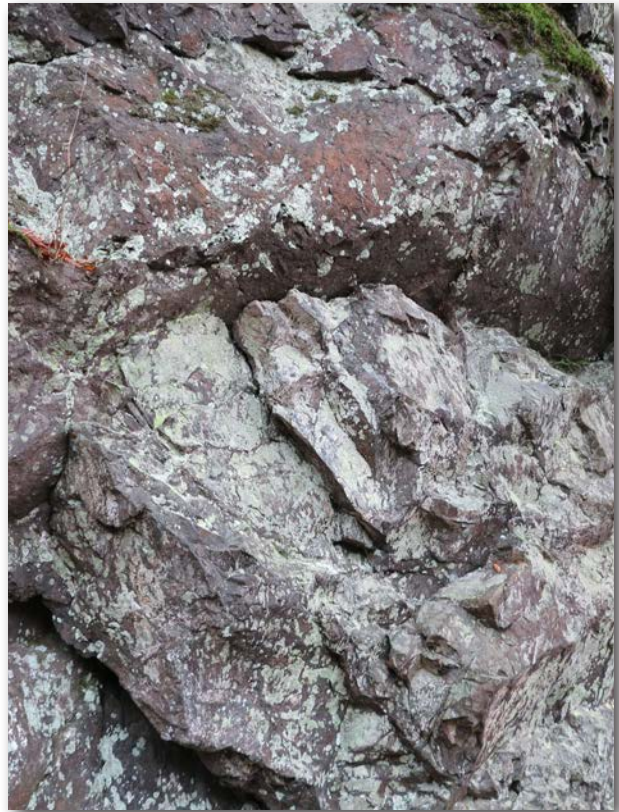
... und modernere Abbaugeräte, die in den letzten Jahrzehnten
des Abbaus die Arbeit deutlich erleichterten.



Der rd. 100 m hohe und steil abfallende Diabas-Sporn des Bilsteins (7) ver-
engt - zusammen mit dem ihm gegenüber liegendem Iberg - das Höllental.



Der 3-4 m hohe Felsen des ND Todstein (4) weist die für den Hauptdolomit typische unregelmäßig löchrig angewitterte Oberfläche auf.



Übereinander geflossene Lavazungen bilden Wulststrukturen in einem submarinen Diabas-Lavastrom (8), ähnlich wie Kissen- (Pillow-)Laven; während der variskischen Orogenese wurden sie fast in die Vertikale verstellt.



Am Aussichtspunkt Bilstein (7) reicht der Blick nach Westen über das obere Berkatal bis zum Hohen Meißner.

9.1.5 Die Hie- und Kriplöcher bei Berkatal-Frangershausen Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Sportplatz Frangershausen in der Nähe der Hielöcher
Navigationsgerät: Berkastraße 68
R 35 63 961 H 56 78 585
N 51°14'18,87" E 9°54'53,22"

Markierungen:

Gelbe P2 im Kreis, gelbe 1, 2 oder 3 im Kreis

Anforderungen oder Wegcharakter:

Spaziergang mit insgesamt geringer Steigung, einfache Wege

Länge / Höhenunterschied:

4,6 km / 139 m

Einkehr:

Frangershausen

Varianten:

Unterschiedliche Wegführungen durch die Hielöcher.
Die Kriplöcher dürfen nur in Begleitung eines Naturparkführers betreten werden.

Weitere Infos / Kontakt:

Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54
37269 Eschwege

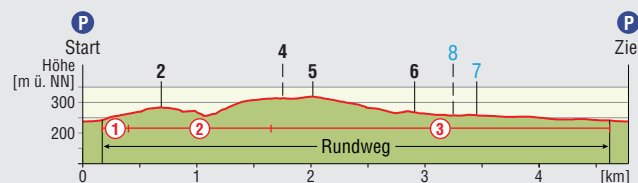
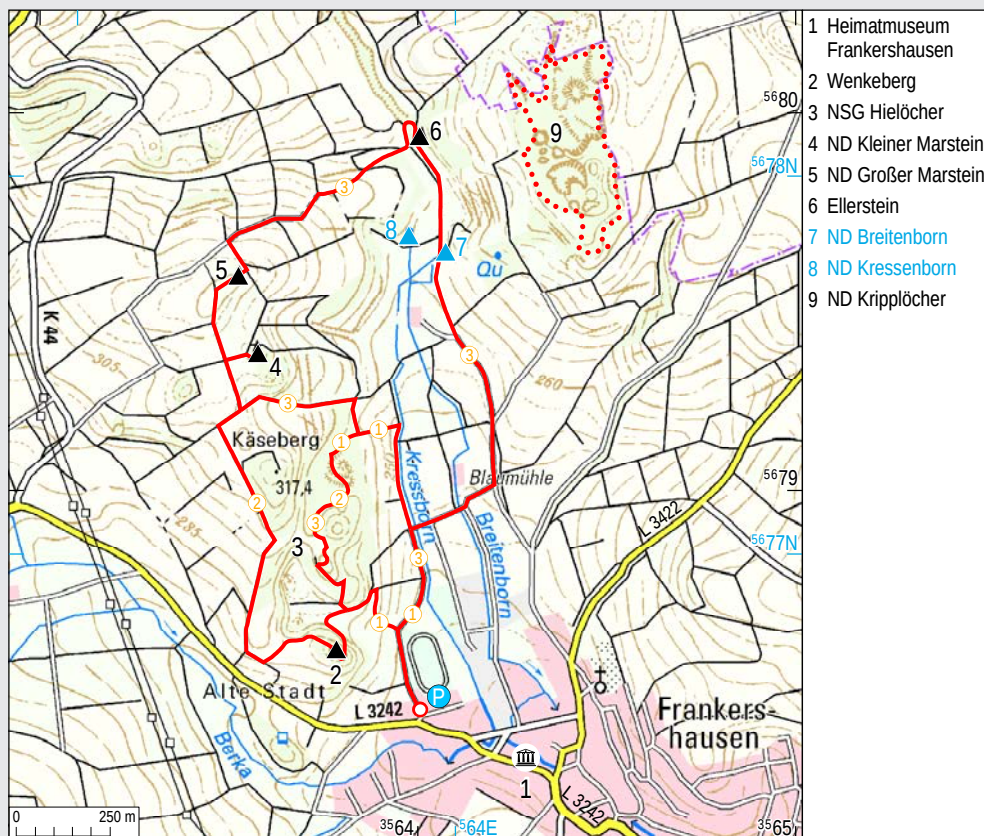
E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339

Hinweis: Das Heimatmuseum Berkatal-Frangershausen (1), das auch interessante Exponate zur Geologie und Mineralogie bereithält, kann nur nach Voranmeldung (Tel.: 05657 - 7178 oder 989112) besucht werden.



Beschreibung

Landschaftlich wunderschön und geologisch spektakulär ist die mit Magerrasen und Wacholderheide bewachsene Karstlandschaft nordwestlich von Berkatal-Frangershausen. Die unter Naturschutz stehenden Hielöcher sind eines der eindrucksvollsten flächenhaften Naturdenkmale im Naturpark Meißner und das größte Erdfallgebiet Nordhessens. Es umfasst eine Fläche von rd. 500 x 200 m. Größere und kleinere, flache oder tiefe Einsturztrichter, zwischen denen manchmal nur schmale Brücken stehen geblieben sind, prägen dieses Karstgebiet. Aber auch zerklüftete Felsen als Erosionsrelikte des Hauptdolomits (zSCA), Höhlen und Karstquellen sind typisch für diese Landschaft.

Neben dem geologischen Untergrund hat auch die frühere Nutzung als Schafweide das Landschaftsbild mitgestaltet. Auch heute noch werden die Biotope regelmäßig zweimal im Jahr mit über 600 Schafen auf traditionelle Weise beweidet, um den offenen Charakter der Landschaft zu erhalten. Auf den Magerrasenflächen gedeiht zwischen den bizarren Zechsteinfelsen eine vielfältige Pflanzenwelt mit Wacholderheide, Orchideen, Enzianen und weiteren seltenen Pflanzen. Auch Tiere haben in diesem hohlraumreichen Untergrund ihre Höhlen und Unterschlupfe angelegt, Dachs- und Fuchsbauten gibt es überall.

An den Hielöchern (**3**, der Name kommt von Hie für Höhle) folgt über den Resten des plattig-feingeschichteten Oberen Werra-Sulfats der zellig-poröse, brekziöse Hauptdolomit der Staßfurt-Formation. Er liegt an vielen Stellen nur noch als nachgebrochene Schollen dem Gips auf. Seine Komponenten sind teilweise durch rosafarbenen Dolomit/Ankerit ($\text{CaFe}[\text{CO}_3]_2$) sekundär verkittet. In dieser kleinräumig gegliederten Landschaft bildet der Dolomit im Gelände aber auch bemerkenswerte Klippen. Die Felsen sind Verwitterungsrelikte, die als Härtinge heraus präpariert wurden. Sie bilden weit über die Region hinaus bekannte Naturdenkmale, wie den Kleinen (**4**) und den Großen Marstein (**5**) oder den Ellerstein (**6**). Diese Klippen bestehen aus zellig-porösem, gelblich-grauem bis cremeweißem meist massigem, partiell aber auch gebanktem Hauptdolomit. Entlang von Klüften und



Größere (**3**) ...

... und kleine Dolinen liegen sowohl in den Hängen ...



... als auch mitten auf dem Weg.



Aber auch scheinbare sichere Bereiche – wie etwa diese ehemalige Ruhebänk – sollten mit Vorsicht begangen werden.

Bankfugen ist das Gestein großräumig intensiv verkarstet. Auf größeren Störungen können sich auch Spaltenhöhlen ausbilden (z.B. am Ellerstein). Der Gips ist dagegen im frischen Anschlag weißleuchtend; er verwittert in kleinräumigen Rillen und Graten.

Insbesondere der Gips aber auch der Dolomit werden durch Regen- und Sickerwasser stark angegriffen und in gelöster Form über die zahlreichen Klüfte des Gesteins rasch abtransportiert. Die dabei entstehenden unterirdischen Hohlräume bilden Höhlensysteme, deren Dächer

allmählich nachsacken, aber auch plötzlich einbrechen können. Dadurch entstehen die für Karstlandschaften typischen Senkungsfelder bzw. Einsturzdolinen. Sie können hier bis zu 50 m Durchmesser und 12 m Tiefe erreichen (STÄBLEIN & MÖLLER 1986), MÖLLER (1987) gibt sogar eine Tiefe von bis zu 30 m an.

Die nach der Gesteinsauflösung verbleibenden tonigen Rückstände können sich anreichern. Zwischen dem Wenkeberg (2), einem schönen Aussichtspunkt mit Schutzhütte und den Hielöchern (3) wurde der Gips fast vollständig ausgelaugt, die nicht lösungsfähigen Bestandteile haben sich am Beckengrund einer Hohlform, einer sog. →Polje, angereichert. In offene Spalten und Karstschlotten im brekziös-massigem Hauptdolomit des stark verkarsteten Wenkeberges wurden jüngere, tonige Verwitterungsprodukte eingespült.

Nördlich von Frankershausen treten zwei Karstquellen zutage, der Breitenborn (7, ND) und der Kressenborn (8, ND). Ihr Wasser weist eine hohe Mineralisierung auf (Kressenborn 77 mg/l SO_4^{2-} , 28 mg/l Cl⁻; Breitenborn 1689 mg/l SO_4^{2-} , 29 mg/l Cl⁻; nach Angaben im Internet), die Wasserführung schwankt stark, da Karstgrundwasserleiter nur ein geringes Rückhalte- und Speichervermögen besitzen. Das Wasserdargebot der beiden Quellen ist so stark, dass damit schon nach rund 200 m Entfernung die Oberdorfer Mühle und die Blaumühle

Teilweise vermitteln die Hielöcher einen parkähnlichen Charakter (von vereinzelter Einbrüchen abgesehen), ...



betrieben werden konnten. PFLUG (1985) ermittelte im März 1983 nach zwei Wochen fast ohne Niederschläge folgende Schüttungen: ND Breitenborn 42 l/s, ND Kressenborn 14 l/s.

Die Hielöcher können auf den ausgewiesenen Wegen begangen werden. Das Betreten der Kriplöcher (9) (Kripp bedeutet so viel wie Vertiefung) ist nur in Begleitung eines Naturparkführers erlaubt. Hier stürzte 1958 ein Kuhgespann 31 m tief in eine unvermittelt einbrechende Doline, die heute als Kuhloch bezeichnet wird.



... an anderen Stellen erzeugen die Dolinen zusammen mit den Subrosionsresiduen ein chaotisches Landschaftsbild. ...

Dieses Ereignis zeigt deutlich, dass die landschaftsgestaltenden Vorgänge im Untergrund des Gebietes noch immer andauern. Es kann auch heute noch zu kleineren oder größeren Einbrüchen kommen, wie neu entstandene Dolinen zeigen.

Diese Prozesse, die im Untergrund ablaufen und eine solche Landschaft entstehen lassen, werden – wie bereits mehrfach erwähnt – unter dem Oberbegriff der „Verkarstung“ (vgl. nachfolgender Exkurs) zusammengefasst.



... Oft aber führen die Wanderwege durch eine gepflegte Wacholderheide, in die vereinzelt besonders auffällige Subrosionsrelikte aus Hauptdolomit drapiert sind.

Der Wenkeberg (2, Bildmitte) ist durch eine kesselförmige Polje (im Vordergrund) von den Hielöchern getrennt.





Karstquelle ND Breitenborn (7).



Karstquelle ND Kressenborn (8).



Doline in den Kriplöchern (9).



Die Bewirtschaftung Erdfall-gefährdeter Gebiete ist nicht unproblematisch.

Literatur

BEYSCHLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf, Lfg. XXIII: 66 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HfB].

Meißner-Kaufunger Wald, Südliches Leinetal. Topographische Freizeitkarte Hessen 1: 50 000. – Fremdenverkehrsverband Werra-Meißner-Land e.V. und Hess. L.-Amt für Bodenmanagement u. Geoinformation (Hrsg.); Witzenhausen u. Wiesbaden.

MOESTA, FR. (1886): Geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. Allendorf; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf; Wiesbaden 1997, HfB].

MÖLLER, K. (1987): Geomorphologisch-Geologischer Wanderführer durch das Werra-Meißner-Gebiet, Teil 1: Das östliche Meißnervorland. – 82 S.; Eschwege (druck GmbH Keitz + Fischer).

MÖLLER, K. (1988): Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – Ber-

liner geogr. Abh., **48** (zgl. Beitr. Werra-Meißner-Forsch., **II**): 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Kt.-Beil.; Berlin (zgl. Diss. FU Berlin).

PFLUG, E. (1985): Karst und Höhlen im Fulda-Werra-Bergland. – Karst und Höhle **1984/85**: 145–154; München.

REISCHMANN, T. & SCHRAFT, A. (2010): Hessens Unterwelt – Schauhöhlen und Besucherbergwerke in Hessen. – Umwelt und Geologie: 168 S., zahlr. farb. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).

SCHRAFT, A. & KÜTTNER-BAHR, S. (2011): GeoMuseen in Hessen – Sehenswertes zu Geologie und Bergbau. – Umwelt und Geologie: 298 S., zahlr. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).

SCHRAFT, A., HOFFMANN, M. & KÜTTNER-BAHR, S. (2013): Geo-Touren durch Hessen – Kalender 2014: Mai – Durch das östliche Meißnervorland / Werra-Meißner-Kreis; Wiesbaden (HLUG).

STÄBLEIN, G. & MÖLLER, K. (1986): Subrosionsformen im Bereich des Meißners in Nordhessen. – Geol. Jb. Hessen, **114**: 295–310, Wiesbaden (HfB).

Karst

Mit Karst werden unter- und oberirdische Gelände- und Gesteinsformen in Karbonatgesteinen (Kalke, Dolomite), manchmal auch in Sulfaten (Gips bzw. Anhydrit) oder Haliten (Stein- und Kalisalz), bezeichnet, die überwiegend durch Lösung und/oder Ausfällung derselben entstanden sind.

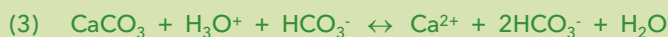
In Hessen treten zur Verkarstung neigende Formationen vorwiegend im Devon, im Zechstein, im Muschelkalk und im Tertiär auf. Die ausgedehntesten Karstgebiete liegen im NE des Landes in den Landkreisen Hersfeld-Rotenburg (Cornberg-Rockensüß) und Werra-Meißner (Berkatal-Frankershausen, Hie- und Krippelöcher). Hier, wo Karbonate, Gips und Salze des Zechsteins sowohl an der Oberfläche anstehen als auch den tieferen Untergrund teilweise aufbauen, prägt die Verkarstung das Landschaftsbild. Die Kalke des Rheinischen Schiefergebirges zeigen an der Erdoberfläche weniger markante Karsterscheinungen, im Untergrund haben sich jedoch, ebenso wie im NE von Hessen, ausgedehnte Höhlensysteme entwickelt (z.B. in Breitscheid-Erdbach, Weilburg-Kubach oder Vöhl-Obernburg). In Muschelkalk und Tertiär ist die Verkarstung weniger verbreitet, kann aber – insbesondere bei ton- und mergelfreien Kalken im Muschelkalk (z.B. bei Steinau a.d. Str.) oder im Tertiär (z.B. Mühlheim-Lämmerspiele) – lokal von Bedeutung sein.

Typische Oberflächenformen in verkarsteten Karbonat- und Gipsgesteinen Hessens sind →Karren, Dolinen, Uvalas (Dolinenfelder) und Klippen aus Residualgestein. Bäche können in Ponoren (Schwinden) versinken und als stärker schüttende Karstquellen (Springen) wieder zutage treten.

Dem gegenüber steht der durch Subrosionssinken und Erdfälle geprägte Tiefenkarst. Durch die Auslaugung im Untergrund (Subrosion) bilden sich Hohlräume und Höhlen. Wenn dann die teilweise sehr mächtigen (nicht lösungsfähigen und jüngeren) Deckschichten über dem bereits verkarsteten Gestein nachbrechen, können an der Geländeoberfläche Formen entstehen, die große Ähnlichkeiten mit Einsturzdolinen haben. Letztere liegen jedoch völlig in lösungsfähigem Gestein, während Erdfälle im Gegensatz dazu in den unlöslichen Deckschichten auftreten (z.B. der Große Wolkenbruch im Reinhardswald bei Trendelburg). Weitläufige Depressionen mit mächtigen quartären Sedimenten in der Werra-Aue nördlich von Eschwege und südlich von Wanfried sind, ebenso wie die Subrosionssinken am Hahnkroth bei Jestädt (vgl. Kap. 9.1.8) oder der Kleinen Hasselkuppe (vgl. Kap. 9.1.10), Zeugen der Subrosion im tiefen Untergrund.

Wenn in den durch Verkarstung entstandenen Hohlräumen der Wasserspiegel sinkt (z.B. weil die Gesteine durch tektonische Vorgänge angehoben wurden), kann es zur Ausfällung von Karbonaten aus dem Sickerwasser kommen. Diese lassen sich in einigen Höhlen Hessens als Stalagmiten (von unten nach oben wachsend), Stalaktiten (von oben nach unten wachsend), Fahnen, Perlen („Kristalle“) etc. bewundern.

Ursache der Verkarstung ist die Löslichkeit der Gesteine. Diese hängt bei den Karbonaten stark von der Kohlensäure-Konzentration des mit ihnen im Kontakt stehenden Wassers ab. Dieses Wasser (sowohl Grund- als auch Oberflächenwasser) nimmt Kohlendioxid aus der Luft auf und reagiert zu Kohlensäure (1). Durch die Vegetation am und im Boden wird das Sickerwasser zusätzlich noch mit CO_2 angereichert. Die Kohlensäure dissoziiert (2) und reagiert mit dem Kalk (CaCO_3) unter Bildung des leichter löslichen Hydrogenkarbonats (3), das mit dem Wasser abgeführt werden kann. Wird dieses Reaktionsgleichgewicht wieder zugunsten des CaCO_3 verschoben (z.B. durch Entweichen von CO_2), kann es zur Ausfällung von Kalk kommen, wie etwa bei der Bildung von Sinter und Tropfsteinen.



Das Ausmaß der Verkarstung – insbesondere die Größe der entstehenden Hohlräume – hängt daneben auch von der Reinheit der Karbonatgesteine und deren Durchtrennungsgrad (und somit der Wasserwegsamkeit) ab. Aber auch die zur Verfügung stehende Zeit oder die Temperatur des Wassers beeinflussen die Karbonatlösung.

Wesentlich stärker jedoch wird die Kalkkorrosion durch Mischung von zwei Grundwässern mit unterschiedlicher CO_2 -Konzentration beeinflusst. Diese als Mischungskorrosion bekannte Reaktion beruht darauf, dass die Menge des gelösten Kalks nicht linear mit der Konzentration der Kohlensäure im Wasser zunimmt: Die Mischung von zwei verschiedenen, bereits mit Kalk gesättigten Wässern erzeugt eine untersättigte Mischung, die weiteren Kalk lösen kann. Die Lösungsfähigkeit eines Grundwassers kann also bei der Mischung von Grundwässern steigen. Deshalb sind auch große Hohlräume oft an der Kreuzung von Klüften oder Störungssystemen entstanden (vgl. auch REISCHMANN & SCHRAFT 2010).

Literatur

REISCHMANN, T. & SCHRAFT, A. (2010): Hessens Unterwelt – Schauhöhlen und Besucherbergwerke in Hessen. – Umwelt und Geologie: 168 S., zahlr. farb. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).

9.1.6

Auf dem Premiumweg P4 durch die Hessische Schweiz Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Wanderparkplatz Hitzelrode, Dorfgemeinschaftshaus, Am Weinberg 2,
37276 Meinhard-Hitzelrode, seitlich des Gobertrings

R 35 73 922 H 56 79 141
N 51°14'32,53" E 10°3'27,03"

Markierungen:

Gelbe P4 im Kreis; zwischen der Silberklippe (2) und der Hörne
(14) ist der Weg identisch mit dem Werra-Burgensteig (X5H).

Anforderungen oder Wegcharakter:

Ausdauer, teilweise steile Anstiege; im Bereich der Hörne-
lücke schmale und geröllige Wege.

Länge / Höhenunterschied:

15,5 km / 849 m

Einkehr:

Hitzelrode und Neuerode

Varianten:

Der Rundweg kann im Ganzen begangen oder durch
drei Schleifen in Einzeltouren zerlegt werden (jeweils
ab Dorfgemeinschaftshaus, hier Info-Tafel): Rundweg
3 zur „Schönen Aussicht“ und der Hörne (Länge 9,5 km),
Rundweg 5 über den Wolfstisch und das Pferdeloch (Länge 6,5
km) oder Rundweg (5 +) 6 zur Silberklippe (Länge 7,0 km). Des
Weiteren besteht die Möglichkeit, ab der Eiche der Einheit (9) die
nächsten rd. 900 m auf dem ehem. Kolonnenweg weiter zu wandern
(vgl. geol. Karte).

Weitere Infos / Kontakt:

Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54

E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339

Tourismus-Zweckverband Eschwege

Hospitalplatz 16

37269 Eschwege

E-Mail: tourist-info@werratal-tourismus.de

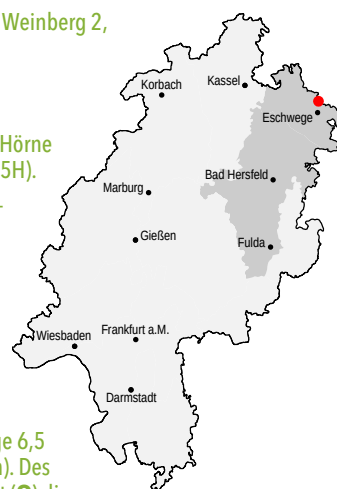
Internet: www.werratal-tourismus.de

Tel.: 05651 - 331985

Fax: 05651 - 50291

Hinweis:

Im Juni blüht in den lichten Buchenmischwäldern auf der Gobert-Hochfläche der unter Artenschutz stehende Türken-
bund.

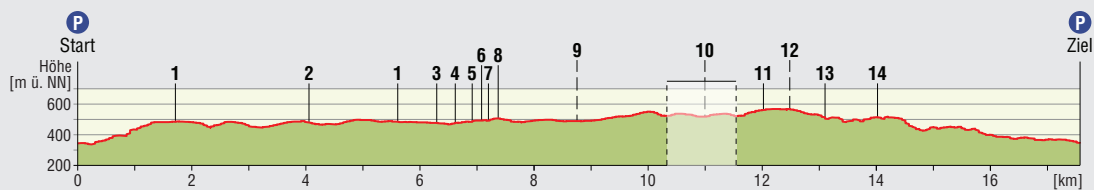
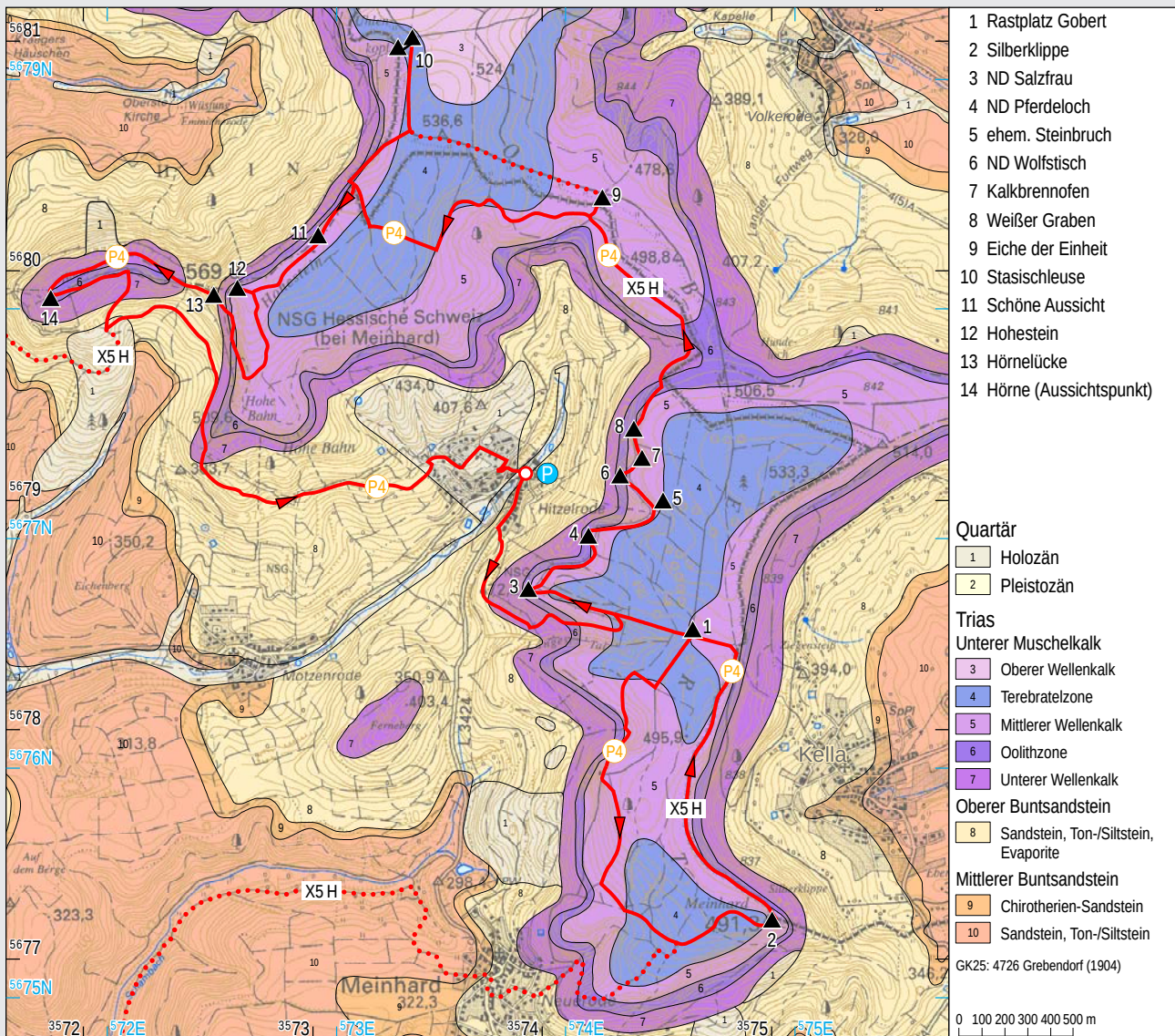


Beschreibung

Der westliche Muschelkalk-Ausläufer des Eichsfelds, der Höhenzug zwischen Eschwege, Bad Sooden-Allendorf und dem thüringischen Heiligenstadt, wird als die Gobert bezeichnet. In ihrem hessischen Teil liegt die „Hessische Schweiz“ bei der Gemeinde Meinhard. Diesen Beinamen verdankt sie ihrem alpin anmutenden Relief hoch über dem Werratal. Mehrere große Bergstürze, die an ihren jähren und steilen Abbruchkanten weite Ausblicke eröffnen, hinterlassen beim Betrachter einen nachhaltigen Eindruck. Vorbei an neun grandiosen Aussichtspunkten, erhält der Besucher einen Eindruck von den erdgeschichtlich jungen, landschaftsgestaltenden Vorgängen. Als Schichtstufen wahrscheinlich bereits im Tertiär angelegt, erhielten die Abbruchkanten ihre heutige Ausgestaltung vor allem durch Rückverlagerung im Quartär, wobei die Massenverlagerungen bis in die Gegenwart anhalten (RÖSING & WENZEL 1989). Da der Weg streckenweise aber auch unmittelbar entlang der ehemaligen innerdeutschen Grenze verläuft, wird auf dieser GeoTour auch die jüngste deutsch – deutsche Geschichte lebendig. Der „Weg der Ausblicke“ durch

eines der größten Bergsturzgebiete Deutschlands wurde als eine der zehn schönsten Touren in Hessen mit dem Deutschen Wandersiegel ausgezeichnet.

Die Gobert wird aus Gesteinen des Buntsandsteins und des Muschelkalks aufgebaut. Die ältesten aufgeschlossenen Gesteine entlang des Rundweges werden den 90–110 m mächtigen, vorwiegend tonig-salinaren Sedimenten der Röt-Formation des Oberen Buntsandsteins zugeordnet. Zur Ablagerung kamen meist bunte, violettrote, graue, braune und grünlich bis olivgrün gefärbte Tonsteine, die teilweise grünliche Feinsandsteine und Quarzite einschließen und als Sedimente eines großen Playasees interpretiert werden. Erste Meeresvorstöße führten nach Eindampfung des Meerwassers zur Bildung von Gips- und Steinsalzlagen. In einzelnen Horizonten weisen auch die Ton-/Siltsteine Steinsalz-Pseudomorphosen auf. Lokal kommen in den höchsten Niveaus bereits marine Fossilien vor. Diese belegen ebenfalls erste Vorstöße des Muschelkalkmeeres in das Germanische Becken. Die Röt-Formation vermittelt also bereits zum marin geprägten Unteren Muschelkalk.



Die →pelitischen Gesteine der Oberen Buntsandsteins treten i.Allg. aber nur in Lesesteinen auf oder geben sich durch die Färbung des Bodens zu erkennen. An der jüngeren morphologischen Entwicklung der Landschaft kommt ihnen jedoch ein wesentlicher Anteil zu, denn lokal sind sie auch eine Ursache für die größeren Massenverlagerungen in der Hessischen Schweiz: Bei Wasserzutritt werden sie schmierig, so dass die durch Sub-

rosion im Untergrund ausgelösten Hang-Instabilitäten (bei entsprechendem Einfallen der Schichten) zu Gleitbewegungen in der überlagernden Kalk-/Mergelstein-Folge des Unteren Muschelkalks führten. Als sichtbare Zeugen dieser Vorgänge beeindruckt heute die bereits erwähnten gewaltigen Bergstürze, die den besonderen Reiz der Hessische Schweiz begründen.



Vom Aussichtspunkt an der Silberklippe (2) bietet sich in südlicher Richtung ein weiter Blick über die Werratalseen, Eschwege und die Leuchtberge.

Darüber folgt eine rd. 110–130 m mächtige Kalkstein-Folge des Unteren Muschelkalks. Charakteristisch für diese Formation sind die sog. Wellenkalk, dünnplattige Kalk-/Mergelsteine mit unruhiger welliger Oberfläche und Ausbildung, die kleinstückig zerfallen. Sporadisch treten fossilführende Bänke mit Muscheln oder Schnecken auf, häufiger sind in diesen Flachwasserablagerungen jedoch Lebensspuren wie z.B. →*Rhizocorallium*.

Der einförmigen Sedimentfolge des Unteren Muschelkalks zwischengeschaltet sind drei deutlich abgrenzbare, horizontbeständige Werksteinbänke, die eine weitere Untergliederung der Wellenkalk gestatten (Abb. 7, Band 1). Sie umfassen jeweils Bankfolgen aus mehreren Horizonten. Es sind z.T. →oolithische, z.T. knauerige bis plattige und sehr feste Kalksteinbänke. Der Bereich um die untere der drei Werksteinbänke, die Oolithzone, bildet an mehreren Stellen der Abrisswand entlang des Rundweges die Traufkante.

Der 15,5 km lange Premiumweg P4 berührt die schönsten Stellen der Hessischen Schweiz. Vom Wanderparkplatz vor dem Dorfgemeinschaftshaus Hitzelrode aus folgt der Weg der gelben Markierung P4 in Richtung Neuerode und führt am Ortsausgang von Hitzelrode sofort steil aufwärts durch den Wald. Vorbei am Rastplatz Gobert (1) und der Willi-Schein-Hütte (Aussicht auf die Hörne) wird durch lichten Buchenwald der erste spektakuläre Geotop, die Silberklippe (2) erreicht. Zuerst aber nimmt die phantas-

tische Aussicht am oberen Aussichtspunkt auf Eschwege, die Werratalseen und die Leuchtberge den Besucher gefangen. Auf dem Weg zum unteren Aussichtspunkt auf das thüringische Kella erschließen sich die geologischen Verhältnisse dieses Geotops. Die etwa 4–6 m mächtigen, das Plateau aufbauenden, stark zerklüfteten Terebratelbänke des Unteren Wellenkalks sind hier an Hangabrisskanten abgebrochen. Stark gegen den Hang verkippt und rotiert, bewegen sie sich auf den aufgeweichten und plastisch gewordenen, tonigen Gesteinen des Röt in östliche Richtung auf Kella zu. Dabei sind einzelne Felspartien des Wellenkalks bereits abgerissen, hangabwärts abgerutscht und liegen jetzt allochthon, d.h. auf fremdem Untergrund. Der unterlagernde Röt,

Die stark zerklüfteten Terebratelbänke des Unteren Wellenkalks (2, Silberklippe) sind an Hangabrisskanten abgebrochen, abgerutscht und stark gegen den Hang verkippt oder rotiert.



der als Gleitbahn für die Massenverlagerung dient, ist allerdings nicht aufgeschlossen. Über die Silberklippe verlief früher die innerdeutsche Grenze, der weitere Weg folgt zunächst dieser ehemaligen Grenze und berührt sie auch in seinem weiteren Verlauf noch ab und an.

Wieder an dem bereits bekannten Rastplatz Gobert (1) vorbei, werden die kurz aufeinander folgenden – auch geologisch höchst interessanten – Aussichtspunkte Salzfrau (3), Pferdloch (4) und Wolfstisch (6) erreicht. Alle drei Aussichtspunkte weisen eine steile Hangabrissskante nach Westen im stratigraphischen Niveau der Oolithzone des Unteren Wellenkalks (tlw. auch etwas höher im Mittleren Wellenkalk) auf. An der Salzfrau (3) ist der plattige Wellenkalk jedoch nicht erreichbar bzw. nicht einsehbar, der sehr schöne Blick über Motzenrode bis zum Meißner entschädigt allerdings. Der nächste Aussichtspunkt mit überregional bekanntem Geotop ist das sog. Pferdloch (4, LUKAS et al. 1988). Hier steht vor der Felskante noch eine bereits abgescherte und auf der schmierenden Unterlage des Röts um einige Meter abgerutschte Gleitscholle, bereits durch eine mehrere Meter breite Kluft vom Plateau der Gobert getrennt. Die

senkrechte Abrisswand mit hell leuchtendem, kaum verwittertem Unterem Wellenkalk ist von einem seitlichen Felsvorsprung jenseits der Großkluft gut einseh-



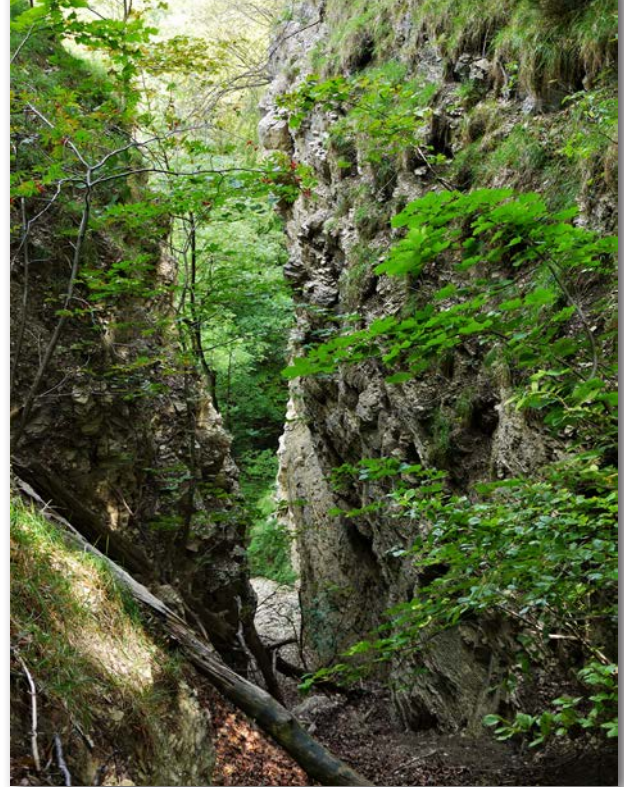
Die am Abbruch des Plateaus noch anstehenden 4–6 m mächtigen Terebratelbänke (2, Silberklippe) zeigen hier ihre typische dickbankige Ausbildung.

Am Aussichtspunkt Salzfrau (3) oberhalb einer steilen Abrisskante bietet sich ein schöner Blick über Motzenrode bis zum Hohen Meißner.





Der Felsabbruch des Pferdellochs erschließt i.W. den Unteren Wellenkalk. Der Trauf der hier etwa 30 m hohen Klippe liegt im stratigraphischen Niveau der Oolithzone des Unteren Wellenkalks (evtl. auch etwas höher im Mittleren Wellenkalk).

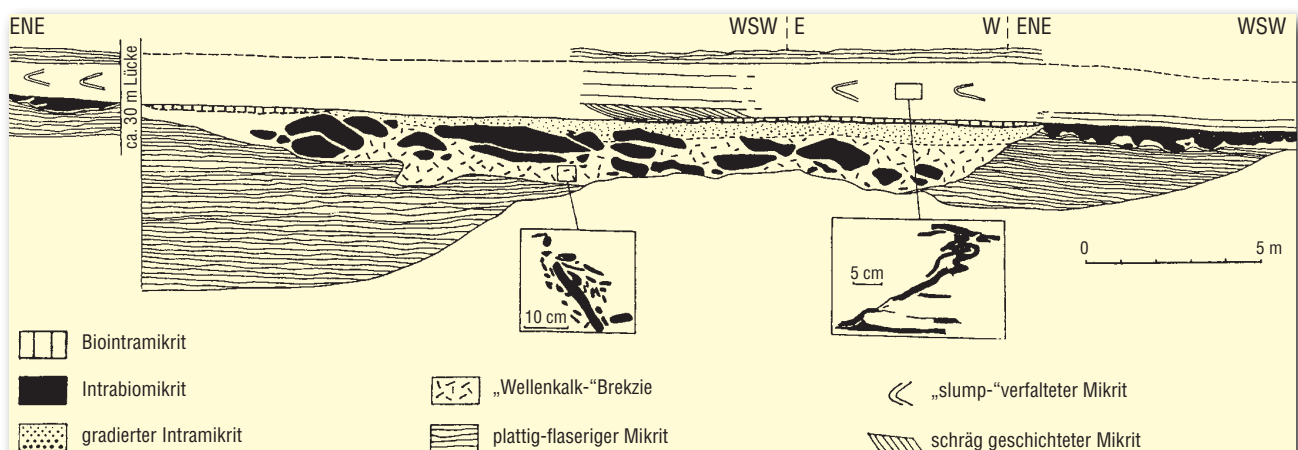


Am Pferdelloch (4) steht vor der Felskante noch eine abgescher- te und bereits durch eine mehrere Meter breite Kluft vom Pla- teau der Gobert getrennte Gleitscholle; ihre senkrechte Abriss- wand aus Unterm Wellenkalk ist von einem seitlichen Felsvor- sprung jenseits der Großkluft gut einsehbar.



Etwas über dem Wandfuß (4) ist in bioturbate, mikritische Kalk- und Mergelbänke des Unteren Wellenkalks eine Nord-Süd verlaufende Großrinne (s. Text) eingeschnitten; ...

... Abb. 51 interpretiert die geologischen Verhältnisse (nach LUKAS et al. 1988, verändert).



bar. Wer sich allerdings für die größte Sehenswürdigkeit dieses Aufschlusses interessiert, muss entweder durch die sehr sehr steile Großkluft rd. 25 m tief zum Wandfuß absteigen (höchste Vorsicht ist erforderlich) oder an einem anderen Tag den Aufschluss direkt von Hitzelrode aus, also von unten, auf teilweise weglosem Anstieg durch den Wald, aufsuchen.

Die Felswand am Pferdeloch zeigt hier fast horizontal lagernde, plattige und flaserige, bioturbate, →mikritische Kalk- und Mergelbänke des Unteren Wellenkalks, sog. Mudstones („Schlammsteine“, vgl. Exkurs), in welche nahe dem Wandfuß eine Nord-Süd verlaufende Großrinne eingeschnitten ist. Diese ist mit Karbonatkonglomerat und einer Karbonatbrekzie verfüllt, deren einzelne Klasten bei ihrer Ablagerung anscheinend noch nicht verfestigt waren und deswegen zugerundet und deformiert wurden. Einzelne Blöcke weisen Kantenlängen bis zu 4,5 m auf (LUKAS et al. 1988) und sind z.T. intern verfaultet. Die Rinnenfüllung (Abb. 51) ist über einige Meter Länge direkt am Wandfuß zugänglich (Helme sind empfehlenswert). Sie erreicht etwa 2,5 m Tiefe und 25 m aufgeschlossene Breite (LUKAS et al. 1988). Die ungewöhnliche Ausdehnung und Tiefe dieser Rinne lässt nach den genannten Autoren möglicherweise auf erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten schlie-

ßen, die durch die Verflachung des Meeres im Bereich eines Hochgebiets (Eichsfeld-Altmark-Schwelle) erklärt werden können.

Auf dem Weg zum Wolfstisch werden mehrere kleine, ehemalige Abbaustellen passiert. In deren größter (5), einem kleinen Steinbruch mit einer Wandhöhe von rd. 2,5 m, steht Mittlerer Wellenkalk an. Aufgeschlossen ist eine Abfolge aus gebankten, kalkig-dolomitischen Tempestiten (Sturmablagerungen) mit Schilllagen aus dem Mittleren Wellenkalk und einem knauerigen, bioturbierten →mikritischen Kalkstein (Mudstone), der der Terebratelzone zuzurechnen ist.

Den Aussichtspunkt Wolfstisch (6) dominiert ein Tischfelsen, der wenige Meter vor der senkrechten Hangabrischkante an einen Baum angelehnt erscheint. Eine offene Kluft trennt die bereits abgescherte Gleitscholle, auf der der Tischfelsen steht, vom Gobert-Plateau. Die Abbruchkante ist hier ca. 25 m hoch. Die Felskante und die Basis des Tischfelsens bestehen aus grauem →mikritischem Kalkstein (Mudstone), seine Platte wird aus härterem grauem Packstone (vgl. nachfolgenden Exkurs) gebildet, der wahrscheinlich zu den Terebratelbänken gehört. Menschliche Bearbeitungsspuren am Tisch sind nicht erkennbar, aber auch nicht aus-

In einem ehemaligen Abbau (5) wurden dolomitische Kalke aus dem Bereich der Terebratelbänke für die Zementherstellung gewonnen.





Der Wolfstisch (6) wird aus härterem, grauem Kalk des Mittleren Wellenkalks gebildet, die Tischplatte gehört zur Terebratelzone, die den Mittleren Wellenkalk abschließt (Foto © Atelier Schellenberger, Waldkappel).

zuschließen. SCHULZE (1969) deutet den Wolfstisch als fränkische Gerichtsstätte in einem älteren, evtl. eisenzeitlichen Gräberfeld. An den drei letztgenannten Aussichtspunkten liegt der OT Hitzelrode mit der Hörne im zentralen Blickfeld.

Etwas weiter nordöstlich steht am Weg ein ehemaliger Kalkbrennofen (7). Hier wurde in den 1950er Jahren Kalk aus den umliegenden Abbaustellen gebrannt. Die meisten dieser Stellen sind heute zugewachsen, die Wände verfallen. An einem vergleichsweise unscheinbaren Aussichtspunkt (8, Weißer Graben) vorbei, kann über einen kurzen Stichweg (ca. 50 m) eine breite und lange Schneise betreten werden, der ehemalige Grenzstreifen. Heute bietet sich dieser Ort für eine Rast an (ab hier Variante möglich, s.o.). Neben einer kleinen Hütte steht die Eiche der Einheit (9), erläuternde Informationen an Resten des ehemaligen Metallgitterzaunes versuchen, einen Eindruck der ehemaligen Grenzsituation zu vermitteln. Nach etwas über einem Kilometer bietet sich während des weiteren Weges – wiederum über einen Abstecher – nochmals eine Gelegenheit, eine Hinterlassenschaft der ehemaligen Staatssicherheit zu inspizieren, eine sog. Stasischleuse. Solche „Agentenschleusen“ (auch Stasi-Tunnel genannt) wurden ab Anfang der 1980er Jahre offiziell als Wasserdurchlass,

allerdings deutlich überdimensioniert und nie Wasser führend, gebaut. Diese Röhren dienten wahrscheinlich in der Hauptsache dem heimlichen Grenzübertritt und Materialtransport außerhalb der offiziellen, kontrollierten Übergangsstellen. Bei Minen-Räumungsarbeiten im Jahre 1990 wurde der Röhreneingang entdeckt.



Bei Minen-Räumungsarbeiten im Jahre 1990 wurde ein Röhreneingang entdeckt, der als eine sog. Stasischleuse (10, s. Text) interpretiert wurde.



Schöne Ausblicke über Schloß Rothestein, die Werra und Bad Sooden-Allendorf bieten die Aussichtspunkte „Schöne Aussicht“ **(11)** ...

... und Hohestein **(12)**, die beide ebenfalls an der Abrisskante der Gobert liegen.



An den Aussichtspunkten „Schöne Aussicht“ (**11**) und kurz danach Hohestein (**12**) wird wieder die Abrisskante des Muschelkalkplateaus der Gobert erreicht. An der „Schönen Aussicht“ haben Bergstürze eine fast senkrechte, rd. 10 m hohe Wand frei gestellte, am Hohestein sogar von mehr als dem Doppelten. Die Plateaukante wird an beiden Punkten von stark →bioturbierten, knauerigen Mudstones mit deutlicher, teilweise feinplattiger Bankung aufgebaut. Die sölhlig lagernden, hellgrauen, teilweise auch gelblichen (dolomitisierten), →mikritischen, zellig-porösen Kalksteine werden dem Profilabschnitt um die Oolithzone des Unteren Wellenkalks zugerechnet. Weit schweift der Blick von hier (der Name „Schöne Aussicht“ ist Programm!) über Schloss Rothstein und das Werratal mit Bad Sooden-Allendorf.

Durch die Hörnelücke (**13**), den Sattel zwischen Hohestein im Osten und Hörne im Westen (hier sind Bergwander-Fähigkeiten gefragt), geht es steil bergan zur Hörne. Auffällig ist eine offene Kluft parallel zur Plateaukante Hohestein – Schöne Aussicht. Aufgrund der um 65 m unterschiedlichen Höhenlage der Oolithbänke am Hohestein und der Hörne schließen RÖSING & WENZEL (1989) auf eine Abschiebung in der Hörnelücke im Bereich dieser Linie, mit Absenkung der Hörne. MÖLLER (1988) deutet die Tieflage der Hörne als Ergebnis einer Gleitbewegung dieser Großscholle auf Röt, ausgelöst durch Subrosion. Deutlich unterschiedliches Einfallen – sölhliche Lagerung im Bereich des Hohesteins, südliches bis westliches Einfallen der Hörne-Scholle mit rd. 30° – spricht wohl eher für eine Gleit-/Kippbewegung (wahrscheinlich im Pleistozän) als eine Abschiebung. Im Schutt unterhalb der Felswände des Hohesteins lässt

sich mit etwas Übung und Ausdauer das Spurenfossil →*Rhizocorallium* finden. Obwohl der Weg in der Hörnelücke über den Oberen Buntsandstein führt, ist dieser nicht aufgeschlossen; er macht sich nur durch die Rotfärbung des Bodens bemerkbar.



Am Übergang zur Hörnelücke (**13**) macht sich der Obere Buntsandstein durch die Rotfärbung des Bodens bemerkbar.

Ausblick von der Hörne (**14**) über die Werraschleife bei Kleinvach bis nach Bad Sooden-Allendorf.



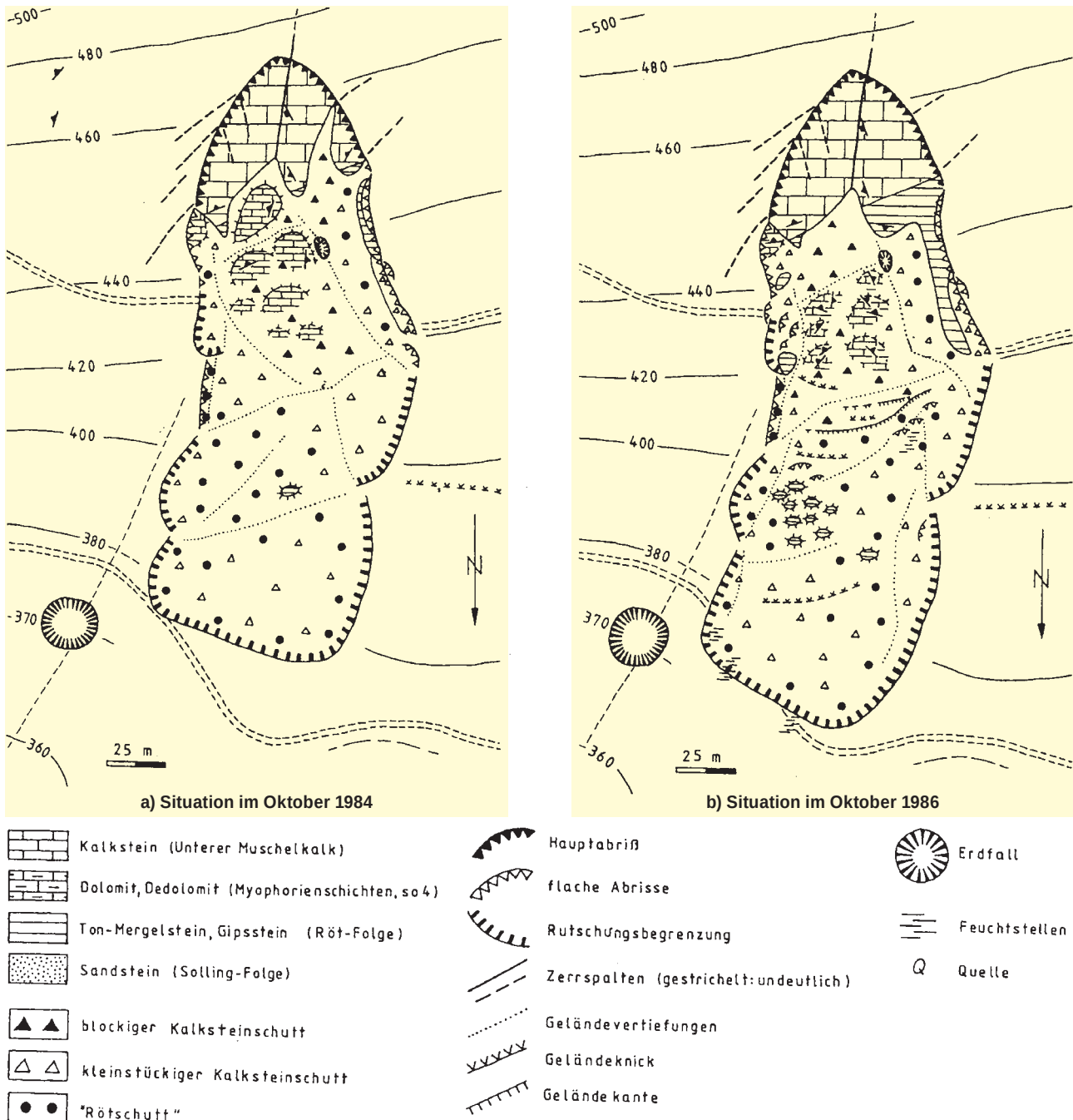


Abb. 52: Ingenieurgeologisch-morphologische Kartierung der Rutschung an der Hörne (RÖSING & WENZEL 1989).

Der Nord- bis Westrand der Hörne ist als Wellenkalk-Trauf ausgebildet. Der Premiumweg P4 verläuft hier auf den inzwischen bestens bekannten Oolithbänken des Unteren Wellenkalks bis zum Aussichtspunkt am Bergsporn der Hörne (14) mit Blick ins Werratal bis zum Hohen Meißner. Zwischen 1985 und 1986 trat am Nordhang der Hörne eine größere Rutschung auf

(Abb. 52, RÖSING & WENZEL 1989). Über pleistozäne und holozäne Rutschkörper führt ein Hangweg an ihrer Südseite vom Plateau herunter. Schon fast wieder in Hitzelrode angekommen, öffnet sich nochmals ein schöner Blick auf die Abbruchwände östlich von Hitzelrode, die bereits am Vormittag besucht wurden.

Literatur

- BÜCKING, H., PRÖSCHOLDT, H. & ZEISE, O. (1904): Geol. Kt. Preußen und benachb. Bundesstaaten, Bl. Kella; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4726 Grebendorf; Wiesbaden 1995, HLfB].
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of Carbonate Rocks according to epositional Texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 108–121, 7 Tab.; Tulsa.
- LUKAS, V., WENZEL, B. & RÖSING, F. (1988): Sedimentologisches Modell einer Rinne im Unteren Muschelkalk (Trias) Nordhessens. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 253–259; Wiesbaden (HLfB).
- MÖLLER, K. (1988): Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – Berliner geogr. Abh., **48** (zgl. Beitr. Werra-Meißner-Forsch., **II**): 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Kt.-Beil.; Berlin (zgl. Diss. FU Berlin).
- RÖSING, F. & WENZEL, B. (1989): Der Bergrutsch am Nordhang der Hörne bei Bad Sooden-Allendorf (Nordhessen) am 27.1.1985. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 237–250; Wiesbaden (HLfB).
- SCHMIDT, K.-H. (1988): Die Wellenkalk-Schichtstufe in Nordhessen. – Ber. z. dt. Landeskd., **62**: 337–355, 5 Abb., 3 Tab.; Trier.
- SCHULZE, A. (1969): Der Wolfstisch bei Hitzelrode – Zur Vor- und Frühgeschichte im Werraland. – Das Werraland, **21**(3): 37–40; Eschwege.

Gefügeklassifikation allochthoner Kalksteine

Kalksteine ohne organische Grundstruktur wurden von DUNHAM (1962) nach der Größe der Komponenten unterschieden. An Kalken, die weniger als 10 % Komponenten mit Durchmessern größer als 2 mm aufweisen, werden der Reihe nach folgende Kriterien geprüft:

- 1) Welcher Art sind Matrix (feinkörnige Grundmasse) und Gefüge?
 - a) Besteht die Grundmasse aus → sparitischem Zement und einem (komponentengestützten) Partikel-Gefüge → dann spricht man von einem **Grainstone**.
 - b) Ist die Matrix überwiegend → mikritisch (< 0,03 mm) und weist ein (komponentengestütztes) Partikel-Gefüge auf → dann liegt ein **Packstone** vor.
- 2) Wenn ein (matrixgestütztes) Schlamm-Gefüge erkannt wird, unterscheidet man:
 - a) Ist der Komponentenanteil größer als 10 % → wird das Gestein als **Wackestone** angesprochen,
 - b) falls nicht → ist es ein **Mudstone** (Schlammstein).

Die Klassifikation nach DUNHAM (1962) lässt sich wie folgt zusammenfassen:

Gefügeklassifikation allochthoner Kalksteine aufgrund der Ablagerungsvorgänge (Primäre Komponenten während der Sedimentation, nicht organogen gebunden)			
weniger als 10 % Komponenten > 2 mm			
mit Mikrit (< 0,03 mm)		ohne Mikrit	
Schlamm-Gefüge		Partikel-Gefüge	
weniger als 10 % Komponenten	mehr als 10 % Komponenten		
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone

DUNHAM, R. J. (1962): Classification of Carbonate Rocks according to epositional Texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 108–121, 7 Tab.; Tulsa.

¹ Als Mikrit wird verfestigter Kalkschlamm bezeichnet. Man versteht darunter den Anteil an Karbonat-Körnern mit Korngrößen < 0,063 mm, die oft die Matrix eines Kalksteins bilden. Kristallflächen sind nicht erkennbar, auch nicht unter dem Mikroskop.

9.1.7

Felsstürze und Kalkklippen an den Abbruchkanten des Ringgaus Werra-Meißner-Kreis



9.1.7.1 Auf die Schäferburg bei Weißenborn

Ausgangspunkt:

Wanderparkplatz Zur Graburg, Rambacher Straße an der L3300 zwischen Weißenborn und W.-Rambach

R 35 78 759 H 56 65 555
N 51°7'10,66" E 10°7'25,64"

Markierungen:

Barbarossaweg (X8), abschnittsweise auch Premiumweg Graburg (P15)

Anforderungen oder Wegcharakter:

Kurze Wanderung, einfach. Um jedoch bis zu dem Aussichtspunkt auf dem schmalen Rücken der Schäferburg zu gelangen, ist eine kurze, felsige Stufe zu überwinden, auf dem Grat ist ein gewisses Maß an Schwindelfreiheit erforderlich.

Länge / Höhenunterschied:

5,8 km / 259 m

Einkehr:

Weißenborn (Öffnungszeiten beachten)

Varianten:

Premiumweg P15 Graburg

Weitere Infos / Kontakt:

GeoNaturpark Frau-Holle-Land

Niederhoner Str. 54

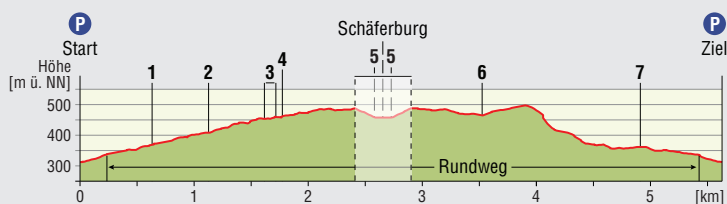
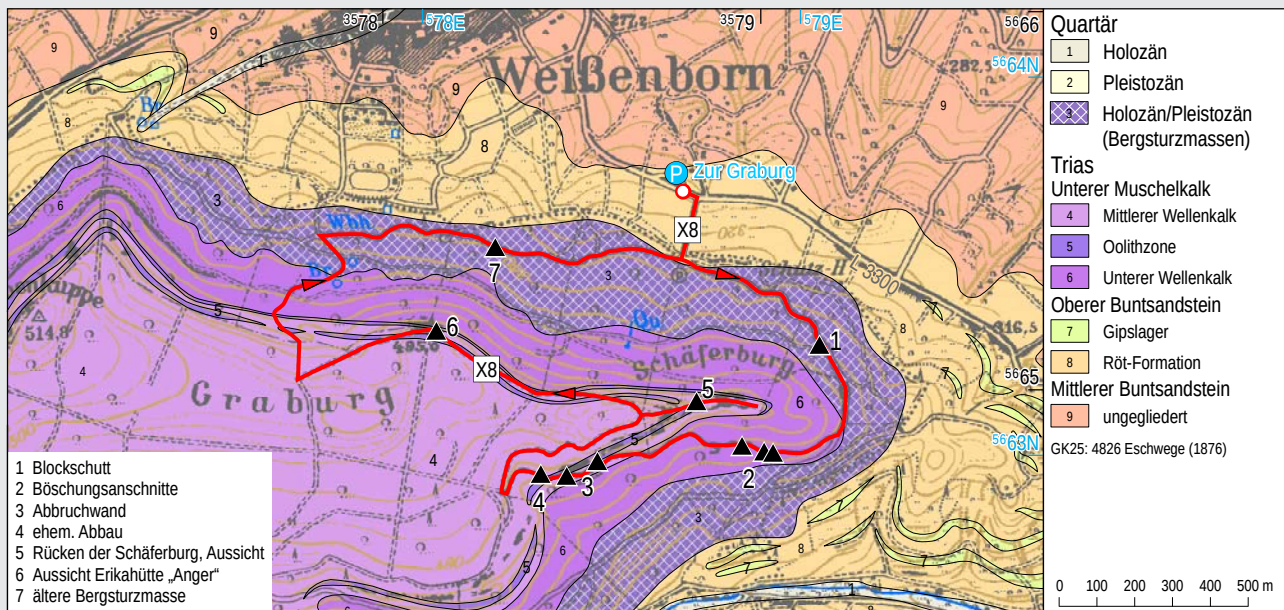
37269 Eschwege

E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339



Beschreibung

Das Muschelkalk-Plateau des in NW–SE-Richtung verlaufenden Ringgaus wird durch den in gleicher Richtung streichenden Netra-(Creuzburg-)Graben, in dem noch die tonig–mergeligen Sedimente des Keupers erhalten sind, in den Nördlichen und Südlichen Ringgau geteilt. An der Nordseite des Nördlichen Ringgaus beeindruckt hohe Felswände (von Ost nach West: Helldrastein, Schäferburg und Rabenkuppe [NSG Graburg] sowie Schieferstein), die an scharfen Hangabrissskanten, meist im Niveau der Oolithzone (Jena-Formation), das Plateau aus Unterem Muschelkalk begrenzen. Ausgelöst durch Gleitbewegungen auf dem unterlagernden Röt (Oberer Buntsandstein), konnte sich hier ein Bergsturzgebiet entwickeln, in dem auch heute noch Materialverlagerungen stattfinden (vgl. auch den Exkurs bei Kap. 9.1.7.2). Unterhalb dieser fast senkrechten Wände türmen sich die Bergsturmassen als Schutthalden auf. Teilweise sind die Rutschkörper noch im Verband, meist aber umrahmt ein breites Band aus Röt-/Muschelkalkschutt in chaotischer Lagerung als Schuttkegel und –hügel das Plateau, wie hier an der Schäferburg.

Die nachfolgend beschriebene kurze Wanderung führt vom Wanderparkplatz Rambacher Straße (Zur Graburg) auf die 481,7 m hohe Schäferburg. Die Markierung X8 im Blick, geht es zuerst in südlicher Richtung bis zum Waldrand, dem Beginn des Rundweges. Schon nach wenigen hundert Metern geben Weganschnitte (Umgebung von **1**) Einblicke in die Rutschmassen rund um die Schäferburg: Größere Blöcke von feinkörnigem (→mikritischem) gebanktem Kalk-/Mergelstein (Unterer Wellenkalk), aber auch die mehr dünnplattige Gesteinsvariante mit Bruchstücken des Spurenfossils →*Rhizo-*



Größere Blöcke von gebanktem Kalk-/Mergelstein (**1**, Unterer Wellenkalk), aber auch die mehr dünnplattige Gesteinsvariante ragen manchmal aus den die Schäferburg wie einen Saum umgebenden Bergsturmassen heraus.

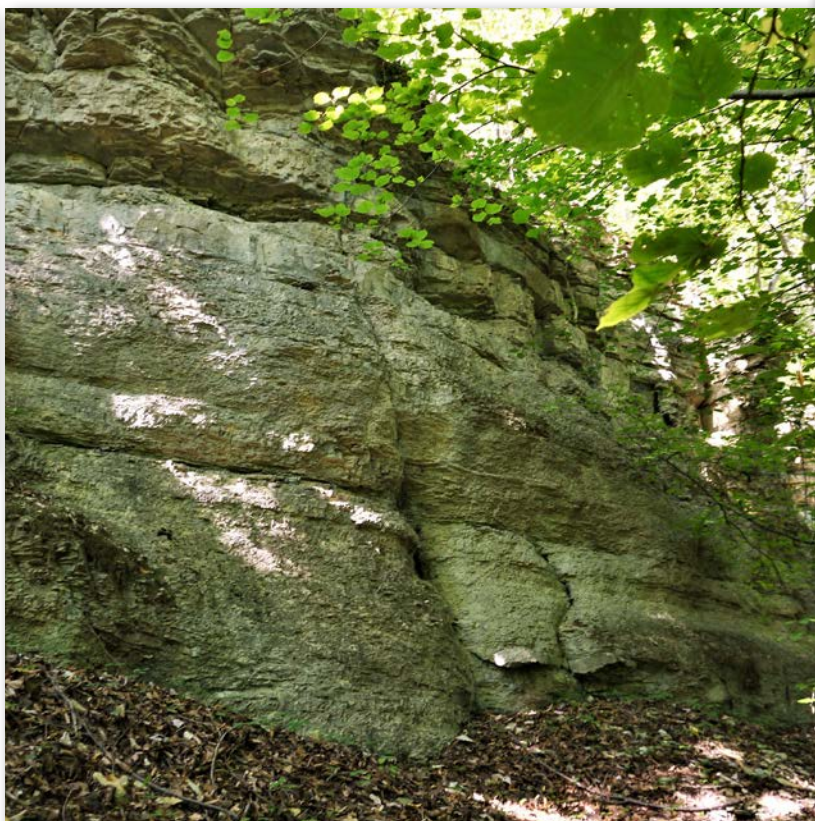


Der plattige, kleinstückig zerfallende Kalk-/Mergelstein (**2**) des Unteren Wellenkalks ist am Aufstiegsweg mehrfach angeschnitten; ...

corallium, sind am Wegrand aufgeschlossen, teilweise im Verbund mit rötlichen bis graubraunen und –violetten Ton-/Silt- und Sandsteinen.

Anstehend ist der plattige, kleinstückig zerfallende Kalk-/Mergelstein des Unteren Wellenkalks mit seinen Einschaltungen von dünnen →mikritischen Kalklagen am weiteren Aufstiegsweg in der Umgebung von (**2**) in mehreren Böschungsanschnitten. In der Umgebung von (**3**) ist die bis zu 8 m hohe Abbruchwand der Schäferburg (ebenfalls Unterer Wellenkalk) vom Aufstiegsweg aus auf einer Länge von über 100 m einsehbar. Die Oolithzone ist in einem ehem. kleinen Abbau (**4**) zur Gewinnung von Werksteinen erschlossen. Diese Zone bildet auch die Hangabrissskanten des Plateaus. Auf der

...in dessen weiterem Verlauf führt auch die Abbruchwand der Schäferburg (**3**) bis fast an diesen Weg heran.





Wer auf dem Rücken der Schäferburg (5) die Aussicht genießen will, muss an einem kurzen Anstieg die Hände zu Hilfe nehmen.

Hochfläche selbst steht der Mittlere Wellenkalk mit flachem Einfallen in Richtung des sich südlich anschließenden Netra-(Creuzburg-)Grabens an.

Die Schäferburg (5) ist mit der Hochfläche über einen schmalen, halsgrabenartig eingekerbten Grat verbunden. Wer auf diesen Grat hinausgehen möchte – was trittsicheren Wanderern unbedingt empfohlen wird – geht auf dem kurzen Abzweig in Richtung (5) weiter (evtl. sind hier noch vereinzelt gelbe Punkte erkennbar). Nach der bereits erwähnten kleinen grabenartigen

Einsenkung des Pfades müssen an einer niedrigen felsigen Geländestufe (wahrscheinlich Oolithzone) ggf. die Hände zu Hilfe genommen werden, um auf den schmalen Rücken der Schäferburg zu gelangen. Hier – direkt oberhalb der Abrisskante – eröffnet sich ein schöner Blick über Weißenborn-Rambach bis zum Heldrastein östlich von Rambach. Die Abbruchwand der Schäferburg lässt sich auf diesem Abschnitt (rechter Hand) an mehreren Stellen beobachten. Bei klarem Wetter soll sogar der Große Inselsberg im Thüringer Wald erkennbar sein.



Blick von der Erikahütte (6) über Weißenborn bis zur Plesse (im Kreis) bei Wanfried.



Die älteren Bergsturzmassen (7) weisen teilweise weiche und runde Formen auf, Bodenbildungsprozesse haben darauf bereits stattgefunden.

Ein schöner Aussichtspunkt wird auch auf dem weiteren Weg entlang der Abbruchkante an der Erikahütte (Aussichtspunkt „Anger“, 6) erreicht: Hier schweift der Blick über Weißenborn und von der Blauen Kuppe bei Eschwege im Westen bis zur der Plesse bei Wanfried im Osten.

Auf dem Rückweg durch die Bergsturzmassen weisen hier deren teilweise weiche und runde Formen, auf denen sich bereits Bodenbildungsprozesse erkennen lassen, darauf hin, dass die Massenverlagerungen bereits vor längerer Zeit erfolgt sein müssen. Auf Schutthalden, die dagegen noch hangabwärts in Bewegung sind, lässt sich Säbelwuchs an einzelnen Bäumen erkennen. Ab dem Waldrand geht es auf bekanntem Weg zurück zum Parkplatz.

Literatur

MOESTA, Fr. (1876): Geol. Specialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1:25 000, Bl. Eschwege; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4826 Echwege; Wiesbaden 1997, HlfB].

Premiumwege mit geologisch interessanten Objekten im Geo-Naturpark Frau-Holle-Land

(in Geotop-Einheit 9, Stand 10/2018)

Die Nummern in Klammern nach den Geotopen verweisen auf Tab. 9 (in Kap. Geotope in Hessen) mit weiteren Informationen zu den jeweiligen Geo-Objekten. Die Beurteilung des Schwierigkeitsgrades entspricht den Angaben auf der Homepage des Geo-Naturparks (<http://www.naturparkfrauholle.land/wandern/premiumwege>).

- Premiumweg **P1** Hoher Meißner (mittelschwer, 13 km); vgl. Kap. 9.1.1.
- Premiumweg **P2** Frankershäuser Karst (leicht, 10,5 km); vgl. Kap. 9.1.4.2.
- Premiumweg **P3** Blaue Kuppe und Leuchtberge bei Eschwege (anspruchsvoll, 19 km); ein berühmter Geotop ist die Blaue Kuppe (**90**), die Leuchtberge bieten eine sehr schöne Aussicht.
- Premiumweg **P4** Hessische Schweiz (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, ca. 15,5 km); vgl. Kap. 9.1.6.
- Premiumweg **P5** Plesse (mittelschwer, ca. 9 km); interessante Geotope sind die Abbruchwand nördlich des Plesseturms (**107**), der Wasserfall im Elfengrund (**105**), der ehem. Steinbruch südöstlich des Konsteins (**106**) und die sog. Kanzel.
- Premiumweg **P6** Heldrastein (anspruchsvoll, ca. 12 km); neben hervorragenden Aussichten lohnt der ehem. Abbau südlich Großburschla (**104**) am Anstiegsweg einen Stopp; die Abbruchwände an Heldrastein und Dreierherrenstein sind zu Beginn und am Ende der Wanderung am besten zu sehen.
- Premiumweg **P7** Söder Wald (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, 15 km); sehenswerte Geotope sind der Rabenstein (**62**) und der Otterbachstein (**62**).
- Premiumweg **P8** Heiligenberg, Bühlchen (leicht bis mittelschwer, ca. 7 km); ein schöner Bio-/Geotop ist das Bühlchen.
- Premiumweg **P9** Wacholderpfad Roßbach (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, ca. 12 km); ein versteckt liegender Geotop ist der Verlorene Bach (**2**).
- Premiumweg **P10** Reichenbach (mittelschwer, ca. 13 km); ein besonders wichtiger Geotop sind die Großen Steine (**83**).
- Premiumweg **P13** Boyneburg (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, 17 km); vgl. Kap. 9.1.7.2 sowie die Abbruchwand am Erbberg als weiterer Geotop (**114**).
- Premiumweg **P14** Bilstein (mittelschwer, ca. 10,5 km Rundweg); vgl. Kap. 9.2.1.
- Premiumweg **P15** Graburg (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, 14 km); vgl. Kap. 9.1.7.2, weitere Geotope am Rundweg, bzw. unweit daneben, sind: das Große Wolfsloch (**92**, großer und sehr instruktiver Erdfall) und die Rabenkuppe.
- Premiumweg **P16** Asbach-Sickenberg (anspruchsvoll); Lk. Eichsfeld (Th.).
- Premiumweg **P17** Waldkappeler Berge (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, 18 km); ein schöner Geotop sind die Hauptdolomit-Klippen „Knots Keller“ (zSCA, **88**) am Ziegenküppel.
- Premiumweg **P19** Datterode, Gänsekerleweg (mittelschwer, anspruchsvolle Teilstücke, 9,5 km); am Weg liegt der ehem. Steinbruch Spitzenberg (**101**), im Ort Datterode können zwei auf Privatgrund liegende und nur teilweise zugängliche Abbaustellen (**100** u. **102**) aufgesucht werden.
- Premiumweg **P20** Ulfener Karst (mittelschwer mit anspruchsvollen Teilstücken, 11 km); vgl. Kap. 9.1.12.
- Premiumweg **P21** Point India (leicht bis mittelschwer, 14 km); Keuperaufschluss im ehem. Grenzstreifen am Galgenrain bei Lüderbach (**111**).
- Premiumweg **P23** Höllental (mittelschwer mit steilen Anstiegen, 10,5 km); vgl. Kap. 9.1.4.3.
- Premiumweg **P24** Söhrewald (mittelschwer, 14 km); Industriegeschichte (Köhlerei, Basaltabbau und Braunkohle-Bergbau).

9.1.7.2 Von der Boyneburg zum Schickeberg



Ausgangspunkt:

Waldparkplatz Boyneburg
R 35 71 827 H 56 62 358
N 51°5'30,50" E 10°1'27,00"

Markierungen:

Teilweise Premiumweg „P13 Boyneburg“, Hinweisschild Ritterpfädchen

Anforderungen oder Wegcharakter:

Einfache Wanderung.

Länge / Höhenunterschied:

8,3 km / 406 m

Einkehr:

Grandenborn (Öffnungszeiten beachten)

Varianten:

Premiumweg „P13 Boyneburg“; am Erbberg (427 mm ü. NN) in der Fortsetzung des P13 ab (5) schöner Aussichtspunkt über ein weiteres Bergsturzgelände auf Breitau.

Weitere Infos / Kontakt:

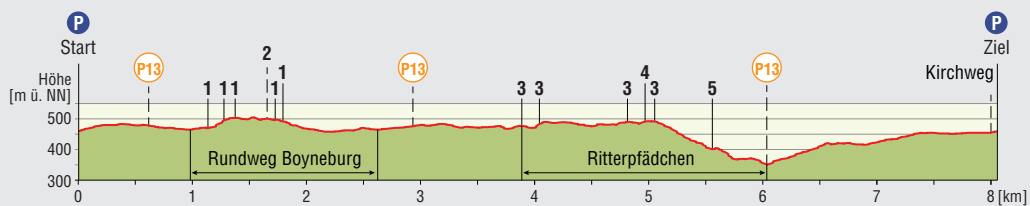
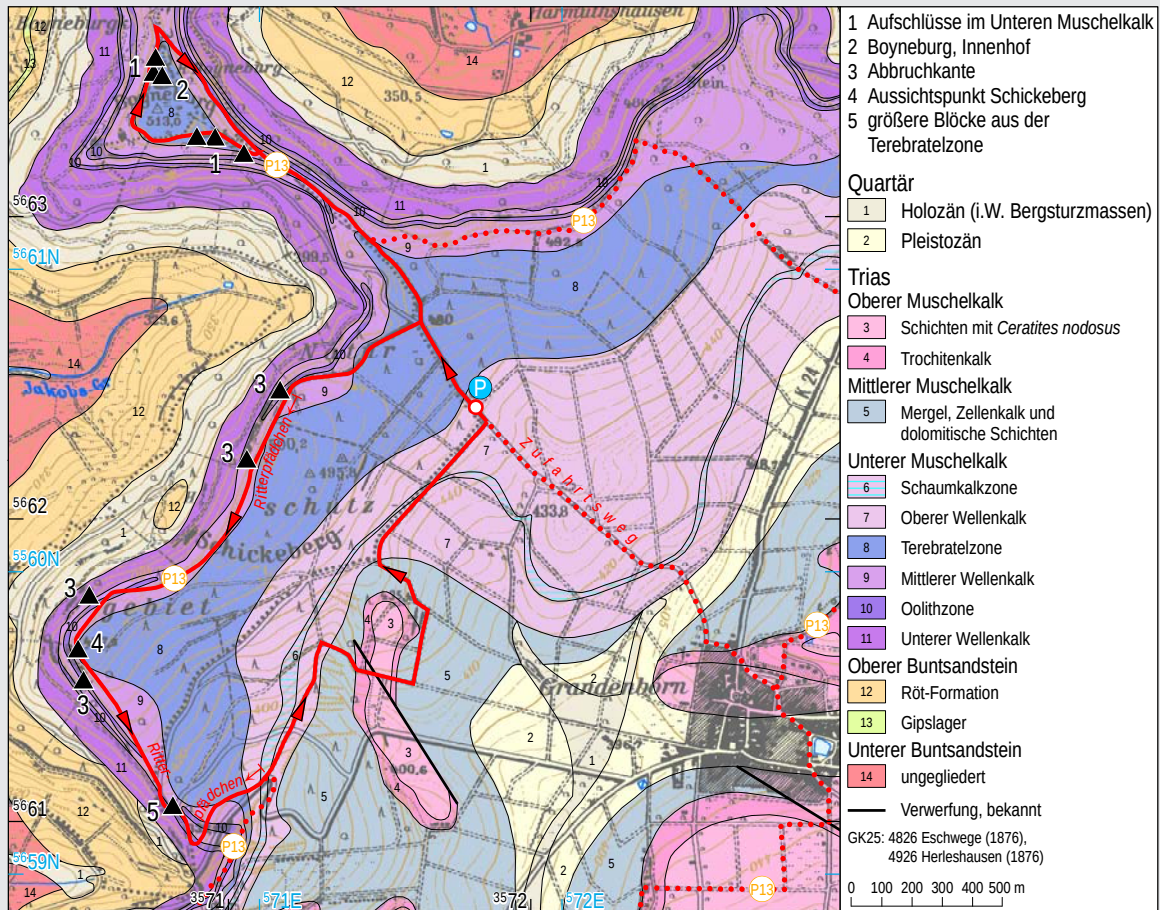
Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54
37269 Eschwege

E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339



Beschreibung

Auch die Hochfläche des Südlichen Ringgaus bricht an ihrer Westseite an scharfen Abbruchkanten ab (vgl. auch Kap. 9.1.7.1) und hinterlässt steile Felswände und gewaltige Schutthalden an deren Fuß. Während die Massenbewegungen an der Schäferburg meist subrezent sind, liegen die letzten Bergstürze hier nur wenige Jahrzehnte zurück. Der grundsätzliche geologische Aufbau der anstehenden Schichten und des tieferen Untergrunds ist dem im Nördlichen Ringgau vergleichbar. Auch hier wird die Traufkante meist von den Werksteinbänken der Oolithzone gebildet, die Steilwände werden von den Kalk-/Mergel-Gesteinen des Unteren Wellenkalks aufgebaut und die Gleitbahn im Liegenden – die Schichtenfolge, die zur Destabilisierung des Unteren Wellenkalks führt(e) – besteht aus Ton-/Siltsteinen des Oberen Buntsandsteins (Röt). Auslöser der Massenbewegungen ist also auch hier neben den (aufgeweichten) Röt-Gesteinen die Subrosion in den Salinaren dieser Formation.

Vom Wanderparkplatz Boyneburg wird nach rd. 300 m der P13, dessen Markierung wir bis zum Ende des „Ritterpfädchens“ (vgl. Geol. Karte) folgen, erreicht. Auf dem Weg zur Boyneburg stehen dünnplattige, teils splitttrige, graue Bänke des Wellenkalks (1), zuerst im Bereich der oberen Oolithzone am Übergang zum Mittleren Wellenkalk, an. Dann – vor Erreichen der Burg und auch noch nordöstlich von ihr – stehen knauerige Bänke, wahrscheinlich aus der Terebratelzone, an. Rings um das Plateau der Boyneburg (2) lassen sich entlang des Weges fossile Abbruchkanten erkennen, Fließwülste und Schutthalden am Hangfuß dokumentieren ältere Massenbewegungen. Insbesondere an den Hängen nördlich der Boyneburg weisen einige Bäume deutlichen Säbelwuchs auf, was für eine noch andauernde Fließbewegung spricht.

Gesteine der Oolith- und der Terebratelzone lassen sich im Aufschluss nicht immer sicher unterscheiden. Ein wichtiges Erkennungsmerkmal ist neben der stratigraphischen Stellung die Ausbildung der Kalk-/Mer-



Am Stichweg zur Boyneburg (1) sowie nordöstlich von ihr stehen Werksteinbänke des Wellenkalks an.

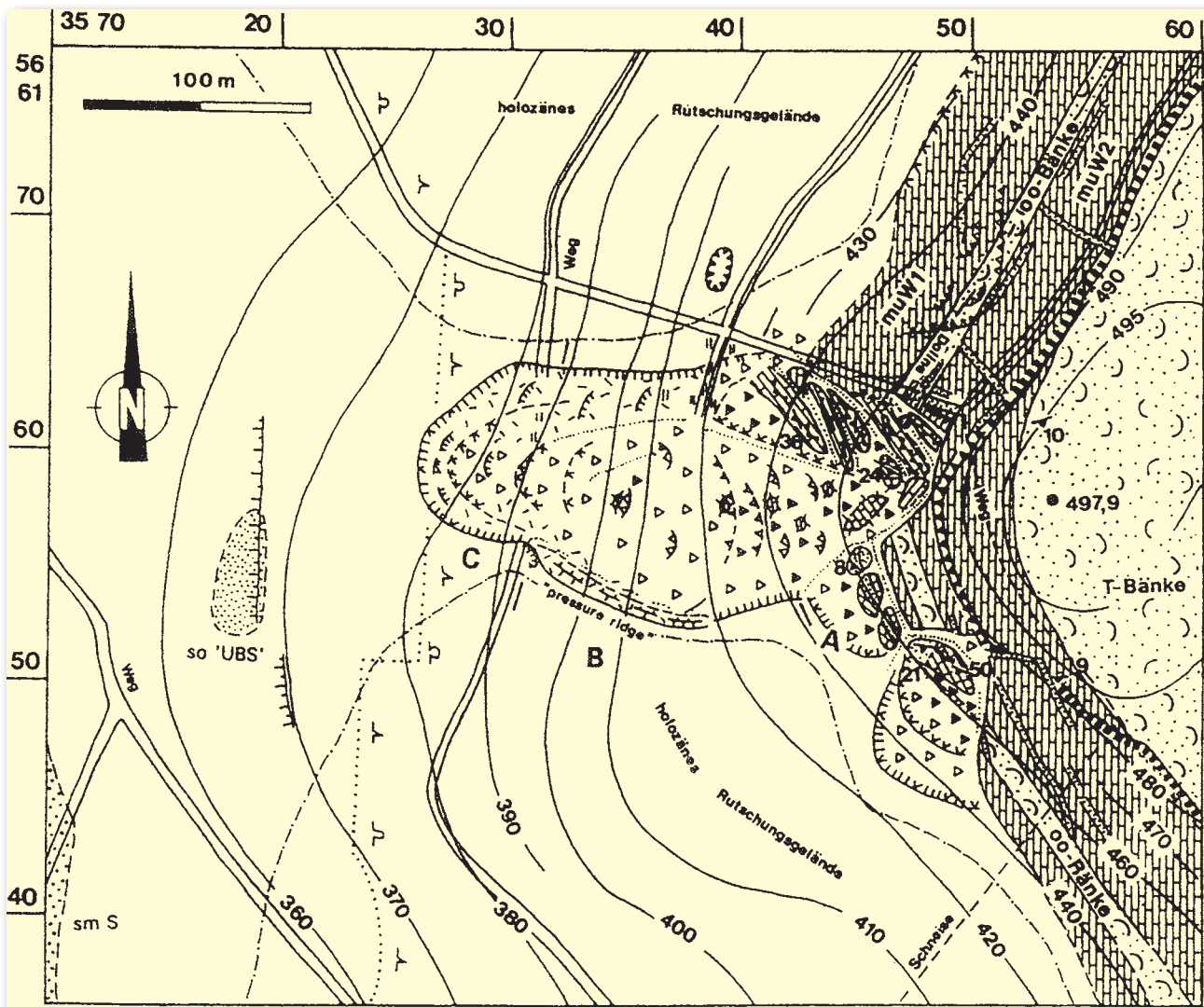


Abb. 53: Ingenieurgeologisch-morphologische Kartierung des Bergsturzes am Schickeberg aus dem Jahr 1956 (WENZEL 1994).

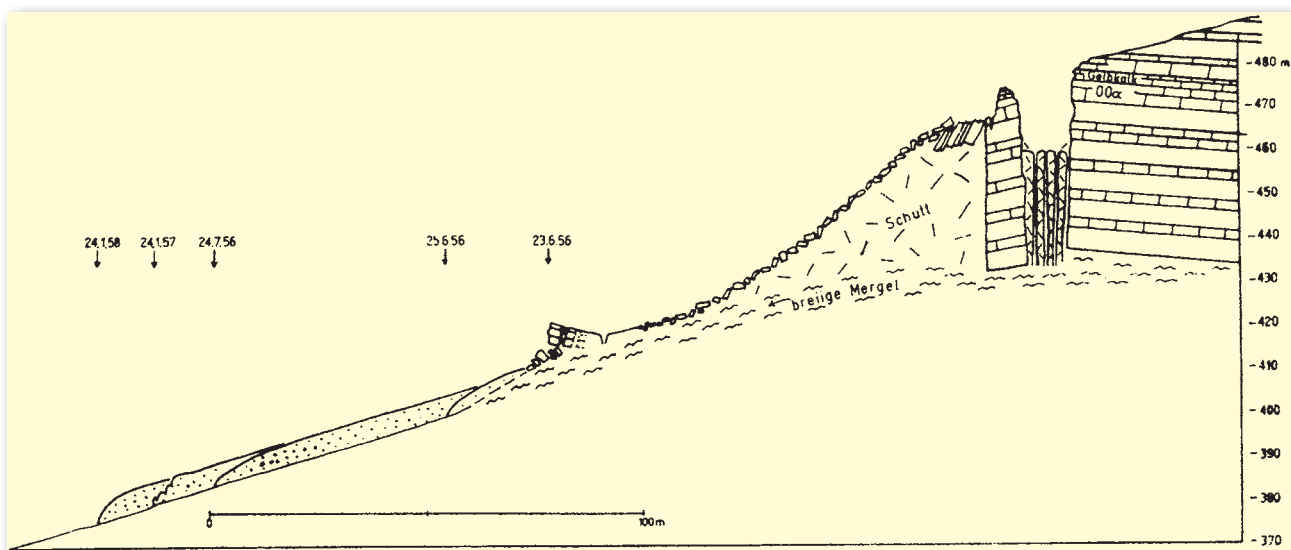


Abb. 54: Profilschnitt durch das Bergsturzgelände am Schickeberg (ACKERMANN 1977).

gelstein-Bänke: Während es sich bei der Oolithzone um eine Bankfolge vorwiegend ebenflächiger harter Kalksteine handelt, ist die Terebratelzone eine Bankfolge sehr harter, dichter und knaueriger Kalksteine. Obwohl letztere nur wenige Meter Mächtigkeit besitzt, streicht sie an der Westabdachung des Ringgaus – meist etwas oberhalb des Traufs – großflächig aus (MÖBUS 1998).

Mit dem Beginn des „Ritterpfädchens“ nähert sich der Weg der Abbruchkante (3) des Schickebergs und lässt das Ausmaß der seit 1867 belegten Bergstürze erkennen. Die letzte Phase aus dem Jahr 1956 ist am besten dokumentiert (s. Abb. 53 u. 54), seit 1994 werden wieder verstärkte Bewegungen registriert. Diese neuerlichen Bewegungsvorgänge an hangparallelen Abrisspalten, die bereits den nächsten Bergsturz einleiten, sind auch für den Laien sichtbar. Am Aussichtspunkt Schickeberg (4) sind unterhalb der steilen Abbruchkanten gewaltige Schuttmassen mit m³-großen Blöcken erkennbar. In der aktiven Phase nach dem Bergsturz bewegten sich diese durchfeuchteten Sturzmassen mit bis zu 11 m pro Tag hangabwärts (WINTERHOFF & HÖL-



Von der Boyneburg (2) sind nur noch zwei etwa 25 m hohe Wände des pentagonalen Bergfrieds und einige Grundmauern erhalten.



Die Abbruchwand am Aussichtspunkt Schickeberg (4) erschließt den Unteren Wellenkalk, die Traufkante wird hier meist von der Oolithzone gebildet.



LERMANN 1968). Heute sorgt Bewuchs für ihre Stabilisierung. Entlang des weiteren Wanderweges anstehende Werksteinbänke gehören i.Allg. zur Terebratelzone. Neben einer Ruhebänk am Ende des „Ritterpfädchens“ (5) lässt sich der harte Kalkstein dieser Zone nochmals studieren, bevor der Rückweg mit teilweise schöner Sicht über die Hochflächen des Ringgaus und die Ortschaft Grandenborn beginnt.

Auf dem Bergsturzgelände hat sich bereits wieder eine vielfältige Vegetation angesiedelt.

Literatur

ACKERMANN, E. (1977): Zeitliche und räumliche Gliederung der Rutschfließungen an der Wellenkalk-Schichtstufe (Exkursion L). – In: Geol.-Paläont. Inst. u. Museum der Universität (Hrsg.): Exkursions-Führer Geotagung '77 Göttingen, II: Nordhessen und Südniedersachsen (Exkursionen C – D – J – K – L): 113–120; Göttingen.

MÖBUS, H.-M. (1998): Geologische Kartierung im nordwestlichen Teil des Blattes 4926 Herleshausen unter besonderer Berücksichtigung der Rutschungen an der Röt-/

Muschelkalkgrenze. – Dipl.-Arb. Philipps-Univ.: 168 S., zahlr. Abb.; Marburg (unveröff.).

WENZEL, B. (1994): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Röt und zu den Massenverlagerungen an der Röt-/Muschelkalkgrenze in Nordhessen. – Gießener geol. Schriften, **53**: VIII+248 S.; Gießen.

WINTERHOFF, W. & HÖLLERMANN, P. (1968): Morphologie, Flora und Vegetation des Bergsturzes am Schickeberg (Nordhessen). – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II (math.-nat. Klasse), **1968** (7): VI+62 S.; Göttingen.

Massenbewegungen - Ursachen und Kinematik

Massenbewegungen, egal ob als Bergsturz, Hangrutsch, Schutt- oder Schlammstrom bezeichnet, werden durch Einwirkung der Schwerkraft ausgelöst. Diese kann an Steilhängen und Böschungen unter bestimmten Voraussetzungen eine Störung des Kräftegleichgewichts zwischen der Hangabtriebskraft und den haltenden Kräften bewirken und damit zu instabilen Lagerungsverhältnissen führen. Auslöser für solche Störungen des natürlichen Gleichgewichts können u.a. tonige Schichten – insbesondere bei starker Durchfeuchtung – Frosteinwirkung, steile Böschungswinkel, spitzwinkelig zum Hang einfallende Schichten, gestörte Lagerung (z.B. insbesondere durch Subrosion im Untergrund) sowie große Hanghöhen sein. Im Unteren Muschelkalk setzen sich solche Massenbewegungen meist aus einer Fallbewegung im oberen Teil einer Abbruchzone, -kante oder -nische und einer Gleit- bzw. Fließbewegung in ihrem unteren Teil und dem Rutschfuß zusammen. Allgemein lassen sich bei Massenbewegungen folgende Bewegungsformen (mit zunehmender Beschleunigung) unterscheiden: Kriechen, Gleiten, Fließen, Kippen und Fallen.

9.1.8

Unterwerra-Sattel und Albunger Paläozoikum zwischen Eschwege-Albungen und Meinhard-Jestädt, Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Parken in Eschwege-Albungen, z.B. in der Kirchstraße oder der Burgstraße, z.B.

R 35 69 738 H 56 77 728
N 51°13'48,71" E 9°59'50,38"

dann zu Fuß durch die Fährgasse zur schmalen Fußgängerbrücke über die Werra;

alternativ ab Meinhard-Jestädt, Parkplatz „Über den Höfen“

R 35 70 884 H 56 76 230
N 51°12'59,74" E 10°0'48,37"

Markierungen:

Keine

Anforderungen oder Wegcharakter:

Einfacher Weg, entlang der Werra teilweise auch Radweg.

Länge / Höhenunterschied:

7,6 km / 179 m

Einkehr:

-

Varianten:

-

Weitere Infos / Kontakt:

Tourist-Information

Eschwege - Meinhard - Wanfried
Hospitalplatz 16

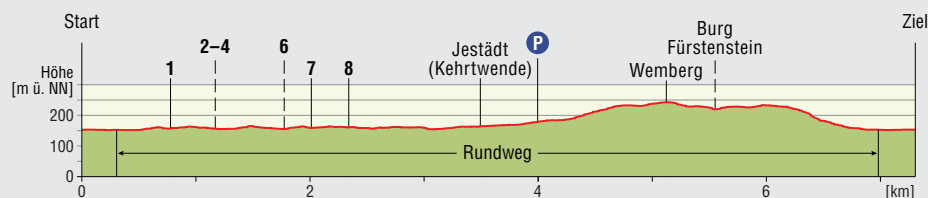
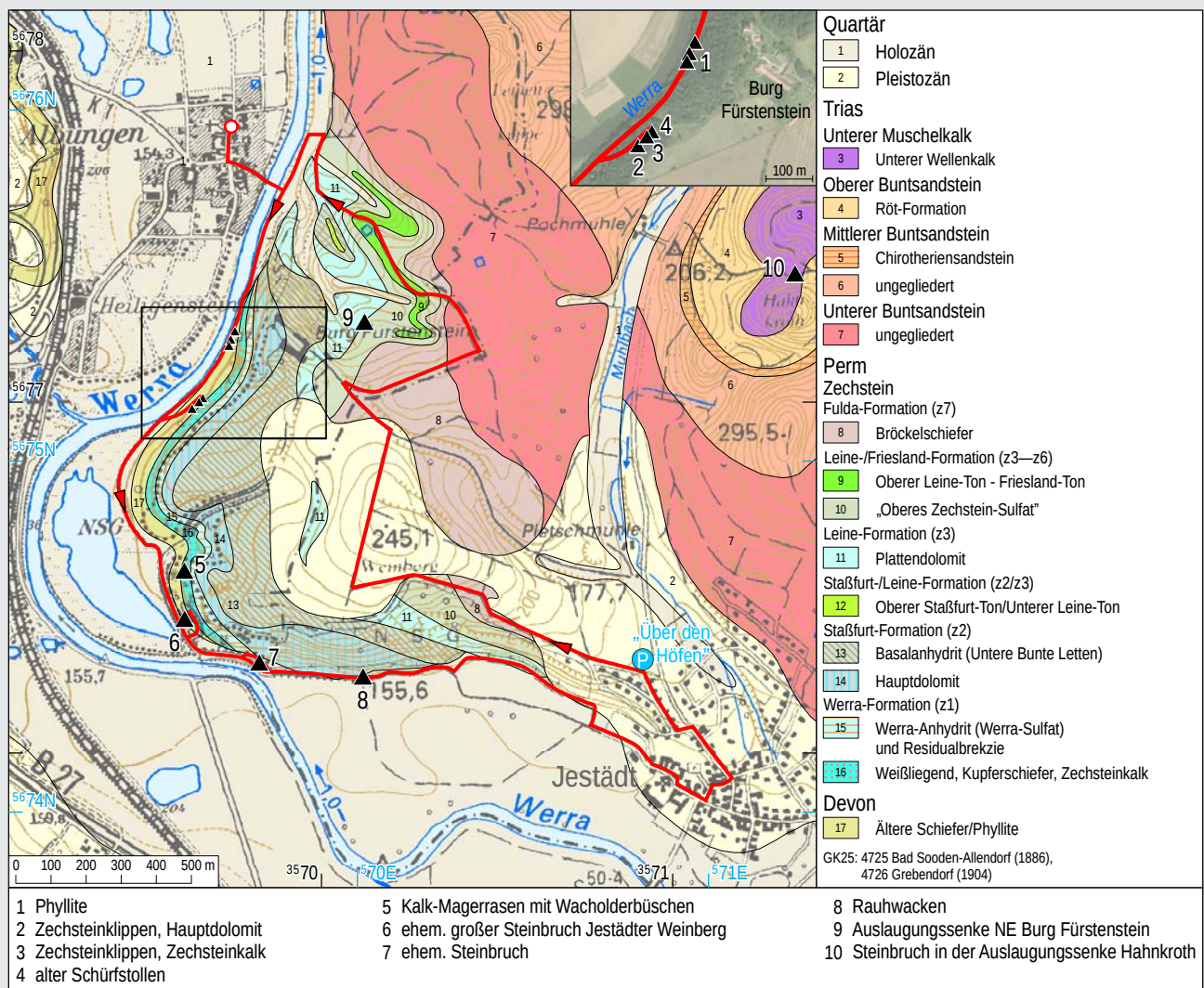
E-Mail: tourist-info@werratal-tourismus.de

Internet: www.werratal-tourismus.de

37269 Eschwege

Tel.: 05651 - 331985

Fax: 05651 - 50291



Beschreibung

Zwischen Eschwege und Witzenhausen treten die gefalteten Schichten des Werra-Grauwackengebirges als NW–SE-streichende Sattelstruktur (Unterwerra-Sattel) zutage. Der variskisch gefaltete Sattelkern setzt sich aus einer eintönigen Abfolge von oberdevonischen Grauwacken mit Kieselschiefer-, Diabas- und Tonschiefer-Einschaltungen zusammen, die als Werra-Grauwacke bezeichnet werden. An die Sedimente der Werra-Grauwacke („Witzenhäuser Grauwacke“ nach SCHUBART 1955 und WITTIG 1968) schließen sich im SE (nordwestlich von Alburnen) an einer Verwerfung intensiv tektonisch deformierte, phyllitische Tonschiefer, geschieferte Kalke, Kieselschiefer und Diabase an. Diese metamorph überprägten devonischen Folgen des Unterwerra-Sattels werden als Albunger Paläozoikum bezeichnet (Karte, vgl. Kap. 9.1.4.1).

Dieses Albunger Paläozoikum wird von Zechstein-Sedimenten ummantelt¹, die nach der Fazies der Karbonat-Horizonte der drei älteren Zyklen dem küstenfernen Flachwasser-Bereich zuzuordnen sind. Die Mächtigkeiten der einzelnen Serien schwanken dabei sehr stark, teilweise kann selbst das Werra-Karbonat (zWCA) primär weitgehend ausfallen, teilweise greift auch der Hauptdolomit (zSCA) direkt auf die variskischen Sedimente über (JACOBSHAGEN et al. 1977).



Am Ostufer der Werra sind am Prallhang unterhalb von Burg Fürstenstein phyllitische Schiefer (1) im flach nach SE abtauchenden Kern des Unterwerra-Sattels aufgeschlossen.

Am Ostufer der Werra, rd. 400 m südlich von Alburnen, sind im Prallhang unterhalb von Burg Fürstenstein gerade noch phyllitische Schiefer (1), typische Gesteine des Albunger Paläozoikums, im flach nach SE abtauchenden Kern des Unterwerra-Sattels aufgeschlossen (JACOBSHAGEN et al. 1968). Diese kulissenartig gefalteten Serizitschiefer des Oberdevons (Nehden- bis Hemberg-Stufe, 375–364,5 Mio. Jahre) zeichnen sich durch eine graublaue, seidig glänzende Oberfläche aus, hervorgerufen durch Glimmerblättchen, die bei der (schwachen) metamorphen Überprägung der ehemaligen Tonsteine während der Variskischen Orogenese gebildet wurden. Sie verleihen dem Gestein eine feinschiefrige Spaltbarkeit. Mikrofossilien (Conodonten) in zwischengeschalteten Kalklinsen erlauben die Datierung dieser unter Stillwasserbedingungen in größeren Meerestiefen abgelagerten ehemaligen Sedimente. Untersuchungen der Illit-Kristallinität zeigen deutlich die – im Gegensatz zur Grauwacke – erfolgte metamorphe Überprägung des Albunger Paläozoikums (HACKER & HEILAND 2009).

Über einen spitzwinkelig nach NE einbiegenden Waldweg erreicht man kurz danach einen etwa 8 m oberhalb des Uferweges liegenden ehem. Schürfstollen (4). Annähernd horizontale Schichten des sog. Weißliegendes am Übergang zum Zechstein kleiden ein unruhiges Kleinrelief über den phyllitischen Schiefern des Albunger Paläozoikums aus, die hier in der Sohle anstehen (Abb. 55). Unmittelbar im Eingangsbereich des



Die kulissenartig gefalteten Serizitschiefer (Faltenachsen steil nach NNE abtauchend, WITTIG 1968) zeichnen sich durch eine seidig glänzende Oberfläche aus.

¹ Zur Zeit des Rotliegendes war die Hunsrück-Oberharz-Schwelle, zu der auch der Unterwerra-Sattel gehört, Abtragungsgebiet. Deshalb sind aus dieser Zeitspanne hier auch keine gesicherten Sedimente bekannt. Das sog. Weißliegend wird, da es das Zechsteinkonglomerat sowohl lateral als auch vertikal vertritt, heute dem höchsten Rotliegend zugeordnet.



Im Eingangsbereich eines ehem. Schürfstollens (4) ist über dem sog. Weißliegend der Kupferschiefer aufgeschlossen, ...



... ein dunkles, schiefzig spaltendes 5-10 cm mächtiges horizontales Band, das früher hier abgebaut werden sollte.

Stollens sind die an der Basis stark verwitterten, max. 25 cm mächtigen, weißlich-gelben, mürben Sandsteine aufgeschlossen. Interpretiert werden diese Feldspatführenden Sandsteine als wenig transportierter Verwitterungsgrus (JACOBSHAGEN et al. 1977). Der darauf folgende Kupferschiefer (vgl. Exkurs bei Kap. 8.1.5), ein dunkles, schiefzig spaltendes, gut sichtbares 5–10 cm mächtiges horizontales Band, den man früher in diesem Schürfstollen auch abbauen wollte, geht zum Hangenden in dunkelgraue Kalkmergel über, die zu dem rd. 8 m mächtigen, mit 10 bis 15° nach SE einfallenden Zechsteinkalk (3, Werra-Formation, zWCA, vgl. nachfolgender Exkurs) überleiten, der auch südlich (rechts) des Stollens als plattige Abfolge ansteht. Ein Blick den Hang aufwärts (rechts des Stollens) zeigt, insbesondere in der laubfreien Zeit, ein gelbliches Gestein mit löchriger Struktur, den Hauptdolomit der Staßfurt-Formation

(2, zSCA). Anstelle des Werra-Sulfats (zWAN) sind hier im Hang zwischen dem Zechsteinkalk und dem Hauptdolomit jedoch nur 2–3 m mächtige karbonatische Auslaugungsbrekzien anstehend, die in (6) und (7) jedoch besser aufgeschlossen sind (Abb. 56).

Einen „Hauch von Toskana“ (KIRSTEIN & HEUBECK 2009) mitten in Nordhessen bietet der Weinberg zwischen Albungen und Jestädt. Wegen seiner ausgeprägten Südlage und den im Untergrund anstehenden Zechstein-Karbonaten konnte sich hier ein Kalk-Magerrasen (u.a. bei [5]) mit einer mediterranen Flora ansiedeln. Dieser sowohl geologisch als auch klimatisch günstige Standort ermöglichte bis in das 19. Jh. den Weinbau in dieser nördlichen Lage, an den auch heute noch zahlreiche Terrassen an den Hängen westlich von Jestädt erinnern.

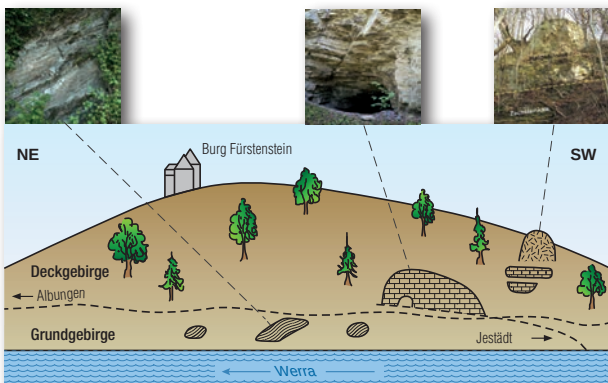


Abb. 55: Ein schematisiertes Profil ordnet die Aufschlüsse unterhalb der Burg Fürstenstein stratigraphisch ein (nach ROEPER 2009, verändert).

Einen schönen Einblick in die Sedimente der Werra-Formation des Zechsteins vermittelt die rd. 20 m hohe Aufschlusswand des ehem. großen Steinbruchs am Westhang des Weinberges (6, Abb. 57), ca. 1,5 km nordwestlich von Jestädt. Der Werra-Kalk beginnt hier mit den mergeligen Kalken der →Bioturbationszone (ca. 2 m). Diese werden von etwas mehr als 6 m Zechsteinkalk überlagert (zWCA). Darüber folgt eine bis 3 m mächtige karbonatische Residualbrekzie sowie etwa 4 m Werra-Sulfat (zWAN) (vgl. KULICK & PAUL 1987). In großen Blöcken, teilweise mit deutlichen Lösungsspuren, liegt das hier als Gips vorliegende Werra-Sulfat gut zugänglich vor der Steinbruchwand. Erkennbar sind flaserige Sedimentstrukturen, die in feiner geschichtete Bereiche übergehen. Diese Schichtungsmerkmale wer-



Der Zechsteinkalk (3, zWCA) ist sowohl am Portal des Schürfstollens als auch südlich davon aufgeschlossen.



Über einer knapp 10 m mächtigen Abfolge aus Zechsteinkalk (zWCA, grau) steht über einem schmalen Band unbekannter Mächtigkeit (? 2-3 m) aus Residualgesteinen der Hauptdolomit (2, zSCA, schmutzig-gelb) an (Foto © ROEPER 2009).

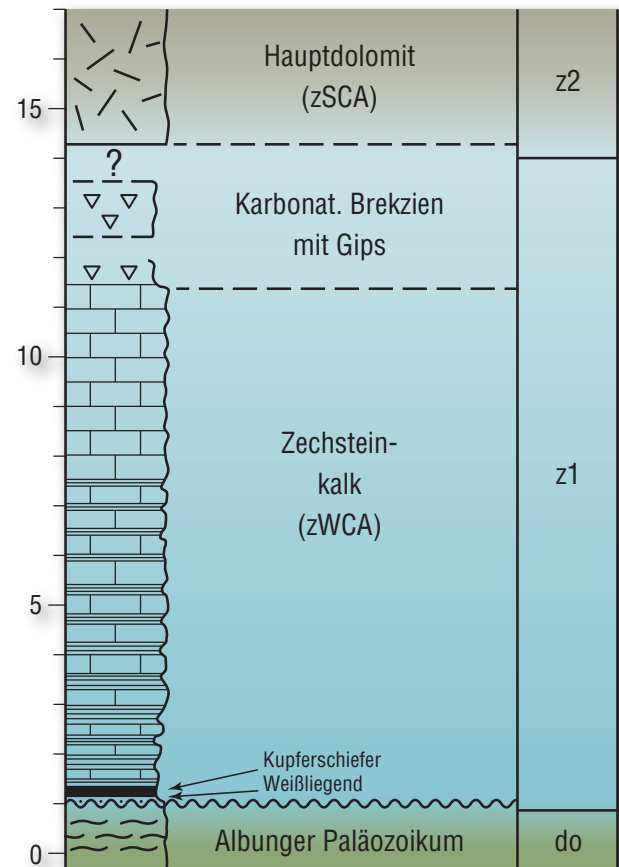


Abb. 56: Profil der am Schürfstollen (4) aufgeschlossenen Schichtenfolge (JACOBSHAGEN et al. 1977).



Der ehem. große Steinbruch am Westhang des Weinberges (6) vermittelt den besten Einblick in die Schichtenfolge der Werra-Formation (s. Text).

Größere Gipsblöcke liegen vor der Steinbruchwand (6).

den durch dunkle dolomitische, in Spuren auch durch tonige Einlagerungen bestimmt. Der das Werra-Sulfat überlagernde Hauptdolomit geht hier bereits in den Hang über. Die Abfolge taucht flach in östliche Richtung unter den Unteren Buntsandstein der Grebendorfer Berge ab (HACKER & HEILAND 2009).

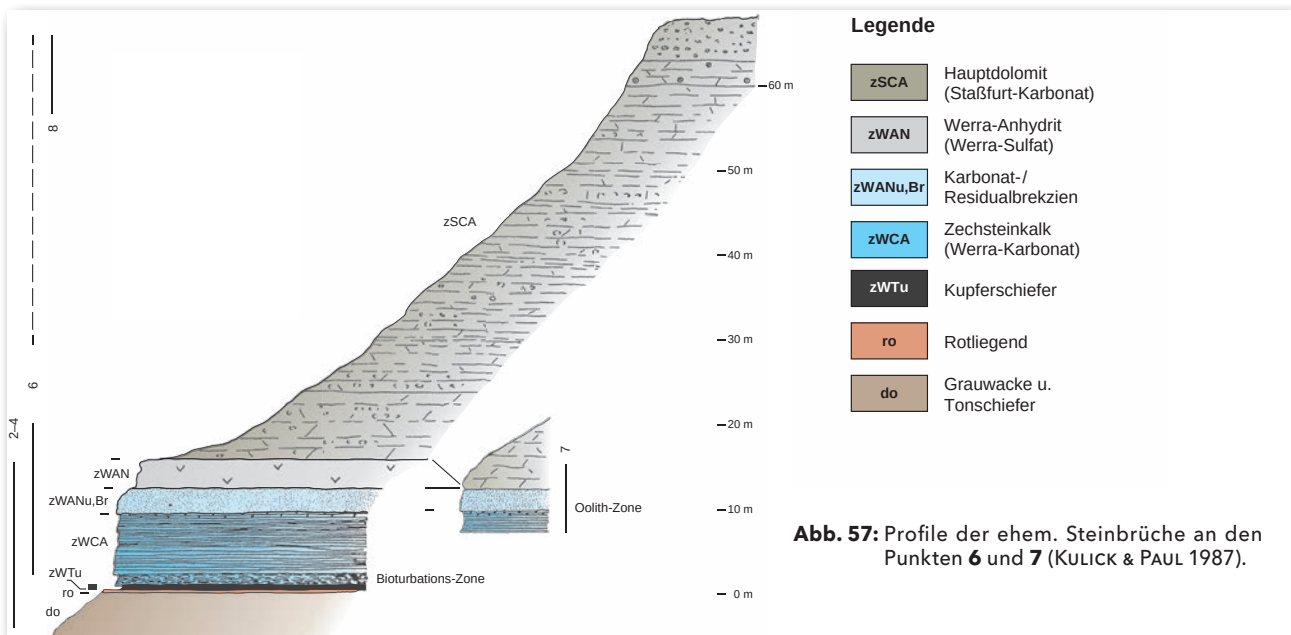
Die Residualbrekzie wird als Ablaugungsrückstand des Werra-Anhydrits interpretiert. Ihre Sulfate sind weitgehend abgeführt, ihr sedimentäres Schichtgefüge dadurch zerstört. Im oberen Teil des Aufschlusses sind in der Brekzie allerdings noch Brocken von feinlaminier-tem Dolomit enthalten, der z.T. lagenweise kleine Poren ausgelaugter Sulfatknoten aufweist (KULICK & PAUL 1987: 121). Diese Residualbrekzie ist im ehem. großen Steinbruch am Weinberg (6) zwischen Albungen und Jestädt am mächtigsten.

In dem kleineren Aufschluss ca. 200 m südöstlich (7) des großen Steinbruchs ist der Werra-Anhydrit nicht mehr nachweisbar. Über dem gut gebankten Werra-Karbonat (Zechsteinkalk) und der durch Auslaugung entstandenen massigen Residualbrekzie folgt im höheren Hang das Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit). Der aufgeschlossene Abschnitt des Zechsteinkalks steht hier jedoch – bedingt durch sein generelles südöstliches Einfallen – nur noch in einer Mächtigkeit von



rd. zwei Metern an. Direkt östlich dieses Steinbruchs liegt der Hauptdolomit (einfallsbedingt) schon fast auf dem Niveau der Talaue. Der Werra-Anhydrit ist sowohl nördlich des ehem. (großen) Steinbruchs (6) in Richtung 3 als auch südöstlich von ihm (7, 8) nicht mehr bzw. nur noch in Resten vorhanden. Hier ist er der Auslaugung zum Opfer gefallen.

Nach weiteren rd. 300 m ist der Hauptdolomit in gut zugänglichen Klippen (8) im Hang aufgeschlossen, an denen die zellige Rauhwackenfazies des höheren



Die vor der Steinbruchwand liegenden Gipsblöcke weisen deutliche Lösungsspuren auf (Karren bzw. Schratten).





In der rd. 10 m hohen Aufschlusswand (7) ist im unteren Teil die Karbonatfazies der Werra-Formation aufgeschlossen: Gut gebankter Werra-Kalk und die darüber folgende Residualbrekzie; am höheren Hang folgt die Dolomitfazies der Staßfurt-Formation.

Hauptdolomits gut studiert werden kann. Die im Hangenden folgenden Unteren Bunten Letten (zSTo–zLTu, vgl. Abb. 3, Band 1) bedingen durch ihre leichtere Erodierbarkeit ein Zurückweichen des Talhanges.

Da der Unterwerra-Sattel nach Osten hin abtaucht, lässt sich auf dieser Wanderung das gesamte hier anstehende Zechsteinprofil abgehen, ohne nennenswerte Höhenunterschiede überwinden zu müssen. Am Ende dieser geologischen Zeitreise wird Jestädt erreicht; von hier aus ist die Rückfahrt mit dem Bus (und Anrufsammeltaxi [AST], mit einmal umsteigen) nach Albungen möglich. Lohnend ist aber auch der Rückweg über Burg Fürstenstein. Neben schönen Aussichten, u.a. auf die Leuchtberge bei Eschwege, die Hörne in der Hessischen Schweiz bei Hitzelrode, den Andreas-Felsen bei Kleinvach und den Hohen Meißner werden auch die Folgen der Subrosion des Werra-Anhydrits sichtbar: Nordöstlich von Burg Fürstenstein führt der Rundweg um eine große Auslaugungssenke (9) herum. Als Folge der bis in die Gegenwart andauernden Ablaugung des Werra-

Anhydrits ist hier das Hangende nachgesackt und hat an der Oberfläche eine größere Subrosionssenke hinterlassen. Metertiefe Erdfälle sind hier aus den Jahren 1909 und 1938 belegt (HACKER & HEILAND 2009). Die Rückstandsbrekzie dieser Subrosion ist im Hang oberhalb des Stichweges bei (2/3), rechts des Schürfstollens (4), zwischen Zechsteinkalk und Hauptdolomit, angeschnitten (aber derzeit nicht gut aufgeschlossen).

Nach dieser kurzen Wanderung empfiehlt sich noch die Begehung eines Steinbruchs in einer der größten Subrosionssenken in diesem Gebiet in unmittelbarer Nachbarschaft zu obigem Rundweg. Am Hahnkroth (10, Abb. 58) und der Höhe nördlich davon liegt eine in sich zwar gestörte, aber insgesamt söhlig liegende Scholle aus Unterem Muschelkalk (bis einschließlich Terebratelzone) inmitten allseitig von bis zu 50–60° einfallenden Rötgesteinen umgeben. Mit zunehmender Entfernung wird das Einfallen geringer (JACOBSHAGEN et al. 1977), dass es sich hier um eine außergewöhnlich große Subrosionssenke handelt, steht außer Frage. Der



Gut zugängliche Klippen (8) des höheren Hauptdolomits (zSCA) stehen in der sog. Rauhwackenfazies an. Sie entstand durch Brekzierung aus karbonatischen Gesteinen und erhielt durch Verwitterung und partielle Lösung ihr typisch poröses bis kavernoöses Aussehen.



In dem kleinen Steinbruch am Hahnkroth wird eine söhlig liegende Scholle aus Unterem Muschelkalk von allseitig einfallenden Rötgesteinen begrenzt.

hohe Absenkungsbetrag von rd. 135–140 m, der sich aus der Differenz der NN-Höhen der Muschelkalk-Basis (außer- und innerhalb des Erdfalls) und der bekannten Schichtmächtigkeiten ergibt, lässt sich nach JACOB-SHAGEN et al. (1977) jedoch nicht ausschließlich mit Subrosion begründen. Selbst bei Annahme einer evtl. Laugung von rd. 40 m Rötgips verbleibt, bezogen auf den Zechstein, ein Subrosionsbetrag von 95–100 m. Im Bereich des Fürstensteins und von Jestädt sind bisher allerdings keine derart mächtigen auslaugbaren Zechstein-Gesteine bekannt. Der kleine Steinbruch (10) in dieser Senke lohnt einen Besuch.



Eine große Subrosionssenke nordöstlich der Burg Fürstenstein (9) zeugt von der gewaltigen Ablaugung in den Zechstein-Sulfaten des tieferen Untergrunds.

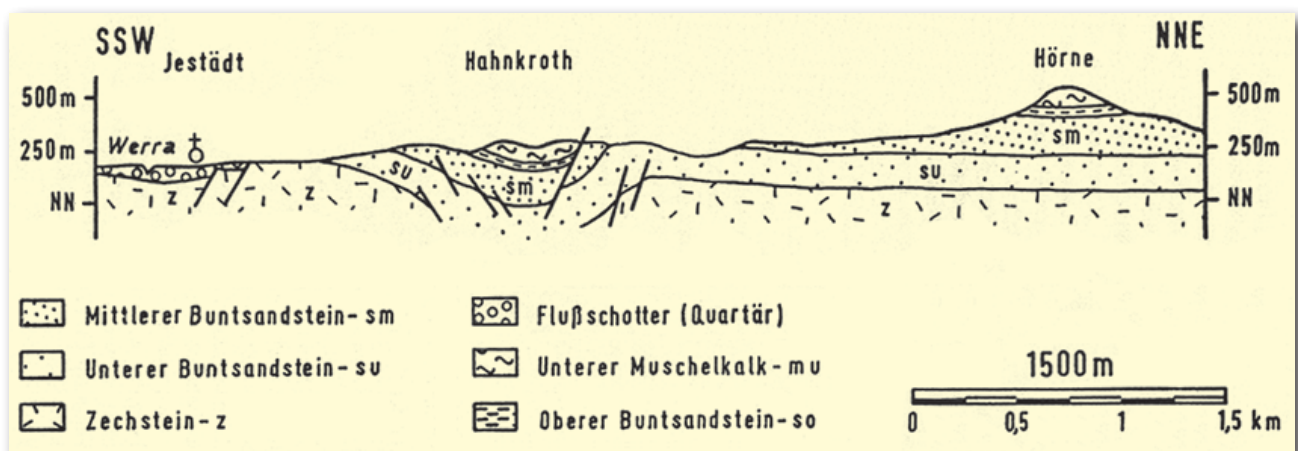


Abb. 58: Am Hahnkroth (10) ist eine in sich zwar gestörte, aber insgesamt sölhig liegende Scholle aus Unterem Muschelkalk inmitten von Gesteinen des Oberen Buntsandsteins aufgeschlossen (JACOBSHAGEN et al. 1989).

Literatur

- HACKER, W. & HEILAND, H. (2009): Geologie des Hohen Meißners und seines östlichen Vorlandes (Werra-Meißner-Kreis, Hessen). – Thüring. Geol. Ver., Exkursionsführer Frühjahrsexkursion am 25. April 2009. – 58 S., 13 Abb., 3 Tab.; Jena.
- JAKOBSHAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R. & WYCISK, P. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm – Tertiär) und der gefaltete paläozoische Kern (Exkursion C). – In: Geol.-Paläont. Inst. u. Museum der Universität (Hrsg.): Exkursions-Führer Geotagung '77 Göttingen, **II**: Nordhessen und Südniedersachsen (Exkursionen C – D – J – K – L): 1–34; Göttingen.
- JACOBSHAGEN, V., KUHNERT, C. & WYCISK, P. (1989): Geologie des Hohen Meißners in Nordhessen. – Berliner geowiss. Abh., Reihe A, **114**: 9–76; Berlin.
- KIRSTEIN, J. & HEUBECK, CH. (2009): Jestädt „Am Weinberg“. – 3 S.; unveröff. Bericht.
- KULICK, J. & PAUL, J. (1987): Int. Symp. Zechstein 1987, Exkursionsführer II: Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand. – 309 S.; Wiesbaden.
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 23–35; Wiesbaden (HLfB).
- RITZKOWSKI, S. (1978): Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Witzenhausen und Eschwege. – Der Aufschluss, Sonderheft **28**: 187–204; Göttingen.
- SCHUBART, W. (1955): Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **10**: 67 S.; Wiesbaden (HLfB).
- WITTIG, R., (1968): Stratigraphie und Tektonik des gefalteten Paläozoikums im Unterwerra-Sattel. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 31–67; Wiesbaden (HLfB).

Zechsteinkalk (zWCA) und Hauptdolomit (zSCA)

Über den bituminösen Mergelsteinen des Kupferschiefers folgt im Hangenden der **Zechsteinkalk** (Werra-Kalk, zWCA). Er setzt mit einer rd. 2 m mächtigen, aus dünn-schichtigen bis feinplattigen, leicht gewellten Kalkmergel- und Mergelsteinen bestehenden Zone ein, die mehr oder weniger stark durch →Bioturbation geflasert ist. Darüber folgen bis zu 7 m mächtige, plattige bis bankige, dunkelgraue bis bläulich-schwarze, →mikritische (dichte) Kalksteine. Diese sog. Mudstone-Lagen erreichen i.Allg. Bankmächtigkeiten bis zu 15 cm. Sie weisen leicht flaserige Oberflächen auf und sind arm an tonigen Zwischenlagen. Im mittleren Abschnitt treten bis zu 1 m mächtige, schwach →oolithische und →intraspartische Bänke mit vereinzelter Schrägschichtung auf. Die überwiegend biochemisch gefällten Kalke schließen mit schwach →oolithischen (Grainstone-)Ablagerungen ab (Obere Oolithzone nach KULICK & PAUL 1987: 119). Infolge seiner Verwitterungsresistenz bildet der Werra-Kalk deutliche Geländestufen.

Auf den den Zechsteinkalk überlagernden Werra-Anhydrit (zWAN) folgen gelbgraue „veraschende“ Dolomitsteine (KULICK & PAUL 1987). Bei diesem als Staßfurt-Karbonat oder **Hauptdolomit** (zSCA) bezeichnetem Gestein handelt es sich um einen spät- oder postdiagenetisch dolomitisierten Kalkstein, bei dem durch Austausch von Ca^{2+} -Ionen durch Mg^{2+} -Ionen bei gleichzeitiger Zufuhr von Mg^{2+} und Abfuhr von Ca^{2+} , entsprechend der Reaktion $\text{Mg}^{2+} + 2(\text{CaCO}_3) \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$ primärer Kalzit durch sekundären Dolomit ersetzt wird. Dieser sekundäre Dolomit liegt in tieferen Bereichen in bankiger Fazies aus teilweise →fein-oolithischen Kalksteinen vor. Den höheren Teil des Hauptdolomits bildet ein mächtiger, zelliger und massiger, zur Klippenbildung neigender Rauhwacke-Kalkstein. Solch zellige Karbonate im zSCA sind auf frühdiagenetische Lösung von Sulfaten eines ehemaligen Sulfat-Karbonat-Mischgesteins zurückzuführen (KULICK & PAUL 1987: 119). Aber auch die unterschiedliche Löslichkeit von Kalzium- und Magnesium-Karbonaten begünstigt diese Form der Verwitterung (vgl. auch Kap. 9.1.9.1). Der Hauptdolomit ist der wichtigste Klippenbildner rund um den Unterwerra-Sattel. Seine Mächtigkeit ist stark schwankend, sie kann hier bis zu 45 m betragen.

Literatur

- KULICK, J. & PAUL, J. (1987): Int. Symp. Zechstein 1987, Exkursionsführer II: Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand. – 309 S.; Wiesbaden.

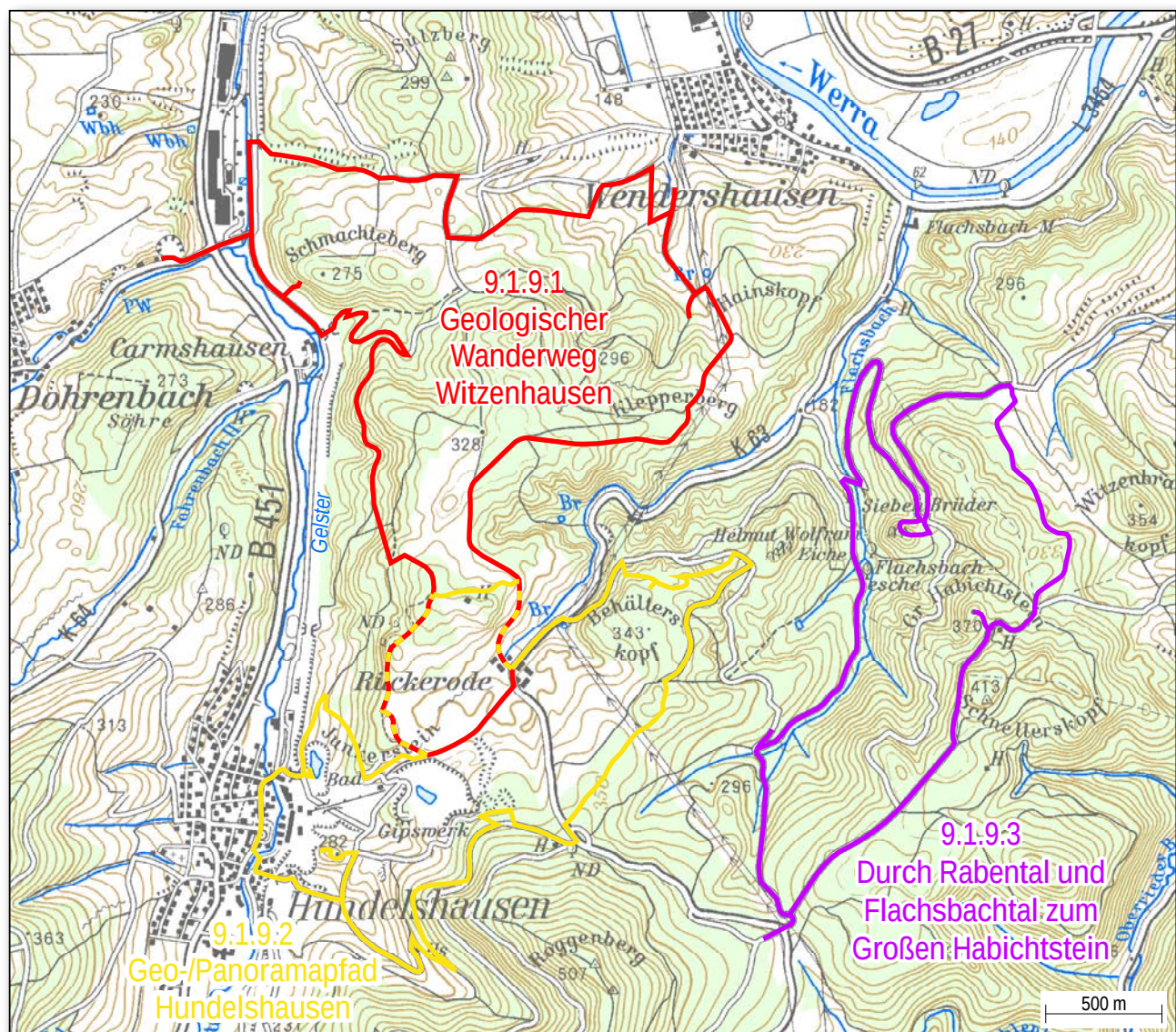
9.1.9

Geologische Vielfalt im Nordwesten des Unterwerra-Sattels Werra-Meißner-Kreis

Kurz vor ihrer Mündung in die Werra durchbricht die Gelster den Unterwerra-Sattel. Der Kern dieser Antiklinale wird aus verwitterungsresistenten Grauwacken, hier auch Witzenhäuser Grauwacke genannt, aufgebaut. Verkarstungsanfällige Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins sowie die unterschiedlich fest gebundenen Sand-/Tonsteine des Buntsandsteins überlagern deren Kern mantelartig. Diese unterschiedlichen Gesteinseigenschaften bedingen deshalb auch eigene Landschaftsformen, jeweils in Abhängigkeit von Verwitterungsresistenz und tektonischer Überprägung. So wechseln sich steile bewaldete Hänge im Grauwackensockel des Unterwerra-Sattels mit flachen, landwirtschaftlich ge-

nutzten Flächen in den Zechsteingebieten ab. Während die Gelster südlich von Hundelshausen in den z.T. verkarstungsanfälligen, tektonisch stark zerbrochenen Gesteinen der permo-mesozoischen Füllung des Gelstergrabens eine Talbreite von bis zu 300 m erreicht, sind es flussabwärts in den nördlich anschließenden Grauwacken an der schmalsten Stelle nur rund 110 m. Andererseits krönen aber auch mächtige, durch den „Zahn der Zeit“ angenagte Zechsteinfelsen sanft modellierte Kuppen aus Grauwacken. Durch diese interessante und vielfältige Landschaft am Unterwerra-Sattel, im Zwickel zwischen Gelster- und Werratal, führen die folgenden drei GeoTouren (Abb. 59).

Abb. 59: Die GeoTouren südlich von Witzenhäuser (Kap. 9.1.9) – ein Überblick.



9.1.9.1 Geologischer Wanderweg Witzenhausen



Ausgangspunkt:

Parkplatz Steinbruch Dohrenbacher Ecke
R 35 59 067 H 56 87 028
N 51°18'53,94" E 9°50'45,99"

Markierungen:

Gelber Pfeil

Anforderungen oder Wegcharakter:

Einfacher Weg, teilweise etwas verwachsen und offensichtlich wenig begangen (Stand Juli 2012), aber i.Allg. gut markiert; ehemals vorhandene Aussichtspunkte sind meist zugewachsen.

Länge / Höhenunterschied:

11,7 km / 521 m

Einkehr:

-

Varianten:

Drei kürzere Rundwege, vgl. MAURER (1987).

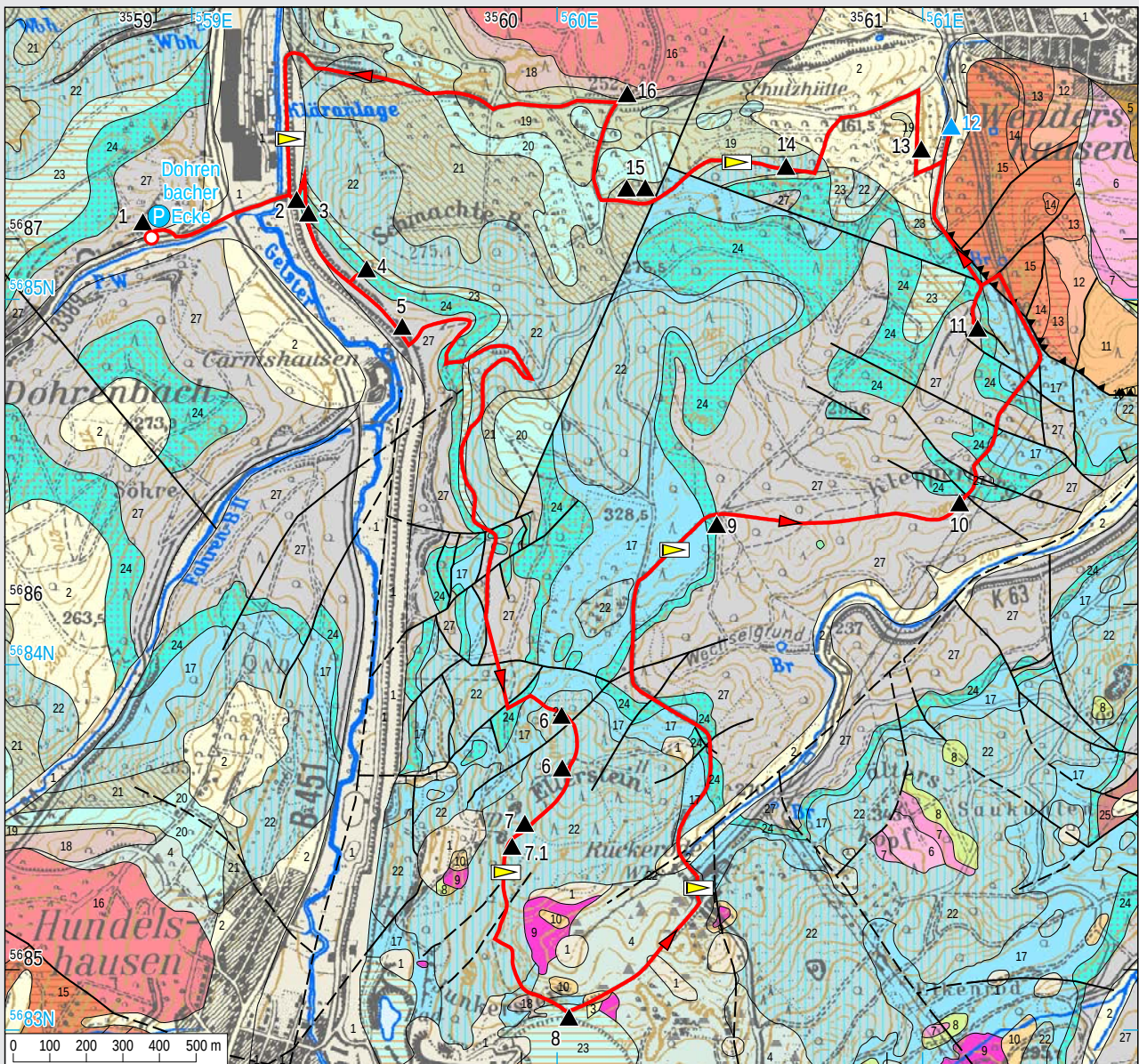
Weitere Infos / Kontakt:

Werratalverein Witzenhausen e.V.

Jacob Maurer, 1. Vorsitzender
Werner-Eisenberg-Weg 9
37213 Witzenhausen

E-Mail: Jacob.Maurer@arcor.de

Internet: www.werratalverein-witzenhausen.de Tel.: 05542 - 2568



- 1 ehem. Grauwacken-Steinbruch
- 2 Übergangsprofil Rotliegend/
Zechstein
- 3 alter Schacht
- 4 ehem. Stollen
- 5 Grauwacken-Klippen
- 6 „Hauptdolomit-Rücken“

- 7 ND Ellerstein
- 7.1 Abri neben dem Ellerstein
- 8 Gipsbruch Orth, Hundelshausen
- 9 Gangquarz
- 10 2-Burgen-Blick, Werra-
Durchbruch
- 11 Schwespat-Gang auf Störung

- 12 Salzbachquelle
- 13 Erdfall in Kirschenplantage
- 14 2-Burgen-Blick, Werra-
Durchbruch
- 15 Erdfälle
- 16 Bröckelschiefer, verwachsen

Quartär		
1	Holozän	
2	Pleistozän	
Tertiär, Jura/Kreide		
3	Sand, Kies, Silt, Braunkohle	
4	Schollen und Blöcke aus dem Hangenden	
Trias		
Unterer Keuper		
5	Tonstein, Feinsandstein, Mergel	
Oberer Muschelkalk		
6	Ceratiten-Schichten	
7	Trochitenkalk	
Mittlerer Muschelkalk		
8	Mergel, Kalk-/Dolomit-Residualgestein	
Unterer Muschelkalk		
9	ungegliedert	Jena-Formation
Oberer Buntsandstein		
10	ungegliedert	Röt-Formation
Mittlerer Buntsandstein		
11	ungegliedert	Solling-Formation
12	ungegliedert	Hardeggen-Formation
13	Detfurth-Wechselfolge	Detfurth-Formation
14	Detfurth-Sandstein	
15	Volpriehausen-Wechselfolge	Volpriehausen-Formation
Unterer Buntsandstein		
16	Sand-, Ton-/Siltstein	Bernburg-Formation
Perm		
Zechstein		
17	Residualbildungen der Zechsteinsulfate	
18	Brückelschiefer	Fulda-Formation
19	Obere Bunte Letten	Leine-/Aller-Formation
20	Plattendolomit	Leine-Formation
21	Untere Bunte Letten	Staßfurt-Formation
22	Hauptdolomit	
23	Gips/Anhydrit, Gipsäquivalent, Salzton	Werra-Formation
24	Kalkstein, Konglomerat, Kupferschiefer	
Rotliegend		
25	Sandstein mit Konglomeratlagen	
Devon		
26	Diabas	
Oberdevon		
27	Grauwacke (+ Kiesel-schiefer)	
— Verwerfung, bekannt		
- - Verwerfung, vermutet		
▲▲ Spur der horizontalen Abscherfläche		
GK25: 4625 Witzzenhausen (1886), 4725 Bad Sooden-Allendorf (1886), Möbus (2004)		

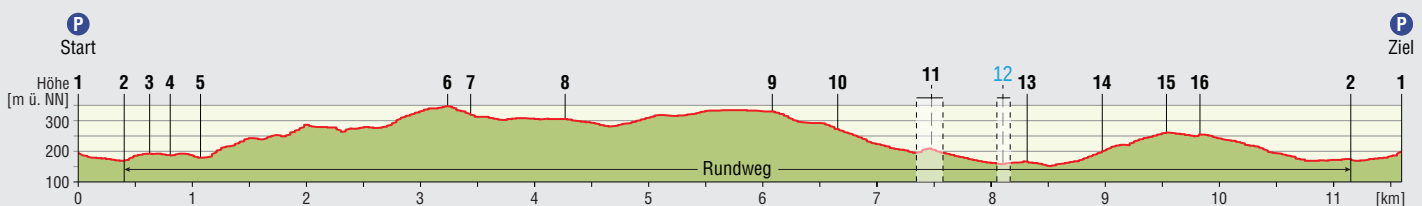
Beschreibung

Der Geologische Wanderweg Witzzenhausen wurde 1987 vom Werratalverein Witzzenhausen ausgebaut (MAURER 1987). Ausgangspunkt der Wanderung ist der Parkplatz an der L3389 vor dem Grauacken-Steinbruch an der Dohrenbacher Ecke (1), 3 km südlich von Witzzenhausen und ca. 200 m hinter der Abzweigung der Straße nach Dohrenbach von der B451.

Der ehemalige Steinbruch an der Dohrenbacher Ecke erschließt mit der Witzzenhäuser Grauacke das älteste Gestein des Werra-Grauackengebirges. Der Zugang zur Abbauwand führt allerdings auf einem Trampelpfad über eine stark verbuschte Schuttböschung. Wer sich nur für das Gestein interessiert, findet aber bereits etwas oberhalb des Parkplatzes an einer Klippe erste Aufschlüsse in einer braungrauen bis blaugrauen, massigen, feinkörnigen und sehr harten Grauacke. Sie ist gut geklüftet, lässt hier aber keine besonderen Sedimentationsmerkmale erkennen.

Der rd. 100 m breite und bis 40 m hohe Steinbruch zeigt dann auf zwei Sohlen eine Wechsellagerung von Grauacke und Tonschiefern, die biostratigraphisch mittels Conodonten in das unterste Oberdevon eingestuft werden konnte. Es handelt sich um drei mehrere Meter mächtige, im frischen Zustand blaugraue (mit zunehmender Verwitterung in braunrot übergehende) Grauackenzyklen.

Die gut gebankte Grauacke mit Bankmächtigkeiten im Meterbereich zeigt meist eine fining-upward-Gradierung (von grob nach fein), die eine Entstehung aus Suspensionsströmen (→Turbiditen) am Kontinentalabhang Armoricas nahelegt. Das Kornspektrum reicht i. Allg. von Mittel- bis Grobsandstein (seltener Feinkies) bis zum Tonschiefer; eine Lage ist allerdings auch konglomeratisch bis brekziös ausgebildet und führt Siltklasten und kantige Kieskörner. Weitere Komponenten sind eckige Quarze und andere Gesteinsbruchstücke. An der Unterseite des zweiten Grauackenhorizonts sind WSW–ENE streichende Rutschungswülste sichtbar





Der ehem. Steinbruch (1) an der Dohrenbacher Ecke erschließt auf zwei Sohlen drei Zyklen einer Wechsellagerung von Grauwacken und Tonschiefern, ist aber schwer zugänglich; ...

(SCHINDLER 2013). Der Horizont besteht aus zwei Einheiten, die durch eine lateral auskeilende Siltsteinlage getrennt sind. Die obere Einheit weist wiederum basale Rutschungswülste derselben Orientierung auf und ist von (feinkiesigem) Konglomerat über Grobsandstein zu Mittelsandstein → gradiert (SCHINDLER 2013). Die Bänke sind immer wieder gestört, weisen aber ein generelles Einfallen in nördliche Richtung auf. Die Folge wird auf unregelmäßigen Klüften von cm-dicken Kalzitgängen durchzogen.

Die zwischen den drei Grauwacken-Horizonten liegenden deutlich geschichteten Gesteine setzen sich aus im cm- bis dm-Bereich gebankten, plattigen Sandsteinen mit Rippelschichtung sowie aus rotbraunen, plattigen, sandigen Siltsteinen zusammen. Diese Sedimente enthalten Hellglimmer, die Siltsteine sind teilweise weit laminiert; sie wurden auf der unteren Schelfplattform des Rhenohertzynischen Ozeans abgelagert. Die Siltsteine repräsentieren die (uferfernere) Becken-Normalsedimentation; Rippelmarken und Grabsuren, die in den Siltsteinen zu beobachten sind, deuten auf ruhige Sedimentation in einem Flachmeer hin (SCHUBART 1955). Nach umsichtigem Überqueren der B451 wird direkt



... das Gestein ist auch etwas oberhalb des Parkplatzes (P) in einer Kluft aufgeschlossen.

gegenüber dem Abzweig der L3389 ein auf einer ehemaligen Bahntrasse verlaufender Radweg (Querverbindung des Herkules–Wartburg-Radwegs) erreicht. In seiner Böschung hinter der Papierfabrik Witzenhausen ist auf ca. 20–30 m Länge ab einer Schutzhütte nach Norden ein bis zu 5 m mächtiges Übergangsprofil Rotliegend/Zechstein (2) aufgeschlossen (Abb. 60), das



Am Radweg hinter der Papierfabrik Witzenhausen ist in der Böschung ein bis 5 m mächtiges Übergangsprofil Rotliegend/ Zechstein (2) aufgeschlossen, an dem sich das Einsetzen der Zechstein-Transgression eindrucksvoll studieren lässt.

Bereits an der Farbe lassen sich drei unterschiedliche Gesteine erkennen; besonders auffällig ist dabei das dunkle Kupferschieferband (Bildausschnitt).

jedoch insbesondere in den Sommermonaten stark bewachsen sein kann. Ein ausreichend breiter Aufschluss ist jedoch ca. 30 m nördlich der Schutzhütte meist offen, ggf. muss hier der Kupferschiefer etwas aufgeschürft werden (Abb. 61). Hier lässt sich das Einsetzen der Zechsteintransgression über den Rumpf des Grundgebirges gut studieren. Aufgeschlossen sind in diesem Profil drei bereits an der Farbe unterscheidbare Gesteine. Das liegende Gestein, ein hellgrau-gelblich verwitter-



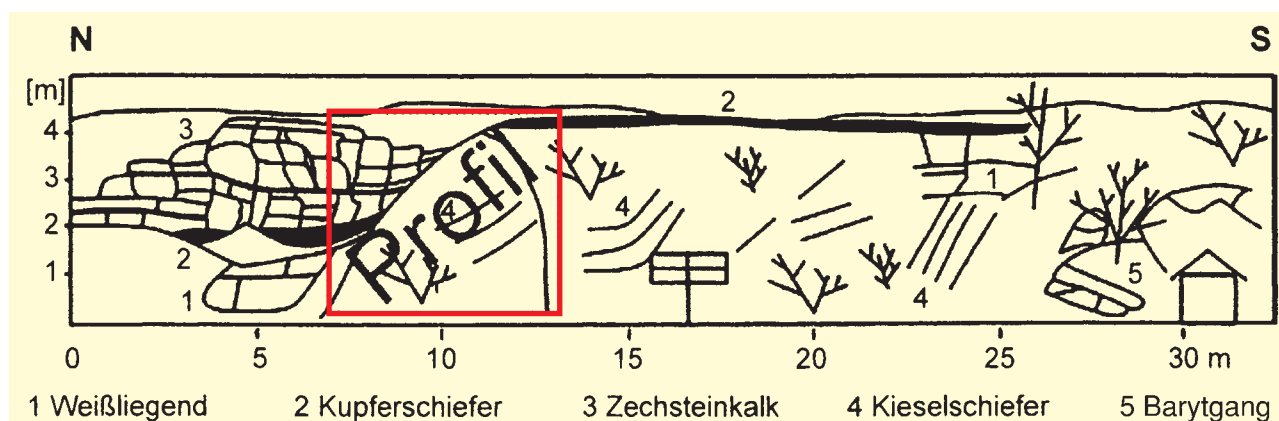
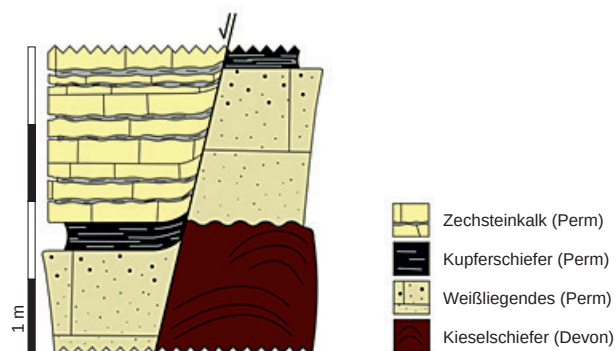


Abb. 60: Vereinfachte Aufschlusskizze der Böschung am Radweg hinter der Papierfabrik Witzenhausen (PRIEMUTH 2008, verändert) ...



... sowie schematisiertes Profil des Aufschlusses im Übergangsbereich Rotliegend/ Zechstein (**Abb. 61**, PRIEMUTH 2008).

ternder matrixreicher und geröllführender Grobsandstein, das sog. Weißliegend, ist in einer Mächtigkeit von etwa 90 cm frei gelegt. Die Schichtung dieses in das oberste Rotliegend eingestuften Sandsteins ist nur schwer zu erkennen. Die Ablagerungen des Weißliegendes sind an Senken in der damaligen Landoberfläche gebunden und schwanken stark in ihrer Mächtigkeit. Während sie im Raum Eschwege fehlen oder nur gering mächtig (bis 5 m) in „Taschen“ erhalten sind, erreichen sie knapp südlich der Landkreis-Grenze, im Richelsdorfer Gebirge, mehrere hundert Meter Mächtigkeit (PRIEMUTH 2008).

Überlagert werden die Schichten des Weißliegendes von einem ebenfalls fast horizontal lagernden, lediglich 15–25 cm mächtigen, schwarzen, plattigen Tonstein, dem Kupferschiefer (Exkurs bei Kap. 8.1.5), der das Vordringen des Meeres zu Beginn des Zechsteins belegt. Im frischen Bruch ist der Schiefer hart, bei zunehmender Verwitterung blättert er zuerst in ins braungraue übergehende dünne Platten mit ebenen Schichtflächen auf, bevor er letztendlich grusig zerfällt. Ein schwach fauliger Geruch, hervorgerufen durch Schwefelwasserstoff, haftet dem Gestein auch heute noch an.

Oberhalb des Kupferschiefers stehen in einer Mächtigkeit von etwa 2,5 m die Karbonate des Zechsteinkalks (zWCA) an. In verwittertem Zustand farblich den graugelben Sandsteinen des Weißliegendes ähnlich, zeigen sie jedoch im Gegensatz zu diesen eine deutliche, feine Bankung. Die kompakten Kalkbänke des Zechsteinkalks (Mudstone, vgl. Exkurs bei Kap. 9.1.6) erreichen eine Mächtigkeit von durchschnittlich 15 cm und weisen wellige, unebene Schichtflächen auf. Sie werden von einigen cm-dünnen, hellgrauen, leicht zerfallenden Mergellagen getrennt. Da diese schneller verwittern, bilden sich Hohlkehlen zwischen den härteren Kalkbänken aus. Eine deutliche Grenze zwischen Kupferschiefer und Zechsteinkalk ist nicht ausgebildet, der Übergang erfolgt durch allmähliche Zunahme des Kalkgehalts und belegt dadurch die sich nur langsam einstellenden vollmarinen Verhältnisse.

Die beschriebene Schichtenfolge wird nur etwas mehr als 10 m südlich an einer unter Gesteinsschutt und Boden verborgenen Störung abgeschoben und die Schichten dabei geschleppt (Abb. 61). Südlich der Abschiebung liegt der Kupferschiefer etwa 2 m höher an der Böschungsoberkante. Darunter sind vereinzelt vorspringende Bänke des rostbraun verwitternden Kieselschiefers des Unterwerra-Sattels aufgeschlossen (SCHUBART 1955). Er entstand im Tiefseebereich des Devonmeeres aus zu Boden sinkenden Kieselskeletten abgestorbener Organismen.

Südlich (rechts) der bereits erwähnten Schutzhütte streicht die Witzenhäuser Grauwacke in größerer Mächtigkeit aus, sie bildet das Anstehende auf dem nächsten halben Kilometer des weiteren Weges. Hinter der Hütte soll ein mit Quarz und Schwespat mineralisierter Gang, der Dohlsbacher Gang, aufgeschlossen (gewesen?) sein (SCHUBART 1955, RÜPPEL & APEL 2002). Dieser herzynisch streichende Gangzug versetzt den

Kieselschiefer gegen die südlich der Störzone anstehende Witzenhäuser Grauwacke¹ (SCHUBART 1955). Abgebaut wurde dieser sich verästelnde Schwerspat-führende Gang in einem Schacht (3), der etwas oberhalb des weiteren Weges noch gut zu erkennen ist. Der hier bis zu 2 m mächtige Dohlsbacher Gangzug durchschlägt auf einer herzynisch angelegten Störung das Grauwacken-Grundgebirge und zieht sich vom Weidschen Kopf bei Kleinvach (wo er ebenfalls abgebaut wurde) bis zum Klepperberg im Gelstertal (MAURER 1987). Die Genese dieser in NE-Hessen öfter zu beobachtenden Gänge (s.a. BECKER & THEUERJAHR 2004) ist nicht geklärt, eine hydrothermale Entstehung ist anzunehmen: Da Schwerspat (BaSO_4) äußerst schwer löslich ist, ist es sehr unwahrscheinlich, dass eine Lösung gleichzeitig das Barium und das Sulfat transportierte. Es ist eher von zwei Lösungen auszugehen. Eine Zufuhr von Barium-Ionen aus dem Liegenden, also aus dem Grundgebirge ist anzunehmen. Dort steht jedoch kein Sulfat an. Dieses kommt möglicherweise aus dem (heute bereits teilweise wieder abgetragenen) Hangenden, also von oben, aus den Gips-/Anhydrit-Horizonten des Zechsteins oder des Keupers, wo es leicht weggelöst werden konnte. Grundsätzlich wäre auch Pyrit in devonischen Schiefern eine mögliche Quelle des Schwefels. Eine mesozoische Entstehung dieser Gänge ist am wahrscheinlichsten.

Wer auf dem weiteren Weg an einem Hinweisschild (4, Stand Juli 2012) mehrere 10er Meter den steilen Hang hinauf steigt, stößt auf einen ehem. Schürfstollen, der auf Kupferschiefer vorgetrieben wurde. Bereits beim Aufstieg über die Halde lassen sich im Abraum, dem sog. tauben Gestein, Verwitterungsbildungen des Kupfers wie Azurit (blau) oder Malachit (grün) entdecken. Da das Kupferschieferflöz hier nur 5–9 cm mächtig war, und der Metallgehalt (u.a. Kupferkies CuFeS_2) bei nur 3 % (MAURER 1987) lag, war kein wirtschaftlicher Abbau möglich. Rund um den Eingang des Stollens ist der harte, dünnbankige, blaugraue Zechsteinkalk der Werra-Formation aufgeschlossen.

Fast 100 m oberhalb des Weges kann noch ein ehem. Schürfstollen (4), der auf Kupferschiefer vorgetrieben wurde, erkundet werden.

An markanten, etwas abseits des Wegs gelegenen Grauwacken-Klippen vorbei (5), tritt der Wanderweg leicht ansteigend in die Schichtenfolge des Zechsteins ein. Nach mehr als einem Kilometer werden dann, weiterhin langsam ansteigend, auf dem Wölbungsscheitel der Antiklinale, dem „Hauptdolomit-Rücken“ (6) nach MAURER (1987), die Felsen des Hauptdolomits (Staßfurt-Fm., zSCA), der mächtigsten Schichtenfolge des Zechsteins am Unterwerra-Sattel, erreicht. Unter mehreren markanten Felsen sticht der Ellerstein (7, ND) auf der gleichnamigen Höhe besonders hervor. In Richtung WNW–ESE (ca. 120°) ausgerichtet, erscheint der Hauptfelsen von Norden kommend eher unscheinbar und ist hier über eine Rampe auch bequem zu besteigen. Nach Süden stürzt seine etwa 40 m lange Felswand jedoch um bis zu 20 m ab. Das hellgraue bis gelblichgraue Gestein lässt in seinen tieferen Partien noch andeutungsweise eine Schichtung erkennen, was auf einen Meeresvorstoß, also eine transgressive Phase hinweist. In seinen höheren Bereichen ist es dagegen massig und ungeschichtet. Stromatolitische (Blau-)Algenmatten mit ihren Blumenkohl-artigen Kalkgebilden sowie zwischengeschaltete cm- bis dm-mächtige bioklastenreiche, algenlamierte Pack- und Grainstone-Lagen (vgl. Exkurs bei Kap. 9.1.6) weisen auf eine Rückzugsphase des Meeres im flachmarinen Bereich



¹ Nach den Lagerungsverhältnissen bildet der Kieselschiefer das Hangende der Witzenhäuser Grauwacke (SCHUBART 1955).



Der Ellerstein (7) auf der gleichnamigen Höhe ist eine rd. 20 m hohe Klippe aus Hauptdolomit (zSCA).

hin (Sabkha-Fazies, RÜPPEL & APEL 2005). Brekziöse Gefügetexturen, entstanden durch frühdiagenetische Lösung von Anhydritknollen, lassen sich insbesondere an den nördlichen Felsen dieser Gruppe beobachten und sprechen ebenfalls für küstennahe Bildungen in einem zurückweichenden, teilweise sogar trocken fallenden Meer. Synsedimentäre Laugung liegender Evaporite könnte die Bildung dieser intraformationellen Brekzien zusätzlich begünstigt haben.

Durch die exogenen Kräfte der Verwitterung sind die Felsen stark zellig-kavernös ausgehöhlt, an Klüften zeigen sie →Karrenbildung und teilweise auch Sinterabsätze. Diese Form der zelligen Verwitterung ist im Wesentlichen eine Folge der unterschiedlichen Löslichkeit der den Dolomit aufbauenden Verbindungen Kalzium- und Magnesiumkarbonat sowie auch der selektiven Auflösung weniger verwitterungsresistenter Einschlüsse (wie z.B. Ca-Sulfate, vgl. Exkurs zu Kap. 9.1.8): Während CaCO_3 in Wasser nur sehr gering löslich ist (14 mg/l bei 20 °C), weist das MgCO_3 zwar eine ebenfalls nur sehr geringe, aber im Vergleich zum CaCO_3 doch deutlich höhere Löslichkeit (106 mg/l bei 20 °C) auf. Da die Verteilung beider Anteile im Dolomit stark variiert, erscheinen auch die Verwitterungsformen entsprechend unterschiedlich: Je höher der MgCO_3 -Anteil, umso löchriger und kavernöser ist das Residualgestein.



Durch die unterschiedliche Löslichkeit von Ca- und Mg-Karbonat wird das Gestein löchrig und kavernös. Bei fortschreitender Verkarstung können sich dann auch kleinere Nischen zu höhlenartigen Öffnungen erweitern.

Das Magnesium-Karbonat wird aufgrund seiner besseren Löslichkeit schneller abgeführt, die Bereiche mit hohem CaCO_3 -Anteil bilden das Kalkgerippe. Durch diese oberflächennahe Verwitterung können Nischen entstehen, die sich bei fortschreitender Verkarstung zu höhlenartigen Öffnungen erweitern (7.1, →Abri neben dem Ellerstein, vgl. auch Kap. 9.1.9.2).



Im Steinbruch Orth (8) bei Hundelshausen steht das hier rd. 60 m mächtige, sehr reine Werra-Sulfat (zWAN) an.



Die durch die Umwandlung von kristallwasserfreiem Anhydrit in den kristallwasserhaltigen Gips bedingte Volumenvergrößerung könnte eine Ursache für die Faltung der Gipsschichten sein.



Hell-/dunkellagiger, brekziöser und auch gefalteter Gips liegt in großen Blöcken am oberen Steinbruchrand (8, als Abstecher vom Alten Gericht).

Auf dem weiteren Weg entlang des Waldrandes rückt schon bald der nächste Geotop, der Gipsbruch Orth, ins Blickfeld. An einer Info-Tafel (8) mit einer geologischen Karte der Umgebung bietet sich ein erster Überblick über den noch aktiven Steinbruch. Seine max. Ausdehnung beträgt etwa 400 m auf 350 m bei einer Tiefe von bis zu 40 m. Anstehend ist der hier bis 60 m mächtige Werra-Anhydrit (zWAN). Er besteht zu 90–99 % aus Gips/Anhydrit und zu 1–9 % aus anderen Sulfaten,

Silikaten, Karbonaten und organischen Substanzen. Der Gips ist hell-dunkel lagig gebändert, teilweise ist er brekziös entwickelt. →Seigere Spalten, verfüllt mit braunrotem Mergel, haben sich zu trichterförmigen Schlotten erweitert und zeigen dadurch eine deutliche Verkarstung des Gipses an. Faltung ist allgegenwärtig: In jeder Wand des Steinbruchs sind Verbiegungen, Aufwölbungen und Verstellungen sichtbar, eine horizontale Schichtung oder Bankung, die einen ungestörten Sedi-

mentverband implizieren würde, ist nirgendwo erkennbar. Diese Verfaltung und Verformung der Gipse wird unterschiedlich gedeutet:

- KULICK & RICHTER-BERNBURG (1987) interpretieren diese Strukturen als synsedimentäre Fließ-/ bzw. Gleitfallen als Folge von submarinen Rutschungen; eine Entstehung durch partielle frühdiagenetische Sulfatlösung wird aber auch für möglich gehalten,
- RÜPPEL & APEL (2001, 2002) u.a. deuten diese Strukturen als Quelfaltung infolge der Volumenzunahme von Anhydrit zu Gips durch die dabei erfolgte Wasseraufnahme,
- MÖBUS (2004, 2008) erklärt diese unruhige Lagerung durch Deformation der Sulfate im Zuge des kompressiven Schuppenbaus bei der Genese der mehrfach duktil entkoppelten „pull-apart“-Grabenstrukturen Nordhessens.

Im Handstück überwiegt allgemein eine deutliche Schichtung, die durch geringe Verunreinigungen von Karbonat, Ton und organischen Substanzen verursacht wird. Die hellen Lagen sind in Zeiten entstanden, in denen das Meer reich an Sauerstoff und gelösten Salzen war. Die dunklen Lagen, die eine auffällige Bänderung hervorrufen, geben Hinweise auf Perioden mit geringem Sauerstoffgehalt im Meerwasser; organische Produkte konnten nicht vollständig abgebaut werden und wurden deshalb angereichert. In zahlreichen größeren Blöcken oberhalb des östlichen Bruchrandes (Zugang vom Alten Gericht) sind die Feinstrukturen dieses Sediments auch aus der Nähe gut zu studieren.

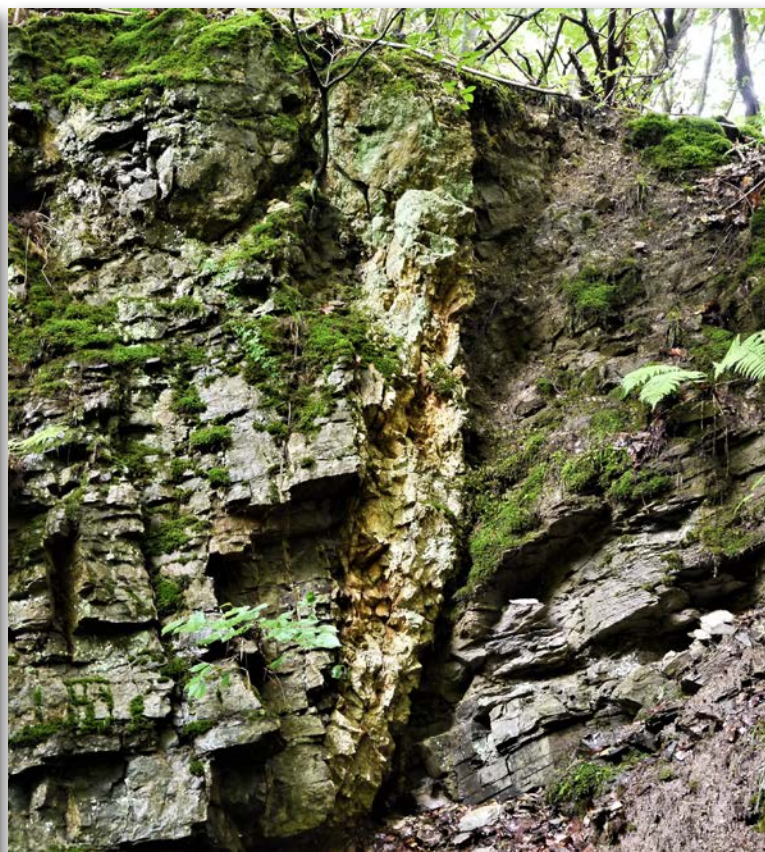
In einem ehem. Steinbruch (**11**) am Nordhang des Klepperberges ist in tektonisch verkippten Grauwacken des Unterwerra-Sattels auf einer herzynisch streichenden Abschiebung unbekannter Sprunghöhe ...

Etwa 200 m östlich der Höhe 328,5 (**9**) werden Quarzbrocken und -bruchstücke beschrieben, die mit dem Dohlsbacher Gangzug (vgl. **3** + **11**) in Verbindung gebracht werden (MAURER 1987). Auf dem weiteren Weg bietet sich vom Osthang des Klepperberges (**10**) ein sehr schöner 2-Burgen-Blick auf die Ruine Hanstein und die Burg Ludwigstein.

In einem etwas stärker verwachsenen ehem. Steinbruch am Nordhang des Klepperberges (**11**) ist auf einer herzynisch streichenden Abschiebung unbekannter Sprunghöhe in tektonisch verkippten, plattigen bis dünnbankigen Grauwacken des Unterwerra-Sattels ein bis zu 50 cm mächtiger hydrothermaler Schwerspatgang heraus gewittert, der im Aufschluss noch gut zu erkennen ist. Ein zweiter, geringer mächtiger, aber an seiner helleren Farbe gut zu erkennender Gang befindet sich links davon. Beide Schwerspatgänge sind durch die Verwitterung stark zersetzt und zerfallen spatig in kleine Bruchstücke, ihre braunen und orange-roten Farbtöne erhalten sie durch Verunreinigungen mit Eisenoxiden. Der in diesem Steinbruch aufgeschlossene Schwerspat gehört zu einem Gang, der in etwa parallel zu dem bereits erwähnten (herzynisch streichenden) Dohlsbacher Gangzug verläuft und auch etwa gleich alt (wahrscheinlich Jura-Periode) ist. Die tief-oberdevonische Grauwacke wird am NE-Rand (links) des Abbaus von Zechsteinkalk (zWCA) überlagert.

Südlich von Wendershausen und etwas abseits des Rundweges liegen in einem relativ steilen Tälchen mit einem stark verkrauteten Bach Quellwasseraustritte mit

... ein herausgewitterter, ca. 40-50 cm breiter Schwerspatgang an seiner helleren Farbe gut zu erkennen.



deutlich erhöhter Mineralisierung, die als Salzbachquelle (**12**) beschrieben sind (MAURER 1987). Verteilt über einen rd. 5 m langen Abschnitt treten diese Wässer in der Bachsohle aus, Schüttung und chemische Zusammensetzung sind stark schwankend. Nach Angaben von MAURER (1987) liegt ihre durchschnittliche Gesamtmineralisierung bei rd. 4860 mg/l, allein die Chlorid-Konzentration soll bei rd. 3500 mg/l liegen. Dieser erhöhte Mineralgehalt kann nur mit Lösungsvorgängen in Gips- und Steinsalzlagerstätten erklärt werden.

Hinweise auf lösungsfähige Gesteine im Untergrund dieser Quellaustritte lieferte in den ersten Apriltagen des Jahres 1976 ein neu eingebrochener Erdfall (**13**, MAURER 1987) in der unmittelbaren Nachbarschaft (heute in einer Kirschenplantage und nicht zugänglich) des Salzbaues. Sein Trichter hatte in den ersten Tagen einen Durchmesser von ca. 25 m und eine Tiefe ca. 28 m. Durch Nachbrechen seiner Ränder erweiterte er sich in den folgenden Tagen noch etwas. In dem Trichter steht seit seinem Einbruch höher mineralisiertes Wasser, der Tümpel soll selbst in Trockenzeiten noch wasserführend sein. Etwas westlich von diesem Erdfall hat sich das Gelände fast gleichzeitig um rd. 30–40 cm abgesenkt und eine Delle mit einem Durchmesser von ca. 35 m gebildet (MAURER 1987).

Beide Phänomene, sowohl die Salzbachquelle als auch der Erdfall, sprechen für eine starke Verkarstung des Untergrundes mit größeren Hohlräumen als Folge einer intensiven Auslaugung lösungsfähiger Gesteine. Nach Angaben in der amtlichen, allerdings inzwischen fast 130 Jahre alten Geologischen Karte 1:25 000, Bl. 4625 Witzenhausen, müssten im Untergrund sowohl die Schichten der Werra- als auch der Staßfurt-Fm. anstehen. Aus der starken Mineralisierung der Wässer wiederum lässt sich schließen, dass in diesen Schichten auch heute noch Gips/Anhydrit und evtl. auch Steinsalz im Untergrund vorhanden sein müssen. Zumindest für die Werra-Fm. ist die Salzführung durch Bohrungen in der weiteren Umgebung nachgewiesen. Die hohen Konzentrationen an Chlorid können jedoch auch ein Hinweis auf aufsteigendes gespanntes Tiefenwasser sein. Aufstiegsbahnen können sowohl die herzynischen Strukturen am Nordrand des Unterwerra-Sattels sein als auch die rheinischen Störungen, die in die Bruchstrukturen des Leinetal-Grabens überleiten.

Vorbei an einer schönen Aussicht auf den Werra-Durchbruch bei Werleshausen (**14**) mit den Burgen Ludwigstein und Hanstein auf den Talschultern, werden bei (**15**) nochmals zwei größere, teilweise vermüllte Erdfälle passiert, die wahrscheinlich auch im Hauptdolomit (zSCA) der Staßfurt-Fm. ansetzen und einen weiteren

Hinweis auf die starke Verkarstung des Untergrundes geben. Der bei (**16**) anstehende Bröckelschiefer, der den obersten Zechstein anzeigt und bereits in den Unteren Buntsandstein überleitet, ist nur noch sehr schlecht aufgeschlossen und deshalb ggf. auch nur für Spezialisten interessant. Von hier aus ist es nicht mehr weit bis zum Ausgangspunkt an der Dohrenbacher Ecke.

Literatur

- BECKER, R. E. & THEUERJAHR, A. K. (2004): Die Schwespatgänge im Mittleren Buntsandstein bei Lichtenhagen, Bl. 4923 Altmorschen. – *Geol. Jb. Hessen*, **131**: 97–103, 3 Abb.; Wiesbaden (HLUG).
- JACOBSHAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R. & WYCISK, P. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm – Trias) und der gefaltete paläozoische Kern (Exkursion C). – In: *Geol.-Paläont. Inst. u. Museum der Universität (Hrsg.): Exkursions-Führer Geotagung '77 Göttingen, II: Nordhessen und Südniedersachsen (Exkursionen C – D – J – K – L): 1–34; Göttingen*.
- KULICK, J. & RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Der über Tage anstehende Zechstein in Hessen (Exkursionen D, M) – 3. Tag: Zechstein im Werra-Grauwackengebirge (Stopp D18–D28). – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): *Internationales Symposium Zechstein 1987 – Kassel/ Hannover, Exkursionsführer Bd. II (Exkursionen D, E, F, L, M): 115–140, Abb. 61–81; Wiesbaden (HLfB)*.
- MAURER, J. (1987): *Geologische Wanderung im Werra-Schiefer-Gebirge bei Witzenhausen*. – 45 S., zahlr. Abb.; Witzenhausen (Selbstverlag Werratalverein).
- MÖBUS, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerra-Sattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Tektonik. – Diss. Philipps-Univ. Marburg: X + 197 S.; Marburg.
- MÖBUS, H.-M. (2008): Die Hessischen Gräben als mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“ Strukturen. – *Geol. Jb. Hessen*, **135**: 5–23; Wiesbaden (HLUG).
- PRIEMUTH, R. (2008): *Geotourismus im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen) und zielgruppengerechte Darstellung von Geotopen*. – Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin: 52 S., 31 Abb.; Berlin (unveröff.).
- RÜPPEL, H. & APEL, J. (2002): *Rad- und Wander-Führer – Auf Entdeckungstour im Werra-Bergland rund um Meißner und Kaufunger Wald*. – Bd. 1 Hann. Münden, Witzenhausen, Bad Sooden-Allendorf. – 152 S.; Witzenhausen (LSRB-Verlag).
- RÜPPEL, H. & APEL, J. (2005): *Raus in die Natur – Tipps für den Sonntags-Ausflug im Dreiländereck Hessen – Niedersachsen – Thüringen*. – 159 S., 111 Fotos, 34 Kt., 1 Taf.; Witzenhausen (LSRB-Verlag).
- SCHINDLER, T. (2013): *Ellersteine*. – Geotope Werra-Meißner-Kreis. – 2 S., unveröff. Bericht.
- SCHUBART (1955): *Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke*. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **10**: 1–67; Wiesbaden (HLfB).

Grauwacke¹ (Heiner Flick & Adalbert Schraft)

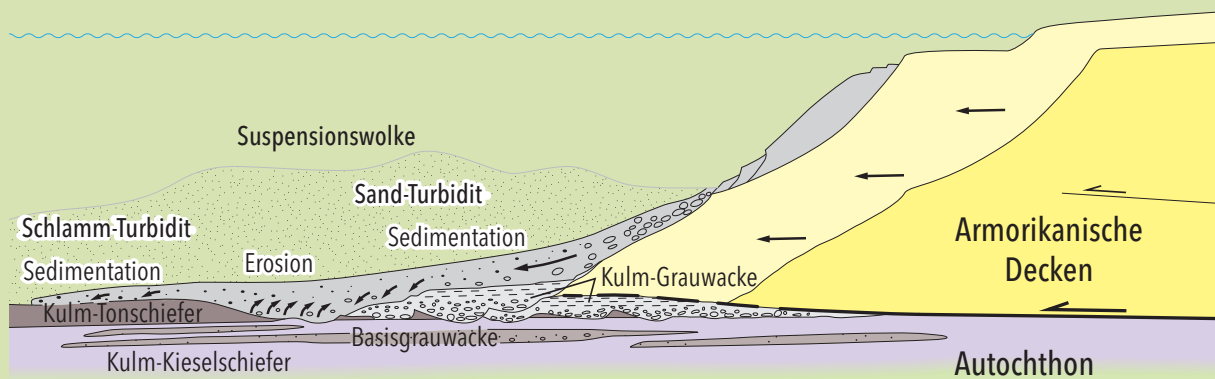
Die Grauwacke ist ein sog. unreiner Sandstein. Neben den für einen Sandstein typischen Körnern aus Quarz und meist Feldspat enthält er auch noch Gesteinsbruchstücke. Diese größeren Fragmente würden bei einer längeren Aufarbeitung in einem Fluss oder am Saum einer Küste zerrieben. Sofern dies nicht erfolgt, lässt sich schlussfolgern, dass der Zeitraum zwischen Antransport vom Herkunftsgebiet an die Küste und Verlagerung von dort in das Becken für eine Aufarbeitung nicht ausgereicht hat. Solche Sedimente sind spezifisch für gebirgsbildende Vorgänge, hier z.B. die Variskische Orogenese, die zur Auffaltung der Rhenoharzynischen Zone mit (heutigem) Rheinischem Schiefergebirge und Harz – und dazwischen liegendem Werra-Grauwackengebirge – führte.



Turbiditablagerungen schließen plattige, tonig-siltige Beckensedimente ein (ehem. Steinbruch an der Dohrenbacher Ecke).

Das Ausgangsmaterial einer Grauwacke entstammt einem mitunter geologisch sehr abwechslungsreichen Liefergebiet. Von dort wird es durch Flüsse ins Meer transportiert und zunächst auf dem Kontinentalschelf als Lockersediment abgelagert. Unterschiedliche Ursachen, wie übersteile Böschungswinkel oder Bodenunruhen, können Auslöser sein, dass größere Mengen dieser Sedimente, z.B. an der oberen Schelfkante, ins Rutschen geraten und als dünnflüssiger Sedimentbrei mit hoher Geschwindigkeit als sog. Suspensionsstrom (turbidity current) in das Becken fließen. Ein solcher Trübestrom entsteht durch die Vermischung von Sediment mit Wasser beim Umlagerungsvorgang von Abtragungsmaterial in einen Meeresraum oder einen See und ist insofern unabhängig vom auslösenden Element (die erste Beschreibung stammt vom Genfer See in der Schweiz aus dem 19. Jh.). Der Trübestrom weist eine höhere Dichte als reines Wasser auf, gleitet schwerkraftgesteuert in das Becken und kommt dort als Turbiditablagerung zur Ruhe. Bei diesem Fließvorgang entstehen charakteristi-

¹ Grauwacke ist ein Begriff, den die Bergleute im Harz für einen (grauen – nomen est omen) Sandstein aus dem Unterkarbon vergeben haben und der dann auch Eingang in die geologische Literatur fand.



Modell des orogenen Flysch-Beckens im Viséum des Rhenoharzynikums (nach EINSELE 1991, verändert FLICK & NESBOR 2019).

sche Sedimentationsmerkmale, die aber nicht immer und überall deutlich ausgebildet sein müssen. So wirkt der Suspensionsstrom durch seine höhere Dichte erodierend auf seinen Untergrund, wobei unterschiedliche Sohlmarken entstehen. Beim Absetzen der Sedimentfracht kommt es innerhalb des Turbidits zu einer Sortierung entsprechend der Schwere des mitgeführten Sedimentmaterials. Im Allgemeinen setzen sich deshalb zunächst die gröberen (häufig Konglomerate), dann die feineren Klastika (Grauwacken) aus dem Suspensionsstrom ab, am Ende des Prozesses die Silte und Tone (Tonschiefer). Diese gradierte Sedimentationsabfolge lässt sich sowohl in der einzelnen Bank (grobkonglomeratisch an der Basis, mittelförnig in der Mitte und feinkörnig oben, am Top dann Tonschiefer), als auch in den mächtigen Grauwackenabfolgen beobachten: Über einer Basis mit konglomeratischen und dickbankigen Grauwacken folgen zum Hangenden dünnbankige, feinkörnigere Grauwacken, darüber Wechsellagerungen und abschließend Tonschiefer (Zeiten langsamerer Sedimentation). Dadurch entstehen charakteristische Abfolgen, in denen sich Schichten aus Tonstein mit Schichten aus grobkörnigerem Material abwechseln. Gleichzeitig erfolgt diese Korngrößensortierung auch horizontal zu den Seiten und zur Stirn des Suspensionsstroms, wodurch die Korngrößen der Grauwacken vom Zentrum der Turbiditablagerung hin zu den Randbereichen immer geringer werden. In der Folge entwickeln sich verschiedene Faziesbereiche innerhalb des abgelagerten Sedimentkörpers. Solche Sedimentfolgen gelangen meist bei gebirgsbildenden Prozessen zur Ablagerung. Im Alpenraum hat sich für die während der alpidischen Gebirgsbildung entstandenen vergleichbaren Sedimente der Begriff Flysch eingebürgert, der sich als tektonischer Faziesbegriff allgemein für solche Gesteine durchgesetzt hat.

Diese durch die Orogenese bedingte „Flyschsedimentation“ beginnt im Rhenoharzynikum (des Variskischen Gebirges) mit einer distalen (zur Sedimentationsquelle entfernt gelegenen) Fazies aus Ton- und Siltsteinen. In diese schalten sich zunehmend die sandigen Grauwackenbänke ein, die schließlich zum beherrschenden Element werden. Deren Aufeinanderfolge kann zeitlich so eng werden, dass es nicht mehr zur Verdichtung und Ausbildung einer Schichtfläche in der vorangegangenen Schüttung gereicht hat. Die nachfolgende Schüttung beginnt dann mit einer diffusen erosiven Untergrünze (Foto).



Gradierte, feinkonglomeratische Grauwacke mit diffuser erosiver Grenze zur vorangegangenen Schüttung (Steinbruch Schafhof im Berkatal (Nr. 53, Tab. 9, S. 678), Werra-Meißner-Kreis).

Literatur

FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2019): 2.1.2 Lahn-Dill-Gebiet. – In: Geologie von Hessen (Hrsg. HLNUG), in Vorbereitung; Stuttgart (Schweizerbart).

9.1.9.2 Geo-/Panoramapfad Witzenhausen-Hundelshausen



Ausgangspunkt:

Dorfmitte Hundelshausen mit Infotafel zum Weg

R 35 59 403 H 56 84 474
N 51°17'31,18" E 9°51'1,81"

oder Parkplatz Altes Gericht

R 35 60 771 H 56 84 512
N 51°17'31,89" E 9°52'12,42"

Markierungen:

Weißer Pfeil vom Alten Gericht bis nach Hundelshausen sowie Holzpfeile mit Aufschrift „Panorama Geo-Pfad“ (evtl. ist auch unter der u.g. E-Mail-Adresse noch ein Flyer verfügbar).

Anforderungen oder Wegcharakter:

Einfacher Weg, teilweise etwas verwachsen und streckenweise offensichtlich wenig begangen (Stand August 2012).

Länge / Höhenunterschied:

10,3 km / 505 m

Einkehr:

Hundelshausen

Varianten:

Am Hofgut Rückerode trifft der Rundweg auf den „Geologischen Wanderweg Witzenhausen“ (Kap. 9.1.9.1). Durch Kombination beider Rundwege wird die Wanderung zu einer Tagestour (vgl. Abb. 59, S. 573).

Weitere Infos / Kontakt:

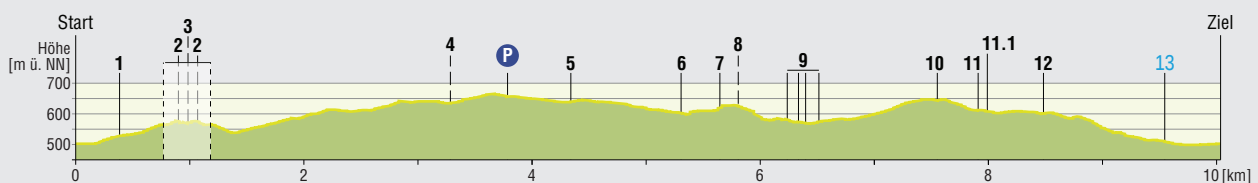
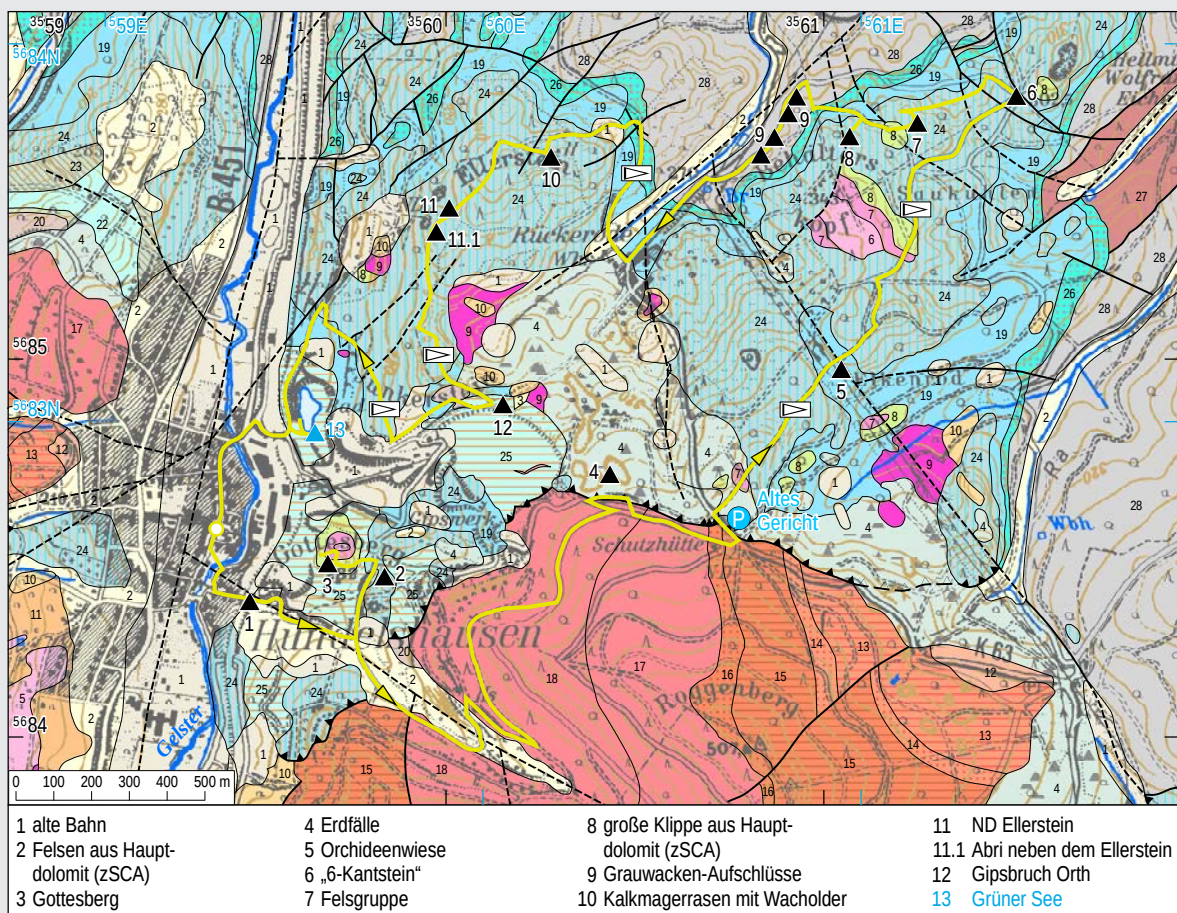
Pro Witzenhausen GmbH

Ermschwerder Straße 2
37213 Witzenhausen

E-Mail: info@kirschenland.de

Internet: www.kirschenland.de

Tel.: 05542 - 60010



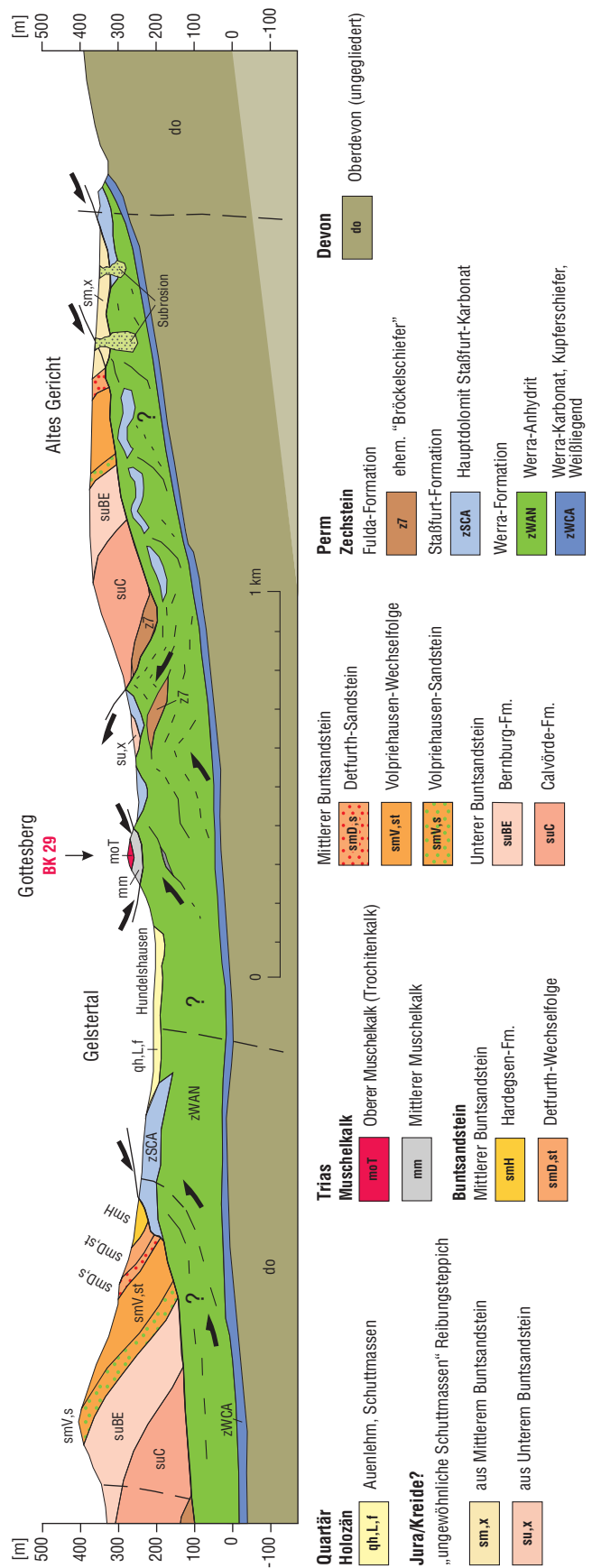
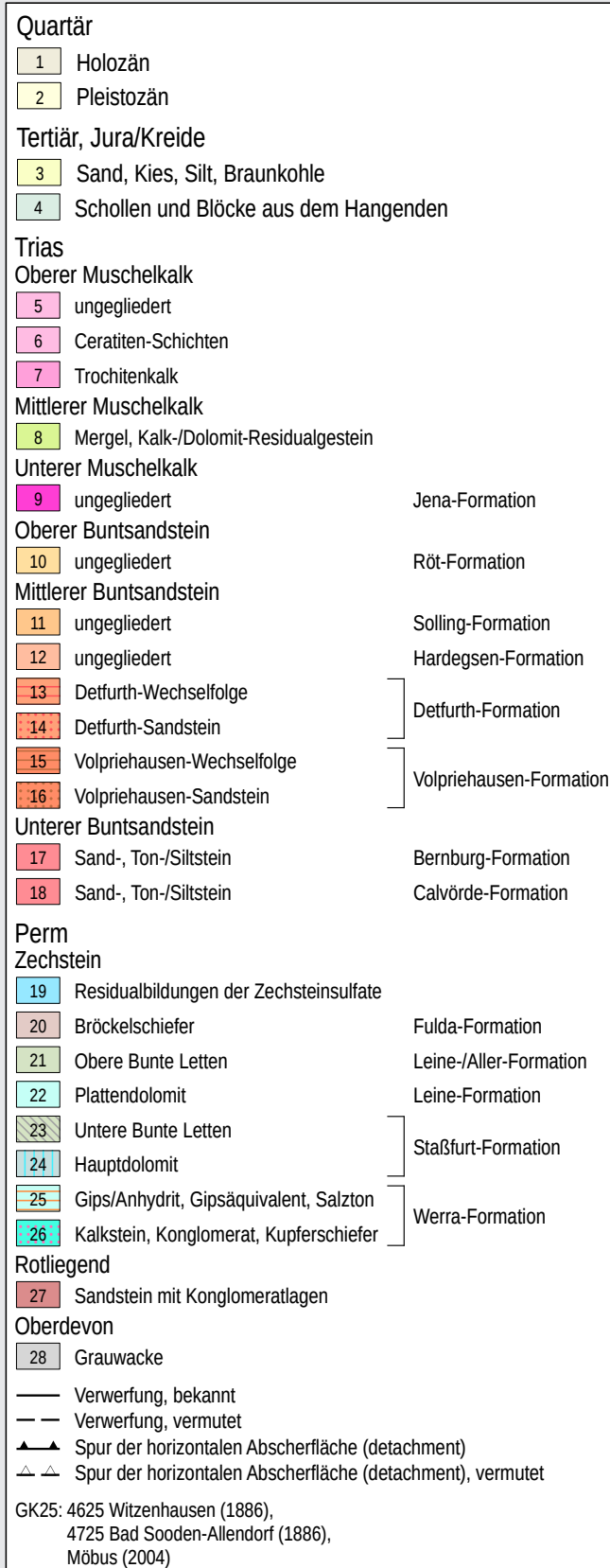


Abb. 62: Ein W-E-Profil durch den Gottesberg verdeutlicht die ungewöhnlichen Lagerungsverhältnisse (nach Möbus 2002, verändert).

Beschreibung

In den Jahren 2007–2011 entstand mit Unterstützung der Freiwilligen Feuerwehr sowie der Firma VG Orth östlich von Hundelshausen ein landschaftlich und geologisch interessanter Rundwanderweg. Er führt im Wesentlichen durch die Schichtenfolge des Zechsteins, berührt jedoch auch die Grauwacken des Devons und die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins; die beiden letzteren Einheiten weisen allerdings keine nennenswerten Aufschlüsse auf.

Bei einem Start in Hundelshausen wird nach Unterquerung der im Jahr 1975 stillgelegten Bahnlinie (1) linker Hand der ehemalige Gipsbruch der Fa. Orth an der Westseite des Gottesberges passiert. Er ist heute nicht mehr zugänglich, vom Weg aus sind aber in der ehem. Aufschlusswand sowohl Gips als auch Residualgesteine des Werra-Anhydrits zu sehen, die steil nach Westen einfallen. Wer dann vom Geo-/Panoramapfad einen Abstecher auf den Top des Gottesberges unternimmt, kommt an einer 25 x 20 m großen und 4 m hohen Felsgruppe aus Hauptdolomit (2, zSCA), rechter Hand des Weges, vorbei. Der graue bis gelbliche Dolomitstein ist massig entwickelt und weist linsig-zellige Auswitterungen auf. Nach SCHINDLER (2013) könnte es sich um einen stromatolitischen Riffkalk handeln. Ein abzweigender Weg durch Wacholder-Magerrasen führt dann auf den Gottesberg (3). Im August 2012 war von hier ein schöner Ausblick auf Hundelshausen möglich. In einem Hanganschnitt auf der Westseite lassen

sich Lesesteine des Trochitenkalks! (Oberer Muschelkalk) finden. Eine erste Bestätigung dieser (unerwarteten) Beobachtung lieferte eine Bohrung der Fa. Orth am Gottesberg (BK 29 Hundelshausen, R 35 59 705, H 56 84 470; Abb. 62; MÖBUS 2004). Sie durchteufte unter dem Trochitenkalk den Mittleren Muschelkalk, dann Laugungsrelikte des Zechsteins, die unvermittelt über dem Werra-Anhydrit (zWAN) anstehen und zum Teil mit diesem →haselgebirgsartig verschuppt sind (MÖBUS 2004), darunter folgte das Werra-Karbonat (zWCA). Die Schichtenfolge ist etwa 15–20° nach Süden geneigt, der Mittlere Muschelkalk liegt diskordant auf dem Werra-Gips (zWAN) unter Ausfall der gesamten übrigen Zechstein- und Trias-Folgen (JACOBSHAGEN et al. 1977). Im Geländebefund stellt sich der Top des Gottesberges dann als eine längsovale, etwa 150 m lange und maximal 60 m mächtige Scholle aus Mittlerem und Oberem Muschelkalk dar, die völlig losgelöst von ihrem ursprünglich stratigraphisch Liegenden jetzt flach auf tektonisch verdickten Werra-Sulfaten auflagert (MÖBUS 2004). Interpretiert werden diese ungewöhnlichen Lagerungsverhältnisse als allochthone Triasscholle, die an horizontale bzw. subhorizontale Abscherzonen gebunden ist und heute durch die erosive Freilegung der Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone als isolierte tektonische Klippe in Erscheinung tritt. MÖBUS (2004) spricht von mehrfach duktil entkoppelten, lang durchhaltenden „pull apart“-Strukturen, wobei die Entkopplung einzelner Schuppen am Gottesberg vor allem in den Salinaren der Werra-Fm. stattgefunden haben soll.



Im ehem. Steinbruch an der Westseite des Gottesberges stehen Gips und Residualgesteine des Werra-Anhydrits an; er ist heute aber nicht mehr zugänglich.

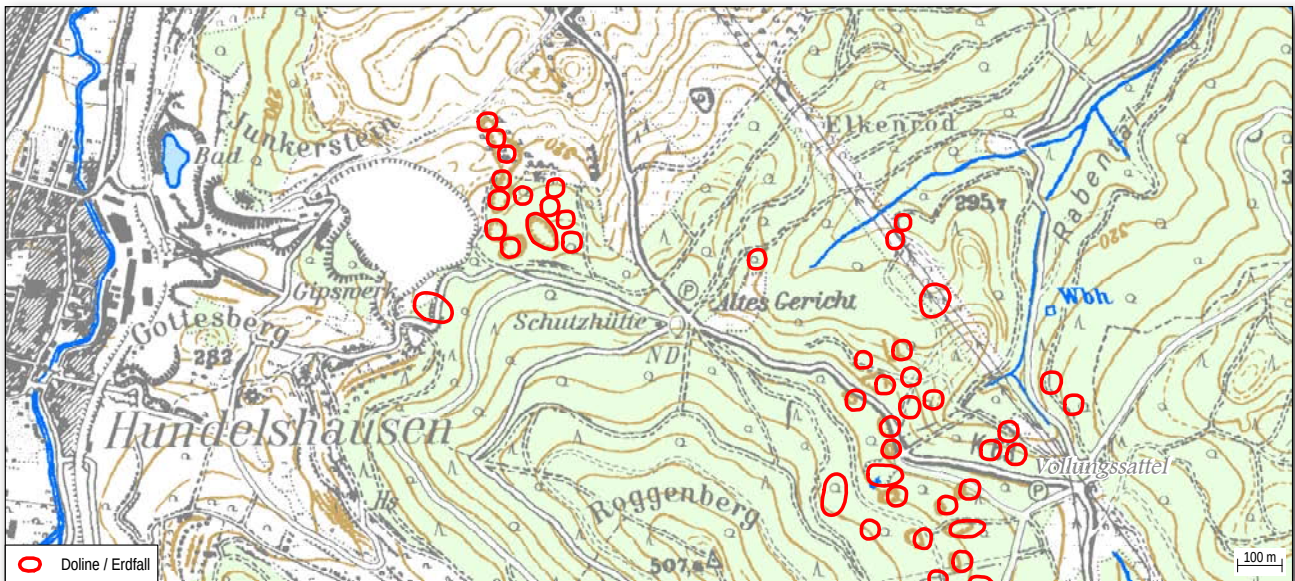


Abb. 63: Ein größeres Erdfallfeld zieht sich vom Hofgut Rückerode über das Alte Gericht bis zum Vollungssattel (nach MÖLLER 1987, verändert).

Der weitere Weg führt durch das Erdfallgebiet zwischen Hofgut Rückerode, Altem Gericht und Vollungssattel (Abb. 63). Durch Subrosion im Werra-Anhydrit (zWAN) entstand hier ein großräumiger Auslaugungsbereich. In diese durch Lösung im tieferen Untergrund entstandenen Hohlräume brachen die überlagernden Deckschichten aus Unterem und Mittlerem Buntsandstein samt den quartären Fließerden ein und hinterließen schüssel- bis trichterförmige Senken mit Durchmessern zwischen zwei und weit über 100 m sowie Tiefen bis zu mehreren Metern. Wer in der Umgebung von Punkt (4) etwas vom Weg nach Norden (links) in den Wald abschweift (und dabei die erforderliche Vorsicht nicht außer Acht lässt), steht bereits nach wenigen 10er Metern am Rand eines solchen Erdfalls.

Die Verkarstung der Zechstein-Sulfate ist ein relativ junger Vorgang. Sie steht in direktem Zusammenhang mit der Saxonischen Bruchtektonik und der dabei erfolgten Heraushebung des Unterwerra-Sattels sowie der Absenkung der Altmorschen-Lichtenauer Grabenzone. Durch die bei diesen tektonischen Vorgängen neu geschaffenen, aber auch teilweise wieder reaktivierten Störungszonen wurden neue Wasserwegsamkeiten geschaffen, die eine Lösung dieser Sulfate in größerem Stil und damit die Hohlraumbildung im Untergrund ermöglichten.

Wer die Wanderung in den Monaten Juni oder Juli unternimmt, kann sich ab Altem Gericht auf den Kalkmagerrasen- und Wacholderheide-Flächen beidseits des Weges (und nicht nur bei Punkt 5) an seltenen Orchideen, meist mehreren Arten des Knabenkrauts, (selte-

ner) Hummel-Ragwurz oder Bleichem (bzw. Weißem) Waldvögelein, erfreuen.

An einer großen Wegspinne (6) sorgt dann ein hölzernes Hinweisschild mit der Aufschrift „6-Kantstein“ für etwas Verwirrung. Von RÜPPEL & APEL (2002) als Hinweis auf den großen Felsen (8) am Nordhang des Behälterskopfs interpretiert (und dabei sprachlich zum „6-Kanter“ mutiert), gibt die Tafel nach Aussage von Herrn Scholz, Leiter der Revierförsterei Wendershausen, einen Hinweis auf einen forstwirtschaftlichen Ab-



Von Fließerde überdeckter Erdfall (4) in Schichten des Buntsandsteins beim Alten Gericht.

teilungsstein. Oberhalb des weiteren Weges findet man im Hang jedoch tatsächlich eine ca. 10 m hohe Felsgruppe aus zwei Einzelfelsen, von denen einer – entsprechende Fantasie vorausgesetzt – sechs Kanten aufzuweisen scheint (7). Sowohl diese Felsen als auch der rd. 20 m hohe, namenlose Pyramiden-förmige Felsklotz am Nordhang des Behälterskopfs (8) sind aus dem massigen Hauptdolomit der Staßfurt-Formation (zSCA) aufgebaut. Beide Felsgruppen bestehen aus einer zelligporösen, hellgrauen bis gelbgrauen Dolomitbrekzie mit Komponenten im cm- bis dm-Bereich, eine Schichtung oder Bankung ist nicht zu erkennen. Auffällig sind kantige, in Form und Größe sehr variable, zum Teil auch mit Dolomitgrus gefüllte Hohlräume, die so gehäuft auftreten können, dass sie dem Gestein ein zelliges Aussehen vermitteln. Ermöglicht wird diese bereichsweise löchrige Oberfläche durch die selektive Auflösung weniger verwitterungsbeständiger Einschlüsse, wie z.B. Gips oder Anhydrit, aber auch durch die etwas bessere Löslichkeit des Mg-Karbonats aus dem Dolomit. Zurück blieben dünne Stege und Rippen, meist Ausfällungen von sehr gering löslichem Ca-Karbonat auf ehemaligen Kluftflächen. Im Extremfall erweitern sich diese durch die oberflächennahe Verwitterung entstandenen Nischen durch tiefer gehende Verkarstung zu höhlenartigen Öffnungen; eine kleine rundliche von etwa einem halben Meter Durchmesser ist an der Nordseite und eine größere, bis 2 m im Durchmesser, an der Westseite der namenlosen Felspyramide (8) zu sehen.

An mehreren unspektakulären Böschungsanschnitten (9) devonischer Grauwacken des Unterwerra-Sattels vorbei, wird nach etwa 400 m entlang der K63 (Vor-

sicht! Verkehr) das Hofgut Rückerode erreicht. Zunächst auf Wirtschaftswegen wieder ansteigend, führt der weitere Weg bald danach durch eine zweimal im Jahr von Schafen beweidete Wacholderheide (10) zum Ellerstein (11, ND, vgl. [7] in Kap. 9.1.9.1). Nach ausführlicher Besichtigung des Hauptfelsens sowie einer unter einem Felsdach gelegenen kleinen Halbhöhle (11.1) an der Südseite des südwestlich benachbarten kleineren Felsens, führte der Weg (bei der Recherche zu dieser Beschreibung im August 2012) auf einer Länge von mehreren 10er Metern durch hohes Brennessel-Gestrüpp, bevor dann, am Waldrand entlang gehend, am Steinbruch Hundelshausen der Fa. VG-Orth (12, vgl. [8] in Kap. 9.1.9.1) wieder ein befestigter Weg erreicht wird.



Durch die selektive Auflösung weniger verwitterungsbeständiger Bereiche bleiben dünne Stege und Rippen, meist Ausfällungen von sehr gering löslichem Ca-Karbonat auf ehemaligen Kluftflächen, zurück.



Diese Klippe aus Hauptdolomit (7, zSCA) hat – trotz ihrer relativen Nähe – keinen Bezug zu dem Hinweisschild „6-Kantstein“.



Die durch die oberflächennahe Verwitterung entstandenen Nischen können sich durch tiefer gehende Verkarstung zu höhlenartigen Öffnungen erweitern.

Als letztes geologisch interessantes Ziel dieser Wanderung liegt am Ortsrand von Hundelshausen der Grüne See (13). Dieser bis 1940 von der Fa. Orth betriebene ehem. Gipssteinbruch hat eine Größe von 200 x 100 m bei einer Tiefe von 15 m, wobei die untere Sohle heute überflutet ist und als Badesee genutzt wird. Hier wurde bis 60 m mächtiges, sehr reines Werra-Sulfat abgebaut (90–99 % Gips/Anhydrit, 1–9 % andere Sulfate, Silikate und Karbonate).

An der Nordwand ist heute gefalteter weißgrauer und dunkelgrauer Gips sichtbar. Er ist plattig, teils massig-grobkristallin und gebändert, teils auch brekziös ausgebildet. Jüngerer Fasergips ist auf Spalten senkrecht zur Schichtung vorhanden. Im Osten ist der Gips am

Top leicht verkarstet (beiger Lehm). Er wird von braungrauen, brekziösen, dolomitisch-mergeligen Subrosionsbrekzien des zWAN (–zSAN?, vgl. Abb. 3, Band 1) überlagert. Im Schutt tritt selten plattiger Kalkstein auf (?Plattendolomit der Leine-Formation, zLCA), in Dolinen wurde Mittlerer Muschelkalk nachgewiesen (SCHINDLER 2013).

Die intensive Farbe des Grünen Sees wird laut Infotafel des Kreises durch Phytoplankton hervorgerufen. RÜPPEL & APEL (2002) dagegen erklären die Farbe mit Spektraleffekten bei Brechung und Reflexion des einfallenden Lichts an im Seewasser gelösten Tonpartikeln. Von hier ist es nicht mehr weit bis zur Dorflinde in Hundelshausen, dem Ausgangspunkt der Wanderung.



Der rd. 20 m hohe, namenlose Pyramiden-förmige Felsklotz (8) am Nordhang des Behälterskopfs besteht aus massivem Hauptdolomit (zSCA) in einer Ausbildung als zellig-poröse Dolomittbrekzie.



An der Info-Tafel des Geo-/Panoramaweges (**12**) bietet sich ein guter Überblick über den Steinbruch. Eine geologische Karte versucht hier die schwierigen Verhältnisse zu erklären.



In einem bis 1940 betriebenen Abbau auf das Werra-Sulfat ist die untere Sohle heute geflutet und unter dem Namen Grüner See (**13**) als Badegewässer bekannt.

Literatur

- JACOBShAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R. & WYCISK, P. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm – Trias) und der gefaltete paläozoische Kern (Exkursion C). – In: Geol.-Paläont. Inst. u. Museum der Universität (Hrsg.): Exkursions-Führer Geotagung '77 Göttingen, **II**: Nordhessen und Südniedersachsen (Exkursionen C – D – J – K – L): 1–34; Göttingen.
- MÖBUS, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Tektonik. – Diss. Fb. Geowiss. Philipps-Univ. Marburg: X + 197 S.; Marburg.
- MÖBUS, H.-M. (2008): Die Hessischen Gräben als mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“ Strukturen. – Geol. Jb. Hessen, **135**: 5–23; Wiesbaden (HLUG).
- MÖLLER, K. (1987): Geomorphologisch-Geologischer Wanderführer durch das Werra-Meißner-Gebiet. Teil 1: Das östliche Meißnervorland. – 83 S., 34 Abb., 2 Tab.; Eschwege (Selbstverlag).
- RÜPPEL & APEL (2002) Rad- und Wander-Führer – Auf Entdeckungstour im Werra-Bergland rund um Meißner und Kaufunger Wald. – Bd. 1 Hann. Münden, Witzenhausen, Bad Sooden-Allendorf. – 152 S.; Witzenhausen (LSRB-Verlag).
- SCHINDLER, T. (2013): Gottesberg. – Geotope Werra-Meißner-Kreis: 3 S., unveröff. Bericht.
- SCHINDLER, T. (2013): Grüner See. – Geotope Werra-Meißner-Kreis: 3 S., unveröff. Bericht.

9.1.9.3 Durch Rabental und Flachsbachtal zum Großen Habichtstein

**Ausgangspunkt:**

Parkplatz Vollungsattel
R 35 61 607, H 56 84 126
N 51°17'19,08", E 9°52'55,32"

Markierungen:

Gelbe vier im Kreis

Anforderungen oder Wegcharakter:

Einfacher Weg.

Länge / Höhenunterschied:

8,6 km / 392 m

Einkehr:

–

Varianten:

Ab Parkplatz Franzoseneck weiter mit der Markierung gelbe vier auf der K63 bis zum Parkplatz Öhrchen, hier mit dieser Markierung nach Osten (rechts) abbiegen. Lohnend ist auch noch der Weiterweg bis zur L3464 (Uferstraße) von Witzenhausen zur B27: Hier (Vorsicht! starker Verkehr) nach Westen (links) ergibt sich z.B. an der Bushaltestelle (bzw. auf der gegenüber liegenden Straßenseite) einer der schönsten 2-Burgen-Blicke (s. S. 633). Da dieser Standort (R 35 62 150, H 56 87 270) zudem nur wenig über Werra-Niveau liegt, ist auch der Werra-Durchbruch zwischen Hasenkanzel (links) und Burg Ludwigstein (rechts) gut zu erkennen.

Weitere Infos / Kontakt:

Pro Witzenhausen GmbH

Ermschwerder Straße 2
37213 Witzenhausen

E-Mail: info@kirschenland.de

Internet: www.kirschenland.de

Tel.: 05542 - 60010



Beschreibung

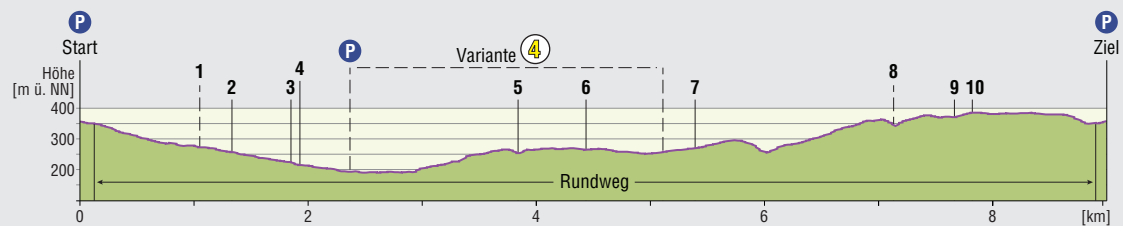
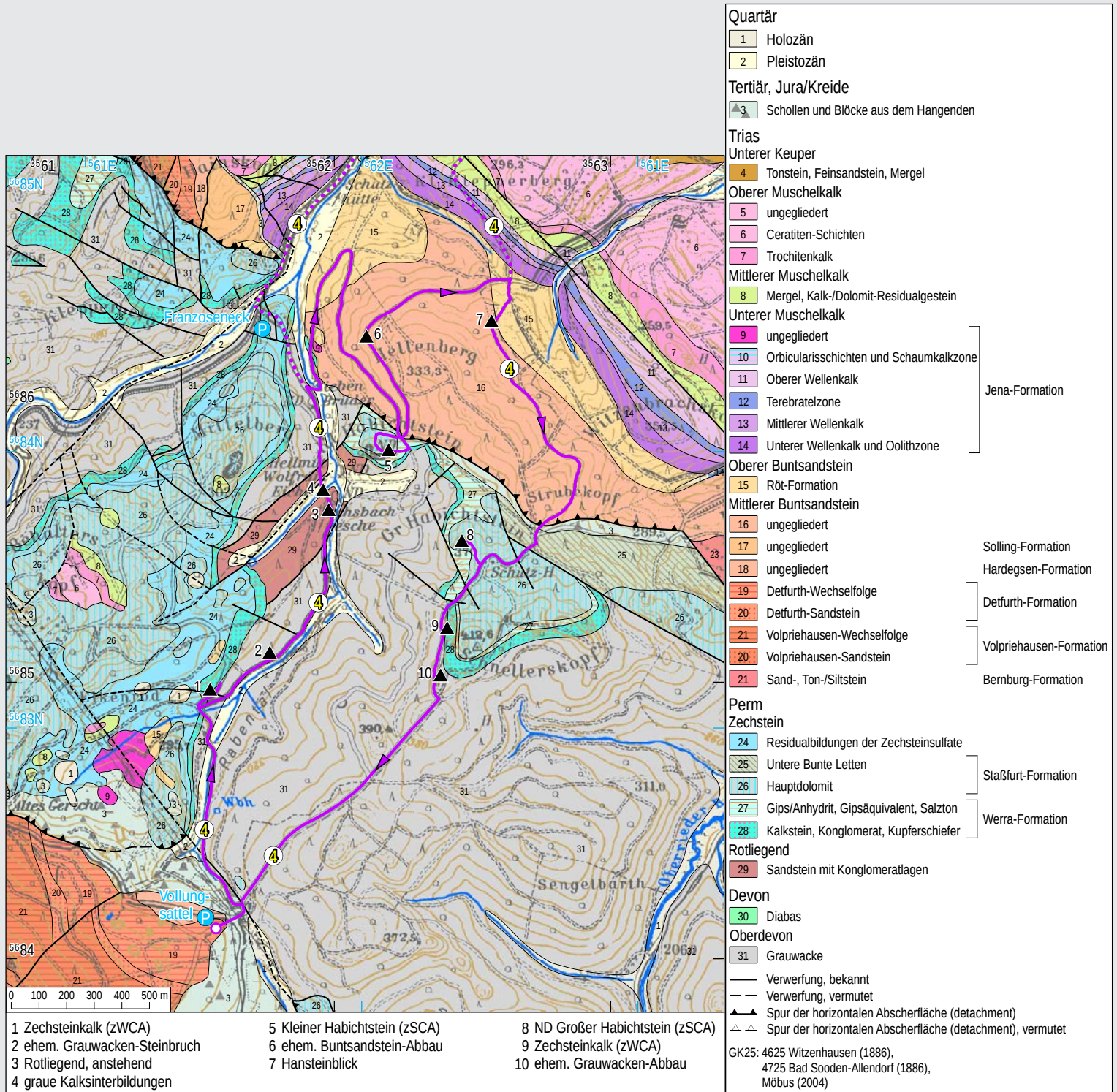
Im nördlichen Teil des Unterwerra-Sattels wird der variskisch gefaltete Satteltkern von einer NNE-streichen Grabenstruktur gequert, die bereits vor der Zechstein-Transgression in die devonischen Grauwacken eingebrochen war und während des Rotliegendes mit →Fanglomeraten aus Grauwacken-Schutt aufgefüllt wurde (JACOBSHAGEN 1977). Durch diese im Werra-Meißner-Kreis ansonsten nicht mehr aufgeschlossenen Sedimente bietet die nachfolgende Rundwanderung eine ungewöhnliche Vielfalt an Gesteinen fast aller (erdgeschichtlichen) Epochen zwischen dem Devon/Karbon und dem Oberen Buntsandstein. Wer sich für die o.g. Variante entscheidet, quert sogar noch Schichten des Unteren Muschelkalks.

Die Wanderung beginnt am Parkplatz Vollungsattel. Nach Überqueren der K63 leitet die Markierung 4 – leicht abwärts führend – in das schöne Rabental. Kurz nach einer Wegverzweigung steht an der Böschung des oberen (ansteigenden) Weges auf über 100 m Länge der Zechsteinkalk (1, zWCA) an. Die dichten, dunkelgrauen bis bläulich-schwarzgrauen, →mikritischen Kalksteine treten in dünn- bis dickplattigen, flach in südwestliche bis westliche Richtung einfallenden mudstone-Lagen (vergl. Exkurs zu Kap. 9.1.6) auf. Selten werden in diesem Aufschluss Bankmächtigkeiten über 20 cm erreicht. Die Werrakalke weisen charakteristische, leicht gewellte Oberflächen auf, die von unterschiedlich orientierten Drucklösungssutturen durchzogen sind. Mit ihren →sei-

geren, in Störungsnähe teilweise auch deutlich geöffneten Klüften bieten sie eindringendem Oberflächen- und Grundwasser gute Verkarstungsmöglichkeiten.

Wieder zurück auf dem Rundweg 4 wird ein ehem. Grauwacken-Abbau (2) erreicht. In dem durch Windwurf nur sehr schwer zugänglichen (Juli 2012) Aufschluss fällt sofort das mittelsteile Einfallen einer mittel- bis dickbankigen Grauwacke nach NE auf, die mit graubraunen, plattigen Tonschiefern wechsellagert. Im Handstück erweist sich das Gestein dann als massige, dichte, überwiegend fein- bis mittelkörnige, graubraune bis rötlichbraune Grauwacke. Im frischen Bruch hat das Gestein, insbesondere in den Tonschieferlagen, allerdings eine blaugraue Farbe. Durch Kontakt mit Luftsauerstoff wird das im Gestein enthaltene 2-wertige Eisen in 3-wertiges Eisen, den farbgebenden Hämatit, aufoxidiert. Grauwacken, gebildet aus dem Abtragungsschutt der „Mitteldeutschen Kristallinschwelle“, bilden die höchsten Erhebungen des Soodener Berglandes. Hierzu zählen z.B. der Roßkopf (482,4 m) nördlich von Kammerbach sowie der Schnellerskopf mit 412,6 m ü. NN.

In einer bis zu 200 m breiten und mindestens 70 m tiefen Grabenstruktur (JACOBSHAGEN 1977) innerhalb der Werra-Grauwacke gelangten, ungefähr einen Kilometer südlich der Einmündung des Flachsbachtales in das Rabental in der Nähe des ND Flachsbachesche, schwach verfestigte, tonig gebundene →Fanglomerate (3) aus Grauwackenschutt zur Ablagerung. Diese Gesteine sind nur sehr schlecht aufgeschlossen, am besten können sie





Die Werra-Kalke (**1**, zWCA) treten in einer Wegböschung als dichte, dünn- bis dickplattige, gebankte Kalksteine auf, kleinteilig zerlegt von seigeren Klüften.

in der westlichen (linken) Wegböschung studiert werden. Bei einem mittelsteilen Einfallen in nordwestliche Richtung muss eine Diskordanz zu dem in der Nähe flach lagernden Werra-Karbonat angenommen werden. Die angeschnittenen rotbraunen →Fanglomerate weisen Gerölle unterschiedlicher Größe auf, Geröllgrößen bis 40 cm (JACOBSSHAGEN 1977) sollen vorkommen. WITTIG (1968) hat diese Grabenbildung der saalischen Phase der Variskischen Orogenese (unteres Oberrotliegend) zugeordnet und ihre Füllung in das höhere Rotliegend datiert.

Die jüngsten Gesteine auf dieser Wanderung und wahrscheinlich auch des gesamten Werra-Meißner-Berglandes sind – besonders gut zugänglich – in einem kleinen Zufluss des Flachsbaches unterhalb der Flachsbachesche zu beobachten, kurz bevor der Bach in der Wegunterführung verschwindet. Es handelt sich um gelblich-graue bis schwarzgraue, teilweise nierige Krusten von Kalksinter (**4**), die in Form von Mini-Terrassen kleine Kaskaden im Bachlauf bilden. Entstanden durch Ausfällung von Karbonaten aus dem Bachwasser, ist ihr Wachstum noch immer nicht abgeschlossen, sie sind so-

mit als subrezent bis rezent anzusehen. Ihre Bildung lässt sich aus der komplexen Beziehung der dissoziierten Kohlensäure zum Löslichkeitsprodukt von Kalziumkarbonat ableiten. Die quantitative Abhängigkeit der Konzentrationen von Kalzium und Kohlensäure im Wasser voneinander werden dabei durch das sog. Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht beschrieben. Dabei gilt es, die Menge der zugehörigen Kohlensäure von der Menge der überschüssigen und der (kalk-)aggressiven Kohlensäure zu unterscheiden. Vereinfacht ausgedrückt hält im Gleichgewichtszustand die zugehörige Säure – in Abhängigkeit vom pH-Wert – die Konzentration des Hydrogenkarbonats so niedrig, dass das Löslichkeitsprodukt des Kalziumkarbonats nicht überschritten wird, also weder Kalk ausgefällt noch weiterer Kalk gelöst wird. Ist freie Kohlensäure vorhanden, wird diese als überschüssig bezeichnet, das Gleichgewicht ist dann gestört. Ein Teil der überschüssigen Kohlensäure wiederum könnte weiteren Kalk lösen, wäre also (kalk-)aggressiv. Der Rest des Überschusses würde danach als zusätzliche zugehörige Kohlensäure benötigt, um das neu gelöste Kalziumkarbonat in Lösung zu halten.



In einer Ruschelzone (**1**) erkennbare Schlotten sind mit eingespültem Boden und nachfallendem Sediment gefüllt.



In einem unscheinbaren Aufschluss (**3**) am Wegrand sind Fanglomerate des Rotliegendes aufgeschlossen.



Ebenfalls unscheinbar sind dunkle, meist schwarzgraue, teilweise nieriige Kalksinterkrusten (**4**) in einem kleinen Zufluss des Flachsches.

Der Gleichgewichts-Zustand, bei dem das im Wasser vorhandene Anion HCO_3^- in Lösung bleibt und das CO_2 auch keinen weiteren Kalk mehr löst, ist in der Natur aber nur sehr selten gegeben: Entweder liegt ein Überschuss an (freier) Kohlensäure vor, so dass Kalk gelöst wird, oder es ist zu wenig Kohlensäure im Wasser vorhanden, so dass Kalk ausgefällt wird, wie hier im Wasser des Nebenbaches zum Flachsches. Das Entweichen von Kohlensäure im Bachwasser, das die Ausfällung des Kalksinters bedingt, kann unterschiedliche Gründe haben. Neben einer Erwärmung des Grundwassers nach seinem Übertritt in das Oberflächengewässer können sowohl Veränderungen des pH-Wertes, eine starke Durchwirbelung des fließenden Wassers sowie biologische Aktivitäten Hauptursachen sein. Im Wasserlauf wachsende Moose und abgestorbene Pflanzenreste können von der kristallinen Kalkschicht überzogen werden.

An der Wegverzweigung „Sieben Brüder“ verlässt der hier vorgeschlagene Wanderweg die Markierung 4, denn der markierte Weg führt ab dem Parkplatz Franzoseneck rd. 1 km auf der K63 entlang. Auf dem nun vorgeschlagenen, nicht mehr markierten Weg wird als nächster Geotop der Kleine Habichtstein (**5**) erreicht. Die auf dem Top einer rd. 20 m hohen Kuppe aufsitzende, etwa 5 m hohe Felsgruppe besteht aus gelbgrauem, massigem, teilweise brekziösem und meist ungeschichtetem Hauptdolomit (zSCA). Das Gestein ist zellig-porös angewittert und deutlich kavernös verkastet, teilweise ist →Wabenverwitterung erkennbar. Die Felsgruppe – bestehend aus mehreren Einzelfelsen –

kann als →Bioherm angesprochen werden, was anhand der stromatolitischen (Blau-)Algenmatten auch wahrscheinlich erscheint. Seine Ersteigung erfolgt weglos. Die mit Zechstein-Schutt durchsetzte Buntsandstein-Schuttmasse am Fuß des Kleinen Habichtsteins ist nach MÖBUS (2004) durch atektonische Verlagerung als quaritärer, rein gravitativer Berg- bzw. Felssturz entstanden.

In einem kleinen Aufschluss am weiteren Weg steht eine Schichtenfolge aus rotbraunen bis braungrauen Sandsteinbänken (**6**) an, die mit dünnen grauen Tonstein-Einschaltungen wechsellagern. Das flach erzgebirgisch streichende und in nördliche Richtung einfallende Vorkommen wurde von MÖBUS (2004) in die Hardeggen-Fm. gestellt. Vorbei an einem sehr schönen Blick (**7**) zurück auf die Burgruine Hanstein und den Ort Rimbach wird der Große Habichtstein erreicht. Von einer Schutzhütte führt ein schmaler Fußpfad nach NW (rechts) auf die unter Naturschutz stehende, über 30 m hohe Klippe aus Hauptdolomit (zSCA) (**8**). Bei einer Ruhebänk am Top des Felsens streift der Blick über endlose Wälder, von den Ausläufern des Schnellerskopfs im Süden, über Flachsches- und Gelstertal bis zu den Höhen des Kaufunger Waldes mit dem Bilstein im Westen.

Am Fuß des Felsens und in seinen tieferen Bereichen steht eine hellgraue bis gelbgraue, massige Dolomitbrekzie an. Wie z.B. bereits am Ellerstein (Kap. 9.1.9.1) beschrieben, fallen auch hier meist kantige, in Form und Größe sehr variable zum Teil mit gelbem Dolomitgrus gefüllte Hohlräume auf, die so gehäuft auftreten können, dass sie dem Gestein ein zelliges Aussehen



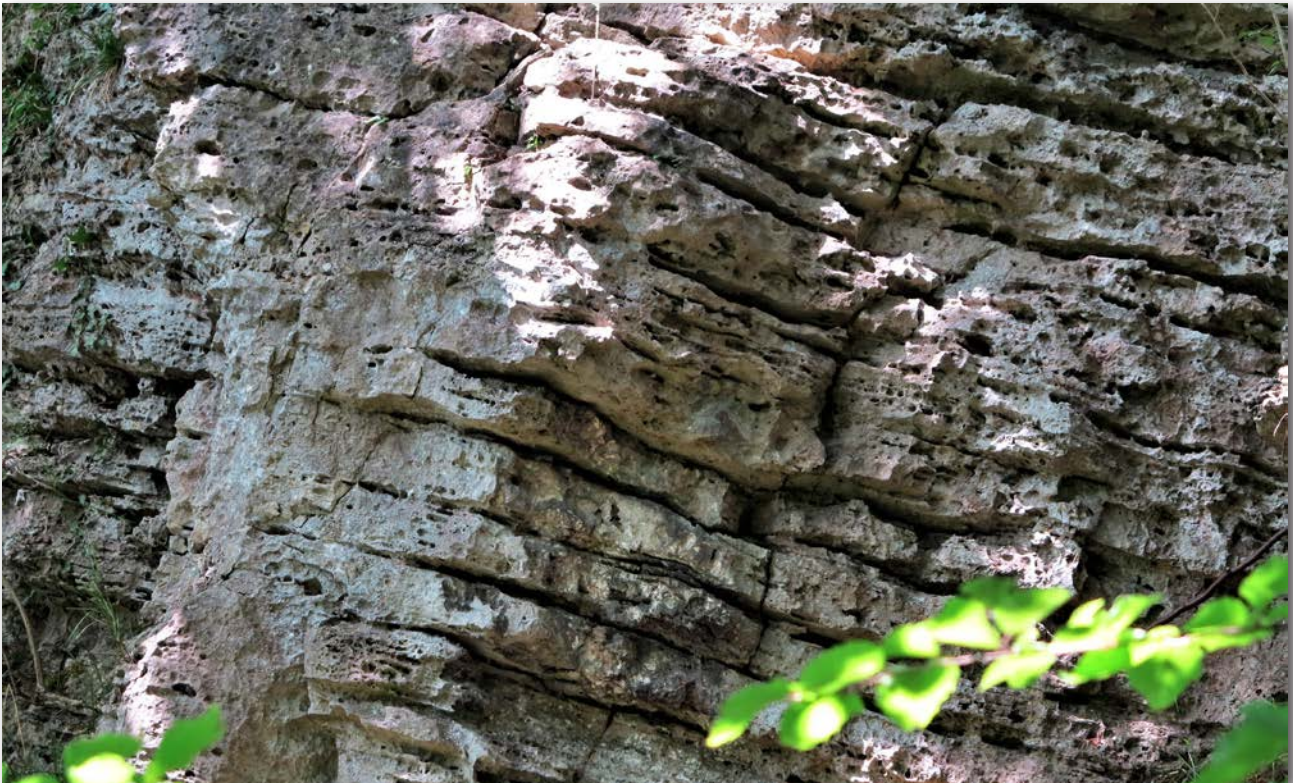
Der Kleine Habichtstein (5) ist eine etwa 5 m hohe Felsgruppe aus massivem, meist ungeschichtetem, zellig-porös angewittertem Hauptdolomit (zSCA).

verleihen; am Fuß des Großen Habichtsteins wird von RÜPPEL & APEL (2002) sogar eine kleine Höhle erwähnt. Diese Hohlräume entstanden durch das Herauslösen weniger verwitterungsbeständiger Komponenten, wie Gips- oder Anhydrit-Einschlüssen. Es ist also eine differenzierte Verkarstung von Komponenten und Grundmasse, die zu dem löchrigen Aussehen führt. In den höheren Bereichen ist eine deutliche Bankung mit teilweise dünnbankigen nach NE einfallenden Schichtpaketen zu erkennen; diese sind aber ebenfalls sekundär von einer löchrig-zelligen Verwitterung/Verkarstung überprägt.

Ablagerungsräume der Dolomitmikrobrekzie sind salinare, gelegentlich trocken fallende, flache Küstengewässer in heißem, aridem Klima (Sabkha-Fazies). In der Gezeitenzone entstanden Krusten aus Gips und Karbonat, die anschließend durch das Grundwasser herausgelöst wurden. Anhaltende Lösungsvorgänge schwächten insbesondere die dolomitischen Krusten und führten zu deren Zusammenbruch (Autobrekzierung). Durch Schwankungen des Grundwasserspiegels konnten sich Ausfällung und Lösung mehrfach wiederholen (PRIEMUTH 2008).



Über den Top des ND Großer Habichtstein (8) ist ein schöner Aussichtspunkt zu erreichen.



In den höheren Bereichen des ND Großer Habichtstein ist eine deutliche Bankung mit teilweise dünnbankigen nach NE einfallenden Schichtpaketen zu erkennen.

Auf dem Rückweg zum Parkplatz werden nochmals Aufschlüsse im Zechsteinkalk (zWCA) (9) sowie ein verfallener Abbau von devonischen/karbonischen Grauwacken (10) passiert.

Wer sich nach der relativ kurzen Wanderung nochmals mit dem Hauptdolomit des Zechsteins und seiner Verkarstungsformen beschäftigen möchte, dem wird der Besuch der nahe gelegenen Kammerbacher Höhle im sog. Hohlen Stein, an der L3239 zwischen Bad Sooden-Allendorf-Dudenrode und -Kammerbach (R 35 62 594, H 56 81 699, vgl. REISCHMANN & SCHRAFT 2010), empfohlen¹. In direkter Nachbarschaft können, neben bereits bekannten Verwitterungsformen, auch Erdfallfelder und Dolinen, entstanden als Folge von großräumigen Lösungsprozessen im Untergrund, beobachtet werden.

Literatur

- JACOBSSHAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R. & WYCISK, P. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm – Trias) und der gefaltete paläozoische Kern (Exkursion C). – In: Geol.-Paläont. Inst. u. Museum der Universität (Hrsg.): Exkursions-Führer Geotagung '77 Göttingen, **II**: Nordhessen und Südniedersachsen (Exkursionen C – D – J – K – L): 1–34; Göttingen.
- MÖBUS, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Tektonik. – Diss. Fb. Geowiss. Philipps-Univ. Marburg: X + 197 S.; Marburg.
- RIEMUTH, R. (2008): Geotourismus im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen) und zielgruppengerechte Darstellung von Geotopen. – Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin: 52 S., 31 Abb.; Berlin (unveröff.).
- REISCHMANN, T. & SCHRAFT, A. (2010): Hessens Unterwelt – Schauhöhlen und Besucherbergwerke in Hessen. – Umwelt und Geologie: 168 S., zahlr. farb. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).
- RITZKOWSKI, S. (1978): Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Eschwege und Witzzenhausen (Nordhessen). – Der Aufschluß, Sonder-Bd. **28**: 187–204, 5 Tab., 1 Karte; Göttingen.
- RÜPPEL, H. & APEL, J. (2002): Rad- und Wander-Führer – Auf Entdeckungstour im Werra-Bergland rund um Meißner und Kaufunger Wald. – Bd. 1 Hann. Münden, Witzzenhausen, Bad Sooden-Allendorf. – 152 S.; Witzzenhausen (LSRB-Verlag).
- WITTIG, R. (1968): Rotliegend im Unterwerra-Sattel (Nordhessen). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **5**: 135–144, 5 Abb.; Göttingen.

¹ Die Kammerbacher Höhle ist aktuell möglicherweise noch wegen Steinschlaggefahr gesperrt.

9.1.10

Geologische Wanderung durch die Grebendorfer Berge, Meinhard-Grebendorf, Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Parkplatz Bern(s)tal, Ecke Akazienweg

R 35 74 698 H 56 75 196

N 51°12'24,54" E 10°4'4,07"

Markierungen:

Anforderungen oder **Wegcharakter:** Einfacher Weg.

Länge / Höhenunterschied: 6,9 km / 277 m

Einkehr: -

Varianten: Abkürzung über (7) und (8) zurück ins Berntal.

Weitere Infos / Kontakt: Tourist-Information

Eschwege - Meinhard - Wanfried

Hospitalplatz 16

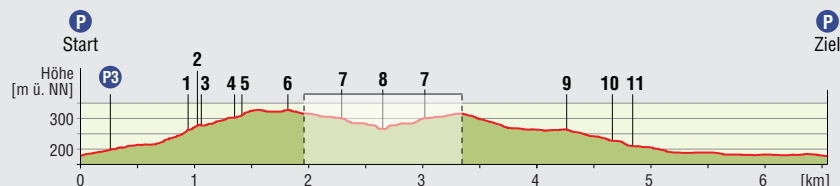
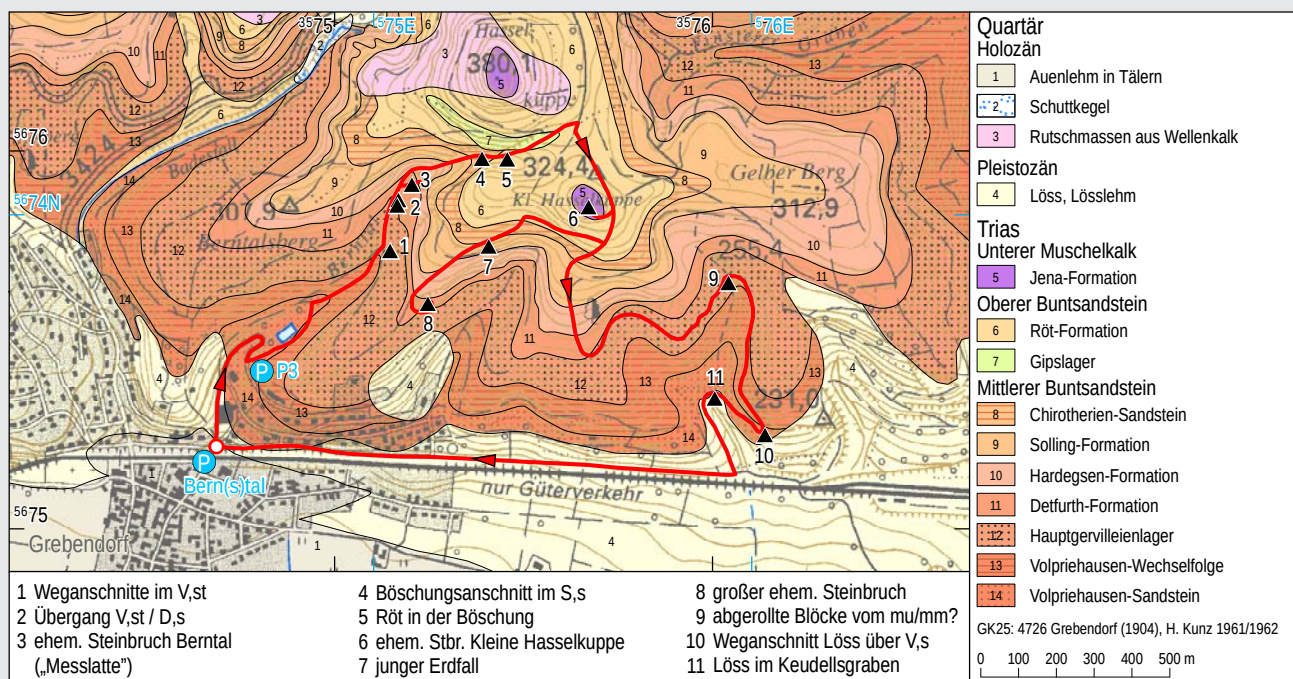
37269 Eschwege

E-Mail: tourist-info@werratal-tourismus.de

Internet: www.werratal-tourismus.de

Tel.: 05651 - 331985

Fax: 05651 - 50291



Beschreibung

Die Grebendorfer Berge werden von Gesteinen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins aufgebaut. Lediglich die beiden Hasselkuppen stellen isolierte Erosionsrelikte des ehemals flächenhaft zur Ablagerung gelangten Unteren Muschelkalks dar. Da sich zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins jedoch die Eichsfeld-Schwelle hob (s. Einleitung Kap. 9), an deren Flanke der Grebendorfer Ablagerungsraum lag, sind diese Sedimente in ihrer Mächtigkeit hier teilweise deutlich reduziert, die Hardeggen-Formation (Fm.) fehlt lokal fast komplett (Hardeggen-Diskordanz) und ist z.B. im Steinbruch **3** (vgl. geol. Karte) nur durch einen Bodenbildungshorizont vertreten.

Auf dieser Wanderung (HACKER 2012) lässt sich im Bern(tal ein Profil des Buntsandsteins erkunden, das auf Höhe des Parkplatzes P3 der Europa-Akademie nahe der Basis der Volpriehausen-Fm. beginnt und sich entlang des Tälchens, welches sich nördlich von Grebendorf nach NE erstreckt, etwa 2 km bis zu den Ton-/Siltsteinen des Röts auf der Hochfläche verfolgen lässt. Leider ist die Abfolge an den Hängen des schmalen Bern(tal zum großen Teil überwachsen oder verfallen und nur in der vegetationsfreien Zeit – und auch das oft nur mit Hilfe von Schürfen abseits des Forstweges – einigermaßen rekonstruierbar. Eine stratigraphisch und sedimentologisch interessante und gut aufgeschlossene Abfolge von einem Teil dieses Profils ist jedoch in zwei ehemaligen Steinbrüchen (**3**+**8**) hervorragend erhalten.

Vom Parkplatz Bern(s)tal, Ecke Akazienweg in Grebendorf, führt die Fahrstraße Richtung Europa-Akademie auf den Kochsberg. Der Volpriehausen-Sandstein an der Basis der gleichnamigen Formation bildet im Bereich der Bebauung einen Steilanstieg, der morphologisch deutlich in Erscheinung tritt, ohne jedoch aufgeschlossen zu sein. Über dem Parkplatz P3 der Europa-Akademie taucht der Weg, zuerst gemächlich und dann zunehmend steiler werdend, in die Wechselfolge der Volpriehausen-Fm. ein. Diese ist in dem ziemlich engen, steil eingekerbten Tal an mehreren Stellen gut zugänglich: Harte, dm-dicke Bänke aus rotbraunem Grob- bis Mittelsandstein überkragen die weicheren, bindemittelärmeren, leicht verwitterbaren und deshalb zur Hohlkehlenbildung neigenden Ton-/Siltstein-Schichten (bei **1**, beidseits des Weges an der Wegabzweigung). Zum Hangenden nehmen Silt- und Feinsand-Anteil zu, die nur noch gelegentlich von Grobsandlagen unterbrochen werden. Vereinzelt ist Schräg- und Flaserschichtung zu beobachten. In der Umgebung von **2** (vgl. geol. Karte) fallen (nur) dem aufmerksamen Beobachter am linken Wegrand an mehreren Stellen rotbraune, dickere,



Harte, dm-dicke Sandsteinbänke der Volpriehausen-Wechselfolge (**1**) überkragen die weicheren, bindemittelärmeren, leicht verwitterbaren und deshalb zur Hohlkehlenbildung neigenden Ton-/Siltstein-Schichten.

mürbe, leicht absandende und kantengerundete Bänke des Detfurth-Sandsteins ins Auge. Wer noch genauer hinschaut oder auch etwas gräbt, findet in dem grobsandigen Verwitterungsschutt auch vereinzelt stecknadelkopfgroße Milchquarzgerölle, typische Indikatoren eines Basis-Sandsteins im Mittleren Buntsandstein, hier also des Detfurth-Sandsteins. Die diesen Sandstein überlagernde Wechselfolge ist in dem wenige Höhenmeter oberhalb am rechten Wegrand liegenden ehem. Steinbruch (**3**, vgl. geol. Karte) hervorragend aufgeschlossen und zudem auch gut zugänglich.

Im Steinbruch im oberen Bern(tal (**3**) ist schon rein optisch der zweigeteilte Aufbau des rd. 15 m hohen Profils zu erkennen.





Über der Detfurth-Formation folgt ein graugrüner, violettstichiger Horizont (3), der eine Sedimentationsunterbrechung, verbunden mit einer Bodenbildung anzeigt; ...



... darüber folgen unmittelbar - unter Auslassung der Hardeggen-Formation - die weichen, karbonatisch gebundenen Sandsteine der Solling-Formation.



Über einer etwas dickeren Sandsteinbank in den tieferen Schichten der Detfurth-Wechselfolge (3) zeigt ein Horizont durch Kompaktion tonnenförmig verformte und mit weißem Sand verfüllte Trockenrisse („Messlatte“) an.

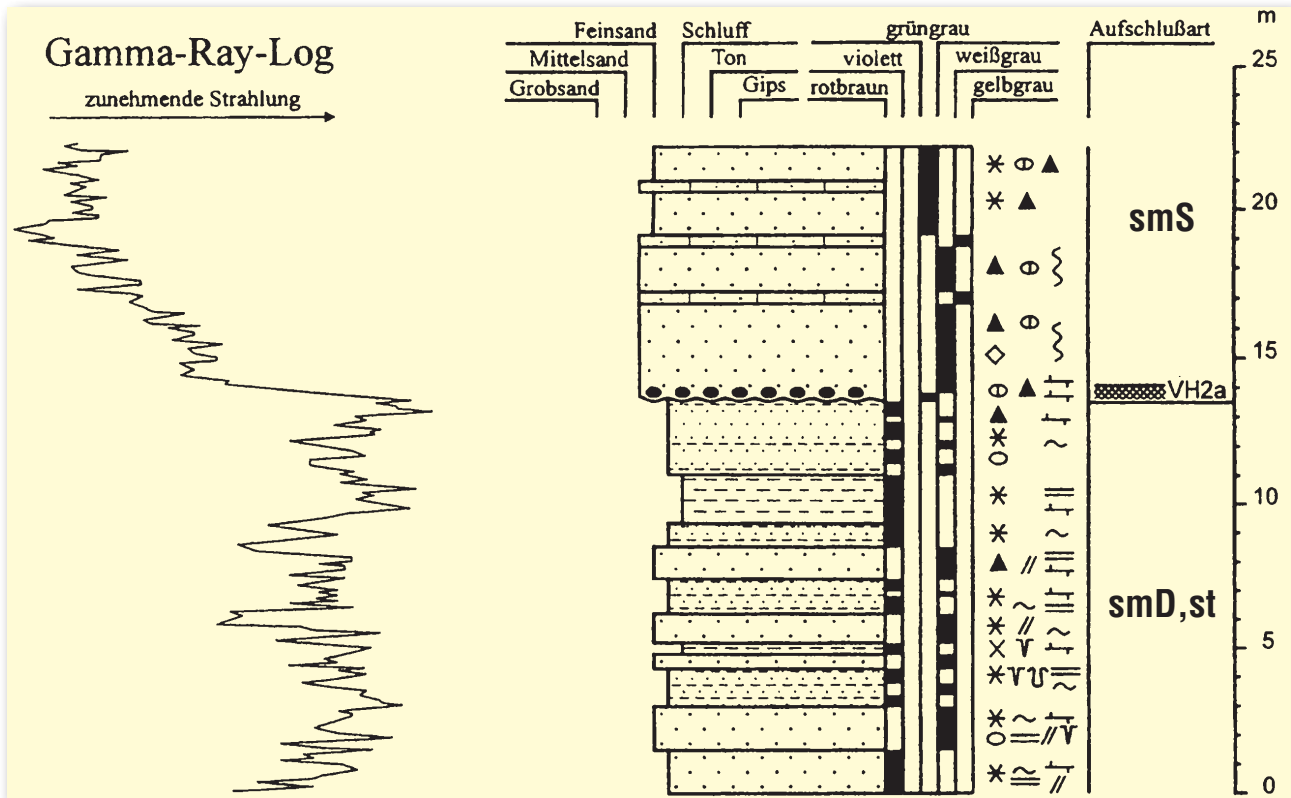


Abb. 64: Der Solling-Sandstein lagert diskordant auf der Detfurth-Wechselfolge; ein aufgearbeiteter (violetter) Bodenhorizont (VH2a, RETTIG 1996) dokumentiert die Unterbrechung der Sedimentation.

In dem ehem. Steinbruch (6) an der Kleinen Hasselkuppe ist eine Subrosions-bedingte Verkippung der Schichten des Unteren Muschelkalks erkennbar.



Deutlich erkennt man in diesem Steinbruch (3) den zweigeteilten Aufbau des rd. 15 m hohen Profils (Abb. 64). Die im unteren Teil anstehende Detfurth-Wechselfolge besteht aus lateral stark auskeilenden, in der Regel mittelbankigen, beigefarbenen Feinsandsteinen, die undeutlich schräg und horizontal geschichtet sind. Sie wechsellagern mit geringmächtigen roten und graugrünen, tonig-siltigen Feinsandsteinen. Eine auffällige Bank zeigt durch Kompaktion tonnenförmig verformte und mit weißem Sand verfüllte Trockenrisse¹. Die regelmäßige Anordnung dieser Trockenrissfüllungen in einer horizontalen Lage gab diesem ehemaligen Abbau den informellen Namen „Messlatte“ (HEUBECK 2009). Zum Hangenden hin nimmt der Sandanteil ab, die Bänke werden geringmächtiger, und der Tonanteil nimmt zu. Am Top der Detfurth-Wechselfolge sind rote Ton-/Silt- und Sandsteine teilweise entfärbt und sondern knollig ab. Die darüber folgenden hellen Sandsteine im oberen Teil des ehem. Steinbruchs bestehen aus quarzreichen Sandsteinen der Solling-Fm. Am Kontakt fehlt wegen der damaligen Hochlage der Eichsfeld-Schwelle die westlich der Werra mehrere 10er Meter mächtige

Hardeggen-Fm., die hier nur durch Reste eines Bodenhorizonts, eines sog. Paläosols, repräsentiert wird. Es handelt sich um einen schlecht aufgeschlossenen und zum Teil vom nachbrechenden Hangenden überdeckten graugrünen, violettstichigen Horizont mit karbonatischen Fe-Mn-Konkretionen von einigen Dezimeter Mächtigkeit (JAKOBSHAGEN et al. 1977). Hier wurde also die Sedimentation zeitweilig unterbrochen, möglicherweise auch Sedimente oder verfestigte Gesteine wieder abgetragen, eine Erscheinung, die als Schichtausfall oder Erosionsdiskordanz bezeichnet wird und eine Unstetigkeitsfläche erzeugt (hier als „H-Diskordanz“ beschrieben [HEUBECK 2009]). Paläogeographische Rekonstruktionen der unterlagernden Schichten zeigen, dass der Bereich Eschwege nicht nur zur Hardeggen-Zeit, sondern über große Zeiträume des Mittleren Buntsandsteins hinweg ein Erosionsgebiet bildete, in dem die Absenkung generell reduziert war. Deswegen erreicht auch die gesamte Detfurth-Fm. im Profil Berntal, im Gegensatz zu Bereichen Nordhessens oder Niedersachsens, statt mehr als 100 m nur etwa 20 m Mächtigkeit.

¹ Eine Bildung als „aktive“ klastische Dykes (dikes) kommt – wenn überhaupt – eher selten vor.



Ein junger Erdfall (7) in den Schichten der Solling-Formation liegt mitten auf dem Weg.

Die Solling-Fm. des Mittleren Buntsandsteins überlagert diskordant den bereits erwähnten Bodenhorizont und ist in mehreren Metern Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie besteht aus einem schwach bis mäßig karbonatisch gebundenem, mürbem und leicht absandendem, schwach verfestigtem, quarzreichem, beigem bis grauem Mittel- bis Grobsandstein. Er enthält zudem zahlreiche graugrüne Tongerölle und unregelmäßig angeordnete Kalklagen. Letztere sind wahrscheinlich ebenfalls Anzeichen von beginnender Bodenbildung unter einem Regime, welches Grundwasseraufstieg und -verdunstung förderte. Schwarze Fe-Mn-Oxide lassen die Schichtung des Gesteins hervortreten.

Entlang des weiteren Weges treten in der (rechten) Böschung des sich jetzt verbreiternden Tals vereinzelt noch die Sande und Sandsteine der Solling-Fm. zutage (Umkreis von **4**). Noch etwas weiter bergan (etwa bei **5**) beschreibt PAUL (2002) in den hier anstehenden violettroten, grusig-splitttrigen Röt-Tonsteinen (Oberer Buntsandstein) einzelne Gipsblättchen. Die durch die Verwitterung zerfallenden Tonsteine und ihre tonigen Böden bauen die Ebene zwischen Großer und Kleiner Hasselkuppe auf.

Von hier – dem höchsten Punkt der Wanderung – wieder abwärts durch den Wald, wird über einen kurzen Zufahrtsweg der ehem. Steinbruch an der Kleinen Has-



Eine mehr als 20 m hohe Wand in einem ehem. Steinbruch (**8**) erschließt fast die komplette Detfurth-Wechselfolge.



Meter-große Blöcke eines schmutzig weißen bis grauen, körnigen Karbonatgesteins (9) mit teils massiger, teils löchriger Struktur im oberen Keudellsgraben lässt sich stratigraphisch nicht sicher einordnen (s. Text).

selkuppe (6) erreicht. Anders als das etwa horizontal liegende Muschelkalkvorkommen an der Großen Hasselkuppe, das noch als ein evtl. auf dem Röt-Untergrund abgeglittener Zeugenberg des zurückweichenden Gobert-Plateaus interpretiert werden kann, sind bei der Kleinen Hasselkuppe deutliche Hinweise auf eine Verkipfung der Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks erkennbar: Ihr Einfallen von 20–30° in südliche bis südwestliche Richtung und ihre Lagerung im Niveau der (regional) söhlig liegenden Gesteine des Oberen Buntsandsteins können als Folge einer Subrosion im Röt-Salinar interpretiert werden. Die marinen Sedimente des Muschelkalks, die noch bis in das jüngere Mesozoikum die Gesteine des Buntsandsteins flächenhaft überdeckten, brachen hier zusammen mit ihrer Buntsandstein-Unterlage ein und blieben dadurch von der flächenhaften Abtragung des Muschelkalks verschont. Das anstehende Gestein in dem verwachsenen Steinbruch zeigt den für diese Formation typischen Aufbau: Harte, kalkreiche, bankige Schichten, die sog. Werksteinbänke, wechellagern mit plattigen, kleinstückig zerfallenden Mergelsteinen.

Etwas südlich der Kleinen Hasselkuppe führt ein unmarkierter und etwas verwachsener Waldweg zu zwei weiteren sehenswerten Aufschlüssen. Bei (7) liegt direkt auf dem Wanderweg ein junger Erdfall in den Schichten des Solling-Sandsteins, bei (8) erschließt ein ehem. Steinbruch links unterhalb des Weges fast die komplette blasserötliche Detfurth-Wechselfolge in ähnlicher Ausbildung wie bei (3), auch die sog. Messlatte ist hier, zwar weniger deutlich ausgeprägt, wieder zu erkennen. Wahrscheinlich sind die derzeit (August 2015) nur noch teilweise aufgeschlossenen mächtigeren Bänke an der Basis dieses Steinbruchs dem Detfurth-Sand-

stein zuzuordnen. Von hier aus ist es nicht mehr weit in das Berntal und nach Grebendorf, so dass sich (alternativ) die Fortsetzung dieses Weges als Abkürzung der Wanderung anbietet.

Wieder zurück auf dem Hauptweg, werden nach einer etwas längeren Wegstrecke auf einem Rücken neben einem Talanschnitt (9) mit temporär wasserführendem Rinnsal (oberer Keudellsgraben) metergroße Blöcke eines schmutzig weißen bis grauen, körnigen Gesteins mit teils massiger, teils löchriger Struktur angetroffen. Nach HACKER (2012) soll es sich um abgerollte Blöcke eines Süßwasserkalk-(Kalktuff-)Vorkommens handeln. Nach der Gesteinsfazies wäre allerdings auch denkbar, dass es sich hierbei um abgerutschte Blöcke aus Muschelkalk handelt, der zumindest bis ins Alttertiär in weiten Teilen des Werra-Meißner-Kreises noch flächenhaft anstand, seither der Erosion aber fast vollständig zum Opfer fiel.

Bei (10) ist in einer stark verwaschenen Wegböschung die Volpriehausen-Wechselfolge mit einer rd. 0,4 m mächtigen Löss-Überdeckung angeschnitten. In größerer Mächtigkeit ist dieser Löss im unteren Keudellsgraben aufgeschlossen (11). Kurz danach wird das Werratal erreicht und mit schönem Blick auf die Leuchtberge, die Blaue Kuppe und den Meißner geht es über die von Hangschutt und Fließerde überdeckten Schichten des Unteren Buntsandsteins zurück zum Ausgangspunkt.

Literatur

- ANGERHÖFER, H. (2012): Geologische Verhältnisse um und in Grebendorf. – In: 750 Jahre Grebendorf 1262–2012 (Hrsg. Arbeitskreis Geschichte Grebendorf): 13–20; Meinhard-Grebendorf.
- HACKER, W. (2012): 750 Jahre Grebendorf – 240 Millionen Jahre Erdgeschichte in den Grebendorfer Bergen. – In: 750 Jahre Grebendorf 1262–2012 (Hrsg. Arbeitskreis Geschichte Grebendorf): 21–43; Meinhard-Grebendorf.
- HEUBECK, Ch. (2009): Die Buntsandstein-Landoberfläche (Hardeggen-Diskordanz) im Berntal. – 2 S.; Berlin (unveröff.).
- KUNZ, H. (1962): Geologische Untersuchungen auf Blatt 4726 Grebendorf, Nordhessen. – Dipl.-Arb. Goethe-Univ. Frankfurt: 191 S.; Frankfurt a.M. (unveröff.).

PAUL, J. (2002): Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen hessischen Senke. – Geol. Jb. Hessen, **129**: 55–78; Wiesbaden (HLUG).

RETTIG, B. (1996): Die Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) im Grenzgebiet Niedersachsen – Thüringen – Hessen. – Mitt. Geol. Inst. Universität Hannover, **35**: 107 S., 41 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.

TAUTE, T. (1992): Die Hydrogeologischen Verhältnisse auf der Gemarkung Meinhard (Nordhessen). – Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin: 100 S.; Berlin (unveröff.).

WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner geowiss. Abh., Reihe A, **54**: 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf., 1 Falt-Taf.; Berlin (Freie Universität).

Trockenrisse

Trockenrisse können durch Verdunstung des gebundenen Wasseranteils in schlammigen Sedimenten (Tonanteil des Sediments >20 %) entstehen. Der Wasserverlust bedingt eine Volumenreduzierung dieser tonig-siltigen Sedimente, und es kommt zu Spannungen in der abtrocknenden Oberfläche. Es entsteht ein polygonales Netz mit Rissen von meist V-förmigem Querschnitt. Durch die weitere Volumenreduktion beginnen sich die obersten Lagen konvex nach oben zu wölben und an den Rändern einzurollen, dabei können sie sich auch vom Untergrund ablösen. Die Risse pflanzen sich bei fortschreitender Austrocknung von der Oberfläche in die Tiefe fort.

Wurden die Trockenrisse unmittelbar durch sandige Sedimente überdeckt, führte dies zur Konservierung der Risse. Sofern diese Schichten dann später wieder an diesen Grenzen gespalten werden, ergeben sich im Handstück eindeutige Hinweise auf die Ober- oder Unterseite einer Schichtenfolge. Wird eine Schichtfläche mit Trockenrissen z.B. in einer Steinbruchwand angeschnitten, sind die durch Kompaktion tonnenförmig verformten und mit Sand verfüllten Trockenrisse im vertikalen Anschnitt zu sehen (z.B. ehem. Steinbrüche im Bertal [Kap. 9.1.10] und bei Lindewerra [9.1.11]).

Durch ein neues Regenereignis oder Überflutung des Sedimentationsraumes können die Tonscherben aber auch im Wasser wieder rasch zerfallen oder als Tonchips oder -klasten in Schrägschichtungsblättern eingeregelt werden. Dadurch zeichnen sie dann die Lee-Blätter von Schrägschichtungskörpern nach und zeugen von der synsedimentären Aufarbeitung dieser dünnen Ton-/Siltlagen bereits kurz nach deren Ablagerung (z.B. Freilichtbühne Witzhausen, Kap. 9.1.13)



Im vertikalen Anschnitt, z.B. in einer Steinbruchwand, sind die mit Sand verfüllten und durch Kompaktion tonnenförmig verformten Trockenrisse besonders auffällig.



In tonig-siltigen Sedimenten kommt es in der abtrocknenden Oberfläche zu Spannungen, wodurch ein polygonales Netz mit Rissen von meist V-förmigem Querschnitt entsteht.



Durch die weitere Volumenreduktion beginnen sich die obersten Lagen vom Untergrund abzulösen ...



... und an den Rändern einzurollen; ...



... bei fortschreitender Austrocknung wölben sie sich konvex nach oben.



Unmittelbar durch sandige Sedimente überdeckte Trockenrisse wurden konserviert und geben auf Spaltplatten noch wertvolle Hinweise auf die Ober- oder Unterseite einer Schichtenfolge.

9.1.11

Von Lindewerra auf die Teufelskanzel und zu Aufschlüssen am Werra-Ufer Lk. Eichsfeld (TH) und Werra-Meißner-Kreis

**Ausgangspunkt:**

Lindewerra, Parkplatz Friedhof
R 35 65 976 H 56 86 568
N 51°18'36,33" E 9°56'42,38"

Parkplatz Werra-Ufer

R 35 66 000 H 56 86 900
N 51°18'47,06" E 9°56'43,84"

Markierungen:

X5 / X7 und Mainzer Rad

Anforderungen oder Wegcharakter:

Anstrengend, einfacher Weg mit teilweise steilen Passagen.

Länge / Höhenunterschied:

11,1 km / 571 m

Einkehr:

Lindewerra

Varianten:

-

Weitere Infos / Kontakt:

Naturpark Eichsfeld-Hainich-Werratal
Dorfstraße 40

E-Mail: poststelle.ehw@nnl.thueringen.de

37318 Fürstenhagen

Internet: www.naturpark-ehw.de

Tel.: 036083 - 466-3

Fax: 036083 - 466-41



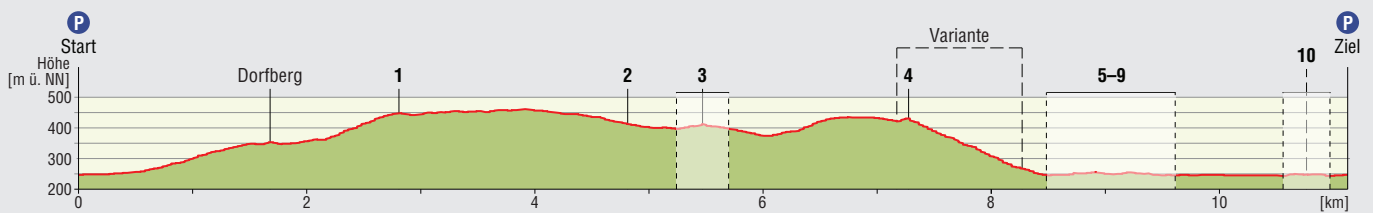
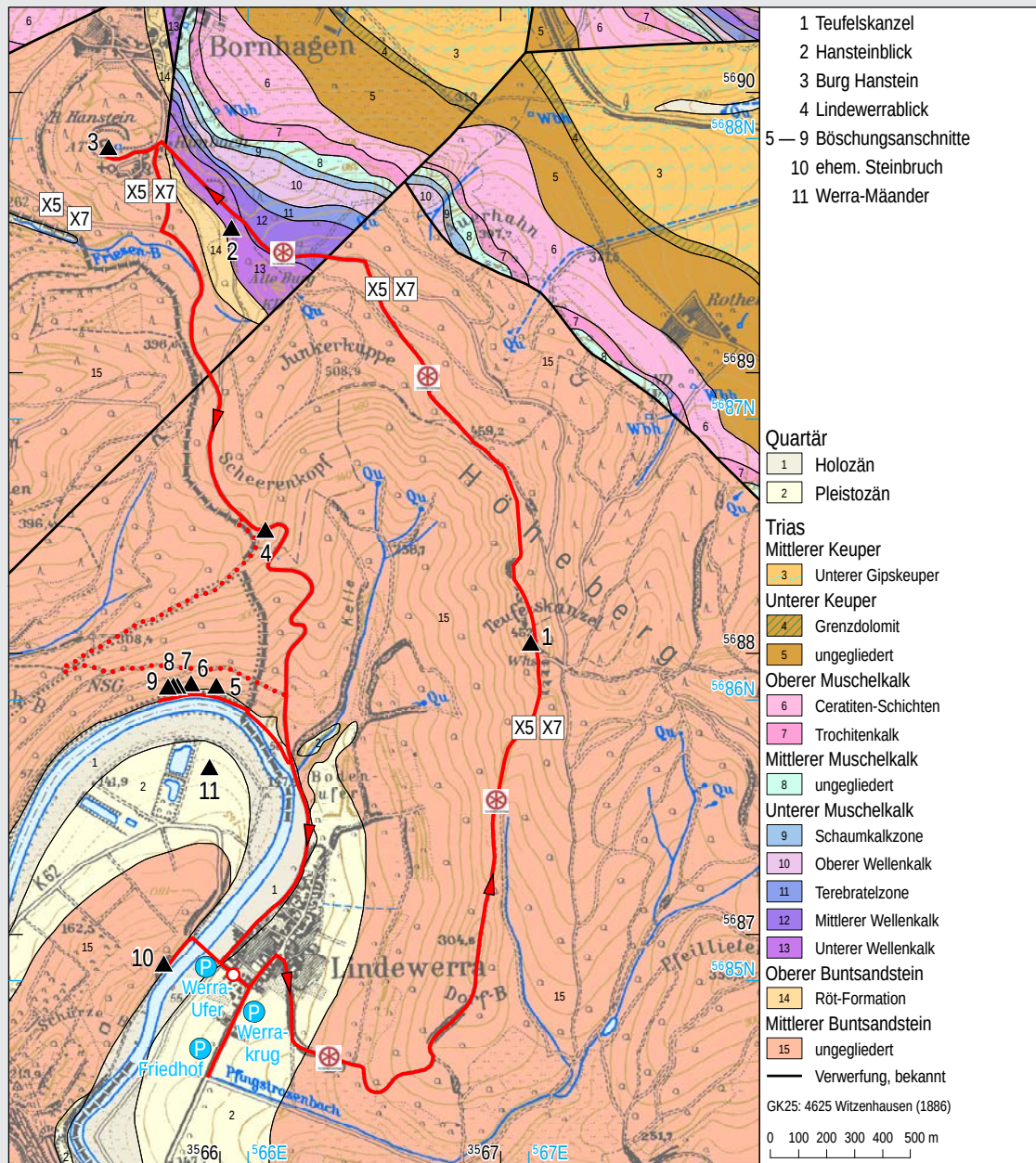
Beschreibung

Bei Bad Sooden-Allendorf-Oberrieden umfließt die Werra in einer großen, gleichmäßig langgezogenen, lehrbuchhaften, hufeisenförmigen Linksschleife einen von SW hereinragenden Umlaufberg. Auf dem vorge-lagerten Gleithang, über welchen die Ortsverbindungs-straße nach Lindewerra verläuft, befinden sich wegen den früher häufigeren Überflutungen schwere Auen-lehmböden, die zur Staunäsebildung neigen (HEUBECK 2009a).

Diese Mäanderschleife der Werra lässt sich von der Teufelskanzel, ein als Aussichtspunkt erschlossener Fel-sen etwa 300 m über dem Werratal, am besten über-blicken. Eine Wanderung ab dem thüringischen Linde-werra ist zwar recht kurz, aber trotzdem nur trainierten Wanderern zu empfehlen, denn die Wege sind steil und am Anstieg naturbelassen. Bequemer gelangt man von Bornhagen-Rimbach über den Herkulesweg/Werra-Burgen-Steig (Markierung X5/X7) zu diesem schönen Aussichtspunkt. Von Rimbach aus empfiehlt sich vor-her noch eine Besichtigung der Burg Hanstein (3): Vom

Die Werra-Mäander-Schleife (11) bei Lindewerra/Oberrieden (Foto Juli 2011) ist von der Teufelskanzel heute leider nicht mehr komplett zu sehen.







Unterschiedlich große Einzelfelsen bilden als Härtlinge die rd. 25 m hohe, fast senkrecht abfallende Hangkante des Höhenbergs über dem Werratal.

Nordturm, einem bekannten Aussichtspunkt in der Region, bietet sich ein schöner Blick auf den Hohen Meißner, den Kaufunger Wald sowie das Leinebergland und das Eichsfeld. Weniger auffällig, aber trotzdem nicht minder spektakulär, ist der von hier aus schöne Blick auf die Werleshäuser Pforte, den im Pleistozän erfolgten Durchbruch der Werra durch einen Riegel aus Gesteinen des höheren Mittleren Buntsandsteins.

Von Lindewerra aus wird über den Theodor-Storm-Weg (auch als Eichsfeld-Wanderweg mit dem Mainzer Rad markiert) in einer guten halben Stunde auf einem zunehmend steiler werdenden Wanderweg – zuerst über Wiesen, dann durch Wald – ohne nennenswerte Aufschlüsse die Teufelskanzel (**1**) erreicht. Der markante Felsen und die ihn umgebenden unterschiedlich großen Einzelfelsen bilden als Härtlinge die rd. 25 m hohe, fast senkrecht abfallende Hangkante des Höhenbergs zum Werratal. Sie bestehen aus flach nach SE einfallenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins (wahrscheinlich Solling-Sandstein), rotbraunem bis graubraunem Mittelsandstein mit sigmoidaler (s-förmiger) Schrägschichtung. Lagen- und bankweise heraus gewittertes toniges und/oder karbonatisches Bindemittel lässt die überwiegend quarzitisch gebundenen Lagen teilwei-

Der Hauptfelsen auf der Teufelskanzel (**1**) ist an einer offenen Kluft von der Plateaukante getrennt und evtl. auch etwas disloziert (verschoben) und (talwärts) gekippt.





Der als Aussichtspunkt erschlossene Felsen (1) eröffnet einen phantastischen Blick auf die Werra- Mäander-Schleife.

Vom Aussichtspunkt (2) am großen Parkplatz bei Bornhagen-Rimbach ist bereits das nächste Zwischenziel, die Burg Hanstein, zu sehen.



se rippenartig hervortreten. Gelöstes und ausgefälltes karbonatisches und silikatisches Bindemittel hinterließ bereichsweise wabenartige Strukturen (→Wabenverwitterung). Der Hauptfelsen ist an einer offenen Kluft von der Plateaukante getrennt und evtl. auch etwas disloziert (verschoben) und (talwärts) gekippt.

Auf dem weiteren Weg wird über den Aussichtspunkt Hansteinblick (**2**) bei einem großen Parkplatz (hier befindet sich eine Infotafel, die die geologische Situation am Eichenberger Grabenknoten erläutert) die Burg Hanstein (**3**) oberhalb von Rimbach erreicht. Sie steht auf einem Felsen aus quarzitisch gebundenem Solling-Sandstein mit deutlich erkennbaren Schrägschichtungsblättern, dem Gestein, das auch für den Bau der Burg Verwendung fand. Der Ausblick vom Nordturm der Burg ist herausragend (s.o.). Allerdings kann seine Besteigung nur sportlichen und gelenkigen Menschen empfohlen werden: Der Turm muss über eine schlecht zugängliche Leiter erklommen werden, der Gang im Turm wird immer schmaler und ist im oberen Bereich nur noch ein enger Durchschlupf, weshalb man auch nicht klaustrophobisch veranlagt sein sollte. Einzigartig ist der Blick von hier oben auf die Werleshäuser Pforte

mit der Burg Ludwigstein (mit der Sonnenkanzel) auf der linken und der Hasenkanzel (vgl. Tab. 9, Nr. 10) auf der rechten Talschulter.

Von der Burg etwa 150 m auf gleichem Weg zurück bis zum Abzweig der bekannten X5/X7-Markierung; dann nach weiteren rd. 300 m – an einem kleinen Teich – unmarkiert weiter auf dem ehemaligen Kolonnenweg bis zum Lindewerrablick (**4**). An diesem Rast- und Aussichtspunkt lässt sich nochmals ein schöner Fernblick, hier über Lindewerra, genießen, bevor man sich für eine Abstiegsvariante entscheiden muss. Der direkte Abstieg über den Kolonnenweg nach Lindewerra ist **sehr** steil und deshalb etwas beschwerlicher, in der Vegetationszeit kann er abschnittsweise auch stärker verwachsen sein, der gemütlichere Weg (in der Karte als gepunktete Variante eingetragen) ist nur wenig länger. Beide Wege treffen sich etwas oberhalb des Werratal-Radwegs und führen auf ihm zurück nach Lindewerra.

Geologisch Interessierten kann noch ein kurzer Spaziergang auf dem Radweg in Richtung Werleshausen empfohlen werden. Hier, am steilen Prallhang der Werra-Mäanderschleife steht über eine Länge von etwa 300 m

Vom Aussichtsturm der Burg Hanstein (**3**) ist die Werleshäuser Pforte, der Durchbruch der Werra durch eine Horstscholle aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins im ansonsten mit jüngeren Sedimenten der Trias gefüllten Leinetal-Graben, besonders gut zu sehen.





Am Abstieg bietet sich nochmals ein schöner Blick (4) über Lindewerra.

in mehreren Hanganschnitten (5–9) eine bis zu 30 m mächtige Abfolge aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteins an. Aufgrund der größeren Turbulenz und der Erosionskraft des fließenden Wassers hat die Werra hier die Felswände unterschritten und die Uferböschung steil gehalten. Nachbrechendes Gestein sorgte für relativ gute Aufschlussverhältnisse. Die hier anstehenden Gesteine des Unteren Buntsandsteins sind deswegen instruktiv, weil sie sich von den im Werra-Meißner-Kreis weit verbreiteten Schichten des Mittleren Buntsandsteins in subtiler Weise unterscheiden (HEUBECK 2009a): Sie sind tonreicher, generell glimmerreich und weisen andere sedimentäre Strukturen auf. Die Sandsteine sind meist dünnplattig, teilweise mit Rippelmarken. Verbreitet treten auch durch Glimmerlagen definierte Kletterrippeln auf. Letztere zeigen an, dass viel feinkörniges Sediment schnell aus der Wassersäule ausfiel, die Strömungsgeschwindigkeit sich rapide verringerte und die Rippeln übereinander wuchsen (HEUBECK 2009a). Zwischengelagerte Tonsteinlagen sind verbreitet von Trockenrissen durchzogen.

Nach HEUBECK (2009a) lässt sich aus der Schichtenfolge eine Landschaft für den Unteren Buntsandstein rekonstruieren, die durch flache Seen, verlandende Ufer, Sümpfe, Deltas und Überflutungsebenen geprägt war.

Das weitgehende Fehlen von Böden und Vegetationsresten spricht für ein semiarides, wahrscheinlich auch recht heißes Klima. Dagegen treten Hinweise auf star-



Am Prallhang der Werra-Mäanderschleife steht über eine Länge von etwa 300 m in mehreren Hanganschnitten (5–9) eine bis zu 30 m mächtige Abfolge aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteins an.



Die Wände des mittleren Steinbruchs (10) auf der Ostseite des Umlaufberges erschließen an ihrer Basis den Detfurth-Sandstein, der in eine Tonstein/Sandstein-Wechselfolge (Detfurth-Wechselfolge) übergeht.

Die eckige Form der Tonklasten spricht für einen kurzen Transportweg der Sedimente.



ke, nordwärts gerichtete, mit Flüssen assoziierte Strömungen, wie sie in den Schichten des überlagernden Mittleren Buntsandsteins abzulesen sind, eher zurück.

Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, hier der Detfurth-Formation, lassen sich kurz vor Erreichen des Parkplatzes noch in drei ehem. Steinbrüchen etwas oberhalb des Rad- und Feldweges am nordwestlichen Werra-Ufer gegenüber Lindewerra studieren. Der nördlichste der drei Brüche liegt direkt in der westlichen Verlängerung der Brücke, zwei weitere schließen sich weiter südwestlich an (diese sind vom Rad- und Feldweg aus aber kaum noch zu sehen) der südwestlichste – nur wenige Meter neben dem mittleren, dem „aufschlussreichsten“ Steinbruch gelegen – war 2015 nicht zugänglich.

Die Wände des mittleren Steinbruchs (10) erschließen an ihrer Basis den Detfurth-Sandstein, der in eine Tonstein/Sandstein-Wechselfolge (Detfurth-Wechselfolge) übergeht. Letztere beinhaltet eine außergewöhnliche Vielfalt von sedimentären Strukturen, die in ihrer Gesamtheit eine recht detaillierte Rekonstruktion des Ablagerungsraumes erlauben¹.

Am auffallendsten sind bis zu 1,2 m mächtige, hellrote, gleichmäßig feinkörnige, mittel- bis dickbankige, erosiv leicht miteinander verschnittene Sandsteinbänke des Detfurth-Sandsteins an der Basis der Wand, die hier als Werksteine abgebaut wurden. Sie zeigen große, meist tabulare (planare) Schrägschichtung, die aber oft nur durch zahlreiche eingeregelter dunkelrote Tonklasten, meist nahe am Fuß eines Schrägschichtungsblattes, sichtbar ist. Wo diese fehlen, erscheint der Sandstein massiv. Die Strömungsindikatoren sind einheitlich nach Norden gerichtet. Die Sandsteinbänke wechseln mit dünnbankigen roten Tonsteinen. Diese zeigen in mehreren Bänken eine Reihe schöner sedimentärer Strukturen wie Trockenrisse, Belastungsmarken, Synaeresisse (Schrumpfungsrisse), erosive Abrisskanten und horizontale Lamination. Ein vorkragender, ca. 15 cm mächtiger, schlecht gebankter, matrixreicher Grobsandstein dient als lokaler Leithorizont und lässt sich mit den benachbarten Steinbrüchen korrelieren. Diese Bank stellt das Ereignis der höchsten Ablagerungsenergie in der aufgeschlossenen Sektion dar, wahrscheinlich einen niedrigviskosen (dünnflüssigen) Schlammstrom.

Trotz der gleichmäßig feinen Körnung der Sandsteine, der guten Rundung ihrer Körner und dem hohen Quarzanteil fehlen Hinweise auf Windtransport fast

vollständig. Dagegen sind Anzeichen für den kurzzeitigen Wassertransport von Sediment durch periodische Tonablagerung in stehenden Wasserkörpern, deren Austrocknung, Trockenrissbildung und nachfolgende Inkorporation der eckigen, oft an beiden Enden kahnförmig aufgewölbten Tonklasten und ihr Transport durch hochenergetische Überflutungsereignisse verbreitet. Die eigentlich gegenüber Abrieb recht empfindlichen Tonklasten müssen dabei gelegentlich in großer Zahl die strömungszugewandte Seite der Großrippel und Sanddünen hinaufgeschoben worden sein, um auf der Leeseite hinab zu gleiten und sich, zum Teil dachziegelartig, aneinander anzulagern. Fließendes Wasser war also wohl nur gelegentlich nach Starkregen-Ereignissen vorhanden und, wie Kletterrippeln zeigen, versickerte wohl schnell und innerhalb weniger hundert Meter, dabei das mitgeführte Sediment zur raschen Ablagerung zwingend. Die Synaeresisse, die sich unter Wasser durch Abgabe von Kapillarwasser an eine überlagernde, salzigere Flüssigkeit bildeten, zeigen an, dass diese Pfützen allmählich, nicht plötzlich, austrockneten.

Insgesamt ergibt sich nach HEUBECK (2009b) für die Gemeindesteinbrüche Lindewerra das Bild eines fluvialen „Interdünen“-Ablagerungsraums, in welchem periodisch fließende Gewässer äolisch transportierte Sande aufarbeiteten. Wahrscheinlich war äolischer und aquatischer Transport eng benachbart, und möglicherweise wurden einige durch Wasser bewegte Sandkörper in den Trockenzeiten wiederholt durch Wind überformt oder weiterbewegt. Anzeichen von größeren Erosionsereignissen, Sedimentationsstillstand oder Bodenbildungen fehlen.

Literatur

- HEUBECK, Ch. (2009a): Der Prallhang der Werra bei Lindewerra. – 2 S.; Berlin (unveröff.).
- HEUBECK, Ch. (2009b): Wasser in der Wüste: Der ehemalige Gemeindesteinbruch Lindewerra. – 2 S.; Berlin (unveröff.).
- MOESTA, FR. (1886): Geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. [4625] Witzzenhausen; Berlin. – [Faksim. Nachdruck; Wiesbaden 1997, HLFb] [Stratigraphie überholt].
- BEYSCHLAG, FR. & MOESTA, FR. (1886): Erl. geol. Spezialkt. Preussen und Thüring. Staaten 1: 25 000, Bl. [4625] Witzzenhausen, Lfg. XXIII: 37 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck; Wiesbaden 1997, HLFb] [Stratigraphie überholt].

¹ Nachfolgender sedimentologischer Beschreibung liegt ein Bericht von HEUBECK (2009b) zugrunde.

9.1.12 Premiumweg P20 Ulfener Karst, Sontra-Ulfen Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Wanderparkplatz Ulfen, Rendaer Str.

R 35 71 672 H 56 56 718
N 51°2'28,09" E 10°1'15,02"

Markierungen:

P20

Anforderungen oder Wegcharakter: Mittelschwerer Rundweg, teilweise stärkere Steigungen.

Länge / Höhenunterschied: 10,9 km / 377 m

Einkehr: Ulfen

Varianten: Die Tour lässt sich mit dem Premiumweg 13 Boyneburg zu einer Tagestour erweitern.

Weitere Infos / Kontakt:

Geo-Naturpark Frau-Holle-Land
Niederhoner Str. 54

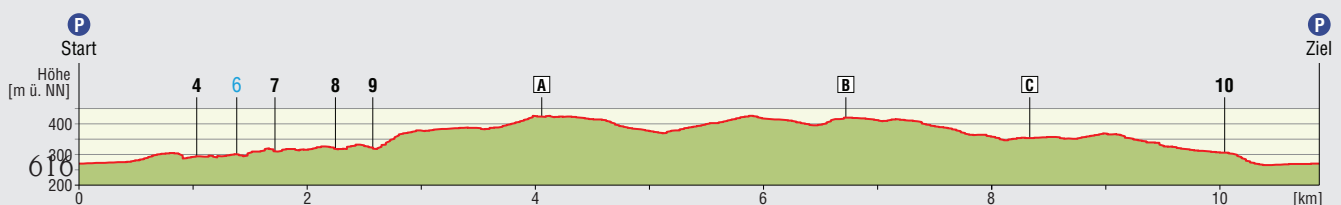
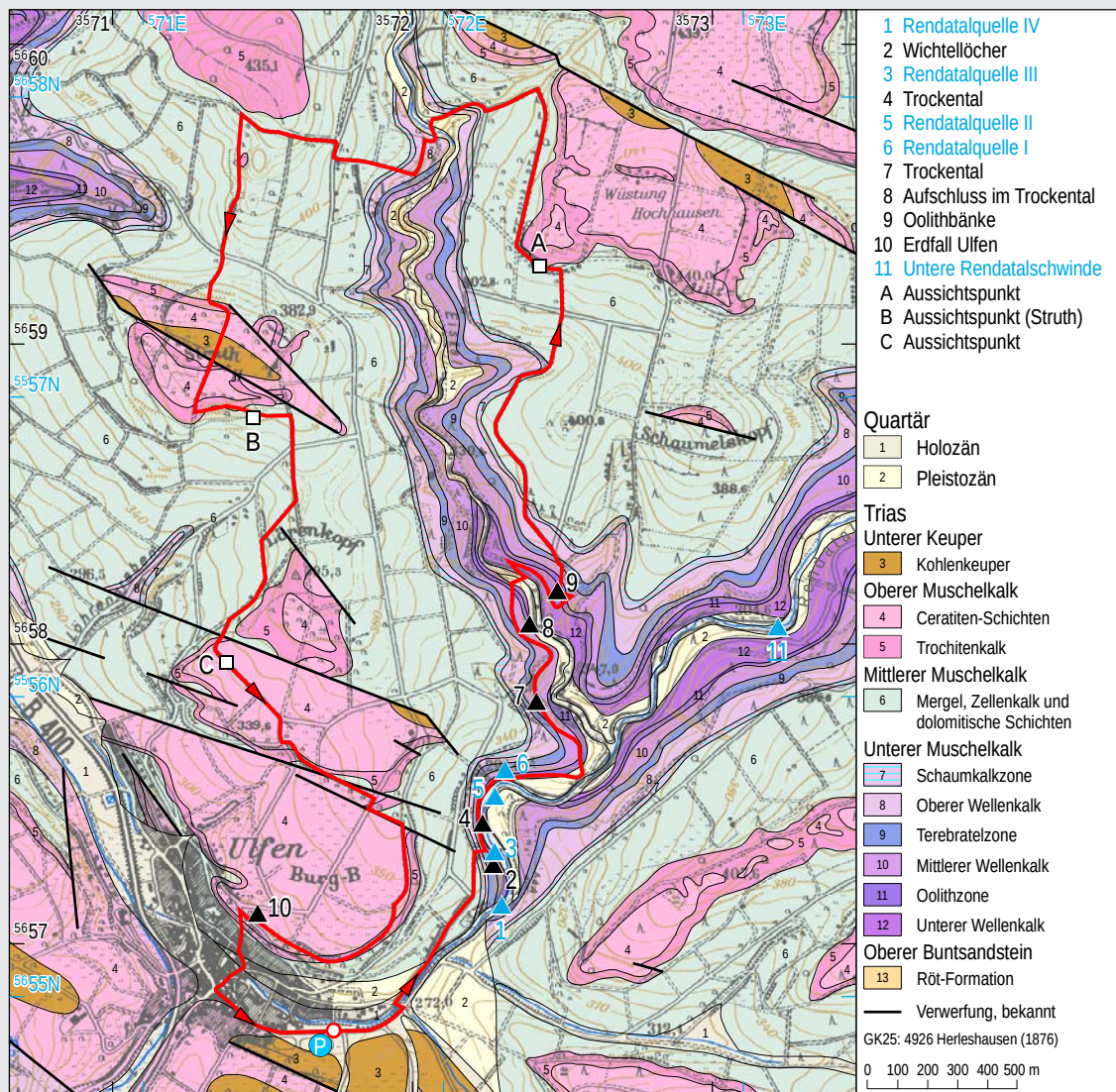
E-Mail: info@naturparkfrauholle.land

Internet: www.naturparkfrauholle.land

37269 Eschwege

Tel.: 05651 - 992330

Fax: 05651 - 992339



Beschreibung

Der Ringgau ist eine eingemuldete Muschelkalkscholle mit nordwestlich–südöstlich orientierter Längsachse. Er greift von Südosten in den Mittleren Buntsandstein der Osthessischen Buntsandstein-Scholle ein und bildet an seinem Nord- und Westrand eine von Bergstürzen flankierte Muschelkalk-Hochfläche. Im Süden durch den Sontraer Graben begrenzt und tektonisch abgesenkt, bricht er hier in einer Schichtstufe zum Unteren Buntsandstein ab. Nach Osten setzt sich die Tiefscholle des Ringgaus im Thüringer Becken fort. Die ebenfalls NW–SE-streichende Grabenzone von Netra(–Creuzburg) gliedert den Ringgau in einen (kleineren) nördlichen, überwiegend aus Unterem Muschelkalk aufgebauten und weitgehend bewaldeten, und einen (größeren) südlichen Teil mit meist bewirtschafteten Hochflächen vom Unteren bis zum Oberen Muschelkalk.

Sontra-Ulfen liegt im südwestlichen Ringgau und weist mit dem Rendatal eine für Osthessen einmalige Muschelkalk-Karstlandschaft auf. Diese entwickelte sich unter humiden bis semi-ariden Bedingungen ab dem Pleistozän aus den harten, durch Kohlensäure (vgl. Exkurs Kap. 9.1.5) korrodierbaren Massengesteinen des Muschelkalks mit ihrem hohen Gehalt an Kalziumkarbonat (CaCO_3). Dieses Gestein ist nicht primär hohlraumreich: Klüfte, Störungen und Schichtfugen werden

durch die subrodierende Wirkung von CO_2 -haltigem Wasser zu karstartigen Hohlräumen erweitert, wodurch sich der ursprüngliche Kluftgrundwasserleiter zu einem Karstgrundwasserleiter mit deutlich höherer hydraulischer Leitfähigkeit weiter entwickelt. Durch das dadurch entstandene größere Hohlraumvolumen weist der Gesteinsverband auch ein höheres Speichervermögen auf. Niederschläge, insbesondere in den Sommermonaten, versickern i.Allg. ohne nennenswerten oberirdischen Abfluss in den Karstspalten und nur bei sehr starken Niederschlägen reichen die unterirdischen Hohlräume nicht mehr aus, das versickernde Wasser aufzunehmen und – zeitlich verzögert, dem natürlichen Gefälle des Grundwassers folgend – unterirdisch

Rhizocorallium ist ein in Sedimenten auftretendes U-förmig ausgerichtetes Spurenfossil. Fossilisiert ist also nicht der Körper eines (unbekannten) wirbellosen Meerestieres, sondern nur sein (Fress-)Verhalten (Maßstab: 10-Cent-Münze).



Im meist trockensten Tal der Renda (4) streicht der flach lagernde, dünnplattige Wellenkalk treppenstufenartig im Bachbett aus.





Von den zahlreichen auf der Info-Tafel bei der Rendatalquelle I (6) erwähnten Quellzuläufen ist in Trockenzeiten nur die neben der Tafel, ...

... hier bei hoch stehendem Grundwasser, austretende Quelle I erkennbar (Foto © Stefan Zaenker, Fulda).



in nordwestliche Richtung zur Ulfe sowie zur Kressenteichquelle in Breitau abfließen zu lassen. Bis zu vier Karstquellen beginnen dann, nachdem das nutzbare Speichervolumen ausgeschöpft ist, als sog. Überlaufquellen immer stärker und vor allen in deutlicher Abhängigkeit vom Niederschlagsverlauf zu schütten. Dann führt auch die Renda über den kalkigen Schichten des Unteren Muschelkalks Wasser und verwandelt das Trockental in einen Bach. Im Ortsteil Ulfen bewirken die hier im Bachbett anstehenden tonig/mergeligen Schichten des Mittleren Muschelkalks, dass der Bach hier oberirdisch fließt.

Die Wanderung beginnt im SW des Ringgaus, unmittelbar nördlich der südöstlichen Ausläufer des Sontraer Grabens in der Rendaer Straße, gegenüber dem Sportplatz in Ulfen. Sie führt auf gut beschilderten Wegen vom Unteren Muschelkalk ansteigend bis auf die Hochflächen aus Oberem Muschelkalk. Zuerst das Trockental der Renda aufwärts gehend, wird nach etwa einem Kilometer ein besonders schöner Abschnitt dieses meist trockenen Tales erreicht (4):

Die Renda bei Hochwasser im Juli 2017 (Foto © Stefan Zaenker, Fulda).



Dünnpaltige, flach nach SSW einfallende Schichten des Wellenkalks streichen treppenstufenartig im Bachbett aus, so dass bei dem weiterem Anstieg entlang des Weges zunächst immer ältere Folgen anstehen. Von den zahlreichen auf der Info-Tafel bei der Rendatalquelle I (6) erwähnten Quellzuläufen ist in Trockenzeiten nur die neben der Tafel bei hochstehendem Grundwasser austretende Quelle I deutlich erkennbar.

Kurz danach biegt der Rundweg in das aus NNW einmündende Eistal ein, führt an seinem westlichen Hang an einem seiner Seitentälchen mit einer Geländestufe – wahrscheinlich Werksteinbänke der Terebratelzone – vorbei, über die nach starken Regenfällen ein kleiner Wasserfall (7) plätschert. Nach etwa 300 m fällt der Blick (in östliche Richtung, rechter Hand) auf eine rd. 6,5 m hohe Wand (8) aus höherem Unterem Wellenkalk, der „Prallhang“ des auch hier meist trockenen Tales des Eisbaches. Ein Ausschnitt aus diesem hier aufgeschlossenen Profil im stratigraphischen Niveau der Oolithzone kann auch bei (9) aus der Nähe begutachtet werden.



Eine rd. 6,5 m hohe Wand (8) aus höherem Unterem Wellenkalk bildet den „Prallhang“ des ebenfalls meist trockenen Eisbachtals.



Neben dem Weg steht der Untere Wellenkalk im stratigraphischen Niveau der Oolithzone (9) an.



Besonders weit nach Süden reicht der Blick von der Struth (B): Sowohl der Monte Kali bei Heringen als auch die Wasserkuppe und die Milseburg in der Rhön sind – die beiden letzteren zumindest bei klarer Sicht – zu erkennen.



Von einem etwas tiefer liegenden Aussichtspunkt (C) richtet sich der Blick mehr auf Ulfen sowie die nähere Umgebung des Ortsteils.

Eine der sehenswertesten Karst-Erscheinungen im Rendatal sind die leider nur sehr schlecht zugänglichen, etwas abseits des Weges liegenden Wichtellöcher (2), höhlenartige Erweiterungen vorhandener Kluftsysteme im Unteren Muschelkalk.



Der Weg führt nun weiter ansteigend auf die Muschelkalk-Hochfläche des Ringgaus, vorbei an schönen Aus- und Fernblicken (A, B). Besonders weit nach Süden reicht der Blick von der Struth (B): In der Ferne lässt sich der Kalimandscharo (oder Monte Kali) bei Heringen (Werra) erkennen, bei klarer Sicht kann man sogar rechts davon die Wasserkuppe und links die Milseburg in der Rhön sehen. Der dritte schöne Aussichtspunkt (C) liegt etwas tiefer, weshalb der Aussicht hier nicht ganz so weit reicht: Mit Ulfen im Zentrum, richtet sich der Blick auf die nähere Umgebung des Ortsteils.

Gegen Ende der Wanderung wird am nördlichen Ortsrand von Ulfen nochmals ein früher wohl spektakulärer Geotop (10) erreicht. Heute hinter Gebüsch verborgen und in seinen Ausmaßen deshalb nur noch schlecht zu erkennen, liegt hier ein am 6. November 1881 „unter donnerähnlichem, unterirdischem Getöse“ eingebrochener größerer Erdfall. Die trichterförmige Vertiefung vergrößerte sich bei einer Breite von 6–7 m und einer anfänglichen Tiefe von 4 m auf später insgesamt fast 21 m Ø. Eine Tafel vor Ort gibt weitere Hinweise. Von hier geht es zurück zum Parkplatz.

Zu den weiteren interessanten Karstphänomenen, die auf dieser neuen Premiumtour zu entdecken sind, gehören auch die etwas abseits des Weges liegenden Wichtellöcher (2), höhlenartige Erweiterungen vorhandener Kluftsysteme im höheren Wellenkalk, um die sich mehrere Sagen ranken. Sie werden auf der nahen Informationstafel zwar gewürdigt, sind aber nur über Privatgrund zu erreichen, was wahrscheinlich nicht gewünscht ist.

Literatur

MOESTA, FR. (1876): Geol. Spezialkt. Preussen und den Thüringischen Staaten 1: 25 000, Bl. Netra, 1. Aufl.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4926 Herleshausen; Wiesbaden 1992, Hlfb].

MOESTA, FR. (1876): Erl. geol. Spezialkt. Preussen und den Thüringischen Staaten 1: 25 000, Bl. Netra, 1. Aufl.: 28 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 4926 Herleshausen; Wiesbaden 1992, Hlfb].

Geotop

Erdfall bei Ulfen

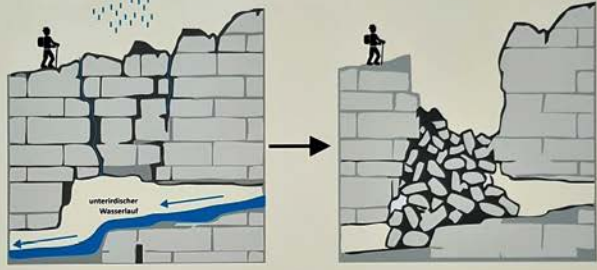


Erdfall bei Ulfen, Foto: Stefan Zaenker

Ein Erdfall ist eine trichterförmige Senke an der Erdoberfläche, die durch das Einbrechen eines natürlichen Hohlraumes im Untergrund entsteht.

Ursächlich für die Höhlenentstehung ist die Auflösung relativ leicht löslicher Gesteine (Steinsalz, Gips, Kalkstein) im Untergrund. Der Erdfall bei Ulfen ist nach wie vor aktiv, d.h. die Lösungsvorgänge im Untergrund setzen sich weiter fort.

Ursprünglich muss sich hier im Untergrund ein größerer Hohlraum befunden haben, wie es eindrücklich aus dem Pressebericht unten aus dem Jahre 1881 hervorgeht.

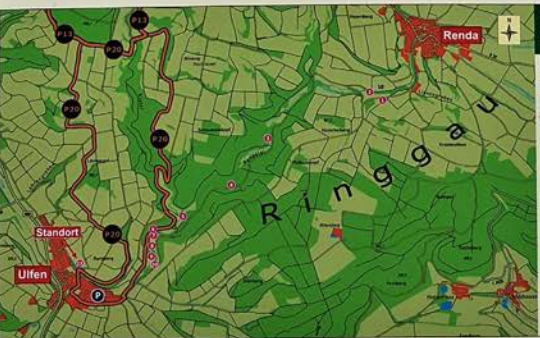


Entstehung eines Erdfalls

Eschweiger Kreisblatt Nr. 134, 12.11.1881

Ulfen, Erdfall am Burgberg

6. November, Erdeinfall. Gestern Mittag stürzte in der Nähe des Dorfes (am so genannten Burgberg) unter donnerähnlichem, unterirdischem Getöse eine Erdschicht ein. Die Senkung betrug von der Oberfläche anfangs eine Tiefe von 4 Metern und eine Breite von 6 Meter bis 7 Meter und eine Tiefe von im Ganzen 21 Meter. In den letzten 20 Jahren sind von dieser Stelle schon 3 Erdfälle vorgekommen. Da diese Stelle nahe beim Dorf liegt und eine Gefahr weiterer Einstürze anzunehmen ist, so ist die Absperung des gefährdenden Terrains eingeleitet worden.



Karsterscheinungen zwischen Renda und Ulfen

Auf kleinstem Raum kommen hier im südlichen Ringgau alle klassischen Karsterscheinungen vor: Bachschwinden, Höhlen, Erdfälle, Karstquellen

- 1 Obere Rendatschwinde
- 2 Erdfall bei Renda
- 3 Bachschwinde im Rendatal
- 4 Untere Rendatschwinde
- 5 Trockental Rendagraben
- 6 Rendataquelle I
- 7 Rendataquelle II
- 8 Rendataquelle III
- 9 Wichtellöcher bei Ulfen
- 10 Rendataquelle IV
- 11 Erdfall bei Ulfen (Standort)

Weitere Informationen zu den hessischen Höhlen erhält man beim Landesverband für Höhlen- und Karstforschung Hessen e.V. www.hoehlenkataster-hessen.de

Der Erdfall befindet sich auf einem Privatgrundstück. Es wird darum gebeten das Grundstück nicht zu betreten. Vielen Dank.

An einen großen und „unter donnerähnlichem, unterirdischem Getöse“ am 6. November 1881 eingebrochenen Erdfall (10) erinnert die letzte Tafel an diesem Premiumweg.

9.1.13

Werra-Radweg von Eschwege nach Witzenhausen Werra-Meißner-Kreis



Ausgangspunkt:

Altstadt von Eschwege
R 35 73 670 H 56 73 120
N 51°11'17,85" E 10°3'9,60"

Markierungen:

Werra-Radweg-Logo, ein grünes Fahrrad auf weißem Hintergrund sowie ein Richtungspfeil, vereinzelt auch (veraltete) Schilder mit einem grünen W unter einer Welle

Anforderungen oder Wegcharakter:

Einfacher Radweg

Länge / Höhenunterschied:

38,9 km / +472 m, -502 m

Einkehr:

Zahlreich

Varianten:

Zwischen Jestädt und Albungen und in Witzenhausen (s. nachfolgender Text)

Weitere Infos / Kontakt:

Werratal Touristik e.V.

E-Mail: info@werratal.de

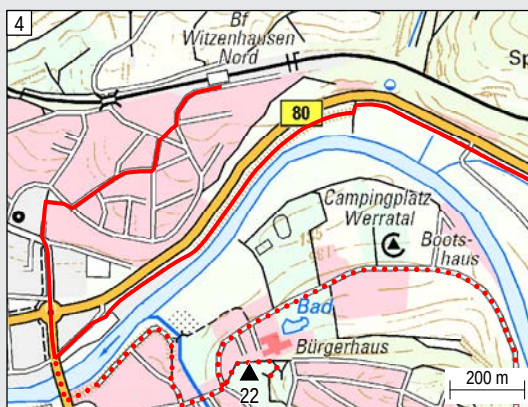
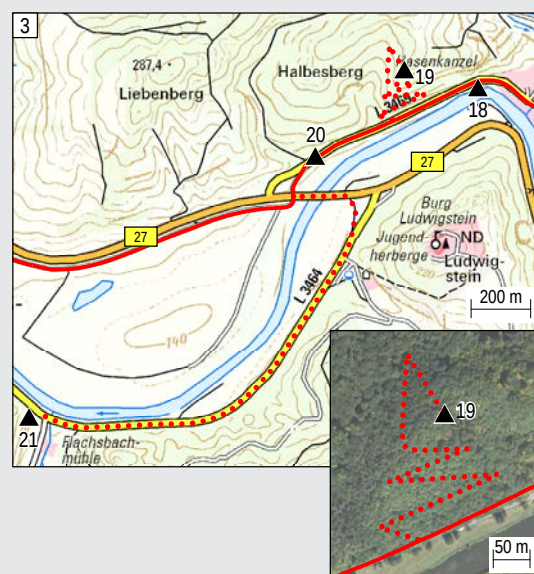
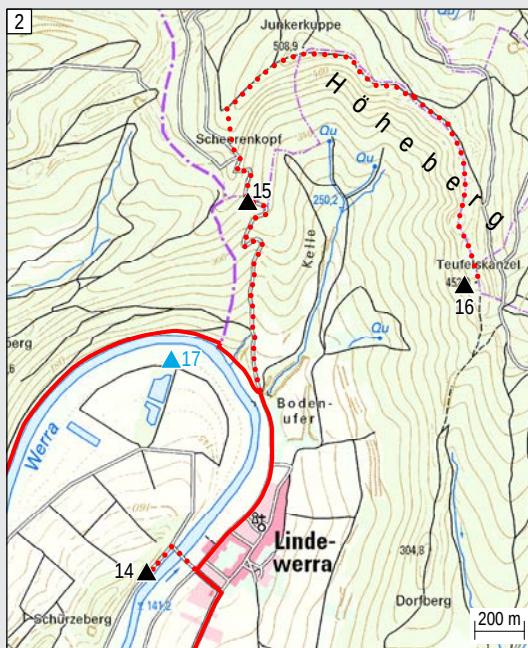
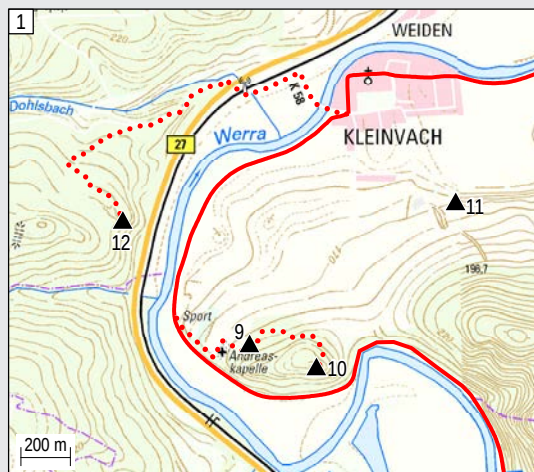
Kirchplatz 2

Internet: www.werratal.de

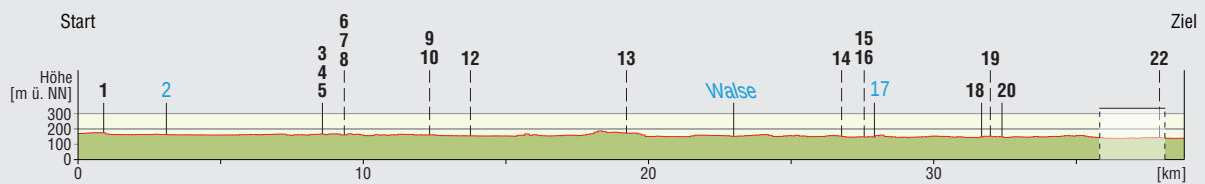
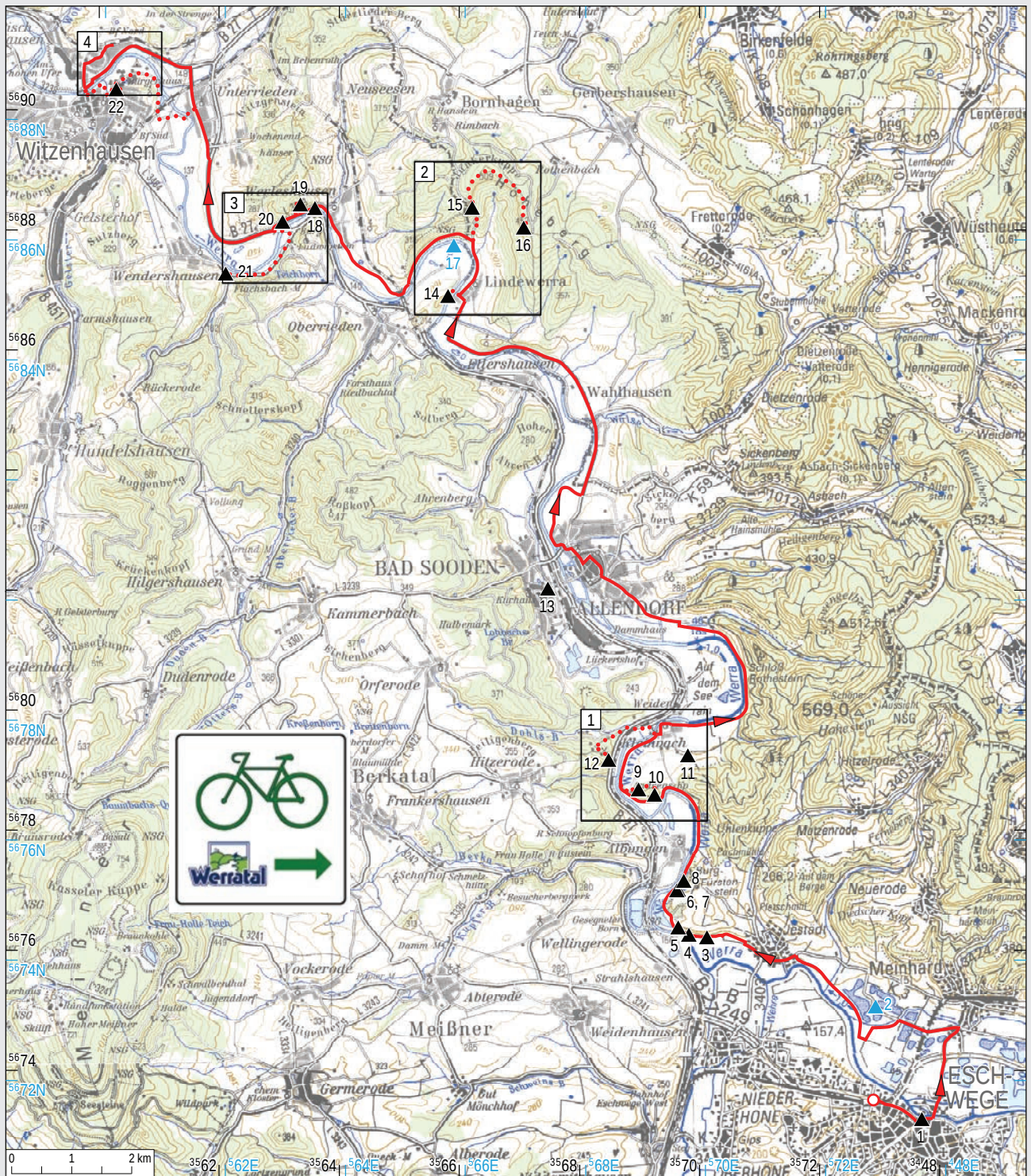
36433 Bad Salzungen

Tel.: 03695 - 861459

Fax: 03695 - 8619680



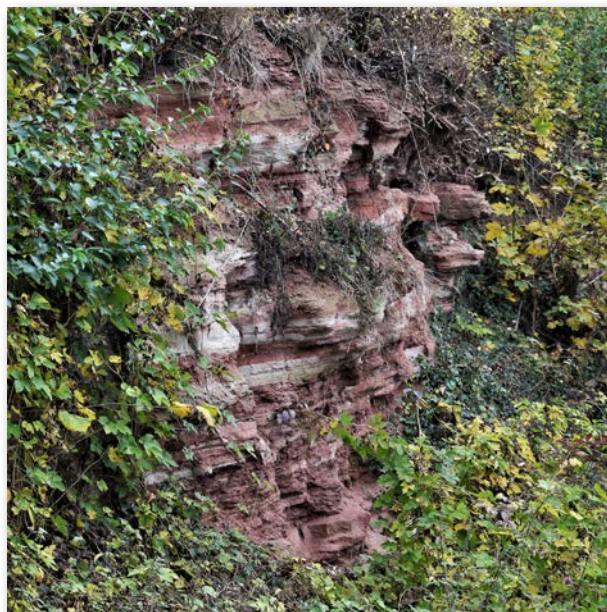
- 1 Böschung am Uferweg an der Schloßmühle, Eschwege
- 2 [Werratalseen](#)
- 3 Rauhwacken des Staßfurt-Karbonats
- 4 ehem. Steinbruch am Weinberg
- 5 ehem. großer Steinbruch am Weinberg
- 6 alter Schürfstollen am Westfuß des Fürstensteins
- 7 Zechsteinkalk (Werra-Karbonat)
- 8 Phyllite am Uferweg
- 9 Grauwacken an der Andreaskapelle
- 10 Andreasfelsen, Albungen
- 11 Flussterrassen bei Kleinvach
- 12 Schwerspat am Weidschen Kopf
- 13 Salzmuseum, Söder Tor und Gradierwerk im Kurpark Bad Sooden-Allendorf
- 14 Gemeindesteinbruch Lindewerra
- 15 Lindewerra-Blick
- 16 Teufelskanzel
- 17 [Werraschleife bei Lindewerra](#)
- 18 Werleshäuser Pforte, Rastplatz an der L3469
- 19 Hasenkanzel
- 20 ehem. Steinbruch an der L3469
- 21 2-Burgen-Blick mit Werradurchbruch
- 22 Rückwand der Freilichtbühne Witzenhausen



Beschreibung

Der Werratal-Radweg – in Hessen wird er als Werra-Radweg bezeichnet – führt von Neuhaus am Rennweg (örtliche Bezeichnung für den Rennsteig) auf ca. 306 km bis nach Hann. Münden. Geologisch interessant ist in Hessen insbesondere der Abschnitt von Eschwege über Bad Sooden-Allendorf nach Witzenhausen, der durchweg im Werratal verläuft. Er weist hier i.Allg. ein sehr flaches Höhenprofil auf und ist somit auch für einen durchschnittlich geübten Radfahrer zu bewältigen. Der nachfolgend beschriebene Abschnitt des Radwegs ist mit rd. 36 km Länge so gewählt, dass – auch bei einer eintägigen Tour – noch ausreichend Zeit verbleibt, um einige¹ interessante Geotope (auch etwas abseits der markierten Route) aufzusuchen. Die stratigraphische Abfolge dieser am Weg und seiner näheren Umgebung liegenden Geotope reicht von devonischen Phylliten über Sedimente des Zechsteins und des Buntsandsteins bis zu den Ablagerungen des Muschelkalks.

Die Radtour beginnt in der malerischen Altstadt von Eschwege. Hier, etwa 200 m westlich der Brückenstraße über die Werra, befindet sich die alte Schlossmühle. Hinter ihr liegt ein kleiner Parkplatz, von dem aus ein betonierter Weg am linken Werra-Ufer entlang führt. In der Verlängerung der die Böschung abstützenden Mauer ist eine gelblich-weiße, hellrote bis rotbraune, feinklastische, →pelitische Abfolge der Bernburg-Formation des Unteren Buntsandsteins aufgeschlossen (1). Feinkörnige, tonig-quarzitisch gebundene, meist plattige Sandsteine, die infolge ihrer höheren Verwitterungsresistenz etwas aus der Wand hervortreten, wechselagern mit Ton-/Siltsteinen. In den sandsteinreicheren Partien reicherte sich Glimmer auf den Schichtflächen an. Lagig angeordnete Tongerölle in den Sandsteinen – teilweise zeichnen sie auch die Lee-Blätter von Schrägschichtungskörpern nach – zeugen von einer synsedimentären Aufarbeitung dünner Ton-/Siltlagen bereits kurz nach deren Ablagerung. Teilweise auch über lithologische Grenzen hinweg zu beobachtende Farbwechsel in den Sedimenten sind eine Folge sekundärer Prozesse: Wo sich sauerstoffarme (reduzierende) Wasser während der Diagenese über den gering leitenden Ton-/Siltsteinlagen stauten, fanden Entfärbungsprozesse statt. Das rotbraune Eisen(III) wurde mobilisiert und als Eisen(II) abgeführt. Ohne die das Sediment färbenden Eisen(III)verbindungen dominieren in diesen Horizonten nun gelblich-weiße Farben, teilweise auch ins Graue übergehend.



Hinter der alten Schlossmühle ist eine pelitische Abfolge (1) der Bernburg-Formation des Unteren Buntsandsteins aufgeschlossen.

Der Werra-Radweg führt danach zunächst über die Brückenstraße (Richtung Meinhard-Grebendorf) und dann auf dem Weg nach Hann. Münden durch das WNW–ESE-streichende Eschweger Becken, eine durch Auslaugung von Zechsteinsalzen im tieferen Untergrund entstandene und mit quartären Sedimenten der letzten Kaltzeit gefüllte Senkungsmulde. Die große wirtschaftliche Bedeutung der in dieser Sedimentfalle abgelagerten Sande und Kiese lässt sich aus der Vielzahl der am Weg liegenden Werratalseen (2) erkennen.

In Jestädt verlässt der nachfolgend beschriebene Weg jedoch vorübergehend den Werra-Radweg. Über „Am Kirchrain“ und vorbei an Schloss Jestädt wird der Ort verlassen, ein Feldweg führt dann östlich des Naturschutzgebietes entlang. Bei der Albunger Brücke trifft dieser Weg wieder auf den Werra-Radweg. Die nachfolgend beschriebenen sechs Stationen sind in Kap. 9.1.8 (die dortigen Stations-Nummern stehen in eckigen Klammern) ausführlich beschrieben.

Am Hang hinter einer Tafel sind bei (3, [8]) gut zugängliche Klippen in der zelligen Rauhwackenfazies des höheren Hauptdolomits (zSCA) aufgeschlossen. Etwa 300 m weiter westlich bildet bereits der Zechsteinkalk (zWCA) in einem ehem. Abbau (4, [7]) das Liegende. Bedingt durch das südöstliche Einfallen der Schichten folgt hier auf weniger als 2 m Zechsteinkalk schon die Residualbrekzie, der Ablaugungsrückstand des Werra-Anhydrits.

¹ Wer auch die etwas schwieriger zu erreichenden Geotope – wie (12) Weidscher Kopf oder (16) Teufelskanzel – aufsuchen möchte, sollte mindestens eine 2-Tagestour planen.



Die Leuchtberge ragen als Zeugenberge aus dem Eschwege Becken (Foto © Tourist-Information Eschwege).

Den besten Aufschluss in den Sedimenten der Werra-Formation des Zechsteins bietet der ehem. große Steinbruch am Westhang des Weinbergs (**5**, [6]) zwischen Albungen und Jestädt. Über etwas mehr als 6 m Zechsteinkalk (zWCA) folgt eine bis 3 m mächtige karbonatische Residualbrekzie sowie etwa 4 m Werra-Anhydrit (zWAN) (vgl. KULICK & PAUL 1987). In großen Blöcken, teilweise mit deutlichen Lösungsspuren, ist das hier als Gips vorliegende Werra-Sulfat (zWAN) unterhalb der Steinbruchwand gut zugänglich.

Etwas über 600 m weiter führt rechter Hand (Richtung NE) ein schmaler, im Sommer möglicherweise etwas stärker verwachsener Weg leicht ansteigend in den Wald zu einem ehemaligen Schürfstollen (**6**, [4]). Annähernd horizontal lagernde Schichten des sog. Weißliegenden am Übergang zum Zechstein kleiden ein unruhiges Kleinrelief über den phyllitischen Schiefern des Albunger Paläozoikums aus. Unmittelbar im Eingangsbereich des Stollens sind die an der Basis stark verwitterten, max. 25 cm mächtigen, weißlich-gelben, mürben Sandsteine aufgeschlossen. Der darauf folgende Kupferschiefer, ein dunkles, schiefrig spaltendes, gut erkennbares, 5–10 cm mächtiges horizontales Band, den man früher in diesem Schürfstollen auch abbauen wollte, geht zum Hangenden in dunkelgraue Kalkmergel über, die zu dem – auch daneben anstehenden – rd. 8 m mächtigen Zechsteinkalk (**7**, [3], Werra-Formation, zWCA) überleiten.

Am Ostufer der Werra, rd. 400 m südlich von Albungen, sind im Prallhang unterhalb von Burg Fürstenstein noch phyllitische Schiefer (**8**, [1]), typische Gesteine des Albunger Paläozoikums, aufgeschlossen. Diese kulissenartig gefalteten Serizitschiefer des Oberdevons (Nehden- bis Hemberg-Stufe, 375–364,5 Mio. Jahre) zeichnen sich durch eine graublaue, seidig glänzende Oberfläche aus, hervorgerufen durch Glimmerblättchen, die bei der

(schwachen) metamorphen Überprägung der ehemaligen Tonsteine während der Variskischen Orogenese gebildet wurden. Sie verleihen dem Gestein eine feinschiefrige Spaltbarkeit (vgl. Kap. 9.1.8).

Auf der Weiterfahrt ist der zwischen Albungen und Kleinvach am nördlichen Prallhang der Werra gelegene Andreasfelsen (**10**) schon von weitem zwischen den Bäumen zu erkennen. Der Zugang zu dem Felsen erfolgt entweder von Süden – also vom Radweg aus – über einen Trampelpfad oder (besser) von Westen



Der 25 m hohe Andreasfelsen (**10**) besteht aus Hauptdolomit der Staßfurt-Formation (zSCA) des Zechsteins.

(s. Kartenausschnitt 1) über die Andreaskapelle (.gpx-Track unter www.hlnug.de/?id=11477, hier sollte man auch das Fahrrad abstellen). Der 25 m hohe Andreasfelsen besteht aus Hauptdolomit der Staßfurt-Formation des Zechsteins (zSCA). Der gelblich-graue, massige Dolomitstein ist meist löchrig-porös (Rauhwacke) und fällt mit etwa 20–30° nach NE ein. In den höheren Lagen zeichnet die löchrige Verwitterung die Schichtung nach. Klettern ist erlaubt, Sicherungen sind vorhanden.

Kurz hinter der Andreaskapelle stehen auf dem Weg zum Andreasfelsen in einem weitgehend verwachsenem und eher unansehnlichem ehem. Steinbruch Grauwacken (9) des Unterwerra-Sattels an. Es sind aus Ablagerungen von Trübe- oder Suspensionsströmen hervorgegangene Gesteine, die als →Turbidite bezeichnet werden. Solche Gesteine bilden sich meist aus Sedimenten über untermeerischen Steilhängen, die durch starke Wassersättigung, Strömungen oder Erschütterungen (wie Erdbeben) ins Rutschen geraten. Während eines lawinenartigen Transport- und Ablage-

rungsvorgangs werden die Schwebteile neu sortiert und oft in →gradiertter Schichtung (als Grauwacke) wieder abgelagert.

Südlich von Kleinvach können – etwas abseits des Radwegs – die 30–40 m über dem heutigen Flussbett liegenden mittleren Terrassen der Werra (11) gut verfolgt werden. Ihre Sedimente gelangten während der Riss-(Saale-)Kaltzeit zur Ablagerung, welche vor etwa 180 000 Jahren begann und etwa 60 000 Jahre später endete. Die Niederterrasse liegt nur wenige Meter über der heutigen Werra. Sie stammt aus der Würm-(Weichsel-)Kaltzeit vor etwa 70 000–10 000 Jahren; ausführliche Informationen sind KIRSTEIN & HEUBECK (o.J.) zu entnehmen.

Ein hervorragender Aussichtspunkt über das Werratal (nach Süden über die Andreaskapelle, Albungen und den Fürstenstein, nach NE über Kleinvach auf Schloss Rothstein und die Hörne) sowie relativ gute Aufschlussverhältnisse in einer der schönsten ehem.

Der Weidsche Kopf (12) ist auch ein hervorragender Aussichtspunkt über das Werratal, sowohl nach Süden über die Andreaskapelle, Albungen und den Fürstenstein ...



Gewinnungsstellen im Dohlsbacher Schwerspatgang (vgl. auch Kap. 9.1.9.1) lohnen auch den etwas größeren Umweg auf den Weidschen Kopf (**12**) am westlichen Werra-Ufer¹. Hier erreicht der Dohlsbacher Gangzug seine größte Mächtigkeit („örtlich zu 90 Fuss anschwellender Gang“, BEYSCHLAG 1886) und weist die heute noch besten Aufschlussverhältnisse auf. Er durchschlägt auf einer herzynisch angelegten Störung das Grauwacken-Grundgebirge und zieht sich – mit Unterbrechungen – vom Weidschen Kopf bei Kleinvach bis zum Klepperberg im Gelstertal (MAURER 1987). Der Gangzug lässt sich nach NW bis in die Nähe der Straße von Kammerbach nach Bad Sooden-Allendorf verfolgen. Wahrscheinlich findet er seine Fortsetzung in den Baryt-Quarz-Kalzit-Gängen nördlich und nordöstlich von Hundelshausen.

In Bad Sooden-Allendorf, Stadtteil Allendorf, angekommen, sollte man nochmals die Werra queren. Der ST Bad Sooden bietet sich für eine Rast an, er lädt aber auch zu einer Besichtigung des im Jahr 1979 im Söder Tor eröffneten Salzmuseums (**13**, Rosenstr. 1–3, 37242 Bad Sooden-Allendorf, Tel. 05652 - 95870) ein, das die örtliche Geschichte der Salzgewinnung, die mindestens seit Ende des 8. Jhs. besteht, mit Urkunden, Originalgeräten und Modellen dokumentiert. Der Solebohrturm, das Gradierwerk sowie das Solebadehaus im Außenbereich des Museums können ebenfalls besichtigt werden (www.salzmuseum.heimatkunde-bsa.de).

¹ Um zu diesem sehenswerten Aussichtspunkt und Aufschluss zu gelangen, verlässt man an der Werrabrücke in Kleinvach den Radweg, quert hier die Werra und einen knappen Kilometer weiter nördlich die Bahnlinie. Auf der B27 geht es (**Achtung:** starker Verkehr) nun etwa einen Kilometer zurück (nach Süden) bis zu einem rechts abzweigenden Waldweg. Ein .gpx-Track des Aufstiegswegs ab der B27 kann unter www.hlnug.de/?id=11477 heruntergeladen werden. Zweckmäßigerweise sollte das Fahrrad in Straßennähe abgestellt werden.

... als auch nach NE über Kleinvach auf Schloss Rothestein und die Hörne.



Am Weidschen Kopf (12) erreicht der Dohlsbacher (Schwerspat-)Gangzug seine größte Mächtigkeit und bietet heute noch die besten Aufschlussverhältnisse.



Im Gradierwerk in Bad Sooden-Allendorf (13) rieselt die Sole über ein Geflecht aus Reisig. ...



... Dabei scheiden sich durch Verdunstung Kalk und Gips am Reisiggeflecht ab, der Dornstein.



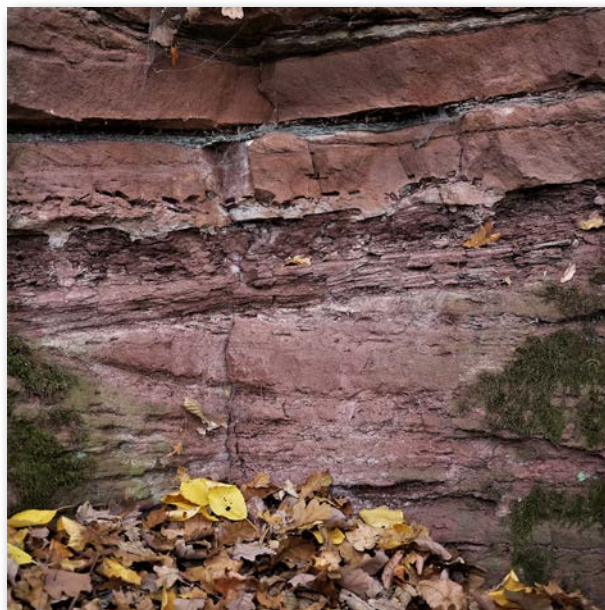
Der Zugang zu dem sehenswerten ehem. Steinbruch in der Detfurth-Formation (**14**) bei Lindewerra wächst leider immer mehr zu.

Über den Stadtteil Allendorf führt der Radweg am östlichen Werra-Ufer nach Lindewerra. Am westlichen Ufer lässt sich nach abermaligem Überqueren der Werra einer der besten Aufschlüsse (**14**) der Region in der Detfurth-Formation des Mittleren Buntsandsteins aufsuchen. Zwei der drei etwas oberhalb eines Wirtschaftsweges gelegenen Aufschlüsse sind (zumindest in den Sommermonaten) so stark zugewachsen, dass sie vom Weg aus kaum zu erkennen sind. Besonders sehenswert ist der mittlere Aufschluss (R 35 65 809, H 56 86 900). Die Wände dieses Steinbruchs zeigen eine Abfolge von Sandstein an der Basis (Detfurth-Sandstein),

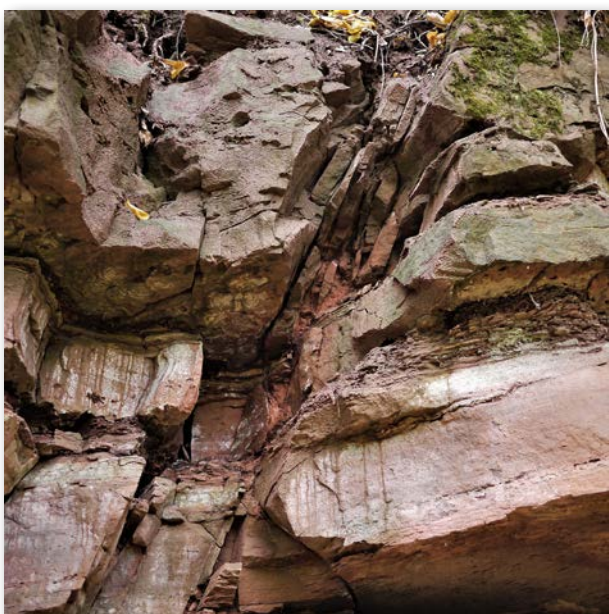
übergehend in eine Tonstein/Sandstein-Wechselfolge (Detfurth-Wechselfolge, vgl. auch Kap. 9.1.11). Am auffallendsten sind bis zu 1,2 m mächtige, hellrote, gleichmäßig feinkörnige, mittel- bis dickbankige Sandsteinbänke des Detfurth-Sandsteins an der Basis der Wand. Die Sandsteinbänke wechsellagern mit dünnbankigen roten Ton-/Siltsteinen. Diese zeigen in mehreren Bänken eine Reihe sehr schöner sedimentärer Strukturen wie Trockenrisse, Belastungsmarken, Synaeresisse (Schrumpfungsrisse) und horizontale Lamination (s. auch Kap. 9.1.11).



Eine auffällige Bank zeigt auch in diesem Steinbruch (14) durch Kompaktion tonnenförmig verformte und mit weißem Sand verfüllte Trockenrisse in fast regelmäßiger Anordnung.



Schräg- und Kreuzschichtung sind hier mit einem Sedimentwechsel verbunden, der auf Veränderungen im Ablagerungsmilieu hinweist.



Ohne größeren Versatz queren auch meist herzynisch streichende Störungen die Abfolge (nordöstlicher ehem. Steinbruch, schräg gegenüber der Brücke, R 35 65 906, H 56 86 997).

Der anstrengendste Abzweig vom Werra-Radweg führt von Lindewerra auf die Teufelskanzel. Dem Hinweisschild „Lindewerrablick“ (15) nach Verlassen des Ortes im NE folgend, führt der Weg über den hier sehr steilen Kolonnenweg der ehem. DDR-Grenztruppen berg-

an¹ und über die Junkerkuppe zur Teufelskanzel (16). Die „Kanzel“, an der über 20 m hohen Abbruchkante des Höhebergs, rd. 300 m über der Werra gelegen, ist ein flach nach SE einfallender Sandsteinfelsen aus rotbraunem, mittelkörnigem Sandstein des Mittleren Buntsandsteins (?Solling-Formation). Er ist durch eine offene Kluft von der Plateaukante getrennt (Einfallen $282^\circ/90^\circ$, SCHINDLER 2012a). Schrägschichtung ist häufiger zu beobachten, auf mindestens einer Kluft ist →Wabenverwitterung ausgebildet.

Vom Aussichtsfelsen auf der Teufelskanzel ist die in lehrbuchhafter Form ausgeprägte, weit ausholende Mänderschleife der Werra (17) am besten zu überblicken². Mäander wie hier an der Werra sind Ausdruck des Gleichgewichts zwischen der turbulenten Bewegungsenergie eines strömenden Gewässers und dem mit zunehmender Flusslaufänge wachsenden Reibungswiderstand (KIRSTEIN & HEUBECK 2000). Wegen des asymmetrischen Flussquerschnitts sind Fließgeschwindigkeit und damit auch Erosionspotenzial unterschiedlich verteilt: Auf der Außenseite des Mäanders, dem Prallhang, sind beide groß. Der Fluss unterschneidet dort deshalb die Uferböschung und hält so das Ufer steil. Auf der inneren Seite, dem Gleithang, sind Fließgeschwindigkeit und Turbulenz dagegen gering: Kies, Sand und Silt wer-

¹ Das Fahrrad ist auf diesem Weg nicht hilfreich und sollte vorher abgestellt werden.

² Leider wächst der Ausblick in den letzten Jahren immer mehr zu, so dass bereits der Bereich der Schleife unterhalb des Prallhangs nicht mehr vollständig im Blickfeld liegt.

den hier abgelagert; das Ufer fällt flach ab und wird bei Hochwasser weiträumig überflutet (KIRSTEIN & HEUBECK o.J.).

Wieder zurück im Werratal, wird an der L3469 (Bornhager Straße), am westlichen Ortsausgang von Witzenhäuser Werleshausen, ein Rastplatz für Fahrradfahrer erreicht. Hier, an der engsten Stelle der Talaue, knickt die Werra aus der NNW-SSE- in die WSW-ENE-Richtung um und durchbricht einen harten Gesteinsriegel. Nach APEL & RÜPPEL (2008: 92) ist der Flusslauf – von Bad Sooden-Allendorf kommend – jedoch nicht immer hier abgelenkt. Im oberen Miozän (Tertiär) hat er noch – wie Schotter auf dem Eichenberg-Sattel belegen – den

Weg über Neuseesen ins Leinetal genommen. Hebungsvorgänge ab dem ausgehenden Tertiär und im Quartär zwangen die Werra jedoch, sich durch eine Horstscholle aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins in den ansonsten mit jüngeren Sedimenten der Trias gefüllten Leinetal-Graben zu zwängen. Dieser nur etwa 170 m breite Werra-Durchbruch (**18**) durch den Ludwigsteiner Horst, auch Werleshäuser Pforte genannt, wird von der Burg Ludwigstein im Süden und der Hasenkanzel im Norden flankiert. Zu letzterer führt ein Fußweg von der L3469 (Markierung E; .gpx-Track unter www.hlnug.de/?id=11477) in mehreren Serpentinien durch den steilen Hang bergauf.



Die Hasenkanzel (**19**) ist ein markanter, mehrere Meter hoher Buntsandsteinfelsen oberhalb des Prallhangs der Werra.

Die Hasenkanzel (**19**) ist ein markanter, mehrere Meter hoher Buntsandsteinfelsen oberhalb des Prallhanges der Werra. Der rötliche bis rotbraune, mittelkörnige Sandstein (?Solling-Formation) weist eine z.T. ins grün-grau gehende, schichtungsübergreifende sekundäre Entfärbung auf. Sein Einfallen beträgt etwa $115^{\circ}/10^{\circ}$ (SCHINDLER 2012b). Die z.T. sehr grobe Schrägschichtung ist ein Anzeichen seiner fluviatilen Entstehung und weist auf starke Strömungsverhältnisse während der Ablagerung hin. Kleine, löchrig ausgewitterte Tongallen und →Wabenverwitterung sind zu beobachten. Eine Lücke im Baumbestand gibt einen eingeschränkten Blick auf Burg Ludwigstein und die Talenge frei.

Etwa 300 m weiter ist der Untere Muschelkalk – ebenfalls noch im Leinetal-Graben – in einem ehem. Steinbruch (**20**) an der L3469 aufgeschlossen. Auf etwa 150 m Länge und ca. 15 m Höhe steht hier ein plattiger, gelblich-grauer, teilweise bioturbierter Kalk- und Mergelstein an. Die mit rd. 20° nach Süden einfallenden Schichten sind z.T. flaserig entwickelt. Eingeschlossen sind Bankpakete, die, angewittert als Folge einer besonders starken Durchwühlung durch Sedimentfresser,

knollig zerfallen. Das dichte Geflecht von Grabgängen, die meist von Würmern oder kleinen Krebsen stammen zeigt, dass der Schlamm reich an Nährstoffen und dicht besiedelt war. Eingelagert sind gelbgraue Kalkbänkchen, die lagenweise fast ausschließlich aus Schalenentrümmern (Schill aus Muscheln und Schnecken) bestehen und die Aufarbeitung von Muschelbänken durch Stürme anzeigen. Diese könnten den Übergang zur Oolithzone darstellen, einer hier etwa 10 m mächtigen Schichtenfolge fester Bänke, die den Aufschluss gliedert.

Um den eindrucksvollsten Blick auf den Werra-Durchbruch und die Burgen Ludwigstein und Hanstein (Bornhagen-Rimbach, Lk. Eichsfeld, Th.) zu erhalten, ist wiederum ein kleiner Umweg notwendig (vgl. Karte). Man biegt dazu kurz nach dem Muschelkalk-Steinbruch von der L3469 spitzwinkelig zurück auf die B27 ab und quert die Werra. Auf der L3464 weiter in Richtung Witzenhausen bis auf Höhe der Einmündung der K63 (von Hilgershausen kommend). Hier, entweder von der Bushaltestelle westlich der K63 oder besser – **Achtung**, teilweise starker Verkehr – von der anderen Straßenseite, bietet sich der beste 2-Burgen-Blick (**21**) mit

In einem ehem. Steinbruch (**20**) an der L3464 ist der mit rd. 20° nach Süden einfallende Untere Muschelkalk aufgeschlossen.



der Werleshäuser Pforte, der Burg Ludwigstein auf der rechten Schulter und der Burg Hanstein im Zentrum; auch die Teufelskanzel ist noch zu sehen.

Als letzte Station am Werra-Radweg kann in Witzzenhausen die in einem ehem. Steinbruch angelegte Freilichtbühne „Am Johannisberg“ (22) angefahren werden. Geologisch interessant ist ihre ca. 4 m hohe Rückwand, die durch das orthogonale Kluftsystem vorgegeben wird. Hier anstehend ist ein Ausschnitt aus dem Detfurth-Sandstein des Mittleren Buntsandsteins. Es handelt sich um eine Abfolge von rotbraunen bis graubraunen Mittel- bis Grobsandsteinen. Besonders auffallend ist eine teilweise lehrbuchhaft ausgebildete großbogige Schräg-/Kreuzschichtung. Solche Sedimentstrukturen lassen sich u.a. sowohl an den Leeseiten von Dünen sowie an Strömungs- und Wellenrippeln fluvialer Sedimente beobachten. Hier besonders gut zu erkennende Rinnensysteme

sind ein Beleg für stärkere Überflutungen in einer wüstenartigen Dünenlandschaft, bei der Sturzbäche größere Mengen an Sediment in räumlich begrenzten Rinnen wegspülten. Bei Verlagerung/Inaktivität der Rinnen lagerte sich Silt ab, der bei erneuter Überflutung wieder erodiert wurde und dann als grüngraue Siltklasten die



Die Form der in einem ehem. Steinbruch angelegten Freilichtbühne (22) mit ihrer ca. 4 m hohen Rückwand ist durch das orthogonale Kluftsystem vorgegeben; die Mittel- bis Grobsandsteine der Detfurth-Formation weisen eine großbogige Schrägschichtung auf.

Von der L3464, unterhalb der Flachsbachmühle, westlich der Einmündung der K63 (21), bietet sich eine der besten Aussichten auf die Werleshäuser Pforte.





Durch Wind erzeugte Rippeln auf einer Dünenoberfläche mit flacher Luv- und steilerer Leeseite sowie senkrecht zur Hauptwindrichtung verlaufenden Kämmen, wie sie auch in heutigen Wüstengebieten zu beobachten sind (z.B. in der Namib-Wüste), ...

... haben sich auch in den Sedimenten des Buntsandsteins, dort teilweise auch unter dem Einfluss fließenden Wassers, gebildet (Foto © R. Kunz, Wolfhagen).



Leeblätter der nächsten Sequenz nachzeichnete. Durch Erosionsvorgänge sind die Kämmen der Schrägschichtungsblätter meist abgetragen, so dass nur deren basalen Teile erhalten blieben. Weil sie in die Transportrichtung geneigt sind, können sie – statistisch ausgewertet – zur Rekonstruktion von Strömungsrichtungen herangezogen werden und geben damit auch Hinweise auf das Herkunftsgebiet der Sedimente. Da die Haupttransportrichtung nach Norden weist, muss das Liefergebiet im Süden gesucht werden (?Böhmische Masse, ?Vindelizisches Land). Eine auffällige Ton-/Siltstein-Zwischenlage weist auf einen Bodenbildungshorizont hin.

Die vorgestellte Radtour erscheint mit rd. 36 km relativ kurz. Wer jedoch auch die etwas abseits liegenden Punkte aufsuchen möchte, muss mindestens zwei Tage einplanen – entspannter und „aufschlussreicher“ ist jedoch eine 3-Tages-Tour.

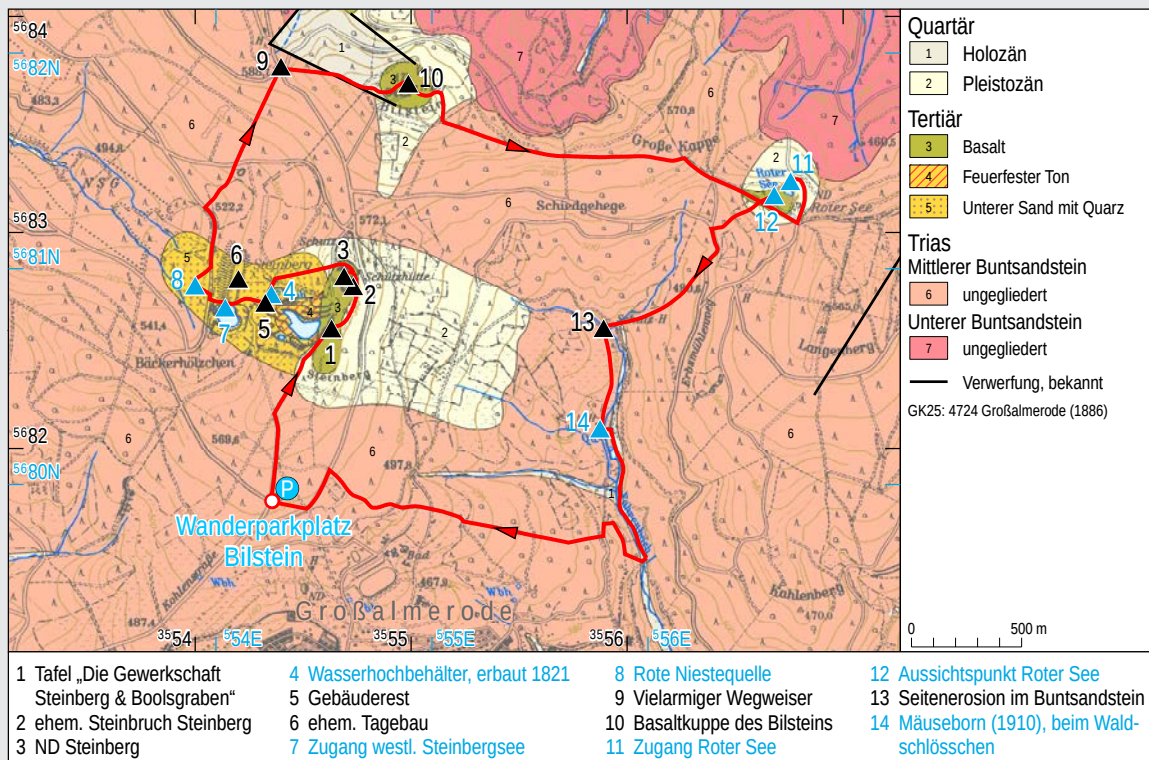
Literatur

- APEL, J. & RÜPPEL, H. (2008): Raus in die Natur. – Tipps für den Sonntags-Ausflug im Dreiländereck Hessen – Niedersachsen – Thüringen. – 159 S., 121 Fotos und 34 Ktn.; Witzzenhausen (LSRB-Verlag).
- KIRSTEIN, J. & HEUBECK, Ch. (o.J.): Geologischer Radwanderführer Eschwege – Witzzenhausen. – Faltblatt; Berlin (Freie Universität).
- MAURER, J. (1987): Geologische Wanderung im Werraschiefer-Gebirge bei Witzzenhausen. – 45 S., zahlr. Abb.; Witzzenhausen (Selbstverlag Werratalverein).
- SCHINDLER, T. (2012a): 10 – Teufelskanzel. – unveröff. Bericht, 2 S.; Wiesbaden (HLUG).
- SCHINDLER, T. (2012b): 10 – Werleshäuser Pforte und Hasenkanzel. – unveröff. Bericht, 2 S.; Wiesbaden (HLUG).

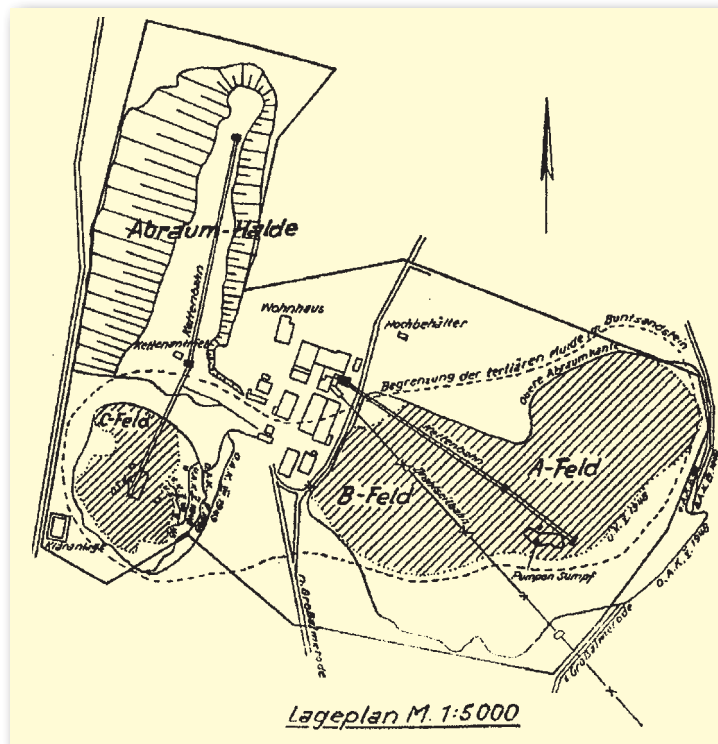
9.2

Weitere geologisch interessante Wege

9.2.1 Premiumweg P14 Bilstein, Kaufunger Wald, Werra-Meißner-Kreis



Die Rundwanderung zur zweithöchsten Erhebung des Kaufunger Waldes, dem Bilstein (642 m ü. NN), führt zu sehenswerten Geotopen, bietet schöne Aus- und Fernblicke und gibt einen Einblick in frühere Bergbauaktivitäten am Steinberg bei Großalmerode. Dessen Braunkohle-Lagerstätte (Abb. 65) war ein begrenztes Vorkommen mit einer Ausdehnung von ca. 650 x 230 m. Das eozäne (älteres Tertiär) Hauptflöz weist hier eine Mächtigkeit zwischen 9 und 16 m auf (CHRISTOPHER 1993). Daneben gibt es noch ein Oberflöz von bis zu 3 m Mächtigkeit. Bohrung 1 aus dem Jahr 1922 erschloss nach 3,5 m tonigem Lehm etwa 8 m Ton, von denen die unteren 2 m schwefelkieshaltig sind. Unter dem Tonflöz lagert ein ca. 15 m mächtiges Braunkohleflöz.





In einem um 1890 eingestellten Steinbruchbetrieb (3) am Steinberg ...

... sind bis zu 15 m hohe Säulen in „Meilerstellung“ erhalten.



Die bergbauliche Tätigkeit am Steinberg begann um 1800. Zuerst wurde die Braunkohle untertage gewonnen, doch schon bald wurde zum Tagebau übergegangen, wobei neben der Braunkohle auch der darüber liegende Ton gefördert wurde (CHRISTOPHER 1993). Eigentümerin war ab 1833 die Gewerkschaft Steinberg & Boolsgraben, häufige Besitzerwechsel folgten. Zwischen 1839 und 1850 wurde mit bescheidenem Erfolg Alaun aus dem schwefelkieshaltigem Ton hergestellt; mit der beginnenden Industrialisierung wurde ab 1855 der Abbau des über und unter der Kohle lagernden Tones wirtschaftlich interessant. Neben der wichtigen Kohlenförderung blieb der Tonabbau jedoch insgesamt gering. Mitte der dreißiger Jahre wurden monatlich 1500 t Kohlen gefördert, 1955/56 wurde der gesamte Betrieb stillgelegt (CHRISTOPHER 1993).

Der Wanderparkplatz Bilstein ist das Eingangsportal des P14. Ansteigend führt der Weg auf den Steinberg (570 m) und zunächst oberhalb des östlichen Steinbergsees vorbei. Hier befindet sich die Infotafel 5 des Technisch-Historischen Lehr- und Wanderpfads Groß-

almerode (1, vgl. Kap. „Kulturhistorische Wanderwege in Hessen“ in diesem Band), die ausführlich über die Bergbauaktivitäten am Steinberg informiert. Auf einem Pfad geht es danach leicht abwärts zum ehem. Steinbruch am Steinberg. Hier am Rastplatz beim ND Steinberg (2) lassen sich hinter einer Absperrung, teilweise durch eine üppige Vegetation verdeckt, etwa 15–30 cm, teilweise auch bis 50 cm mächtige, steil stehende Basaltsäulen, oft in idealtypischer (sechseckiger) Ausbildung entdecken. Der schönste Aufschluss (3), der auch die Ausweisung als Naturdenkmal begründete, liegt auf dem Weg zur Toilette: Hier ragen in dem um 1890 eingestellten Steinbruchbetrieb bis zu 15 m hohe Säulen fast senkrecht auf. Schön zu sehen ist ihre radialstrahlige Anordnung mit zur Mitte hin konvergierenden, d.h. einander zugeneigten Säulen, ähnlich wie bei einem Kohlenmeiler. Eine solche „Meilerstellung“ der Säulen spricht für eine Abkühlung der Lava in einem Vulkanschlot.

Die Markierung P14 schwenkt nun nach Westen und ein neu angelegter Pfad leitet durch den ehem. Tage-

bau (6) des Bergbaugebiets, vorbei an noch erhaltenen Gebäuderesten (5) und Bergbauhalden, zum westlichen Steinbergsee (7), ein weiteres mit Grundwasser gefülltes Tagebaurestloch der „Grube Steinberg“. Ein alter Wasserhochbehälter (4), erbaut 1821, wird passiert und nach Querung eines breiten Forstweges kommen wir zu der auf etwa 538 m ü. NN entspringenden Roten Niestequelle (8). Hier fasziniert die Rotfärbung des Quellbereichs, verursacht durch einen hohen Gehalt an gelöstem 2-wertigem Eisen in primär sauerstoffarmem (reduzierendem) Grundwasser. Dieses wird am Quellaustritt durch den Luftsauerstoff oxidiert und fällt als (rotes) 3-wertiges Eisen aus. Von der Quelle führt ein Pfad wieder auf den Forstweg zurück. Weiter ansteigend biegt der Weg am vielarmigen Wegweiser (9) nach Osten um und führt auf die Basalkuppe des Bilsteins (10, 642 m ü. NN) mit seinem 20 m hohen Aussichtsturm.

Vom Bilsteinturm bietet sich eine herrliche Rundum-Aussicht. Bei klarem Wetter reicht der Blick im NE bis zum Brocken im Harz, nach NW bis zum Reinhards-

Der westliche Steinbergsee (7) ist ein mit Grund- und Oberflächenwasser gefülltes Tagebaurestloch.

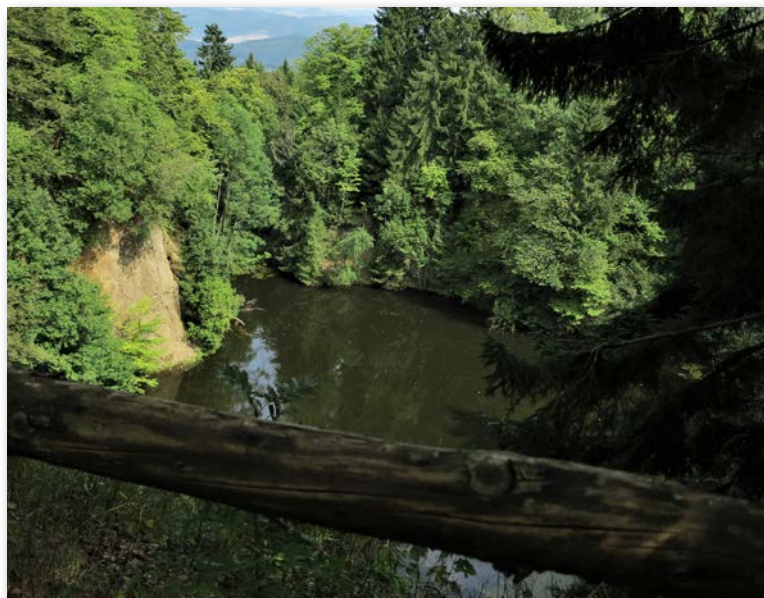




Die Rote Niestequelle (8) fasziniert mit ihrer Rotfärbung – verursacht durch die Ausfällung von Eisen.



Vom 20 m hohen Aussichtsturm des Bilsteins (10) bietet sich eine weite Aussicht.



Der Rote See (11) ist ein Relikt des Basaltabbaus Hesselbühl.

wald. Im Westen ist der Habichtswald mit dem Herkules bei Kassel zu sehen. Im SW soll der Kellerwald zu sehen sein und in östlicher Richtung grüßt der Hohe Meißner. Vom Turm führt der Weg über den Kamm der Großen Koppe nach Osten zum Naturdenkmal Roter See, ein Relikt des Basaltabbaus Hesselbühl. Von SW bietet ein erhöhter Aussichtspunkt einen Blick auf den See (12), der Zugang zum See selbst erfolgt von NE (11). Seinen Namen Roter See verdankt er seiner ursprünglich ziegelroten Farbe, die jedoch seit einem Gewitter im Jahr 1940 verschwunden ist.

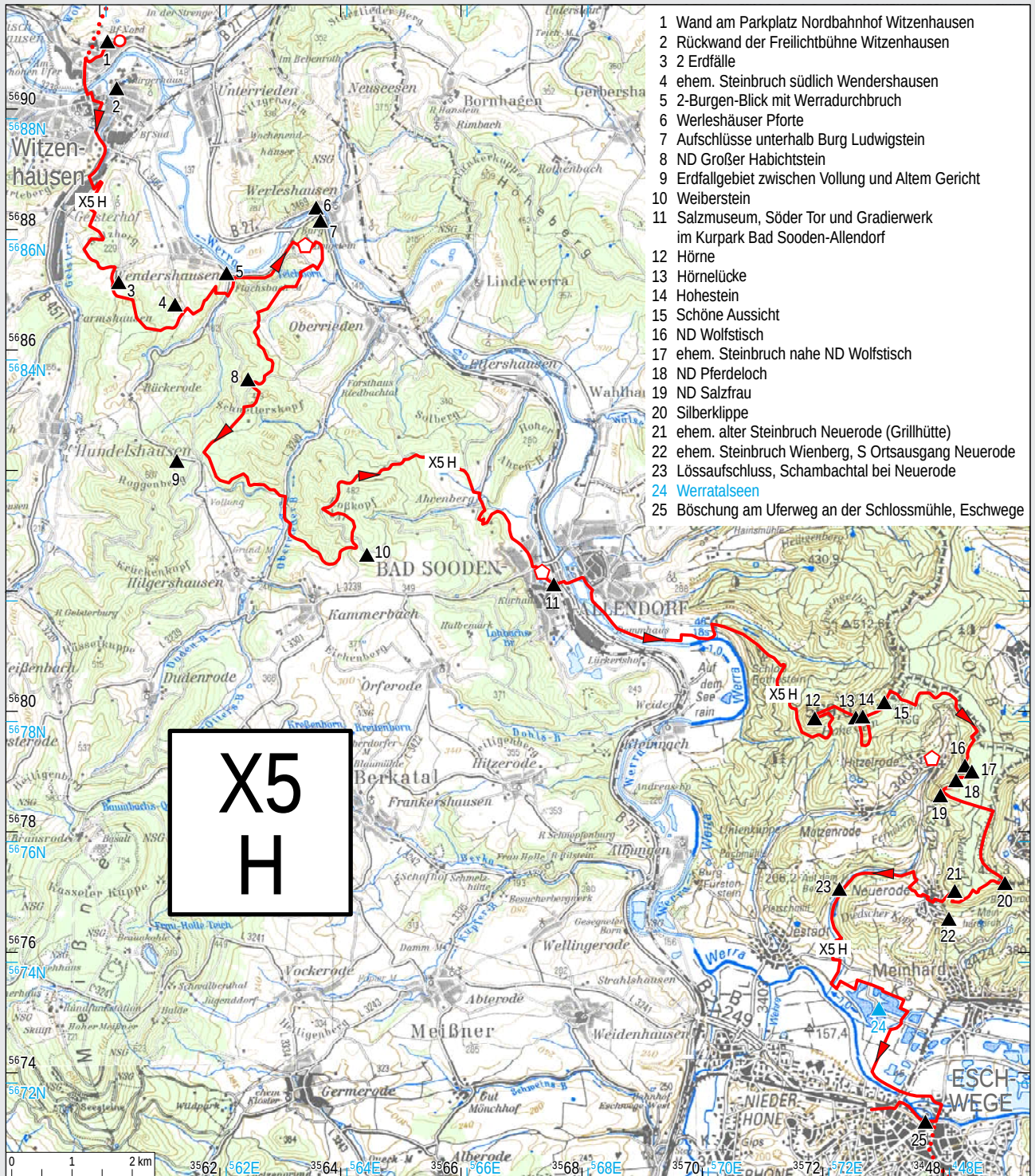
Nach dem Abstecher zum Roten See leitet die Markierung über eine Waldwiese und durch den Wald abwärts durch das lauschige Fahrenbachtal. An einem kleinen „Prallhang“ im Bett (13) des gleichnamigen Baches lassen sich deutliche Spuren der Seitenerosion erkennen. Jetzt geht es zum Gasthaus Waldschlösschen am Mäuseborn (1910 gefasst, 14) weiter. Hier lädt das Ausflugslokal an den Wochenenden zur Rast ein. Weiter abwärts führt der Weg jetzt zügig zum Parkplatz Bilstein zurück.

Nähere Information unter touristinformation@grossalmerode.de

Literatur

CHRISTOPHER, A. (1993): Der hessische Braunkohlenbergbau und seine Bahnen – Band 2 der Reihe „Bergbau und Bahnen“. – 176 S., 188 Abb.; Biebertal (Verlag im Biebertal).

9.2.2 Auf dem Werra-Burgen-Steig Hessen von Witzenhausen nach Eschwege Werra-Meißner-Kreis



Der Werra-Burgen-Steig Hessen¹ (Markierung X5 H) führt auf 133 km von der Drei-Flüsse-Stadt Hann. Münden bis zur Burg Tannenberg, oft auch Tannenburg genannt, bei Nentershausen. Ein geologisch besonders interessanter Teil des Fernwanderwegs führt, mal östlich, mal westlich der Werra, über die Bergrücken des Werratal von Witzenhausen über Bad Sooden-Allendorf nach Eschwege. Dieser Abschnitt lässt sich bei einer Länge von etwa 55 km mit einem strammen Marsch in zwei Tagen bewältigen. Empfehlenswerter jedoch ist eine Aufteilung der Strecke auf vier Tage, zumal dann auch noch ausreichend Zeit bleibt, die geologischen Sehenswürdigkeiten – auch etwas abseits des Weges – aufzusuchen. Der Werra-Burgen-Steig Hessen ist aber auch noch kombinierbar mit Premium-Rundwanderwegen des Geo-Naturparks Frau-Holle-Land (siehe auch Exkurs bei Kap. 9.1.7.1). In den Übernachtungsorten Bad Sooden-Allendorf (BSA) und Eschwege lassen sich die Rundwanderwege P7 und P3 in die Wandertour einbinden.

Einteilung und Planung der Tour wird durch die Nutzung der vorhandenen Infrastruktur erleichtert. So bestehen in Eschwege, Bad Sooden-Allendorf und Witzenhausen Bahnanbindungen (Cantusbahn, NVV). Pauschalangebote erleichtern zudem die Buchung der Übernachtungen, der Gepäcktransfer kann ebenfalls bereits im Voraus organisiert werden.

Bei Planung als zweitägige Tour bietet sich das fast genau auf halber Strecke liegende BSA als Zwischenstati-

on an, bei einer Vier-Tagestour empfehlen sich die Burg Ludwigstein (nach etwa 10 km ab Witzenhausen) und Meinhard-Hitzelrode (nach rd. 12 km ab BSA) als zusätzliche Übernachtungsorte.

Vom Werra-Ufer in Witzenhausen steigt der Werra-Burgen-Steig Hessen auf die waldreichen Höhenzüge des Gelstertales, überschreitet am Klepperberg die Wasserscheide zum Flachsachtal, bevor er kurz nach der Flachsachtmühle wieder das Werratal erreicht (vgl. auch Kap. 9.1.9.3). Ab Burg Ludwigstein wieder ansteigend geht es auf meist schattigen Wegen weiter über den Großen Habichtstein, eine 30–40 m hohe Klippe aus Zechsteindolomit (zSCA) mit wunderbarem Ausblick in westliche Richtung. Über den Vollungsattel und den 482 m hohen Roßkopf mit Panoramaaussicht zieht der Weg in einer weit nach Norden ausladenden Schleife durch den Bad Soodener Stadtwald bis in den gleichnamigen Stadtteil von BSA.

Am nächsten Morgen beginnt die Wanderung mit einem gemütlichen Bummel in der Werraaue, bevor der Weg dann über Schloss Rothstein um mehr als 350 m Höhenmeter auf die Hörne ansteigt (vgl. Kap. 9.1.6). An den westlichen Abbruchkanten der Gobert, einem der größten Bergsturzgebiete Deutschlands, vorbei – teilweise auch entlang der ehemaligen innerdeutschen Grenze – führt der weitere Weg aussichtsreich über den bewaldeten Muschelkalk-Höhenzug bis zur Silberklippe (hier letzte Abstiegsmöglichkeit nach Hitzelrode) mit phantastischen Aussichten nach Süden über die Werra-

¹ Bei der Publikumswahl zu Deutschlands schönstem Wanderweg 2016 hat der Werra-Burgen-Steig Hessen den zweiten Platz in der Kategorie Routen belegt. Weitere Fotos u.a. in den Kap. 9.1.6, 9.1.8 und 9.1.9.



Am Nordbahnhof (1) in Witzenhausen steht eine mächtige Sandsteinfolge an, wahrscheinlich aus Solling-Sandstein.



Verstellte Schichten des Unteren Wellenkalks mit der Oolithzone (21) bieten im alten Steinbruch Neuerode Einblicke in die Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks.



Schräg geschichteter ?Solling-Sandstein (**7**) mit Felssicherungen ist oberhalb der B27 aufgeschlossen.



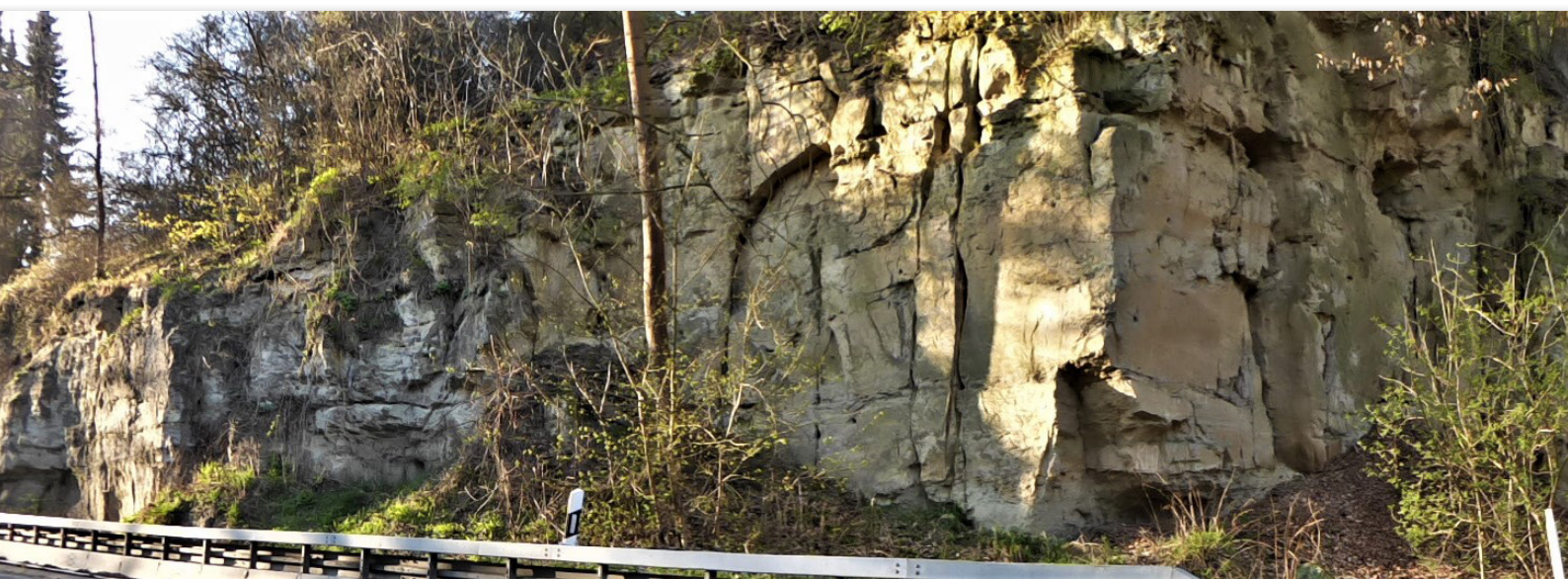
Im ehem. Steinbruch der Fa. Wienberg (**22**) bei Neuerode ist ein Übergangsprofil vom Solling-Basissandstein über die Solling-Diskordanz, repräsentiert durch den Violetten Horizont (VH2b), bis zum Thüringer Chirotheriensandstein aufgeschlossen.



Der Weiberstein (**10**) ist eine stark verkarstete Klippe aus Hauptdolomit (zSCA).



Im Schambachtal (**23**) sind zwei mit etwa 1,5 m Höhe für die Gegend überdurchschnittlich mächtige Profile mit fast senkrecht stehendem Löss aufgeschlossen.



An der L3424 steht im Bereich des Steinbruchs Wienberg (**22**) auf einer Länge von etwa 50 m der gelbliche, dickbankige Basis-Sandstein der Solling-Formation an.

Nr.	Nr. in Tab. 9	vgl. auch Kap.-Nr..	Name	Gauß-Krüger-Koordinaten	
				Rechts-Wert	Hoch-Wert
1	14	9.1.13	Wand am Parkplatz Nordbahnhof Witzenhausen	35 60 130	56 91 125
2	13	9.1.13	Rückwand der Freilichtbühne Witzenhausen	35 60 280	56 90 344
3		9.1.9.1	2 Erdfälle	35 60 312	56 87 129
4	12	9.1.9.1	ehem. Steinbruch, südlich Wendershausen	35 61 248	56 86 756
5		9.1.9.3	2-Burgen-Blick mit Werradurchbruch	35 62 106	56 87 276
6		9.1.13	Werleshäuser Pforte, Rastplatz an der L3469	35 63 591	56 88 365
7	22		Aufschlüsse unterhalb Burg Ludwigstein	35 63 835	56 87 270
8	24	9.1.9.3	ND Großer Habichtstein	35 62 461	56 85 513
9	27	9.1.9.2	Erdfallgebiet zwischen Vollung und Altem Gericht	35 61 280	56 84 160
10	61		Weiberstein	35 64 435	56 82 602
11		9.1.13	Salzmuseum, Söder Tor und Gradierwerk im Kurpark BSA	35 67 533	56 82 107
12	72	9.1.6	Hörne	35 71 865	56 79 885
13		9.1.6	Hörnelücke	35 72 548	56 79 897
14		9.1.6	Hohestein	35 72 662	56 79 916
15		9.1.6	Schöne Aussicht	35 73 021	56 80 153
16	69	9.1.6	ND Wolfstisch	35 74 360	56 79 105
17		9.1.6	ehem. Steinbruch nahe ND Wolfstisch	35 74 471	56 79 003
18	70	9.1.6	ND Pferdeloch	35 74 208	56 78 859
19	72	9.1.6	ND Salzfrau	35 73 952	56 78 607
20	71	9.1.6	Silberklippe	35 75 025	56 77 152
21	73		ehem. alter Steinbruch Neuerode (Grillhütte)	35 74 188	56 77 018
22	74		ehem. Steinbruch Wienberg, südlich Ortsausgang Neuerode	35 74 090	56 76 560
23	15		Lössaufschluss, Schambachtal bei Neuerode	35 72 275	56 77 055
24		9.1.13	Werratalseen	35 72 934	56 75 067
25	94	9.1.13	Böschung am Uferweg an der Schlossmühle, Eschwege	35 73 701	56 73 189

talseen, die Leuchtberge und weit über Eschwege hinaus. Beim Abstieg durch die Eschweger Seenlandschaft nach Eschwege ändert sich der Landschaftscharakter nochmals.

In obiger Tabelle aufgelistete Geotope liegen am Weg zwischen Witzenhausen und Eschwege oder lassen sich (bei einer 4-tägigen Tour) mit vertretbarem Aufwand über mehr oder weniger große Umwege erreichen. Eine Kurzbeschreibung dieser Geotope bietet Tab. 9.

Literatur

Leporello-Wanderkarte „Werra-Burgen-Steig Hessen X5 H“ im Maßstab 1:25 000 mit Wanderabschnitten, Entfernungsangaben und einem Höhenprofil (ISBN 978-3-89920-744-6).