



Edited by Ludwig Zöller and Andreas Peterek

From Paleozoic to Quaternary

A field trip from the Franconian Alb to Bohemia



From Paleozoic to Quaternary

Vorwort

Der vorliegende Band „DEUQUA EXCURSIONS“ wurde für die 36. Tagung der DEUQUA in Bayreuth vom 16. bis 20. September 2012 erstellt. Die Tagung kann dank großzügiger Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) mit starker internationaler Beteiligung stattfinden. Das schlägt sich auch im Exkursionsprogramm nieder, denn die Nachexkursion führt über das deutsch-tschechische Grenzgebiet bis nach Mittelböhmen, was ohne die Beteiligung tschechischer Kolleginnen und Kollegen nicht realisierbar gewesen wäre.

Die Umgebung von Bayreuth sticht durch ungewöhnliche Vielfalt geologischer und tektonischer Besonderheiten hervor. Gesteine vom Altpaläozoikum bis zum Quartär treten auf. Das „Fränkische Lineament“ nebst der ihm vorgelagerten „Bruchschollenzonen“ in mesozoischen Sedimentgesteinen, der Eklogit vom Weißenstein (einziger europäischer Eklogit nördlich der Alpen) und quartäre Vulkanite, mit denen sich schon Johann Wolfgang von Goethe beschäftigt hat, sind einzigartige Zeugnisse vielseitiger endogener Prozesse in der Umgebung von Bayreuth. Für die spektakulären Felsburgen im ostbayerischen Grundgebirge hat ebenfalls Goethe eine erste naturwissenschaftliche Erklärung gegeben. Auch in der Zeit nach Goethe ging grundlegende geologische Forschung bedeutender Geowissenschaftler von Bayreuth und seiner Umgebung aus. Höhlen und Abriss der Fränkischen Alb haben entscheidende Beiträge zur Kenntnis der Entwicklung und Geschichte unserer Gattung *Homo sapiens* geliefert. Der grenzüberschreitende Bayerisch-Böhmische Geopark präsentiert zahlreiche geowissenschaftliche Highlights der Öffentlichkeit. Der Schlüssel zum Verständnis der känozoischen Fluss- und Reliefentwicklung in großen Teilen Süddeutschlands liegt ebenfalls vor den Toren Bayreuths. In der jüngsten Forschungsgeschichte ist die Erstellung einer das gesamte Holozän umfassenden Dendrochronologie eng mit dem Maintal in Oberfranken verknüpft.

Die genannten Punkte, die noch umfassend ergänzt werden könnten, mögen zur Begründung ausreichen, dass der vorliegende Exkursionsführer sich nicht auf das Quartär beschränkt, sondern der geologischen Vielfalt und den landschaftlichen Reizen des Raumes zumindest in exemplarischer Weise Rechnung tragen will. Der Band enthält Tagesexkursionen sowie eine dreitägige Nachexkursion, bei der nahe Prag auch ein für das Jungpleistozän Mitteleuropas sehr bedeutendes Lössprofil präsentiert wird.

Ich danke allen Autoren, die zu diesem Band beigetragen haben, von Herzen sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft für ihre Unterstützung zur Drucklegung.

Ludwig Zöller – Bayreuth, im Juli 2012

Landscape development in the Trebgast Valley north of Bayreuth and its surroundings (Upper Franconia) – ongoing research

Landschaftsentwicklung im Trebgasttal nördlich Bayreuth und Umgebung
– laufende Forschungen

Ludwig Zöllner, Ulrich Hambach, Thomas Kolb, Olivier Moine, Peter Kühn

Itinerary / Exkursionsroute

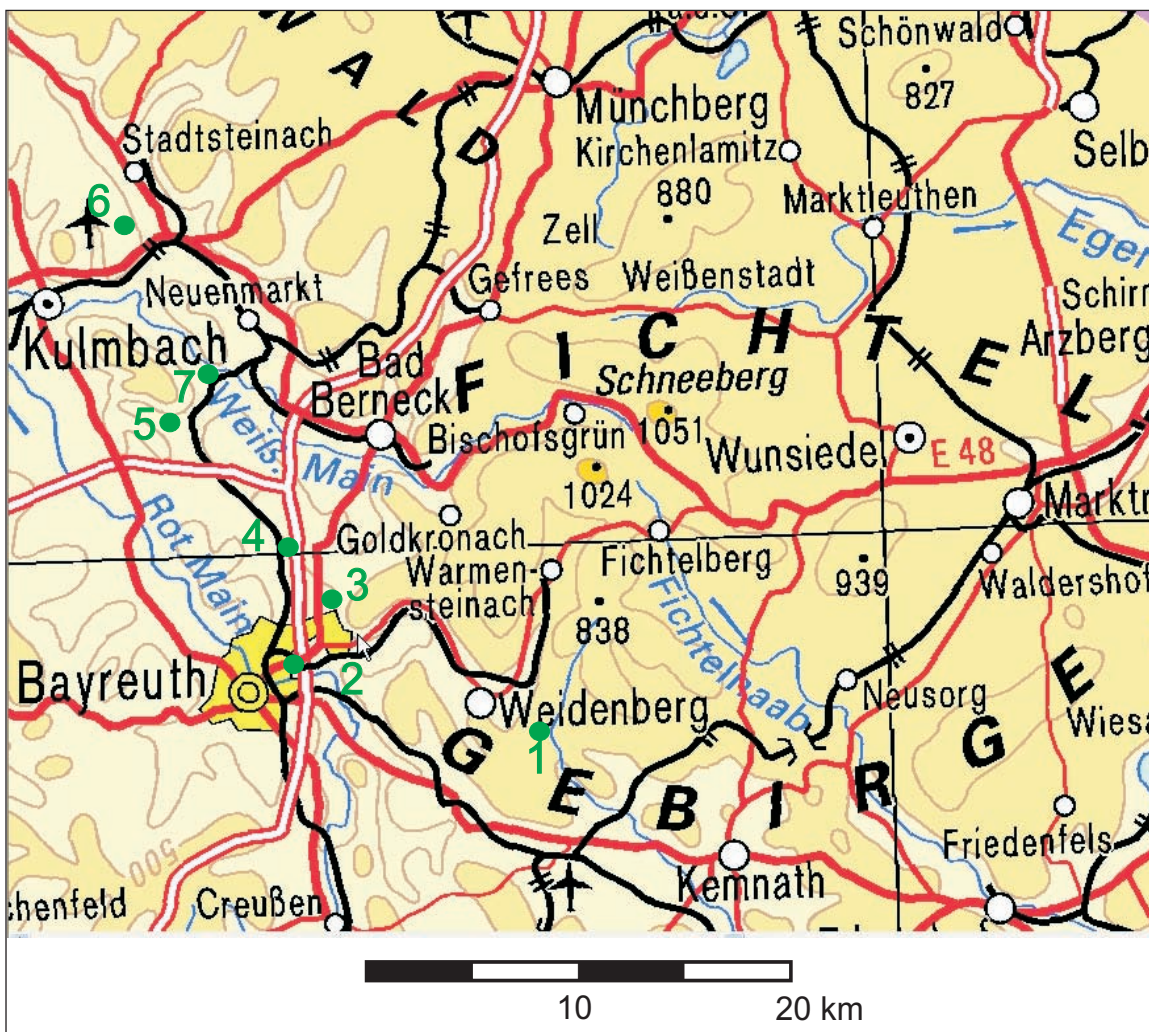


Fig. 1: Excursion route and stops 1–7 (in green) in the Western foreland of the Variscian Massifs “Frankenwald” (northeast of stop 6) and “Fichtelgebirge”. Stop 1: Hamlet “Langengefäll” on the European watershed; Stop 2: Small exposure in the T2 terrace at the A9 motorway at the suburb Bayreuth-Laineck; Stop 3: Exposure in the T3 terrace at the village Bindlach, north of Bayreuth; Stop 4: Road-cut at the locality “Eckershof” near the village Crottendorf; north of the village Bindlach; Stop 5: Lindau Moor, east of the village Lindau; Stop 6: “Espich” site northeast of the city of Kulmbach; Stop 7: Cellar in the “Trebgast Sandstone”, Haberstumpf-Brewery at the village Trebgast. Source of cartography: DTK50 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2011.

Abb. 1: Exkursionsroute und Stopp 1–7 (grün) im westlichen Vorland der Variszischen Gebirge „Frankenwald“ (nordöstlich von Stopp 6) und „Fichtelgebirge“. Stopp 1: Weiler „Langengefäll“ an der Europäischen Wasserscheide; Stopp 2: kleiner Aufschluss in der T2-Terrasse an der Autobahn A9 bei Bayreuth-Laineck; Stopp 3: Aufschluss in der T3-Terrasse bei Bindlach, nördlich von Bayreuth; Stopp 4: Straßenanschnitt an der Lokalität „Eckershof“ bei Crottendorf, nördlich von Bindlach; Stopp 5: Lindauer Moor, östlich von Lindau; Stopp 6: Flur „Espich“ nordöstlich von Kulmbach; Stopp 7: Keller im „Trebgaster Sandstein“, Brauerei Haberstumpf in Trebgast. Kartographische Quelle: DTK50 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2011.

1 Introduction

The present contribution is attached to the previous publication by ZÖLLER et al. (2011) to which the reader is referred because some figures will not be reproduced here. Instead, some new results will be presented together with an outline of ongoing research.

The excursion starts near the hamlet “Langengefäll” situated on the European watershed between the Rhenanian and the Danubian drainage system east of Bayreuth and close to the impressive scarp of the wvFranconian lineament”. It then continues near the city of Bayreuth, through the “Trebcast Valley” to the Tertiary “Espich” gravel site east of the city of Kulmbach and ends at the village of Trebgast, North of Bayreuth (Figure 1).

1.1 Geological setting

The main geological feature of the excursion area is the NW-SE striking “Franconian Lineament”, a tectonic fault separating the Bohemian Massif in the northeast from the Southern German Block covered by thick (>1,000 m) Mesozoic sediments (see “Bruchschollenland” in Figure 2). The main activity phases of the Franconian Lineament occurred during the Lower Triassic and Upper Cretaceous. The Bohemian Massif was uplifted by several km along overthrust zones and flexures. Crustal stacking, so far known only from subduction or suture zones, is evident along the Franconian Lineament (COYLE et al. 1997, DUYSER et al. 1995) in an intra-plate tectonic setting. The Upper Cretaceous to Lower Tertiary tectonic activity also affected a band of several km width in the western foreland of the lineament leading to more or less parallel NW-SE striking, often antithetic block faulting of the Mesozoic rocks and their Variscian basement. Since the Upper Oligocene, intra-plate volcanism occurred along the Eger Rift and the Franconian Lineament (AUER & MARTIN 2007, PETEREK & SCHUNK 2008, PÖLLMANN & PETEREK 2010).

1.2 Geomorphological setting

Since the onset of the Neogene, the evolution of the River Main has been most puzzling and has kept busy numerous geologists and geomorphologists. The primal Main river course can be roughly reconstructed between the Franconian Forest, a part of the Variscian orogen in Northern Franconia, and the Molasse Basin in the Northern Alpine Foreland. This river system was initially established on a south-dipping peneplain cutting rocks from Palaeozoic to Upper Cretaceous age. The prominent cuesta of the Upper Jurassic limestone plateau was already present in the South of the “Franconian Alb” before the Miocene “Ries Event” (meteorite impact 14.7 ± 0.1 Ma ago, DI VINCENCO & SKÁLA 2009), whereas in the North (Upper Franconia) the peneplain may have persisted to the Pliocene, and cuestas were carved out of it by erosion only afterwards. Due to subsidence of the Upper Rhine Graben and the more or less coeval downstream prolongation of the Danube River the present staggered river course of the Main River developed stepwise by headwater erosion and river deflections until the Quaternary (EBERLE et al. 2007, SCHIRMER 2010). The European watershed between the Rhine River (tributary to the North Sea) and the Danube catchments (tributary to the Black Sea) moved eastward and southward, leaving behind a very irregularly organized drainage system and course of the European watershed in Franconia (BÜDEL 1957). Some former Upper Franconian river courses proposed in the older literature are summarized by HÜSER (1986, see Figure 3). The easternmost branch (primal Naab River) of the depicted river system in Figure 3, originating from the Franconian Forest, was not confirmed in recent studies (see ZÖLLER et al. 2007) as for its part in north-western prolongation of the Heidenab River. SCHIRMER (2010) called the south-directed primal Main River course “Moenodanuvius” (Main-Danube River, see Figure 4) and distinguished it from the primal

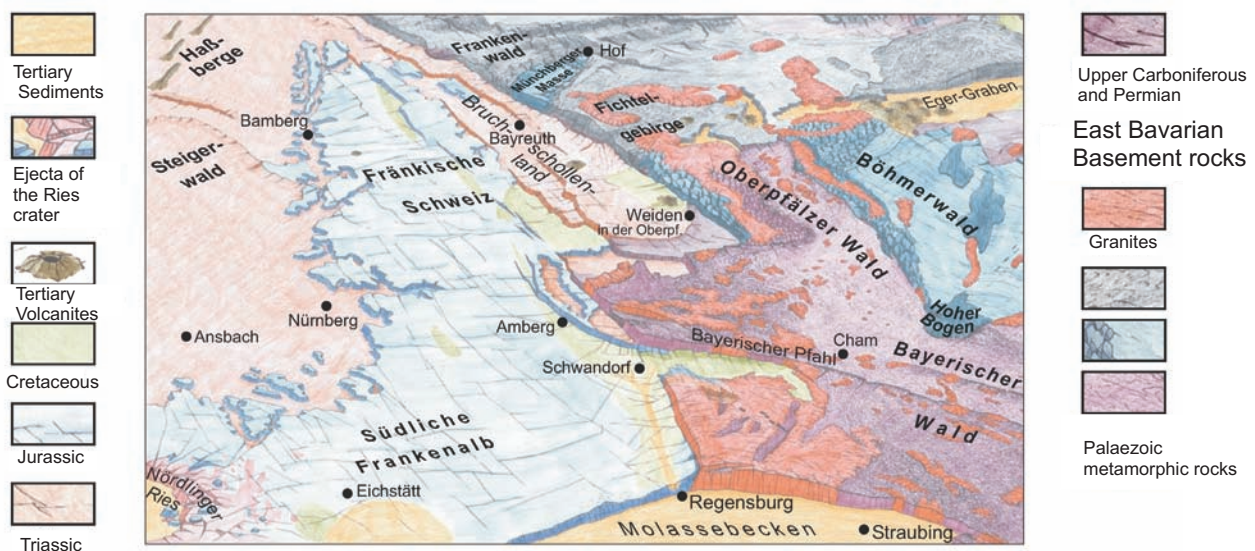


Fig. 2: The Franconian Lineament (“Fränkische Linie”) separates the Variscian Western Bohemian Massif in the Northeast from the Mesozoic sedimentary rocks in the Southwest. Along a band parallel to the Franconian Lineament the Mesozoic layers are affected by block faulting and overthrusts (“Bruchschollenland”). The Upper Jurassic plateau (“Fränkische Schweiz”) forms a slight syncline and is thus bordered by cuestas towards the West and towards the East (source: www.lfu.bayern.de/veranstaltungen/doc/ausstellung_geologische_wanderung_2.pdf).

Abb. 2: Die „Fränkische Linie“ trennt die variszische westliche Böhmisches Masse im Nordosten von mesozoischen Sedimentgesteinen im Südwesten. In einem Band parallel zur Fränkischen Linie sind die mesozoischen Gesteine von Störungen und Aufschiebungen verstellt („Bruchschollenland“). Das Plateau des oberen Juras („Fränkische Schweiz“) bildet eine leichte Synklinale und wird daher nach Westen wie nach Osten durch Schichtstufen begrenzt. (Quelle: www.lfu.bayern.de/veranstaltungen/doc/ausstellung_geologische_wanderung_2.pdf).

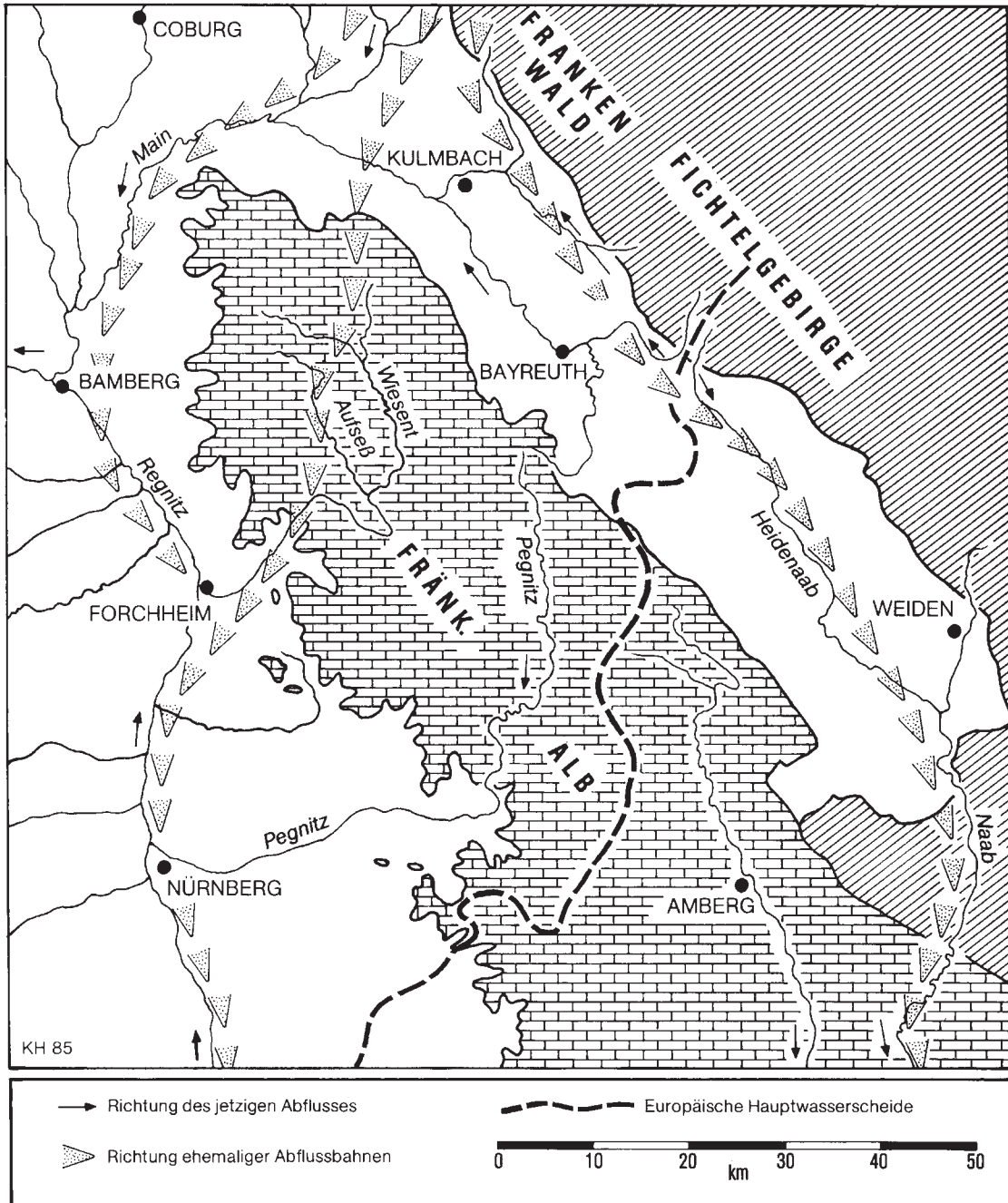


Fig. 3: Supposed Tertiary river courses in north-eastern Bavaria compiled by K. HÜSER (1986, from ZÖLLER et al. 2007). Hatched area: Western Bohemian Massif; area with rectangular signature: Upper Jurassic Plateau; broken double line: European watershed; thin arrows: present-day drainage directions; thick arrowheads: directions of former drainage systems.

Abb. 3: Vermutete tertiäre Flussläufe in Nordost-Bayern, zusammengestellt von K. HÜSER (1986, aus ZÖLLER et al. 2007). Schraffiert: Westliche Böhmisches Masse; Rechtecke: Plateau des Oberen Jura.

Main River directed towards the Rhine River. He was able to depict several headwaters of the Moenodanuvius River in Upper Franconia based on indicator pebbles and geomorphologic analysis (Figure 4). He dated the termination of the Moenodanuvius River to the end of the Pliocene. At the onset of the Lower Pleistocene, the present-day catchments of the Main River reaching eastward to the Franconian Forest and the adjacent mountains called Fichtelgebirge were more or less achieved. Only the uppermost headwaters of the “Warme Steinach” River originally flowed to the Naab River system and were deflected to the Main River during the Lower Pleistocene (ZÖLLER et al. 2007).

The latest river deflections are found in Upper Fran-

conia in the vicinity of the city of Bayreuth. Even after the overall establishment of the Rhine-tributary drainage system of the Main River with its two frontal flows “White Main” (Weißer Main) and “Red Main” (Roter Main, the latter flowing through the city of Bayreuth), river deflections of second order occurred. They affected the Red Main River and its tributary “Warme Steinach” today ending in the Red Main River at an eastern suburb of Bayreuth¹. As a result of these Middle to Upper Pleistocene deflections,

¹ Note that another small river called “Steinach” coming from the Franconian Forest flows into the White Main River upstream of the city of Kulmbach, north of Bayreuth. In the following the “Warme Steinach” is labelled Steinach only.

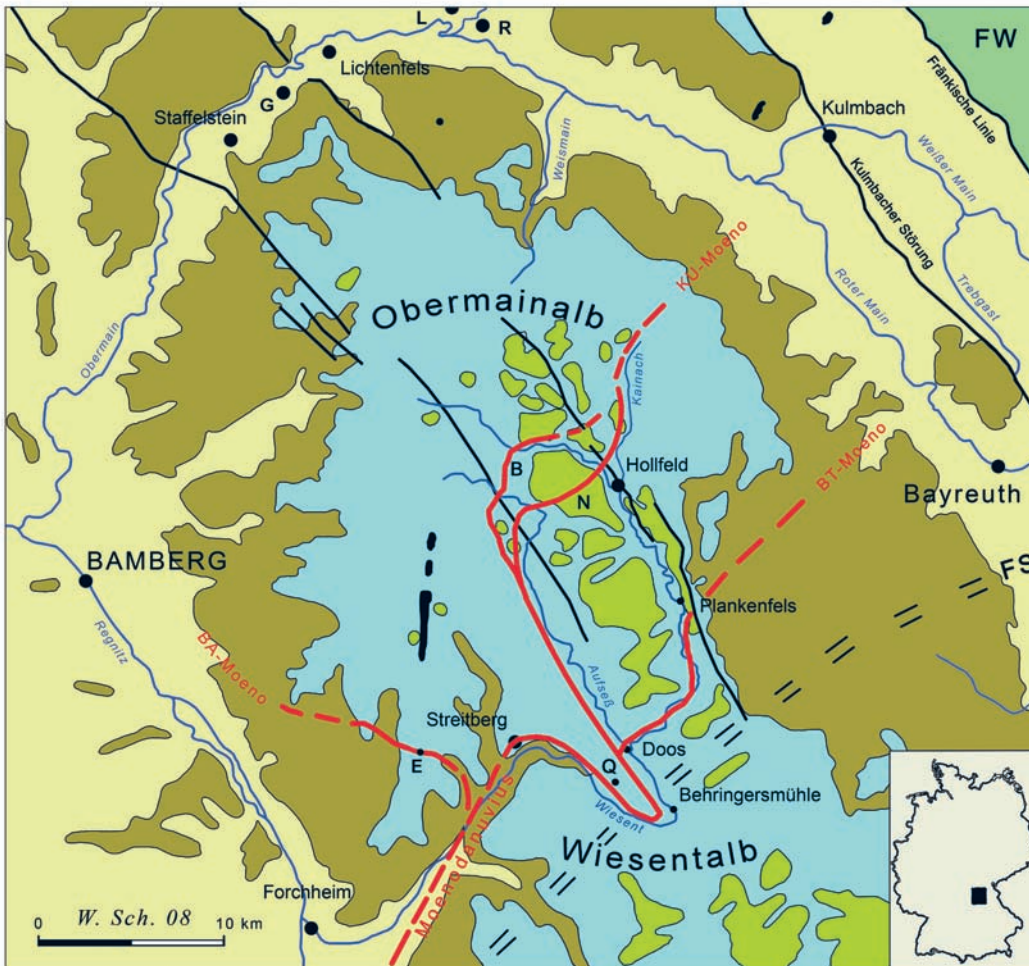


Fig. 4: Headwaters of the “Moenodavium” River in Upper Franconia (from SCHIRMER 2010, with kind permission from the author). Blue: Upper Jurassic Plateau; olive: Middle and Lower Jurassic; dull yellow: Keuper; light green: Upper Cretaceous sandstone; black: Tertiary basalts; FW: Franconian Forest.

Abb. 4: Quellflüsse des „Moenodanuvius“-Flusses in Oberfranken (aus SCHIRMER 2010, mit freundlicher Genehmigung des Autors). Blau: Plateau des Oberen Jura; Oliv: Mittlerer und Unterer Jura; Blassgelb: Keuper; Hellgrün: Oberkreide-Sandstein; Schwarz: Tertiäre Basalte; FW: Frankenwald.

an oversized valley (“Tregast valley”) north of Bayreuth with an extremely flat valley floor divide was left behind which has well preserved Pleistocene fluvial terraces and post-deflective alluvial, biogenic and slope sediments as archives of landscape development. Although the evolution of the Tregast valley has been disputed among geoscientists for 100 years (RECK 1912, HENKEL 1919) only recently was finally demonstrated that both rivers, the Red Main and the Steinach, formerly flowed through this valley and were deflected at different times (KLEBER & STINGL 2000, ZÖLLER et al. 2007). The timing of the two deflections has, however, so far only been approached by morphostratigraphic evidence and still lacks numerical dating. The dating of the youngest deflection is of particular interest in order to unravel post-deflective sedimentary and environmental archives.

2 Excursion

Stop 1 European watershed at the hamlet Langengefäll, community of Kirchenpingarten

The site (49°55'16" N, 11°44'58" E) lies at an elevation of 553 m a.s.l. on the European watershed. West of the site, the valley of the Steinach River (a tributary of the River Main system) is deeply (ca. 100m) incised. To the southeast the catchment of the River Naab system (a tributary of the Danube River) forms a slightly undulated landscape in Upper Triassic sedimentary rocks. The watershed is covered by up to 6 m thick

beds of hardly rounded gravel derived from the Variscian “Fichtelgebirge” Mountains rising northeast of the nearby “Franconian Lineament”. WURM (1934) postulated a primal NW-SE oriented Naab valley extending along the block faulted zone of Triassic sedimentary rocks (“Bruchschollenzone”) parallel to the Franconian Lineament (see Figure 3). This can not be confirmed at the site because the gravel at the site does not contain indicative pebbles such as Silurian or younger Palaeozoic siliceous shales (lydites etc.). The gravel cover consisting of metamorphic rocks, gneisses and quartz pebbles from the nearby Fichtelgebirge Mountains was studied by DREXLER & EMMERT (1985). The headwaters of the Steinach River and/or the Hannersbach Creek (flowing through the village of Muckenreuth) are most plausible candidates for delivery of the gravel containing a considerable amount of metastable components. The sharp nearby river bend (elbow) of the Steinach River suggests a deflection of its headwaters from the Danubian towards the Rhenanian system. Clay mineralogical investigations of the fines yielded only ca. 10% kaolinite, 20–30% vermiculite and 60–70% illite and mica. DREXLER & EMMERT (1985) conclude that the Tertiary “tropoid” saprolite of the source area of the gravel was already widely stripped off at the time of deposition and that the gravel underwent only moderate post-sedimentary weathering. They estimate the age of the gravel to be Early Pleistocene. Comparing the habitus of the gravel with terrace gravel from the Rhine and Moselle Rivers, from which the ages are better confined, a Gelasian age may be attributed to the gravel at Langengefäll.

Stop 2 Bayreuth-Laineck, deflection of the Warme Steinach River

The stop is situated at the upper edge of the Trebgast valley. Five Quaternary terraces (T1 – T5 from younger to older) were mapped in the Trebgast valley and in the valley of the Red Main River (Figure 5). The site with a small outcrop of terrace gravel overlying Upper Triassic (Middle Keuper) sandstone is located on the very broad T2 terrace which bends from the Steinach valley north into the Trebgast valley. A steep ca. 15 m high slope leads down to the Red Main River. The present-day confluence of the Steinach River into the Red Main River is situated a few hundred m upstream. The geomorphologic setting indicates that during sedimentation of the T2 terrace the Steinach River turned north into the present-day Trebgast valley. The T1 is not developed in this part of the Trebgast valley but appears only downstream of the village of Harsdorf. The extension of the motorway A9 in 2004 and 2005 exposed the T2 terrace in the Trebgast valley over a distance of several hundred meters. Qualitative petrographic gravel analyses of the terrace deposits proved that more than 90% of the gravel (>2cm) originates from metamorphic and plutonic rocks in the catchments of the Steinach River (Table 1 and Figure 6).

It must be taken into account that in the upstream catchments of the Red Main River only soft rocks exist, with the exception of Middle Jurassic (Dogger) iron sandstones (limonite crusts), which were not found, however, in the investigated exposure at the motorway (see Table 1 and Figure 6; most of the mentioned 3% of sandstones are different from the Dogger limonite crusts). Even if a few specimen of Middle Jurassic sandstone gravel can be found in the small present-day outcrop very close to the Red Main River, the counting results in Table 1 clearly demonstrate that the T2 in the Trebgast valley was deposited by a primal Steinach River and not by the Red Main River although the Trebgast valley extends in the direction of the upstream Red Main valley. This surprising result leads to the conclusion that at the time of T2 a watershed existed between the two rivers. In fact, a very flat watershed on soft Keuper claystones and sandstones was mapped in a today populated area west of the site. The Red Main valley was 10–15 m deeper at the time of T2 aggradation. By backward erosion from the Red Main valley floor and/or by overflow of the watershed by the alluvial fan of the Steinach River the flat watershed was finally overridden. The former Steinach valley downstream of the deflection point was suddenly bare of a river and is today only drained by a creek named “Trebgast Creek”, which enters the abandoned valley floor at the village of Bindlach, ca. 2 km downstream. Subsequently, the Steinach River eroded a 10–15 m deep canyon into the T2 surface. As the valley floor divide of the Trebgast valley lies very close to the deflection point (ca. 1 km north) and no small creek has so far developed from the divide to the Red Main River, it may be supposed that the deflection occurred during the last glacial. A more detailed discussion about the timing of the deflection will follow later.

Stop 3 Bindlach, former sand and gravel pit

The terraces T2, T3 and T4 are best developed in the gravel fans between the northern margin of the city of Bayreuth and the village of Bindlach, where gravel beds overlie weakly consolidated Lower Triassic sandstone (“Mittlerer Buntsandstein”, sm). Large gravel pits were active for many years in the T3 and T4 terraces (KLEBER et al. 1988, VEIT 1991, ZÖLLER et al. 2007), but at present only the T3 terrace is still exposed (49°58'24.3" N, 11°37'21.3" E, 367 m a.s.l.).

The layer of coarse fluvial gravel of the T3 is up to 6 m thick and contains boulders of more than 20 cm in diameter. The bedding is principally horizontal with some flat channels filled with sandy gravel and is, thus, indicative of a braided river. The top (uppermost ca. 2 m) of the gravel is strongly weathered and represents remnants of a buried Cambisol or Luvisol. To the North of the former sand and gravel pit an alluvial fan consisting primarily of subangular and slightly altered limestone and dolomite gravel derived from the nearby cuesta of the Middle Triassic limestone (Oberer Muschelkalk, mo) overlies the terrace gravel up to several metres thick. The alluvial fan thins out towards the South. The alluvial fan and the terrace gravel are covered by up to 6 m thick loamy, decalcified loess derivatives, alluvial loess with some gravel, and small channel fillings. These cover sediments contain some paleosols of various intensity (Figures 9, 10). The uppermost few dm of the loess derivatives are actually revisited as they may represent a (prehistoric) colluvium related to an Iron Age settlement detected in summer 2009 in a rescue excavation on the gentle slope ascending to the T4 level (WÜHRER 2010).

The qualitative petrographic gravel analysis of the T3 gravel (Figure 7) yielded results very similar to the mentioned results from the T2 terrace gravel. The limestone content (ca. 5%) is explained by the vicinity of the Muschelkalk (mo)-limestone cuesta. In a nearby exposure of the T3 gravel, a few hundred metres west of the site, less limestone gravel was found. Dogger limonite crusts are almost entirely absent. It must, therefore, be concluded that the T3 gravel in the Trebgast valley was also deposited by the primal Steinach River, and the Red Main River did not run through the Trebgast valley during the T3 aggradation time.

The loess loam-paleosol sequence was used to establish a tentative stratigraphic age of the T3 gravel terrace. VEIT (1991) recognized a fossil Btg horizon developed in the lowermost parts of the loess derivatives and the underlying gravel. From the former pit in the T4 terrace VEIT even reported two buried Btg horizons in the overlying loess derivatives. Assigning the buried Btg horizons to interglacial soil formations, VEIT concluded the penultimate glacial as the (minimum) age of the T3 gravel and the third last glacial as (minimum) age of the T4 terrace gravel (see Table 3).

In summer 2010, a 4.6 m thick sequence of cover sediments of the T3 were sampled for sedimentological and rock magnetic investigations as well as for luminescence dating and micromorphology. For rock magnetism sample spacing is maximum 4 cm. In order to characterise the intensity of pedogenesis inside the cover beds Magnetic Volume Sus-

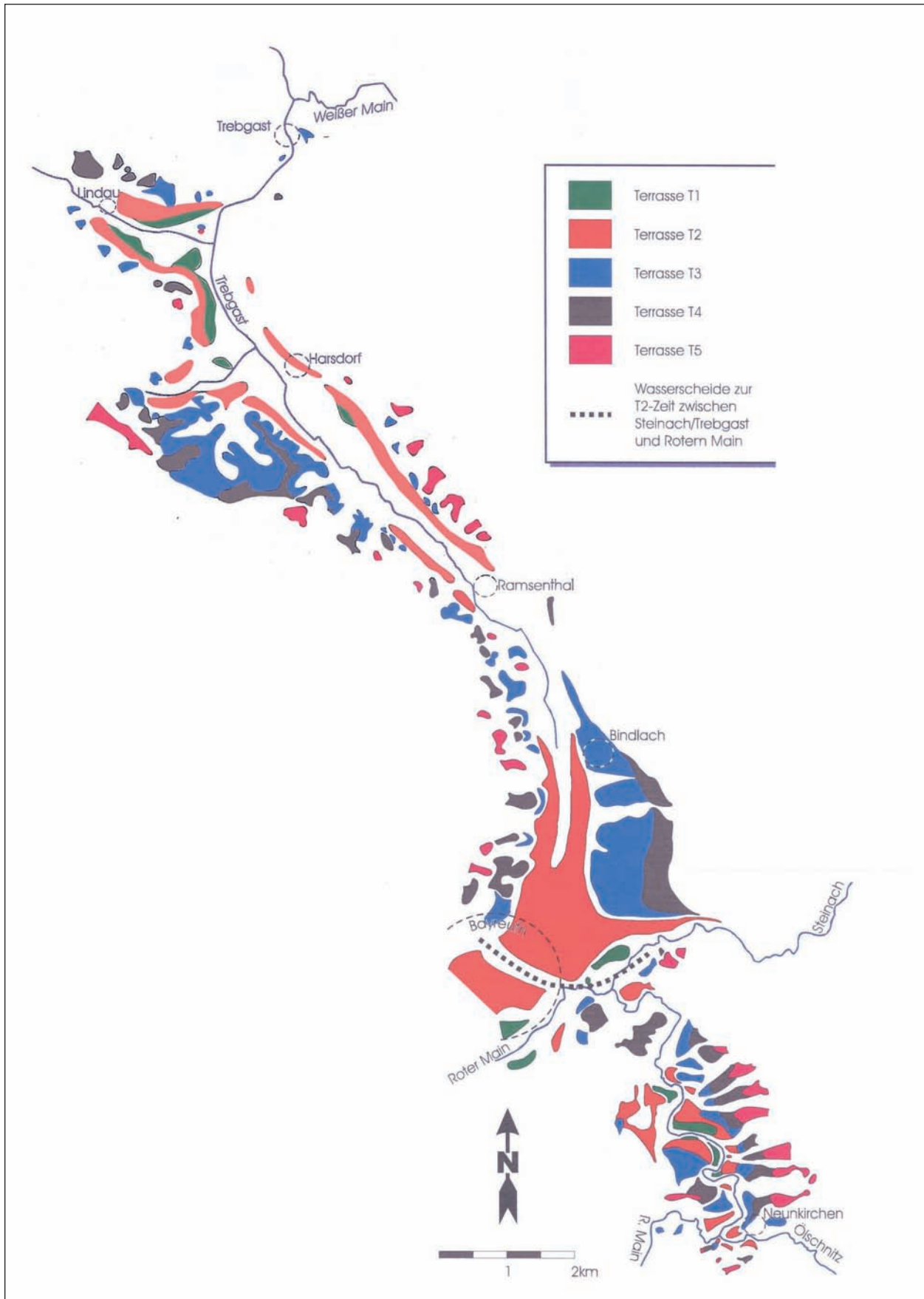


Fig. 5: Quaternary fluvial terraces in the Trebgast valley (compiled after KLEBER & STINGL 2000). Roter Main = Red Main River; Weißer Main = White Main River; Terrasse = terrace; bold dotted line = watershed between the Steinach River and the Red Main River during the time of T2 aggradation.

Abb. 5: Quartäre Flussterrassen im Trebgast-Tal (zusammengestellt nach KLEBER & STINGL 2000). Fette punktierte Linie = Wasserscheide zwischen der Steinach und dem Roten Main während der T2-Akkumulation.

ceptibility, Anhyseretic and Isothermal Remanence were determined providing concentration dependent magnetic parameters (HAMBACH et al. 2008). Seven samples were taken for micromorphological analyses in depths shown in Figure 9. The air-dried samples were impregnated with Viscovoss N55, cut and polished to 6 cm x 9 cm slices. Thin sections were described under a polarizing microscope (Zeiss Imager.A2; Software AxioVision 4.7.2) mainly using the terminology of STROOPS (2003).

The cover sediments consist of sandy loam mixed with various amounts of pebbles probably derived from terrace bodies in higher topographic positions. The loam developed from loess material was decalcified and hill-washed shortly after aeolian deposition. An erosive bed of reworked terrace gravel mixed up with soil material occurs at 350 cm in the middle part of the section. The intensity of redoximorphic features increases from around 1.5 m downwards and is most intensely developed in the lowermost 2 m of the section where Fe-Mn-nodules frequently occur.

Magnetic enhancement caused by pedogenesis is present at least in 5 intervals:

1) in the flood-loam on top of the terrace gravel at 4.5 m depth, 2) at about 3 m depth in the loam (Cambisol, hydro-morphologically degraded?), 3) in the reworked terrace gravel

in the middle of the section, 4) at about 1.5 to 2 m depth in the loam (Luvic, Stagnic Cambisol) and 5) in a 0.2 m thick Ah-horizon (Chernozem-like?) below the colluvial deposit, which covers the sequence. About 1 m of sandy loam beneath the Ah-horizon and above the Bt-horizon (450 cm) do not show pedogenic features except of redoximorphosis and may therefore represent cold phases of loess deposition and reworking. The intermediate interval of the sequence comprises quite differently developed paleosols, which can be regarded as a response to interstadial climatic conditions.

Nine samples for OSL dating were taken from the loess-like cover sediments of the T3 terrace at Bindlach (8) and from a sand lens in the fluvial gravel itself (1) (ZÖLLER et al. in prep.). The fine-grained (4–11 µm) fraction of quartz grains was extracted by sieving, settling and etching in conditioned H₂SiF₆ (FUCHS et al. 2005) to obtain pure quartz separates. The easy-to-bleach UV to violet OSL emissions of the quartz grains was measured, and equivalent doses (EDs) were determined using the single aliquot-regeneration (SAR) protocol (for details see FUCHS et al. 2004). Dose-rate calculations were executed using thick source alpha counting of bulk pulverized material (see ZÖLLER & PERNICKA 1989) for U and Th contents and ICP-MS for K

Tab. 1: Results of qualitative petrographic gravel analysis of the T2 terrace at Bayreuth-Laineck (from ZÖLLER et al. 2007). The mean values of 7 samples are shaded. The column at the right end gives the mean values in %. Quartz number: percentage of quartz gravel.

Tab. 1: Ergebnisse der qualitativen petrographischen Schotteranalyse der T2-Terrasse bei Bayreuth-Laineck (aus ZÖLLER et al. 2007). Der Durchschnittswert aus 7 Proben sind schattiert. Die Spalte ganz rechts gibt die Durchschnittswerte in % an. Quartz number (Quarzzahl): Prozentualer Anteil von Quarzgeröllen.

Group	1	2	3	4	5	6	7	Mean	Mean%
Granite	16	20	18	25	40	23	23	24	7
Phyllite	129	54	87	118	97	132	102	103	33
Other metamorphic	26	20	37	37	41	15	93	38	12
Quartz	106	153	121	92	71	68	85	99	32
Quartzite	37	47	82	24	50	58	20	75	14
Sandstone	0	2	0	4	0	4	9	3	1
Others	0	4	0	0	3	0	0	1	0
Sum	314	300	345	300	302	300	332	313	99
Quartz number [%]	33.8	51	35.1	30.7	23.5	22.7	25.6	31.7	

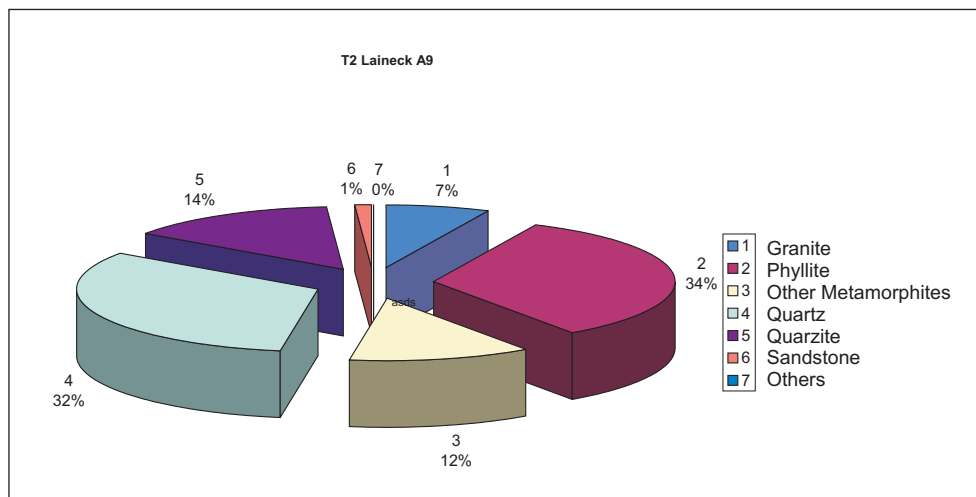


Fig. 6: Graphic illustration of qualitative petrographic gravel analysis of the T2 terrace at Bayreuth-Laineck (after ZÖLLER et al. 2007).

Abb. 6: Graphische Illustration der qualitativen petrographischen Schotteranalyse der T2-Terrasse bei Bayreuth-Laineck (nach ZÖLLER et al. 2007).

contents. An a-value of 0.035 ± 0.005 was taken for all fine-grained samples (LAI et al. 2008), and the δ -value was set to 1.15 ± 0.05 for the samples from the loess-like cover sediments in good agreement with measurements of the actual interstitial water content. Despite relatively high natural radioactivity of the sediments, none of the 9 samples exhibited saturation of the OSL signal. Saturation doses were found in the range of 800 Gy which is untypical for quartz. We suppose that the high saturation dose is due to a majority of quartz grains derived from Lower and Upper Triassic sandstones which were originally deposited as aeolian or fluvio-aeolian sediments under very arid conditions.

Although the K content throughout the profile is unusually high for loess or loess-like sediments which can be explained by high K content of the Triassic sandstones cropping out in the surroundings, the elevated K contents of the samples at 180 cm and 430 cm below the surface are striking. A post-sedimentary K enrichment in these two samples may be assumed. This assumption may be checked using different K extraction procedures. As far as this has not been executed the reported OSL ages should be regarded as preliminary. Nevertheless, the preliminary OSL ages suggest a chronological subdivision of the T3 cover sediments into three parts:

- a relatively thin Upper Pleniglacial (Upper Weichselian) part from ca. 50 cm to ca. 100 cm depth,
- a thick Middle Weichselian part from ca. 100 cm to ca. 300 cm depth, and
- a relatively thick Lower Weichselian part from ca. 300 cm to 460 cm depth.

Having in mind these data and considering the interpretations by VERT (1991), the entire sequence may represent the interval from the end of marine isotope stage 5 to the Holocene. Rock magnetic and grain size measurements support the occurrence of several Lower and Middle Weichselian interstadial soils in the sequence. An interstadial soil equivalent to the “Lohne soil” cannot be detected unambiguously but may be present between the beds dated ca. 24 ka and ca. 47 ka by OSL because the Holocene cambic luvisols has probably overprinted the Upper Pleniglacial loess-like sediments containing traces of a gelic cryosol (“Nassboden”). The OSL age of a sample extracted from a coarse sand lens in the T3 terrace itself ($49^{\circ}58'17''$ N, $11^{\circ}36'53.9''$ E) is difficult to calculate because of great uncertainties of the past interstitial water content. Using the actual moisture content measured in the abandoned quarry, an apparent age of 91 ± 22 ka is calculated which, however, most probably

Tab. 2: Results of qualitative petrographic gravel analysis of the T3 terrace at the Bindlach site (from ZÖLLER et al. 2007). The mean values of 7 samples are shaded. The column at the right end gives the mean values in %. Quartz number: percentage of quartz gravel.

Tab. 2: Ergebnisse der qualitativen petrographischen Schotteranalyse der T3-Terrasse bei Bindlach (aus ZÖLLER et al. 2007). Der Durchschnittswerte aus 7 Proben sind schattiert. Die Spalte ganz rechts gibt die Durchschnittswerte in % an. Quartz number (Quarzzahl): Prozentualer Anteil von Quarzgeröllen.

Group	1	2	3	4	5	6	7	Mean	Mean%
Granite	9	5	9	20	7	10	34	13	4
Phyllite	130	102	89	140	102	167	91	117	38
Other metamorphic	0	43	65	37	61	0	46	36	12
Quartz	70	89	109	78	76	23	55	71	23
Quartzite	20	18	32	21	38	83	40	36	12
Sandstone	36	29	16	12	0	0	12	15	5
Others	0	6	0	0	0	17	0	3	1
Limestone	42	8	6	5	34	0	8	15	5
Sum	307	300	326	313	318	300	286	307	101
Quartz number [%]	22.8	29.7	33.4	24.9	23.9	7.7	19.2	23.3	

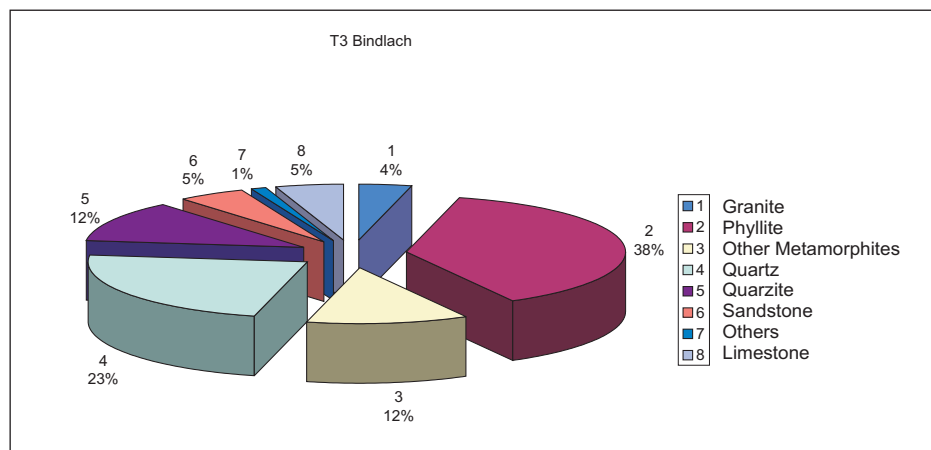


Fig. 7: Graphic illustration of qualitative petrographic gravel analysis of the T3 terrace at the Bindlach site (after ZÖLLER et al. 2007).

Abb. 7: Graphische Illustration der qualitativen petrographischen Schotteranalyse der T3-Terrasse bei Bindlach (nach ZÖLLER et al. 2007).

underestimates the deposition age of the terrace gravel because of the deeply weathered T3 gravel requiring a longer lasting interglacial. As the slope on which the terrace is developed contains large amounts of interflow and stagnant water and considering permafrost conditions for most of the burial time, the age was also calculated using almost saturated interstitial water content. The apparent age then rises to 121 ± 29 ka, i.e. the time span from 92 to 150 ka. As the natural quartz OSL is not in saturation the OSL dating result precludes a geological age >MIS 6. In so far, the morphostratigraphic and pedostratigraphic age estimate by VEIT (1991) can be confirmed.

Micromorphology

The focus of the following micromorphological description is on the thin sections taken in four of the above mentioned five intervals of magnetic enhancement caused by pedogenesis. The Chernozem-like Ah horizon in the uppermost part was not sampled so far.

Sample 1 (122–132 cm; loess derivative): The loess derivative contains fragments of a Bt-horizon, which was eroded upslope. Fragments of Bt material were rounded and some of them only partly destroyed. Thus, clay coatings within the fragments were conserved and are easily noticeable (Fig. 10). These Bt-fragments are characteristically surrounded by oriented clay. This phenomenon can be described as “snowball structure”, which was introduced by ROSE et al. (2000). This is most probably the result of physical stress during transport under moist conditions: rotating of Bt-fragments and of other coarse materials as there are rock fragments (Fig. 11) or concentric ferruginous nodules (Fig. 12). The latter represent inherited redoximorphic features.

Sample 2 (150–160 cm; Luvic Cambisol Stagnic): Most prominent are redoxi-morphic pedofeatures. Iron- and manganese depletion zones around channels are the result of interpedal reorganization of iron- and manganese-hydroxides. The interior of aggregates are simultaneously enriched with finely dispersed iron and manganese-hydroxides. Later on manganiferous hypocoatings precipitated on channel walls and clay coatings (Fig. 13). Clay coatings are well developed and indicate distinct clay illuviation processes. Two phases of clay illuviation can be distinguished: (i) limpid yellow-brown clay coatings, (ii) yellow-brown silt-clay coatings. Different phases of clay illuviation represented by different layers of clay coatings are well known from other B(b)t horizons (BREWER 1976, FITZPATRICK 1993, KÜHN et al. 2006). This horizon can be

designated as a Btw-horizon with distinctly developed redoxi-morphic features.

Sample 5 (300–310 cm; Luvic Cambisol): Ferruginous and manganiferous nodules frequently occur. Some of them are surrounded by oriented clay indicating weakly developed snowball structure (Fig. 14). Some of them can be interpreted as inherited, but external ferruginous hypocoatings indicate in-situ redoxi-morphic processes (Fig. 15), however much less expressed compared to sample 2 (Cambisol, 150–160 cm). Fragments of Bt horizon and fragments of limpid brown clay coatings are noticeable throughout the thin section (Fig. 15). This can be interpreted as the result of re-deposition of an older Bt horizon, which can be the Btg horizon with strongest clay illuviation features at around 450 cm depth. After deposition of the pedo-sediment two phases of clay illuviation are recognizable: (i) limpid yellow-brown clay to silt-clay coatings and (ii) dusty brown clay coatings (Fig. 14). This horizon can be designated as a Btw-horizon with weakly developed redoxi-morphic features.

Sample 7 (452–462 cm; stagnic Luvisol): the most prominent features of clay illuviation are found in this horizon. Three undisturbed phases of clay illuviation can be distinguished: (i) limpid yellow brown clay coatings (ii) limpid brown clay coatings and (iii) dusty brown clay to silt-clay coatings. Only few fragments of clay coatings were found. Peds are best developed in this horizon forming a well developed subangular blocky microstructure with moderate to well developed pedality. Iron- and manganese depletion zones around channels are easily recognizable. They are together with ferruginous hypocoatings on clay coatings the result of distinct redoximorphic processes.

Older terraces

In the higher and older Pleistocene terraces of the Trebgast valley (T4 and T5, tentatively dated to the third last and the fourth last glacial) there exist actually no good exposures. From previous publications (KLEBER & STINGL 2000, ZÖLLER et al. 2007) it is well documented, however, that the petrographic spectrum of the T4 and T5 terrace gravels is significantly different from the younger T2 and T3 fluvial terraces. The abundance of crystalline components (metamorphic and plutonic rocks) decreases and there is a considerable amount (up to ca. 25%) of Dogger limonite crusts (Figure 17). Thus, the Red Main River and the Steinaach River jointly flowed through the Trebgast valley until the end of the T4 time. It is assumed that this deflection occurred during the T4 accumulation phase of a braided river

Tab. 3: Minimum ages of Quaternary fluvial terraces in the Trebgast valley after VEIT (1991).

Tab. 3: Minimalalter der quartären Flussterrassen im Trebgasttal nach VEIT (1991).

Terrace	Number of interglacial soils	Age of the terrace
T4	2 + Holocene luvisol	3 rd -to-the last glacial
T3	1 + Holocene luvisol	penultimate glacial
T2, T1	Holocene luvisol or cambisol and alluvial soils	Würmian [last glacial]
Floodplain	alluvial soils	Holocene

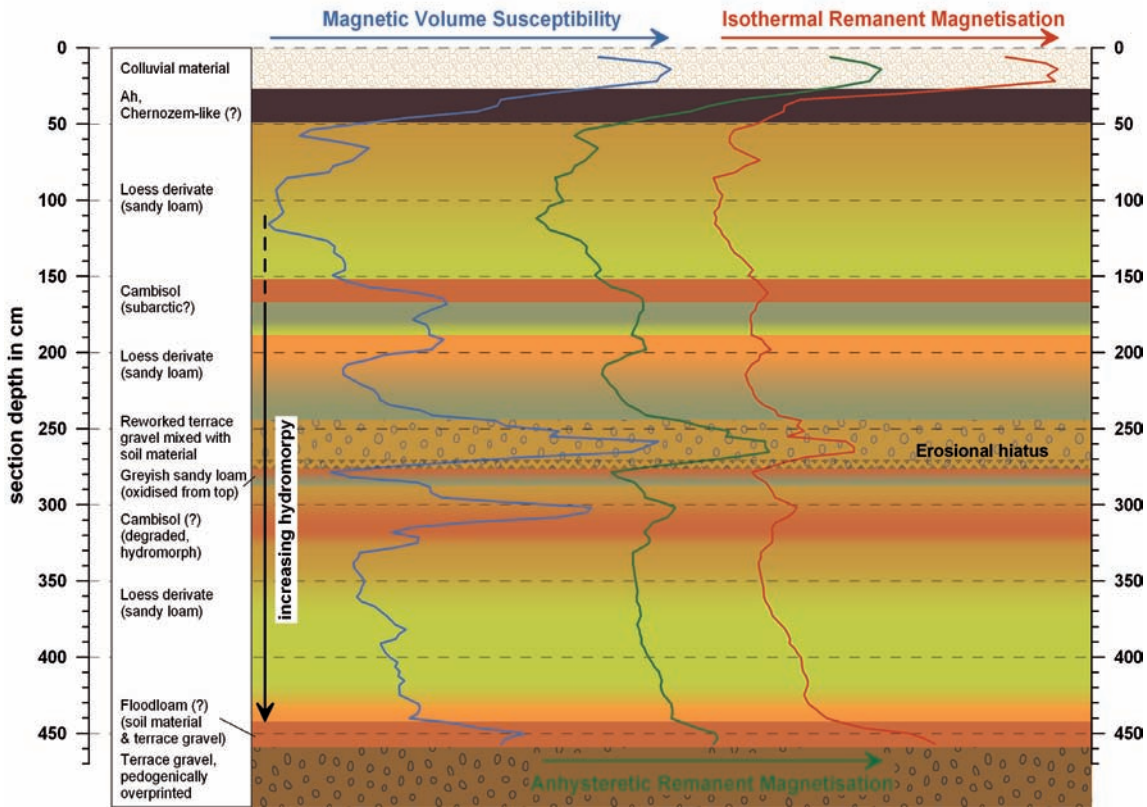


Fig. 8: Stratigraphic plot and selected results of rock magnetic measurements from the cover sediments of the T3 terrace at Bindlach. Magnetic Volume Susceptibility, Anhyseretic and Isothermal Remanence are displayed as function of stratigraphy. Elevated values are indicative for pedogenesis. Note the extreme values in the colluvium on top of the profile. Data treatment: outlier removal, detrending, normalising and smoothing.

Abb. 8: Stratigraphisches Profil und ausgewählte Ergebnisse gesteinsmagnetischer Messungen der Deckschichten der T3-Terrasse bei Bindlach. Magnetische Volumenssuszeptibilität, Anhyseretische und Isothermale Remanenz als Indikatoren für Bodenbildung sind als Funktion der Stratigraphie dargestellt. Bemerkenswert sind die extremen Werte am oberen Ende des Profils. Datenbehandlung: Entfernung von Ausreißern, Trendbereinigung, Normierung und Glättung.

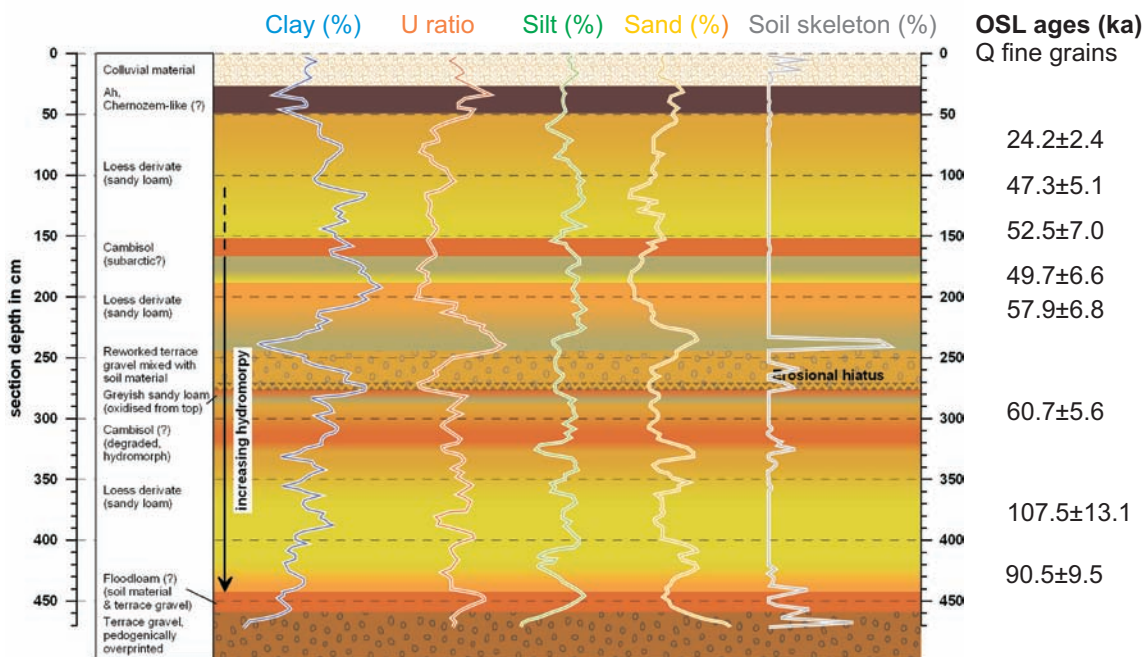


Fig. 9: Stratigraphic plot and selected results of laser grain size analysis (Malvern Mastersizer S) from the cover sediments of the T3 terrace at Bindlach. Preliminary OSL ages are also plotted.

Abb. 9: Stratigraphisches Profil und ausgewählte Ergebnisse von Laser-Korngrößenbestimmungen (Malvern Mastersizer S) der Deckschichten der T3-Terrasse bei Bindlach. Vorläufige OSL-Alter sind ebenfalls dargestellt.

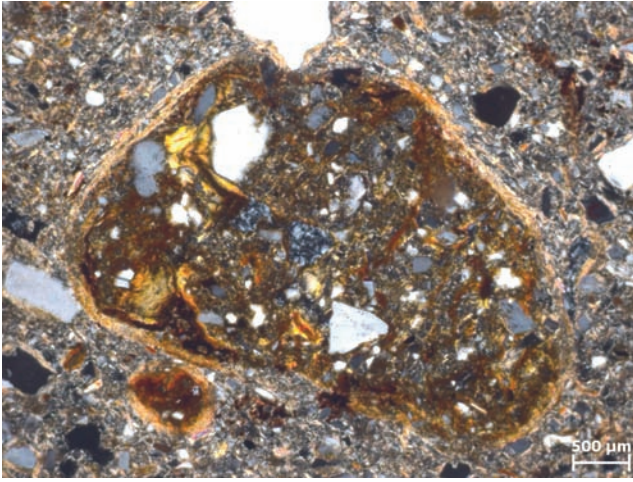


Fig. 10 (122–132 cm; loess derivative): Bt fragment in groundmass having a rim of oriented clay (snowball structure) – circular polarized light.

Abb. 10 (122–132 cm; Lössderivat): Bt-Fragment in der Grundmasse mit einem Rand aus orientiertem Ton (Schneeball-Struktur) – zirkular polarisiertes Licht.

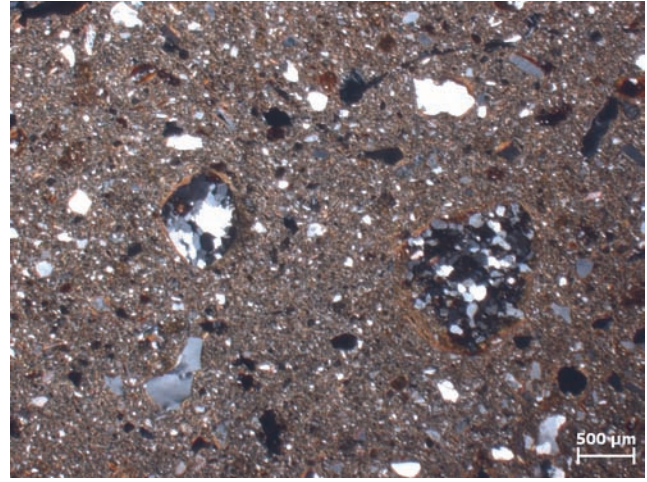


Fig. 11 (122–132 cm; loess derivative): coarse fragments in groundmass having a rim of oriented clay (snowball structure) – crossed polarizers.

Abb. 11 (122–132 cm; Lössderivat): Grobe Fragmente in der Grundmasse mit einem Rand aus orientiertem Ton (Schneeball-Struktur) – gekreuzte Polarisatoren.

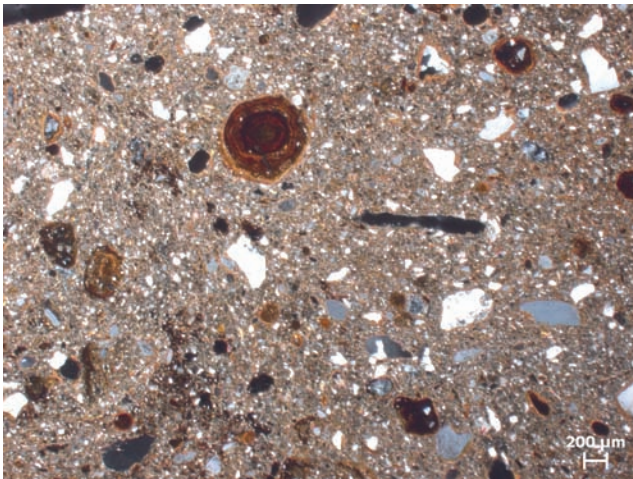


Fig. 12 (122–132 cm; loess derivative): Ferruginous concentric nodules having a rim of oriented clay (snowball structure) represent inherited redoximorphic material. The manganiferous aggregate nodules (left hand side) represent post-depositional redoximorphosis – plane polarized light.

Abb. 12 (122–132 cm; Lössderivat): Eisenhaltige konzentrische Konkretionen mit einem Rand aus orientiertem Ton (Schneeball-Struktur) repräsentieren ererbtes redoximorphes Material. Die Mangankonkretionen (links) belegen postsedimentäre Redoximorphose – einfach polarisiertes Licht.

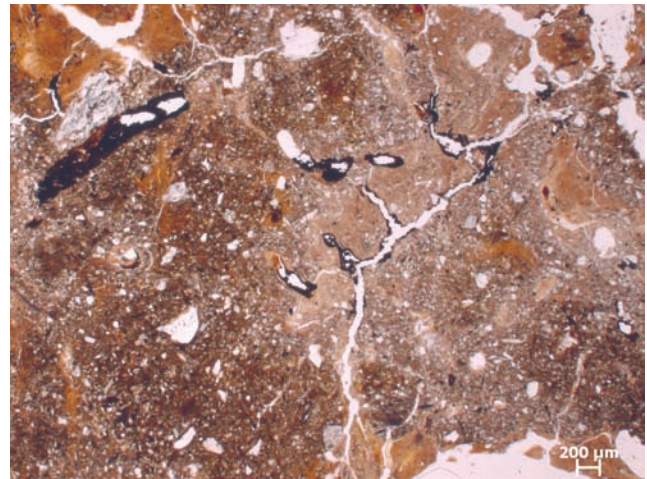


Fig. 13 (150–160 cm; Btwg of a Luvic Cambisol Stagnic): Depletion zones (lighter areas) around channels. Fe/Mn hypocoatings occur around channels and also on clay coatings. Clay coatings represent distinct clay illuviation – plane polarized light.

Abb. 13 (150–160 cm; Btwg eines Luvic Cambisol Stagnic): Abreicherungszone (hellere Flächen) um Röhren. Fe/Mn-Hyperbeläge kommen entlang von Röhren und auch auf Tonbelägen vor. Tonbeläge belegen deutliche Toneinschlümmung – einfach polarisiertes Licht.

system by overflow of a flat watershed towards a pre-existing, NW directed valley in the Bayreuth Basin when the heavily loaded Steinach River pushed the Red Main River westward. Consequently, the development of the Trebgast valley presents a unique case of a twofold river deflection at very nearby locations (see Figure 12), favoured by the easy to erode upper Triassic (Middle Keuper; km) layers outcropping around Bayreuth. In summer 2001 we could observe in a temporary exposure (49°37'28" N, 11°37'32" E, ca. 376 m a.s.l.) that coarse gravel slightly dipping towards the west underlies ca. 2.5 to 3 m loamy slope sediments (loess derivatives) partly overlain by Holocene calcareous tuff and calcareous fan sediments with molluscs. The ter-

race gravel is situated at clearly higher altitude than the T3 gravel, it is, however, bare of Dogger limonite crusts. Thus, this gravel probably representing a sub-stage of T4 was deposited after the deflection of the Red Main River but prior to the T3 gravel.

A longitudinal section of the Pleistocene terraces in the Trebgast Valley (see Figure 13 in ZÖLLER et al. 2011) may give some evidence of Quaternary tectonics (uplift in the surroundings of Bindlach), but this may also be an artefact due to imprecise levelling of terrace basements or due to the possible existence of several sub-divisions of the terraces labelled T1 to T5.

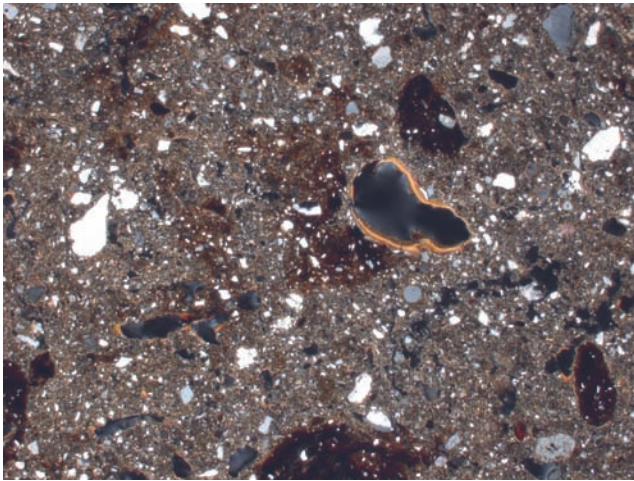


Fig. 14 (300–310 cm; Btw of a Luvic Cambisol): Compound clay coating revealing two phases of clay illuviation. Fe/Mn nodules have weakly developed snowball structure (lower right corner - circular polarized light).
 Abb. 14 (300–310 cm; Btw eines Luvic Cambisol): Zusammengesetzte Tonbeläge offenbaren zwei Phasen der Toneinschlammung. Fe/Mn-Konkretionen mit schwach entwickelter Schneeball-Struktur (rechte untere Ecke – zirkular polarisiertes Licht).

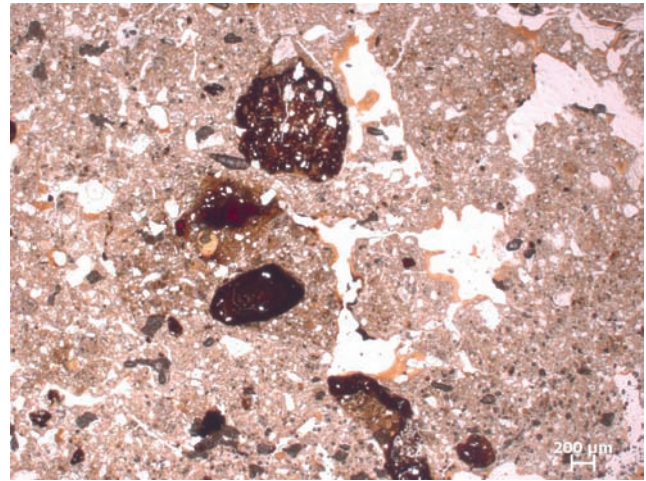


Fig. 15 (300–310 cm; Btwg of a Luvic Cambisol Stagnic): Typical ferruginous nodules partly with external hypocochings. Note the fragments of limpid yellow-brown clay coatings – plane polarized light.
 Abb. 15 (300–310 cm; Btwg eines Luvic Cambisol Stagnic): Typische eisenhaltige Konkretionen teilweise mit externen Hyperbeläge. Zu beachten sind die Fragmente hell-brauner Tonbeläge – einfach polarisiertes Licht.

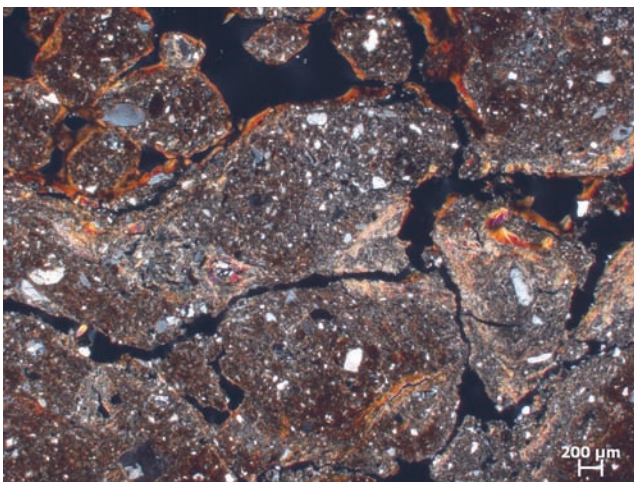


Fig. 16 (452–462 cm; Btg of a stagnic Luvisol): well developed subangular blocky microstructure. Ferruginous hypocochings on clay coatings and depletion zones around channels indicate distinct redoximorphic processes – crossed polarizers.
 Abb. 16 (452–462 cm; Btg of a stagnic Luvisol): gut entwickeltes Subpolyedergefüge. Eisenhaltige Hyperbeläge auf Tonbelägen und Abreicherungszonen um Röhren weisen auf deutliche redoximorphe Prozesses hin – gekreuzte Polaristoren.

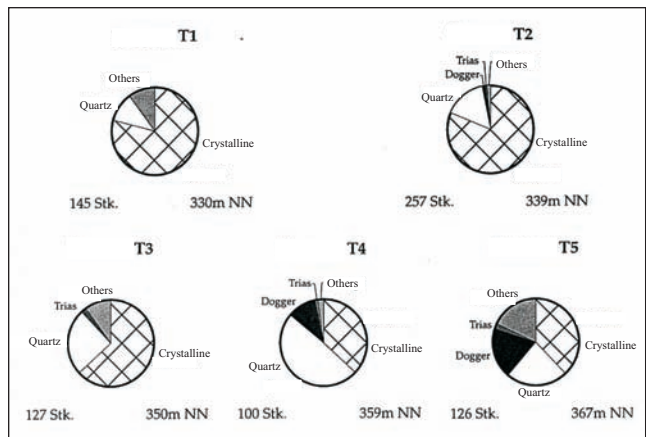


Fig. 17: Gravel composition of Quaternary terraces in the Trebgast valley near the village of Harsdorf (adopted from KLEBER & STINGL 2000; Stk = pieces). In contrast to terraces T1 to T3, Terraces T4 and T5 contain high amounts of Dogger limonite crusts (black segment).
 Abb. 17: Schotterzusammensetzung quartärer Terrassen im Trebgasttal bei Harsdorf (nach KLEBER & STINGL 2000). Im Gegensatz zu den Terrassen von T1 bis T3 enthalten die Terrassen T4 und T5 hohe Anteile an Limonit-schwarzen aus dem Dogger (schwarzes Segment).

Stop 4 Bindlach-Crottendorf [Eckershof], periglacial slope deposits and Holocene sediments covering the T2 terrace

Near the small village of Crottendorf, the valley bottom narrows between outcrops of the more resistant sm_2 sandstone in the West and the mo_2 limestone cuesta in the East of the valley. During road works in 2009 several some hundred metres long exposures and some up to 6m deep ditches exposed the Pleistocene periglacial slope cover and Holocene colluvial sediments. Several drill cores (see, e.g., Figure 14 in ZÖLLER et al. 2011) prove that these sediments overlie the T2 gravel and are, thus, younger than

the T2 aggradation by the primal Steinach River at this site (49°59'50" N, 11°36'15" E). The thickness of the periglacial cover sediments reaches up to 6 m minimum. This unusual thickness casts doubt on the previous age estimate of the Steinach River deflection which was supposed to have occurred before the Bölling Interstadial during the LGM or the early Late glacial (KLEBER & STINGL 2000, ZÖLLER et al. 2007). The thickness of the post-deflective periglacial cover sediments can hardly be explained to have accumulated in such short time unless by a landslide, for which no evidence was, however, found so far. The application of the German stratigraphy of Pleistocene periglacial slope cover sediments ("Periglaziäre Lagen" (layers), see AG BODEN

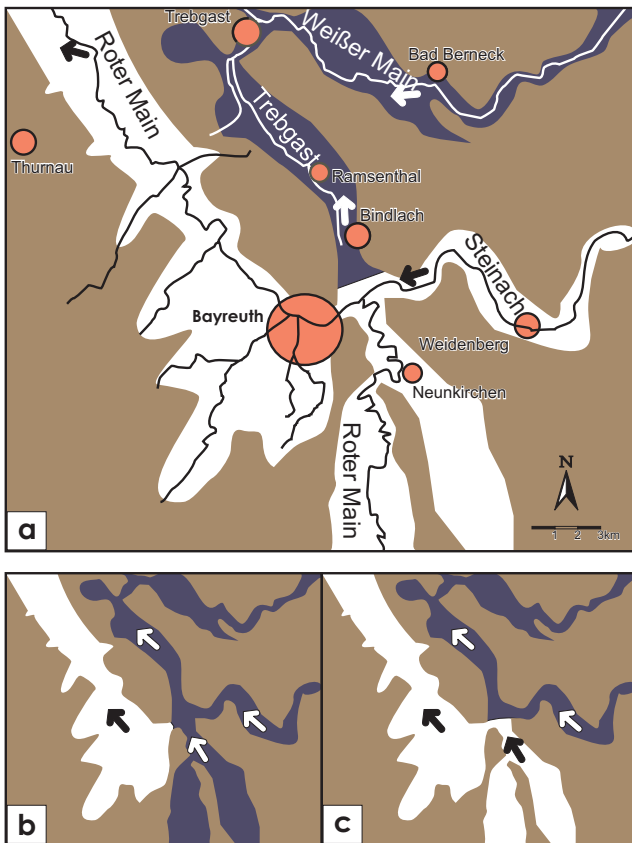


Fig. 18: Twofold river deflection at the confluence of the “Roter Main” (Red Main) and Steinach Rivers near Bayreuth: a) present-day river system, b) Time of T5 and T4 terraces, c) after the formation of T4 terrace (from ZÖLLER et al. 2011 adopted from KLEBER & STINGL 2000). “Weißer Main” = White Main River, “Trebgast” = Trebgast Creek.

Abb. 18: Zweifache Flussablenkung am Zusammenfluss von Rotem Main und Steinach bei Bayreuth: a) heutiges Flusssystem, b) Zeit der T5 und der T4-Terrasse, c) nach Ablagerung der T4-Terrasse (aus ZÖLLER et al. 2011 nach KLEBER & STINGL 2000).

2005, pp. 180 ff) appears to be problematic and, thus, a preliminary local stratigraphy was developed which as far as possible refers to the concept of layers:

Upper Layer: facies of the “Hauptlage”, loose fitting, loess-bearing, component-supported (but with intercalated lenses of “Basislage” facies), components consisting of mo_2 limestone and dolomite fragments;

Intermediate Layer, facies of the “Mittellage” with loess lenses interbedded with loess-bearing coarse detritus (mo_2 limestone fragments); lens of alluvial loess containing snail shells at its base, “snail loess” (see Figure 15 in ZÖLLER et al. 2011);

Transitional debris layer, clayey, loess-free but rather component-supported;

Basal Layer, facies of the “Basislage”, clayey, loess-free, par-autochthonous, matrix-supported, deposited in lobes with considerable micro-relief; matrix consisting of marls derived from the Middle Triassic (Lower to Middle Muschelkalk, mu to mm).

Up to four stratigraphically distinct loess lenses (see Figure 16 in ZÖLLER et al. 2011) were distinguished along the several hundred metres long exposures of which the “snail loess” is the oldest one. Most of them are strongly affected by cryoturbation. The youngest loess lens (sandy loess), situated on top of a small ridge, is about 2 m thick.

The mollusc fauna extracted from the oldest loess lense (“snail loess”) is – to our knowledge – the first loess fauna described in the region of Upper Franconia. Molluscs were sieved to > 0.42 mm, sorted and identified from about 30 kg of sediment. Absolute and relative frequencies are presented in Figure 19 as well as population indices and distributions of species and individuals in ecological groups.

Interpretation of the malacofauna

In this malacofauna, the strong dominance of *Succinella oblonga* (65%) associated with *Pupilla alpicola* (14%) and *Trochulus hispidus* (15%) reflects a wet and swampy environment covered by short vegetation. The weak proportion of *Pupilla muscorum* (5%), one of the three most common species in European loess deposits, and the few individuals of *Columella columella*, *Vallonia pulchella* and *Vertigo pygmaea* support this interpretation. However, as the last three species are very scarce and do not request as much humidity as *S. oblonga* and *P. alpicola*, their populations were probably living in the surroundings of the sampled location. The outskirts of this gully were probably drier and more convenient for *P. muscorum*. *Columella columella* and *Pupilla alpicola* are also indicators of cold temperatures. Nowadays, *C. columella* is indeed restricted to high elevations in Scandinavian and European Alpine regions, and *P. alpicola* to the European alpine region only (KERNEY et al., 1983). The single apex of *Arianta arbustorum* suggests the presence of patches of shrub vegetation nearby. The quasi-absence of slugs, which are generally abundant in loess deposits, may be caused by the very humid conditions. Indeed, it has been observed in loess molluscan records that the proportion of slugs tends to mimic that of *Pupilla muscorum*, which is opposite to those of *S. oblonga* and *T. hispidus* (MOINE et al., 2008).

Interpretation of population and ecological indexes

The different aspect of both species and individual distributions in their respective ecological groups, as well as the very low values of equitability, show the strong disequilibrium of the malacofauna in favour of hygrophilous and palustral species, and the presence of some species characteristic of less humid open environments (Fig. 19). Diversity values are thus relatively low, Shannon’s diversity being lower than Simpson’s one as it gives more importance to poorly represented species.

However, with nine species this malacofauna is relatively rich compared to Upper Pleniglacial ones from coastal regions along the Channel and the North Sea in France, England and Benelux (MOINE, 2008, MOINE et al., accepted), which always includes the same six species (*P. muscorum*, *S. oblonga*, *T. hispidus*, *C. columella*, slugs and *Oxyloma elegans*), and also compared to the malacofauna from the southward Danube valley between Regensburg and Passau, which only includes *S. oblonga*, *T. hispidus*, *P. muscorum* and *P. bigranata* (BRUNNACKER & BRUNNACKER, 1956). In the latter case, local environmental features (width of the valley, local topography etc.) or a different age may explain these different compositions of their malacofauna assemblages. More well-dated molluscan records are obviously required to answer this question. Besides, we note here that

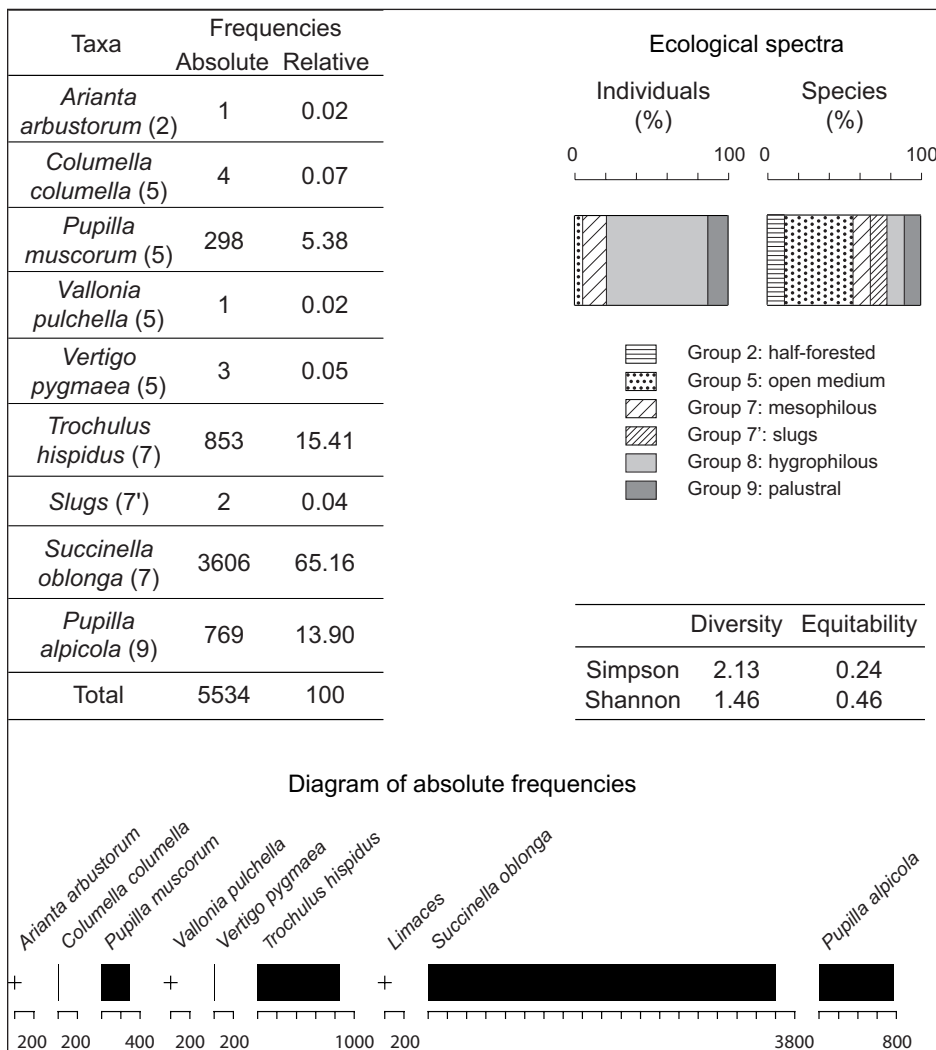


Fig. 19: Malacological results from the gleyed loess lens at the Crottendorf site ("snail loess").

Abb. 19: Malakologische Ergebnisse der vergleyten Lösslinse („Schneckenlöss“) bei Crottendorf.

somewhat more than half of the *P. muscorum* individuals collected in Crottendorf belongs to the "bigranata" morph, which is by some authors recognised as a separate species.

Even divided by three (the taken sample was about three times larger than a normal 10-liter-large loess sample), the total abundance (5534 individuals) would be significantly higher than those of pure loess samples (200–300 individuals at maximum, often less). The total abundance has rather the same order of magnitude as molluscan samples taken from the top of cryoturbated/gelifluction-affected tundra gleys (MOINE et al., 2008, accepted). However, the sedimentation rate is probably different as the grain size is rather sandy and thus coarser, and would be akin to, or affected by, flood deposit dynamics. The quasi-absence of earthworm granules indeed indicates an unstable soil surface. Such dynamics could have favoured shell accumulation in this sediment trap. However, the coherent composition of the malacofauna, the good preservation of shells, and the absence of aquatic species, indicate a short calm transport (if any) rather than a long and violent one. Besides, juveniles/adults ratios calculated for the *Pupilla* genus (5.36), eye-estimated for *S. oblonga* (~6) and *T. hispidus* (apparently higher than 6) suggest a favoured reproduction cycle, at least for these three dominant genera. Once more, such dynamics of a mollusc population, accompanied by disequilibrium in favour of hygrophilous/palustral species, has already been character-

ised at the well-known sites in Nussloch (Rhine valley, Germany) and in Curgies and Bourlon (northern France) at the top of cryoturbated/geliflucted tundra gleys. It indicates the local occurrence of temperature increases that have been linked with interstadial phases during the Upper Weichselian (MOINE et al., 2008; ANTOINE et al., 2009). However, the composition of the malacofauna cannot help us in assigning an age (Upper, Middle or Lower Weichselian) to this deposit.

First IRSL measurements of a polymineral fine-grain (4–11 µm) sample of the so called "snail loess" suggest an age of ca. 30 ka and agrees with a recently conducted dating attempt using the coarse grain fraction (90–200 µm) of quartz from another sub-sample of the "snail loess" material, which delivered an (minimum) age of around 28 ka (KOLB et al. in prep.). These preliminary results, of course, need further confirmation by IRSL and OSL dating of numerous other samples collected from the loess lenses in the exposures. The preliminary IRSL age of ca. 30 ka, if confirmed by further dating attempts, implies that the age of the T2 gravel underlying the detritus and, thus, the deflection of the primary Steinach River, is even much older (Lower Pleniglacial?) than supposed so far. A radiocarbon AMS dating from whorls of genus *Pupilla* (laboratory numbers GifA-11111 and SacA-24633) yielded a conventional age of 26810 ±240 a BP; the calibrated age (Calib 6.1) is 30974–31500 cal BP (2 sigma). We are aware of a possible

hard-water effect in this sample which may cause an age overestimation of several hundred years (WAGNER 1998).

The Holocene sequence at the site starts with a clayey black buried soil, so far detected on the valley bottom and the lowermost parts of the adjacent slope. It is overlain by up to 4 m of colluvial sediments. No archaeological remains were detected so far in the colluvium by bare eyes. Numerous samples for OSL dating were extracted from the colluvial layers, the results of which may shed new light on the settlement history of the Trebgast valley.

Stop 5 The Lindau Moor, Late Glacial and Holocene archive

The Lindau Moor, situated east of the village of Lindau and West of the present-day Trebgast valley, is a fen with only small parts of a raised bog situated in a morphological depression (Lindau Basin). The width of the depression can be explained by the outcrop of the very easy to erode Lower Triassic sandstone ("Lower Buntsandstein", su) due to a bulge of Upper Permian and Triassic layers. The wide depression is, therefore, the result of relief inversion and not of tectonic subsidence. The tectonic setting of this area with a much diversified relief is illustrated in Figure 20. Remnants of a Tertiary (Miocene?, cf. stop 6) peneplain at ca. 500 m a.s.l., cutting Triassic layers from the so to the mo, form the framing of the depression. A small hill (called "Köstlerberg" or "Kieselberg", 342 m a.s.l.) covered by ca. 2 m thick fluvial gravel (T3?) surmounts the fen by ca. 17 m. In the previous literature (see ZÖLLER et al. 2007 and further references therein) this hill was interpreted as a cut-off meander spur. KLEBER & STINGL (2000) mapped the terraces T1 to T4 in the Lindau Basin West of the Köstlerberg (see Figure 5). More recent unpublished investigations by L. Zöllner and T. Kolb do not confirm, however, that the primal Steinach River ever flowed through the Lindau Basin (see below).

Since 1986, the Lindau Moor is protected FFH (Flora-Fauna Habitat) area to protect it from further peat digging which was active until the 1960s. The unique and endangered fauna includes *Drosera rotundifolia*, *Lysimachia thyrsoiflora* (glacial relict), *Carex diandra*, *Dactylorhiza incanata*, *Epipactis palustris* and further "Red List" species. Up to 40 different species of butterflies were counted (FRÖHLICH & GERSTBERGER 1996).

The Lindau Moor is a key site for reconstruction of the Late Glacial and Holocene landscape history. A 158 cm thick pollen profile extracted from a part of the peat not affected by digging was elaborated by ERTL (1987). She distinguished 14 pollen segments which she could correlate with the well-established pollen zones Ib/c to Xa after Firbas. The pollen profile spans the time between the Bölling Interstadial (13,000 to 12,000 BP, ca. 15,600 to 13,900 cal BP) and the Subatlanticum (onset at 2,500 BP, ca. 2,800 cal BP) which is also supported by some radiocarbon ages. Pollen from species indicative of intensive forest clearing and agriculture appears in segment 13/14 (corresponding to zone Xa after Firbas).

ZÖLLER et al. (2007) tried to draw geomorphologic conclusions from the palynological dating of the Lindau Moor. Relying on the previous assumption that the Lindau Basin was eroded by the primal Steinach River, they argued that

the clay and peat layers could only accumulate after the Steinach River had abandoned the Trebgast valley and slack water conditions followed by fen growth prevailed in the Lindau Basin. With respect to the oldest dated peat clay, the primal Steinach River was deflected before the Bölling interstadial. According to latest investigations, the gravel spectrum of the fluvial terraces in the Lindau Basin is, however, totally different from the gravel spectrum of the primal Steinach River terraces characterized by dominance of metamorphic phyllites and metabasites. These indicative rocks were not at all found among the terrace gravel within the Lindau Basin, which, in contrast, can all be derived from the "Kulmbach conglomerate" (sm₁) outcropping on the lower slopes framing the basin. Ventifacts ("Windkanter") are very frequent among the gravel of the Lindau Basin terraces as well as in the Kulmbach conglomerate deposited under desert environment. As the primal Steinach River apparently did not flow through the Lindau Basin, it is likely that the Köstlerberg hill was shaped by a southward deflection of the small creek Köstlerbach today flowing south of the hill. The new findings involve that the formation of the Lindau Moor is completely decoupled from the deflection of the primary Steinach River. A considerably higher age of this deflection as discussed at stop 4 is no longer contradicted by the evolution of the Lindau Basin.

Stop 6 Tertiary gravel of the Espich site northeast of Kulmbach

The site is located on an elongated ridge of Middle Triassic Limestone (Oberer Muschelkalk, mo₂) close to the Franconian Lineament which can be clearly detected by its eye-catching geomorphology. Despite this, there is no clear evidence of neotectonic (Neogene) block faulting at this site. If at all, it cannot exceed ca. 40 m, and the escarpment along the Franconian Lineament is rather explained as a fault line scarp due to erosion of the soft Upper Triassic (Keuper) layers outcropping in the direct foreland of the lineament.

Gravel, clayey sand and clay cover the erosion surface of the mo₂-limestone and dolomite at elevations between 470 m and 510 m a.s.l. The so far explored thickness is minimum 6.5 m (see Figure 5 in ZÖLLER et al. 2011). The sediments were studied and sampled in two dredge-holes by DREXLER (1980). 60–70 % of the gravel fraction consists of Palaeozoic (Silurian and Devonian) lydites and radiolarites originating from the nearby Franconian Forest. The clay fraction is dominated by kaolinite (50–55%) and contains in addition illite/vermiculite mixed layer minerals (1–14 Å, 10%), vermiculite (10%) and quartz (5%), pointing to tropic weathering favouring desilification in a humid and warm environment in the source area of the sediments prior to erosion. Sedimentation occurred, however, under warm and arid climate with discontinuous fluvial transport (DREXLER 1980).

An erosional discordance (etchplain) between the Triassic limestone (mo₂) and the fluvial sediments was ranged as "post-basaltic" by DREXLER (1980). Despite some already published older K/Ar-ages many geologists still believed in a Lower Pliocene age of the Tertiary volcanism in the Eger rift and its surroundings. Thus, DREXLER tentatively dated the fluvial sediments at the Espich site as Upper Pliocene.

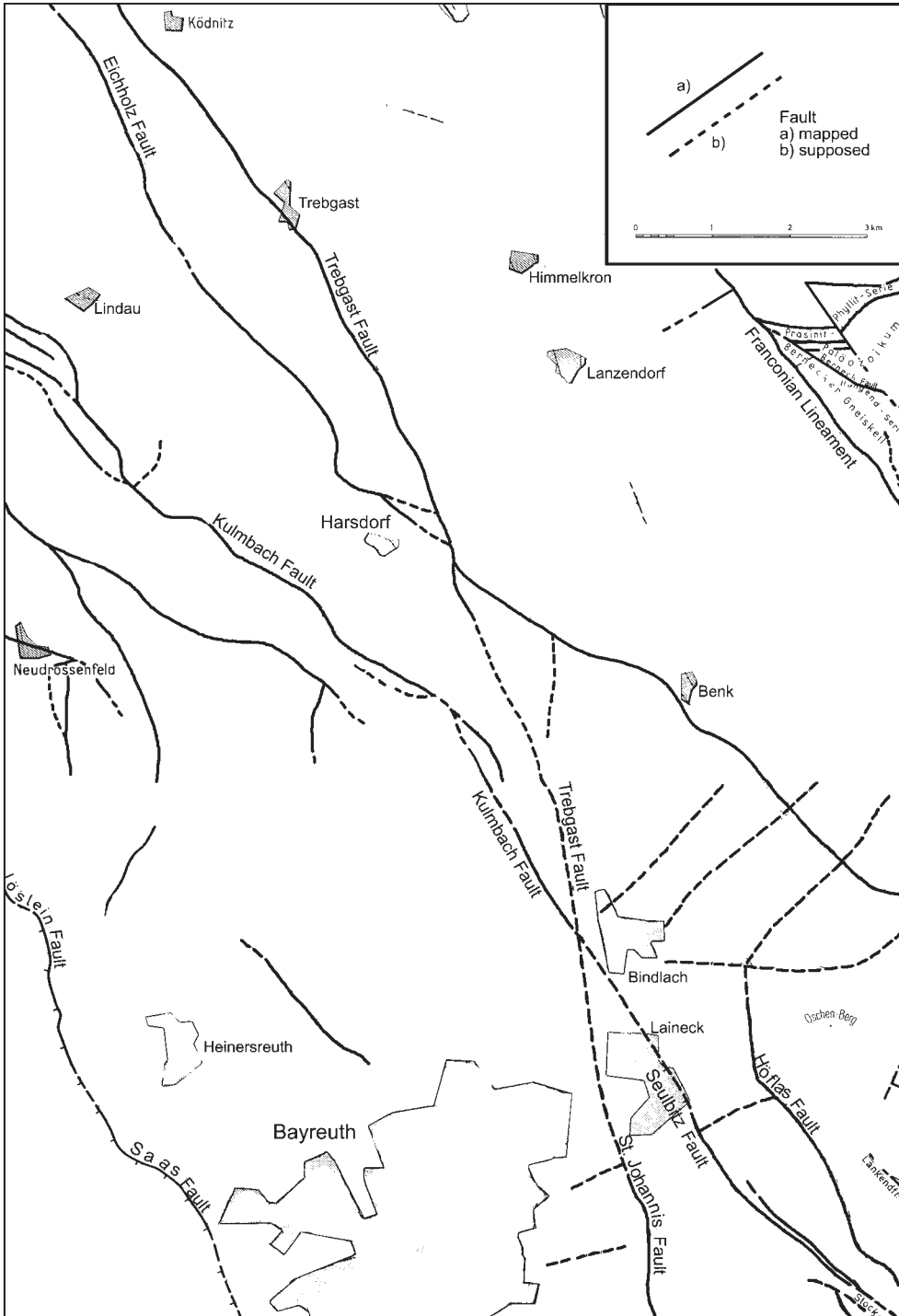


Fig. 20: Tectonic setting of the Trebgast valley and its surroundings.

Abb. 20: Tektonische Karte des Trebgasttales und seiner Umgebung.

Since the Upper Oligocene to Lower Miocene age of this basaltic volcanism was confirmed by Ar/Ar datings (HORN & ROHRMÜLLER 2005, see also compilation of numerical ages in PÖLLMANN & PETEREK 2010) there is no more convincing argument for an Upper Pliocene age of the Espich gravel, but a Lower to Middle Miocene age appears reasonable, because lydites from the Franconian Forest are found in deltaic sediments of “Lake Rezat-Altstuhl” (SW Franconia) which was dammed by ejects of the Ries Event. The Moenodanuvius fluvial system existed, thus, already prior to the Ries Event (SCHIRMER 2010, see Figure 21). The Espich site is a key site to reconstruct the general course of the Moenodanuvius River which was completely different from the Quaternary course of the Main River.

Stop 7 Trebgast radioactivity anomaly and Franconian beer brewing handicraft

The village of Trebgast is known for its former sandstone quarries in the Lower Triassic sm_2 (“Trebgast sandstone”). Around Trebgast the sandstone is characterized by elevated natural radioactivity (“Trebgast radioactivity anomaly” described by EMMERT & WEINELT 1962). Parts of the German parliament building (“Reichstag”) were constructed from the Trebgast sandstone. The small local brewery (“Haberstumpf Brauerei”) is devoted to the traditional Upper Franconian brewing handicraft. In a cellar of the brewery carved into the sm_2 sandstone there is good access to the radioactivity anomaly. Radioactivity measurements in

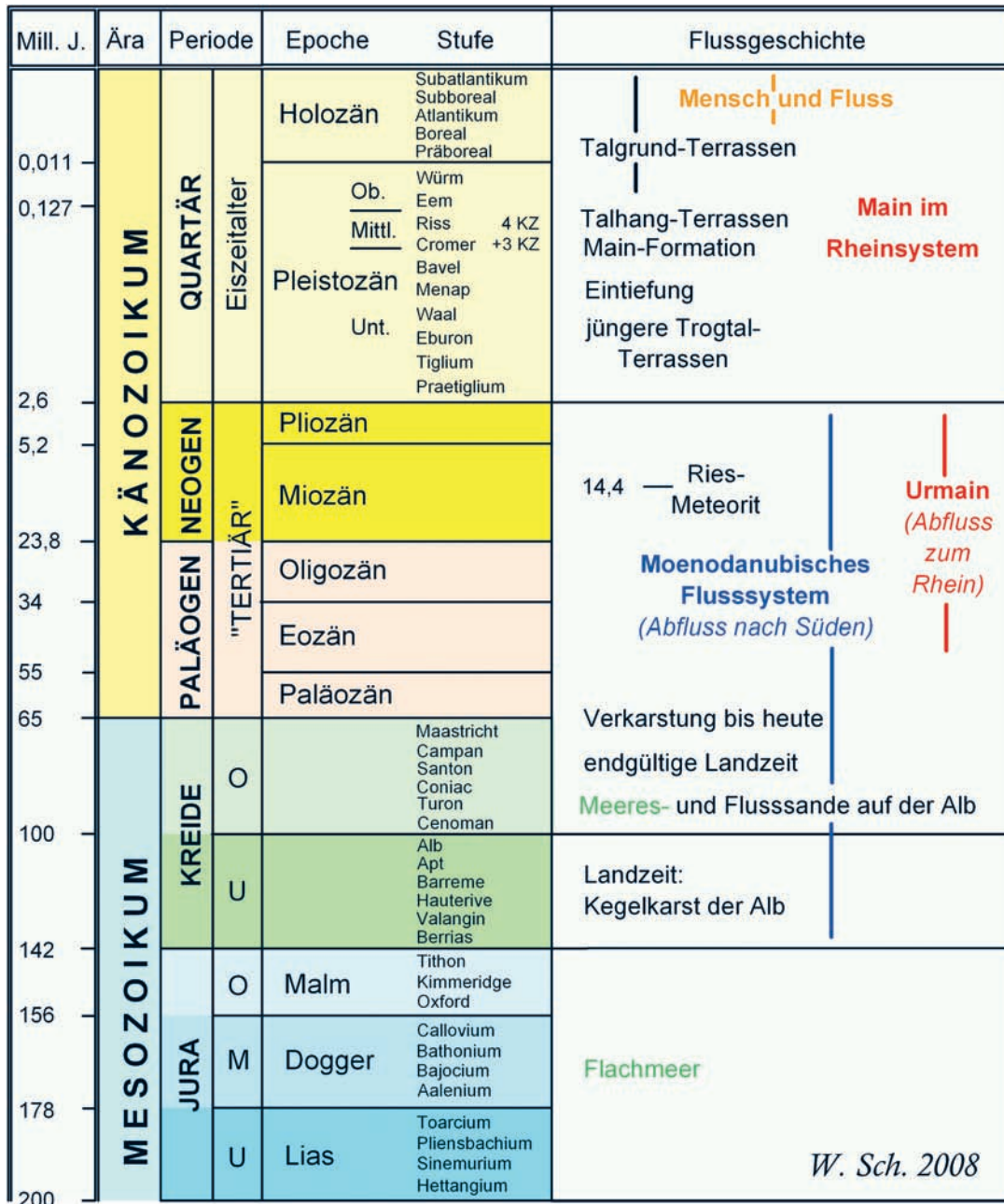


Fig. 21: Timing of the "Moenodanubius" River system (denoted in dark blue) according to SCHIRMER (2010, with kind permission from the author). It may have begun during the Lower Cretaceous when tropical karst with conical forms developed on the Franconian Alb. The southward-draining "Moenodanubius" system probably persisted during the deposition of Upper Cretaceous marine and fluvial sand and was definitely terminated at the end of the Pliocene (see column "Flussgeschichte" = "river development" at the right-hand side). The Rhine-tributary Main River ("Urmain" in the Figure, denoted in red) developed since the Eocene and incrementally deflected the Moenodanubius River until the end of the Pliocene. Since then the entire drainage area of the River Main has belonged to the River Rhine system. Since the Middle to Upper Holocene man increasingly influenced the Main River ("Mensch und Fluss", in orange).

Abb. 21: Zeitliche Einordnung des „Moenodanubius“-Flusssystems (dunkelblau) nach SCHIRMER (2010, mit freundlicher Genehmigung des Autors). Es kann schon während der Unterkreide begonnen haben, als sich tropischer Kegelkarst auf der Fränkischen Alb entwickelte. Das nach Süden entwässernde „Moenodanubius“-System existierte vermutlich auch während der Ablagerung der marinen und fluvialen Oberkreide-Sande und wurde definitiv am Ende des Pliozäns außer Funktion gesetzt (siehe Spalte „Flussgeschichte“, rechts). Der Rhein-tributäre Main („Urmain“, rot) entwickelte sich seit dem Eozän und zapfte bis zum Ende des Pliozäns nach und nach das Moenodanubius-System an. Seitdem gehört das gesamte Main-System zum Rhein-System. Seit dem Mittleren bis Oberen Holozän hat der Mensch zunehmend das Main-System beeinflusst („Mensch und Fluss“, orange).

the cellar conducted by the Chair of Geomorphology of the University of Bayreuth proved unusually high concentrations of K (6–7%), whereas U (2.8 to 4.5 ppm) and Th (6 to 24 ppm) concentrations are normal or slightly enhanced with respect to the geochemical average of the upper continental crust. The environmental dose-rate ranges between

2.4 and 3.2 mGy/a. Within the cellar the distribution of radioactivity is not homogenous. From gamma spectrometric measurements executed so far it appears that in general the natural radioactivity is increased by a factor of ca. 3 with respect to the average of the upper earth's continental crust, but there is some evidence that clayey beds in

the sandstone are more active than sandstone beds. A more detailed radiometric mapping of the cellar and nearby exposures may more precisely detect “hot spots” of natural radioactivity. A negative influence on the quality of the beer was not tasted so far, the opposite may rather be the case. Therefore, the excursion day will be terminated with beer tasting and supper in the brewery.

3 Ongoing research

Several questions concerning the landscape development in the Trebgast Valley and its surroundings are still open to debate. Our ongoing research will focus on the following topics:

1. Can the latest deflection of the Steinach River be dated more precisely? Even if the preliminary results reported from the Crottendorf site evidence a much earlier deflection than supposed before (e.g., ZÖLLER et al. 2007) we cannot preclude at the present state of knowledge that the Steinach River continued its course through the Trebgast Valley for some time during the deposition of the slope cover sediments and just bended towards the West. More dating results (in particular, OSL dates) from the youngest Steinach River fluvial sediments and the oldest covering beds, e.g. fan deposits, are needed to more precisely bracket the time of the river deflection. Furthermore, numerous OSL ages from loess lenses embedded in the slope cover sediments will supply higher resolution reconstruction of climatically driven slope development.
2. The timing of the Holocene colluvial and alluvial sediments and, thus, the settlement history requires many new OSL and ^{14}C ages, too.
3. Meanwhile we found some evidence that there may exist more than the five Pleistocene fluvial terraces mapped in the Trebgast Valley so far. Qualitative petrographic analyses of fluvial terrace gravel sites under question are being executed with special attendance to altitudes lying between the T3 and the T4 terraces and their contents of Middle Jurassic limonite boulders. The results may shed new light on the deflection of the Red Main River. A high resolution digital terrain model (DTM) is under construction and is expected to help with more precise altitudes of the terraces and the reconstruction of precise longitudinal sections of the terraces in order to check for possible neotectonic displacements of the older terraces. The high resolution DTM will also be helpful to check the probability of a pre-T4 deflection of the Red Main-Steinach River from the Trebgast Valley west of the village Harsdorf from a W towards an N directed flow.

Acknowledgements

The enterprise “Piewak & Partner” (Bayreuth) generously supplied us with stratigraphic plots and photographs of the boreholes near Crottendorf. Prof. Dr. W. Schirmer (Wolkenstein) kindly supplied Figures 4 and 21. Hans and Elfriede Wernlein (Tebgast, owners of the brewery) are acknowledged for continuous access to the cellar to execute radioactivity measurements. Anne Diel (Bayreuth) compiled

Figures 6 and 20. Katrin Stumpf (Bayreuth) executed rock magnetic measurements from the cover sediments of the T3 terrace at Bindlach. The Bavarian Bureau of Topographical Survey and Geo-Information “Landesamt für Vermessung und Geoinformation Bayern” is acknowledged for the permission to reproduce the cartographic background of Figure 1.

Our ongoing research is generously funded by the “Oberfrankenstiftung” (Oberfranken Foundation) since 2011.

References

- AG BODEN (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 5th edition, 438 pp, Hannover.
- ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., MOINE O., KUNESCH S., HATTÉ C., LANG A., TISSOUX H. & ZÖLLER L. (2009) : Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. – *Quaternary Science Reviews*, 28 (25–26): 2955–2973.
- BREWER, R. (1976): *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Original edition 1964, Reprint 1976, with supplementary material. 482 pp.; Huntington – (Krieger).
- BRUNNACKER M. & BRUNNACKER K. (1956): Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. – *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und Angrenzende Gebiete*, 6: 91–100.
- BÜDEL, J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. – *Würzburger Geographische Arbeiten*, 4/5: 5–46, Würzburg.
- COYLE D.A., WAGNER G.A., HEJL E., BROWN R. & VAN DEN HAUTE P.: The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): apatite fission-track data from the Vorbohrung. – *Geologische Rundschau*, 86: 203–209.
- DI VINCENZO, G. & SKÁLA, R. (2009): ^{40}Ar – ^{39}Ar laser dating of tektites from the Cheb Basin (Czech Republic): Evidence for coevality with moldavites and influence of the dating standard on the age of the Ries impact. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 493–513.
- DREXLER O. (1980): Das Espich-Sediment bei Kulmbach. – *Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten* 1: 9–38.
- DUYSTER J., KONTNY A, WALL H. DE, ZULAUF G. (1995): Postvariszische Krustenstapelung am Westrand der Böhmisches Masse. – *Geowissenschaften*, 13(4): 135–141.
- EBERLE, J., EITEL, B., BLÜMEL, W.D. & WITTMANN, P. (2007): Deutschlands Süden vom Erdmittelalter bis zur Gegenwart. – 188 S. Heidelberg (Spektrum).
- EMMERT, U. & WEINELT, W. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Bl. 5935 Markt-schorgast. – Bayerisches Geologisches Landes-Amt, München.
- ERTL, U. (1987): Pollenstratigraphie von Talprofilen im Main-Regnitz-Gebiet. – *Berichte Naturwissenschaftliche Gesellschaft Bayreuth*, 19: 45–123.
- FITZPATRICK, E.A. (1993): *Soil Microscopy and Micromorphology*. 304 S.; Chichester – (Wiley).
- FRÖHLICH, T. & GERSTBERGER, P. (1996): Die Vegetation des Lindauer Moores – Historischer Vergleich und Naturschutzkonzept. – *Berichte Naturwissenschaftliche Gesellschaft Bayreuth*, 23: 63–167.

- FUCHS, M., WAGNER, G.A. & LANG, A. (2004): The history of Holocene soil erosion in the Phlious Basin, NE Peloponnese, Greece, based on optical dating. – *The Holocene*, 14: 334–345.
- HAMBACH U., ROLF C., SCHNEPP E. (2008): Magnetic dating of Quaternary sediments, volcanites and archaeological materials: an overview. – *E&G Quaternary Science Journal* 57, 1–2, 25–51.
- HENKEL, L. (1919): Die Terrassen des Maintals bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des fränkischen Flussnetzes. – *Geologische Rundschau*, 10: 137–155.
- HORN, P. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Geological map with new K-Ar ages of Cenozoic volcanites. – In: KÄMPF, HJ. et al. (eds), *The KTB Deep Crustal Laboratory and the Western Eger Graben*. GeoErlangen, 24.–29.9.2005, Schriftenreihe Deutsche Gesellschaft Geowissenschaften, 40: 37–108.
- HÜSER, K. (1986): Oberfranken – Vielfalt seines Naturraumes. In: MAIER, J. (ed), *Flug über Oberfranken: 13–34*, Bayreuth.
- KERNEY M.P., CAMERON R.A.D. & JUNGBLUTH J.H. (1983): *Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas*. Hamburg & Berlin, 384 p (Parey P.).
- KLEBER, A. & STINGL, H. (2000): Zur Flußgeschichte des Trebgasttals nördlich von Bayreuth. Eine zweiphasige Talverlegung im Rotmainssystem. – In: H. Becker (Hrsg.): *Beiträge zur Landeskunde Oberfrankens*. Festschrift zum 65. Geburtstag von Bezirkstagspräsidenten Edgar Sitzmann. Bamberg 2000: 191–208 (= *Bamberger Geographische Schriften*, Sonderheft Nr. 6).
- KÜHN, P., TERHORST, B., OTTNER, F. (2006): Micromorphology of Middle Pleistocene Palaeosols in northern Italy. – *Quaternary International* 156/157: 156–166. doi:10.1016/j.quaint.2006.05.026
- MOINE O. (2008): West-European malacofauna from loess deposits of the Weichselian Upper Pleniglacial: compilation and preliminary analysis of the database. – *Quaternaire*, 19: 11–29.
- MOINE O., ROUSSEAU D.-D. & ANTOINE P. (2008): The impact of Dansgaard-Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. – *Quaternary Research*, 70: 91–104.
- MOINE O, ANTOINE P., DESCHODT L. & SELLIER N., accepted. *Enregistrements malacologiques à haute resolution dans les loess et les gleys de toundra du Weichsélien supérieur: premiers exemples du Nord de la France*. – *Quaternaire*.
- PETEREK, A. & SCHUNK, R. (2008): Zitternde Erde – die Schwarmbeben in Nordwestböhmen. – *Sonderveröffentlichung Bayerisch-Böhmischer Geopark 1/2008*: 1–19. <http://www.geopark-bayern.de/Public/Schriftenreihe/Schriftenreihe.htm>
- PÖLTMANN, H. & PETEREK, A. (2010): Mineralogie und Geologie ausgewählter Basaltvorkommen im westlichen Teil des Eger Rifts. – *der Aufschluss*, 61: 213–238.
- RECK, H. (1912): Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Cyclustheorie. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 64: 81–232.
- ROSE, J., LEE, J.A., KEMP, R.A., HARDING, P.A. (2000): Palaeoclimate, sedimentation and soil development during the Last Glacial Stage (Devensian), Heathrow Airport, London UK. – *Quaternary Science Reviews*, 19: 827–847.
- SCHIRMER, W. (2010): Die Geschichte von Moenodanuvius und Main in Oberfranken. – In: DIPPOLD, G. (ed), *Streifzüge durch Franken Band 1: 9–24*, Lichtenfels.
- STOOPS, G. (2003): *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. – *Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin*. 184 pp.
- VEIT, H. (1991): Das Bindlacher Schotterfeld und seine Deckschichten. Ein Beitrag zur Quartärstratigraphie in Oberfranken. – *Geologische Blätter NO-Bayern*, 41: 1–14.
- WAGNER, G.A. (1998): *Age Determination of Young Rocks and Artifacts*. – Springer, 466 pp.
- WÜHRER, B. (2010): Eine eisenzeitliche Siedlung „Am Flürlein“ bei Bindlach. – *Das archäologische Jahr in Bayern 2010*, S. 76–78.
- ZÖLLER, L., STINGL, H. & KLEBER, A. (2007): *Das Trebgasttal – Tal- und Landschaftsentwicklung nahe der Europäischen Hauptwasserscheide im Raum Bayreuth*. – *Bayreuther Geographische Arbeiten*, 28: 70–101, Bayreuth. http://www.geomorph.uni-bayreuth.de/de/ressourcen/lehrmaterialien/Zoeller/Exkursion_Trebgasttal.pdf
- ZÖLLER, L., HAMBACH, U., KLEBER, A., KOLB, T., MOINE, O. (2011): Quaternary valley and slope development in the headwaters of the River Main, Upper Franconia – puzzling ancient stream courses and sedimentary archives. – In: SAUER, D. (ed.). *From the northern ice shield to the Alpine glaciations – A Quaternary field trip through Germany*, DEUQUA Excursions, 47–65. DOI 10.3285/g.00007

Wolfgang Schirmer, with contributions of Michael Friedrich, Maria Knipping, Bernd Kromer and Uwe Abramowski

Itinerary / Exkursionsroute



Fig. 0.1: Location map of the excursion points. Map basis: Top 50 Bayern, Landesamt für Vermessung und Geoinformation, Version 5.

Abb. 0.1: Karte der Exkursions-Stops. Grundlage: Top 50 Bayern, Landesamt für Vermessung und Geoinformation, Version 5.

When was it that the River Main,
which aeons always southward ran,
followed one day a new incline
hence friendship to the Rhine began?

Wann mag das wohl geschehen sein,
dass der lyditbeladne Main,
der lange Zeit nach Süden floss,
sich plötzlich in den Rhein ergoss?

1 Introduction to the excursion area

1.1 Two great periods of river history

The Upper Main River area passed through two different great periods of river history. The first period is the drainage southward, from the Middle German Uplands – the Thüringer Wald, Frankenwald and parts of the Fichtelgebirge – to the pre-Alpine molasse basin that was drained since late Miocene by the Danube River. This southward drainage system was that of the River Moenodanuvius starting in the recent Main River area (lat. *Moenus*) and emptying in the recent Danube area (lat. *Danuvius*) (SCHIRMER 1984). Moenodanuvian river deposits are preserved in the foreland of the Middle German Uplands, especially in the Frankenwald foreland, moreover on top of the Northern Franconian Alb and in the Rednitz River area.

At the same time in western Franconia there existed the Primeval Main, the Ur-Main, draining to the River Rhine into the northern Upper Rhine Graben. This Ur-Main encroached step by step the eastward lying Moenodanuvian drainage system from the Spessart to the Steigerwald Mountains to the Upper Franconian highland.

The second period is that of the final diversion of the Moenodanuvian system to the Rhine system. From later Neogene into the Pleistocene this encroaching Ur-Main created the recent Main River system. The duration of the Moenodanuvian river regime lasted about from the beginning of the Cretaceous Period into the later Neogene (Fig. 0.3). After the diversion of the Moenodanuvian system in northern Franconia the Main River drained westward transverse to the Moenodanuvian north-south direction. This happens at least since later Neogene to end Neogene.

1.2 The Moenodanuvius River

In Upper Franconia gravel of the Moenodanuvius is preserved (Fig. 0.2) in the Frankenwald Foreland, on top of the Northern Franconian Alb and further south in the Rednitz valley. The gravel is mostly silica gravel with some local gravel components intermixed. The northernmost preserved valley section is that of the Frankenwald Foreland Moenodanuvius. It is described in Stop 1 Espich (Figs. 0.1 and 0.2) This river might have acted – after the direction of its course and the gravel freight – as the upper course of the Kulmbach Moenodanuvius or possibly that of the Nankendorf Moenodanuvius.

In the Northern Franconian Alb up to now there are four different river branches preserved. All branches show own morphological valleys cut into the carbonate rocks of the Northern Franconian Alb.

The most western branch, the Bamberg Moenodanuvius (SCHIRMER 2007a), is proofed by pebble finds of quartz and few quartzites spread in relics of an incised palaeovalley on top of the plateau of the Franconian Alb close to Eschlipp (black E in Fig. 0.2). This branch might root in the Thüringer Wald (Thuringian Forest). As the valley relic lies somewhat higher than the valley of the Kulmbach Moenodanuvius this branch should be the oldest among the others.

Up to now it is the first and only river course proved to have flowed through the axis of the northward draining River Regnitz southward. There are no further findings for a river, which flowed through this valley axis southward. Black pebbles in the basal parts of the Regnitz gravel turn out to be not black radiolarite (lydite) but pebbles of silicified wood.

The next eastern branch is the Kulmbach Moenodanuvius locally with two terraces, the Blütental (B) and Nebelberg Terraces (N). Its main gravel components are quartz, radiolarite and quartzite (SCHIRMER 1985). Its valley is well traceable by form and gravel finds from the Kainach brook in the north downriver to Streitberg in the south.

The easternmost branch is the Nankendorf Moenodanuvius (formerly called Bayreuth Moenodanuvius, SCHIRMER 2007a). Up to now there was no gravel found farther north or northeast than marked in Fig. 2. To keep the afflux from north or northeast open I took a local name. Its main components are quartz and radiolarite.

All branches merge to one river course that south of Streitberg should have flowed towards the Regnitz-Rednitz axis. The Moenodanuvius River in the Rednitz axis was recently described by BERGER (2010, 2011). BERGER (2011) records of Moenodanuvian gravel of Cenomanian age in the Southern Franconian Alb. On the other hand, he stresses (BERGER 2010: 165) that the Moenodanuvian gravel along the Rednitz valley is of Tertiary prae-Riesian age, and there would be no indication for a southward drainage after the Ries impact, that happened at 14.6 Ma (BUCHNER et al. 2010). This well confirms the estimated old age for the Moenodanuvius in the Northern Franconian Alb (SCHIRMER 2007a: 172). But it puts question marks to the end of the Moenodanuvian existence (see also HOFBAUER 2011).

The big question is the time and way of the diversion of the Moenodanuvius to the Urmain River. Uplift of the southern Franconian Alb starting during late Miocene (PETEREK & SCHRÖDER, 2010: 333) was the initiation of the reversal of the flow direction within the Rednitz-Regnitz axis. Probably the uplift and modelling of the northeasternmost escarpment of the Northern Franconian Alb between Hollfeld and Kulmbach caused the end of the southern discharge of the Moenodanuvius and initiated its diversion to the Urmain, thereby forming the River Main. This could happen from late Miocene through Pliocene. Consequently the arrival of the Upper Franconian Main River on the Rhine could have taken place earlier than so far has been assumed. (SCHIRMER, 2007b: 104, assumed and discussed still an early Lower Pleistocene age). This needs search for pre-Quaternary Main deposits in the Lower Main area. All in all, the present knowledge concerning the Moenodanuvius-Main transition shows a gap from late Miocene to end of Pliocene.

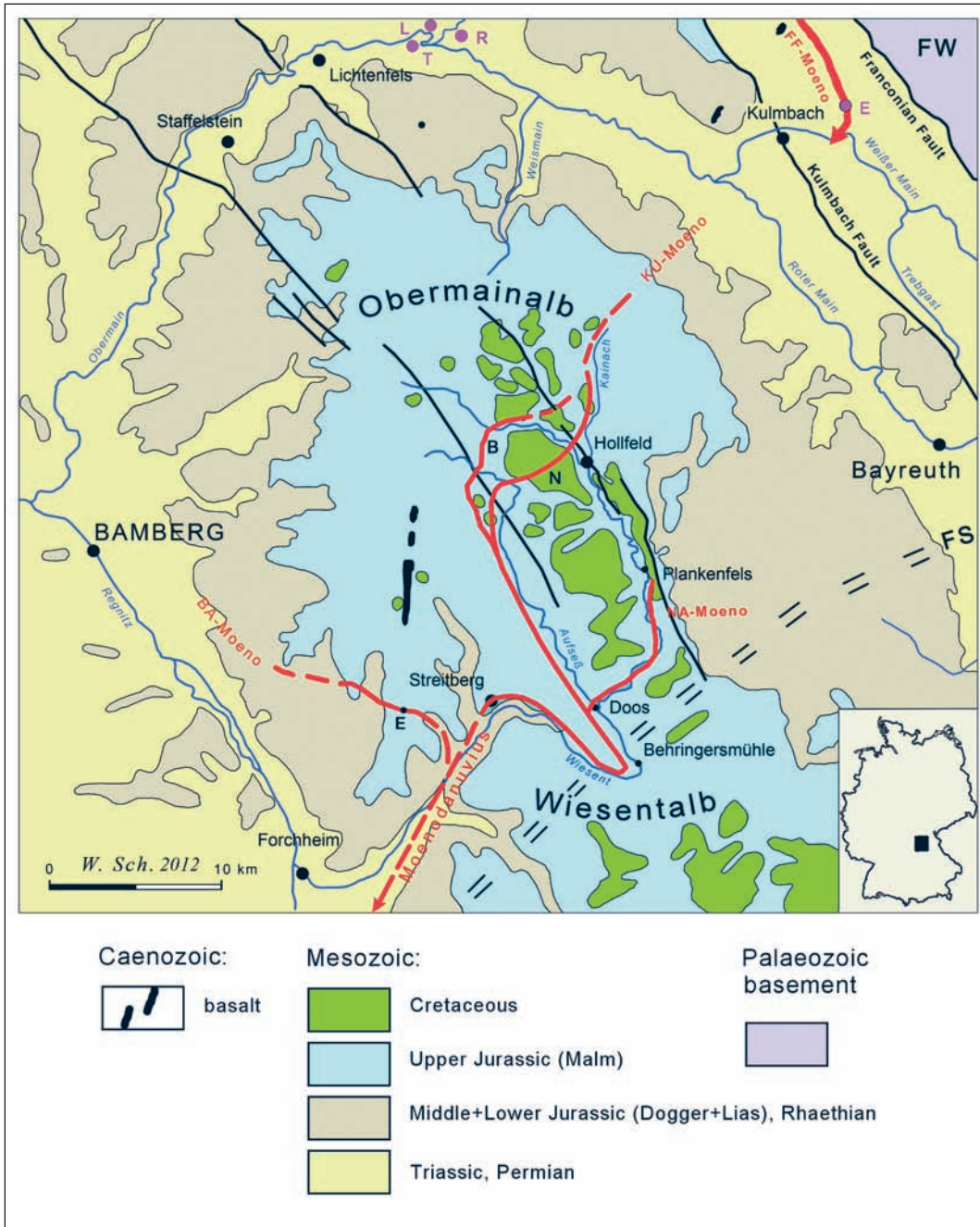


Fig. 0.2: Moenodanuvius River system in the Franconwald foreland and the Northern Franconian Alb (Obermainalb and Wiesentalb). B = Blütental Terrace, BA-Moeno = Bamberg Moenodanuvius, E (violet) = Espich Site, E (black) = Eschlipp, FF-Moeno = Frankenwald Foreland Moenodanuvius, FS = Fichtelgebirge Swell, FW = Frankenwald (part of the Bohemian basement), KU-Moeno = Kulmbach Moenodanuvius, L = Lettenreuth Site, N = Nebelberg Terrace, NA-Moeno = Nankendorf-Moenodanuvius, R = Redwitz Site, T = Trieb Site.

Abb. 0.2: Flusssystem des Moenodanuvius im Frankenwaldvorland und der Nördlichen Frankenalb. B = Blütental-Terrasse, BA-Moeno = Bamberger Moenodanuvius, E (violett) = Espich, E (schwarz) = Eschlipp, FF-Moeno = Frankenwald Vorland-Moenodanuvius, FS = Fichtelgebirgsschwelle, FW = Frankenwald, KU-Moeno = Kulmbacher Moenodanuvius, L = Grube Lettenreuth, N = Nebelberg-Terrasse, NA-Moeno = Nankendorfer Moenodanuvius, R = Grube Redwitz, T = Grube Trieb.

1.3 Short outline of the history of the River Main

A discharge to the Rhine from the Spessart exists since the subsidence of the Upper Rhine Graben in Eocene. This is the Primeval Main, the Urmain (Fig. 0.3). With ongoing subsidence of the Upper Rhine Graben this Urmain encroached backward eroding step by step the Moenodanuvian realm in the Spessart, Lower Franconia Gäu Plain and the Steigerwald-Hassberge cuesta. By conquering the source area of the Moenodanuvius system in the Upper Franconian basement the Urmain became the River Main.

A simplified scheme of the River Main deposits is shown in Fig. 0.4. The texture of this river deposits is a result of interlinking of tectonic uplift and subsidence on the one hand, accumulation and erosion under the periglacial climate on the other hand. The following elements are visible in the Main River area:

Plateau terraces: River deposits mainly of late Cretaceous to Tertiary age, not bound to valley forms, or the valley forms are not visible any longer. They include some deposits of the Urmain and the Moenodanuvius, for example at Stop 1 Espich.

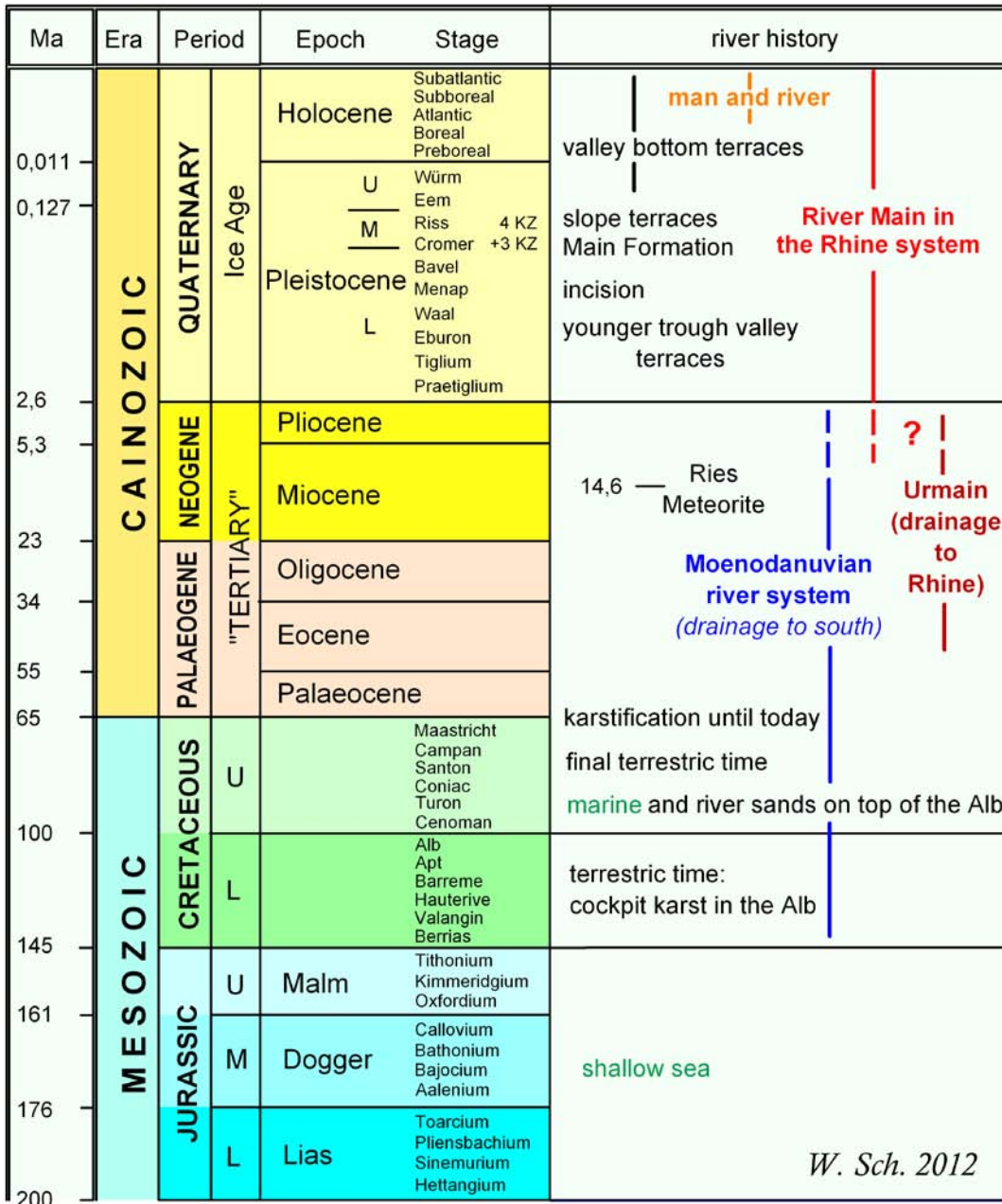


Fig. 0.3: Stratigraphic table for the Moenodanuvius and Main River (SCHIRMER 2010, modified).

Abb. 0.3: Stratigraphische Tabelle für den Moenodanuvius und Main (SCHIRMER 2010, geändert).

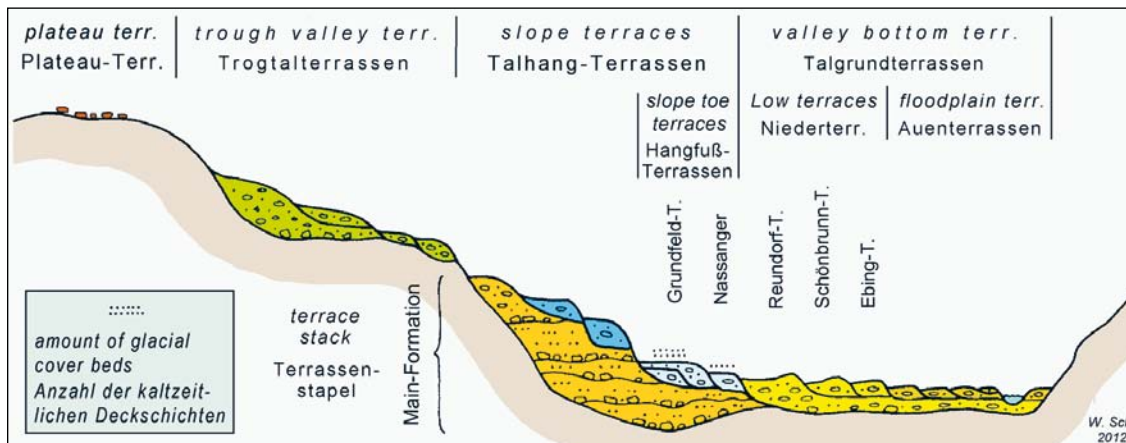


Fig. 0.4: Scheme of terrace flight of the Main River and other tributaries of the Upper Rhine (from SCHIRMER 2010, slightly modified).

Abb. 0.4: Schema der Terrassenstappe des Mains und anderer Oberrheinzuflüsse (aus SCHIRMER 2010, leicht verändert).

Trough valley terraces: From late Cretaceous to Tertiary age strong valley incision took already place. It resulted in a trough valley form incised in the plateau surface, generally wider than the Pleistocene valleys are. Along the Main river the early Pleistocene terraces lie in this trough valley, too. Within these wide trough valley the river could form wide free meanders.

During the Lower Pleistocene land uplift and subsidence of the Upper Rhine Graben caused a very deep incision of the rivers that accessed down to the level of the recent valley sole. Thereby, the free meanders became bound meanders.

Main Formation: The deadlock of the vertical movements, perhaps 1 Ma–800 ka ago, should have caused the fill-up of a thick fluvial stack of some decameters in thickness, the so-called Main Formation (SCHIRMER 2007c) (Stop 2 Lettenreuth). The filling up ended perhaps around 550 or 400 ka BP. It coincides with the increasing cold periods between MIS 22–12 with its change from frost to thawing activity that provided a lot of solifluction material especially in the sandy–clayey Upper Triassic (Keuper) and Lower Triassic (Buntsandstein) landscapes (SCHIRMER 2007c: 313–317). The principal part of the fill falls in the Cromerian Period. The longest possible time interval for the Main Formation stretches from Jaramillo event until MIS 11. In the minimum it lasted 200–250 thousand years (SCHIRMER 2007a: 315).

Slope terraces: New land uplift since the middle Middle Pleistocene caused renewed cutting down of the rivers. Climatically controlled alternating erosion and accumulation with preference of erosion formed the slope terraces cut into the Main Formation. In the Main and Rhine area they are called Mittelterrassen (Middle Terraces).

Slope toe terraces: During the later Middle Pleistocene the tectonic uplift died slowly down; that happened since about 340 ka BP (SCHIRMER 2010: 18). Hence rivers formed a flat terrace landscape at the toe of the slopes – the slope toe terraces, also called lower Mittelterrassen.

Valley bottom terraces: During the Upper Pleistocene and Holocene the river forms the valley fill and its floodplains ongoing up to now. A more detailed scheme of the valley fill of the Main River than in Fig. 0.4 is given in Fig. 4.1. The surface of the valley bottom along its outer rim shows a group of three Last Glacial (Würmian) terraces, the Reundorf, Schönbrunn and Ebing Terrace (Stop 3 Redwitz), also called Niederterrassen. They were accumulated since the beginning of the Upper Pleniglacial around 30 ka BP. Below these terrace bodies there locally occur basal parts of older Last Glacial river accumulations (see Stop 3 Redwitz). On the Upper Main River the Schönbrunn and Ebing Terraces belong to the floodplain terraces. The inner part of the valley ground is filled by seven Holocene floodplain terraces developed during maxima of fluvial activity of the meandering river (Stop 4 Trieb). This group of three Late Pleistocene and seven Holocene terraces occurs on all rivers in Central Europe (SCHIRMER 1988a: 3, 1995a: 33). Synchronous phases of alternating increased fluvial activity and quiescence on major and smaller rivers give proof of climatic control over the fluvial rhythmicity. Local forming by the individual river catchment does affect the texture, pattern, structure and floodplain soil types of the terrace sequences. Moreover, man's impact since the

Neolithic Period modifies increasingly the natural valley-forming processes. But despite regional and human modification, the natural imprints remain visible and dominating (SCHIRMER 1995a: 27).

2 Excursion

Stop 1 Moenodanuvian plateau terrace gravel of the Frankenwald foreland at the Espich site

R 446421, H 555524, 471 m a.s.l. Topographical TK and geological map GK 25 5834 Kulmbach (Compare also excursion A, Stop 7 ZÖLLER et al., this volume.)

Geological setting

The Espich site is situated 3.5 km outside the Franconian Fault (Fränkische Linie) (Fig. 02). This fault separates the Palaeozoic Variscan basement rocks in the northeast and the thick Mesozoic cover of the South German Block in the southwest. Along this fault the Bohemian Massif is lifted out up to 3,000 m over the Mesozoic foreland (WAGNER et al. 1997). This foreland is block-faulted in a strip some tens of kilometres wide in distance from the Franconian Fault; it is the so-called Franconian Fault-Block Zone. The Variscan basement rises up along a remarkable fault-line scarp about 100 m over the Mesozoic foreland owing to easier erosion of the softer Triassic rocks (sandstone, claystone, limestone) in the foreland in contrast to harder rocks of the basement (diabase, quartzite, greywackes, radiolarite, gneiss, slate etc.). A certain amount of the difference in elevation is to be charged to tectonic movement along the Franconian Fault. It is estimated to be 30 m (DREXLER 1980: 35), but may be more.

The Espich site

Our site is situated within a 2–4 km broad strip of outcropping limestone of the Middle Triassic Muschelkalk. This strip of Muschelkalk is flanked on the northeastern side by clay and sandstone of the Upper Triassic Keuper and on the southwestern side by sandstone of the Lower Triassic Buntsandstein. It is situated 160 m above the Main river system – here the Weißer Main and Schorgast River – representing a typical plateau gravel (see Fig. 0.4).

During the Cretaceous and Tertiary tropical and subtropical climate the strip of Muschelkalk formed a 2–4 km wide valley owing to intense solution of its limestone. Consequently this subsequent valley acted as fluvial basin for the drainage of the higher situated basement hinterland in the northeast, the Frankenwald. Thus, this basin was filled by clayey, silty, mostly matrix-supported gravel, sand and clay. The fill was studied in two dredge-holes up to 6.8 m deep by DREXLER (1980). The clay fraction contains 50–55% kaolinite, 20–25% illite/mica, 10% illite/vermiculite, 10% vermiculite and 5% quartz. DREXLER deduces tropoid weathering with desilification in a humid and warm climate in the basement area (Frankenwald) prior to its erosion.

Pebble content

AS DREXLER found many pebbles in situ in strong weathered condition, it results that the pebble cover at the re-

cent surface represents hard and fresher components only: From two quadrangles, each of 1 m², all pebbles >20 mm were collected, together 404 pebbles. The pebble density was 202 pebbles/m². The petrographic analysis is given in Tab. 1.1.

Therein 72.8 % radiolarite, 22.8 % quartz, 3.4 % Palaeozoic quartzite form 99,0% Palaeozoic basement proportion. The remaining proportion of 1% are light green-grey sandstone of the Upper Triassic Keuper that is outcropping at the foot of the basement scarp northeastern of the Muschelkalk stripe, furthermore red brown sandstone and quartzite of the Lower Triassic Buntsandstein, that crops out southwestern of the Muschelkalk stripe. It indicates that the sandy rocks seaming the Muschelkalk stripe formed higher situated rims on both sides of the elongated Muschelkalk basin. Thus they supply the basin with a certain small share of their rocks. Limonite pebbles are part of the matrix of the gravel, as recorded by DREXLER (1980: 18); likewise limonite forms in most recent river gravels at the groundwater contact with air.

The largest block found in the analysed quadrangle was a lydite of 17 cm Ø, the largest one from around was a grey-green Palaeozoic quartzite of 20 cm Ø. Also this size is owing to the close source area of these rocks.

All radiolarites exhibit radiolarians. A lot of the radiolarites show a light weathering halo (see Tab. 1.1). The halo can be white, grey, greenish grey, olive, light brown, brown and red. Its thickness was found up to 7 mm. Sometimes several haloes on one pebble show concentric structure, for example, from the inside outward, from red to light brown to white. Sometimes the light weathering colour also penetrates into the rock of the pebbles on joints. As the haloes surround the whole pebbles they developed within the river deposit. Thus, this sediment was subject to strong weathering. Consequently, also radiolarite pebbles can be decomposed in situ.

This pebble assemblage is conspicuous for its extreme elimination of soft pebble components. It is nearly a pure silica selection – quartz, radiolarite and quartzite – of the original gravel. The very little proportion of softer rocks comes from the nearest surroundings and may have been embedded very quickly so that no further transporting selection could have happened. Fig. 1.1 demonstrates the contrast of a full non-decalcified gravel spectrum of the young Main River (Hochstadt 1), a strongly weathered gravel spectrum of the early Middle Pleistocene Main-Rodach River (Lettenreuth) and the extremely weathered silica spectrum of the pre-Quaternary plateau terrace of the Moenodanuvius at the Espich site. The diagram shows the drastic impoverishment of the spectra components from the left to the right side.

Age of the Espich sediment

The age of this deposit was estimated to be Pliocene since EMMERT (1953). As indicated in SCHIRMER (1986: 15) this Frankenwald Foreland River is part of the Moenodanuvius River and may be an upper course of one of the Moenodanuvian branches preserved on top of the Northern Franconian Alb, perhaps of the Kulmbach Moenodanuvius (Fig. 0.2). The age of this gravel bearing Moeno-

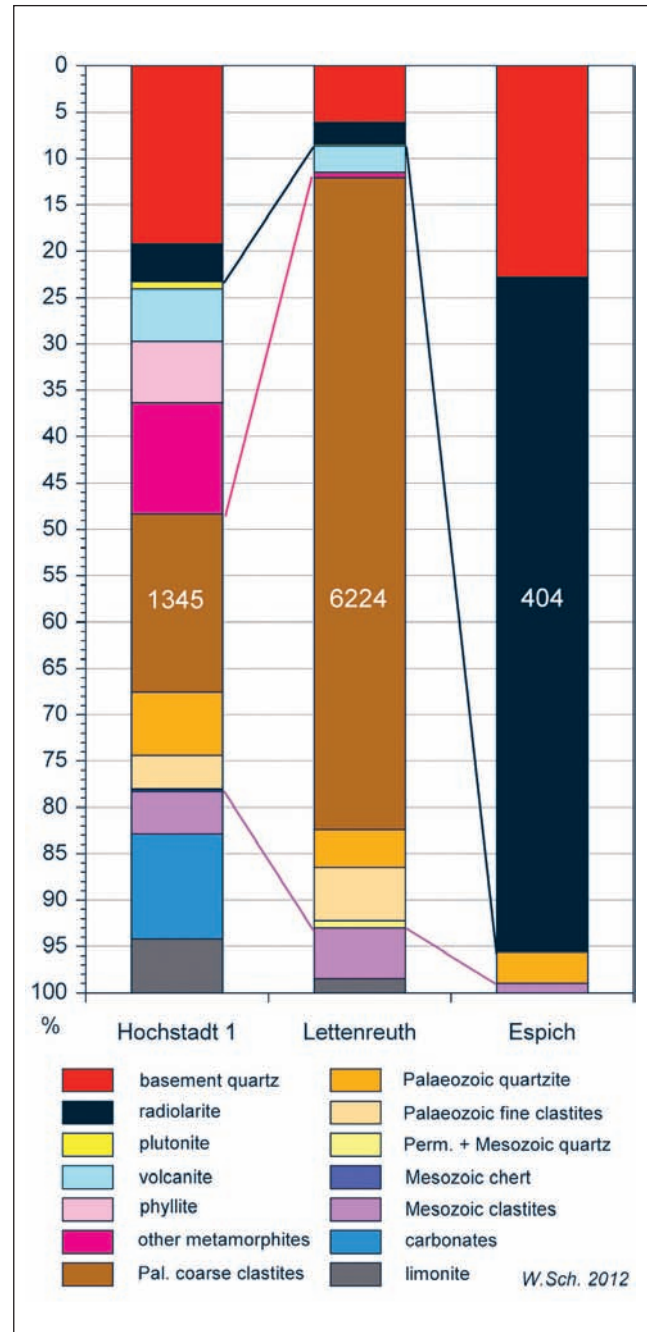


Fig. 1.1: Lithological pebble spectra of the young Main River (Hochstadt 1), the early Middle Pleistocene Main-Rodach River (Lettenreuth) and the pre-Quaternary Moenodanuvius (Espich) showing the impoverishment of the gravel spectra from a full carbonaceous gravel over a strong weathered gravel to a almost pure silica spectrum. White numbers = total amount of analysed pebbles.

Abb. 1.1: Lithologische Geröllspektren der jungen Mains (Hochstadt 1), des früh-mittel-pleistozänen Main-Rodach-Flusses (Lettenreuth) und des präquartären Moenodanuvius (Espich). Sie zeigen die Verarmung der der Spektren von einem vollen karbonatischen Schotter über einen stark verwitterten Schotter bis hin zu einem fast reinen Silica-Spektrum. Weiße Zahlen = analysierte Gesamtgeröllzahl.

danuvius may range principally from Upper Cretaceous through Tertiary. A late Cretaceous to earlier Tertiary age is more probable than a late Tertiary age, because the Moenodanuvian terraces of the Northern Franconian Alb are included into the tectonic bending.

Tab. 1.1: Gravel spectrum of the Moenodanubian plateau gravel from Espich west of Untersteinach. # = single pebbles found outside the statistically collected quadrangle.

Tab. 1.1: Geröllspektrum des moenodanubischen Plateau-Schotter im Espich westlich Untersteinach. # = Einzelgerölle außerhalb des statistisch beprobten Quadrates gefunden.

Rock type	>63 mm	63–40	40–20	sum	sum [%]	halo [%]
milky quartz	2	4	42	48	11.9	
milky quartz+rock appendage		4	27	31	7.7	
quartz, grey, yellow, reddish		4	9	13	3.2	
quartz, total	2	12	78	92	22.8	
ferriferous quartz				#	#	
diabase				#	#	
Palaeozoic quartzite, light grey				#	#	
Pal. quartzite, grey to green	1	3	7	11	2.7	
Palaeozoic quartzite, red			3	3	0.7	
Palaeozoic quartzite, total	1	3	10	14	3.4	
radiolarite, black [lydite]	15	46	126	187	46.3	16.0
radiolarite, grey to white		3	54	57	14.1	54.4
radiolarite, light brown		9	32	41	10.1	70.7
radiolarite, red			2	2	0.5	50.0
radiolarite breccia	1	3	3	7	1.7	
radiolarite, total	16	61	217	294	72.8	34.0
basement rocks, total	19	76	305	400	99.0	
sandstone, light green-grey			1	1	0.25	
sandstone, red to brown		2		2	0.5	
Mesozoic quartzite, brown			1	1	0.25	
limonite+limonitic sandstone				#	#	
Mesozoic rocks, total		2	2	4	1.0	
total pebble amount	19	78	307	404	100.0	
total pebble amount [%]	4.7	19.3	76.0		100.0	
weight [kg]	8.308	5.275	5.617	19.2		
weight [%]	43.3	27.5	29.2		100.0	

Stop 2 Main Formation of the Marktzeuln Palaeomeander in the Lettenreuth gravel and sand pit

R 44406, H 556, 305 m a.s.l. Topographical TK and geological map GK 25 5833 Burgkunstadt

Geological and geomorphological setting

Near the junction of the Main and Rodach River the gravel and sand pit SCHRAMM in Lettenreuth in the area Marktzeuln-“Schallhölzer“ is situated in a wide palaeomeander (Figs. 0.1 and 2.1). The palaeomeander lies about 30 m over the Main-Rodach valley ground. It exhibits the Main Formation as a stack of fluvial accumulations with alternation of filling and cutting periods (SCHIRMER 2007b: 113, and in press). The geological environment of the palaeomeander is sandstone and claystone of the lower Sandsteinkeuper (Upper Triassic). The versants surrounding the palaeomeander are built of Burgsandstein, the deeper parts of the palaeomeander may cut into Coburg-Sandstein or even Blasensandstein. The accumulation of the palaeomeander has been preserved within a deserted loop that is separated from the recent Main valley by a flat hill called Kulbitz. This

cut-off meander spur consists of sandstone and dolomite of the Lower and Middle Burgsandstein (Upper Triassic). The top of the hill overtops the fluvial accumulation up to 6.8 m and the recent Main-Rodach valley ground up to 30 m.

The vertical section of the Main Formation

The top of the fluvial accumulation (Fig. 2.2) rises 37 m above the Main river level. Its thickness is exposed up to 25.5 m; but there is an unknown stretch down to the base of the accumulation. The exposed accumulation comprises a fluvial staple of five fluvial series (A–E) – each starting with a coarse lag facies, upward followed by sandy gravel merging into sand and, in series D and E, topped by a sandy-silty floodplain deposit. The upper part of such a fluvial series often is truncated by the following fluvial series. The series A, B, D, E exhibit vertical accumulation structure (V gravel), series C lateral accumulation structure (L gravel) with its typical skeleton gravel – a characteristic structure of a meandering river. In the fluvial series D and E frost cracks and drop soils (Fig. 2.3) occur as cold climate indicators. Moreover, in series D huge streaks of brown layers of loamy sandstone breccia occur in the

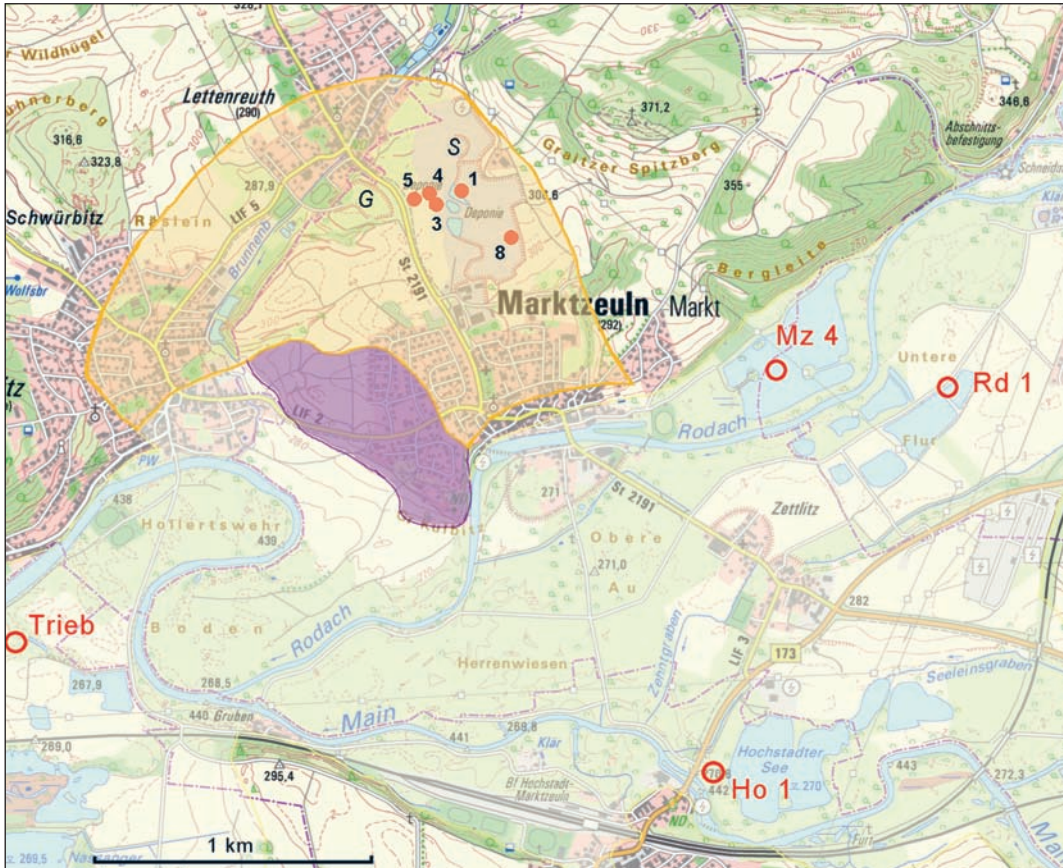


Fig. 2.1: Location map of the Marktzeuln Palaeomeander and the river junction of Rodach and Main. Orange = Marktzeuln Palaeomeander (early middle-Pleistocene Main Formation). Violet = Kulbitz cut-off meander spur (Upper Triassic Burgsandstein). Map area lightened up = late middle-Pleistocene to Holocene river deposits. Red dots within the the Main Formation: Profiles of the gravel pit Lettenreuth. G = pit "Grasiger Weg". S = pit "Schallhölzer". Red circles in the floodplain: Ho 1 = gravel analysis Hochstadt 1, Mz 4 = gravel analysis Marktzeuln "Oberes Wehr" 4, Rd 1 = profile Redwitz "Untere Flur" 1. Map basis: Top 25 Bayerische Vermessungsverwaltung 2010.

Abb. 2.1: Karte des Marktzeulner Paläomäanders und der Mündung von Rodach und Main. Orange = Marktzeulner Paläomäander (frühmittelpleistozäne Main-Formation). Violett = Kulbitz-Umlaufberg (Burgsandstein). Aufgehellter Kartenteil = Spätmittelpleistozäne bis holozäne Flussablagerungen. Rote Punkte in der Main-Formation: Profile der Grube Lettenreuth. G = Grube „Grasiger Weg“. S = Grube „Schallhölzer“. Rote Kreise in der Aue: Ho 1 = Schotteranalyse Hochstadt 1, Mz 4 = Schotteranalyse Marktzeuln-„Oberes Wehr“ 4, Rd 1 = Profil Redwitz-„Untere Flur“ 1. Kartengrundlage: Top 25 Bayerische Vermessungsverwaltung 2010.

eastern part of the pit (Fig. 2.4). There the wall is close to the undercut slope where the debris of Triassic sandstone and clay comes from. Frost activity and lack of vegetation may stimulate this debris supply at the sandstone slope. The top of fluvial series E is preserved with a floodplain channel filled with gley and mud soil (phaeozem). This mud soil is the highest preserved part of the fluvial stack of the Main Formation. Thus, the original floodplain surface of the Main Formation should have been several decimeters or few meters higher, at least at 304 m a.s.l., i.e. 37 m above the recent Main River level.

The Main Formation within the Marktzeuln Palaeomeander – deposited by the Rodach River or Rodach and Main River?

As the palaeomeander is close to the recent junction of the Main and Rodach River the question arises whether the meander fill originates from the Rodach or from both merged rivers. For this the gravel of the accumulation was analysed from base to top by 16 continuously taken samples. The sampled strata are indicated in Fig. 2.2, profiles 4 and 5. The 16 gravel spectra are rather similar. Therefore in

Fig. 2.5 a generalized Lettenreuth spectrum was summed up from the 16 spectra. In Fig. 2.5 it is flanked on the right side by three spectra of the Main river upward from the river junction (the Burgkunstadt Upper Main) and on the left side by three spectra of the Rodach river upward from the river junction.

While the Lettenreuth spectrum is of Middle Pleistocene age and consequently completely decalcified, the other spectra are of Upper Pleistocene to Holocene age and carbonaceous. To make the spectra comparable, the limestone share of the younger spectra was extracted from the calculation.

At first sight the Lettenreuth spectrum approaches the Rodach spectrum more than the Main spectrum. However, it contains distinct Main River shares indicated by a higher rate of basement quartz, metamorphites, post-Variscitic quartz and limonite pebbles. In addition, a small rate of 0.2% of plutonites is present, too small to appear in the diagram. These Main River components occur in all the 16 single spectra.

The small share of metamorphites in Lettenreuth compared to the spectra of the Burgkunstadt Upper Main is

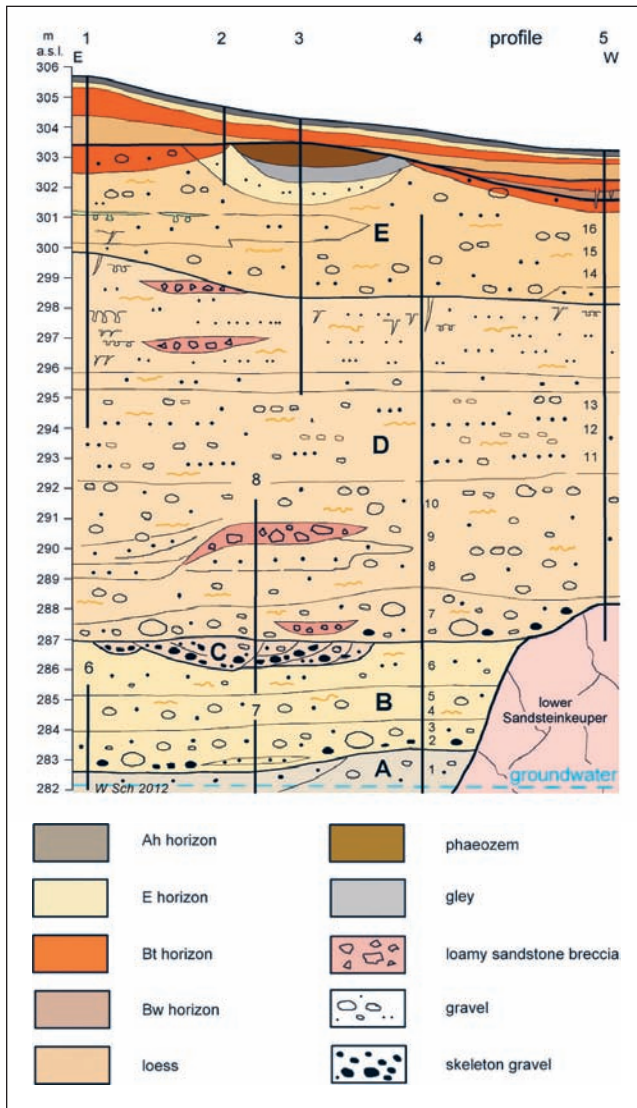


Fig. 2.2: Schematic sketch of the Lettenreuth gravel and sand pit with positions of the profiles 1–8. The numbering 1–16 along the profiles 4 and 5 marks the beds where gravel samples were taken from. A–E indicate the fluvial units of the sedimentary stack.

Abb. 2.2: Schematische Aufschlusskizze der Sand- und Schottergrube Lettenreuth mit Lage der Profile 1–8. Die Nummern 1–16 an den Profilen 4 und 5 markieren die Entnahmeschichten der Geröllproben. A–E kennzeichnen die Fluviatilen Serien des Stapels.

owing to strong weathering of the phyllite, quartz-phyllite and amphibolite pebbles (Fig. 2.6).

All in all, the diagrams indicate a joint Main-Rodach river passing the Marktzeuln Palaeomeander prior to its cut-off.

Conclusion

The special feature of this outcrop is the Marktzeuln Palaeomeander, a deserted loop containing a rather complete archive of the fluvial stack of the Main Formation. This archive exhibits five stacked fluvial series, four series of a braided river and between the second and third series one of a meandering river. The lower three fluvial series are considerably truncated, the upper two series are rather complete. The outcrop shows that during the Main Formation there was a vertical alternation of fluvial filling and cutting with preference to filling. Also a lateral change by local cutting within the valley plain modelled the structure.



Fig. 2.3: Gravel pit Lettenreuth. Drop soil within the fluvial series D. Photo: W. SCHIRMER 30.04.1988.

Abb. 2.3: Kiesgrube Lettenreuth. Tropfenboden in der Fluviatilen Serie D. Foto: W. SCHIRMER 30.04.1988.



Fig. 2.4: Gravel pit Lettenreuth. Brown layer of a loamy sandstone breccia within fluvial series D. Line is 40 cm high. Photo: W. SCHIRMER 25.04.2012.

Abb. 2.4: Kiesgrube Lettenreuth. Braune Sandsteinbrekzienbank in der Fluviatilen Serie D. Linie hat 40 cm Höhe. Foto: W. SCHIRMER 25.04.2012.

The Main Formation can be followed downstream to the junction with the Rhine River. In most outcrops it exhibits a smaller amount of fluvial series than in the Marktzeuln Palaeomeander. The reason for the differing amount of fluvial series from place to place is the change of cut and fill processes both in its vertical intensity and in its lateral place of action within the palaeo valley. The base of the Main Formation lies generally few meters below the recent Main River level. Its top is varying between 37 and 55 m above the river level (SCHIRMER, in press). The Lettenreuth outcrop shows that the fluvial stack embraces at least four glacial periods and one interglacial period. Downriver great parts of the stack were dated to the Cromerian Complex at famous places with fauna and flora, for example those from Würzburg-Schalksberg for its fauna (RUTTE 1987: 95), Markttheidenfeld for its flora (SCHIRMER 1988b, STUCKENBROCK 1988), Mosbach for its fauna (KELLER 2007: 317f.) and Mauer on the Neckar River for the locus typicus of *Homo heidelbergensis* (WAGNER et al. 2007, SCHIRMER 2007b).

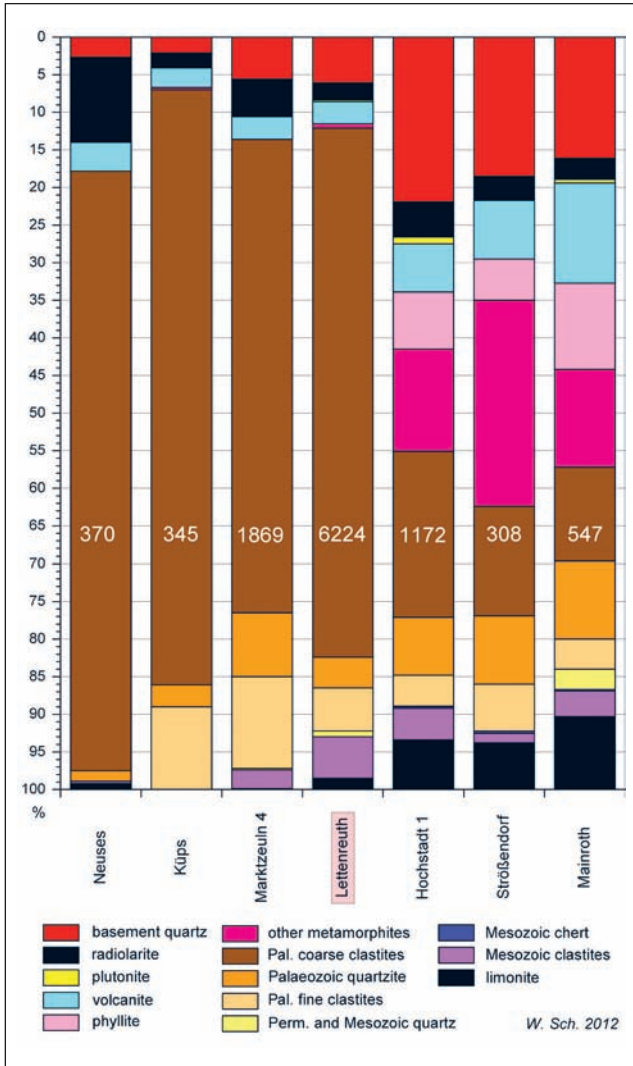


Fig. 2.5: Gravel spectrum Lettenreuth in comparison to spectra of the Burgkunstadt Upper Main River (Mainroth, Strößendorf, Hochstadt 1) and the Rodach River (Neuses, Küps, Marktzeuln "Oberes Wehr" 4). White numbers = total amount of analysed pebbles.

Abb. 2.5: Geröllspektrum Lettenreuth im Vergleich zu Spektren des Burgkunstadter Obermains (Mainroth, Strößendorf, Hochstadt 1) und der Rodach (Neuses, Küps, Marktzeuln-, Oberes Wehr "4"). Weiße Zahlen = analysierte Gesamtgeröllzahl.

Stop 3 Late Glacial Ebing Terrace in the Rodach valley ground near Redwitz [WOLFGANG SCHIRMER, MICHAEL FRIEDRICH, MARIA KNIPPING, BERND KROMER & UWE ABRAMOWSKI]

R 444226, H 555935, 273 m a.s.l. Topographical TK and geological map GK 25 5833 Burgkunstadt

Geological and geomorphological setting

Location 3, Redwitz-Untere Flur 1, is situated within the Rodach floodplain (Figs. 0.1 and 2.1), 1.3 km upstream from the Main floodplain respectively 3.0 km upstream of the junction with the Main River. Valley and joining versants are formed by Upper Triassic Lower Sandsteinkeuper (Blasensandstein, Coburg-Sandstein, Burgsandstein). The floodplain is 900 m wide, 600 m width are of Holocene age, 300 m width of Latest Weichselian age (Weichsel-Spätglazial) represented by the Ebing Terrace. The valley ground of the Main River and tributaries em-

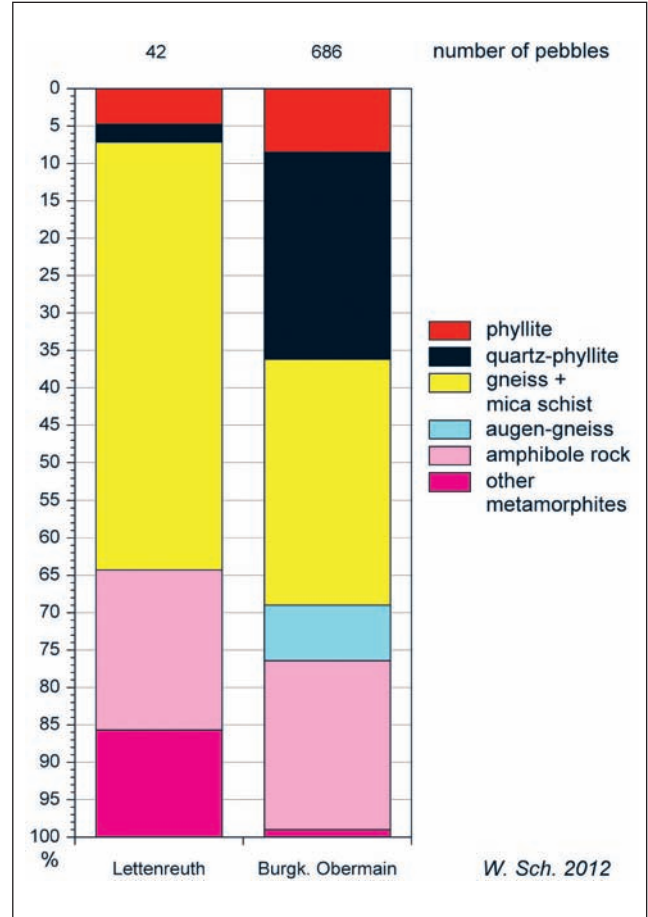


Fig. 2.6: Comparison of gravel spectra of metamorphic pebbles of the Burgkunstadt Upper Main valley ground with the Main-Formation in Lettenreuth.

Abb. 2.6: Vergleich der Metamorphit-Geröllspektren des Burgkunstadter Obermain-Talgrundes mit dem der Main-Formation in Lettenreuth.

braces three terraces of Last Glacial age, besides the Holocene terraces (Tab. 3.1, see also Fig. 0.4). The Ebing Terrace is the youngest of them and morphologically the lowest and rises above some decimeters over the Holocene terraces.

Vertical valley section

The profile Redwitz-Untere Flur 1 provides a vertical section through the whole valley fill from the floodplain top down to the bedrock (Fig. 3.1). The bedrock is sandstone and red and green marl of the lower Sandsteinkeuper. Above the bedrock follow four fluvial series, three light coloured lower series and one dark coloured upper series, the Ebing Terrace.

The three lower series

1. The first and lowest one is preserved by a 0.3 m thick sandy lag facies of a vertical accumulated gravel (V gravel).
2. The second one above it is 0.8 m thick and represents a typical lateral accretion gravel (L gravel) with typical skeleton gravel near the base of the diagonal bedding planes. It indicates a meandering river.

3. The third fluvial series, 1.8 m thick preserved, is again a sandy V gravel. An OSL age from the upper sandy layer (Fig. 3.2) yielded 24.3 ± 2.0 ka (ABRAMOWSKI et al., in prep.), a Weichselian Upper Pleniglacial age. It is the sole of the Reundorf Terrace.

The disconformable upper boundary of the third fluvial series is the boundary between the light coloured lower channel deposits and the darker upper channel deposits (Fig. 3.3), i.e. between the Weichselian Upper Pleniglacial deposits (Jüngeres Hochglazial) and the Latest Weichselian deposits (Spätglazial), the Ebing Terrace. This boundary sometimes is lying even within the outcrop (as in Fig. 3.3), sometimes also channel-like.

Upper series, the Ebing Terrace

1. *Hippophaë* channel: The Upper series starts with a floodplain channel cut 1.6 m deep into the third series, the

Reundorf Terrace. The basal channel fill is a 0.4 m thick loam, at its very base silty, weakly clayey, above it fine sandy, silty (Fig. 3.4). In the deepest part of the fine sandy layer a wood remnant (sample Main 3295) gave a ^{14}C age of $12,127 \pm 34$ BP ($14,035 - 13,895$ calBP using IntCal 09); that points to the early Late Glacial period.

A column of six samples from this 0.4 m floodplain loam has been palynologically analysed by MARIA KNIPPING (Tab. 3.2). The pollen spectra show a lot of reworked palynomorphs of pre-Quaternary and Quaternary types. Beside this reworked badly preserved taxa autochthonous pollen could be separated; they show a quite better preservation. Pollen of Poaceae, Cyperaceae are frequent and *Salix*, *Pinus*, *Hippophaë* and *Betula* occur regularly in the pollen spectra. Though the samples are contaminated with a lot of reworked taxa it seems likely that the sediment was built during the *Hippophaë* phase in the early Late Glacial.

Tab. 3.1: Last Glacial terraces of the valley ground in central Europe.

Tab. 3.1: Letztglaziale Terrassen des Talgrundes in Mitteleuropa.

Terrace name	Synonym	Age
Reundorf Terrace	Niederterrasse 1	30,000–24,000 years BP, Upper Pleniglacial
Schönbrunn Terrace	Niederterrasse 2	23,000–14,500 years BP, late Upper Pleniglacial
Ebing Terrace	Niederterrasse 3	[14,500–] 12,800–11,560 years BP, Late Glacial

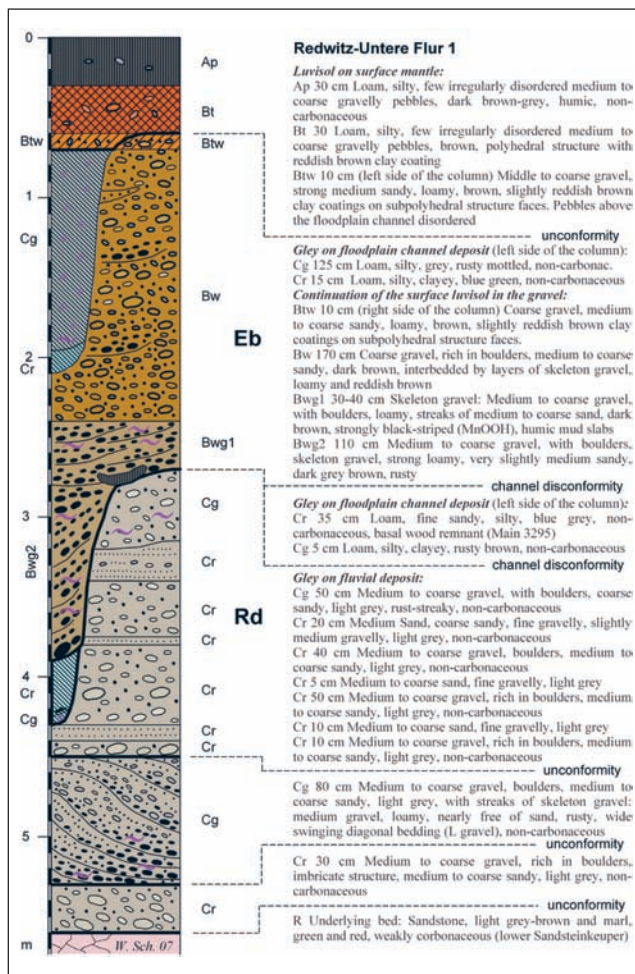


Fig. 3.1: Profile Redwitz–Untere Flur 1. Soil horizon designations after FAO-UNESCO (1990). Eb = Ebing Terrace, Rd = sole of the Reundorf-Terrace.

Abb. 3.1: Profil Redwitz–Untere Flur 1. Boden-Horizontbezeichnungen nach FAO-UNESCO (1990). Eb = Ebing-Terrasse, Rd = Sockel der Reundorf-Terrasse.

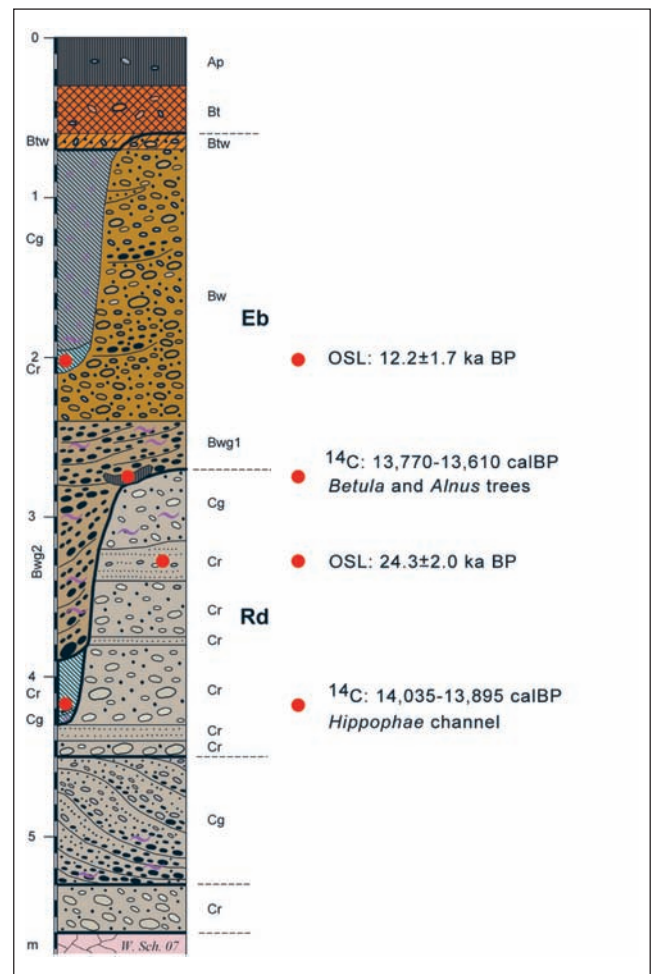


Fig. 3.2: Profile Redwitz–Untere Flur 1 with finds and ages. Eb = Ebing Terrace, Rd = sole of the Reundorf-Terrace.

Abb. 3.2: Profil Redwitz–Untere Flur 1 mit Funden und Altersangaben. Eb = Ebing-Terrasse, Rd = Sockel der Reundorf-Terrasse.

Thus, the channel cutting into the Reundorf Terrace happened in the late Upper Pleniglacial or at the transition to the Late Glacial forming in this lower level an early Late Glacial floodplain with the *Hippophaë* channel.

2. The higher part of the channel fill and the base layer of the darker gravel outside the channel fill is a skeleton gravel of 1.5 m in thickness. It bears smaller and larger slabs up to 50 cm thick of black humic mud (Fig. 3.3). Some of these mud slabs contained wood remnants. A ^{14}C age of one of this wood remnants is $11,820 \pm 25$ BP (13,770–13,610 calBP). Among these remnants were 26 trunk pieces of alder (*Alnus* c.f. *viridis*) and birch (*Betula* c.f. *pendula* / *pubescens*) (Fig. 3.5), the largest one 60 cm long and 30 cm in diameter with well preserved bark. Preliminary dendrochronological studies on 16 of those birch and alder trees revealed that it is possible to cross-match most of the birch series and construct birch tree-ring chronologies. At most other sites with Late Glacial wood remnants, pine (*Pinus sylvestris*) is the most frequent tree species with preserved wood. Therefore a number of Late Glacial–Early Holocene tree-ring chronologies of pine exist in Central Europe and northern Italy (FRIEDRICH et al. 1999, 2004, 2010, KAISER et al. 2012). In contrast to pine, which is a well suitable species for tree-ring analysis, for hardwood species like birch, poplar, or alder only a very few and short tree-ring series of subfossil wood exist in Central Europe (i. e. FRIEDRICH et al. 1999, FRIEDRICH et al. 2010). Additionally, chronology construction is more elaborate, as the individual series of those species are short, the wood is poorly preserved and absent rings frequently occur. So far 10 birch trees could be combined to form a 81-year floating tree-ring width chronology that can be predated by ^{14}C to 13,770–13,610 calBP. Another single tree is predated to $12,127 \pm 34$ BP (14,040–13,890 calBP). According to these dates the trunks are remnants of a Bølling–Allerød birch (–alder) forest. According to the ^{14}C date it could correlate to the Greenland Isotope Interstadial 1c in mid-Late Glacial (BJÖRCK et al. 1998).

For more than 40 years most of the gravel pits in the Main catchment area has been observed intensively and more than 3000 trees and tree remnants have been sampled and studied dendrochronologically. 2750 oak trees have been combined to form the major oak chronology for Central Europe (BECKER 1993, FRIEDRICH et al. 2004) (Fig. 3.6). But in contrast to the other river valleys Rhine and Danube where Late Glacial/Early Holocene (pine) wood is found frequently, no tree trunks older than 10,350 calBP could be found through all these years in the Main catchment.

Therefore this new site with Late Glacial tree remnants is of special interest. This birch forest turns out to be the oldest forest within the floodplain of the Main catchment area.

3. Above this basal skeleton gravel follows 1.8 m thick dark brown, slightly reddish, coarse and loamy gravel, badly sorted and irregularly orientated, with interbedded skeleton gravel streaks, the main corpus of the Ebing Terrace.



Fig. 3.3: Gravel pit Redwitz-Untere Flur 1. Unconformity between the light coloured lower channel deposits (Weichselian Upper Pleniglacial) and the darker upper channel deposits (Late Glacial Ebing Terrace). At its base occur reworked dark blue mud slabs containing wood fragments. Photo: W. SCHIRMER 11. 07. 2009.

Abb. 3.3: Kiesgrube Redwitz-Untere Flur 1. Diskordanz zwischen dem hellen unteren Flussbettsediment (Jüngeres Hochglazial) und dem dunkleren oberen (spätglaziale Ebing-Terrasse). An deren Basis sind umgelagerte dunkelblaue Muddeschollen eingearbeitet, die Holzreste enthalten. Foto: W. SCHIRMER 11. 07. 2009.



Fig. 3.4: Gravel pit Redwitz-Untere Flur 1. At the base of the darker coloured Ebing Terrace an orange arrow marks the early Late Glacial mud channel (*Hippophaë* channel). Photo: W. SCHIRMER 14. 09. 2007.

Abb. 3.4: Kiesgrube Redwitz-Untere Flur 1. An der Basis der dunkler gefärbten Ebing Terrasse liegt eine Früh-Spätglaziale Mudderinne (*Hippophaë-Rinne*), markiert durch einen orangen Pfeil. Foto: W. SCHIRMER 14. 09. 2007.

4. This gravel again is cut by a 1.5 m deep floodplain channel filled with blue green and grey silty loam of a gley soil. An OSL dating from the base of this gley channel yielded an age of 12.2 ± 1.7 ka (ABRAMOWSKI et al., in prep.). That means a Younger Dryas age (Greenland Isotope Stadial 1 = GS1).
5. A silty loam bed of 0.6 m in thickness is overlaying the gravel bed as well as the floodplain channel. It is the floodplain deposit of the Ebing Terrace ending at the recent surface of the valley bottom. A luvisol has developed on this surface, in some depressions also a stagnic luvisol.

Conclusion

The vertical valley section is covered by the Late Glacial Ebing Terrace. At its base the sole of the Reundorf Terrace has been preserved. The L gravel below it might belong to

Tab. 3.2: Gravel pit Redwitz-Untere Flur 1. Pollen analysis from the Hippophæe channel (M. Knipping).

Tab. 3.2: Kiesgrube Redwitz-Untere Flur 1. Pollenanalyse aus der Hippophæe-Rinne (M. Knipping).

Redwitz-Untere Flur 1																														
Pollen analysis: M. Knipping																														
Pollen grains:	arboreal pollen										nonarboreal pollen										reworked taxa									
sample	Pinus	Betula	Salix	Juniperus	Hippophae	Ephedra fragilis type	Ephedra distachya type	Poaceae	Cyperaceae	Artemisia	Chenopodiaceae	Thalictrum	Epilobium	Rubiaceae	Cichoriaceae	Apiaceae	Brassicaceae	Varia	Pediastrum	Botryococcus	monolete Spore	Botrychium	Ophioglossum	Equisetum	Indeterminata	corroded [reworked]	sum prequaternary taxa	sum arboreal pollen	sum arboreal + nonarboreal	total sum
M 3288	3	6	6	4	4			12	15	1	1	6		10	2	2	1	1	2	2	1			1	64	32	48	14	47	194
M 3290	7	15	15	4	3			44	34	1	1	6		10				3	1	2		1		2	77	103	42	29	128	356
M 3291	5	1	1	1	1	1		42	16	1		1	1	1	1			1	2	1					49	19	51	10	74	196
M 3292	6	1	4	2				48	34	1		5	5	5				7	1						90	37	25	13	113	267
M 3293	15	3	26	7	11			62	61	3		4		15	1	1	1	9	2	3				1	142	97	29	64	222	496
M 3294	11	1	6	1	9		1	50	41	1				4	4	1	1	3	2	2	5	1			143	36	39	30	131	359
Pollen percentages:																														
M 3288	6,4	12,8		8,5				25,5	31,9					4,3	4,3	2,1	2,1	4,3	4,3	2,1				2,1	136,2	68,1	102,1	29,8	100	412,8
M 3290	5,5	11,7	3,1	2,3				34,4	26,6	0,8	0,8	4,7		7,8				2,3	0,8	1,6				1,6	60,2	80,5	32,8	22,7	100	278,1
M 3291	6,8	1,4	1,4	1,4	1,4			56,8	21,6	1,4		1,4	1,4	1,4	1,4			1,4	2,7	1,4					66,2	25,7	68,9	13,5	100	264,9
M 3292	5,3	0,9	3,5	1,8				42,5	30,1	0,9		4,4		4,4				6,2	0,9						79,6	32,7	22,1	11,5	100	236,3
M 3293	6,8	1,4	11,7	3,2	5,0			27,9	27,5	1,4		1,8		6,8	0,5		0,5	4,1	0,9	1,4				0,9	64,0	43,7	13,1	28,8	100	223,4
M 3294	8,4	0,8	4,6	0,8	6,9		0,8	38,2	31,3	0,8				3,1	0,8	0,8	0,8	2,3	1,5	1,5	3,8		0,8		109,2	27,5	29,8	22,9	100	274,0

fluvial deposits of the Middle Pleniglacial period (MIS 3), the basal gravel to older Weichselian deposits.

The Ebing Terrace indicates by the *Hippophaë* channel that its age starts with the beginning of the very early Late Glacial (about 14,035–13,895 calBP) within a lower level than that of the ending Reundorf Terrace. During the deposition of its thick gravel accumulation the river passed a floodplain with floodplain channels of middle Late Glacial age (about 14,000–13,600 calBP). In this floodplain grew a birch and alder forest, the oldest forest hence found in the Main catchment area. By eroding this floodplain the river incorporated into its gravel mud slabs of this floodplain together with the tree remnants of its forest – possibly in frozen state (gelisolum slabs). It follows that the lowest gravel in the channel between 3.9 and 2.8 m depth should be older than 14,000–13,600 calBP. The gravel above the slabs is younger than mid-Late Glacial and older than Holocene owing to the Younger Dryas age of the OSL-dated gley channel on top of the gravel. Thus, the main gravel bed is of Younger Dryas age (Greenland Isotope Stadial 1). Along the lower Rhine River this gravel deposition has Laacher See pumice of 12,900 aBP (GI 1a/b) as indicator constituent. The Redwitz Younger Dryas gravel again is cut by a 1.5 m deep floodplain channel of Younger Dryas (GS1) age. This phenomenon was likewise found at the locus typicus of the Ebing Terrace downstream close to Bamberg (U. SCHIRMER & W. SCHIRMER 1988). It shows that the gravel deposition of the Ebing Terrace tapered off distinctly before the end of the Younger Dryas. It happens likewise to the gravel accumulation along the River Rhein (SCHIRMER 1990a: 28).

Thus, the Ebing Terrace starts with the beginning of the Late Glacial, but the bulk of gravel layer was deposited during the earlier Younger Dryas (GS1) cooling period (SCHIRMER 2010: 20). This by the way corresponds to results from the Danube area (SCHELLMANN 2010, GESSLEIN & SCHELLMANN, 2011: 408).

Stop 4 Holocene terraces in the Main valley ground at Trieb

R 44386/7, H 55582, 268 m a.s.l. Topographical map TK 25 5832 Lichtenfels.

Geological setting

The River Main valley adjoining to Trieb was often subject to intensive research of the valley ground (BECKER & SCHIRMER 1977, SCHIRMER 1978, 1979, 1980, 1983, 1990b, 1991, 1995a, 2007d). It offers the favour that here the gravel pits in the valley ground are pumped out to be excavated down to the gravel sole, to the bedrock. The bedrock here is the Upper Triassic Feuerletten, a deeply red clay. Above it the pits exhibit complete vertical sections of the valley fill. These sections show mostly two fluvial series: the socle of the Upper Pleniglacial Reundorf Terrace unconformably superimposed by any of the nine floodplain terraces shown in Fig. 4.1. At Stop 3 the Reundorf Terrace was superimposed by the Ebing Terrace. In the Trieb valley stretch the Reundorf Terrace is superimposed by Holocene terraces. In this context some important phenomena can be studied:



Fig. 3.5: Birch trunc from the gravel pit Redwitz-Untere Flur 1, deposited within a reworked mud slab at the base of the Ebing Terrace. Its age is about 13.5 ka, i.e. middle Late Glacial. Photo: W. SCHIRMER, 02. 06. 2007.

Abb. 3.5: Birkenstammstück aus der Kiesgrube Redwitz-Untere Flur 1. Es stammt aus einer in die tiefsten Teile der Ebing-Terrasse umgelagerten Muddescholle. Alter: ca. 13,5 ka, mittleres Spätglazial. Foto: W. SCHIRMER, 02. 06. 2007.

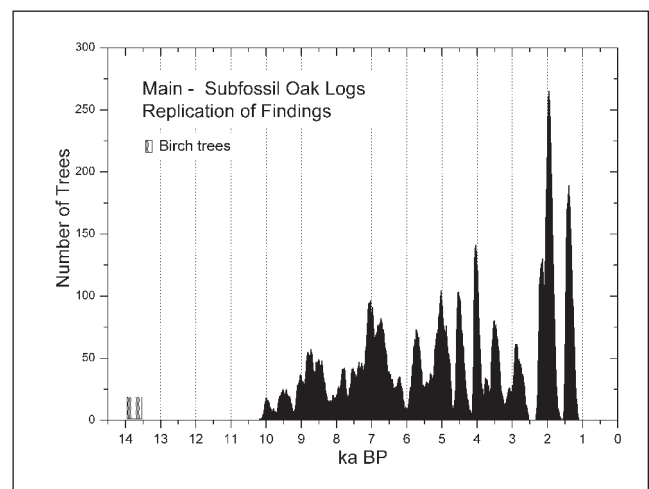


Fig. 3.6: Replication (number of trees through time) of the oak chronology from the River Main and tributaries (FRIEDRICH et al. 2004). The white bar indicates the time range of the new birch chronologies from Redwitz/Rodach.

Abb. 3.6: Belegung der Eichenchronologie des Mains und seiner Nebenflüsse (Friedrich et al. 2004). Der weiße Balken gibt den Zeitraum der neuen Birkenchronologie von Redwitz/Rodach an.

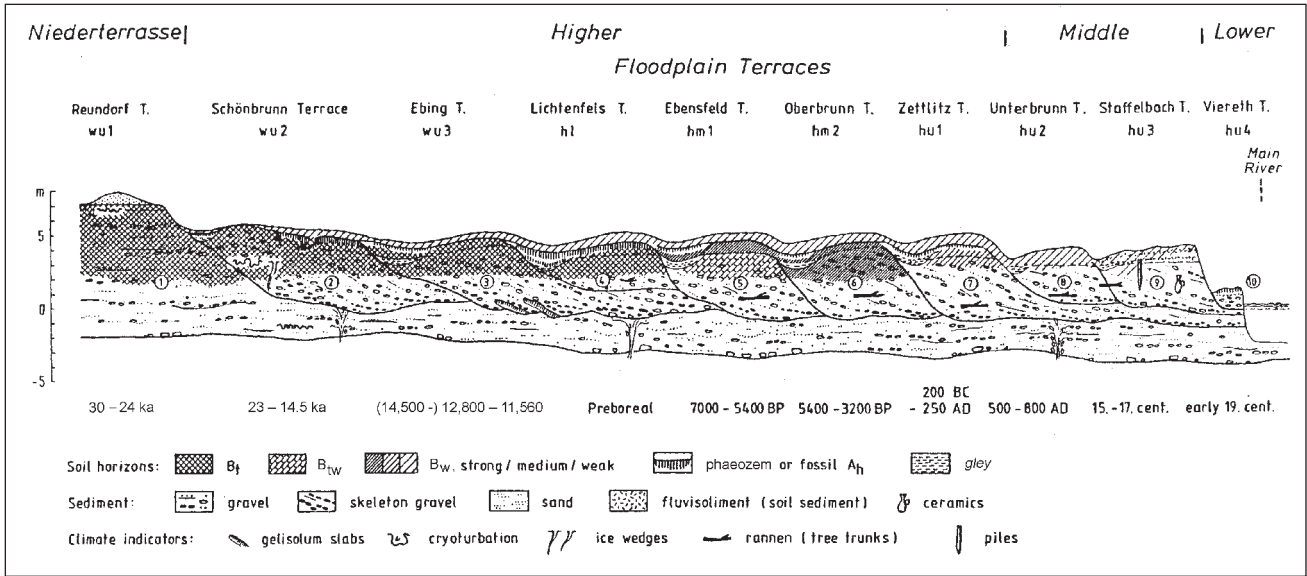


Fig. 4.1: Scheme of the terrace sequence of the valley bottom of the river Main (SCHIRMER 1995b: 1447, modified).

Abb. 4.1: Schema der Talgrund-Terrassen des Mains (SCHIRMER 1995b: 1447, verändert).

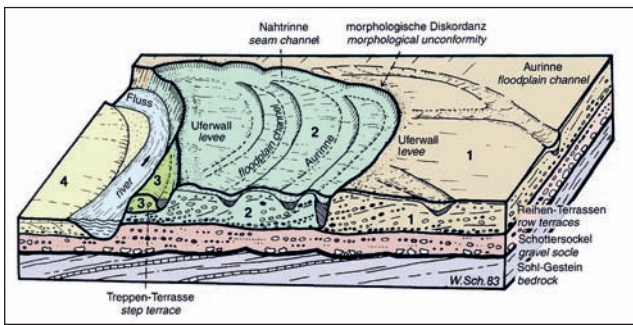


Fig. 4.2: Block diagram showing a floodplain scene with gravel socle and floodplain terraces (1= oldest, 4 = youngest floodplain terrace) (SCHIRMER 1983: 29, slightly modified).

Abb. 4.2: Blockdiagramm eines schematischen Auenbereiches mit Sockelschotter und Auenterrassen (1 = älteste, 4 = jüngste Auenterrasse) (SCHIRMER 1983, 29, leicht verändert).

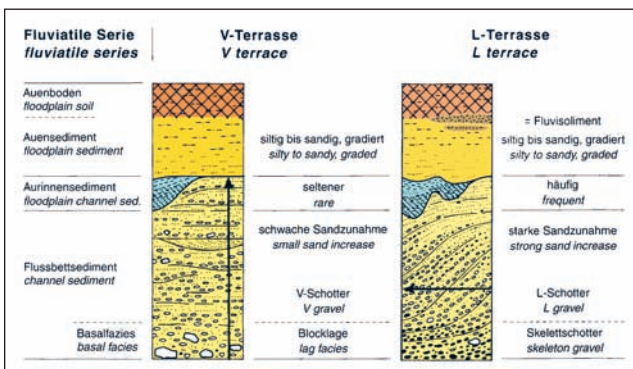


Fig. 4.3: Scheme of the fluvial series. Arrows mark the direction of sediment growth (SCHIRMER 1983: 25, slightly completed).

Abb. 4.3: Schema der Fluvialen Serie. Pfeile zeigen den Sedimentaufwuchs bzw. -anwuchs an (SCHIRMER 1983: 25, leicht ergänzt).

The boundary between the lower fluvial series (socle gravel) and the upper fluvial series (floodplain gravel)

This boundary is figured out in Figs. 4.1 and 4.2. In Fig. 4.2 the socle gravel is drawn pink, the floodplain terraces 1–4 above show different colours. The older gravels below the unconformity have been preserved only by their basal parts (so-called socle gravels). The unconformity between the socle gravel and the overlying gravel is marked by different sediment colour: the socle gravel is lighter in colour than the superimposed gravel. This is owing to the higher sand content of the socle gravel and the lesser sand content and higher loam proportion of the matrix in the upper gravel. The reason for it is the different bedding of both sedimentary bodies: The lower gravel is a vertical accumulated gravel, a V gravel. The upper gravel is a lateral accretion gravel, a L gravel (Fig. 4.3). In Fig. 4.4 the superposition of V and L gravel results in distinct different grading of both gravels: the matrix proportion of the lower gravel is high at the base (20–45%) and only slightly increasing upward. The matrix rate above the unconformity is much lower (5–25%) and stronger increasing upward. By sieving vertically from the V gravel sole through the unconformity upward to the L gravel top a curve break becomes visible, at which the matrix moves to the left, to lower values. The same type of unconformity, L gravel above V gravel, we saw at Stop 2 in Lettenreuth between fluvial series B and C, and at Stop 3 in Redwitz between the Reundorf Terrace sediments and the Ebing Terrace.

Here in Trieb both fluvial series contain, moreover, different climate indicators: The lower one exhibits vertical gravel filling into former ice wedges (Fig. 4.5), the upper one exhibits fossil wood remnants, sometimes as fossil tree trunks, so-called rannen (Fig. 4.6). Those rannen at Stop 3 were birches in the Late Glacial Ebing Terrace. In the Holocene terraces additionally occur oak, ash, alder, elm, poplar, willow and beech. The great advantage of dating these terraces is the dendrochronological dating of the rannen. Fig. 3.6 shows all rannen dated up to now from the River Main and its tributaries.

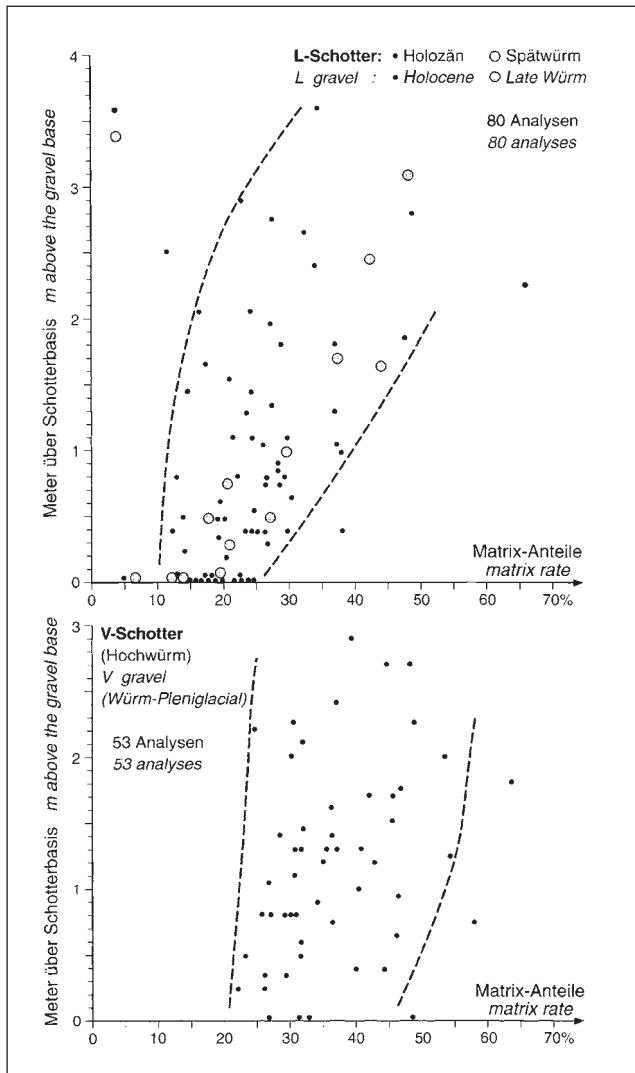


Fig. 4.4: Proportions of matrix (< 2 mm) in V and L gravels from several locations of the Rhine River catchment. V and L gravels are arranged here in superposition as seen in Fig. 1 ("gravel socle below row terraces") (SCHIRMER 1983: 33).

Abb. 4.4: Matrixgehalte (< 2 mm) von V- und L-Schottern verschiedener Lokalitäten des Rheineinzugsgebietes. V- und L-Schotter sind hier als Stapel angeordnet wie in Fig. 1 („Schottersockel unter Reihen-Terrassen“) sichtbar (SCHIRMER 1983: 33).

Relative soil dating of the floodplain terraces

While the truncated socle gravel exhibits only the lower part of the fluvial series, the upper fluvial series above the unconformity is complete as Fig. 4.2 shows. Thus, on top of the floodplain sediment the floodplain soil is preserved. After the rule – the older a floodplain sediment is, the longer is the soil development on top, the more intensive is the soil – a soil catena (Fig. 4.1) has developed in the Main valley: a luvisol on the Würmian Reundorf, Schönbrunn and Ebing and the Preboreal Lichtenfels Terrace, a weak luvisol on the Atlantic Ebenfeld Terrace, a strong cambisol on the Subboreal Oberbrunn Terrace, a medium cambisol on the early Iron-Roman age Zettlitz Terrace, a weak cambisol on the early Medieval Unterbrunn as well as on the Staffelbach Terrace (14th–18th century, central part 15th–17th century), a regosol on the Viereth Terrace (early 19th century).

As the exploitation of the Trieb gravel pit is very quick, a proper site will be chosen short before the excursion.



Fig. 4.5: The basal Reundorf Terrace is as V gravel sandy and therefore light in colour and cut by a former vertical ice wedge with gravelly fill. Above the unconformity a Holocene L gravel (Zettlitz Terrace) is poorer in sand, richer in loam, therefore darker, and shows its lateral bedding dipping gently from left to right. Gravel pit Trieb/Upper Main River. Photo: W. SCHIRMER 12.10.1972.

Abb. 4.5: Die basale Reundorf-Terrasse ist ein V-Schotter, ist sandig und damit hell, und von einer verfüllten Eiskeilspalte vertikal durchzogen. Ein holozäner L-Schotter (Zettlitz-Terrasse) legt sich auf halber Bildhöhe diskordant darüber hinweg. Er ist sandärmer, lehmreicher, daher dunkler und seine großbogige Schrägschichtung (Lateralschichtung) taucht flach von links nach rechts im Bild deutlich ein. Kiesgrube Trieb/Obermain. Foto: W. SCHIRMER, 12.10.1972.



Fig. 4.6: Ranne in the pit Trieb/Upper Main River. They represent obstacles for the gravel quarrying. Photo: W. SCHIRMER, 25.07.1973.

Abb. 4.6: Ranne in der Kiesgrube Trieb/Obermain. Sie stellen Hindernisse für den Abbau dar. Foto: W. SCHIRMER, 25.07.1973.

References

- ABRAMOWSKI, U., FUCHS, M., KUBIK, P. W., SCHIRMER, W., ZECH, W. & ZÖLLER, L. (in preparation): Comparing the performance of ¹⁰Be surface exposure and quartz OSL dating for Lateglacial to Early Holocene fluvial deposits in Germany.
- BECKER, B. (1993). An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. – *Radiocarbon*, 35: 201–213.
- BECKER, B. & SCHIRMER, W. (1977): Palaeoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany. – *Boreas*, 6: 303–321; Oslo
- BERGER, G. (2010): Die miozäne Flora und Fauna (MN5) der historischen Fossil-Lagerstätte Georgensgmünd (Mfr.) unter Berücksichtigung der Ablagerungen des Urmaintals zwischen Roth und Treuchtlingen. – *Abhandlungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg*, 46: 191 S., Nürnberg.
- BERGER, G. (2011): Lydite aus dem Mörnheimer Bryozoen-Sandstein (Cenoman) und ihre Bedeutung für die Flussgeschichte. – *Natur und Mensch*, 2010: 85–90, Nürnberg.
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWCYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J. J., WOHLFARTH, B., & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – *Journal of Quaternary Science*, 13: 283–292.
- BUCHNER, E., SCHWARZ, W. H., SCHMIEDER, M. & TRIELOFF, M. (2010): Establishing a 14.6 ± 0.2 Ma age for the Nördlinger Ries impact (Germany) – A prime example for concordant isotopic ages from various dating materials. – *Meteoritics and Planetary Science*, 45 (4): 662–674.
- DREXLER, O. (1980): Das Espich-Sediment bei Kulmbach. Neue Untersuchungen zur pliozänen Morphodynamik und Morphogenese im Bereich der Fränkischen Linie. – *Bayreuther geowiss. Arb.*, 1: 9–38; Bayreuth.
- EMMERT, U. (1953): Ein Beitrag zur Flußgeschichte des Frankenwaldes und seines Vorlandes im Bereich des Kartenblattes Stadtsteinach (1:25000). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 3: 36–42, Erlangen.
- FAO-UNESCO (1990): Soil map of the world. Revised legend. – *World soil resources report*, 60: 119 p.; Rome.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., REICHEL, D., REMMELE, S. & PERESANI, M. (2010): Late Glacial tree-ring chronologies from Palughetto. – In: “Le Foreste dei Cacciatori paleolitici.” (M. PERESANI, and C. RAVAZZI, Eds.): 97–119. *Bollettino della Società Naturalisti Silvia Zenari*, Pordenone, Italy.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J., AND KAISER, K. F. (1999): Paleoenvironment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – *Quaternary International*, 61: 27–39.
- FRIEDRICH, M., REMMELE, S., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J., HURNI, J.-P., KAISER, K. F. & KÜPPERS, M. (2004): The 12,480-year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe – A unique annual record for radiocarbon calibration and palaeoenvironment reconstructions. – *Radiocarbon*, 46: 1111–1122.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2011): Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterlechfeld. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60 (4): 400–413. DOI 10.3285/eg.60.4.01
- HOFBAUER, G. (2011): Die Zeugenberge um Neumarkt und ihre Bedeutung in der Entwicklung der Schichtstufenlandschaft südlich Nürnberg. – *Natur und Mensch*, 2010: 99–123, Nürnberg.
- KAISER, K. F., FRIEDRICH, M., MIRAMONT, C., KROMER, B., SGIER, M., SCHAUB, M., BOEREN, I., REMMELE, S., TALAMO, S., GUIBAL, F. & SIVAN, O. (2012): Challenging process to make the Late-glacial tree-ring chronologies from Europe absolute – an inventory. – *Quaternary Science Reviews*, 36: 78–90.
- KELLER (2007): In KELLER, T. & RADTKE, G. (2007): Quartäre (Mosbach-Sande) und kalktertiäre Ablagerungen im NE Mainzer Becken (Exkursion L am 14. April 2007). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 89: 307–333; Stuttgart.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (2010): Geomorphologic evolution of the cuesta landscape around the Northern Franconian Alb – review and synthesis. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (3): 305–345, Stuttgart.
- RUTTE, E. (1987): Rhein, Main, Donau. Wie – wann – warum sie wurden. Eine geologische Geschichte. – 154 S.; Sigmaringen (Thorbecke).
- SCHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT 1 bis NT 3) und holozänen (H 1 bis H 7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – *Bamberger geographische Schriften*, 24: 1–77, Bamberg.
- SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1988): Das Alter der Ebinger Terrasse. – In: SCHIRMER, W.: *Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg*. – DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion H: 10–13; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1978): Aufbau und Genese der Talaue. – In: *Das Mainprojekt. Hydrogeologische Studien zum Grundwasserhaushalt und zur Stoffbilanz im Main Einzugsgebiet. Schriftenreihe Bayer. Landesamt Wasserwirtschaft*, 7: 145–154, Abb. 94–97; München.
- SCHIRMER, W. (1979): Rannen im Mainschotter. – *Fränkische Heimat am Obermain*, 16: 44 S., 8 Taf.; Lichtenfels.
- SCHIRMER, W. (1980), mit Beitr. von BECKER, B., ERTL, U., HABBE, K. A., HAUSER, G., KAMPMANN, T. & SCHNITZLER, J.: *Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse*. – 210 S.; Düsseldorf (Abt. Geologie der Universität).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geologisches Jahrbuch*, A 71: 11–43; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1984): Moenodanuvius – ein uralter Fluß auf der Frankenalb. – *Hollfelder Bl.*, 9 (2): 29–32; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1985): Ein altes Tal auf dem Alten Berg südlich Drosendorf. – *Hollfelder Bl.*, 10 (2): 25–32; Hollfeld.

- SCHIRMER, W. (1986): Landschaft und Geologie von Oberfranken. – Führer zu archäologischen Denkmälern in Bayern. Franken, 2: Archäologischer Führer Oberfranken: 9–23; Stuttgart (Theiss).
- SCHIRMER, W. (1988a), mit Beiträgen von U. SCHIRMER, G. SCHÖNFISCH und H. WILLMES: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. – DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion H: 39 S.; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1988b): Ziegeleigrube Marktheidenfeld. – In: KURZ, R., SCHIRMER, W., STUKENBROCK, B. & SKOWRONEK, A.: Führer zur Exkursion D: Mittelmaintal. – DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion D: 5–9; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1990a): Der känozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – dequa-Führer, 1: 9–33; Hannover (DEUQUA).
- SCHIRMER, W. (1990b): Flußablagerungen und Schwermetalle am Obermain. – Fränkische Heimat am Obermain, 27: 42 S.; Lichtenfels.
- SCHIRMER, W. (1991): Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals. – Bayreuther bodenkdl. Ber., 17: 153–186; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (1995a): Valley bottoms in the late Quaternary. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 100: 27–51; Berlin.
- SCHIRMER, W. (1995b): Main River – example for valley bottom development. – In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in central Europe, Addendum: 1447–1449; München (Pfeil).
- SCHIRMER, W. (2007a): Terrestrische Geschichte der Nördlichen Frankenalb. – Bayreuther geogr. Arb., 28: 168–178; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (2007b): Geschichte und Bau des Maintals am Beispiel des Obermaintals. – Bayreuther geogr. Arb., 28: 102–119; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (2007c): Entstehung der Flusslandschaften als Lebensraum des frühen Menschen im süddeutschen Schichtstufenland. – In: WAGNER, G. A., RIEDER, H., ZÖLLER, L. & MICK, E. [Hrsg.]: Homo heidelbergensis. Schlüsselfund der Menschheitsgeschichte: 308–319, 342–360 (Gesamtliteratur); Stuttgart (Theiss).
- SCHIRMER, W. (2007d): Der Naturraum Main–Regnitz im ersten Jahrtausend n. Chr. – Schriftenreihe hist. Ver. Bamberg, 41: 46–60; Bamberg.
- SCHIRMER, W. (2010): Die Geschichte von Moenodanuvius und Main in Oberfranken. – Streifzüge durch Franken, 1: 9–24, Lichtenfels.
- SCHIRMER, W. (in press): Der Marktzeulner Paläomäander der Main-Formation (The Marktzeuln Palaeomeander of the Main Formation). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins.
- STUCKENBROCK, B. (1988): Pollenanalytische Befunde. – In: KURZ, R., SCHIRMER, W., STUKENBROCK, B. & SKOWRONEK, A.: Führer zur Exkursion D: Mittelmaintal. – DEUQUA, 24. Tagung, Exkursion D: 9–10; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- WAGNER, G. A., COYLE, D. A., DUYSER, J., HENJES-KUNST, F., PETEREK, A., SCHRÖDER, B., STÖCKHERT, B., WEMMER, K. & ZULAUF, G. (1997): Postvariscan thermic and tectonic evolution of the KTB site and its surroundings. – Journal of Geophysical Research, 102: 18221–18232.
- WAGNER, G. A., RIEDER, H., ZÖLLER, L. & MICK, E. [Hrsg.] (2007): Homo heidelbergensis. Schlüsselfund der Menschheitsgeschichte. – 366 S., Stuttgart (Theiss).
- ZÖLLER, L., HAMBACH, U., KLEBER, A., KOLB, T. & MOINE, O. (2011): Quaternary valley and slope development in the headwaters of the River Main, Upper Franconia – puzzling ancient stream courses and sedimentary archives. – In: SAUER, D. (ed.): From the northern ice shield to the Alpine glaciations. A Quaternary field trip through Germany. – DEUQUA excursions, Excursion E: 47–65, Hannover.

Thorsten Uthmeier, Christian Züchner, Thomas Rathgeber, Ludwig Reisch, Leif Steguweit, Michael M. Rind

Exkursionsroute / Itinerary

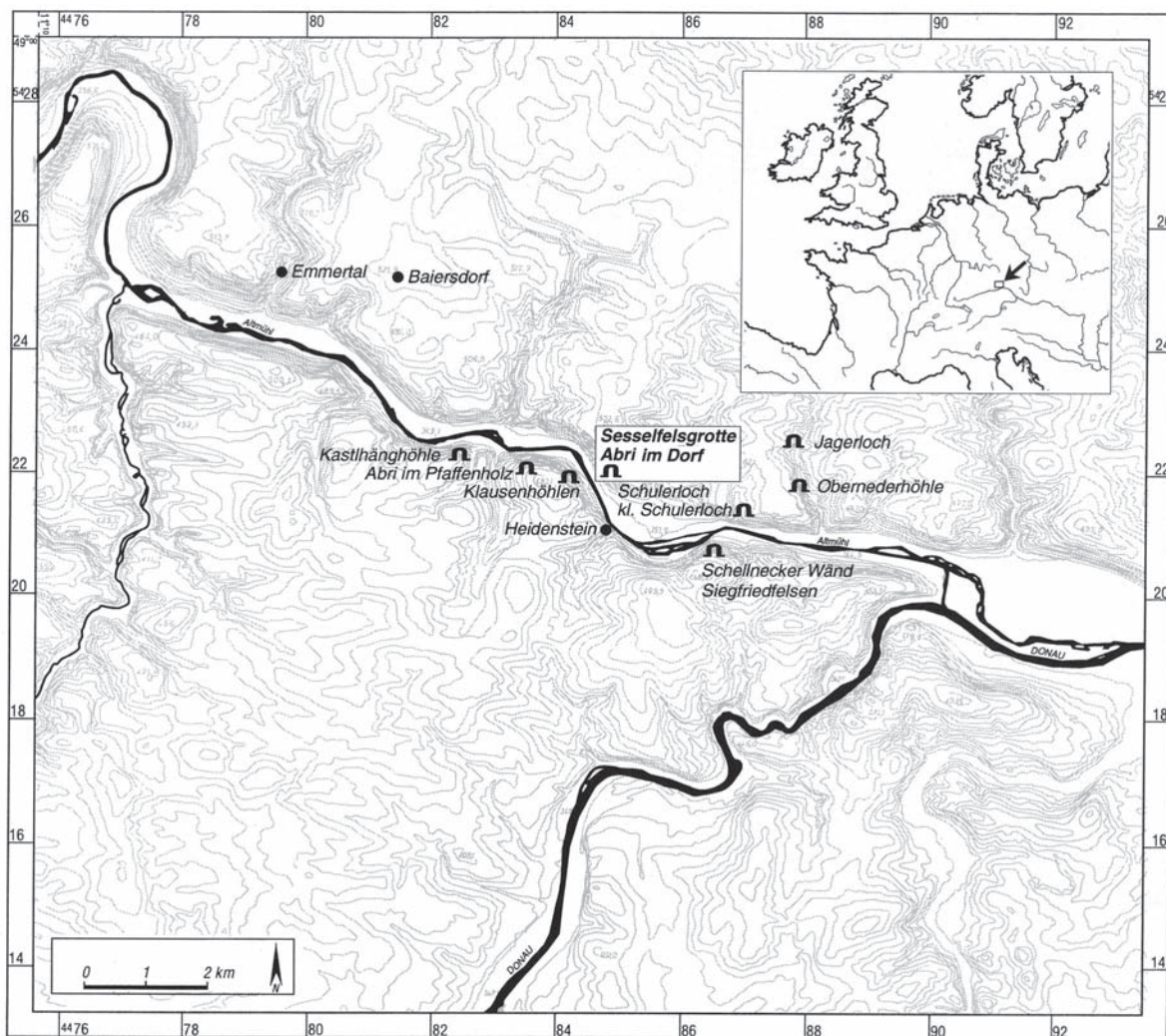


Abb. 1: Urgeschichtliche Höhlenfundplätze im Unteren Altmühltal (KAULICH et al. 1978).

Fig. 1: Palaeolithic cave sites in the Lower Altmühl Valley (KAULICH et al. 1978).

Abstract: That excursion is heading to one of the most remarkable landscapes in Southern Germany concerning the density of Middle and Upper Palaeolithic sites. Jurassic karst caves and rockshelters have been occupied since the last interglacial up to Neolithic times. Some of the exciting Palaeolithic sites will be introduced as well as the outstanding Neolithic hornstone mine of Abensberg-Arnhofen.

Altmühltal – Arnhofen – Kelheim – Donaudurchbruch (voraussichtlich 8.00 – 19.00 Uhr)
 Führung: Prof. Dr. T. Uthmeier, Dr. L. Steguweit

08.00	Abfahrt Bayreuth
09.30 – 12.00	Unteres Altmühltal: Sesselfelsgrotte – Abri 1 – Klausenhöhlen
12.30 – 14.00	Mittagessen auf Burg Randeck
14.30 – 15.30	Besichtigung der Grabungen im neolithischen Silexbergbau von Abensberg-Arnhofen
16.00 – 17.00	Donaudurchbruch und Kloster Weltenburg
gg. 19 Uhr	Ankunft Bayreuth

1 Landnutzungsmuster paläolithischer Jäger und Sammler auf der fränkischen Alb [THORSTEN UTHMEIER]

Im Folgenden soll einleitend versucht werden, die auf der Exkursion besuchten Fundstellen exemplarisch in einen größeren Zusammenhang zu stellen (sofern nicht anders angegeben, erfolgt die Darstellung nach UTHMEIER 2004; die Beschreibungen der einzelnen Exkursionspunkte sind von den Autoren genehmigte Nachdrucke aus einem Tagungsband für die 50. Jahrestagung der Hugo Obermaier-Gesellschaft vom 25.–29. März 2008 in Erlangen).

1.1 Umweltbedingungen

Für die Fundstellen der Fränkischen Alb geben Untersuchungen, die J. Hahn (1995) für den schwäbischen Teil der Alb durchgeführt hat, ein gute Vorstellung der während des MIS 3 in den mitteleuropäischen Mittelgebirgen vorherrschenden Bedingungen. In den breiteren Abschnitten der Flusstäler fanden sich neben fließenden auch in flachen Mulden stehende Gewässer. Die vorherrschende Vegetation war die einer baumfreien, grasbewachsenen Lößsteppe, die an geschützten Stellen von kleineren Gehölzen und Sträuchern durchsetzt war. Windgeschützte Talränder und eng eingeschnittene Talabschnitte boten günstigere Bedingungen, die zu diversitären Pflanzengesellschaften aus Bäumen und Sträuchern führten. Mit Ausnahme der flacheren Unterhänge waren die Hänge dagegen schuttbedeckt und vegetationsfrei. Die dem Wind ausgesetzten Hochflächen lagen überwiegend oberhalb der pleistozänen Baumgrenze, so dass die Vegetationsdecke durch montane Bergwiesen gebildet wurde. Während der Kaltzeiten waren die Niederschläge längerfristig größeren interannuellen Schwankungen unterworfen, die sich dann ungünstig auf die Pflanzen- und damit auf die Tierwelt ausgewirkt und zu schlechten Jahren geführt haben. In heutigen Trockengebieten beträgt die Schwankung der produzierten Biomasse zwischen trockenen und feuchten Jahren bis zu 1:8 (FRENZEL 1983, 132). Abschätzungen der Biomassenrelationen für das obere Donautal haben ergeben, dass bereits unter nor-

malen Bedingungen das Nahrungsangebot für herbivore Großsäuger während des Spätglazials lediglich für 7 bis 11 Wildpferde pro Jahr ausgereicht hätte (HAHN 1995). Neueren Untersuchungen an den Faunenresten aus dem Aichtal (MÜNZEL et al. 2001) zufolge haben sich neben solitär lebenden Höhlenbären auch Pferde- und sogar Mammutherden in der kalten Jahreszeit in den Mittelgebirgen aufgehalten, was mit geringen Schneehöhen erklärt werden kann. Dennoch wird aufgrund des eingeschränkten Nahrungsangebots während der kalten Jahreszeit zumindest ein Teil der großen Herbivoren den Winter in tiefer gelegenen Gebiete verbracht haben.

Hauptnahrungsquelle des paläolithischen Menschen waren tierische Ressourcen. Vegetabile Nahrung hatte einen nur geringen Anteil an der Ernährung, da nur während der kurzen Vegetationsperiode das eingeschränkte Spektrum an essbaren Beeren, Samen, Wurzeln, Flechten gesammelt und verwertet werden konnte (PICHLER 1996). Im Detail zeigt sich, dass die Biomasse der potentiellen Ziele effektiver anthropogener Jagd – in erster Linie die durch Ansitz-, Treib- oder Drückjagd zu erlegenden großen Herdentiere – in der Mittelgebirgsregion nicht zu hoch angesetzt werden darf (HAHN 1995). Trifft diese Vermutung zu, so stellte der Aufenthalt einer Menschengruppe in einem montanen Biotop unter Umständen einen beträchtlichen ökologischen Eingriff dar. Daher erscheint trotz des Nachweises der Bejagung von Mammut und Pferd während des Winters ein regelhafter ganzjähriger Aufenthalt des Menschen in der Mittelgebirgsregion eher unwahrscheinlich. Umgekehrt bieten auch die flacheren, tiefer gelegenen Landschaftsteile, in denen die Biomasse weniger divers und saisonal stärker strukturiert ist, keine ganzjährig tragfähigen Biotope. Dies bedeutet, dass der Mensch versuchen musste, Ressourcen dort zu jagen und zu sammeln, „[...] wo mit kleinstem Energieaufwand der größtmögliche ‚Profit‘ zu erwarten ist.“ (PICHLER 1996, 152). Hieraus ergibt sich eine Verlegung der Lagerplätze anhand der „economic season“, die nicht mit den Jahreszeiten korrelieren muss,

sondern anhand von Effektivitätskriterien organisiert ist. Aus der Sicht des Menschen entscheiden die Wanderungsbewegungen der großen Herbivoren über die Tragfähigkeit verschiedener Landschaftsteile eines jährlichen Schweißgebietes. Dies führt bei der Rekonstruktion paläolithischer Landnutzungsmuster auf der Fränkischen Alb zu einem stark vereinfachten, dichotomen Umwelt-Modell, in dem zwischen tiefer gelegenen Landesteilen, die während der kalten Jahreszeit aufgesucht werden, und den Mittelgebirgen als bevorzugt während der warmen Jahreszeit aufgesuchte Biotope unterschieden wird. Mensch und Herdentiere dürften im Frühjahr und Herbst die weitesten Entfernungen zwischen längerfristigen Standorten zurückgelegt haben.

Legt man heutige Beobachtungen zur Ethologie der gejagten Tierarten zugrunde, so waren die Jagdbedingungen für große und mittlere Herbivoren während der Migration oder Brunft am günstigsten (PICHLER 1996). Besonders wasserabhängige Tiere wie das Pferd ließen sich auch außerhalb dieser Phasen leichter ausrechnen und von der Tränke aus in Täler drücken oder beim Wechsel durch Ansitzen erlegen (HAHN 1995). Wichtige ergänzende Eiweißlieferanten waren Fische und Vögel sowie deren Eier (HAHN 1983). Die mit Schlingen und Fallen durchgeführte Bejagung von standorttreuen Kleinsäugetern wie Schneehase, Murmeltier und Ziesel ist kostenintensiv, da für eine geringe Fleisch- und Fellmenge ein vergleichsweise hoher Zeitaufwand kalkuliert werden muss.

1.2 Paläolithische Landnutzung am Beispiel des Micoquien

Für die meisten Stationen der Fränkischen Alb liegen entweder keine oder nur wenige quantitative Informationen über die anthropogen genutzte Fauna vor. Daher muss auf eine Abschätzung der Fundplatznutzung, der Aufenthaltsdauer und der Saison anhand der Jagdbeutereste verzichtet werden, obwohl die Faunenreste einen der entscheidenden Schlüssel zu Beantwortung kulturökologischer Fragestellungen darstellen. Als Merkmale für die Zuweisung der Fundstellen zu Fundplatztypen, die mit unterschiedlich langen und funktional verschiedenen Aufenthalten gleichgesetzt werden, bleiben die Lage im Gelände, Befunde sowie die Zusammensetzung der Geräteinventare. Die geringe Anzahl der Fundstellen, die zudem nicht gleichzeitig bestanden haben, sind weitere Punkte, die die Datenbasis schwächen. Im Prinzip muss jedes Inventar stellvertretend für ein größeres System verstanden werden (Basislager – Jagdlager – Ausblick – Atelier usw.). Da nur ein Teil der Kriterien, die S. PICHLER (1996, 93) für die Durchführung kulturökologischer Analysen stellt, erfüllt werden, kann lediglich versucht werden, die Fundstellen in das einfache ökologische Modell der saisonalen Nutzung von Ebene und Mittelgebirge einzupassen.

Die meisten Fundstellen des Micoquien liegen im Bereich der Fränkischen Alb und des Bayerischen Waldes. Dem Umweltmodell zufolge müssten sämtliche Fundstellen während der warmen Jahreszeit aufgesucht worden sein, da sie im Einzugsbereich der Mittelgebirgsregion liegen. Die meisten Höhlenstationen entlang der Altmühl dürften primär Sommerlager gewesen sein, die möglicherweise bis in den Herbst oder frühen Winter hinein aufrecht er-

halten wurden. Sie liegen nahe der Hochfläche und bieten entweder gute Bedingungen für längere Aufenthalte, wie die nach Südwesten hin offene Sesselfelsgrotte, oder sie liegen jagdstrategisch optimal, wie die Obernederhöhle. Hier konnten sowohl die zur Altmühl wechselnden Herdentiere das schmale Tal hinauf gedrückt als auch wasserunabhängigere Tierarten wie der Steinbock durch Ansitzen bejagt werden. Die Lage der Freilandstationen nahe der Donau macht es wahrscheinlich, dass sie dazu dienten, im Frühjahr oder Herbst die von den Hochflächen in die Ebenen wandernden großen Herden zu bejagen. In Zeitlarn bot sich dabei das Wutzellhofener Trockental für eine Drückjagd an, wenn die am Pentlberg verweilende Zweckgruppe groß genug war. Ansonsten konnte den Tieren auch an der Engstelle zwischen Regen und Zeitlarn unweit des Lagerplatzes aufgelauert werden. Mauern, Albersdorf und Offenberg befinden sich an der Schnittstelle zwischen Donauebene und Bayerischem Wald. Auch diese Plätze, in der Nähe der Anstiege zum Mittelgebirge, dürften am ehesten während der Übergangszeiten im Moment der saisonalen Migration der großen Herbivoren genutzt worden sein. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Winterlager im Tertiären Hügelland lagen, auch wenn dazu die Donau überquert werden musste.

Weil saisonale Landnutzungsmuster aus gleichzeitigen Plätzen unterschiedlicher Funktion bestehen, ergeben sich erwartungsgemäß Unterschiede zwischen den einzelnen Fundstellen. Teile der Begehungen aus dem G-Komplex der Sesselfelsgrotte können als Basislager angesprochen werden. Es werden viele Steinartefakte hergestellt und benutzt, was zu großen Inventaren führt. Die in ihnen enthaltenen formüberarbeiteten Geräte sind oft stark reduziert, was zusammen mit den überdurchschnittlich vielen jungpaläolithischen Werkzeugen (zur Verarbeitung von Knochen und Leder?) auf längere Aufenthalte deutet. Alle anderen Plätze des Micoquien der Fränkischen Alb können als kurzfristig genutzte Jagdlager angesprochen werden. Die Hypothese kurzer, zweckgebundener Aufenthalte korreliert zum Teil mit der Lage der Fundstellen im Gelände. Die beiden Plätze von Zeitlarn liegen auf einem windungeschützten Nordhang, das System der Klausenhöhlen, die Breitenfurter Höhle und der Hohle Stein öffnen sich nach Norden bzw. Nordwesten. Auch die nur schwer erreichbare Obernederhöhle liegt zwar jagdstrategisch günstig, nicht aber für längere Aufenthalte, weil dann vieles von außen in den Lagerplatz hätte eingebracht werden muss. Handelt es sich um die Hinterlassenschaften einer einzigen Begehung wie in der Sesselfelsgrotte, so erreichen die Werkzeughäufigkeiten niedrige bis mittlere Werte, während die Zahl der formüberarbeiteten Geräte variiert, je nachdem, welche Aktivitäten ausgeführt und ob die Stücke mitgenommen wurden oder nicht. Stationen mit vielen Blattspitzen – als größere Serien zu nennen sind Mauern, Zone 4, Zeitlarn 1 und Albersdorf – haben die Funktion eines häufiger aufgesuchten Zerlegungsplatzes. Der hohe Anteil an Blattspitzen ist an allen Plätzen das Ergebnis einer Vielzahl von Aufenthalten ähnlicher Aktivität. Ergänzend hierzu muss in Erwägung gezogen werden, ob Plätze wie Zeitlarn, die Buchberghöhle, Deggendorf und Albersdorf nicht zu weit von den heute bekannten Basislagern entfernt gewesen waren, als dass man verbrauchte Artefakte – und hier vor allem die

schweren Blattspitzen – mitgenommen hätte. Vom Werkzeugspektrum her bilden sie qualitativ einen Ausschnitt dessen, was an den Basislagern zu finden ist: dünne Zweiseiter (Blattspitzen, formüberarbeitete Schaber, Faustkeilblätter), wenige bikonvexe, massivere Formen wie Fäustel oder Faustkeile, aber auch Schaber und Kratzer. Auf Zerlegungsvorgänge (Markgewinnung?) könnten die typischen Brüche der Blattspitzen in Albersdorf und die zahlreichen ausgesplitterten Stücke aus Zeitlarn 1 zurückgehen, die an anderen Stationen fehlen. Die Genese einiger anderer Stationen kurzer Aufenthalte mit weniger gewichteten Werkzeugklassen-Häufigkeiten wie der Obernederhöhle und des Hohle Stein spricht ebenfalls für eine beträchtliche zeitliche Tiefe bei der Ablagerung der Artefakte, die von mehreren kurzfristigen Aufenthalten nicht allzu weit von den Basislagern stammen. Für die unteren und mittleren Schichten der Obernederhöhle lassen sich z.B. die initialen Stadien der Rohmaterialakquisition mit großen Rindenabschlägen nachweisen, aus denen auch die meisten Werkzeuge bestehen. Eine regelrechte Grundformproduktion, wie sie etwa in Zeitlarn 1 oder Albersdorf nachgewiesen ist, liegt dagegen nicht vor. Im Vergleich zu den Freilandfundplätzen (in der Nähe der Tötungs- und Zerlegungsplätze?) wurden offensichtlich nur wenige Grundformen benötigt, so dass man die entrindeten Kerne mitnehmen konnte. Ebenfalls als Plätze kurzfristiger, von einem nahe gelegenen Platz aus unternommener Aktivitäten können Inventare mit geringen Werkzeughäufigkeiten angesprochen werden, wie die Breitenfurter Höhle, die Buchberghöhle oder Zeitlarn 2.

Insgesamt waren die paläolithischen Plätze der Fränkischen Alb mit hoher Wahrscheinlichkeit in Übereinstimmung mit der „economic season“ organisiert, deren Komplexität mit dem hier verwendeten einfachen Umwelt- und Subsistenzsystem nur ansatzweise erfasst wird. Die jeweilige Aufenthaltsdauer war sicher flexibel, je nachdem, wie tragfähig die Biotope in Abhängigkeit zur jeweiligen Jahreszeit waren.

2 Die Sesselfelsgrotte, Neuessing, Ldkr. Kelheim

[CHRISTIAN ZÜCHNER¹]

Die Sesselfelsgrotte öffnet sich unter der hohen Felswand über dem Ort Neuessing im Herzen einer durch ihre zahlreichen paläolithischen und mesolithischen Fundstellen bekannten Region.

Unter der Leitung von Lothar Zotz (1899–1967) und Gisela Freund hat das Erlanger Institut für Ur- und Frühgeschichte in den Jahren 1964–1977 und 1981 umfangreiche Ausgrabungen durchgeführt. Rund 100.000 Artefakte des Mittel- und Jungpaläolithikums, die Reste von drei Neandertalern und eine umfangreiche Fauna wurden in der nahezu 7 m mächtigen Schichtenfolge aus der letzten, der Würm-Eiszeit in mehr als 25 Kulturhorizonten geborgen.

Die für ihre Zeit sehr umfangreiche Grabungsdokumentation gewährt einen detaillierten Einblick in die geologischen, klimageschichtlichen, faunistischen, paläobotanischen und kulturgeschichtlichen Veränderungen in diesem langen Zeitraum von rund 100.000 Jahren. Die weitgehend ungestörte Sedimentation in der Sesselfelsgrotte erlaubt es, die typologische und technologische Entwicklung

des Moustérien und des Micoquien zu verfolgen. Bedingt durch starke Erosionserscheinungen am Ende des Mittelpaläolithikums fehlen in der Sesselfelsgrotte das ältere und mittlere Jungpaläolithikum. Nur in der Schicht E2 könnte es geringe Reste des Gravettien gegeben haben, das im unmittelbar angrenzenden „Abri im Dorf“ Neuessing nachgewiesen wurde. Die Besiedlung der Sesselfelsgrotte beginnt erst wieder nach dem Hochglazial im Laufe des Magdalénien und dauert bis in das postglaziale Mesolithikum an.

Das Grabungsgelände, das Fundmaterial und die Dokumentation befinden sich heute im Eigentum der Universität Erlangen-Nürnberg und werden vom Institut für Ur- und Frühgeschichte betreut.

Die Schichtenfolge lässt sich von unten nach oben in vier Hauptabschnitte unterteilen:

Abschnitt I mit den Schichten 3-West bis M1 und einer Mächtigkeit von ca. 2,50 m ist identisch mit den „Unteren Schichten“ und ihrem vielgliedrigen Moustérien. Die Sedimentierung weist keine erkennbaren Lücken auf. Die einzelnen Horizonte dieses Abschnitts I spiegeln jeweils ein kalt-trockenes oder kalt-feuchtes Klima wider. Sie enthalten die interstadialen Phasen innerhalb des Alt-Würm. Wärmeliebende Mollusken weisen insgesamt auf ein relativ günstiges Klima hin, dessen Verschlechterung sich in Fauna und Flora erst in der obersten, in Schicht M1 andeutet. Ältere Sedimente dürften wohl während des letzten Interglazials ausgeräumt worden sein.

Abschnitt II umfasst die Schichten L, K und den Übergangshorizont I, der diesem sedimentologischen Abschnitt zugerechnet wird, weil er gemeinsam mit K und L die sogenannten „Nagetierschichten“ darstellt. Die ca. 1 m mächtigen Sedimente enthalten keinerlei Kulturreste. Die Artenzusammensetzung der sehr reichen Kleinfafauna in K und L weist auf ein Kältemaximum. Es sollte dem Isotopenstadium 4 entsprechen.

Abschnitt III: Der insgesamt 1,50m mächtige Abschnitt III mit der Übergangsschicht I und den Schichten H-E spiegelt eine erneute Klimabesserung wider. Die sechsfache Gliederung des sogenannten „G-Komplexes“ mit den reichen Micoquien-Funden ist sedimentologisch außerordentlich deutlich. Die unterschiedlichen Sedimente dieses „G-Komplexes“ dürften mehrere kürzere Schwankungen anzeigen. Die Zuweisung zum Oerel-Glinde-Interstadial wird diskutiert. Mit Schicht E3 und dem zugehörigen Moustérien endet die wohl insgesamt ruhige Sedimentation der Abschnitte I–III. Es folgt eine Zeit tiefgreifender Erosionserscheinungen, größerer Ausräumungen und Verlagerungen.

Abschnitt IV, bis zu 2 m mächtig, beginnt mit der vollkommen sterilen Schicht D, einer Löss-Schutt-Schicht, in der sogar Faunenreste fehlen. Sie bezeugt die kalte Klimaphase des Hochglazials (Stadium 2). Die steilen Wände des Abris wirkten wie eine Sedimentfalle und konservierten die Lössanwehung. Erst im folgenden Spätglazial wird der Abri erneut Anziehungspunkt für die Jäger. Die Schuttschichten C2 und C1 mit Magdalénien-Industrien sollten dem Übergang zum Bölling-Alleröd-Komplex und der folgenden Dryas-Phase angehören. Die Sedimente zeigen einen deutlichen Hiatus zwischen C2 und C1 an. Für die hangenden B-Horizonte der jüngeren Tundrenzeit stellt der Feinschutt in B3, der sogenannte Bergkies, eine Beson-

1 C. ZÜCHNER 2008, nach einem Text von GISELA FREUND 1998



Abb. 2: Sesselfelsgrotte – Schema der Grabungsfläche.

Fig. 2: Rock Shelter “Sesselfelsgrotte” - General excavation plan (Excavated section = “Grabungsflächen”).

derheit dar. Schicht B2 repräsentiert erneut eine Zeit, in der gewaltige Blöcke vom Felshang über der Grotte herabgestürzt sind. Sie begrenzen heute das Grabungsfeld zum Tal der Altmühl hin. Mit Schicht A endlich ist die spätmittelalterliche Nutzung des Abris verbunden, die in den spätglazialen Schichten der Sesselfelsgrotte manche Störung verursacht hatte.

3 Die Neandertaler aus der Sesselfelsgrotte im unteren Altmühltal [THOMAS RATHGEBER]

Menschenreste sind bei Ausgrabungen immer ein Glücksfall und besonders wertvoll. Dies gilt auch im Fall der altsteinzeitlichen Fundstelle Sesselfelsgrotte. Die hier ausgegrabenen Knochen und Zähne können wegen ihrer geringen Größe und fragmentarischen Erhaltung allerdings nur wenig von der körperlichen Beschaffenheit der Menschen vermitteln, von denen sie stammen. Insgesamt wurden 14 menschliche Fossilien gefunden, nämlich 12 fetale Knochen und zwei Milchbackenzähne, die zu drei Individuen gehören und auch in drei unterschiedlichen Schichten zutage kamen. Aus dem archäologischen Zusammenhang sowie aus den Menschenresten selbst ergibt sich ihre Zuordnung zum Neandertaler (*Homo neanderthalensis*).

Die beiden Backenzähne aus den Schichten G2 und M2 haben Kinder einst beim Zahnwechsel verloren, und zwar – auf heutige Kinder bezogen – im Alter von ungefähr 12 Jahren. Aus Schicht G5 stammen die Knochen von einem 8-monatigen Fetus, vermutlich von einem Kind, das tot geboren wurde oder kurz nach seiner zu frühen Geburt starb. Sie belegen zum einen als „Lebenszeugnis“, dass eine Frau

im gebärfähigen Alter an der Fundstelle anwesend war, und zeigen zum anderen, dass die Neandertaler den Leichnam in einem Grab bestatteten, denn bei einer Lagerung an der Oberfläche wären auch die wenigen Hartteile eines so zarten Wesens schnell und gründlich vergangen. Auch ohne einen direkten Nachweis einer Kulthandlung ermöglichen die Funde Einblicke in die Nutzung der Höhle durch die Neandertaler und unterstreichen so die Bedeutung des Fundplatzes Sesselfelsgrotte für die Kenntnis des Jungpleistozäns in Mitteleuropa.

4 Abri im Dorf [LUDWIG REISCH]

Nur rund 30 m südöstlich bzw. talabwärts der Sesselfelsgrotte, am Fuß derselben Felswand, liegt ein ebenfalls nach Südwesten geöffneter, etwa 20 m breiter und 12 m tiefer Felsüberhang, das „Abri im Dorf“ (alias: Abri Schmidt, Abri 1, Abri 1 im Dorf Neuessing).

Bereits 1910 hatte A. Oberneder nahe der Felswand einen kleinen Schnitt angelegt, ohne dabei allerdings auf Funde zu stoßen. Gegen Ende des Zweiten Weltkrieges stieß dann der Grundbesitzer K. Schmidt bei dem Versuch, im Inneren des Abris einen „Luftschutzgraben“ anzulegen, erstmals auf altsteinzeitliche Funde, von denen 200 Silexartefakte und drei Knochensplitter erhalten sind.

Der Sedimentaushub wurde jedoch bereits in 50 cm Tiefe abgebrochen.

Im Sommer 1959 wurde schließlich durch O.H. Prüfer (Cleveland Museum of Natural History, Ohio/ USA) und L.F. Zotz (Universität Erlangen) die bisher einzige systematische Grabung durchgeführt. Innerhalb von knapp zwei

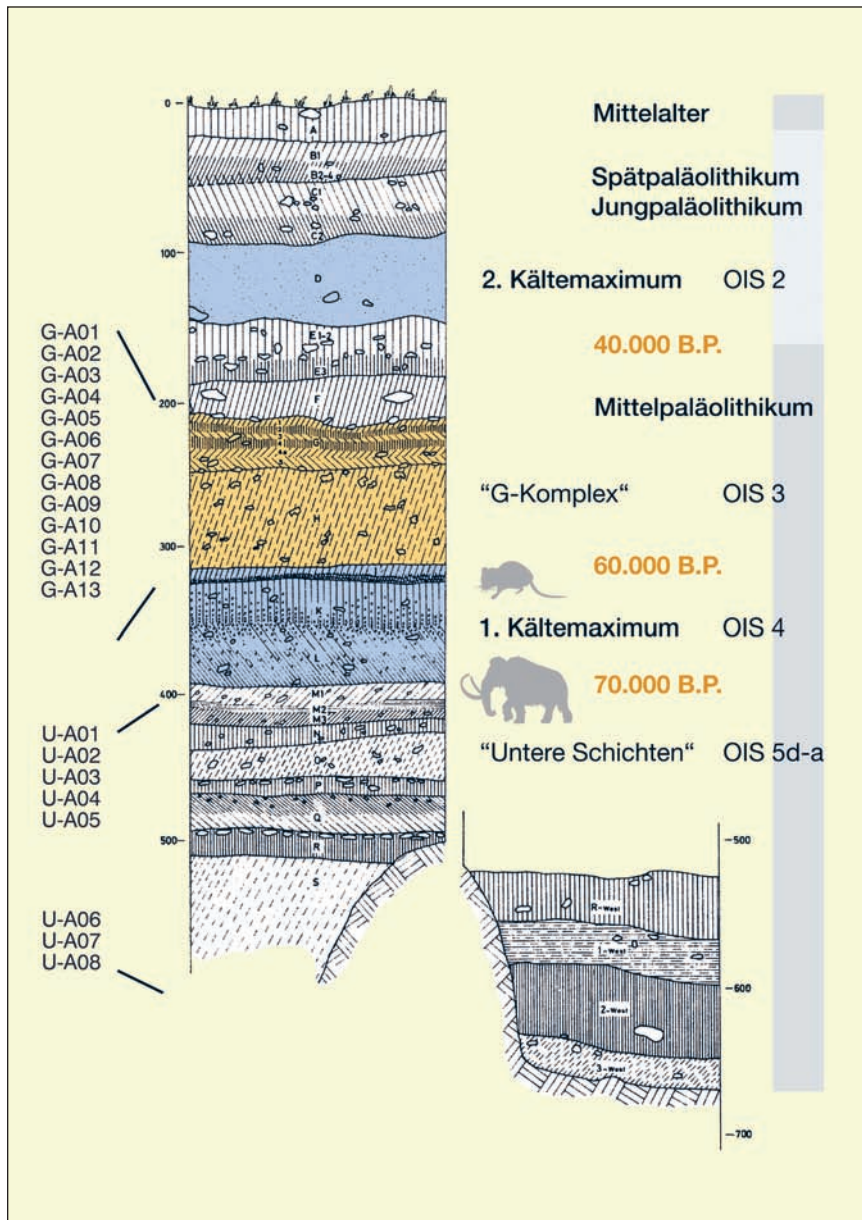


Abb. 3: Profil der Sesselfelsgrotte (Grafik mit frdl. Genehmigung Prof. Dr. Jürgen Richter, Köln).

Fig. 3: Profile of the Sesselfelsgrotte (with friendly permission by Prof. Dr. Jürgen Richter, Cologne).

Wochen (6. – 17. August 1959) wurde zunächst ein 12m langer Suchschnitt angelegt sowie eine daran anschließende größere Fläche untersucht (insgesamt 32 m²), wobei auch die von K. Schmidt ausgehobene Grube erfaßt werden konnte.

In dem senkrecht zur Rückwand angelegten Suchschnitt wurde folgende Schichtenfolge beobachtet (vgl. Abb. 2):

- A lockerer eckiger Kalkschutt mit schwarzem Humus, mittelalterliche Reste
- B1 kleinstückiger, eckiger Kalkschutt mit hellem, graugelbem sandigem Feinmaterial
- B2 kleinstückiger, eckiger Kalkschutt mit braunem sandigen Feinmaterial, viele Kalksteine mit Sinter
- B3 wie B2
- B4 wie B2
- C1 lockerer, größerer und eckiger Kalkschutt ohne Feinmaterial

- C2 lockerer, eckiger, zum Teil etwas verrundeter Kalkschutt mit wenig graubraunem sandigem Feinmaterial, zum Teil versintert
- D grober, leicht gerundeter Kalkschutt mit viel graubraunem sandigem Feinmaterial
- E1 klar begrenzte Zone scharfkantigen Kalkschutts mit ockerfarbenem sandigem Feinmaterial und Kulturresten des Jungpaläolithikums
- E2 wie E1
- F1 sedimentologisch wie C1
- F2 lockerer, grob- bis mittelstückiger Kalkschutt mit sehr wenig Feinmaterial und zum Teil versintert
- F3 ähnlich D, aber grobstückiger
- G grober, scharfkantiger Kalkschutt und verwitterter Fels

Die Ausgräber gingen von einer einzigen Kulturschicht (E1) aus und interpretierten die nur kleinräumig ausgebildete

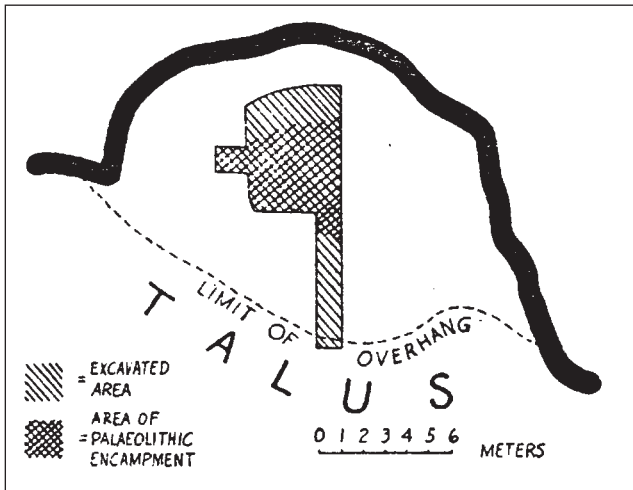


Abb. 4: Abri I im Dorf Neuessing – Grundriss (nach O.H. PRÜFER 1961).

Fig. 4: Abri I, village of Neuessing - horizontal plan (after O.H. PRÜFER 1961).

Zone E2 als Teil der im hangwärtigen Teil des Abris bereits verlagerten Fundsschicht. Sie beschreiben auch Reste einer Feuerstelle. Bei der späteren Auswertung von Sedimentproben konnten außerdem noch rotgefärbte Kalkschuttstücke beobachtet werden. Die Funde wurden nicht nach den beiden Zonen getrennt. Das Inventar aus der Grabung, sowie die von K. Schmidt in den 40er Jahren geborgenen Funde, können deshalb heute nur noch als eine Gesamtheit betrachtet werden, und mußten von Ursula Rinkel-Steger in ihrer leider unveröffentlichten Magisterarbeit als Einheit bearbeitet werden. Man wird heute jedoch wohl davon ausgehen dürfen, daß ursprünglich zwei Begehungshorizonte vorlagen, wobei aus dem Bereich von E2 nur wenige Stücke stammen – die Masse der Fundstücke stammt sicherlich aus dem Bereich um die Feuerstelle in E1.

Insgesamt wurden von U. Rinkel-Steger 1565 Silexartefakte ausgewertet, von denen 86 % aus der Grabung von 1959 stammen. Das Silex-Rohmaterialspektrum umfaßt zu annähernd gleichwertigen Teilen Plattenhornsteine, Knollenhornsteine sowie Kreidequarzite; dazu kommen in deutlich geringerer Zahl noch weitere Silexvarietäten. Das Typenspektrum ist vor allem durch zahlreiche Stichel, wenige Kratzer und Bohrer, Klingen mit Endretuschen, wenige Kostjenki-Enden, das basale Fragment einer Gravette-Spitze sowie rückengestumpfte Lamellen geprägt. Bemerkenswert ist, daß an den von Rinkel-Steger gefundenen 175 Zusammensetzungen mit 297 beteiligten Stücke immerhin rund 19 % des gesamten Inventars beteiligt sind, wobei Aufeinanderpassungen überwiegen. Die relativ spärlichen Faunenreste belegen Mammut (nur Elfenbein), Wildpferd, Rentier, Steinbock, Eisfuchs und Schneehase sowie einige Vogelreste.

Alle Bearbeiter haben das Inventar bisher dem Gravettien bzw. Pavlovien zugewiesen. Bei der kulturgeschichtlichen Bewertung und Datierung des Inventars spielte bisher ein großes Fragment eines Mammutstoßzahnes eine besondere Rolle. Es stammt aus dem basalen Bereich des Zahnes und weist intensive Bearbeitungsspuren auf. Bisher wurde es als Rohform einer für das Pavlovien typischen Schaufel angesehen. Da unter den wenigen Faunenresten jedoch in-

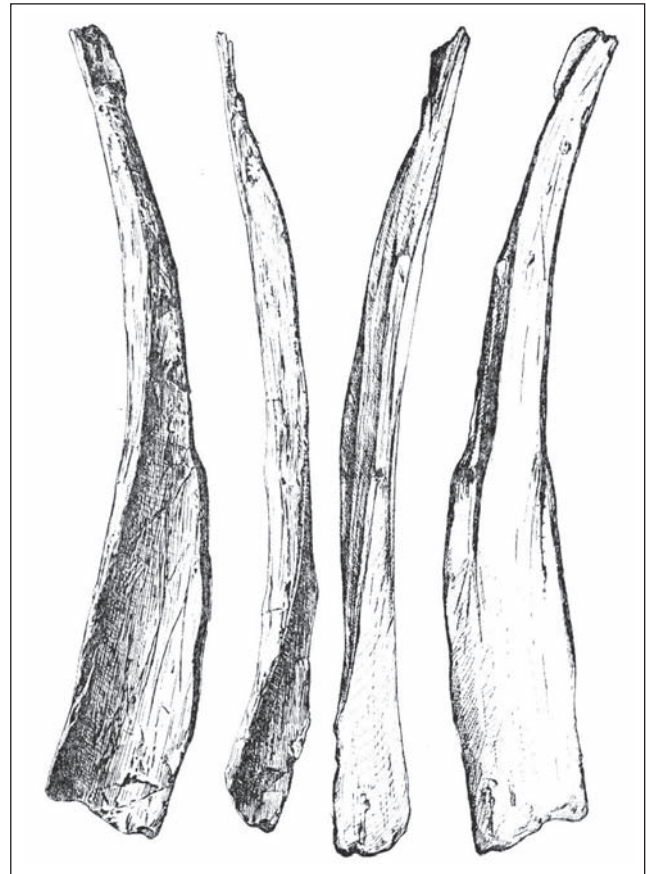


Abb. 5: Abri im Dorf – Jungpaläolithische „Elfenbein-Schaukel“ (nach L. ZOTZ 1961).

Fig. 5: Abri I, village of Neuessing - Upper Palaeolithic "ivory shovel" (after L. ZOTZ 1961).

zwischen zwei kleinere Fragmente von Rentier-Metapodien mit lateral tief eingeschnittenen Rillen zur Spangewinnung erkannt werden konnten, könnte das Stoßzahnfragment mit seinen charakteristischen Bearbeitungsspuren auch als Reststück aus einer Elfenbein-Spangewinnung interpretiert werden, und muß damit in seinem chronologischen Ausgewert wohl erheblich relativiert werden.

Fundverbleib: Ur- und Frühgeschichtliche Sammlung der Universität Erlangen-Nürnberg und Museum Regensburg

5 Die Klausenhöhlen bei Neuessing, Ldkr. Kelheim

[BRIGITTE KAULICH 1994²]

Die Klausenhöhlen liegen auf dem rechten Ufer der Altmühl, gegenüber von Ort Neuessing und der Sesselfelsgrötte. Das Höhlensystem besteht aus einem Komplex von 5 übereinander liegenden Höhlen und Abris, die das Ergebnis der verschiedenen Stadien der Eintiefung der Urdonau darstellen.

Zwischen 1900 und 1908 grub hier J. Fraunholz. Seine Funde führten zu einer Untersuchung durch das Institut de Paléontologie Humaine in Paris unter der Leitung von F. Birkner, J. Fraunholz, G. v.Merhardt, H. Obermaier und P. Wernert in den Jahren 1912 und 1913. Weitere Untersuchungen fanden durch G. Freund und L. Zotz 1960 in der Unteren und Mittleren Klaus statt.

² überarbeitet von Christian Züchner und Leif Steguweit

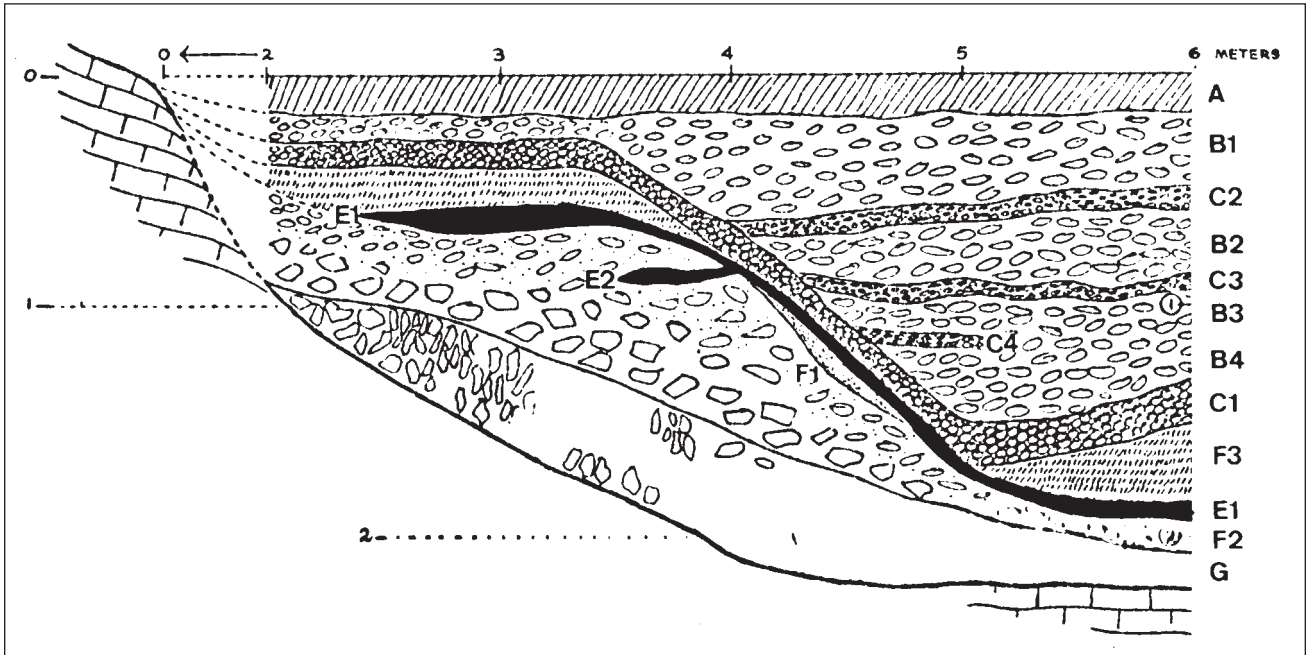


Abb. 6: Abri im Dorf – Profil (nach O.H. PRÜFER 1961).

Fig. 6: Abri I, village of Neuessing – profile (after O.H. PRUEFER 1961).

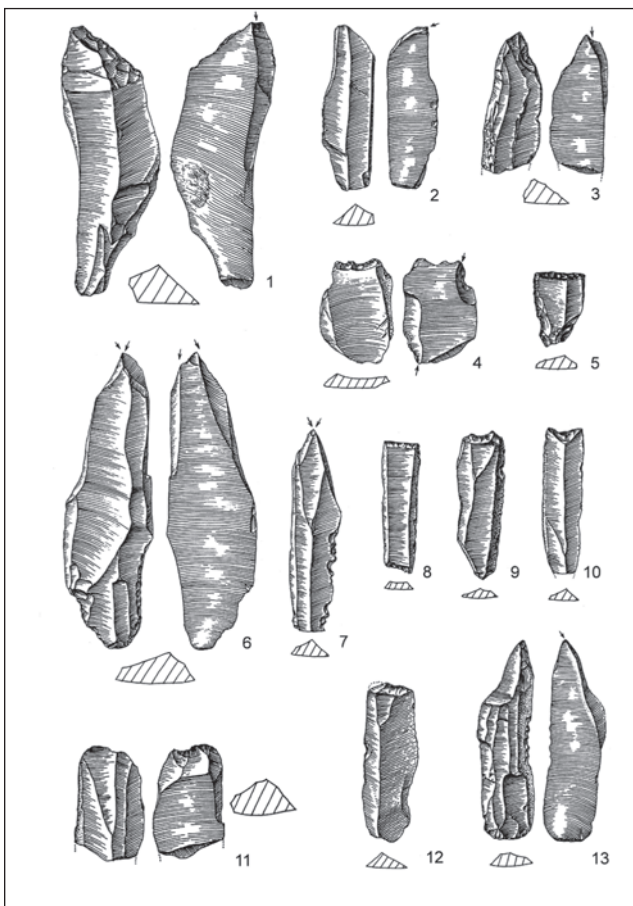


Abb. 7: Abri im Dorf, Schicht E: Jungpaläolithische Artefakte.

Fig. 7: Abri I, village of Neuessing: Layer E, Upper Palaeolithic artefacts.

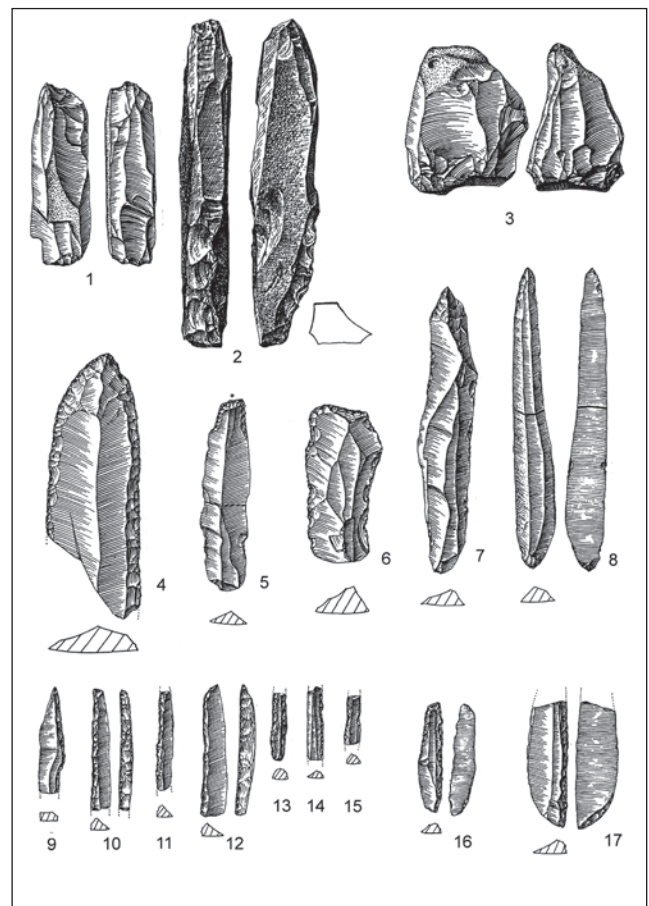


Abb. 8: Abri im Dorf, Schicht E: Jungpaläolithische Artefakte.

Fig. 8: Abri I, village of Neuessing: Layer E, Upper Palaeolithic artefacts.

Die Untere Klause wurde um 1860 bis auf geringe Reste der Sedimente ausgeräumt und in einen Bierkeller verwandelt. Sinterleisten an den Wänden markieren die ursprüngliche Sedimenthöhe. 1960 konnten keinerlei archäologische Funde gemacht werden. Nur am Höhlenvorplatz wurden noch zwei Schichten angetroffen, wobei Steingeräte des Mittel- und Jungpaläolithikums sowie des Neolithikums vermischt an der Grenze beider Schichten gefunden wurden. Die aussagefähigsten Stücke hatten sich längs der Felswand in Karstaschen erhalten.

Ein Steig führt hinauf zur Klausennische. In dem heute 4 m breiten und bis 2,7 m hohen Abri wurde 1860 ein Biergarten mit Kegelbahn eingerichtet. Dabei ging ein Großteil der Fundschichten verloren. Von den beiden oberen Schichten konnten nur noch geringe Reste untersucht werden. Sie enthielten Funde aus der Jungsteinzeit und einer nicht mehr näher klassifizierbaren Phase des Jungpaläolithikums. Unter einem schmalen Horizont mit Moustérien folgt ein graugelber Lehm mit zahlreichen Artefakten, Tierknochen und Feuerstellen. Ein fundleerer roter Lehm schließt die Schichtenfolge nach unten ab. In der graugelben Schicht fanden sich Micoquekeile, Faustkeile, viele Faustkeilblätter, Keilmesser vom Typ Klausennische, wenige Blattformen und verschiedene Schaber, von denen viele aus Plattensilex hergestellt sind. Dieser Komplex wird heute einem „Micoquien, Typ Klausennische“ zugeordnet und in eine frühe Phase der Würm-Kaltzeit gestellt. Die Tierwelt ist kaltzeitlich, es kommen z.B. Mammut, Wollnashorn und Wildpferd vor.

Ein menschlicher Zahn – gemäß Grabungsbericht aus Ablagerungen des Riß-Würm-Intergazials stammend – wurde 1936 von Wolfgang Abel als erster rechter oberer Milchschnidezahn eines Neandertalerkindes bestimmt (ABEL 1936). Der Zahn liegt nur fragmentarisch vor, die Wurzel fehlt. Er sei im unmittelbaren Umfeld von „Acheuléen-Blattspitzen“ gefunden worden, was in der damaligen Terminologie sowohl für schlanke Faustkeile, Faustkeilblätter oder auch Keilmesser stehen kann (OBERMAIER & WERNERT 1914). Der Zahn (offizielles Kürzel: Neuessing 1, vgl. GIESELER 1971) wird einerseits als „seit dem Krieg verschollen“ bezeichnet (MÜLLER-BECK 1957), andererseits später von Erhard Schoch (München) als in seiner Privatsammlung befindlich geführt (SCHOCH 1973) Diese Aussage wird durch eine nur bei Schoch abgebildete Röntgenaufnahme des Zahns bestätigt; der Verbleib des Fossils nach Auflösung der Privatsammlung ist dennoch unklar.

Über der Klausennische öffnen sich die beiden Eingänge der Mittleren Klause. Sie führen in eine 21 m lange, 18 m breite, niedrige Halle, deren Wände durch mehrere Nischen gegliedert sind. Von den Grabungen durch Fraunholz und das Institut de Paléontologie Humaine ist die Kulturabfolge überliefert, wobei nicht außer Acht gelassen werden darf, dass die Schichten weitgehend vermischt waren. In der obersten Schicht lagen jungsteinzeitliche Funde. Es folgt ein graubrauner Lehm mit einem vielleicht zweiphasigen Magdalénien. Der Fundkomplex enthält neben der üblichen Silexindustrie eine einreihige Harpune, Knochenspitzen, auch mit doppelt abgeschrägter Basis, eine Nadel, gravierte Elfenbeinplättchen und Kalkplatten mit roten Farbspuren sowie eine Kalkplatte mit der Gravierung eines Pferdes und einen skulptierten Lochstab mit Bisonkopf en face.

Die schön gearbeiteten Blattspitzen aus der Höhle stellte man ursprünglich in das Solutréen. Nach heutiger Erkenntnis handelt es sich jedoch um Blattspitzen des späten Mittelpaläolithikums. Das Mittelpaläolithikum ist weiterhin mit gekerbten und gezähnten Stücken, wenigen Schabern und Faustkeilen vertreten.

Ein Skelett, das 1913 gefunden, später auf 18.590 ± 260 BP (OxA-9856) (STREET & TERBERGER 2006) und damit noch vor den Beginn des Magdaléniens in Mitteleuropa datiert wurde, ist die älteste Bestattung Deutschlands und zugleich der früheste Fossilbeleg moderner Menschen in Bayern. Der ca. 30-jährige Tote lag vom Becken abwärts in Rückenlage, der Rumpf auf der linken Seite. Er war in eine mächtige Packung aus Röteln eingehüllt, was im Jungpaläolithikum als typische Bestattungssitte bekannt ist. Unter und über dem Schädel fand man Stoßzahnbruchstücke vom Mammut, Beigaben fehlten.

Durch einen Kamin erreicht man die Obere Klause. Der 27 m lange, 15,5 m breite und bis 5 m hohen Saal gehört sie zu den eindrucksvollsten Höhlenräumen der Altmühlalb.

Aus einer Nische B, wird eine vielgliedrige Schichtenfolge überliefert:

- a 1 – 10 cm: moderner Schutt
- b 10– 25cm: obere neolithische Schicht
- c 25–40 cm: untere neolithische Schicht
- d 40–75 cm: leer bzw. fundarm
- e 75 –100 cm: oberes Magdalénien
- f 100 –110 cm: leer oder fundarm
- g 110 –160 cm: unteres Magdalénien
- h 160 –170 cm: fundleer, fehlt stellenweise ganz
- i 170 – 210 cm: Solutréen
- k 210 – 220 cm: fundleer
- l 220 – 250 cm: Moustérien
- m ab 250cm: weißlicher Lehm und Fels

Für das obere Magdalénien werden einreihige Harpunen, verschiedene Knochenspitzen, 3 Lochstäbe, Nadeln, verschiedene Elfenbeingegegenstände, durchbohrte Tierzähne und mehrere flache Kalkplatten mit roten Punktgruppen genannt. Im unteren Magdalénien gibt es Pfeifen, Knochenspitzen mit seitlichen Rillen, Nadeln und durchbohrte Zähne sowie Elfenbeinanhänger. Die Masse der Steingeräte lässt sich leider nur allgemein dem Magdalénien zuweisen. Ein Mammutstoßzahnfragment mit der Ritzzeichnung eines Mammuts, das an der Oberfläche der Schicht i gefunden wurde, gehört sicher auch in das Magdalénien. Das Moustérien der Schicht l mit diversen Schabertypen ordnete Bosinski seinem Inventartyp Kartstein zu.

Die Fauna der einzelnen Schichten ist weitgehend unbekannt und nach dem 2. Weltkrieg verschollen.

6 Ausgrabungen im Hornsteinbergwerk von Abensberg-Arnhofen bis zum Jahr 2007 [MICHAEL M. RIND]

Seit der Entdeckung des Arnhofener Bergwerkes vor mehr als 20 Jahren haben verschiedene Ausgrabungen des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege und der Kreisarchäologie Kelheim unweit von Abensberg, Lkr. Kelheim (Ndb.), stattgefunden.



Abb. 9: Klausenhöhlen, mit den Eingängen der Unteren und Mittleren Klause (Foto L. Steguweit).

Fig. 9: Klausenhöhlen (Klausen Caves), with the entrances of the Lower and Middle Klause.



Abb. 10: Schachtverfüllungen des jungsteinzeitlichen Hornsteinbergwerkes von Abensberg-Arnhofen, Lkr. Kelheim, im Jahr 2000 in etwa 2 m Tiefe. (Bild: K. Eisele, BLfD).

Fig. 10: Refilled mine shafts of the Neolithic hornstone mine of Abensberg-Arnhofen, Kelheim county; foto displaying a horizontal section in the year 2000, about 2m below ground.

Die Ausgrabungen galten einem der größten Feuersteinbergwerke Mitteleuropas, in dem die ersten Bauern vor mehr als 6000 Jahren in untertägigen Schächten bis zu 8 m Tiefe das Rohmaterial zur Herstellung der wichtigsten Werkzeuge aus Plattenhornstein gewonnen haben. Im Rahmen des interdisziplinären Forschungsprojektes, in das auch die Universität Köln involviert ist, konnten bis zum Jahr 2007 über 650 verfüllte Schächte dokumentiert werden (Abb. *1). Aus Luftbildern, Magnet- und Bodenradarprospektionen lässt sich erschließen, dass zum Bergwerk ehemals vermutlich mehr als 20.000 Schächte gehörten.

Wegen seiner hohen Qualität und leichten Bearbeitbarkeit eignete sich gebänderter Plattenhornstein hervorragend als Rohstoff zur Herstellung von Werkzeugen und Waffen. Nach den bisherigen ¹⁴C-Daten lässt sich der Schwerpunkt des untertägigen Hornsteinabbaus in Duckelbautechnik zwischen etwa 5650 und ca. 4250 calBC datieren, d.h. vom Beginn der Linienbandkeramik bis zur Münchshöfener Kultur, was Silices aus zahlreichen Siedlungen in Niederbayern bestätigen.

Leider beschränken sich die Funde auf diejenigen Stücke, die schon der neolithische Mensch nicht mehr weiterverwerten konnte, so dass ausschließlich zu kleine Plattenbruchstücke, Absplisse und wenige Abschläge in den Schachtverfüllungen zu finden sind. Erst seit dem Jahr 2006 kamen aus mehreren Schachsohlen Reste von Hirschgeweihen zutage, die als Gezähe gedient haben. Andere Werkzeuge fehlen bisher.

Die Verbreitung des Abensberg-Arnhofer Hornsteins reicht bis in ca. 400 Kilometer Entfernung; er taucht auch in Österreich und der Tschechischen Republik in zahlreichen alt- und mittelnolithischen Siedlungen auf. Unklar ist derzeit noch, wie der untertägige Abbau organisiert war und ob es vielleicht schon spezialisierte „Handwerker“ oder gar einen organisierten Gütertausch gab. Dieser Frage geht G. Roth im Rahmen einer Dissertation an der Universität in Köln nach. Den Verbreitungskarten zufolge lässt sich am ehesten eine Selbstversorgung der Verbraucher erkennen. Ungelöst ist noch die Frage nach der Aufgabe der ergiebigen Lagerstätte spätestens um 4000 v.Chr.

Literaturangaben

zu Stopp 1

- FRENZEL, B., Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. In: MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.), Urgeschichte in Baden-Württemberg. Theiss-Verlag, Stuttgart 1983, 91–165.
- HAHN, J., Eiszeitliche Jäger zwischen 35 000 und 15 000 vor heute. In: MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.), Urgeschichte in Baden-Württemberg. Theiss-Verlag, Stuttgart 1983, 273–330.
- HAHN, J., Die Buttenthalhöhle – Eine spät-jungpaläolithische Abristation im Oberen Donautal. – Fundberichte aus Baden-Württemberg 20, 1995, 3–158.
- KOENIGSWALD, W. VON, Die pleistozäne Fauna der Weinberghöhlen bei Mauern. In: KOENIGSWALD, W. VON, MÜLLER-BECK, H. UND E. PRESSMAR, Die Archäologie und Paläonthologie in den Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern), Grabungen 1937–67. – *Archaeologica Venatoria* 3. Tübingen, Verlag Marie Leidorf 1974, 53–106.

MÜNZEL, S., LANGGUTH, F., CONARD, N.J. UND H. UERMANN, Höhlenbärenjagd auf der Schwäbischen Alb vor 30.000 Jahren. – *Archäologisches Korrespondenzblatt* 31, 2001, 317–328.

PICHLER, S., Paläoökologie des östlichen Gravettien. Quellen und Ansätze ökologischer Rekonstruktionen der jungpleistozänen Umwelt. – *Universitätsforschungen zur Prähistorischen Archäologie* 35, Verlag Dr. Rudolf Habelt, Bonn 1996.

UTHMEIER, T., Micoquien, Aurignacien und Gravettien in Bayern. – *Archäologische Berichte* 18, Maria Leidorf-Verlag, Bonn 2004

zu Stopp 3

- FREUND, G., Sesselfelsgrötte I – Grabungsverlauf und Stratigraphie. (Forschungsprojekt „Das Paläolithikum und Mesolithikum des Unteren Altmühltals II“, Teil I), – *Quartär-Bibliothek* Band 8. Saarbrücken 1998.
- RATHGEBER, T., Fossile Menschenreste aus der Sesselfelsgrötte im unteren Altmühltal (Bayern, Bundesrepublik Deutschland). – *Quartär* 53/54, 2003.

zu Stopp 4

- FREUND, G., Die ältere und mittlere Steinzeit in Bayern. – *Jahresber. Bayer. Bodendenkmalpflege* 4, 1963 (1964), 9 ff; hier 94–97.
- KAULICH, B., NADLER, M., U. REISCH, L., Führer zu urgeschichtlichen Höhlenfundplätzen des unteren Altmühltals. Zusammengestellt für die Teilnehmer an der Tagung der Hugo Obermaier-Gesellschaft vom 28. März bis 1. April 1978 in Regensburg. Erlangen 1978.
- PRÜFER, O. H., THE ABRI SCHMIDT, An important upper Palaeolithic site in Bavaria. – *The Journal of Science* 61 (1), 1961, 45–59.
- PRÜFER, O. H., CAVE, Exploration in Bavaria. – *The Explorer – A magazine of the Natural Sciences* 3(2), 19, 1961, 20–24.
- RINKEL-STEGE, U., Das Jungpaläolithikum aus dem „Abri im Dorf“, Neuessing (Ldkr. Kelheim). – Unveröffentlichte Magisterarbeit, Erlangen 1989.
- ZOTZ, L., Die Forschungen des Instituts für Urgeschichte der Universität Erlangen im Altmühltal. *Prähistorische Zeitschrift* 39, 1961, 266–273.
- ZOTZ, L., L' Aurignacien et le Périgordien en Allemagne. In: Aurignac et l'Aurignacien – Centenaire des fouilles d'Edouard Lartet. *Bulletin de la Société Méridionale de Spéléologie et de Préhistoire*, 6–9, 1956/59 (1963), 103–113.

zu Stopp 5

- WOLFGANG ABEL: Ein menschlicher Milchschnidezahn aus der Klausenhöhle (Ndb.) – Mit einem Fundbericht von H. Obermaier. In: *Zeitschrift für Ethnologie*, Band 68, 1936, S. 256–259.
- W. GIESELER: GERMANY. In: KENNETH P. OAKLEY (Hrsg.) (u. a.): *Catalogue of Fossil Hominids: Europe Pt. 2.* – *Smithsonian Institution Proceedings*, 1971, S. 189–215.
- BRIGITTE KAULICH: Die Klausenhöhle. In: ROLF K. F. MEYER, HERMANN SCHMIDT-KALER: *Wanderungen in die Erdgeschichte 6: Unteres Altmühltal und Weltenburger Enge*. Pfeil, München 1994, S. 81–86.

- HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK: Das obere Altpaläolithikum in Süddeutschland. Teil 1 (Text), Habelt in Kommission, Bonn 1957, S. 38
- HUGO OBERMAIER, PAUL WERNERT: Die Klausennische bei Neu-Essing (Niederbayern. In: Paläolithbeiträge aus Nordbayern. Band XLIV [der dritten Folge Band XIV] der Mitteilungen der anthropologischen Gesellschaft in Wien. Wien, 1914. S. 53–55
- MICHAEL RIND, RUTH SANDNER: Klausenhöhlen – Schutz für altsteinzeitliche Jäger und Sammler. In: Archäologiepark Altmühltal: Ein Reiseführer in die Vorzeit. Schnell und Steiner, Regensburg 2008, S. 61–67.
- ERHARD OTTO SCHOCH: Fossile Menschenreste. Der Weg zum Homo sapiens (= Die neue Brehm-Bücherei. Band 450). Wittenberg, Ziemsen-Verlag, 1973, (2. Auflage, 1974), S. 88–89.
- MARTIN STREET, THOMAS TERBERGER, JÖRG ORSCHIEDT: A critical review of the German Paleolithic hominin record. – *Journal of Human Evolution*, Band 51 (6), 2006, S. 551–579.

zu Stopp 6

- M.M. RIND, Zum Stand der Ausgrabungen im Arnhofener Hornsteinbergwerk. – *Varia neolithica III*, Beitr. z. Ur- u. Frühgesch. Mitteleuropas 37 (Langenweissbach 2004) 57–64.
- M.M. RIND / G. ROTH, Ausgrabungen in Deutschlands größtem Feuersteinbergwerk. – *Archäologie in Deutschland* 4/2007, 8–13.

Johann Rohrmüller, Georg Loth

Itinerary / Exkursionsroute

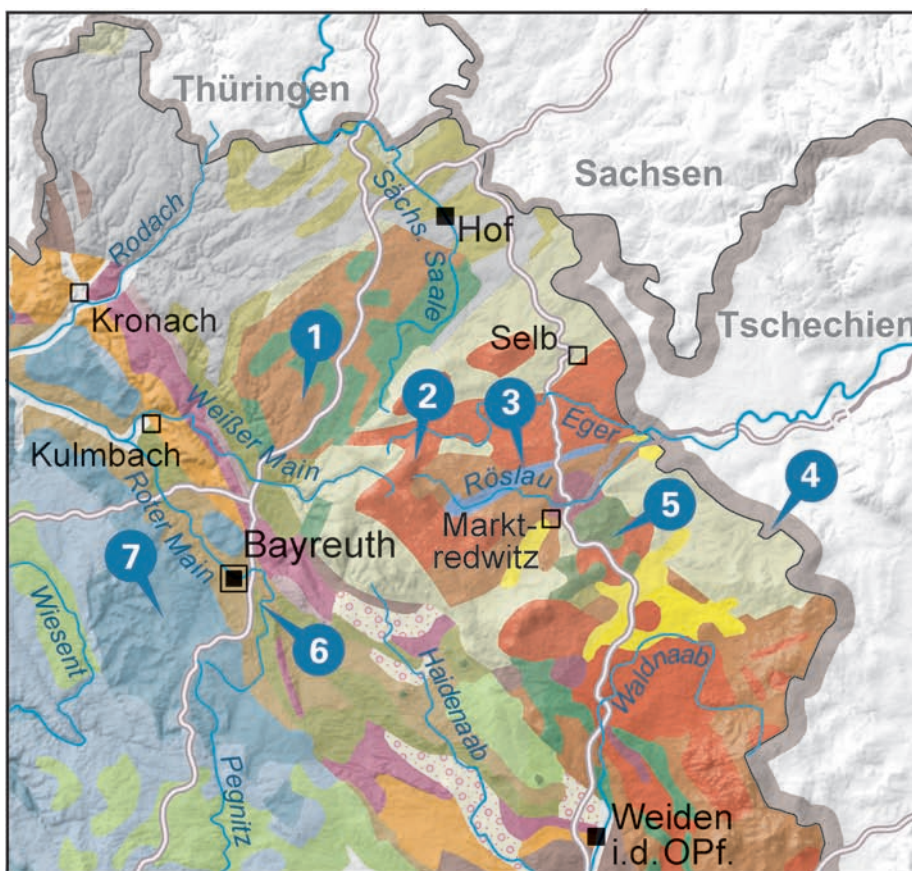
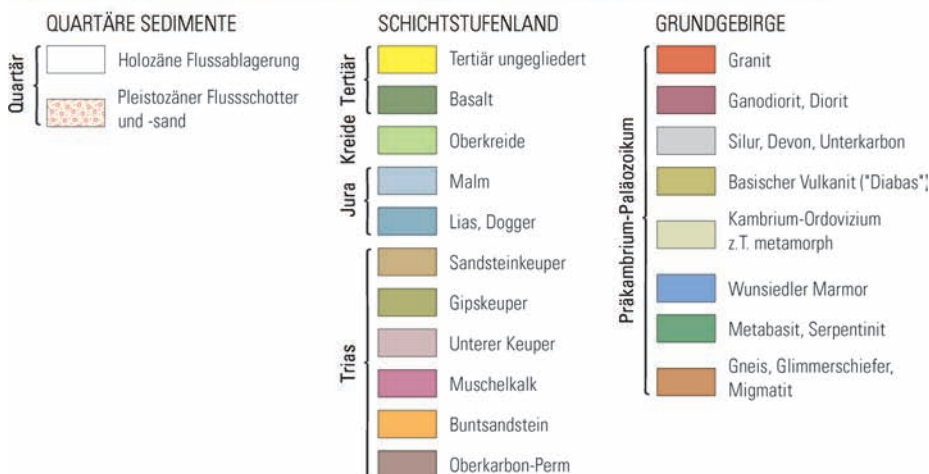


Abb. 1: Geologische Karte Nordost-bayerns mit den Stopps der Exkursion (blaue Kreise 1 bis 7).

Fig. 1: Geological map of NE-Bavaria with the stops of the excursion (blue circles 1 to 7).



Abstract: On this excursion geological specifics of Upper Franconia and adjacent area were presented. In the surroundings of Bayreuth there is a variegated geology with the Variscan basement, the Permo-Mesozoic sedimentary foreland and Tertiary to Quarternary volcanics. Examples of the “Hundred most beautiful geosites of Bavaria” and further geological highlights were shown.

1 Einleitung

In den vergangenen Jahren wurden am Bayerischen Landesamt für Umwelt besondere geologische Objekte im Rahmen der Geotop-Kartierung aufgenommen und ein Geotop-Kataster angelegt (Start der Geotop-Kartierung am damaligen Bayerischen Geologischen Landesamt 1985). Mit dem 2011 abgeschlossenen Projekt „Hundert schönste Geotope Bayerns“ wurde eine breite Öffentlichkeit auf die geologischen Besonderheiten der bayerischen Heimat aufmerksam gemacht. Geotope sind Lesezeichen der Erdgeschichte. Unter dem Motto „Geologie erleben“ sollen Besucher angelockt und ein Beitrag zur sanften touristischen Erschließung der Landschaften geleistet werden.

Auf dieser Exkursion werden geologische Besonderheiten nicht nur Oberfrankens vorgestellt. Die weitere Umgebung Bayreuths bietet eine sehr vielfältige Geologie mit dem variszischen Grundgebirge und dem mesozoischen Bruchschollenland sowie känozoischen Vulkaniten. Es werden Beispiele der „Hundert schönsten Geotope Bayerns“ und weitere geologische Highlights besucht. Im folgenden Text werden die Exkursionspunkte anhand von Auszügen aus den Geotop-Beschreibungen der Geotop-Bände „Oberfranken“ und „Oberpfalz“ sowie des Abschlußbandes „Hundert Meisterwerke – die schönsten Geotope Bayerns“ (Bayer. LfU, 2011) kurz beschrieben.

2 Exkursion

Stopp 1 Eklogit am Weißenstein

Lokation: Gipfel des Weißensteins bei Stammbach, R: 4477950, H: 5554950
Thema: Eklogit, Hochdruckmetamorphose der Münchberger Masse
Geologische Karten: GK 200 CC 6334 Bayreuth, GK 25 5836 Münchberg

Auffällig rot und grün gefärbte Gesteine bilden die Bergkuppe des Weißensteins bei Stammbach. Dieser Eklogit entstand aus einem Basalt, der tief in der Erdkruste unter hohen Drücken und Temperaturen metamorph überprägt wurde. Später legte die Erosion das sehr harte Gestein wieder frei.

Der Weißenstein liegt in der geologischen Einheit der Münchberger Masse, einem Stapel aus metamorphen Gesteinen von etwa 35 Kilometern Länge und 17 Kilometern Breite. Seine Ausgangsgesteine sind sandig-tonige Sedimente und Magmatite, entstanden in der Zeit zwischen jüngerem Präkambrium und Ordovizium. Der gesamte Gipfelbereich besteht aus dem dunklen, rot-grünen Eklogit, einem der größten Vorkommen dieses Gesteins in Mitteleuropa. Auch der Aussichtsturm am Weißenstein wurde aus Eklogitblöcken erbaut, seine Mauersteine zeigen verschiedene Farbvarianten des Gesteins.

Eklogit bildet sich bei der Metamorphose. Er zeichnet sich durch kräftig gefärbte Minerale aus: hauptsächlich sind dies roter Granat (Pyrop) und grüner Pyroxen (Omphacit). Die dunklen Eklogite am Weißenstein entstanden zur Zeit des Unterdevons vor circa 390 Millionen Jahren. Ausgangsgesteine waren basaltische Gesteine wie jene, die auch heutzutage noch im Bereich von mittelozeanischen Rücken entstehen, wenn Magma aus untermeerischen Vulkanen austritt und zu Basaltlava erstarrt. Wird ein Basalt in die Erdkruste versenkt und damit steigenden Druck- und Temperaturbedingungen ausgesetzt, so wandelt er sich erst zu Grünschiefer, dann zu Amphibolit um. Steigt der Druck noch weiter, kann sich ein Gestein hauptsächlich aus den Mineralen Granat und Pyroxen, ein Eklogit, bilden. Seine ungewöhnliche Dichte von mehr als $3,3 \text{ g/cm}^3$ ist höher als die des Basalts (rund $3,0 \text{ g/cm}^3$) und spiegelt den hohen Druck bei seiner Entstehung wider.

Die Gesteine des Weißensteins waren einer Hochdruckmetamorphose mit Drücken von über 20 Kilobar und Temperaturen um 620 °C ausgesetzt, die in über 60 Kilometern Tiefe verlief. Bei der anschließenden Heraushebung des Gesteins passte sich die Mineralzusammensetzung durch teilweise Umwandlung in Almandin-Granat und Amphibolen rückschreitenden, niedrigeren Druck- und Temperaturbedingungen an.

Entstanden sind die Eklogite, als bei der Kollision von zwei Erdkrustenplatten ihre Ausgangsgesteine an einer Subduktionszone in die Erdkruste versenkt wurden. In dem Deckenstapel der Münchberger Masse liegen heute die niedrig metamorphen Serien zuunterst (Prasinit-Phyllit-Zone) und die stark metamorphen Gesteine (Hangend-Serie) einschließlich der Eklogite zuoberst.

Stopp 2 Drei-Brüder-Felsen südlich Weißenstadt

Lokation: Höhenrücken Drei-Brüder-Felsen und Rudolfstein, R: 4490960, H: 5548100
Thema: Fichtelgebirgsgranite, Granitverwitterung
Geologische Karten: GK 200 CC 6334 Bayreuth, GK 25 5937 Fichtelberg

Ein auffallendes Felsenensemble bilden die Drei-Brüder-Felsen am Rudolfstein. Es wurde in der Erdneuzeit durch Verwitterung und Abtragung geschaffen. Aufgrund der horizontalen Klüftung des Granitgesteins konnten in eindruckvoller Weise die charakteristischen Formen der Matratzenverwitterung entstehen.

Im heutigen Fichtelgebirge drangen Gesteinsschmelzen in zwei Phasen in die Erdkruste ein und erstarrten dort zu Granit: vor etwa 325 Millionen Jahren erfolgten die ersten Intrusionen, eine jüngere vor ungefähr 300 bis 290 Millionen Jahren. Die drei eng benachbarten Felstürme südwestlich des Rudolfsteins bei Weißenstadt, die Drei-Brüder-Felsen werden aus Granitgestein aufgebaut, das vor circa 300 Millionen Jahren in der jüngeren Intrusionsphase entstand.

Am Rudolfstein tritt der „Zinngranit“ zu Tage. Dies zeigt sich im Mineralbestand des Granits und seiner Gänge, wo neben den typischen Granitmineralen Feldspat, Quarz und Glimmer auch seltene Minerale wie Topas oder Zinnstein (Kassiterit) auftreten. Vom 13. bis zum Anfang des 20. Jahrhunderts wurden in diesem Fichtelgebirgsgranit Zinnerze abgebaut.

Lang andauernde Erosionsprozesse im Tertiär und Quartär schufen die Felstürme der Drei-Brüder-Felsen. Die typischen Erscheinungen der Granitverwitterung, die zunächst an seinem natürlichen Kluftsystem ansetzt, sind hier besonders gut zu sehen. In den meisten anderen Granitmassiven lässt die so genannte Wollsackverwitterung rundliche Gesteinskörper entstehen, die großen, mit Wolle gefüllten Säcken gleichen. Am Rudolfstein dagegen überwiegen matratzenähnliche Körper. Diese Form ist besonders dort ausgeprägt, wo die horizontalen Kluftflächen im Gestein deutlich näher beieinander liegen als die vertikal verlaufenden. Wie bei der Wollsackverwitterung vertieften und erweiterten über lange Zeit hinweg Erosions- und Verwitterungsprozesse die Klüfte, Oberflächenwasser spülte den Verwitterungsgrus weg, der sich in den Klüften angesammelt hatte. Entstanden waren Stapel von steinernen Matratzen, ein seltenes und daher erhaltenswertes Naturdenkmal.

Stopp 3 Wunsiedler Marmor Wunsiedel/Sinatengrün

Lokation: Steinbruch bei Sinatengrün, gelegentlich noch in Betrieb, R: 4503250, H: 5546550
Thema: Wunsiedler Marmor
Geologische Karten: GK 200 CC 6334 Bayreuth, GK 25 5938 Marktredwitz

In dem Steinbruch ist der überwiegend helle, weißgraue Wunsiedler Marmor aufgeschlossen. Zum Teil ist er durch eine Graphitdurchstäubung gekennzeichnet. Der Nordoststreichende und mit ca. 45° C bis 60° C einfallende bankige Marmorzug zeigt teilweise Verkarstungserscheinungen. Im südöstlichen Teil des Steinbruchs sind zwei schieferungsparallel eingelagerte, grünschwarte Amphibolitlagen aufgeschlossen. Der Marmor ist zum Teil mit Graphitschiefern verzahnt. Im mittleren Aufschlußbereich finden sich im Streichen nicht aushaltende Graphitschiefer-Einlagerungen im Marmor. Im Nordwestteil des Steinbruchs ist eine bruchhafte Störung angeschnitten, die den Marmor nach Westen bzw. Südwesten gegen Graphitschiefer begrenzt. In dieser Kataklasezone ist eine über einem Meter mächtige tektonische Brekzie ausgebildet.

Stopp 3 Železná hůrka (Eisenbühl) nördlich Neualbenreuth

Lokation: Schlackenkegel bei Mytina (Tschechien), R: 4531780 H: 5539540
Thema: Jüngster quartärer Vulkan des Eger-Rifts
Geologische Karten: GK 200 CC 6334 Bayreuth, GK 25 6040 Neualbenreuth

Der Eisenbühl (Železná hůrka) ist die jüngste aufgeschlossene vulkanische Bildung des Eger-Rifts. Nach den Datie-

rungen ist von einem Alter von ca. 280.000 Jahren auszugehen, vielleicht ist er aber auch deutlich jünger. Der Schlackenkegel des Eisenbühls belegt eine mehrphasige Bildung. Durch eingehende Untersuchungen im Umfeld des Eisenbühls in den letzten Jahren durch die Arbeitsgruppe um Dr. Kämpf (GFZ Potsdam) konnten mehrere Eruptionen nachgewiesen werden. Ferner wurde eine Maarstruktur durch eine Forschungsbohrung (Mytina 1, gebohrt 2007) erkundet, so dass man von einem Mytina-Vulkanfeld sprechen kann.

Stopp 5 Steinbruch Hirschentanz

Lokation: Steinbruch Hirschentanz, östlich Pechbrunn, R: 4514350, H: 5539350
Thema: Tertiärer Vulkanismus Nordost-Bayerns, Rahmengesteine
Geologische Karten: GK 200 CC 6334 Bayreuth

Der Steinbruch erschließt einen ehemaligen lavagefüllten Krater mit Nebengestein. Die Basalte der Kraterfüllung werden zur Schottergewinnung abgebaut.

An der Zufahrt zum Steinbruch befindet sich ein eindruckvolles Profil vom Randbereich des Basaltvorkommens, das erfreulicherweise nicht weiter abgebaut wird. Dort sind im unteren Bereich die Reste des stark verwitterten Granits aufgeschlossen, in den der Basalt vor etwa 26 Millionen Jahren eingedrungen ist. Über dem Granit folgen zunächst verschiedene Lagen feinkörniger Aschentuffe, Zeugen der explosiven Ausbruchstätigkeit des Hirschentanz-Vulkans. Aschen mit weniger als zwei Millimetern Durchmesser sind die kleinsten Partikel, die aus einem Vulkan geschleudert werden. Über den Ascheschichten liegen mehrere Lagen von Lapillituffen, wobei Lapilli Durchmesser bis zu 6 cm erreichen. Deutlich erkennbar sind neben vulkanischen Schlacken und Gläsern auch Granitbruchstücke, die während der Explosion aus dem Forderschlot herausgeschleudert wurden. Später änderte sich der Charakter der vulkanischen Aktivität. Auf den explosiven Ausbruch folgte eine ruhige Förderung flüssiger Lava. Dieser Übergang ist im Profil an der Überdeckung der Tuffe mit Basalt gut erkennbar.

Stopp 6 Bodenmühlwand am Roten Main nordöstlich Wolfsbach

Lokation: Bodenmühlwand am Roten Main, R: 4472380, H: 5530750
Thema: Keuperprofil
Geologische Karten: GK 200 CC 6334 Bayreuth, GK 25 6035 Bayreuth

Bei der Bodenmühle am Roten Main liegt einer der wenigen natürlichen Gesteinsaufschlüsse im Mittleren Keuper Nordostbayerns. Er gilt seit langer Zeit als wichtiges Dokument für die damals typischen Meeresablagerungen und ihre heutigen Lagerungsverhältnisse. Berühmt wurde er aber vor allem durch wertvolle Fossilfunde.

Estherienschiechten

Den gesamten unteren Teil des Prallhanges an der Ham-

merleite bei der Bodenmühle nehmen die Estherienschichten ein. Sie sind nach dem Muschelkrebs *Palaeostheria minuta* benannt. Diese Schichtfolge, vor circa 227 Millionen Jahren entstanden, besteht meist aus feinkörnigen Tonsteinen von grauer und grünlicher, manchmal roter Farbe. Gelegentlich sind auch Lagen aus Dolomit und Gips eingeschaltet, jedoch wurden letztere oft durch Wasser bereits aufgelöst. Charakteristisch sind die härteren Steinmergelbänke, also Kalksteine mit hohem Tonanteil, welche deutlich herauspräpariert sind.

Schilfsandstein

Als oberste, mächtige Gesteinsbank ist an der Bodenmühlwand der Schilfsandstein aufgeschlossen. Dieser ist ein fein- bis mittelkörniger Sandstein, der bisweilen durch fein verteilte Minerale bunt gefärbt ist. Seine Schichtflächen sind oft reich an Pflanzenresten, die früher als Schilf angesehen wurden – daher der Name Schilfsandstein. Heute weiß man, dass es sich bei diesen Pflanzenresten um Schachtelhalmgewächse handelt.

Nach der Ablagerung der Estherienschichten bildete sich durch Erosion eine große Rinne, die später mit Schilfsandstein aufgefüllt wurde.

Berühmte Fossilfundstelle

Bekannt ist die Bodenmühlwand nicht nur wegen der Gesteinsschichten und ihrer auffälligen Lagerung, sondern vor allem wegen ihres besonderen Fossilreichtums. Man findet dort Muschelkrebse sowie zahlreiche Abdrücke von Muscheln. Darüber hinaus wurden Reste von Quastenflossern sowie Schuppen, Zähne und Flossenstacheln von ürtümlichen Haien entdeckt. Als Besonderheit konnte ein Exemplar der Gattung *Nothosaurus*, eines frühen Sauriers, geborgen werden. Einige Horizonte dieses als Naturdenkmal unter Schutz stehenden Aufschlusses enthalten auch Minerale wie beispielsweise Bleiglanz, Pyrit, rötlichen Schwerspat, grünen Malachit, blauen Azurit und Coelestin.

Stopp 7 Fossiliengrube Mistelgau

Lokation: Fossiliengrube Mistelgau, R: 4490960,

H: 5548100

Thema: Lias-Dogger-Einheiten, von der Tongrube zum geplanten Geo-Erlebnispark

Geologische Karten: GK 200 CC 6334, GK 25 6034 Mistelgau

Bis zum Jahr 2005 diente die Tongrube Mistelgau dem Abbau von Rohmaterial für die Ziegelherstellung. Doch überregionale Bekanntheit erlangte sie wegen ihrer beeindruckenden Versteinerungen. Ein „Belemnitenschlachtfeld“ und Reste von Sauriern machen diese Lokalität zu einer der bedeutendsten Fossilfundstellen Europas.

Am Ende der Trias-Zeit lag Oberfranken im Bereich eines wüsten- bis steppenhaften Festlandes. Das Gebiet wurde zu Beginn des Unteren Jura von Nordwesten her von einem flachen Meer überflutet. Dadurch verkleinerte sich im Laufe der Zeit das angrenzende Vindelizische Land im Süden und Meeresstraßen durchbrachen seine Landmasse. Sie ermöglichten so einen Wasser- und Artenaustausch zwischen dem Tethys-Ozean im Süden und dem nördlichen Meer.

Aufgrund geringer Wasserbewegungen wies dieses Meer eine stabile Schichtung auf. In den oberen, lichtdurchfluteten Bereichen herrschte vielgestaltiges Leben. Die tiefen Senken waren dagegen sauerstoffarm und reich an Schwefelwasserstoff. Herabgesunkene, abgestorbene Organismen konnten in diesem Milieu nicht verwesen und auch nicht von Bodenlebewesen gefressen werden. Sie wurden langsam von Feinsedimenten zugedeckt und versteinerten. Heute geben sie Zeugnis vom Leben vor 180 Millionen Jahren in der Jurazeit.

Seit Beginn des 20. Jahrhunderts wurden bei Mistelgau der „Jurensismergel“ des Oberen Lias und der darüber liegende „Opalinuston“ des Unteren Doggers für die Herstellung von Ziegeln abgebaut. In Fachkreisen erlangte die Grube jedoch weltweite Bekanntheit wegen der großen Zahl von sehr gut erhaltenen Fossilien. Bekannt ist der knapp einen Meter große Schädelrest des bis zu 15 Meter langen Fische *Temnodontosaurus*, der im Urwelt-Museum in Bayreuth ausgestellt ist. Auch der Flugsaurier *Dorygnathus mistelgauensis* wurde hier entdeckt und nach diesem Fundort benannt. Außerdem fand man Meereskrokodile, Dutzende Fische, unzählige kleinere Fossilien wie Schnecken, tintenfischartige Ammoniten (Silberschnecken) und Belemniten (Donnerkeile).

Der Fossilienreichtum macht die Grube Mistelgau zu einer international bedeutenden Lokalität für die Erforschung der Evolution dieser Lebewesen. Einzigartig ist das großflächig auf der Grubensohle aufgeschlossene „Belemnitenschlachtfeld“ unterhalb des Jurensismergels. Dabei handelt es sich um eine wenige Zentimeter dicke Mergelkalkbank, in der massenhaft Rostren von Belemniten zu finden sind. Das Rostrum war die kegelförmige, kalkige Endspitze des Belemniten, die als Gegengewicht zum übrigen Tier diente. Zuerst nahm man an, dass Meeresströmungen die Organismen zu diesem riesigen Friedhof zusammenschwemmt hätten. Mittlerweile wird aber auch diskutiert, ob es beispielsweise aufgrund einer Methanfreisetzung aus dem Ozeanboden oder wegen einer gewaltigen Algenblüte und dem dadurch entstandenen Sauerstoffmangel zu einem Massensterben gekommen sein könnte.

Nach dem Ende des Tonabbaus sollte die Grube als Deponie genutzt werden. Durch erfolgreiches Zusammenwirken von Gemeinde, Urwelt-Museum Oberfranken, Geopark Bayern-Böhmen, Regierung von Oberfranken und der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Bayreuth ist nun ein dauerhafter Erhalt der Fossilfundstelle gesichert. Neben einem einzigartigen Forschungs- und Lehrprojekt über die Jurazeit bietet sie auch Lebensraum für seltene und an die dortigen Bedingungen angepasste Tier- und Pflanzenarten.

Literatur

- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT [Hrsg.] (2011): Hundert Meisterwerke – Die schönsten Geotope Bayerns. – 288 S.; Augsburg.
- EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (2003): Geotope in Oberfranken. – Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 4: 177 S.; München.
- GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G., VEIT, A., BASSLER-VEIT, B. & LAGALLY, U. (2007): Geotope in der Oberpfalz. – Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 5: 136 S.; Augsburg.

Excursion E

Mit der „Eiszeit“ ins Quartär und den „Dinos“ zu den Anfängen Europas – Der Bayerisch-Böhmische Geopark und eine Einführung in die Geologie und Landschaftsgeschichte des westlichen Eger-Rifts

With the “Ice Age” to the Quaternary and the “Dinosaurs” to the beginning of Europe – The Czech-Bavarian Geopark and an introduction to the geology and landscape evolution of the western Eger Rift

Andreas Peterek, mit einem Beitrag von Frank Holzförster

Itinerary / Exkursionsroute

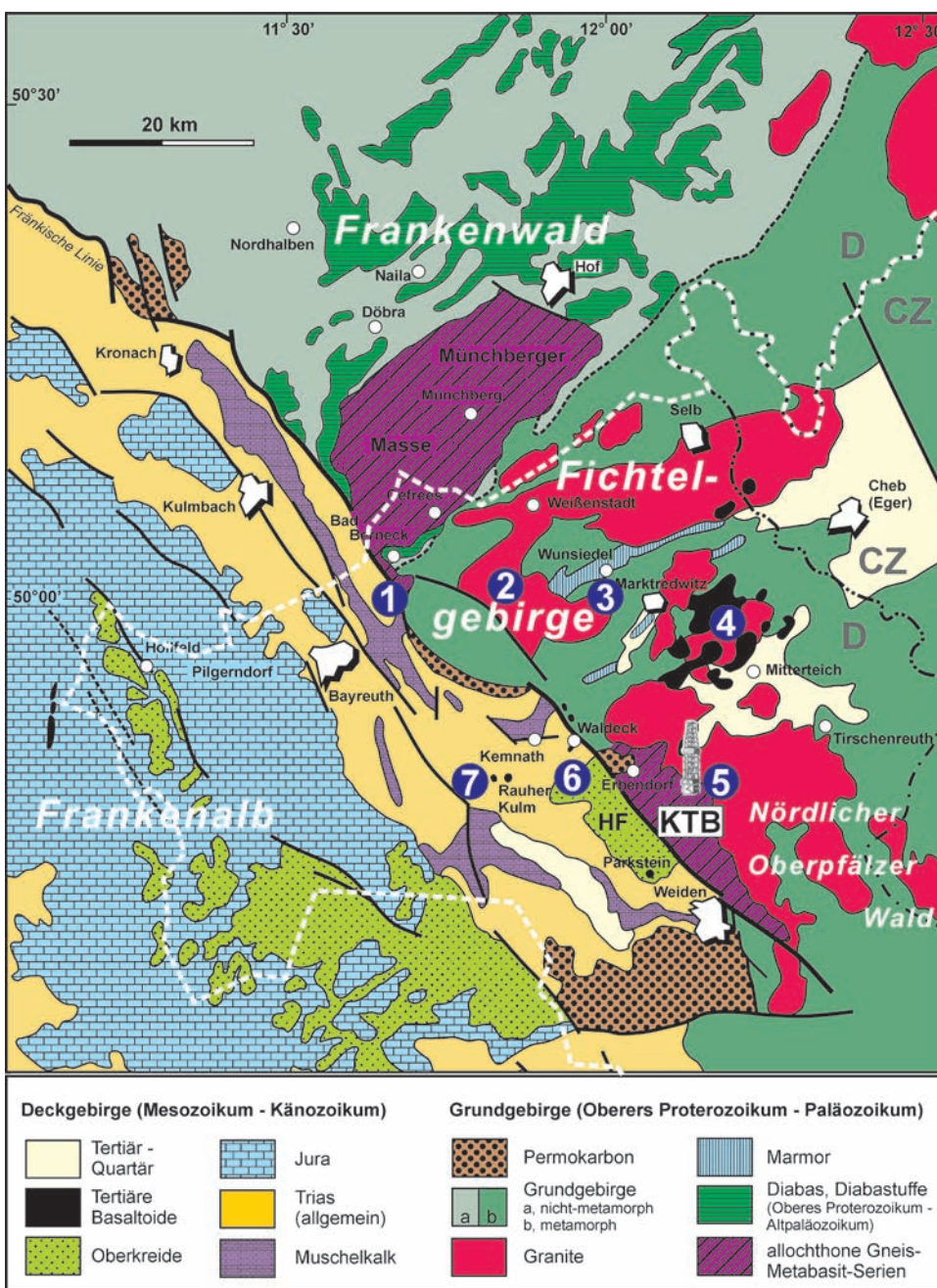


Abb. 1: Geologische Karte des Exkursionsgebietes mit Lage der Stopps 1 – 7. Gestrichelt: Grenze des bayerischen Teils des Geopark Bayern-Böhmen. HF = Hessenreuther Forst. Grundlage: Geologische Karte von Bayern

1 : 500.000, Bayerisches Landesamt für Umwelt, 4. Aufl. (1996).

Fig. 1: Geological map of the Bavarian part of the Czech-Bavarian geopark. 1 – 7 = excursion stops. Dashed line = boundary of the Bavarian part of the geopark. HF = Hessenreuth Forest. Source: Geological map of Bavaria, scale 1 : 500.000, Bayerisches Landesamt für Umwelt (1996).

Abstract: The excursion introduces the geological framework of the Czech-Bavarian Geopark to which the Geopark Bayern-Böhmen is part from. The transboundary geopark serves in general the environmental education and in particular the education of geosciences. Furthermore, it has the task to promote (geo-)tourism in the region. During the day excursion the goal as well as the contentual and didactic concepts of the geopark will be presented that are linked to visiting attractive localities, especially for researching geoscientists. The excursion provides an overview about the geological features of the geopark area in the center of the Cenozoic Eger Rift and of the Variscan Internides as well. Due to the successful Continental Deep Drilling Programme KTB (1986–1994) and the accompanying field work in its surroundings the area of the Geopark Bayern-Böhmen is one of the best geologically investigated areas in Central Europe. The area spans a range of more than 600 million years of earth history from the beginnings of Europe up to now – nearly without any gaps.

E

Zusammenfassung

Die Exkursion führt ein in den geologischen Rahmen des grenzüberschreitenden Bayerisch-Böhmischen Geoparks, dessen bayerische Teilregion, der Geopark Bayern-Böhmen, mit sieben repräsentativen Standorten vorgestellt wird. Dieses Gebiet gehört durch die Umfeld-Untersuchungen der Kontinentalen Tiefbohrung KTB (1986–1994) zu den geologisch am besten untersuchten Gebieten Mitteleuropas. Wie in kaum einer anderen Region lassen sich hier nahezu 600 Ma Erdgeschichte fast lückenlos dokumentieren. Neben den geowissenschaftlichen Inhalten mit besonderem Bezug zum Tagungsthema werden auch die geotouristischen Maßnahmen im Rahmen des Geopark-Projektes vorgestellt.

1 Einführung

Die Region Nordostbayerns und des angrenzenden Tschechiens („Westböhmen“) ist durch eine besondere geologische Vielfalt gekennzeichnet (Abb. 1). Dies ist bedingt durch die Lage in der Kernzone des Variszischen Gebirges (Variszische Interniden) mit verschiedenen Deckeneinheiten, bedeutenden postvariszischen Störungszonen (z. B. Fränkische Linie, Marienbader Störung) und den dadurch bedingten Kontakt unterschiedlichster geologischer Baueinheiten sowie das känozoische Eger-Rift mit jungen tektonischen Bewegungen und jungem Vulkanismus. Strukturell bedingt treten in der Region Baueinheiten und Schichtglieder aus nahezu allen Abschnitten der Erdgeschichte seit rund 600 Ma auf, dazu fast 85 % aller Gesteinsarten der Erde, vom hochdruckmetamorphen Eklogit, über polyphas deformierte Migmatite, Marmore und Granite über alle Arten der Sedimentgesteine bishin zu rezenten Mineralbildungen in Mooren oder als Ausfällungen in den Mofetten oder Mineralquellen.

Umfangreich sind auch die Zeugnisse der Lagerstättenbildung und der Nutzung dieser Rohstoffe durch den historischen und rezenten Bergbau. Das Fichtelgebirge ist so eines der ältesten Bergbaugebiete in Deutschland, die nördliche Oberpfalz das „Ruhrgebiet des Mittelalters“ und das Westerzgebirge und der Kaiserwald die bedeutendsten Zinnbergbaugebiete Europas im 16. Jahrhundert.

Geowissenschaftliche Forschungen in der Region gehen zurück bis zu den Anfängen der Geologie als eigenständige Wissenschaft, mitunter durch bedeutende Persönlichkeiten wie Georgius Agricola (1494–1555), Johann Wolfgang von Goethe (1749–1832) (Abb. 2), Mathias Flurl (1756–1823), Alexander von Humboldt (1769–1859) oder Carl Wilhelm von Gümbel (1823–1898). Mit der Kontinentalen Tiefbohrung der Bundesrepublik Deutschland (KTB) bei Windi-



Abb. 2: Johann Wolfgang von Goethe mit einem Bergkristall. Statue in Aš (Aš, Tschechien). Foto: RALF SCHUNK.

Fig. 2: The famous poet and naturalist Johann Wolfgang von Goethe with a berg crystal. Statue in the Czech town of Aš.

scheschenbach (1986–1994) wurde geowissenschaftliche Geschichte an der Schwelle ins 21. Jahrhundert geschrieben. Seit Jahrzehnten gehört die Region zu den klassischen Exkursionsgebieten von Geowissenschaftlern aller Fachrichtungen.

Diese geowissenschaftlichen Besonderheiten zusammen mit dem in der Region seit langem verankerten Bewusstsein für die geologischen Besonderheiten, v.a. für die vielen geologischen Naturdenkmäler wie etwa das Felsenlabyrinth der Luisenburg in Wunsiedel, den Rosenquarzfelsen in Pleystein, die zahlreichen Basaltkegel sowie unzählige Granitfelsbildungen, waren die Basis für die Schaffung eines Geoparks. Initiiert und vorbereitet durch einen deutsch-tschechischen Arbeitskreis unter der Leitung des GEO-Zentrums an der KTB und der Akademie für Wissenschaften in Prag wurde der „Bayerisch-Böhmische

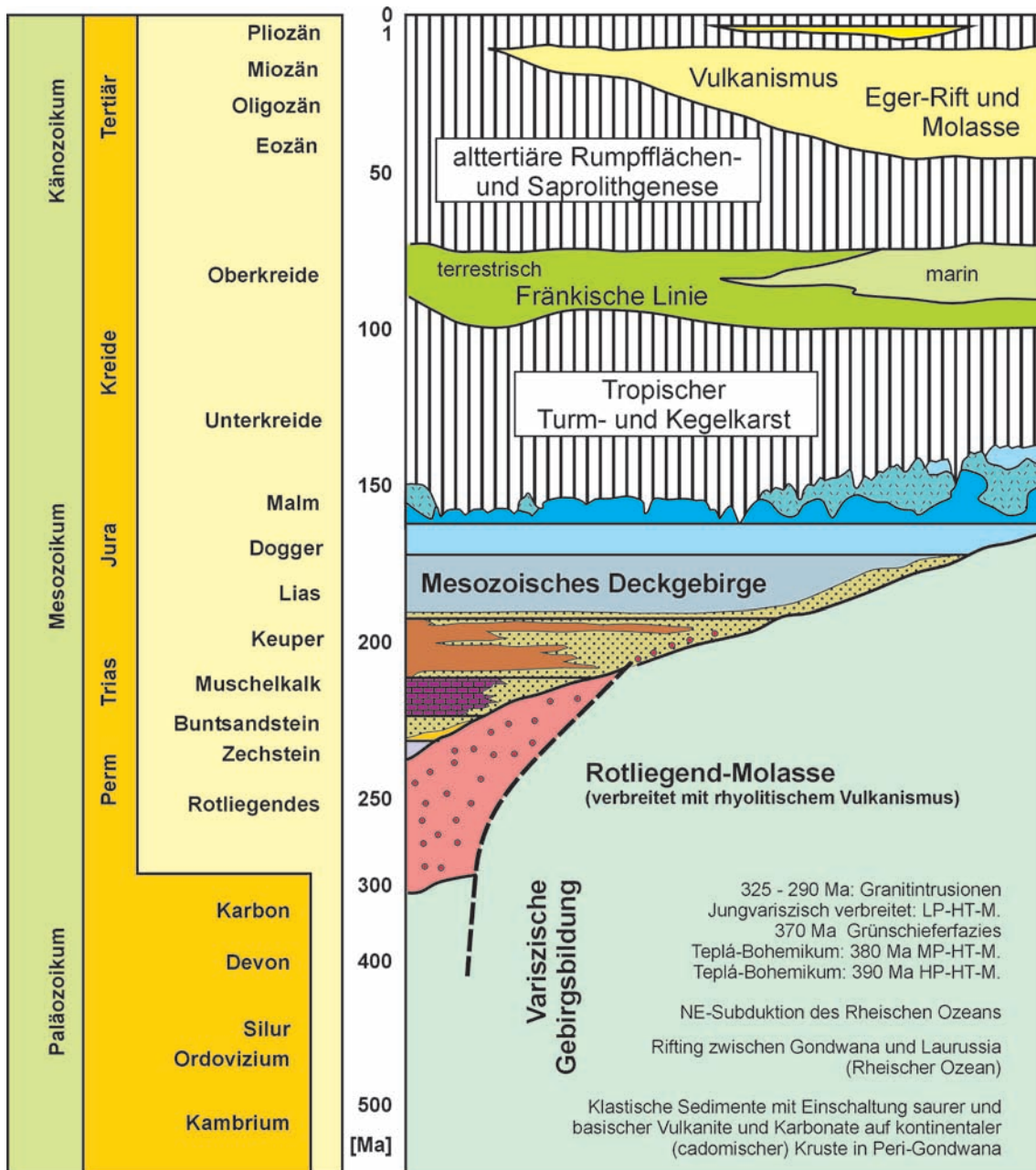


Abb. 3: Schichtfolgen und Schichtlücken im bayerischen Teil des Geoparks mit Anschluss nach Süden an die alpine Molasse (rechter Rand). Nach SCHRÖDER 1975.

Fig. 3: Stratigraphic record of the Bavarian part of the geopark with connexion to the Alpine molasse basin (right side). After SCHRÖDER 1975.

Geopark“ 2003 durch eine deutsch-tschechische Kooperationsvereinbarung zwischen den bayerischen Landkreisen Bayreuth, Neustadt an der Waldnaab, Tirschenreuth und Wunsiedel im Fichtelgebirge und den tschechischen Regionen Karlovy Vary und Plzeň konstituiert. Für den Auf- und Ausbau des Geopark stehen seitdem Projektbezogene Mittel der Europäischen Union und des Freistaates Bayern als wesentliche Standbeine der Finanzierung zur Verfügung.

Der „Bayerisch-Böhmische Geopark“, der sich an die breite Öffentlichkeit richtet, verfolgt mehrere Zielsetzungen. Die Aufklärung über die geologischen Besonderheiten und die vielfältigen (geoökologischen) Wechselbeziehungen zwischen belebter und unbelebter Natur dient der Schärfung des Umweltbewusstseins bzw. der „Bildung für nachhaltige Entwicklung“. Der Geopark kommt mit seinem

Informations- und Aktionsangebot dem wachsenden Interesse der Öffentlichkeit an geowissenschaftlichen Themen einerseits und nach intensivem Naturerleben andererseits nach. Er ist daher eine inzwischen auf breiter Ebene anerkannte Plattform zur Förderung des Tourismus in der Region. Insbesondere der grenzüberschreitende Aspekt des Geoparks verfolgt wie viele weitere interregionale Projekte das Ziel, eine durch die unmittelbaren Folgen des Zweiten Weltkriegs und eine Jahrzehnte lange Lage der Kernregionen entlang der Grenze politischer Machtblöcke bedingte Isolation und kulturell wie wirtschaftlich unterbrochene Verbindung zu überwinden.

Die Exkursion stellt einige Lokalitäten im Geopark Bayern-Böhmen mit Bezug zum Geopark und zum Rahmenthema der 34. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung in Bayreuth vor.



Abb. 4: Plattentektonisches Modell der Kollision von Laurussia und Gondwana. Nach KRONER et al. (2007). Pfeile = Richtung der Plattenbewegung.

Fig. 4: Plate tectonic model of the collision of Laurussia and Gondwana. After KRONER et al. (2007). Arrows = direction of plate movement.

2 Geologischer Rahmen

Das Gebiet des Geoparks bauen drei geologische Großeinheiten auf (Abb. 1): (1) das mesozoische Deckgebirge der Nördlichen Frankenalb (Jura und Oberkreide), (2) die Bruchschollenzonen mit mesozoischen Einheiten entlang der Fränkischen Linie als Grenze zwischen Böhmischer Masse und Süddeutscher Scholle (Trias und Oberkreide) und (3) das Variszische Grundgebirge der Böhmischer Masse mit verschiedenen Teileinheiten (Präkambrium bis Rotliegend mit auflagerndem Känozoikum).

Für die geologische Entwicklung des Geoparks sind im Wesentlichen drei Ausbautetappen prägend (Abb. 3).

Phase 1

Im Zuge der Variszischen Gebirgsbildung kollidieren zwischen Mitteldevon und Oberkarbon (ca. 380 – 290 Ma) die beiden Kontinentblöcke Laurussia und Gondwana miteinander (Abb. 4). Den Nordteil von Gondwana stellt Peri-Gondwana dar, ein ausgedehnter kontinentaler Schelf mit cadomischen Kristallinblöcken, darunter das „American Terrane Assemblage“ (ATA; KRONER et al. 2008) mit „Moldanubia“, „Saxothuringia“ und „Bohemia“. Auf der ausgedünnten cadomischen Kruste wird eine paläozoische marine Schichtenfolge sedimentiert. Zwischen Laurussia und Gondwana liegt der Rheische Ozean, der seit dem Silur unter den Nordkontinent subduziert wird.

Durch eine schräge NE-Subduktion an einem E-W verlaufenden aktiven Kontinentalrand im Süden Laurussias kommt es zwischen dem frühen Devon und dem frühen Karbon zu diachronen Kollisionen zwischen dem Nordkontinent und den cadomischen Krustenblöcken Peri-Gondwanas. Bedeutung haben dabei strike-slip- und wrench-Tektonik. Reste einer subduktionsbedingten HP-Metamorphose, u. a. von Meta-Ozeanbodenbasalten, finden sich in den allochthonen Einheiten des Bohemikums (→ Eklogite, siehe Exkursion ROHRMÜLLER; ca. 390 Ma). Der Hochdruck-

Metamorphose folgt eine bereits frühe Exhumierung und, verbunden mit einem Transport tektonischer Decken nach SW, eine Mitteldruck-Hochtemperatur-Metamorphose (ca. 380 Ma). Fortgesetzter tektonischer Transport findet unter grünschieferfaziellen Bedingungen statt (ca. 370 Ma).

Die konvergenten Bewegungen führen zunächst abseits der Kollisionszone zu einem komplexen System räumlich wie zeitlich variierender Krustendeformation mit der Dominanz von Transpression und Transtension. Mit zunehmender Einengung kommt es zu Überschiebungskontakten zwischen den einzelnen cadomischen Blöcken und letztlich zum Kontakt Gondwanas mit Laurussia. Bereits spätvariszisch setzt die Exhumierung der Interniden des Variszischen Orogens infolge transpressiver Tektonik ein. Diese ist verbunden mit einer verbreiteten HT/LP-Metamorphose, großen NW-SE orientierten strike-slip-Störungen sowie vertikalen und subhorizontalen Bewegungen von Krusteneinheiten, möglicherweise in Folge eines postorogenen Kollapses. In größeren Krustentiefen entstehen voluminöse granitische Schmelzen, die in den Interniden zum Ende der Gebirgsbildung als post-kinematische Granite zwischen 325 und 290 Ma intrudieren (SIEBEL et al. 2010).

Phase 2

Postvariszisch unterliegt die Böhmischer Masse polyphaser regionaler Hebung und Abtragung. Diese sind im nahezu vollständigen stratigraphischen record des mesozoischen Deckgebirges im westlichen Vorland dokumentiert (Rotliegend bis Oberkreide). Die daraus ableitbare tektonische Entwicklung am Westrand der Böhmischer Masse lässt sich mit den thermochronologischen Daten aus der KTB-Bohrung und deren Umfeld korrelieren (u. a. WAGNER et al. 1997, Lit. in PETEREK 2001). Die über mehr als 120 Ma Jahre anhaltende kontinuierliche Subsidenz der östlichen Süddeutschen Scholle und angrenzender Teile der Böhmischer Masse („Germanisches Becken“) kann im Zusammenhang mit der thermischen Relaxation der Kruste in Kombination mit polyphaser Krustendehnung gesehen werden (HENK 1997).

Phase 3

Der größte Teil des Relief und der Landschaft des Geoparks wird dominant geprägt durch junge Krustenbewegungen im Zusammenhang mit der polyphasen Entwicklung des intrakontinentalen Eger-Rifts seit dem späten Eozän. Entlang der NE-SW verlaufenden Rift-Achse treten verbreitet Vulkanite (im Böhmischem Mittelgebirge mit Vorläufern bis in die Oberkreide), Braunkohlen- und Kaolin-Lagerstätten sowie CO₂-führende Mineralquellen auf. Die morphotektonische Entwicklung lässt sich anhand des känozoischen stratigraphischen records und dessen Bezüge zur Morphogenese („Morphotektonik“) gliedern (PETEREK 2001, 2007; PETEREK et al. 2011). Seit dem späten Pliozän ist eine Akzentuierung der differenziellen Krustenbewegungen gegeben.

2.1 Variszisches Grundgebirge

2.1.1 Geotektonische Baueinheiten

Die Einteilung des variszischen Grundgebirges im Geopark entspricht der Gliederung der mitteleuropäischen internen Varisziden: Saxothuringische Region (Fichtelgebirge und

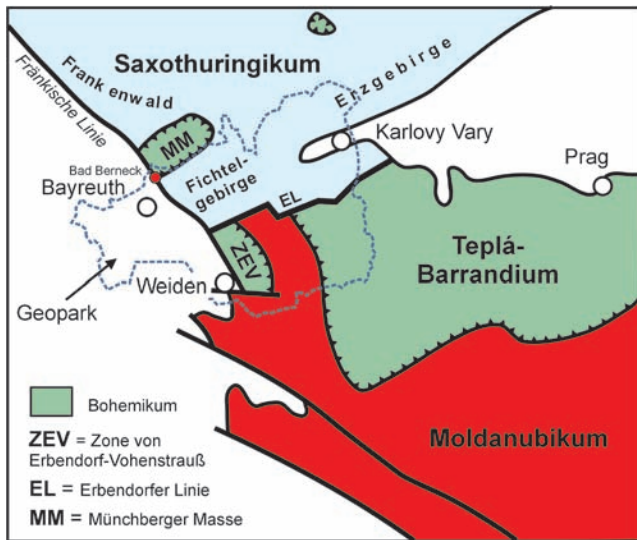


Abb. 5: Die geotektonischen variszischen Baueinheiten im Bayerisch-Böhmischen Geopark mit Umriss des Geoparks.

Fig. 5: The main Variscan units in the Czech-Bavarian Geopark with the outline of the geopark area.

Westerzgebirge) und Moldanubische Region (Oberpfälzer Wald, Český les/Böhmerwald, Teplaer Hochland). Das Moldanubikum gliedert man heute weiter in das allochthone Bohemikum und das Moldanubikum sensu stricto (Abb. 5).

2.1.2 Moldanubische Region

Umfassende Darstellungen zur moldanubischen Region finden sich u. a. bei ROHRMÜLLER et al. (1996) und ROHRMÜLLER & MIELKE (1998). Die moldanubische Region wird heute in das Bohemikum und das Moldanubikum sensu stricto untergliedert. Beide Einheiten umfassen große Areale mit Paragneisen, Metabasiten und -ultrabasiten, leukokraten Orthogneisen und Metakarbonaten.

Das Bohemikum kennzeichnet eine ozeanische Krustenentwicklung in einem oberproterozoischen bis altpaläozoischen Riftsystem. Es umfasst das metamorphe Teplá-Bohemikum und das nicht-metamorphe Altpaläozoikum des Barrandiums. Im bayerischen Teil des Geoparks gehören die Gneis- und Metabasit-Abfolgen der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) und die Münchberger Masse (MM) zum Bohemikum (Abb. 5). Diese stehen als ortsfremde Deckeneinheiten im tektonischen Kontakt zu ihrem Liegenden (FRANKE 1984, LINNEMANN et al. 2004). MM und ZEV zeigen eine ähnliche, wenn auch nicht identische Lithologie sowie eine ähnliche Metamorphose- und Deformationsgeschichte mit ersten strukturprägenden Ereignissen vor rund 380 und 400 Ma. In beiden Einheiten besitzen die intrusiven Ausgangsgesteine der ehemaligen ozeanischen Randbecken ein kambrisches bis mittelordovizisches Alter.

In den Einheiten der ZEV, in denen auch die Kontinentale Tiefbohrung KTB ansetzt, ist eine früh- bis mitteldevonische Deformation unter einer Mitteldruck-Hochtemperatur-Metamorphose (MP-HT) um 380 Ma prägend. Reliktisch ist eine Hochdruck-(HP)-Metamorphose erhalten. Der mitteldevonischen Metamorphose folgte bereits um 370 Ma eine rasche Exhumierung des Kristallins unter 300 °C. Jungvariszisch wurden die Einheiten der ZEV unter den Bedingungen einer Niederdruck-Hochtemperatur-

Metamorphose (LP-HT) retrograd überprägt und auf die Erbdorfer Grünschieferzone (EGZ) überschoben. Die EGZ, bestehend aus basischen Metavulkaniten, Metagabbros und metamorphen ultrabasischen Gesteinen (ehemalige Peridotite und Pyroxenite), weist bzgl. Lithologie und Metamorphose große Ähnlichkeiten zu basalen Einheiten der MM auf.

Das Moldanubikum s. str. ist im Geopark überwiegend durch monotone Paragneis-Serien („Monotone Gruppe“, Edukte: Pelite, Grauwacken, sandig-tonige Wechsellagerungen) und Granite charakterisiert. Daneben kommen lithologisch vielfältigere Einheiten mit Paragneisen, Amphiboliten, Marmoren, Kalksilikatgesteinen und leukokraten Gneisen vor („Bunte Gruppe“; Edukt: vulkano-sedimentäre Abfolgen; vermutlich zeitliche Äquivalente zu ordovizischen Einheiten des Fichtelgebirges). Im Moldanubikum s. str. dominiert eine Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose (NP-HT; 3–4 kbar, 670–750 °C; ROHRMÜLLER et al. 1996). Teilweise haben diese Bedingungen zu Teilaufschmelzungen und zur Bildung von Migmatiten geführt.

2.1.3 Saxothuringische Region

Altpaläozoikum

Im nordwestlichen Fichtelgebirge (Bad Berneck) und nördlich Erbdorf (Abb. 1) treten in tektonischen Klemmschollen nichtmetamorphe, maximal anchimetamorphe Einheiten des Paläozoikums zutage. Diese reichen stratigraphisch vom Unterordovizium bis in das Unterkarbon. Im Fichtelgebirge dominieren im NW (Bad Berneck, Gefrees) oberdevonische und unterkarbone Sedimente mit synsedimentärem Diabas-Vulkanismus (Oberdevon). Nach SE (Goldkronach) nimmt die phyllitische Prägung in den (meta-)pelitischen Einheiten (Ordovizium bis Oberdevon) leicht zu. Im Randbereich zu den Graniten tritt mitunter eine Kontaktmetamorphose auf, u.a. Chistolithschiefer bei Gefrees.

Das Erbdorfer Altpaläozoikum

Das Erbdorfer Altpaläozoikum reicht vom tieferen Ordovizium bis in das Unterkarbon (STETTNER 1992). Es umfasst u.a. phyllitische Tonschiefer, quarzitisches Schiefer, Lydite, Quarzite, Diabase, vulkanische Tuffe und Grauwacken. Eingeschaltet sind Meta-Rhyolite („Egigneise“).

Kristallines Saxothuringikum

Das metamorphe Grundgebirge der Saxothuringischen Zone umfasst im Geopark das Fichtelgebirge (Abb. 6), Teile des nördlichen Oberpfälzer Waldes (Waldsassener Schiefergebirge) und das Westerzgebirge. Enge stratigraphische Bezüge bestehen zum Frankenwälder Paläozoikum, das in der Umgebung von Bad Berneck in den Geopark hinein reicht und ebenfalls im Erbdorfer Paläozoikum in isolierter Position erhalten ist. Bezüglich der stratigraphischen Einstufung des Saxothuringikums bestehen im bayerischen Teil des Geoparks zum Teil gravierende Unterschiede. STETTNER (1992) sieht in der Kernzone des Fichtelgebirgs-Antiklinoriums präkambrische Einheiten, die er sogar der moldanubischen Kruste zurechnet (= „Moldanubischer Sockel“). ROHRMÜLLER & MIELKE (1998) stufen diese Einheit dagegen als kambrisch ein. Sie lässt sich gliedern in eine liegende Alexandersbad-Formation aus Metabasiten, sauren

Metavulkaniten sowie tuffitischen Metaarkosen (= Phyllit-Quarzit-Folge) und eine hangende Wunsiedel-Formation mit Marmoren, Kalksilikatgesteinen und graphitführenden Schiefen. Darüber folgen mit zeitlicher und/oder strukturell bedingter Lücke Einheiten des Kambro-Ordoviziums, die sich lateral wie vertikal verzahnen und regional unterschiedlich benannt sind (u. a. Warmensteinach-Formation).

Die Kambro-Ordovizium besteht im unteren und oberen Abschnitt vorwiegend aus Quarziten und quarzitischem gebänderten Glimmerschiefern. Im mittleren Abschnitt schalten sich Phyllitfolgen mit Meta-Grauwacken ein, in denen Äquivalente zur ordovizischen Frauenbach- und Phycoden-Gruppe des Frankenwald-Paläozoikums gesehen werden (Tremadoc). In diese eingelagert sind saure Meta-Vulkanite (Meta-Rhyolite) und Meta-Tuffite („Epigneise“). Für diese wurde radiometrisch ein frühordovizisches Alter bestimmt (SIEBEL et al. 1997). Ein Tiefenäquivalent hierzu stellt vermutlich der zeitgleich intrudierte und heute als Orthogneis vorliegende Wunsiedler Gneis dar (SIEBEL et al. 1997). Der frühordovizische saure Magmatismus dokumentiert eine Ablagerung des Kambro-Ordoviziums auf kontinentaler Kruste.

Die Gesteine des Saxothuringikums sind polyphas deformiert (ROHRMÜLLER & MIELKE 1998, ROHRMÜLLER 2003). Ältere, oft isoklinale und in der Schieferung liegende Falten (F1) sind meist durch einen dominanten offenen Faltenbau (F2) im Zentimeter- bis Hunderte Meter-Bereich überprägt. Der „einfache“ Antiklinalbau des Fichtelgebirges im Kilometer-Bereich ist heute eher als komplexe fold-and-thrust-Struktur zu interpretieren (ROHRMÜLLER, mdl. Mitt.). Über die genetische und zeitliche Zuordnung der Strukturprägungen besteht heute Uneinigkeit (STEIN 1988, STETTNER 1992, ROHRMÜLLER et al. 2000). Die Deformation D2/F2 ist jedoch älter als die Platznahme der Münchberger Masse in einem spröden Krustenstockwerk. Sie gehört damit zeitlich in eine frühe Phase der jungvariszischen Prägung.

Ihre heutige metamorphe Prägung erhielten die Gesteine des Saxothuringikums während einer jungvariszischen LP-HT-Metamorphose zwischen 330 und 320 Ma unter niedrigen bis mittleren Druckbedingungen und Temperaturen bis maximal 650 °C (ROHRMÜLLER et al. 1996). Im Waldsassener Schiefergebirge nimmt die Metamorphose von NW nach SE zu (bis Sillimanit-Muskovit-Zone). Reliktgefüge zeigen, dass die Metamorphose ursprünglich höher war. Der Zeitpunkt und genetische Zusammenhang der retrograden Metamorphose ist jedoch unklar (ROHRMÜLLER & MIELKE 1998). Während die älteren spätvariszischen Granitkörper im bayerischen Teil des Geoparks ausgedehnte und in den Innenbereichen höher temperierte Kontaktzonen zeigen (Biotit-Andalusit-Sillimanit +/- Cordierit), weisen die eher oberflächennah bis subvulkanisch intrudierten jüngeren Granite relativ schmale Kontaktthöfe auf (maximal Biotit-Andalusit-Fazies).

2.1.4 Spätvariszische Intrusiva

Für die post-kinematisch intrudierten spätvariszischen Intrusiva liegen umfangreich Daten zur Geochronologie und Geochemie vor (zuletzt für Bayern HECHT 1998, SIEBEL et al. 1997, 2010). Sie zeigen insbesondere für das Fichtelgebirge deutlich voneinander differenzierbare Gruppen: Granodiorite bis Gabbros („Redwitzite“, um 325 Ma; HECHT 1998),

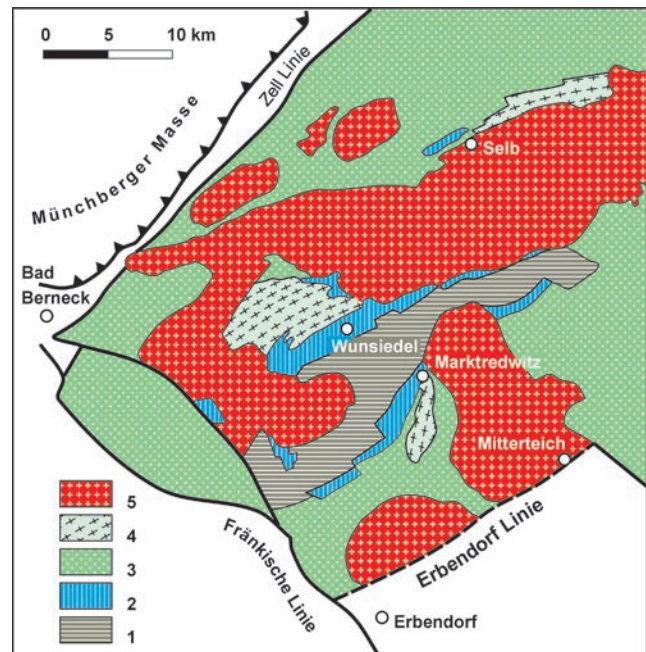


Abb. 6: Die Verbreitung der geologischen Einheiten im Fichtelgebirge (nach STETTNER 1992).

1 = Alexandersbad-Formation, 2 = Wunsiedel-Formation, 3 = Warmensteinach-Formation (Kambroordovizium), 4 = Orthogneis, 5 = Granite.

Fig. 6: Geological map of the Fichtel Mountains (after STETTNER 1992). 1 = Alexandersbad Fmt., 2 = Wunsiedel Fmt., 3 = Warmensteinach Fmt. (Cambrium/Ordovician), 4 = orthogneisses, 5 = granite.

Ältere Granitgruppe (326 ± 2 Ma, HECHT 1998; 324 ± 4.2 Ma, SIEBEL et al. 2010) und die Jüngere Granitgruppe (287 ± 3 Ma bis $298,5 \pm 3.9$ Ma). Die „Redwitzite“ gelten als Vorläuferintrusionen der Granite. Während die Redwitzite und die Granite der Älteren Gruppe Intrusiva mit einem deutlichen Einfluss von I-Typ-Magmen darstellen, sind die Granite der Jüngeren Granitfolge vom S-Typ. Die Intrusiva der nördlichen Oberpfalz gehören der älteren Redwitzitgruppe und der Generation der Älteren Granite an. Letztere zeigen eine größere zeitliche Streuung als die im Fichtelgebirge (SIEBEL et al. 1997, 2010).

Anhand von geochemischen Daten von Flüssigkeitseinschlüssen (fluid inclusions) in den Graniten lassen sich Vorstellungen über die jeweiligen Intrusionstiefen und entsprechend zur Abtragung der Hüllgesteine ableiten. Für die Zinngranite des Fichtelgebirges (Jüngere Granitgruppe) werden Intrusionstiefen von 2.5 bis 5 km angegeben (THOMAS 1994, SIEBEL et al. 1997). Für die Intrusiva der Älteren Granitgruppe in der nördlichen Oberpfalz wurde eine Intrusionstiefe von 9 bis 12 Kilometer bestimmt (MEIER & STÖCKHERT 1992). Dies deutet auf einen Krustenaufstieg zwischen der Intrusion der beiden Granitgruppen um mehrere Kilometer hin. Zeitlichkeit und Betrag der Denudation lassen sich prinzipiell mit den Daten zur Abtragungsgeschichte aus den thermochronologischen Untersuchungen sowie des stratigraphischen records im mesozoischen Deckgebirge korrelieren (WAGNER et al. 1997).

2.2 Postvariszische Entwicklung

2.2.1 Permokarbon bis Ende Jura

Die Daten zur permomesozoischen Entwicklung des west-

lichen Vorlandes der Böhmisches Masse wurden in den letzten Jahrzehnten mehrfach zusammenfassend dargestellt (u.a. SCHRÖDER et al. 1997, 1998). Von besonderem Interesse im Zusammenhang mit der Exkursion ist das Trias-Bruchschollenland zwischen (Eisfeld)-Kulmbach-Freihunger Störung im W und Fränkischer Linie im E. Dies hält sich mit seinen Konturen grob an reaktivierte Schollengrenzen des spät-paläozoischen Naabtrog (SCHRÖDER et al. 1998).

Ausbissgebiete des Permokarbons (ab hohem Stephan, VELD & KERP 1992) liegen bei Goldkronach, Weidenberg und Erbdorf (mit rund 800 m Mächtigkeit) und Weiden (bis über 2000 m). Der Naabtrog dürfte seine Anlage einer dextralen transtensiven Deformation der Kruste im Übergang zwischen Fränkischer Linie und Pfahlstörung verdanken (PETEREK et al. 1996). In den tieferen Abschnitten des Permokarbons sind bereits postorogene Granite enthalten, doch lassen sich Gerölle und der Granitgrus keinem der heute angeschnittenen Granite zuordnen (vgl. HELMKAMPF et al. 1982, WELZEL 1991). Das Geröllspektrum deutet jedoch auf eine Herkunft aus der Hülle des Fichtelgebirges hin (SCHRÖDER et al. 1998). Zeitlich ins Permokarbon gehören zahlreiche ± N-S streichende Paläo-Rhyolith-Gangintrusionen und Vulkanite. Die Geometrie der Gänge lässt sich dem dextralen wrench-System zuordnen.

Mit den diskordant über unregelmäßig an der Basis des Deckgebirges verbreitetes Permokarbon folgenden Serien des Zechsteins beginnt die 1000 – 1500 m mächtige Eindeckung der östlichen Randzone der Süddeutschen Scholle und der angrenzenden Böhmisches Masse (vgl. SCHRÖDER 1987, SCHRÖDER et al. 1997).

Abb. 3 zeigt schematisch die Faziesdifferenzierung in NW-SE-Richtung durch die Bruchschollenzone. Dieses zeigt die Persistenz der Beckenkonfiguration nach Süden und des dort gelegenen Liefergebietes für die Sedimente (Teil der Vindelizischen Schwelle). Der bei Bayreuth rund 500 m mächtige Buntsandstein enthält im mittleren Abschnitt über 200 m mächtige polymikte Konglomerat-Horizonte. Sie dokumentieren für diesen Zeitraum synsedimentäre Störungsaktivität entlang der Fränkischen Linie (KLARE et al. 1995, PETEREK et al. 1996). Dies korreliert mit Titanit-Spaltspurdaten aus der KTB-Bohrung (WAGNER et al. 1997). Die Schichtenfolgen ab dem höheren Buntsandstein bis Ende Malm lassen ostwärts keine randlichen Fazies-Beeinflussungen erkennen (SCHRÖDER et al. 1998). Es ist daher von einer ostwärts und südostwärts ausgreifenden Eindeckung der heute freiliegenden Grundgebirgs-Areale auszugehen (bis 1000 m, SCHRÖDER 1968, SCHRÖDER et al. 1998). Die Fränkische Linie muss so in dieser Zeit weitgehend inaktiv gewesen sein.

2.2.2 Kreide

Mit dem Rückzug des Jurameeres endet vorläufig die Sedimentation des Deckgebirges. Intensive Pedogenese und Reliefbildung unter einem tropoiden Klima (tropischer Kegelkarst auf der Frankenalb) sowie eine phasenhafte Hebung der Böhmisches Masse (Abb. 7) kennzeichnen die Unterkreide. Im südlichen Bereich der Bruchschollenzone werden Keuperbruchschollen diskordant von Sedimenten der Oberkreide überdeckt (SCHRÖDER et al. 1998). Die Bruchschollenzone wird demnach bereits in der Unterkreide flexurartig aufgebogen und der Jura abgetragen.

Die größte erhaltene Mächtigkeit von Sedimenten der Oberkreide ist heute im Bereich des Hessenreuther Forstes erhalten (bis 500 m; Abb. 1). Deren Schuttfächerfazies wird nach E durch die Fränkische Linie von den Unterbaueinheiten abgeschnitten. Geröll- und Schwermineralbestände deuten auf ein Liefergebiet im NE (Saxothuringische Zone und Steinwald-Region) und E (ZEV) hin (SCHRÖDER et al. 1997, 1998). Palynologische Daten zeigen eine stratigraphische Reichweite der Hessenreuther Schotter bis in die hohe Oberkreide an (evtl. sogar tiefes Alttertiär; KÜGEL 1992). Eine Neuaufnahme der Floren von Friedersreuth und Riggau bei Pressath durch SCHWEIGERT (1992) ergab alttertiäre (jüngstenfalls oligozäne) Alter, so dass in der Alterstellung der Hessenreuther Schotter noch Klärungsbedarf besteht. Etwa 5 km westlich der Bohrlokation KTB werden Sedimente der höheren Oberkreide (SANTON/CAMPAN, SCHRÖDER et al. 1992) von Gesteinen der ZEV überschoben (SCHRÖDER et al. 1992).

Die für das KTB-Umfeld flächenhaft vorhandenen Apatit-Spaltspurdaten in Kombination mit den Daten aus der Bohrung (HEJL et al. 1997, WAGNER et al. 1997) belegen die polyphase Hebung der Böhmisches Masse in der Unter- und Oberkreide. Insbesondere das Tiefenprofil der Spaltspurdaten in der Bohrung weist auf eine kreidezeitliche Denudation in der Größenordnung von 3.000 m hin (Abb. 8). Die thermochronologischen Daten korrelieren mit dem Befund aus dem stratigraphischen record des mesozoischen Deckgebirges.

Das räumliche Verteilungsmuster der Apatit-Spaltspurdaten im Umfeld der KTB weisen auf eine räumlich uneinheitliche Hebung/Denudation einzelner Blöcke hin (Abb. 9). Aus diesen wird insbesondere eine Sonderentwicklung des Hohen Fichtelgebirges mit vergleichsweise hohen Altern (Block A: FTA 89 – 110 Ma) und des unmittelbaren KTB-Umfeldes mit vergleichsweise jungen Altern (Block C/D: FTA 44 – 64) deutlich. Die jeweils östlich davon liegenden Bereiche weisen einheitliche Alter auf (Block B und E: FTA 63 – 80 Ma). Südöstlich Weiden und im Naabgebirge spiegeln Alter von 125 – 200 Ma (Block F) eine deutlich andere Hebungs- und Denudationsgeschichte wider. In Kombination mit Daten aus der Strukturanalyse und zum Krustenaufbau ergeben sich Hinweise auf die Gründe für die Verteilung der Spaltspuralter.

Block A (Hohes Fichtelgebirge) korreliert räumlich etwa mit der Ausdehnung des zentralen Fichtelgebirgs-Granitstocks der Jüngerer Granitgruppe. Gravimetrische Untersuchungen zeigen, dass dieser eine mächtige Wurzelzone bis in mindestens 8 km Tiefe besitzt (HECHT 1998). Westlich des Blocks splittet sich bei Bad Berneck die Bernecker Störung von der Fränkischen Linie ab. Das westlich der Bernecker Störung zutage tretende Grundgebirge ist nicht wie weiter südlich in größerem Ausmaße auf das mesozoische Deckgebirge aufgeschoben, sondern flexurartig aufgebogen (Weidenberger Flexur). An einigen Lokalitäten könnte die Fränkische Linie den Charakter einer flachen Überschiebung haben (HELMKAMPF 1998). Sprunghöhen an den Störungen in der Bruchschollenzone westlich des Hohen Fichtelgebirges erreichen weit höhere Beträge als in der südlichen Zone (Kulmbacher Störung bis 900 m; GUDDEN 1955). Nach den Daten für die Intrusionstiefe der Zinngranite des Hohen Fichtelgebirges von weniger als 5 km ist

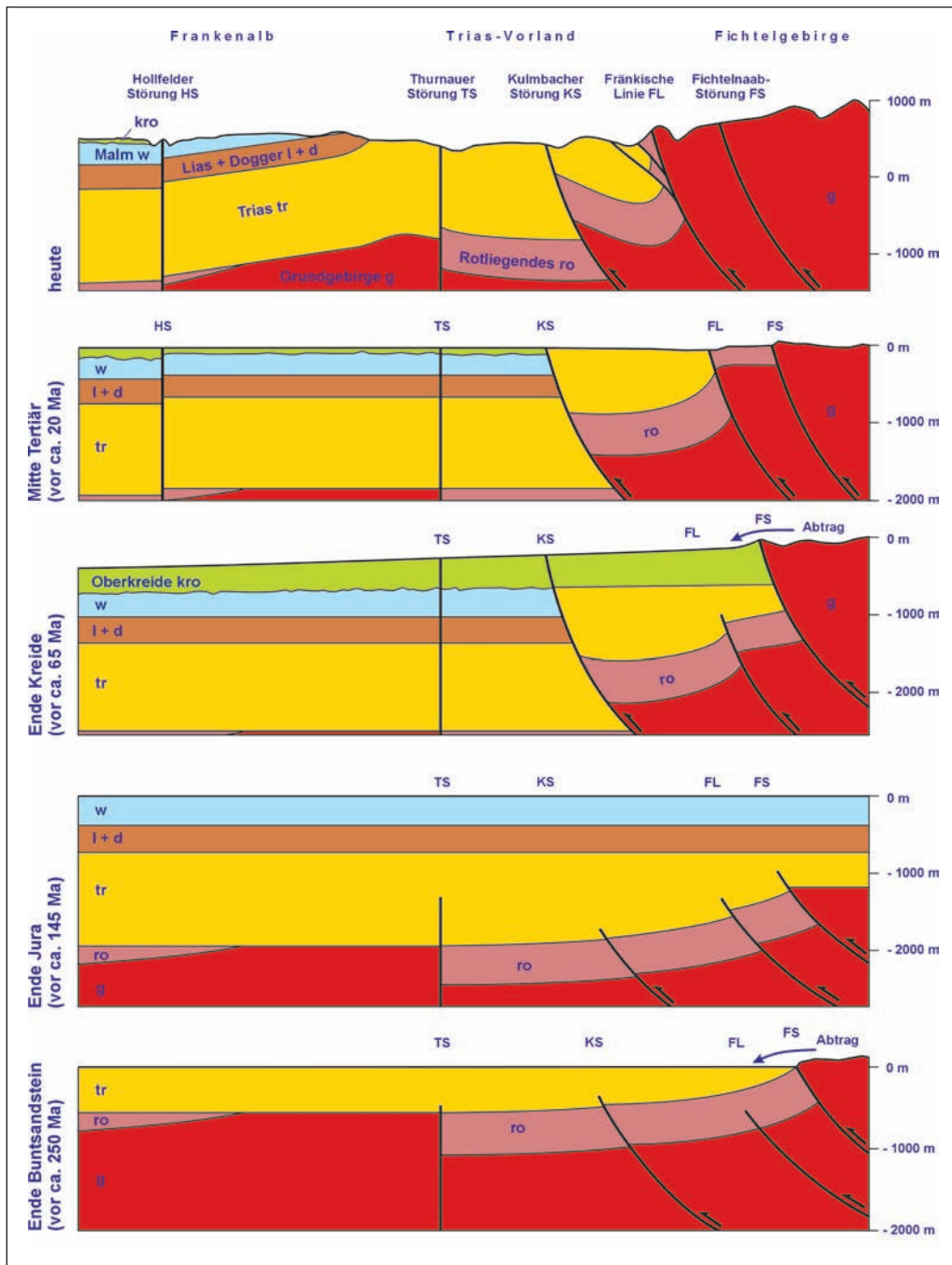


Abb. 7: Strukturelle Entwicklung der Fränkischen Linie im Raum Goldkronach (verändert aus PETEREK & ROHRMÜLLER 2010; nach SCHRÖDER & PETEREK, unpubl.)

Fig. 7: Structural evolution of the Franconian lineament in the area of Goldkronach (modified from PETEREK & ROHRMÜLLER 2010; after SCHRÖDER & PETEREK, unpubl.).

die postvariszische Hebung von Block A weit geringer als etwa für das unmittelbare KTB-Umfeld (> 9 km).

Die einheitlichen FTA-Alter in Block E zeigen für diese Region eine ähnliche Denudationsgeschichte im Zuge der Inversionstektonik. Die nach W zunehmend jüngeren Alter in Block C/D lassen sich mit einer Aufschiebung der westlichen Böhmisches Masse entlang einer listrischen Aufschiebungsbahn erklären („Rampenaufschiebung“; vgl. DUYSER et al. 1998, PETEREK 2001; Abb. 9).

Die Unterschiede der Spaltspuralter von Block A und Block B zeigen eine stärkere Heraushebung von Block B im Zuge der oberkreidezeitlich/alttertiären Tektonik. Belege dafür, dass diese im Bereich der späteren E-Randstörung des Schneeberg-Massivs differentiell oder durch eine Aufbiegung der Kruste im östlichen Fichtelgebirge erfolgte, gibt es derzeit nicht. Die Sonderrolle des Hohen Fichtelgebirges (Block A) bzgl. begleitender Strukturen, Geothermochro-

nologie und des angeschnittenen Denudationsniveaus lassen sich vermutlich durch eine höhere Rigidität der Kruste im Bereich des zentralen Fichtelgebirgs-Granits erklären.

2.2.3 Känozoikum und Eger-Rift

Die känozoische Entwicklung im Bereich des Geoparks ist für den Zeitraum des Alttertiärs infolge des primären oder sekundären Fehlens von Sedimenten schlecht dokumentiert. Im Liegenden der ältesten Sedimente (höheres Eozän in Böhmen; spätes Oligozän/frühes Miozän in Bayern; Lit. in PETEREK 2001) und von Vulkaniten (Lit. in KÄMPF et al. 2005) erhaltene tiefgründige Saprolite deuten auf eine längere Phase intensiver chemischer Verwitterung unter einem warm-humiden, tropiden Klima hin (Lit. in PETEREK 2001, 2007). Ausgedehnte Abtragungsflächen insbesondere auf den angehobenen Flanken des Egergrabens in Böhmen oder in den Senkungs-zonen in Bayern, mit denen vielfach Relik-

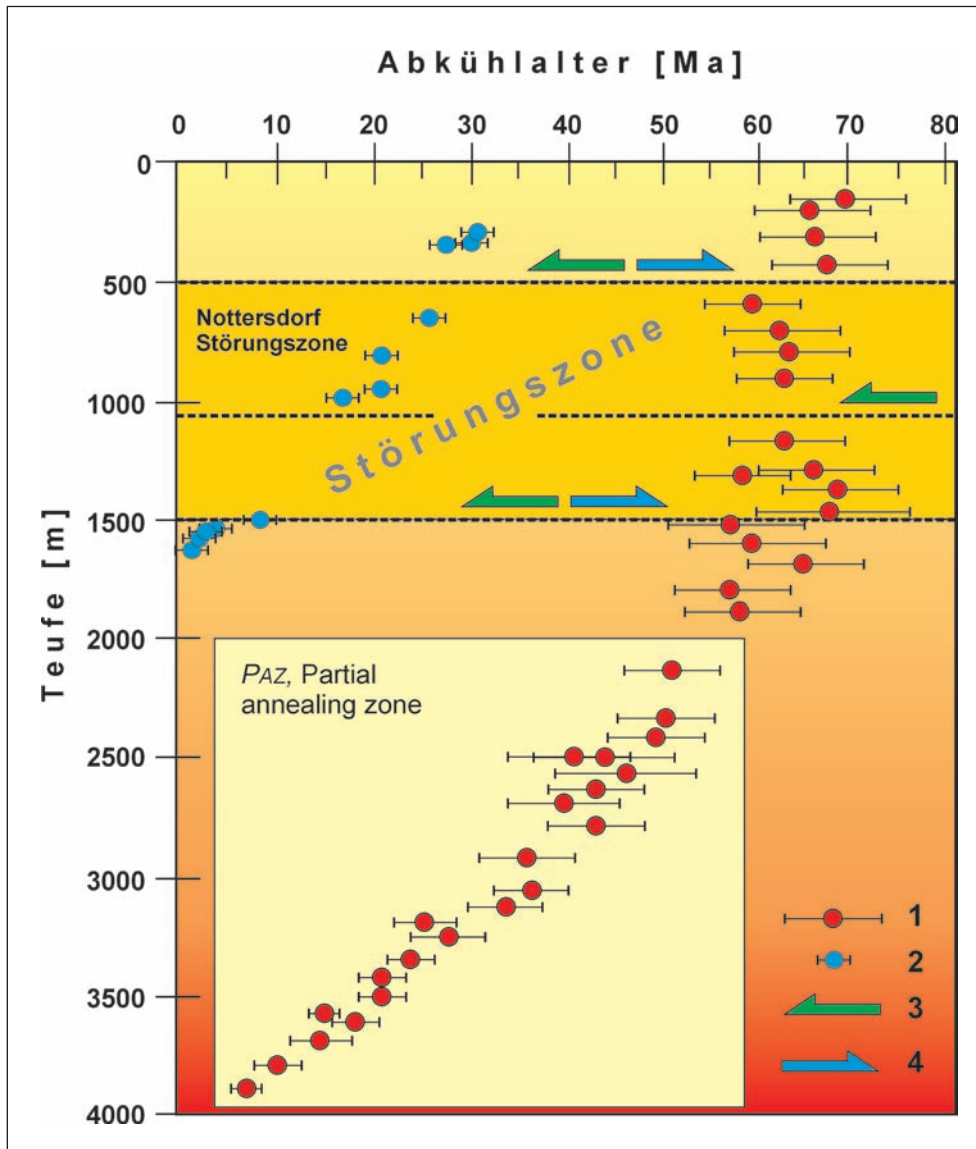


Abb. 8: Verteilung von Apatit-Abkühlaltern (< 120 °C; Daten aus Coyle et al. 1997) und Quarz-Abkühlaltern (< 45 °C; Daten aus Agel et al. 1994) für das KTB-Bohrprofil. 1 = Apatit-Abkühlalter, 2 = Quarz-Abkühlalter, 3 = Aufschiebung, 4 = Abschiebung. Aus: PETEREK (2001).

Fig. 8: Depth-time distribution of the Apatite fission track ages (FTA; < 120 °C; data from Coyle et al. 1997) and of Quartz cooling ages (QCA; < 45 °C; data from Agel et al. 1994) for the KTB well. 1 = FTA, 2 = QCA, 3 = reverse faulting, 4 = normal faulting. From PETEREK (2001).

te der Saproлите assoziiert sind, weisen auf ein Ausgangsrelief der ab dem späten Eozän einsetzenden Entwicklung mit dem Charakter einer Rumpffläche hin (vgl. PETEREK 2001). Diese dürften einige größere Massives bereits überragt haben (Zentralstock des Fichtelgebirges, Eibenstocker Granitmassiv). Für einen Teil der Abtragungsflächen lässt sich eine polygenetische Entwicklung bzw. post-vulkanische Überprägung anhand gekappter Saproлитprofile oder von der jüngeren Flächenentwicklung pedimentierter Vulkanitkomplexe zeigen (PETEREK 2001; darin die ältere Lit.). Abb. 10 zeigt beispielhaft die morphotektonische Entwicklung des zentralen und östlichen Fichtelgebirges.

Die morphotektonische Entwicklung des westlichen Eger Rifts seit dem späten Eozän wurde zuletzt umfassend dargestellt von PETEREK et al. (2011; vgl. auch ZIEGLER & DEZES 2006). Der oligozänen bis rezenten Entwicklung des Eger-Rifts kommt dabei für die Reliefentwicklung und -gestaltung die entscheidende Bedeutung zu.

Das Eger-Rift mit seinem zentralen Egergraben in Böhmen, die querende und seismisch aktive Marienbader Störung (Mariánské Lázně Fault MLF) und das Nordoberpfälzer Becken gehören zu den auffälligsten morphotektonischen Strukturen der Böhmisches Masse (vgl. MALKOVSKÝ 1987; ZIEGLER & DÉZES 2006, 2007; PETEREK 2007; PETEREK et al. 2011)(Abb. 11, 12). Schwarmbebenaktivität, CO₂-Austritte, geophysikalische und morphotektonische Untersuchungen geben Hinweise auf einen aktiven Magmatismus (KÄMPF et al. 2005, 2011; BRÄUER 2005, 2009) sowie jungpleistozäne und rezente Krustenbewegungen (siehe PETEREK et al. 2011).

In den letzten Jahren setzt sich die Bezeichnung „Eger-Rift“ gegenüber „Ohre-/Egergraben“ vermehrt durch, da diese östlich der MLF die Flanken des Egergrabens mit einschließt als auch das gesamte westlich angrenzende Gebiet (einschließlich Cheb-Domažlice-Graben, Český les/Böhmerwald, Oberpfälzer Wald, Fichtelgebirge und Nordoberpfälzer Becken). Während östlich der MLF der zentrale

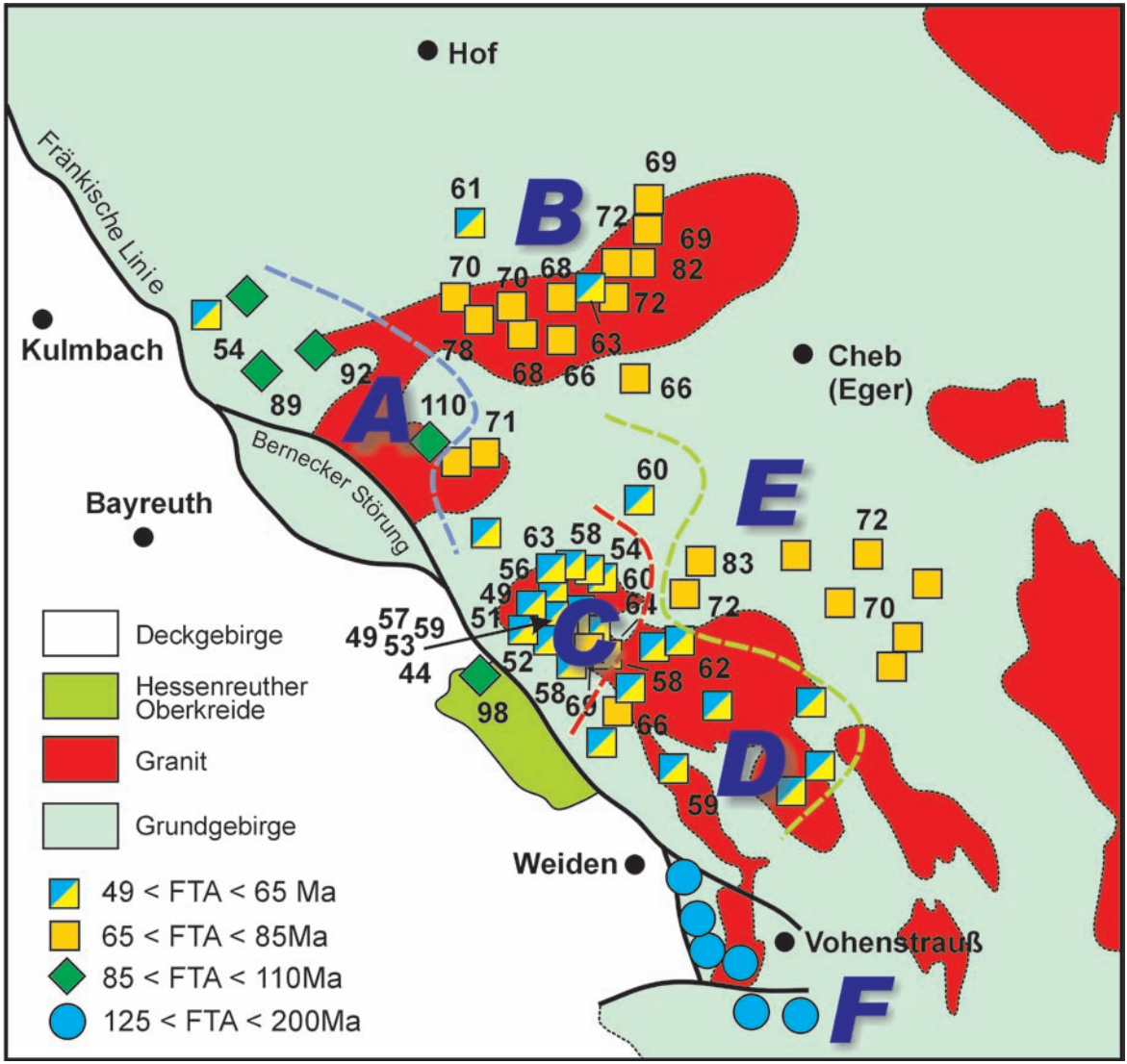


Abb. 9: Räumliches Verbreitungsmuster der Apatit-Abkühlalter im KTB-Umfeld (nach HEYL et al. 1997) und Abgrenzung von Krustenblöcken mit vergleichbarer Abkühlungs-/Denudationsgeschichte.

Fig. 9: Areal distribution pattern of the Apatite fission track ages in the surroundings of the KTB (after HEYL et al. 1997) to show individual crustal blocks with similar cooling and exhumation history.

Egergraben mit seinen Randstörungen und den angehobenen Flanken das Relief bestimmt, prägt westlich davon ein komplexes Horst- und Graben-/Beckensystem das Bild. Die Fortsetzung des Eger-Rifts nach SW zeigt die Verbreitung der tertiären Sedimente, von Vulkaniten sowie von CO₂-führenden Mineralquellen.

Die geologische Geschichte des Eger-Rifts als Teil des „European Cenozoic Rift Systems“ (KOPECKÝ 1978; PRODEHL et al. 1995; SISSINGH 2003, 2006; ZIEGLER & DÉZES 2006, darin die ältere Lit.) ist über Sedimente seit dem späten Eozän dokumentiert. Die ältesten Ablagerungen (Staré Sedlo Fmt.) gehören zu einem Drainage-System, das das spätere Eger-Rift in NW-Richtung noch quert und aus Zentralböhmen zur Leipziger Bucht orientiert ist. Relikte dieser Formation finden sich im Egerer und im Sokolov-Becken als auch auf den angehobenen Flanken des Egergrabens. Die eigentliche morphologische Grabenbildung mit markanten Bruchstufen setzt erst im höheren Oligozän, vermutlich sogar erst im Untermiozän ein (23–19 Ma). Hinweis darauf sind das Faziesmuster der oligo-/miozänen Sedimente in Front der Erzgebirgs-Südrandstörung (ELZNIC et al. 1998, SCHRÖDER

& PETEREK 2001) und äquivalente Ablagerungen auf der Grabenschulter (erhalten zum Teil unter Basaltdecken). Erst zu diesem Zeitpunkt entwickelte sich der subsequente Verlauf der Eger. Die Reliefunterschiede zwischen Graben und Flanken dürften im Miozän aufgrund der überwiegend eher feinklastischen Sedimentation bei Weitem nicht die heutigen Ausmaße von bis zu 600 m erreicht haben.

Die Entwicklung der Teilbecken des Egerrifts (Fichtelgebirge, Egerer Becken, Sokolov-Becken, Most-Becken) ist vom höheren Eozän bis zum tieferen Mittelmiozän prinzipiell vergleichbar (vgl. ROJIK 2010). Nach Ablagerung der limnisch-vulkanogenen Cypris Fmt. bricht die Sedimentation in allen Teilbecken ab bzw. ist diese nicht mehr belegt. Diese setzt erst wieder im späten Pliozän ein (Vildštejn Fmt.; < 3.5 Ma, BUCHA et al. 1990). Plio-/pleistozäne Sedimente kommen mit einigen fraglichen Ausnahmen nur im Cheb-Domažlice-Graben vor. Ob diese im Egergraben nicht abgelagert wurden oder inzwischen wieder erodiert sind, ist nicht geklärt. Die im gesamten westlichen Eger-Rift dokumentierte Sedimentationslücke hat ihre Ursache in der Inversion des Rifts infolge kompressiver und im

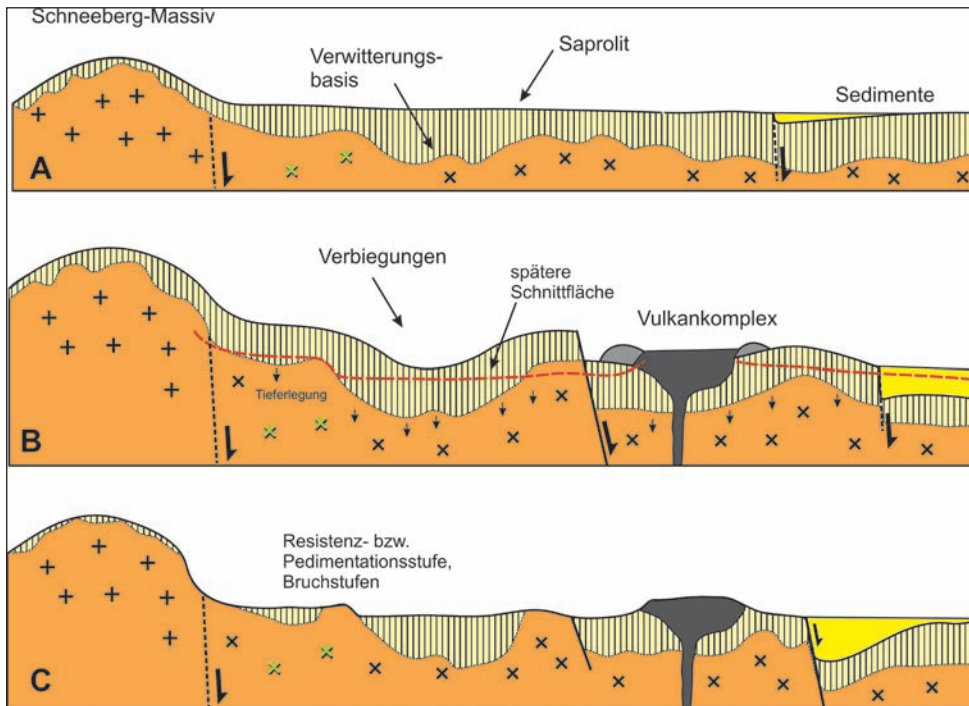


Abb. 10: Morphogenetisch/morphotektonisches Modell für das Zentrale Fichtelgebirge (W-E-Schnitt mit Hohem Fichtelgebirge als Inselberggruppe im W). A, Entwicklung eines Flachreliefs mit mächtigem Saprolith (Alttertiär); B, Vulkanismus und begleitende Verstellung des Ausgangsreliefs (Oligo-/Miozän), Weiterbildung der Saprolite; C, Jüngere flächenhafte Überprägung mit einer Schnittfläche, die die älteren Verbiegungen und Störungen, Vulkanite sowie die alttertiären Verwitterungsdecken kappt. Verändert nach PETEREK (2007).

Fig. 10: Morphotectonic/morphogenetic model for the central part of the Fichtel Mts. (W-E directed cross-section). A, Evolution of a planation surface with thick saprolites (Paleogene); B, Volcanic activity and synchronous displacement and deflection of the original landsurface (Oligo-/Miocene); C, Younger extensive overprinting with a new surface truncating across the dislocated blocks and faults, volcanic complexes, and the older saprolites. Modified after PETEREK (2007).

Zusammenhang mit orogenen Bewegungen in den Alpen stehenden Krustenbewegungen. In deren Folge verändern sich die Hauptspannungsrichtungen in Mitteleuropa. Die Inversion führt zur Hebung des Grabens, differentiellen Schollenbewegungen und während der nachfolgenden ~ 10 Ma zur Erosion und Pedogenese. Dieser Entwicklungsetappe ist auch die post-vulkanische Überprägung der dislozierten Abtragungsflächen des inneren Fichtelgebirges zuzuordnen (vgl. Abb. 10).

Das Wiedereinsetzen der Sedimentation im Bereich des Cheb-Domažlice-Grabens ist geknüpft an das Einsetzen vertikaler Bewegungen im gesamten westlichen Eger-Rift und insbesondere entlang der MLF (PETEREK et al. 2011). Faziesmuster und eine mit Annäherung an die Störung deutlich zunehmende Mächtigkeit der Vildštejn Formation im Egerer Becken (bis 150 m) zeigen die synchron zur Ablagerung aktive Tektonik entlang der NNW-SSE verlaufenden Störung. Die vertikalen Bewegungen seit dem Plio-/Pleistozän liegen in der Größenordnung von 250 – 400 m (SCHUNK et al. 2003, PETEREK et al. 2011). Nach SW über die heutige Begrenzung des Egerer Beckens hinaus reichende Vorkommen der Vildštejn Fmt. (bis 100 m über dem heutigen Beckenniveau) und die Entwicklung der Wasserscheide zwischen den beiden Teilbecken des CDG (Cheb-Becken im N, Domažlice-Becken im S) weist auf eine post-plio-/pleistozän anhaltende Subsidenz des Cheb/Egerer Beckens (Peterek et al. 2011, Kämpf et al. 2011). Junge bis rezente differentielle Bewegungen lassen sich auch für Teile des Beckens nachweisen, insbesondere entlang seines Ostran-

des (BANKWITZ et al. 2003, SCHUNK et al. 2003, PETEREK et al. 2011). Mit den Bewegungen im nördlichen Abschnitt der MLF ist eine intensive Schwarmbebenaktivität verknüpft (Lit. in KÄMPF et al. 2011, PETEREK et al. 2011).

Das Einsetzen der Aktivität entlang der MLF markiert eine neue Phase der morphotektonischen Entwicklung im westlichen Teil der Böhmisches Masse (PETEREK et al. 2011, vgl. MALKOVSKÝ 1987). Diese wird begleitet durch differentielle Krustenbewegungen mit Akzentuierung des Reliefs entlang reaktivierter Störungszonen (Abb. 13). Insbesondere die Randstörungen des Egergrabens werden zu markanten Bruchstufen ausgebaut mit Reliefunterschieden bis 600 m.

Von der Exkursion berührt wird das Nordoberpfälzer Becken (NOPB), das im N von der Südrandstufe des Steinwalds (PETEREK 2001, 2007), im S und E vom Gebirgszug des Oberpfälzer Waldes und im W durch das Störungssystem der Fränkischen Linie begrenzt wird (Abb. 11, 13). Känozoische Sedimente kommen in diesem Becken verbreitet nur im Bereich des im NE liegenden Mitterteicher Beckens und sporadisch im Bereich der Fränkischen Linie vor. Das rund 450 m an der Erdoberfläche messende Tertiärvorkommen von Bayerhof stellt ein mit rund 200 m limnischen und vulkanoklastischen Sedimenten gefülltes Maar dar (23 Ma; ROHRMÜLLER 2003). Die Tieflage des NOPB mit seinen dem Flachrelief auflagernden Basaltdecken und Sedimenten (insbesondere gegenüber dem rekonstruierbaren synvulkanischen Abtragungsniveau im westlich gelegenen mesozoischen Vorland) dokumentiert die post-vulkanische Reaktivierung des Störungssystems der Fränkischen Linie

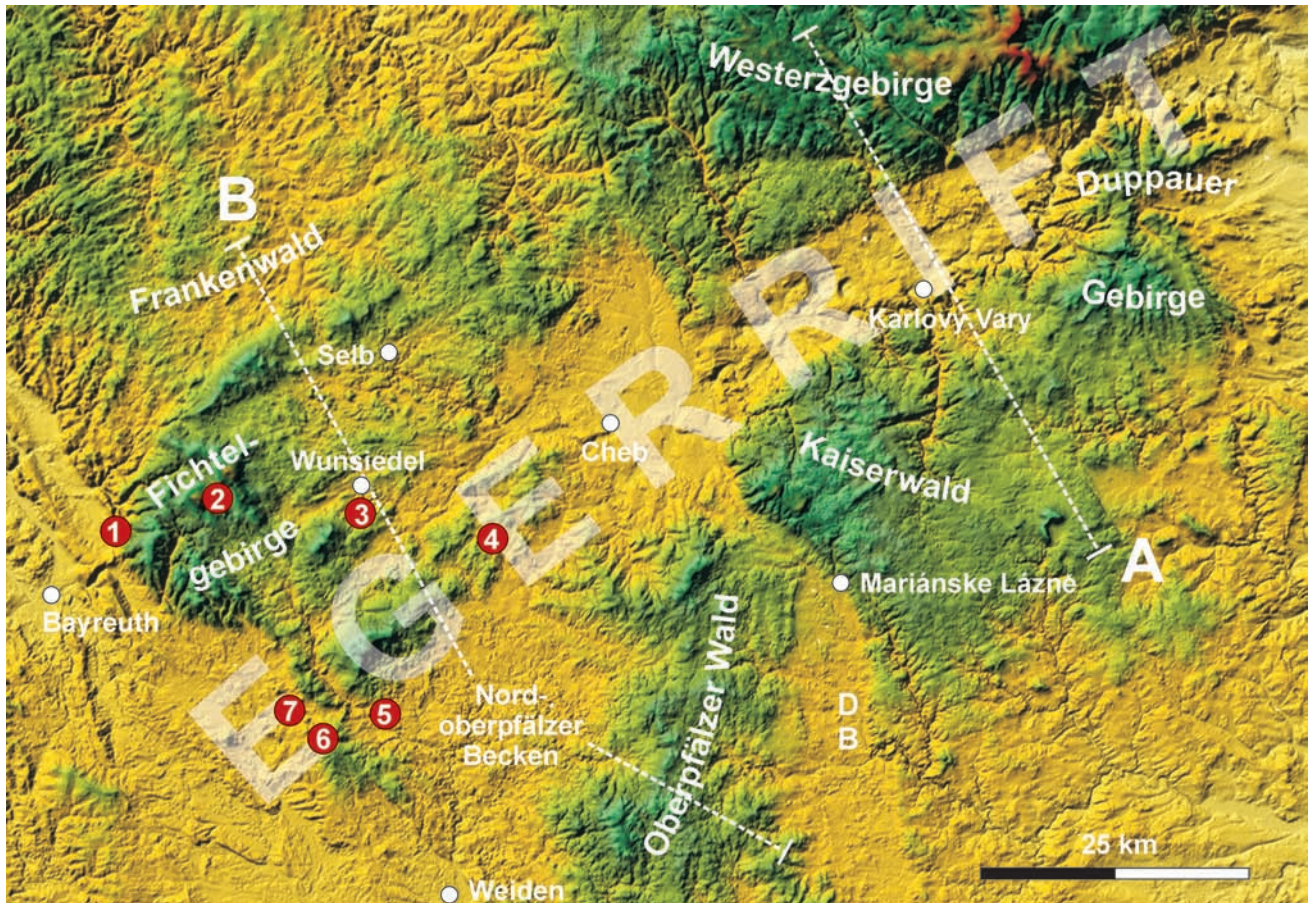


Abb. 11: Digitales Geländemodell des Exkursionsgebietes mit angrenzendem Westböhmen und Lage der schematischen Profilschnitte der Abb. 12. 1-7 = Haltepunkte der Exkursion Grundlage: DGM SRTM, www.usgs.gov.

Fig. 11: Digital elevation model of the excursion area and of the adjacent West Bohemia with the profile lines of fig. 12. 1 – 7 = excursion stops Data base: DEM SRTM, www.usgs.gov.

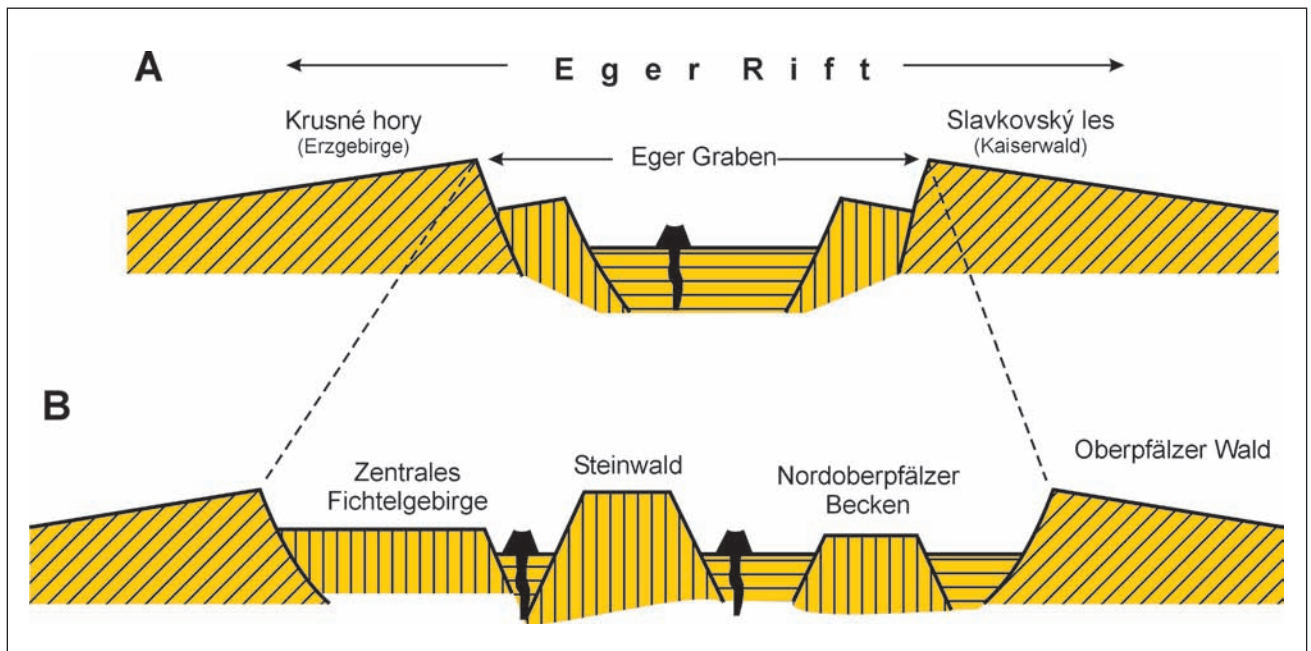


Abb. 12: Schematische Profilschnitte durch das Eger-Rift im bayerischen Teil (B) und im böhmischen Teil (A). Lage der Schnitte in Abb. 11. Aus PETEREK et al. (2011).

Fig. 12: Schematic cross-sections across the Eger Rift. Locations of the profiles see fig. 11. From PETEREK et al. (2011).

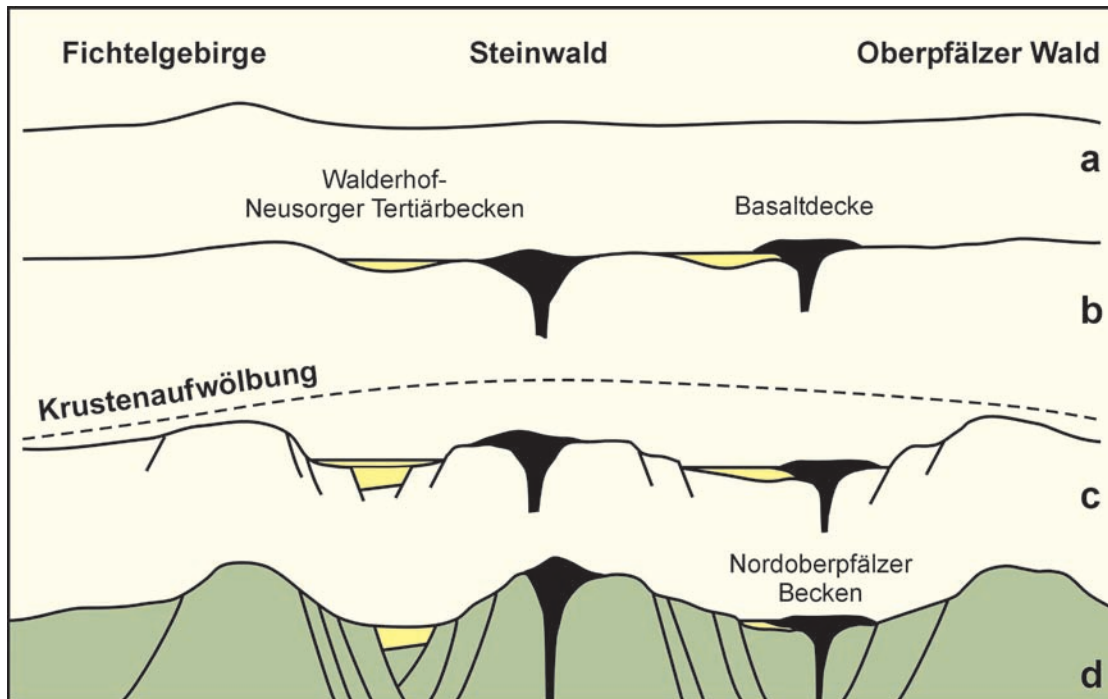


Abb. 13: Entwicklung der Teilbecken Neusorg-Walderhofer-Senke und Nordoberpfälzer Becken im bayerischen Teil des Eger-Rifts zwischen Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. Nach PÖLLMANN & PETEREK (2010).

Fig. 13: Evolutionary model for the Neusorg-Waldershof depression and the North Upper Palatinate Basin in the Bavarian part of the Eger Rift between the Fichtel Mts. in the North and the Upper Palatinate Forest in the South. After PÖLLMANN & PETEREK (2010).

mit inversen (d.h. abschiebenden) Bewegungen (PETEREK 2007). Infolge der jedoch regional dominierenden Hebung unterliegt das NOPB der Erosion bzw. einer markanten Flusseintiefung in Abhängigkeit von der Lage der jeweiligen Vorfluter.

Ebenfalls der Erosion unterliegt die nördlich des Steinwaldes gelegene Neusorg-Waldershofer Senke. Dort ursprünglich weiter verbreitete tertiäre Sedimente, z.T. gebunden an Maarstrukturen (PETEREK 2007), wurden im Zuge der Grabenentwicklung tektonisch disloziert und seither bis auf Reste auf der Wasserscheide zwischen Naab- und Egersystem oder in Teilgräben abgetragen. Insbesondere im erosionsstärkeren Naabsystem wird das Schollenmosaik infolge lithologischer Kontraste herausmodelliert.

2.2.4 Känozoischer Vulkanismus

Das Eger-Rift ist durch einen intensiven Vulkanismus geprägt (Abb. 14), der in seinem östlichen Bereich (Böhmisches Mittelgebirge) bereits in der späten Kreide/frühen Tertiär einsetzt (ULRYCH & PIVEC 1997; ULRYCH et al. 2003; darin die wesentlichen Daten und Lit.). Nach ULRYCH et al. (zuletzt 2011), lässt sich die vulkanische Aktivität im Eger-Rift mehreren Phasen zuordnen. Diese lassen sich nach Paläospannungsdaten an Störungen und der Geometrie von Intrusivkörpern (verschiedene Autoren; Lit. in ULRYCH et al. 2011) unterschiedlichen Spannungsfeldern zuordnen:

1. Prä-Rift Phase (späte Kreide bis Mitteleozän/Ypresium, 79 – 49 Ma), kompressives Spannungsfeld
2. Syn-Rift Phase (Mitteleozän/Lutetium bis Mittelmiozän/Burdigalium, 42 – 16 Ma), tensionales Spannungsfeld

3. Post-Rift Phase (16 – 0.26 Ma)
 - 3.1 Mittelmiozän/Burdigalium bis Obermiozän (Messinian)(16 – 6 Ma), kompressives Spannungsfeld
 - 3.2 Obermiozän/Messinian – Altpleistozän (6 – 0.9 Ma), tensionales Spannungsfeld
 - 3.3 Altpleistozän – Jungpleistozän (0.9 – 0.26 Ma), kompressives Spannungsfeld.

Die vulkanische Aktivität ist im westlichen Eger-Rift an mehrere Vulkanfelder geknüpft, die im Kreuzungsbereich verschiedener Störungssysteme liegen. Dominierend sind dabei die NE-SW verlaufenden Strukturen des Eger-Rifts. Die wesentlichen Vulkanfelder sind:

1. Duppauer Gebirge im Kreuzungsbereich mit der NNW-SSW streichenden Gera-Jáchymov-Störung, Schwerpunkt der vulkanischen Aktivität 28 – 22 Ma (ULRYCH et al. 1999);
2. Östliches Fichtelgebirge, Reichsforst und Nordrand des NOPB im Kreuzungspunkt mit N-S verlaufenden Strukturen des „Oberpfalz Lineaments“ (BEHR 1992), 29 – 14.6 Ma (ROHRMÜLLER & HORN in KÄMPF et al. 2005)(Abb. 15);
3. Kemnather Vulkanfeld im Kreuzungspunkt mit der Fränkischen Linie und ihrer Begleitstörungen, 21 – 25.5 Ma (ROHRMÜLLER & HORN in KÄMPF et al. 2005)(Abb. 15).

Verbreitet finden sich Vulkanite auch auf der Südabdachung des Egergrabens (Tepláer Hochland; Abb. 14). Eine Beziehung zu sich kreuzenden Störungszonen ist nicht offensichtlich. Das Altersspektrum ist deutlich verschieden von denen in den anderen Vulkanfeldern (12.9 – 8.3/6.5 Ma;

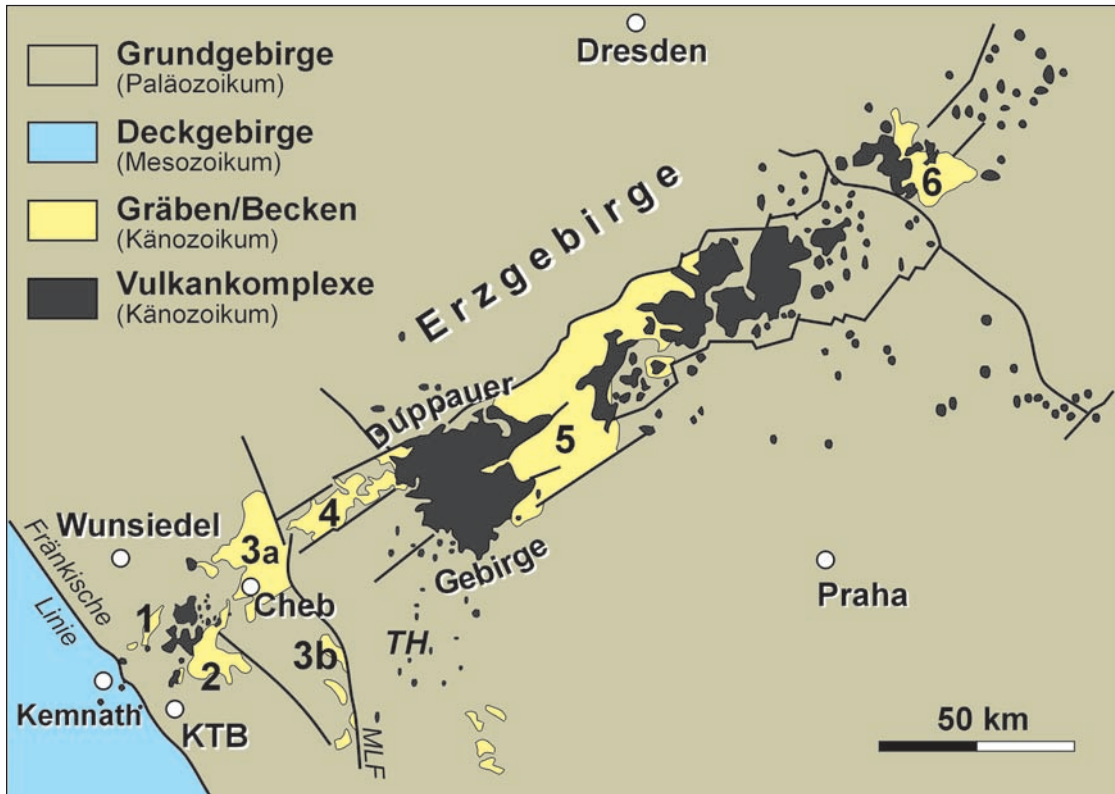


Abb. 14: Vereinfachte geologische Karte des Eger-Rifts mit der Verarbeitung der känozoischen Vulkanite und Sedimente. 1 – 6 = Teilbecken des Rifts: 1 = Walderhof-Neusorger Becken, 2 = Mitterteicher Becken als Teilbecken des Nordoberpfälzer Beckens, 3 = Cheb-Domažlice-Graben, 3a = Cheb Becken, 3b = Domažlice Becken, 4 = Sokolov Becken, 5 = Most-Becken, 6 = Zittauer Becken. MLF = Marienbader Störung, TH = Teplaer Hochland.

Fig. 14: Simplified geological map of the Eger Rift with the distribution of the Cenozoic volcanoes and sediments. 1 – 6 = subbasins of the rift: 1 = Walderhof-Neusorg Basin, 2 = Mitterteich Basin, 3 = Cheb-Domažlice-Graben, 3a = Cheb Becken, 3b = Domažlice Becken, 4 = Sokolov Basin, 5 = Most Basin, 6 = Zittau Basin. MLF = Mariánské Lázně Fault, TH = Tepla Highland.

ULRYCH et al. 2000). ULRYCH et al. (2000) beziehen das Auftreten der Vulkanite auf dem Tepláer Hochland auf die Entwicklung des Cheb-Domažlice-Grabens. Die jüngsten Vulkanite treten im westlichen Randbereich des Egerer/Cheb Beckens auf und sitzen vermutlich Kreuzungspunkten der As-Tachov-Störung als eine der W-Begrenzungen des Beckens mit Egergraben-parallelen Strukturen auf (KÄMPF et al. 2011).

2.2.5 Morphogenese des westlichen Vorlandes der Fränkischen Linie

Die Reliefentwicklung der Bruchschollenzzone wurde jüngst von PETEREK & SCHRÖDER (2010) im Kontext der Entwicklung der Schichtstufen im Umfeld der nördlichen Frankenalb zusammenfassend dargestellt (darin die ältere Lit.). Die wesentliche Strukturbildung der Bruchschollenzzone erfolgte polyphas zwischen Unterkreide und dem Alttertiär (Abb. 7). Diskordant über Einheiten der Trias und Störungen hinweggreifende Oberkreide zeigt die bereits vor der Kumination der tektonischen Bewegungen der alpine Inversionstektonik während der späten Oberkreide/Alttertiär einsetzende Tektonik. Die kräftige Heraushebung der Böhmisches Masse entlang der Fränkischen Linie im Zuge der Inversionstektonik (für die gesamte Kreide ~ 3000 m; WAGNER et al. 1997) führt zur Überschüttung der Bruchschollenzzone mit grobklastischen Schuttfächer-Sedimenten mit Mächtigkeiten im mehrere 100 m Bereich. Die distalen Ausläufer reichen weit über den heutigen Westrand der Frankenalb, sind dort aufgrund der Stufen-

entwicklung jedoch bereits abgetragen. Im Bereich der zentralen nördlichen Frankenalb dürfte die ursprüngliche Mächtigkeit der Oberkreide 200 – 400 m betragen haben (MEYER 1996). Maximal wenige 10 m mächtige Relikte finden sich insbesondere in der zentralen Frankenalb-Mulde oder als geringmächtige „Sandige Albüberdeckung“ flächenhaft. Das größte und mächtigste Vorkommen ist das der Hessenreuther Kreide (~ 500 m; Abb. 1). Eine extreme Randfazies im Kontakt zum unmittelbar östlich angrenzenden Unterbau (Durchmesser der Gerölle bis > 50 cm; siehe Stopp 6) und rasch nach Westen abnehmende Geröllgrößen dokumentieren eine störungskontrollierte Sedimentation (SCHRÖDER et al. 1998).

Über die Hessenreuther Kreide und den angrenzenden Unterbau greift eine Abtragungsfläche hinweg. Diese ist korrelierbar mit einer Landoberfläche, die sich aus Deckgebirgs-Xenolithen in den Diatrembrekzien der oligo-/miozänen Vulkanitkomplexe rekonstruieren lässt (PETEREK et al. 2007). Es existiert mindestens eine post-vulkanische Abtragungsfläche, die nach W auf die nördliche Frankenalb als auch über die europäische Wasserscheide nach N übergreift. In diese tiefen sich zunächst flache (Plio-/Pleistozän), später akzentuierte Täler ein. Nördlich der Wasserscheide ist die Eintiefung durch den Rückgriff des rhenanischen Entwässerung deutlich stärker als im südlich davon gelegenen danubischen System.

Im Zusammenhang mit der Exkursion soll insbesondere auf die seit langem geführte Diskussion zu einer plio-/pleistozänen und parallel zur Fränkischen Linie orientier-

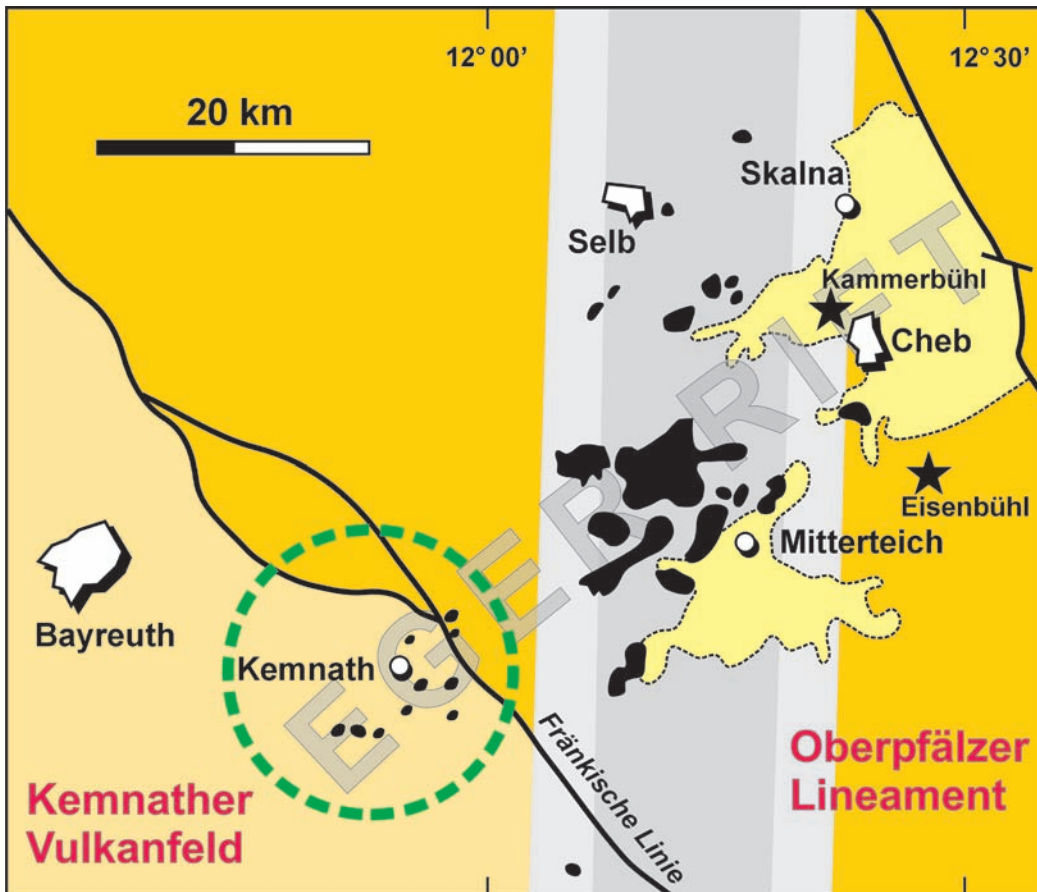


Abb. 15: Verbreitung der känozoischen Vulkanite im bayerischen Teil des Geoparks in den Schnittpunkten von Eger-Rift mit Fränkischer Linie (Kemnather Vulkanfeld) und dem „Oberpfälzer Lineament“ (östliches Fichtelgebirge und nördliche Oberpfalz).

Fig. 15: Areal distribution of the Cenozoic volcanoes in the Bavarian part of the geopark in the intersection of the Eger Rift structures with the Franconian Lineament (Kemnath Volcano field) and with the „Oberpfalz Lineament“ (eastern Fichtel Mts. and northern Upper Palatinate).

ten Entwässerung einer Urnaab bzw. eines Urains mit Quellgebiet nördlich der heutigen europäischen Wasserscheide im Frankenwald eingegangen werden. Diese These wurde u.a. von TILLMANN (1950) vertreten, im Wesentlichen basierend auf silurischen Lyditen im Geröllspektrum fluvialer Ablagerungen. Diese Lydite stammen jedoch nicht, wie von TILLMANN (1980) und vielen anderen angenommen, aus dem Frankenwald, sondern aus Vorkommen nördlich bei Erbendorf sowie im größerem Umfang aus den Schottern der Hessenreuther Kreide (vgl. z.B. Geröllspektrum Albenreuth, Stopp 6).

3 Bayerisch-Böhmischer Geopark

Eines der großen Ziele des „Bayerisch-Böhmische Geoparks“ („Czech-Bavarian Geopark“) ist die Schaffung einer sich unter einem gemeinsamen Dach darstellenden und grenzüberschreitenden Region in der Mitte Europas. Dies soll einerseits Basis zur Förderung des Tourismus als auch der regionalen Identität dienen. Das in den letzten 10 – 15 Jahren verstärkt ins Bewusstsein der Öffentlichkeit rückende Konzept des „Geotourismus“ und der „Geoparke“ als Formen des „Sanften Naturtourismus“ stießen in einer Region, in der geologische Besonderheiten seit jeher „vermarktet“ werden, schnell auf großes Interesse bei politischen Entscheidungsträgern und Förderern. Hinzu kam, dass mit der Kontinentalen Tiefbohrung KTB ein weit über die Region ausstrahlendes wissenschaftliches Großforschungsprojekt

im Geopark liegt, das durch die Arbeit des GEO-Zentrums an der KTB bis heute präsent ist. Die „Geologie“ und der Geopark werden heute als Chance für die Region gesehen. Dies ist andererseits auch wieder Chance für die Geowissenschaften, ihre Aufgaben zur Sicherung von Versorgung und Wohlstand sowie zum Schutz der Umwelt besser in der Öffentlichkeit publik zu machen.

Das Gebiet des Geoparks (Abb. 16, 17) umfasst eine der geologisch vielfältigsten Regionen Mitteleuropas. Bedingt durch bedeutende tektonische Strukturen sind Landschaft, Naturräume, Landnutzung, Vegetation und sogar das Klima kleinräumig Spiegelbild des geologischen Untergrundes und junger Bewegungen der Erdkruste. Das Vorkommen von Bodenschätzen und von Rohstoffen für deren Verhüttung und Verarbeitung (Holz, Kohle, Wasser) waren Grundlage für viele Ortsgründungen und deren wirtschaftlichen Aufschwung. Veränderungen der politischen oder konfessionellen Zugehörigkeit, Kriege und dadurch mehrfach ausgelöst Vertreibungen sowie die Verknappung von Rohstoffen und Energie verursachten jedoch immer wieder Rückschläge bis hin zum vollständigen Niedergang. Jüngstes Beispiel hierfür ist der Verlust von Tausenden von Arbeitsplätzen durch den Niedergang der traditionsreichen Porzellanindustrie.

Die Zusammenhänge zwischen den geologischen Gegebenheiten als Steuerungsfaktor unter anderem für Landschaft, Landnutzung und Vorkommen von Bodenschätzen sowie die Geschichte des Bergbaus und der damit verbun-

denen Industrie sind Themen im Geopark. Diese lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Die dynamische Erde – Geodynamische Prozesse

Variszisches Gebirge, Mesozoisch-känozoische Störungs-tektonik, Känozoisches Egerrift, Neotektonik.

Landschaft im Wandel – Morphodynamische Prozesse

Wechselspiel der känozoischen Krustenbewegungen mit den exogenen Prozessen (Verwitterung, Denudation und Erosion) unter mehrfacher Änderung des Klimas mit Relikten von Landschaftsformen aus der Unterkreide (tropischer Kegelkarst, Fränkische Schweiz), Tertiär („Rumpfflächen“) und Quartär (Schichtstufen, Täler) und damit assoziierten Verwitterungsbildungen (z. B. Saprolite); Europäische Hauptwasserscheide mit ihrer Entwicklungsgeschichte und unterschiedlich agierenden Flusssystemen.

Der Mensch als Faktor bei den Erdoberflächenprozessen

Einfluss des Menschen auf die Oberflächenprozesse und -gestaltung durch Jahrhunderte der Bodennutzung (Landwirtschaft, Bergbau, Natursteinabbau) oder modern durch großdimensionierte Erdbewegungen (z.B. Braunkohlen-Tagebaue im Egergraben).



Abb. 16: Teilgebiete des grenzüberschreitenden Bayerisch-Böhmischen Geoparks. Blau = Geopark Bayern-Böhmen, rot = Geopark Egeria, grün = Geopark Geoloci.

Fig. 16: The subregions of the border-crossing Czech-Bavarian Geopark. Blue = Geopark Bayern-Böhmen, red = Geopark Egeria, green = Geopark Geoloci.

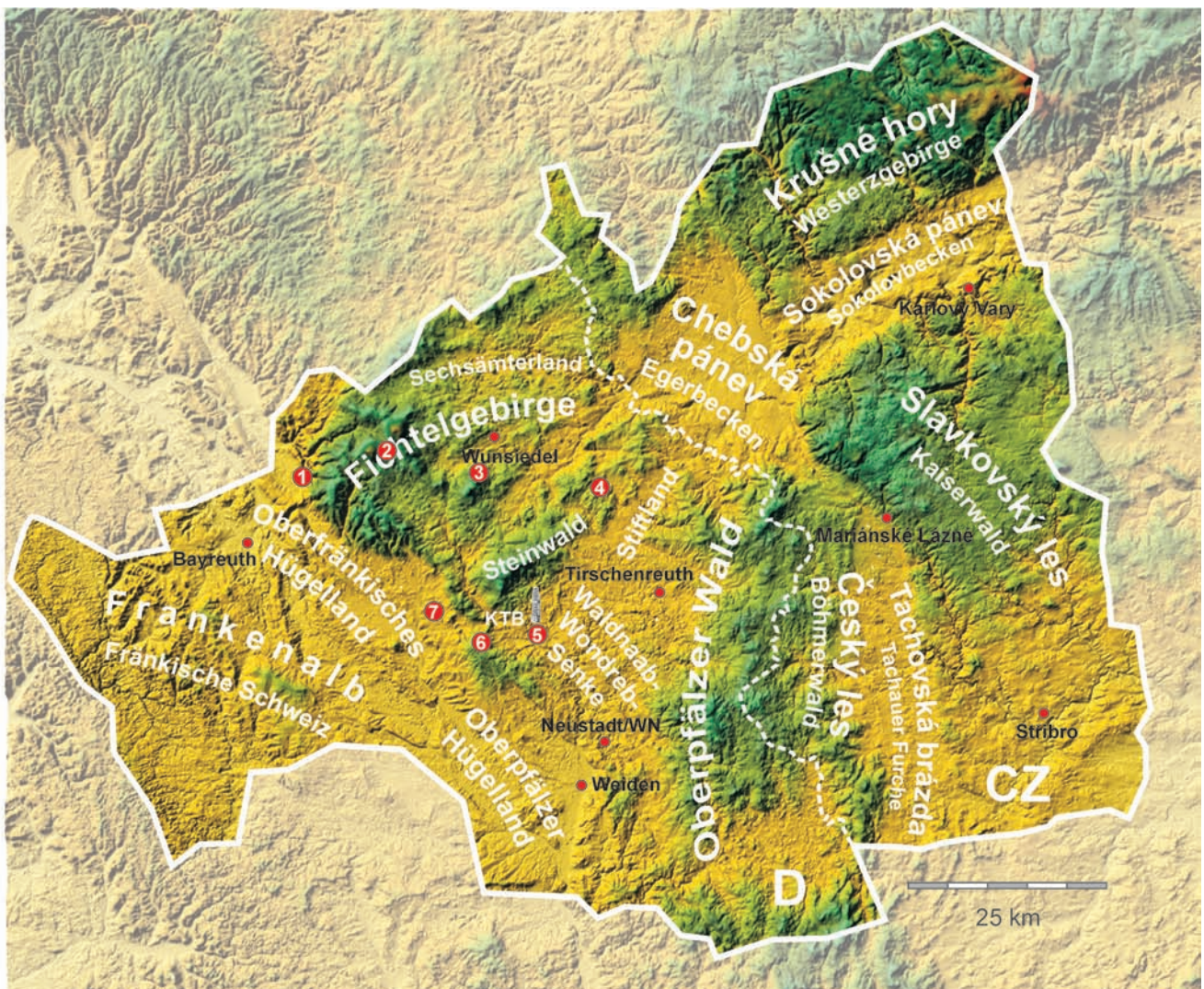


Abb. 17: Naturräume des Bayerisch-Böhmischen Geoparks.

Fig. 17: Natural regions of the Czech-Bavarian Geopark.

Geologie als Grundlage für die wirtschaftliche und kulturelle Entwicklung

Bedeutung der Bodenschätze für die Entwicklung vieler Bergbauorte, v. a. verbunden mit den Rohstoffen Gold, Zinn, Eisen, Feldspat (→ Porzellan, Glas), Kaolin (→ Porzellan, Keramik), Quarz (→ Glas, Spiegel) sowie der Naturstein-Nutzung und deren Veredelung.

Der Geopark in der Mitte Europas

Entwicklung der europäischen Wasserscheide, Lage in der zentralen Zone der Interniden des Variszischen Gebirges.

Vom Neptunismus zum System Planet Erde

Ausgehend von den großen Naturforschern (u.a. JOHANN WOLFGANG VON GOETHE, ALEXANDER VON HUMBOLDT) Darstellung des Bildes der Erde am Ende des 18. Jahrhunderts und dessen Wandel bis heute; die Kontinentale Tiefbohrung KTB als Meilenstein der Geowissenschaften am Übergang in das 21. Jahrhundert.

Aufbruch ins Erdinnere – Das Motto des Bayerisch-Böhmischen Geoparks

Entsprechend seiner Themen wurde für den Geopark das Motto „Aufbruch ins Erdinnere“ gewählt. Diese Klammer integriert das breite Spektrum geologischer Themen und die unterschiedlichen Naturräume. Es leitet sich ab

- vom Aufbruch der Erdkruste durch die Entwicklung des känozoischen Eger-Rifts,
- von den zahlreichen Störungssystemen, die die Erdkruste aufbrechen und die unterschiedlichsten Gesteinsformationen aufschließen (u.a. Fränkische Linie, Marienbacher Störung),
- vom historischen Bergbau auf unterschiedliche Bodenschätze und Natursteine,
- von der übertiefen Bohrung KTB,
- von den Pionieren der Geowissenschaften (u.a. JOHANN WOLFGANG VON GOETHE),
- von den zahlreichen Möglichkeiten, das „Innere der Erde“ zu erleben (Keller, Bergwerke, Höhlen),
- von der Motivation, sich aufzumachen, die Erde zu entdecken.

Die Fläche des grenzüberschreitenden Geoparks umfasst 7771 km², davon liegen rund 55 % auf bayerischem Gebiet (Abb. 17). Ein Großteil der Gesamtfläche unterliegt Schutzbedingungen unterschiedlicher Kategorien, vom Naturschutzgebiet nationalen oder internationalen Ranges bis hin zum Naturpark. Die größten Naturschutz-Einheiten sind in Bayern: ca. 35% der Fläche des Naturparks Fränkische Schweiz-Veldensteiner Forst, ca. 90 % der Fläche des Naturparks Fichtelgebirge sowie vollständig die Naturparke Steinwald und Nördlicher Oberpfälzer Wald; in Tschechien: die Naturschutz-Gebietszonen Český les (Böhmerwald) und Slavkovský les (Kaiserwald).

Die Vereinbarung zur Schaffung eines grenzüberschreitenden Geoparks wurde 2003 durch die ranghöchsten politischen Vertreter der am Geopark beteiligten bayerischen Landkreise (Bayreuth, Neustadt a. d. Waldnaab, Tirschenreuth, Wunsiedel i. Fichtelgebirge) sowie der tschechischen Regionen Karlovy Vary (Karlsbad) und Plzeň (Pilsen) unterzeichnet. Organisatorisch besteht der Geopark zurzeit

aus drei eigenständigen Einheiten: dem Geopark Bayern-Böhmen in Bayern, dem Geopark Egeria (Teilregion Karlovy Vary) und dem Geopark GeoLocI (Teilregion westliche Region Plzeň). Über eine regelmäßig tagende deutsch-tschechische Arbeitsgruppe und ein gemeinsames Projektbüro sind die einzelnen Geoparke im ständigen Kontakt. Alle drei Geoparke sind in ihren Ländern nach Richtlinien staatlicher Behörden durch „Expertengruppen“ als „Nationale Geoparke“ anerkannt (Geopark Egeria 2010, Geopark Bayern-Böhmen 2010, Geopark GeoLocI 2012).

In Bayern ist der Verein „GEOPARK Bayern-Böhmen e.V.“ Träger des Geoparks. In diesem sind die beteiligten Landkreise, die Stadt Weiden OPF., mehr als 60 Kommunen sowie verschiedene Verbände und Vereine sowie Privatpersonen durch Zahlung eines Jahresbeitrages Mitglieder. Der Geopark GeoLocI ist als „Obecně prospěšná společnost (o.p.s.)“ (entspricht in Deutschland einer gGmbH) mit Gemeinden, Vereinen und Privatpersonen als Gesellschaftern organisiert. Der Geopark Egeria ist an das Regionsmuseum Sokolov des Krajs Karlovy Vary angegliedert. Der Ausbau des Geoparks wird insbesondere durch Fördermittel der Europäischen Union unterstützt (2011 – 2013 über den „Fonds für regionale Entwicklung“ INTERREG IVa/Ziel-3 mit ca. 1.2 Mio. Euro für alle drei Teilregionen). In Bayern kommen zusätzlich Mittel des Freistaates Bayern (Umweltministerium) und der Oberfrankenstiftung hinzu.

4 Exkursionsstopps

Stopp 1 Goldkronach

Informationspavillon „Fränkische Linie“

Lage: Am Leisauer Berg, 50 m westlich der Katholischen Kirche

GPS: 50.014806, 11.685728

Themen: Geologischer Überblick, Fränkische Linie

Geologische Situation

Goldkronach liegt in einem strukturell ungewöhnlichen Bereich der Fränkischen Linie (Abb. 18). Die in das Gebiet von NNW eintretende Störungsline trennt sich hier in zwei Störungssegmente auf (Sickenreuther Störung und Weidenberger Störung). Zwischen beiden Segmenten kann eine transpressive „pull apart dome“-Situation angenommen werden. Diese erfasst sowohl die Einheiten des Unterbaus als auch die des Deckgebirges und gehört damit zur spätmesozoischen Inversionstektonik. Dies korreliert mit kompressiven Strukturen in den zahlreichen historischen Felsenkellern im Ort. Die aus der Störungsgeometrie ableitbare sinistrale Lateralbewegung (vgl. v.a. auch den sinistralen Versatz der Muschelkalk-Einheit in Abb. 18) ist jedoch nicht korrelierbar mit a) an vielen Lokalitäten entlang der Fränkischen Linie beobachtbaren „reverse dip slip“-Bewegungen unter NE-SW-Kompression und b) einer überregionalen N-S-Kompression während der Inversionstektonik (PETEREK et al. 1996). Es besteht daher noch Klärungsbedarf. Die steile und NNE-SSW streichende Aufrichtung der Einheiten des Deckgebirges spiegelt sich auch in denen des unmittelbar östlich angrenzenden Grundgebirges wider (vgl. die umlaufenden Einheiten des Grundgebirges). Es könnte sich demnach auch um einen

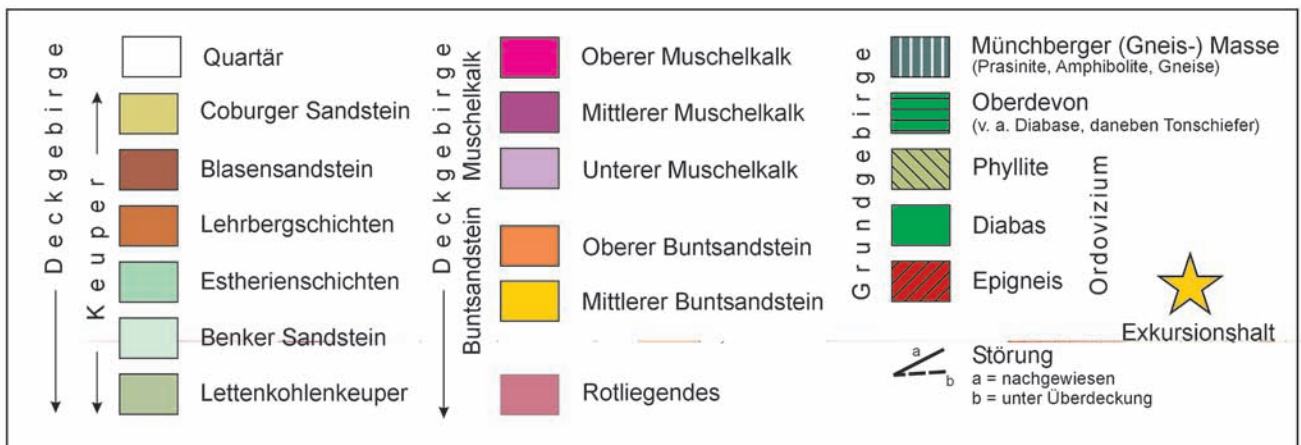
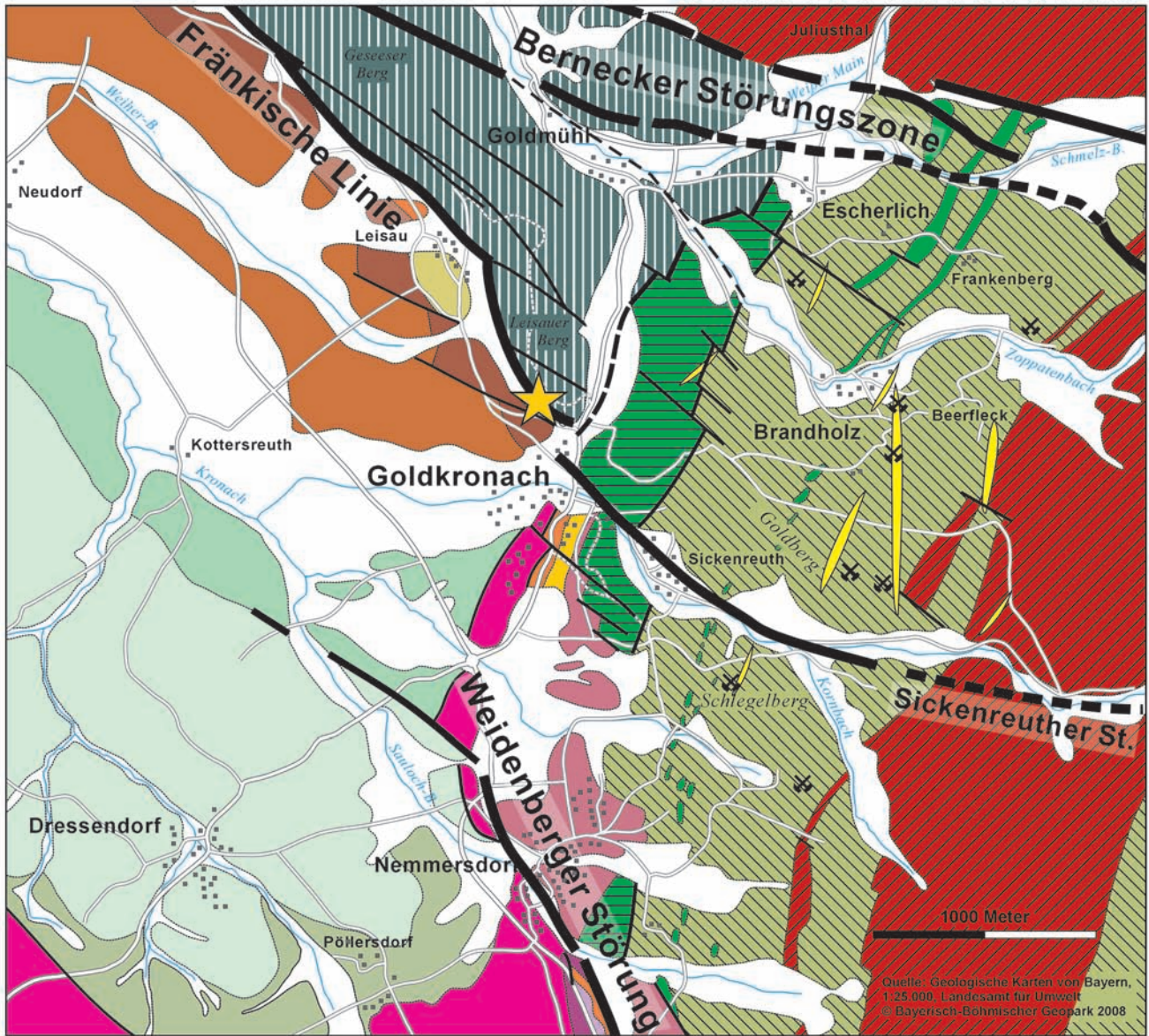


Abb. 18: Geologische Übersichtskarte von Goldkronach. Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25.000, Blatt 6036 Bad Berneck.

Fig. 18: Geological overview of the surroundings of Goldkronach. Source: Geological map of Bavaria, scale 1 : 25.000, sheet 6036 Bad Berneck.

transpressiven Spannungsbereich zwischen der im Norden liegenden Bernecker und südlich gelegenen Weidenberger Störung handeln.

Strukturanalysen in den Kellern zeigen, dass der einengenden Tektonik eine intensive Krustendehnung vorausging. Diese wird im Zusammenhang mit der mesozoischen

tektonischen Entwicklung des Germanischen Beckens gesehen.

Geotourismus

In Zusammenarbeit der Stadt Goldkronach mit dem Regionalmanagement „Wohlfühlregion Fichtelgebirge“ und

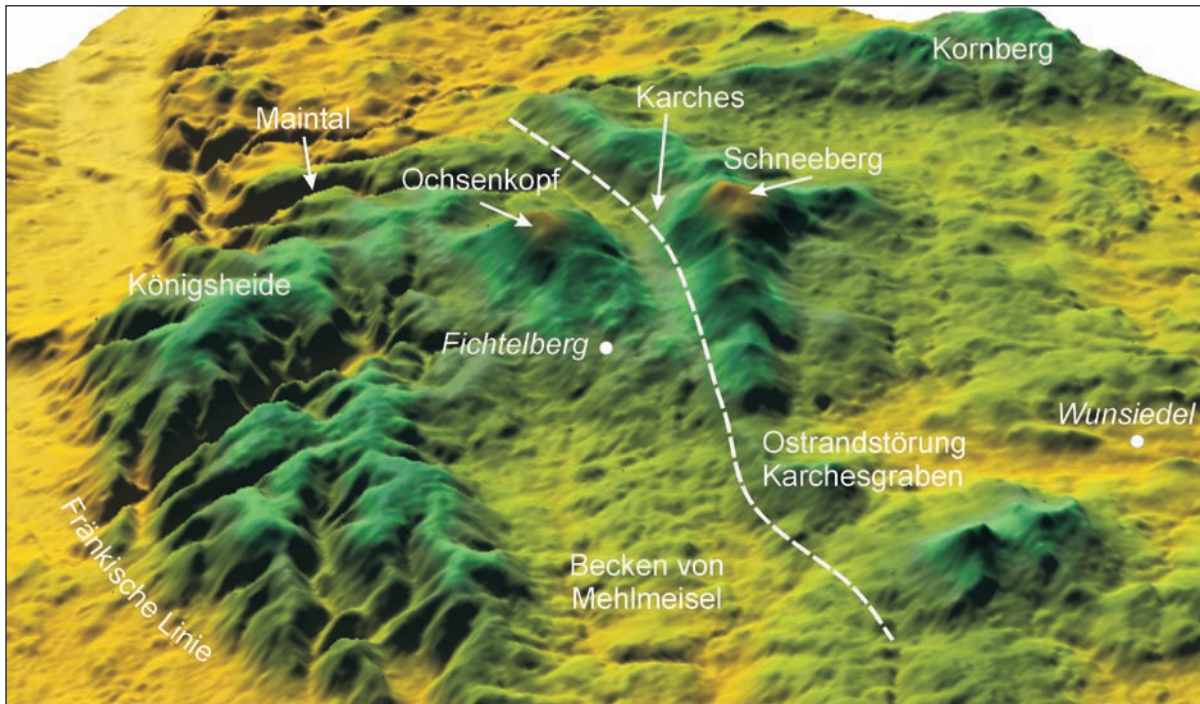


Abb. 19: Digitales Geländemodell des Hohen Fichtelgebirges mit Karchesgraben. Blickrichtung Richtung NNE. Grundlage vgl. Abb. 11.
 Fig. 19: Digital elevation model of the High Fichtel Mts. showing the Karches Graben. View direction towards the NNE. Data source see fig. 11.

dem Geopark wurden in Goldkronach und Umgebung 15 „Goldkronacher Geopunkte“ eingerichtet, an denen interessierten Laien die Besonderheiten in diesem Bereich der Fränkischen Linie vorgeführt werden. Das Projekt wurde gefördert mit Mitteln der Europäischen Union (LEADER plus). Neben der Ausweisung der Geopunkte wurden im Rahmen des Projektes mehrere historische Felsenkeller saniert (Kirchgasse, Kellergasse, Schloss Goldkronach) und das Besucherbergwerk „Name Gottes“ erweitert (mittelalterlicher Goldbergbau).

Am Standort befindet sich der Informationspavillon „Fränkische Linie“. An mehreren Schautafeln und einem mechanischen Modell wird die Störungslinie erläutert. Die komplexe Struktur von Goldkronach und ihre Entwicklung werden zu Gunsten der Verständlichkeit für Laien stark didaktisch reduziert.

Stopp 2 Parkplatz Seehaus

Lage: B 303 zwischen Bischofsgrün und Tröstau, ca. 3 km nördlich Neubau/Fichtelberg
GPS: 50.027807, 11.857647
Themen: Europäische Wasserscheide, Karchesgraben, Historischer Zinnbergbau

Karchesgraben

Der Karchesgraben ist ein auffälliges morphologisches Element zwischen den beiden Graniterhebungen von Ochsenkopf (1023 m) im Westen und Schneeberg (1054 m) im Osten (Abb. 19). Die wenig ausgeprägte Wasserscheide zwischen Main- und Naabsystem liegt innerhalb des Grabens rund 770 m ü. NN nahe des Standortes. Ihre Existenz lässt sich ohne ein tektonisches Modell für den Graben kaum erklären (vgl. bereits STETTNER 58). Abb. 19 zeigt ein Höhenmodell des Grabens mit Blickrichtung nach Norden. Die

Ostseite des Grabens wird von einer linearen Struktur begrenzt, die sowohl nach N wie nach S über das Grabenelement hinaus reicht. Im S ist diese gleichzeitig die östliche Begrenzung des Beckens von Mehlmeisel. Die Begrenzung des Grabens nach W ist ebenfalls linear, sie fällt mit dem Verlauf der Bernecker Störung nach S zusammen. Das Höhenmodell in Abb. 20 zeigt, dass parallel zur Grabenachse mehrere Geländestufen verlaufen. Diese sind im Gelände als Granit-Felsmauern mit Klüften und Kleinstörungen parallel zum Graben kartierbar (MAUL 2012).

Eine Interpretation der Morphotektonik des Hohen Fichtelgebirges zeigt Abb. 21. Darin wird der Karchesgraben als schmaler Y-Graben über einer SW-fallenden und auf der W-Seite des Schneebergs liegenden Hauptverwerfung gesehen. Ähnlich ist die Situation westlich des Ochsenkopfes. Für die Entwicklung solcher Strukturen ist eine Krustendehnung erforderlich. Eine NE-SW Dehnung wird von PETEREK et al. (2011) für das Egerer Becken und das Nordoberpfälzer Becken angenommen. Es ist davon auszugehen, dass die starke Hebung des Hohen Fichtelgebirges in der Hebungssachse des Eger-Rifts diese Dehnung hervorruft.

Historischer Zinnabbau

Der Zinnabbau im Fichtelgebirge könnte bis in die Bronzezeit zurück reichen (THIEM 1998). Belege für den Zinnabbau gibt es jedoch erst ab dem 7. – 10. Jahrhundert (GRAF 1935). Die erste urkundliche Nennung stammt aus dem Jahr 1356 und bezieht sich auf ein Zinnbergwerk bei Kirchenlamitz. Die Blütezeit des Zinnbergbaus im Fichtelgebirge dauerte bis zum 16. Jahrhundert und bedeutete für die Region einen enormen wirtschaftlichen Aufschwung. Dieser erlitt durch die Erschöpfung der oberflächennahen Lagerstätten und die Wirren des 30-jährigen Krieges einen Niedergang. Versuche, das Zinn im Fichtelgebirge abzubauen, gab es jedoch immer wieder. Letztmalig während des Zweiten Weltkriegs,

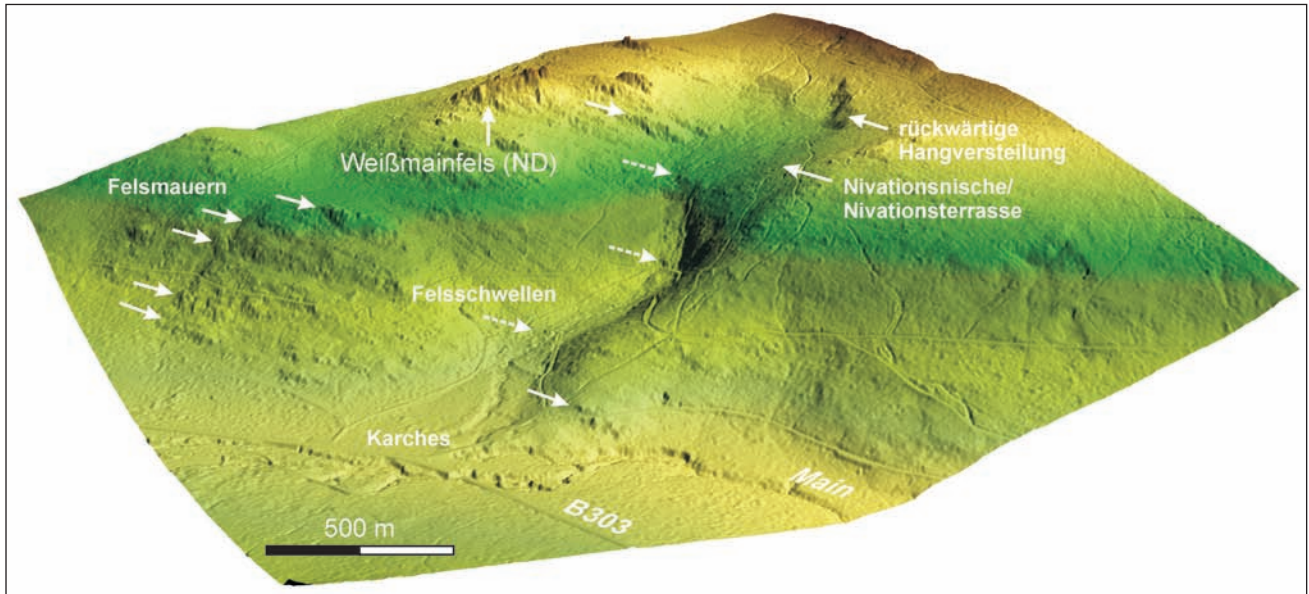


Abb. 20: Digitales Geländemodell der Westseite des Karchesgrabens im Bereich von Karches bzw. der Ostflanke des Ochsenkopfes mit gut erkennbaren Felskanten und -zügen parallel zum Graben. Der markante Taleinschnitt, Blockansammlungen darin und die Verebnung oberhalb werden von HANTKE (1993) als Quellgebiet eines Ochsenkopf-Gletschers gesehen. Ursache der Blockansammlungen sind jedoch die Felsschwellen im Talgrund (MAUL 2012). Grundlage: DHM 2, © Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation, MAUL 2012 (unpubl.).

Fig. 20: Digital elevation model of the western margin of the Karches Graben in the area of Karches. The model shows edges of granite cliffs oriented parallel to the graben. Data source: DEM 2, © Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation, MAUL 2012 (unpubl.).

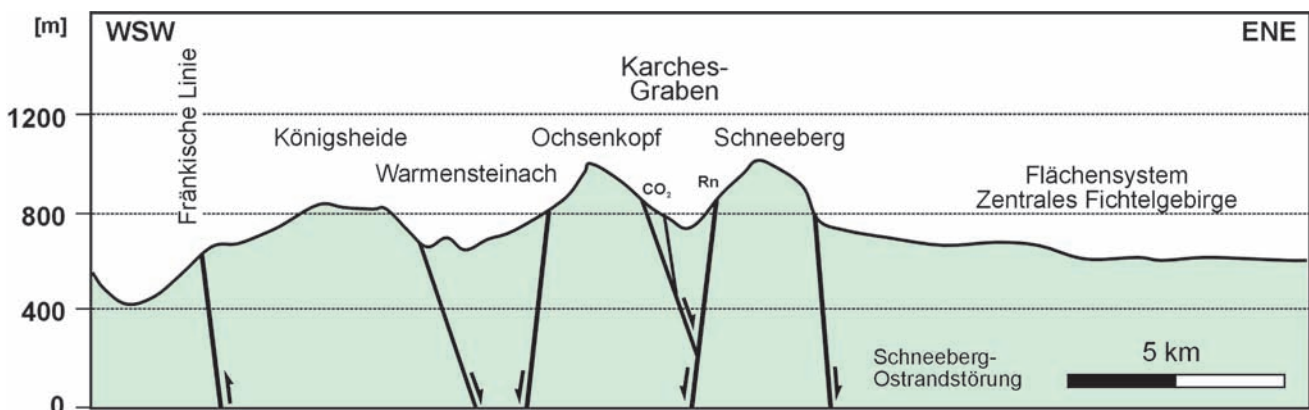


Abb. 21: Topographisches Profil durch das Hohe Fichtelgebirge und den Karchesgraben mit vermuteter Lage und Orientierung (schematisch) der Störungen. CO₂ = Säuerling Jean-Paul-Brunnen, Fichtelberg, Rn = Radonquelle. Profil mehrfach überhöht.

Fig. 21: Topographic cross-section across the High Fichtel Mts. and the Karches Graben with the assumed position and orientation of faults (schematic). CO₂ = CO₂-bearing mineral spring near Fichtelberg, Rn = Rn-bearing spring. Profil multi-superelevated.

jedoch in nur sehr geringem Umfang. Das Zinn wurde in den meisten Fällen aus den periglazialen Deckschichten in Seifenwerken gewaschen. Untertage-Bergwerke waren selten. Spuren des Seifens finden sich vielerorts rund um den Schneeberg, an dessen Zinngranit das Erz gebunden ist.

Das besuchte Zinnabbaugebiet liegt zwischen der B 303 und dem Seehügel (Abb. 22). Es sind die Gruben „Glückauf“ unterhalb des Seehauses und „Friedrich-Carls-Glück“ zwischen der B 303 und der Schneebergstraße. Das Zinnerz (Zinnstein SnO₂) stammt aus dem Zinngranit, Greisenzonen und Zinn-führenden Quarzgängen im Bereich des Seehügels und wurde über periglaziale und fluviale Prozesse hangabwärts transportiert und auf sekundärer Lagerstätte angereichert. Entsprechend findet man entlang des gesamten Aufstiegs zahlreiche Zinnseifenwerke mit deutlichen Spuren, darunter Zinngräben, Pingen, steile Böschungen als Begrenzungen der Abbaugelände, wenige Meter hohe

Seifenhügel (Durchmesser bis 7 m), Zinnschützweiher und Wasserlauftrinnen.

Das Seifengebiet „Friedrich-Carls-Glück“ ist 190 m lang, bis 30 m breit und bis 4 m tief. Es wurde durch Materialentnahme zum Straßenbau der B 303 um 1937 im unteren Teil überformt. Das Zinnwerk könnte bis in das frühe 16. Jahrhundert zurückgehen.

Das größere der beiden Zinnwerke ist die Grube „Glückauf“ zwischen der Schneebergstraße und dem Seehaus, das ursprünglich als Zechenhaus diente (150 m x 70 m Grundfläche, 8 – 10 m tief; Abbau bis kurz nach dem Ersten Weltkrieg; MAUL 2012). In der Mitte der Seife liegt ein bis zu 6 m hoher Haldenzug, der vermutlich während der Bergbautätigkeit zwischen 1917 und 1924 entstanden ist. Zu dieser Zeit wurden in der Grube „Glückauf“ auch Erkundungsstollen in das stark zersetzte Nebengestein vorangetrieben.

Die Ursprünge des Zinnwerkes „Glückauf“ sind nicht si-

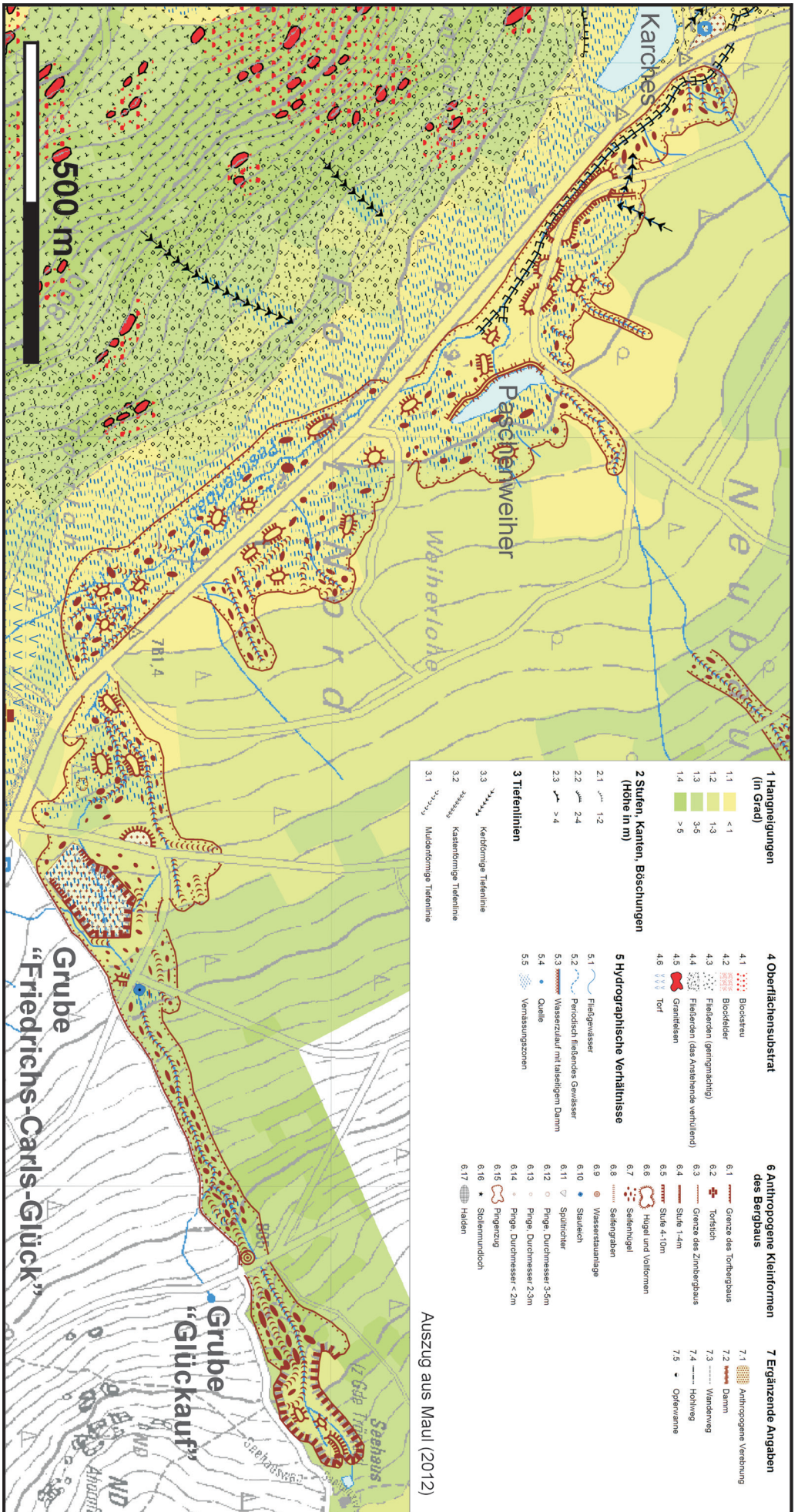


Abb. 22: Kartierung der Bergbauspuren im Karchesgraben und zwischen der Bundesstraße 303 und dem Seehaus (Auszug aus MAUR 2012).

Fig. 22: Map of remnants of the historic mining in the Karches Graben and its flanks (from MAUR 2012).

cher festzustellen. Erstmals urkundlich erwähnt sein könnte es in einer Klageschrift von 1748 als „Zinnseifenwerk in der hintern Fichtelberger Waldung am See“ (THIEM 1998). In einem Bericht des Berghauptmanns FREIHERR VON BOTHMER von 1773 erwähnt dieser das Seifenwerk „Glück-auf am Hohen Fichtelwald am Seeweg“ als 1751 in Betrieb genommen. Mit mehreren Phasen der Unterbrechung wurde das Bergwerk bis 1826 betrieben, es war bis dahin überwiegend nicht rentabel. Von 1917 an wurde der Zinnbergbau versuchsweise nochmals mit 12–15 Arbeitern aufgenommen. Sie wurden 1924 wieder eingestellt und damit endete der Jahrhunderte alte Zinnbergbau im Fichtelgebirge.

Zwischen 1757 und 1826 wurde in beiden Bergwerken zusammen 48 Jahre der Abbau des Zinnerzes betrieben. Beschäftigt waren durchschnittlich 3 bis 4 Bergleute. Dabei wurden rund 6,5 Tonnen Zinnstein (~ 2,6 Tonnen reines Zinn) gewonnen (THIEM 1998).

Geotourismus

Geologie und Bergbaugeschichte im Karchesgraben sind derzeit Thema verschiedener Führungen des Geoparks mit dessen Geoparkrangern. Bis Oktober 2012 werden an verschiedenen Lokalitäten Informationstafeln des Geoparks über die Thematik informieren.

Stopp 3 Wunsiedel im Fichtelgebirge

Luisenburg-Felsenlabyrinth am Hang des Kösseine-Granitmassivs
Lage: Luisenburg in Wunsiedel im Fichtelgebirge
GPS: 50.011545, 11.990427
Themen: Europas größtes Felsenmeer, Granitverwitterung

Die Luisenburg ist eine der bekanntesten geologischen Lokalitäten im bayerischen Teil des Geoparks (jährlich mehr als 80.000 Besucher). Es handelt sich dabei um ein ausge dehntes Granit-Block-/Felsenmeer mit einer Größe der Blöcke bis in den 10er-Meter Bereich (Abb. 23).

Die Luisenburg liegt am NE-Hang der Kösseine. Diese wird von NW-SE verlaufenden Kluft- und Störungszonen begrenzt, die auch deren Längsverlauf bedingen. Den Höhenkamm des Granitmassivs prägen markante Felsburgen, die sich in NE-Richtung in den Bereich der Luisenburg fortsetzen. Erklären lässt sich die Entstehung des Felsenmeeres durch eine zur Zeit der tertiären Tiefenverwitterung bereits existierende Hangsituation mit mächtigen Saproliten, in denen sich die Granitblöcke an der Basis (Felsburgen) und innerhalb der Verwitterungsdecke (core stones) entwickelten. Mit Abtrag der Verwitterungsdecke insbesondere durch Solifluktion werden viele der Blöcke hangabwärts verfrachtet oder auf tiefere Blöcke projiziert. Labil gelagerte Blöcke sind dabei aus diesen Positionen heraus gefallen. Entlang der mittelsteil bis steil nach NE einfallenden Entlastungsklüfte sind in steilen Hangpositionen Granitblöcke und -schalen zahlreich abgeglitten. Einwirkung von Frost und Pflanzenwurzeln spalten die Granitblöcke bis heute.

Eine erste wissenschaftliche Beschreibung und Deutung der Luisenburg stammt von Johann Wolfgang von GOETHE, der sie 1785 und 1820 besuchte. Im Gegensatz zum Volksglauben seiner Zeit, der die Luisenburg als Ergebnis von Erdbeben oder sintflutartigen Regenfällen betrachtete,



Abb. 23: Die Drei-Brüder-Felsen im Felsenlabyrinth der Luisenburg in Wunsiedel im Fichtelgebirge.

Fig. 23: The „Three brothers“ in the Luisenburg rock labyrinth near Wunsiedel in the Fichtel Mts.

machte GOETHE bereits langsame Verwitterungsprozesse für deren Entstehung verantwortlich.

Die Luisenburg wurde in den Jahren 1790 bis 1811 als Bürgerlicher Landschaftsgarten durch Bürger der Stadt Wunsiedel begehbar gemacht. Anlässlich des Besuches von Königin Luise mit ihrem Ehemann König Friedrich Wilhelm II wurde sie von „Luxburg“ in „Luisenburg“ umbenannt. Die Namensgebung vieler Felsformationen oder deren Arrangement, z.B. mit kleinen Teichen, spielt häufig an die gesellschaftlichen und politischen Verhältnisse der damaligen Zeit an. Die Luisenburg gehört mit zu den ältesten geotouristischen Zielen im Geopark Bayern-Böhmen.

Geotourismus

Das Felsenlabyrinth gehört zu den „100 schönsten Geotopen von Bayern“ (ein Programm des Bayerischen Staatsministeriums für Umwelt und Gesundheit) und ist zudem Bestandteil der GEO-Tour Granit des GEO-Zentrums an der KTB als Beitrag zum Geopark. Die beiden zu diesen Programmen gehörenden Tafeln stehen am Zugang zum Labyrinth und zur Naturbühne. Letztere ist die älteste Freilicht- und Naturbühne Deutschlands. Durch den Geopark werden regelmäßig geologische Führungen durch das Labyrinth angeboten. Diese gehen insbesondere auch auf das Bild der Erde zur Zeit GOETHES und dessen „geognostische“ Studien ein.

Stopp 4 Konnersreuth

Steinbruch Hirschentanz (Hartsteinwerke Bayern-Thüringen, Basalt Actien Gesellschaft BAG)
Lage: Hirschentanz, 3 km SW Konnersreuth
GPS: 49.988532, 12.19994
Themen: Känozoischer Vulkanismus, Egerrift, prä-vulkanische Verwitterung, GEO-Tour Vulkane

Der Hirschentanz bildet eine Erhebung im größten Verbreitungsgebiet tertiärer Vulkanite im östlichen Fichtelgebirge (Reichsforst). Seine ursprüngliche Höhe betrug 644 m. Durch den Abbau und durch Bohrungen ist der Aufbau des Basaltkomplexes gut bekannt. Der Aufschluss auf der unteren Abbauebene des Steinbruchs wurde zuletzt von WEIHER & ROHRMÜLLER (in KÄMPF et al. 2005) beschrieben (darin die ältere Literatur). Diese Sohle erschließt den

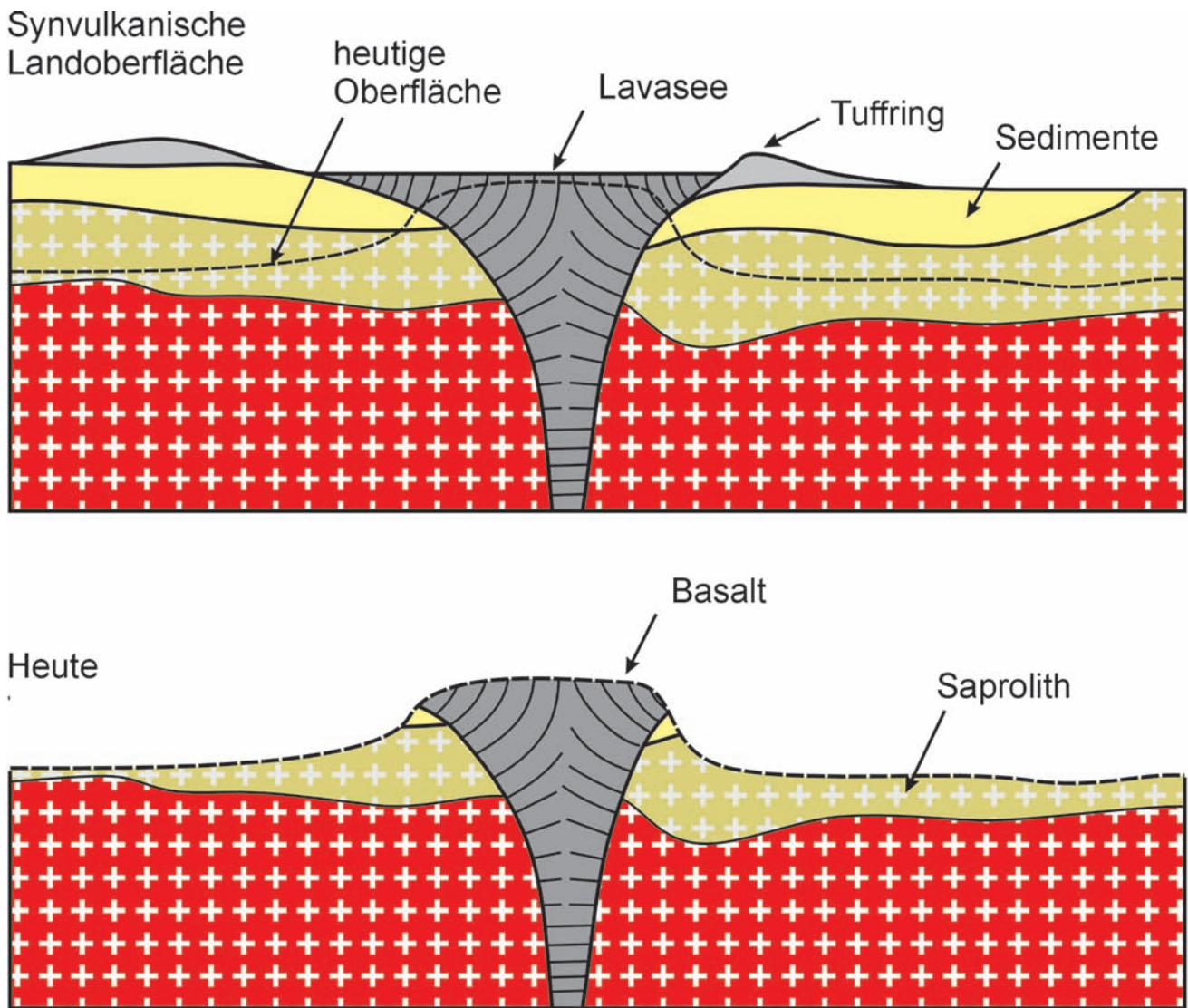


Abb. 24: Morphogenese im Umfeld der „Basaltdecken“ im östlichen Fichtelgebirge und der nördlichen Oberpfalz. Die umgebenden Flachreliefformen sind keine prävulkanischen Rumpfflächen, auf denen sich die Basalte als Decken/Lavaströme ausgebreitet haben, sondern postvulkanische Weiterbildungen/Überprägungen der älteren (Flach-)Reliefsituation.

Fig. 24: Morphogenetic model for the evolution of the topography “Lava flows” in the eastern Fichtel Mts. and the northern Upper Palatinate. The flat land surfaces in the surroundings of the basalts do not represent older planation surfaces overlain by “Lava flows”. They developed as younger pediments truncating the older relief and saprolites.

Kern eines ehemaligen Lavasees, die Kraterwall-Innen- und -Außenfazies sowie den Kontakt zum intensiv (kaolinitisch) verwitterten Weißenstadt-Marktleuthener Granit. Die Übergangszone zwischen Granit und Basalt bilden pyroklastische Ablagerungen mit hohem granitischem Anteil (explosive phreatomagmatische Phase), darüber folgen Lapilli-Tuffe, Agglomerate und Schlacken (strombolianische Phase). Während der ersten (phreatomagmatischen) Eruptionsphase dürften die hangenden Anteile der kaolinitischen Verwitterungsdecke erodiert worden sein. Durch den fortschreitenden Abbau verändert sich die Aufschluss-situation stetig. Derzeit sind im nördlichen und westlichen Teil des Bruches rhythmisch geschichtete Tephralagen erschlossen. Bohrungsdaten der Basalt AG geben Aufschluss über die Geometrie und die Tiefe des Intrusionskörpers im zentralen Teil des Steinbruchs.

Die von TODT & LIPPOLD (1975) umfassend für das Fichtelgebirge ermittelten Alter der Vulkanite sind verschiedentlich angezweifelt worden. Von HORN & ROHRMÜLLER

(in KÄMPF et al. 2005) publizierte K-Ar-Altersdaten von über 20 Lokalitäten bestätigen im Wesentlichen jedoch die älteren Daten. Für den Hirschentanz ergeben sich Alter von 26.3 ± 0.8 Ma und 26.7 ± 0.8 Ma. Für die nicht weit entfernten Lokalitäten Schlossberg Neuhaus an der Eger (14.6 ± 0.6 Ma) und Suhlache (Nähe Konnersreuth 18.7 ± 1.9 Ma) wurden die bisher jüngsten Alter auf bayerischem Gebiet ermittelt.

Viele Basaltvorkommen des östlichen Fichtelgebirges überragen Abtragungsflächenreste. Aufgrund der vertikalen Säulenstellung wurden sie in der älteren Literatur vielfach als Reste von Basaltdecken ursprünglich größerer Verbreitung gedeutet, die den prävulkanischen Altflächen auflagern sollen. Die geologisch/geomorphologischen Verhältnisse am Hirschentanz, wie auch an anderen Lokalitäten, zeigen jedoch, dass die Altflächen post-vulkanische Fußflächen (Pedimente) darstellen, die von den Basaltvorkommen als „Härtlinge“ überragt werden. Viele der „Basaltdecken“ müssen daher als ursprünglich vom Nebengestein umschlossene „Lavaseen“ interpretiert werden (Abb. 24).



Abb. 25: Beispieltafel der GEO-Tour „Vulkane“, ein gemeinsames Projekt des GEO-Zentrums an der KTB mit dem Geopark Bayern-Böhmen.

Fig. 25: Information panel of the GEO-Tour Volcano that is a common project of the GEO-Centre at the KTB and the Geopark Bayern-Böhmen.

Geotourismus – GEO-Tour Vulkane

Der Steinbruch Hirschentanz ist Bestandteil der GEO-Tour Vulkane (Abb. 25), die an zwölf Standorten (acht davon in Bayern) die Ursachen des Vulkanismus im Gebiet des Geoparks, dessen verschiedene Ausprägungen und Begleiterscheinungen (u.a. CO₂-haltige Mineralquellen) erläutert. Mehr Informationen unter www.geopark-bayern.de.

Stopp 5 Windischeschenbach

Kontinentale Tiefbohrung Oberpfalz KTB

Lage: Am Bohrturm 2

GPS: 49.816375, 12.119612

Themen: Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Umweltbildungsstation GEO-Zentrum an der KTB, Exhumierungsgeschichte des KTB-Umfeldes

Die Kontinentale Tiefbohrung KTB diente in den Jahren 1986 (Beginn der Vorbohrung; KTB-VB 1986–1989; Endteufe 4.000 m) bis 1994 (Ende der Hauptbohrung; KTB-HB; 1990–1994; Endteufe 9.101 m) der Erforschung der geophysikalischen Eigenschaften der oberen Erdkruste und der Klärung regional-geologischer Fragen. Gegenüber anderen möglichen Bohrlokationen setzte sich Windischeschenbach aufgrund eines günstig prognostizierten geothermischen Tiefenprofils sowie einer klaren geologischen Fragestellung durch. Das im Vorfeld ermittelte Krustenprofil basierte auf langjährigen petrologischen, strukturgeologischen, geophysikalischen Voruntersuchungen und Probebohrungen im Umfeld der späteren Bohrlokation. Basierend auf diesen Ergebnissen war das Modell eines verhältnismäßig klar strukturierten variszischen Deckenbaus abgeleitet worden. Insbesondere die seismischen Daten des DEKORP-4 Programmes hatten subhorizontale Reflektoren gezeigt, die in die Deckenbau-Interpretationen mit einfließen. Die Krustenstapelung soll während der variszischen Gebirgsbildung durch die Kollision der saxothurinischen und moldanubischen Lithosphären erfolgt sein. Für die wissenschaftliche Zielsetzung wurden fünf Hauptforschungsthemen definiert (vgl. ROHRMÜLLER 1998):

1. Klärung der Natur geophysikalischer Strukturen und Phänomene,
2. Untersuchung des Spannungsfeldes der Erdkruste
3. Untersuchung der thermischen Struktur der Erdkruste
4. Untersuchung von Gesteinsfluiden und von Stofftransportprozessen
5. Klärung der Struktur und der Evolution der Internzone der variszischen Kruste Mitteleuropas.

Die Ende 1994 abgeschlossenen Bohrungen erbrachten eine Reihe nicht erwarteter Ergebnisse. Diese sind in mehreren Sammelheften in verschiedenen geowissenschaftlichen Journalen zusammenfassend dargestellt (u. a. J. GEOPHYS. RESEARCH 102, 1997; GEOL. RUNDSCHAU 86, 1997; GEOLOGICA BAVARICA 101, 1996). Zu den unerwarteten Ergebnissen gehörte die Durchteufung von zahlreichen kataklastischen Störungszonen, u.a. im Bereich von ca. 7.000 m des so genannten SE 1-Reflektors, der der seismischen Struktur der Fränkischen Linie entspricht. Entlang der Störungszonen ist das Krustenprofil infolge bruchtektonischer Vorgänge im Zusammenhang mit der Aktivität entlang der Fränkischen Linie und begleitender Störungen komplex gestapelt worden.

Für das erbohrte Profil ist durchgängig eine verhältnismäßig steil einfallende Foliation charakteristisch (Abb. 26). Vom Bohransatz bis zur Endteufe wurden ausschließlich Einheiten der ZEV (Zone von Erbdorf-Vohenstrauß) erbohrt, die sich in drei lithologisch und strukturell differenzierbare Abschnitte gliedern lassen (HIRSCHMANN 1996). Die lithologische Übereinstimmung des oberen mit dem unteren Abschnitt der Hauptbohrung lässt sich durch die tektonische Krustenstapelung im Zuge der postvariszischen Bruchtektonik erklären. Diese gehört im Wesentlichen zwei Hauptaktivitäten der Fränkischen Linie an und wurde jeweils durch eine NE-SW gerichtete Kompressions-tektonik verursacht (Buntsandstein und späte Oberkreide). Die über die Verteilung von Apatit- und Titanit-Spaltspurdaten im Bohrprofil abgeleiteten Strukturen und deren zeitliche Entwicklung lassen sich mit den Befunden der geologischen Umfelduntersuchungen korrelieren (WAGNER et al. 1997; Lit. u. a. in PETEREK 2001, 2007). Die Spaltspurdaten geben zudem wichtige Hinweise für die Hebungs-, Abtragungs- und Landschaftsgeschichte am Westrand der Böhmisches Masse (PETEREK 2001, 2007).

Seit dem Ende der Bohrtätigkeit dient das Bohrloch als „Tiefenobservatorium“ bzw. der Durchführung verschiedener geophysikalischer Experimente (u. a. in KÄMPF et al. 2005). Diese werden durch das Helmholtz-Zentrum Potsdam – Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ) koordiniert. Das ehemalige Informationszentrum beherbergt seit mehreren Jahren das GEO-Zentrum an der KTB, das seit Anfang 2011 eine staatlich anerkannte Umweltstation mit Schwerpunkt Geowissenschaften ist. Die Umweltstation wird durch einen gemeinnützigen Verein und eine Stiftung getragen.

Die KTB-Lokation heute: Umweltstation und Begegnungsstätte der Geowissenschaften und der Öffentlichkeit [von Frank Holzförster, Leiter des GEO-Zentrum an der KTB]

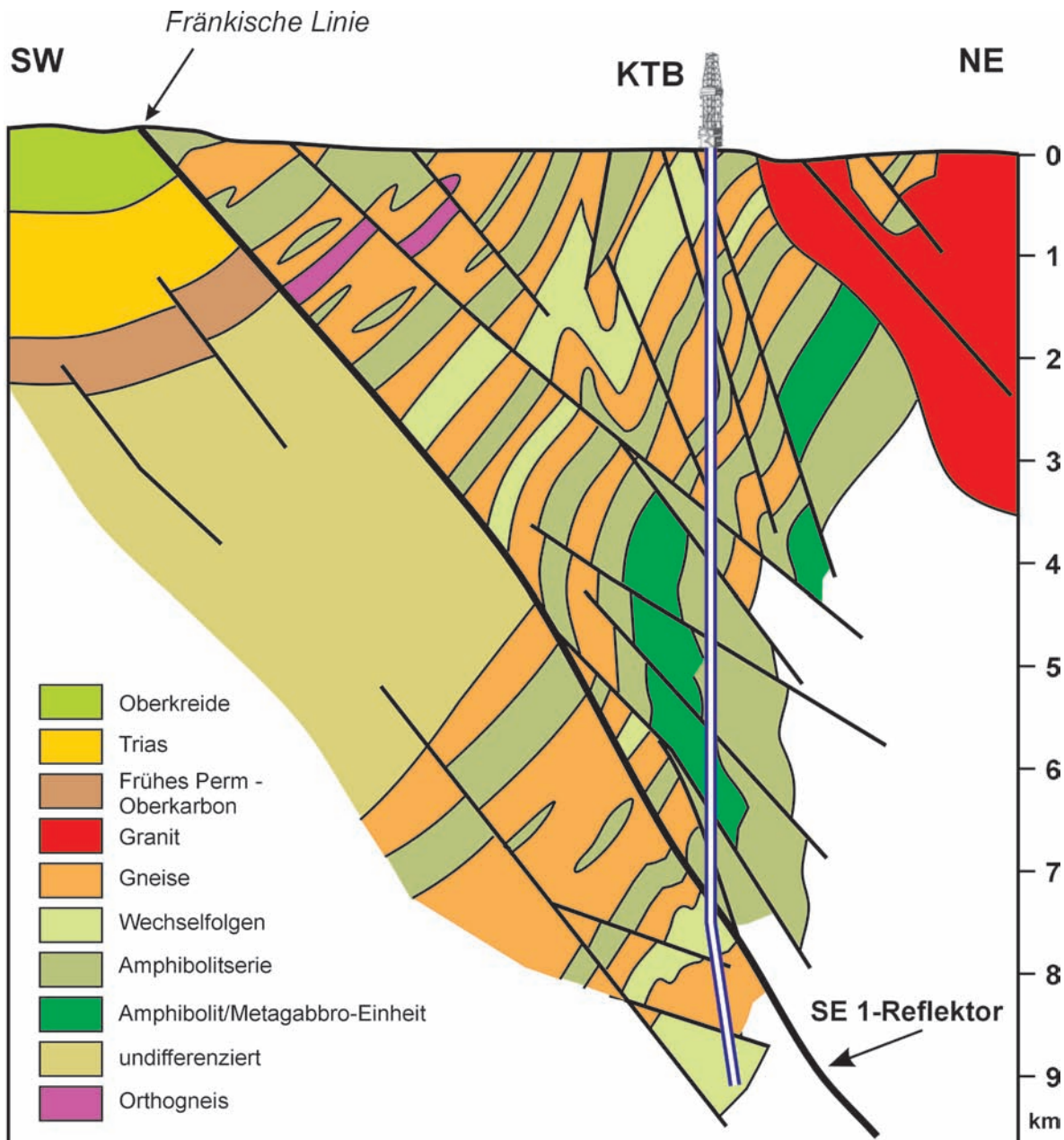


Abb. 26: Die geologische Situation im Bereich der KTB und des Bohrprofils in einem NE-SW Schnitt (nach HARMS et al. 1997). In ca. 7.100 m Tiefe wird das Störungssystem der Fränkischen Linie durch die Bohrung gequert. Diese Kataklasezone lässt sich mit dem seismischen Reflektor SE1 und Oberflächenaufschlüssen korrelieren.

Fig. 26: The geological situation in the area of the KTB shown in a NE-SW oriented cross-section across the drill site (after HARMS et al. 1997). In approx. 7.100 m depth the Franconian Lineament was drilled represented by a thick cataclastic and faulted zone which can be correlated with the seismic reflector SE1 and surface outcrops.

Zu Beginn der Forschungsbohrung war der Rückbau sämtlicher Übertage-Einrichtungen an der Bohrlokation vorgesehen worden, um das Gelände anschließend wieder in eine landwirtschaftliche Nutzung zurück zu führen. Schon während der aktiven Bohrphase war allerdings das Interesse der Öffentlichkeit an dem Großprojekt sehr groß. Dem wurde noch während der Phase der Hauptbohrung durch die Einrichtung eines Informationsgebäudes (Abb. 27) und die Bereitstellung einer Mitarbeiterstelle aus öffentlichen Mitteln Rechnung getragen. Nach dem Ende der aktiven Bohrphase wurde letztlich auf einen kompletten Rückbau verzichtet und stattdessen eine dauerhafte Informationsstelle eingerichtet. Wie sinnvoll diese Entscheidung war,

zeigt das ungebrochene Interesse der Öffentlichkeit. Selbst noch 25 Jahre nach Beginn der Bohrarbeiten am 20. September 1987 nehmen jährlich etwa 25.000 Besucher die Angebote an der ehemaligen Bohrlokation wahr.

Bausteine auf dem Weg zum „Geoscience Outreach Center“

Nach dem Ende der Bohrphase wurde zunächst der Betrieb des Informationszentrums sichergestellt durch Gründung des Träger- und Fördervereins „GEO-Zentrum an der KTB e.V.“ im Jahre 1998. Dieser Verein hat die Aufgabe, das GEO-Zentrum an der KTB als eine Bildungs- und Begegnungsstätte der Geowissenschaften zu etablieren und die

Geowissenschaften im deutschen Bildungssystem zu stärken. Die Bedeutung geowissenschaftlicher Inhalte soll insbesondere auch Lehrkräften als Multiplikatoren für die heranwachsenden Generationen vermittelt werden. Deshalb soll der Wissenstransfer gefördert und die Öffentlichkeit ständig über die internationalen Themen und Projekte im Bereich der Geowissenschaften und der Geotechnik informiert werden.

Im Jahr 2004 wurde durch die Landkreise Neustadt/Waldnaab und Tirschenreuth, die Vereinigten Sparkassen der Region, die Bohrfirma KCA Deutag und die Stadt Windischeschenbach die Stiftung „GEO-Zentrum an der KTB“ errichtet, um den Träger- und Förderverein zu unterstützen. Die Stiftung ist heute die Eigentümerin der Liegenschaft mit dem KTB-Bohrturm. Der Neubau eines Ausstellungsgebäudes mit Tagungsräumen und Büros und die Erweiterung des von Schulklassen genutzten GEO-Labors schufen von 2006 bis 2008 die baulichen Voraussetzungen für einen dauerhaften Betrieb des GEO-Zentrum an der KTB als „Geoscience Outreach Center“ (geowissenschaftliches Bildungszentrum). Unterstützung und Anerkennung erhielt die Institution unter anderem durch den E.ON Bayern Umweltpreis 2007 und die Akkreditierung zur Umweltsation des Freistaats Bayern.

Die Umweltbildungseinrichtung

Verschiedene Um- und Ausbaumaßnahmen trugen dazu bei, das ursprüngliche Informationszentrum als Umweltbildungseinrichtung „GEO-Zentrum an der KTB“ zu etablieren. Das ehemalige Hauptgebäude/Informationszentrum beherbergt heute den GEO-Shop und eine Cafeteria sowie vier großzügige Labor- und Lehrräume des GEO-Labors. Der 2008 fertig gestellte Erweiterungsbau umfasst eine Dauerausstellung zum „System Erde“ und einen Tagungssaal mit Foyer für Wechselausstellungen. Die Lokation bietet sich damit für die Durchführung von Workshops oder kleineren Tagungen an. Weiterhin werden die Räumlichkeiten regelmäßig für Vortragsreihen zu geowissenschaftlichen Themen genutzt.

Auf dem von den Versorgungseinrichtungen der Bohrung freigeräumten Gelände um den Bohrturm errichtete die Stiftung seit 2005 ein modernes Bohrprobenarchiv für das Probenmaterial des KTB-Projekts sowie eine halboffene Holzhalle zur Ausstellung von großtechnischen Bohrstangkomponenten und Bohrwerkzeugen. Die Wände der Halle werden für Ausstellungsmodule zur Anwendung von Bohrungen im industriellen und wissenschaftlichen Bereich genutzt. Sie zeigen unter anderem Übersichtsdarstellungen zu den internationalen wissenschaftlichen Großprojekten ICDP (International Continental Scientific Drilling Program) und IODP (Integrated Ocean Drilling Program). Auf Posterwänden werden zudem bohrungsbezogene Technologien dargestellt. Zur Energieversorgung der Gebäude werden neue Technologien (Photovoltaik, oberflächennahe Geothermie mit Wärmepumpe) eingesetzt, deren Funktionsweise in Ausstellungsobjekten erläutert wird.

Angebote für eine Bildung zur nachhaltigen Entwicklung

Das GEO-Zentrum an der KTB bietet der Öffentlichkeit Führungen (auch auf Englisch und Tschechisch) durch die Dauerausstellung und über den Bohrplatz inklusive



Abb. 27: Das Informationszentrum GEO-Zentrum an der KTB mit Bohrturm – ein Zentrum moderner geowissenschaftlicher Umweltbildung.

Fig. 27: The information centre GEO-Centre at the KTB with the drill tower – a modern centre of environmental education in geosciences.

des Bohrturmes. Das Angebot ermöglicht Zielgruppen aller Alters- und Bildungsstufen, Kenntnisse zu gewinnen, aufzufrischen oder zu vertiefen. Einen Einstieg in die Dauerausstellung bietet der Einführungsfilm „Expedition Erde“. Die Ausstellung selbst umfasst interaktive Module zu den Themen Vulkanismus, Erdbeben, Klima, Kreisläufe der Erde, System Erde, Erdgeschichte, Mineralogie, Geothermie, KTB-Tiefbohrung, wissenschaftliches Bohren und Anwendung von Bohrmethoden. Weiterhin werden Sonderausstellungen, Vortragsreihen, spezielle Programme für Kinder, Tagungen, Seminare und Spezialführungen, wie zum Beispiel ins Bohrprobenarchiv des KTB-Projekts angeboten. Der mit 83 m weltweit höchste Landbohrturm kann bis zur Besucherplattform erstiegen werden, wo in einem Videofilm das Bohrverfahren und der tägliche Arbeitsablauf während der Hauptbohrung erläutert werden.

Schwerpunkt des GEO-Labors ist die didaktische Aufbereitung und Vermittlung geowissenschaftlicher Themenbereiche. Dazu werden Lernmodule entwickelt, deren Inhalte an die Anforderungen aller Schulformen und Jahrgangsstufen, vom Kindergarten bis zur Abitursklasse angepasst werden können. Lernmodule können zu halb-, ganz- oder mehrtägigen Programmen kombiniert und durch Führungen im Gelände ergänzt werden.

Um eine geowissenschaftlich und didaktisch dauerhaft hohe Qualität des Angebots zu gewährleisten, wurde die wissenschaftliche Leitung einem in Lehre und Forschung erfahrenen Geologen übertragen. Pädagogisch und didaktisch geschulte WissenschaftlerInnen und Lehrkräfte leiten die Gruppen im GEO-Labor an. Thematische Weiterbildungen sichern die Qualifizierung des Personals der allgemeinen Besucherbetreuung. Die Einbindung aktueller, georelevanter Themen und Forschungsergebnisse in die Präsentation des geowissenschaftlichen Bildungszentrums in Windischeschenbach wird gewährleistet durch die Anbindung an wissenschaftliche Lehr- und Forschungseinrichtungen, wie das GeoZentrum Nordbayern der Universität Erlangen-Nürnberg und das Bayerische Geoinstitut der Universität Bayreuth, sowie durch die Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (HOLZFÖRSTER & DE WALL 2010).

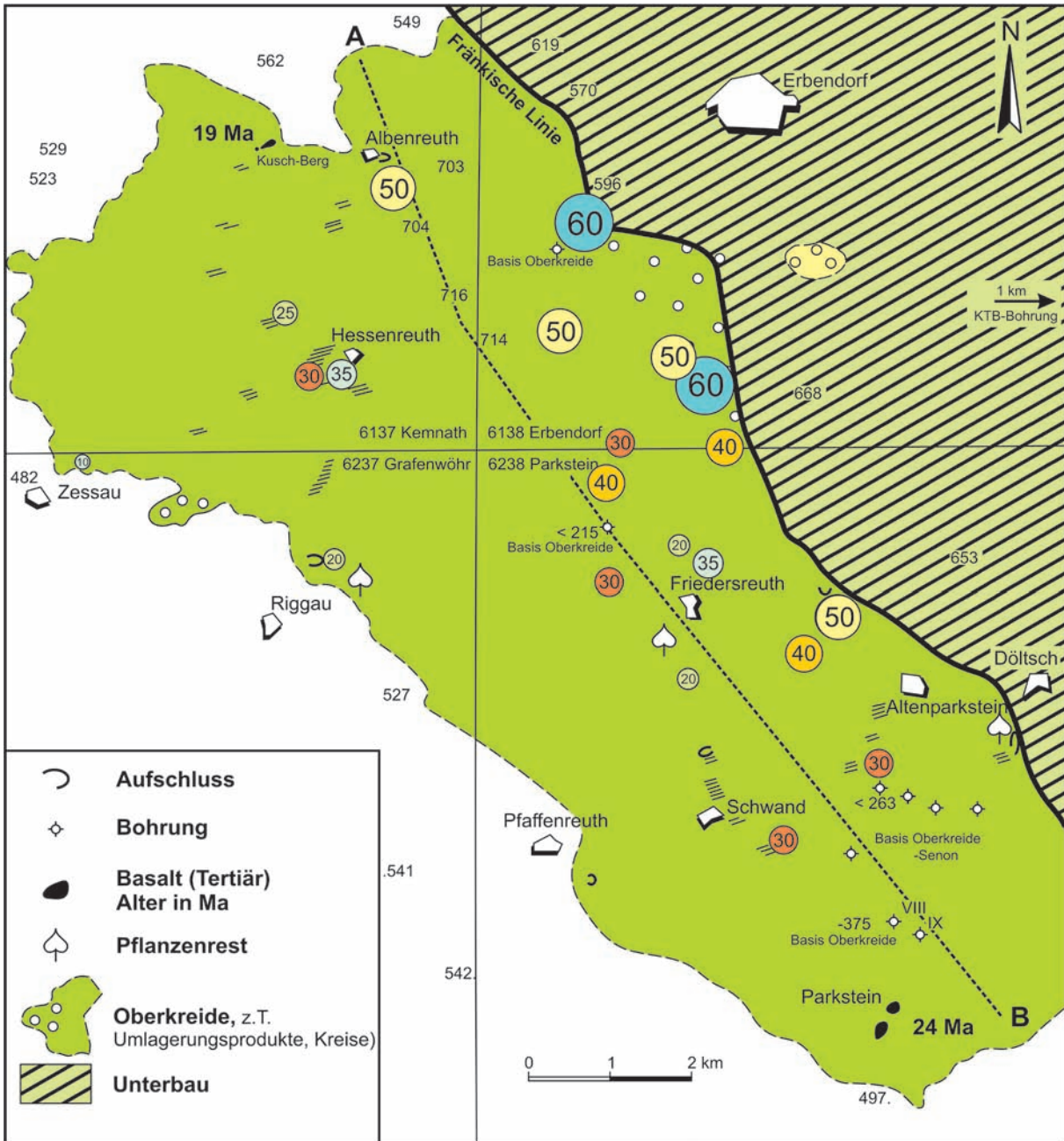


Abb. 28: Geologische Umrahmung des mächtigsten Vorkommens von Oberkreide in Nordostbayern (grün; = Hessenreuther Kreide) und deren Umlagerungen (weiße Kreise) über Einheiten der Trias (weiß) und vor dem variszischen Unterbau (schraffiert). Einzelstehende Zahlen = Höhe in m über NN., Kreise mit Zahlen = maximale Geröllgrößen in cm, Schrägschraffur (klein) = Ausbisse der Roten Tonstein-Folge, A - B = Lage des Profils der Abb. 29. Umgezeichnet aus KLARE & SCHRÖDER (1990).

Fig. 28: Geological framework of the Hessenreuth Forest which is geologically built up by thick Upper Cretaceous deposits (green coloured). The Upper Cretaceous unit overlies faulted and already truncated Triassic strata. Towards the Northeast it is bordered by the Franconian Lineament. Circles with numbers = max. of the size of pebbles in cm, crosshatched = Red argillite unit, A - B = orientation of the cross-section of fig. 29. Modified from KLARE & SCHRÖDER (1990).

Partner in verschiedenen Netzwerken

Das GEO-Zentrum an der KTB ist im Netzwerk Umweltbildung.Bayern als einziger Vertreter mit einem geowissenschaftlichen Schwerpunkt eingebettet. Jedes der derzeit 114 Mitglieder dieses bayerischen Netzwerks steht für qualitativ hochwertige Umweltbildungsarbeit nach den Kriterien der Bildung für nachhaltige Entwicklung, wie sie von den Vereinten Nationen definiert wurden. Als Standort der Naturwissenschaften ist das GEO-Zentrum an der KTB mit seinem speziell für Schulklassen konzipierten GEO-Labor in den Bundesverband der Schülerlabore (LeLa) eingebun-

den. LELA fördert Initiativen zur Verbesserung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Grundbildung, die das Interesse von Kindern und Jugendlichen für Fragestellungen und Phänomene in den sogenannten „MINT-Fächern“ (Mathematik, Informatik, Naturwissenschaften, Technik) fördern. Im gleichen Kontext ist das GEO-Zentrum an der KTB auch im länderspezifischen Netzwerk SchullaborBayern vernetzt, wo es in der Spitzengruppe der bayerischen Schülerlabore rangiert. Seine besondere Bedeutung für den geowissenschaftlichen Schulunterricht und die Weiterbildung von Lehrkräften wird unterstrichen durch die für

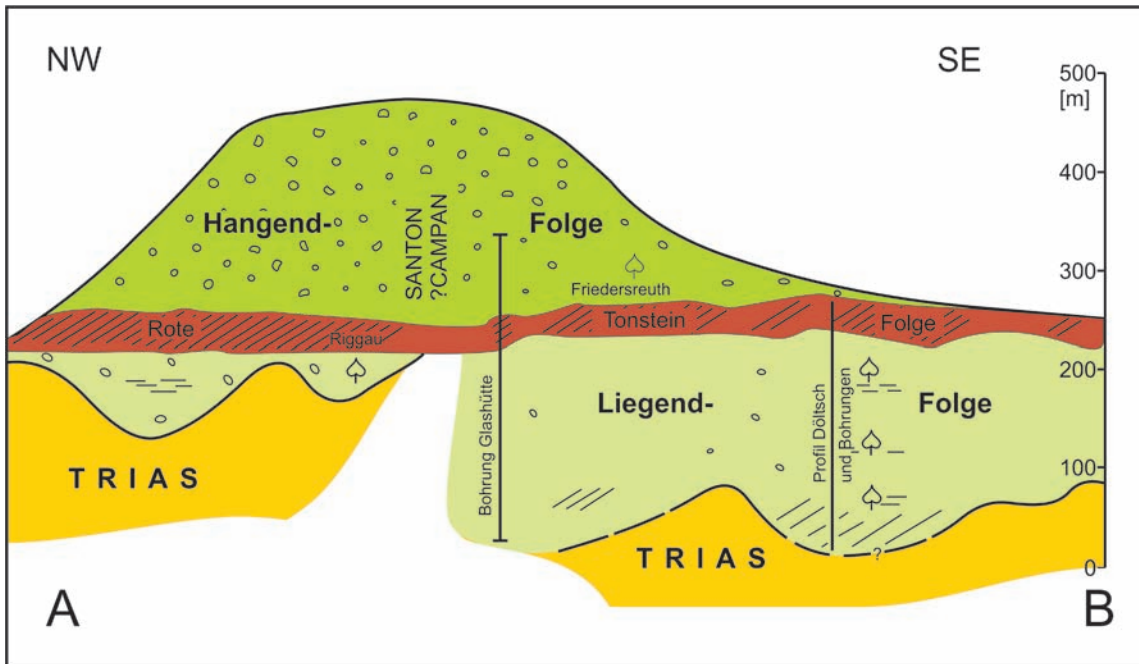


Abb. 29: NW-SE-Profil durch die Oberkreide-Sedimente im Hessenreuther Forst. Die Liegend-Folge wird dominiert von Sandsteinen, die Hangend-Folge von Konglomeraten. Schrägschraffur = Ton-/Siltsteine. Lage des Profils in Abb. 28. Umgezeichnet aus KLARE & SCHRÖDER (1990).

Fig. 29: NW-SE cross-section across the Upper Cretaceous deposits of the Hessenreuth Forest. The Lower Unit is dominated by sandstones, the Upper Unit by conglomerates. Crosshatched = Argillites/siltstones. Position of the profile see fig. 28. Modified from KLARE & SCHRÖDER (1990).

Bayern exklusive Durchführung von Lehrerfortbildungen zu den Themen Geologie und Boden. In diese Fortbildungen werden hier die vom Bayerischen Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit in Kooperation mit Bildungsinstituten und Forschungseinrichtungen herausgegebenen Unterrichtsmaterialien (Lehrerhandreichungen) zu den Themen „Geologie“ (DE WALL et al. 2009) und „Boden“ (PETEREK et al. 2006) eingebunden.

Das GEO-Zentrum an der KTB ist Kooperationspartner des Nationalen Geoparks Bayern-Böhmen sowie dessen tschechischen Partner-Geoparks und dient als Infostelle für dessen Besucher. Das Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ nutzt als Partner des GEO-Zentrum an der KTB die beiden offenen Bohrungen als Tiefenobservatorium für geowissenschaftliche Forschungsprojekte im Rahmen des International Continental Scientific Drilling Program (ICDP).

Stopp 6 Albenreuth Kiesgrube Albenreuth

Lage: 100 m ESE Dorfteich

GPS: 49.833066, 11.980284

Themen: Extreme Randfazies der Oberkreide, Hessenreuther Schotter, Spätmeozoische Exhumierung der Böhmisches Masse, Plio-/Pleistozäne Flussgeschichte

In Zusammenarbeit von Geopark, Geologischem Dienst des Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) und der Stadt Kemnath wurde die in den letzten Jahren stark verwachsene Kiesgrube in den „Albenreuther Schottern“ (vgl. LOUIS 1984) wieder freigelegt. Die Grube liegt am nördlichen Rand des Hessenreuther Forstes, der mit 80 km² Fläche eines der größten geschlossenen Waldgebiete Bayerns ist

(Abb. 28). Dieser liegt fast gänzlich auf grobklastisch durchsetzten Oberkreide-Sedimenten (bis 500 m Mächtigkeit erhalten), die diskordant einem Bruchschollenbau von Trias-Einheiten auflagen (KLARE & SCHRÖDER 1990; Abb. 29). Die Sedimente gehören zu einem Schuttfächer, der synchron zur Hebung der westlichen Böhmisches Masse im Vorfeld der Fränkischen Linie geschüttet wurde. Hinweise auf die Fächersituation ergeben sich aus den Geröllgrößen, die beckeninwärts rasch abnehmen bei zunehmend monomiktem Geröllbestand (Abb. 30). Stratigraphisch gehören die „Albenreuther Schotter“ in den höheren Abschnitt der Liegend-Serie. Diese Einheit ist im N-Teil des Hessenreuther Forstes relativ geringmächtig (< 100 m), jedoch durch einen hohen Anteil polymikter Konglomerate gekennzeichnet (KLARE & SCHRÖDER 1990). Die fehlerhafte stratigraphische Zuordnung der Albenreuther Schotter durch LOUIS (1984) als postvulkanisch („spätsarmatisch/pontisch“) führte ihn zu falschen flussgeschichtlichen Deutungen. In den Schottern ganz vereinzelt auftretende Diabase wurden von KALOGIANNIDIS (1981) als känozoische Basalte fehlgedeutet.

Auch wenn der größte Teil der Ablagerungen in der Kiesgrube Albenreuth im Pleistozän solifluidal verlagert wurde, lässt sich sehr gut das Geröllspektrum studieren. Dieses entstammt dem Proximal-Bereich des Schuttfächers mit Herkunft der Gerölle vom Südrand des Fichtelgebirges, aus dem Bereich des Erbendorfer Beckens und dessen altpaläozoischer Umrahmung sowie der ZEV. Im Zusammenhang mit der plio-/pleistozänen Flussgeschichte von Bedeutung ist ein hoher, gegenüber den heutigen Relikt-vorkommen nördlich des Erbendorfer Beckens überrepräsentierter Gehalt an Lyditen (Silur). Diese stammen vermutlich aus den zur Zeit der Abtragung noch vorhandenen Hüllgesteinen in der Dachregion des Steinwaldgranits.

Aus dem Vorkommen von silurischen Lyditen in plio-/

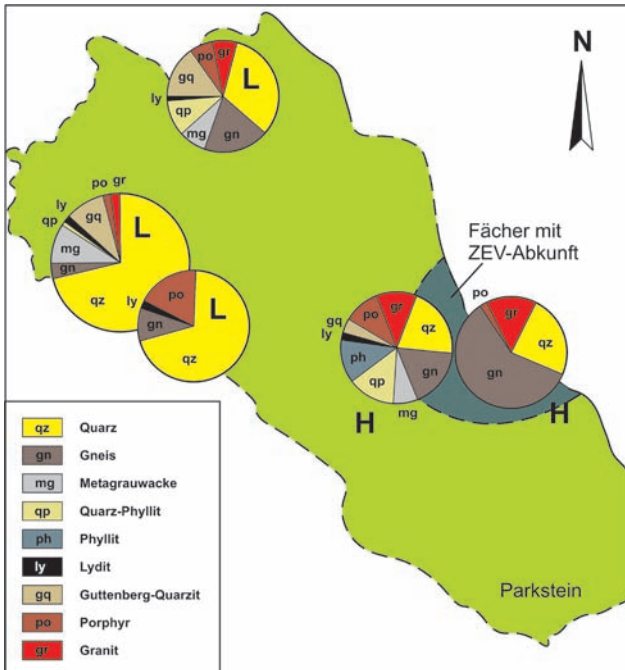


Abb. 30: Geröllspektren der Oberkreide einiger Lokalitäten im Hessengraben (Lage vgl. Abb. 28). L = Liegend-Folge, H = Hangend-Folge. Umgezeichnet aus KLARE & SCHRÖDER (1990).

Fig. 30: Spectrum of pebbles in the Upper Cretaceous of the Hessengraben (sites see fig. 28). L = Lower Unit, H = Upper Unit. Modified from KLARE & SCHRÖDER (1990).

pleistozänen Terrassenschottern wurde mehrfach eine subsequeute Entwässerung entlang der Fränkischen Linie durch den Ur-Main/die Ur-Naab postuliert mit einem Quellgebiet im Frankenwald (z.B. TILLMANN 1980, LOUIS 1984). Nicht genügend berücksichtigt wurden dabei die Vorkommen der Lydite im Erbendorfer Altpaläozoikum und vor allem nicht die sekundär in den Sedimenten der Oberkreide enthaltenen Gerölle.

Geotourismus

Die Grube ist Bestandteil der Geo-Tour „Fränkische Linie“. Auf einer Informationstafel werden die Bedeutung der Albenreuther Schotter für die Tektonik der Störungslinie und die Exhumierungsschicht der Böhmisches Masse erläutert sowie die wichtigsten Grundgebirgsgesteine vorgestellt.

Stopp 7 Neustadt am Kulm Kleiner und Rauher Kulm [optional]

Lage: ca. 500 m WNW Ortsmitte (Kleiner Kulm), ca. 500 m östlich Ortsmitte (Rauher Kulm)
GPS: 49.826723, 11.831887 (Kleiner Kulm), 49.828405, 11.849695 (Rauher Kulm)
Themen: Känozoischer Vulkanismus, Kemnather Vulkanfeld, Basalt-Blockhalde, Siedlungsgeschichte

Kleiner Kulm

Der Aufschluss am Kleinen Kulm erschließt eine Diatrembrekzie mit Einschlüssen aus Deckgebirgsgesteinen (mm – dm), Basaltfragmenten (mm – dm) sowie Apophysen von Basaltintrusionen. In einem Teil des Aufschlusses stehen kompakte Basaltsäulen in Gangform an (mit horizontaler Orientierung der Säulen auf die Gangwände). Die größeren magmatischen Komponenten der Diatrembrekzien zeigen in der Regel keine Poren (Hydroklasten). Daraus lässt sich ableiten, dass das Magma noch nicht entgaste und für den Explosionsprozess ein Magma-Wasser-Kontakt verantwortlich war („phreatomagmatische Eruption“). Erst in einer späteren Phase sind die Basaltgänge eingedrungen.

Aus den Fremdgesteins-Einschlüssen mit häufigen Komponenten aus bereits abgetragenem Deckgebirge lässt sich die synvulkanische (heutige) Höhe der synvulkanischen Landoberfläche und mit Hilfe der weiteren Diatreme im Bereich des Kemnather Vulkanfeldes (Abb. 15) die zu dieser Zeit bestehende Verbreitung der Deckgebirgs-Einheiten rekonstruieren (Lit. in PETEREK & SCHRÖDER 2010). Die post-vulkanische Abtragung beträgt flächig bis 300 m (Abb. 31).

Rauher Kulm

Der Rauhe Kulm ist der mächtigste „Vulkankegel“ des Kemnather Vulkanfeldes und innerhalb der Oberpfälzer Bruchschollenzonen. Die 682 m hohe Landmarke erhebt sich rund 180 m über die von einer flachen Niederung geprägten Landschaftseinheit der „Flednitz“. Dieser aus dem Slawischen stammende Ausdruck bedeutet „wasserreiche Niederung“.

Der Rauhe Kulm besteht wie die meisten Vorkommen im westlichen Vorland der Fränkischen Linie ebenfalls aus einer Diatrembrekzie und einer Basaltintrusion (Abb. 31).

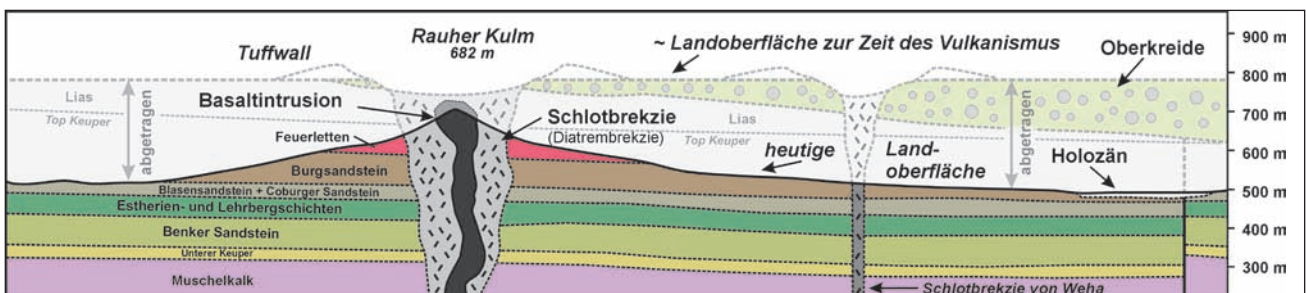


Abb. 31: Geologisches Querprofil über den Rauhen Kulm und die östlich davon gelegene Schlotbrekzie bei Weha mit Lage der synvulkanischen Landoberfläche. Verändert aus PETEREK et al. (2007).

Fig. 31: Geological cross-section across the volcano Rauher Kulm and the Weha diatreme with the position of the synvulkanic land surface. Modified from PETEREK et al. (2007).

Die Diatrembrekzie ist in einem kleinen Aufschluss auf der Nordseite erschlossen. In diese sind im Randbereich der zentralen „Basalt-Förderröhre“ bereits m-mächtige Basalte intrudiert. Bemerkenswert sind teilweise sehr schlanke Basaltsäulen (Durchmesser ca. 5 – 10 cm). Den oberen Hangbereich des Kulm markiert eine ausgedehnte, weitgehend von Bewuchs freie Blockhalde. Sie ist die größte im Kernnather Vulkanfeld.

Geotourismus

Sowohl der Kleine als auch der Rauhe Kulm sind mit Informationstafeln des Geoparks bzw. Naturparks Nördlicher Oberpfälzer Wald ausgestattet. Der Kleine Kulm ist Bestandteil der GEO-Tour Vulkane (siehe Stopp 4). Über den Rauhen Kulm führt der Themenweg „Vulkanlandschaft Rauher Kulm“.

Literatur

- AGEL, A., SCHERER, T. & HAFNER, S. S. (1993): Bestimmung von Hebungsraten mit Hilfe von EPR-Untersuchungen an Quarz.– Abstracts 6. KTB-Koll. Gießen 1.4. – 2.4.1993: 116–119, Gießen.
- BANKWITZ, P., SCHNEIDER, G., KÄMPF, H. AND BANKWITZ, P. (2003): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). – *J. Geodynamics*, 35, 5–32.
- BEHR, H.J. (1992): Lineare Krustenstrukturen im Umfeld der KTB-Lokation. – *KTB Report*, 92–3: 3–82, Hannover.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H. & STRAUCH, G. (2009): Earthquake swarms in non-volcanic regions: What fluids have to say, *Geophys. Res. Lett.* 36, L17309, doi: 10.1029/2009GL039615.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H., NIEDERMANN, S. & STRAUCH, G. (2005): Evidence for ascending upper mantle-derived melt beneath the Cheb basin, central Europe. – *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08303, doi: 10.1029/2004GL022205.
- BUCHA, V., HORÁČEK, J. & MALKOVSKÝ, M. (1990): Palaeomagnetic stratigraphy of the Tertiary of the Cheb Basin (W-Bohemia). *Vestník ÚÚG*, 65(5), 267–278.
- COYLE, D.A., WAGNER, G.A., HEJL, E., BROWN, R. & VAN DEN HAUTE, P. (1997): The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): Apatite fission-track data from the Vorbohrung. – *Geol. Rundsch.*, 86: 203–209.
- DREXLER, O. (1980): Zum Relief um Selb und zur tertiären Morphogenese des Fichtelgebirges. – In: BACHLER, J., DREXLER, W. & ZECH, W. (Hrsg.): *Zur Geoökologie der Landschaft um Selb. – Tagungsbericht Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege*, 7/80: 38–41, Laufen/Salzach.
- DREXLER, O. (1986): The Tertiary sediment and weathering loams in the Seedorf kaolin pit (northwest of Waldsassen, Northeastern Bavaria). – *Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges.*, 49: 168–173.
- DUYSTER, J., KONTRY, A., DE WALL, H. & ZULAUF, G. (1995): Postvariszische Krustenstapelung am Westrand der Böhmisches Masse. – *Geowissenschaften*, 13/4: 135–141, Berlin.
- ELZNIC, A., ČADKOVÁ, Z. & DUŠEK, P. (1998): Palaeogeography of the Tertiary sediments of the North Bohemian Basin. – *Sbor. Geol. Ved. Geol.* 48: 19–46; Prague (in Czech).
- FÖRSTER, H.-J., HECHT, L., MÖLLER, P., MORTEANI, G., TISCHENDORF, G. (1992): Granite und Mineralisationen im Westteil des Fichtelgebirge-Erzgebirge-Antiklinoriums. – In: BANKWITZ, P., KÄMPF, H. & BIELEFELD, E. (Hrsg.): *Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen.– Exkursionsführer Ges. für Geowissenschaften.*: 73–97, Berlin.
- FRANKE, W. (1984): Varizischer Deckenbau im Raum der Münchberger Gneismasse – abgeleitet aus Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – *Geotekt. Forsch.*, 6: 253 S., Stuttgart.
- FRANKE, W., KREUZER, H., OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U. & SEIDEL, E. (1995): Stratigraphy, structure and igneous activity (of the exotic metamorphic nappes). – In: DALLMEYER, D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Pre-Permian Geology of Central and Western Europe*: 277–294, Berlin (Springer) 1995.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. – 4. Auflage, 329 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GOETHE, J.W. v. (1784–1820): Studien in Thüringen, im Harz und Fichtelgebirge – Erste Entwürfe zur Erdgeschichte und Gesteinsbildung. – In: W. VON ENGELHARDT & M. WENZEL (Ed.): *Goethes Schriften zur allgemeinen Naturlehre, Geologie und Mineralogie*, 307–333, Frankfurt/Main (Deutscher Klassiker Verlag).
- GRAF, W. (1935): Die Wirtschaftsgeographie des Fichtelgebirges. – 173 S., Stockach.
- GUDDEN, H. (1955): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25.000, Blatt 5834 Kulmbach, München.
- HANTKE, R. (1993): *Flussgeschichte Mitteleuropas.* – 460 S., Stuttgart (Enke).
- HARMS, U., CAMERON, K.L., SIMON, K. & BRÄTZ, H. (1997): Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. – *Geol. Rundsch.*, 86, Suppl.: S155–S166, Berlin.
- HECHT, L. (1998): Granitoide des Fichtelgebirges (NE-Bayern): Magmenese und hydrothermale Alteration (Exkursion J am 18. April 1998). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 80: 223–250.
- HECHT, L., VIGNERESSE, J.L. & MORTEANI, G. (1997): Constraints on the origin of pluton zonation: Evidence from a gravity and geochemical study, Fichtelgebirge, Germany and Czech Republic. – *Geol. Rundsch.*, 86, Suppl.: 93–109.
- HEJL, E., COYLE, D., NAND LAL, VAN DEN HAUTE, P. & WAGNER, G.A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – *Geol. Rundsch.*, 86: 216–219, Stuttgart.
- HELMKAMPF, K.E. (1998): Die Fränkische Linie nördlich Bayreuth in neuen Aufschlüssen. – *Geologica Bavarica*, 103, S. 321–328, 6 Abb., München.
- HELMKAMPF, K.E., KUHLMANN, J. & KAISER, D. (1982): Das Rotliegende im Randbereich der Weidener Bucht. – *Geologica Bavarica*, 83: 167–186, München.
- HENK, A. (1997): Gravitational orogenic collaps vs plate-

- boundary stresses: a numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe.- *Geol. Rundsch.*, 86: 39–55; Berlin.
- HEYL, E., COYLE, D., LAL, N., VAN DEN HAUTE, P. & WAGNER, G.A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications.- *Geol. Rundsch.*, 86: 210–219.
- HIRSCHMANN, G. (1996): Ergebnisse und Probleme des strukturellen Baues im Bereich der KTB-Lokation. – *Geologica Bavarica*, 101: 37–52, München.
- HOLZFÖRSTER, F. & DE WALL, H. (2010): Das GEO-Zentrum an der KTB: Informations- und Bildungseinrichtung in der Nachfolge eines nationalen geowissenschaftlichen Großprojektes. – *Geologische Blätter Nordost-Bayern*, 60: 199–208; Erlangen.
- KALOGIANNIDIS, K. (1981): Geologische Untersuchungen zur Flußgeschichte der Naab (NO-Bayern). – *Sonderveröffentl. Univ. Köln*, 40: 1–203, Köln.
- KÄMPF, H. & PETEREK, A., FLECHSIG, C., BRÄUER, K., STRAUCH, G. & SCHUNK, R. (2011): Junge Tektonik, Vulkanismus, aktive magmatische Prozesse und CO₂-Geo-Bio-Wechselbeziehungen in der Schwarmbebenregion des westlichen Eger Rifts. – *Reihe Exkursionsführer Thüringer Geologischer Verein, Exkursion zur 21. Jahreshauptversammlung, 24.–27. Juni 2011 in Marktredwitz, Jena (Selbstverlag)*.
- KÄMPF, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KÜMPEL, H.-J. & GEISSLER, W.H. (EDS.): The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben. – In: KOCH, R. & RÖHLING, H.-G. (EDS.): *GeoErlangen 2005 – System Earth – Biosphere Coupling*, 24. – 29. September 2005 in Erlangen, Exkursionsführer. – *Schriftenreihe Deutsche Ges. Geow.*, 40: 37–107.
- KLARE, B., MENZEL, D. & SCHRÖDER, B. (1995): Fichtelgebirge/ZEV as source areas of Permotriassic alluvial fan deposits. – *Contrib. 8th ann. KTB coll.*, 25.–26.05., abstracts: 9–11, Gießen.
- KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1990): Extreme Randfazies der Oberkreide vor der ZEV. – *KTB Report*, 90–4: 300–309, Hannover.
- KOPECKÝ, L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution of young alkine volcanism of the Bohemian Massif. – *Sborník Geologických Věd. Řada Geologie* 30, 91–107.
- KRONER, U., HAHN, T., ROMER, R.L. & LINNEMANN, U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian Zone – Heterogenous overprint of Cadomian/Palaeozoic Peri-Gondwana crust. – In: LINNEMANN, U., NANCE, R.D., KRAFT, P. & ZULAUF, G. (eds.): *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. – *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, 423: 153–172.
- LINNEMANN, U., DROST, K., ELICKI, O., GAITZSCH, B., GEHMLICH, M., HAHN, T., KRONER, U., ROMER, R.L. (2004): Das Saxothuringikum. Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. – *Unveränderter Sonderabdruck aus Geologica Saxonica* 48/49, 159 S., Dresden.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz.– *Relief, Boden, Paläoklima*, 3: 1–66, Stuttgart.
- MAIER, M. & STÖCKHERT, B. (1992): Conditions of crystallization and deformation of the Falkenberg Granite/ Eastern Bavaria, Germany. – *KTB-Report*, 92–4: 277–286, Hannover.
- MALKOVSKÝ, M. (1976): Saxonische Tektonik der Böhmisches Masse. – *Geol. Rundsch.*, 65: 127–143; Stuttgart.
- MALKOVSKY, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics*, 137: 31–42, Amsterdam.
- MAUL, P. (2012): Geomorphologische Bestandsaufnahme im Karchesgraben (Fichtelgebirge). – *Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Augsburg*, 132 S., Augsburg.
- MEYER, R.F.K. (1996): Kreide. – In: FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (Hrsg.): *Erl. Geol. Karte von Bayern 1:500.000*: 112–125, München.
- PETEREK, A. (2001): Zur geomorphologischen und morphotektonischen Entwicklung des Fichtelgebirges und seines unmittelbaren Rahmens. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 51: 37–106, Erlangen.
- PETEREK, A. (2002): Neotektonische und morphostrukturelle Entwicklung des Thüringer Waldes und Thüringischen Schiefergebirges – Überblick und Ausblick. – *Z. geol. Wiss.*, 30: 277–292, Berlin.
- PETEREK, A. (2007): Känozoische Reliefentwicklung und Tektonik des zentralen Fichtelgebirges. – In: MAIER, J. (Hrsg.): *Das Geographische Seminar, spezial: Exkursionsführer Oberfranken*. – 253–269, Braunschweig (Westermann-Verlag).
- PETEREK, A., HIRSCHMANN, G., SCHRÖDER, B. & WAGNER, G.A. (1994): Spät- und postvariskische tektonische Entwicklung im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (KTB).– *KTB-Report*, 94/3: 123–148, Hannover.
- PETEREK, A., HÜSER, K. & SCHRÖDER, B. (2007): Reliefentwicklung und Tektonik in der oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenzone zwischen Frankenalb und Fränkischer Linie. – In: Maier, J. (Hrsg.): *Das Geographische Seminar, spezial: Exkursionsführer Oberfranken*. – 153–163, Braunschweig (Westermann-Verlag).
- PETEREK, A., RAUCHE, H. & SCHRÖDER, B. (1996): Die strukturelle Entwicklung des E-Randes der Süddeutschen Scholle in der Kreide.– *Z. Geol. Wiss.*, 24: 65–78, Berlin.
- PETEREK, A., REUTHER, C.-D. & SCHUNK, R. (2011): Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwesten Bohemia, Czech Republic) and its implications for late Pliocene to Recent deformation in the western part of the Eger Rift System. – *Z. Geol. Wiss.* 39: 335–365, Berlin.
- PETEREK, A. & ROHRMÜLLER, J. (2010): Zur Erdgeschichte des Fichtelgebirges und seines Rahmens. – *Der Aufschluss*, 61: 193–211.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (1997): Neogene fault activity and morphogenesis in the basement area north of the KTB drill site (Fichtelgebirge and Steinwald). – *Geol. Rdsch.*, 86, 185–190, Berlin.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (2003): Zur Geologie und Landschaftsentwicklung des Fichtelgebirges. – *Exkursionsführer Thüringischer Geologischer Verein*, 75 S., Jena.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (2011): Geomorphic evolution of the cuestra landscapes around the Northern

Franconian Alb – review and synthesis. – *Z. Geomorphologie*, 54: 305–345.

- PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & NOLLAU, G. (1996): Neogene Tektonik und Reliefentwicklung des nördlichen KTB-Umfeldes (Steinwald und südliches Fichtelgebirge). – *Geologica Bavarica*, 101, 7–25, München.
- PETEREK, A., SCHUNK, R., FRICKEL, J., JONEK, M., MÜLLER, A., VON SECKENDORFF, C., SUTTNER, T., FISCHER, M., FÜSSL, K., GSCHNAIDNER, M., KLAUTKE, S., KORN, W., LALLINGER, H., LENK, M., SCHRÜFER, G., SUCHANKA, M., STALLFORTH, R., STEPHAN, M. & VOLLMAYER, A. (2006): Bayerisches Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz (StMUGV), Staatsinstitut für Schulqualität und Bildungsforschung (ISB) & Zentrum zur Förderung des mathematisch-naturwissenschaftlichen Unterrichts (Z-MNU)(Hrsg.): Lernort Boden. – 1. Aufl., 411 S.; München / Bayreuth.
- PÖLLMANN, H. & PETEREK, A. (2010) Mineralogie und Geologie ausgewählter Basaltvorkommen im westlichen Teil des Eger Rifts. – *Der Aufschluss* 61: 213–238, Heidelberg.
- PRODEHL, C., MÜLLER, S. & HAAK, V. (1995): The European Cenozoic rift system. – In: K.H. Olsen (ed.): *Continental rifts: evolution, structure, tectonics. – Developments in Geotectonics* 25: 133–212.
- ROHRMÜLLER, H., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. – In: Freudenberger, W. & Schwerd, K. (Hrsg.): *Erl. Geol. Karte von Bayern 1 : 500.000*: 16–54, München.
- ROHRMÜLLER, J. (1998): Zur regionalen Geologie des nördlichen Oberpfälzer Waldes und des KTB-Umfeldes (Exkursion B am 14. April 1998). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 80: 63–75, Stuttgart.
- ROHRMÜLLER, J. (2003): Die Forschungsbohrung Bayerhof – die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern). – *Geologica Bavarica*, 107: 215–220, München.
- ROHRMÜLLER, J., GEBAUER, D. & MIELKE, H. (2000): Die Altersstellung des ostbayerischen Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, 105: 73–84, München.
- ROHRMÜLLER, J. & MIELKE, H. (1998): Die Geologie des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz – Nordostbayern. – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 80: 25–47, Stuttgart.
- ROJÍK, P., DASKOVÁ, J., FEJFAR, O., KRÁSNÝ, J., KVACEK, Z., PESEK, J., SÝKOROVÁ & TEODORIDIS, V. (2010): Chebská pánev. – In: PESEK, J. (ed.): *Terciární pánev a ložiska hnědého uhlí České republiky*: 206–229, Prague (Ceská geologická služba).
- SCHÖDELBAUER, S., HECHT, L., HÖHNDORF, A. & MORTEANI, G. (1997): Enclaves in S-type granites (Kösseine, Fichtelgebirge, Germany). – *Geol. Rundsch.*, 86, Suppl.: 125–140, Berlin.
- SCHRÖDER, B. (1968): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – *Geol. Rundsch.*, 58: 10–32.
- SCHRÖDER, B. (1975): Fränkische Schweiz und Vorland. – *Sammlg. Geol. Führer*, 50: 1–86; Berlin/Stuttgart (Borntraeger).
- SCHRÖDER, B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 137: 93–100.
- SCHRÖDER, B. (1990): Spät- und postvariszische Schollentektonik des KTB-Umfeldes. – *KTB-Report*, 90–4: 293–299, Hannover.
- SCHRÖDER, B. (1992): Post-hercynian fault block activities in the basement area near KTB-drilling site. – *KTB-Report*, 92/4: 287–294, Hannover.
- SCHRÖDER, B., AHRENDT, H., PETEREK, A. & WEMMER, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review. – *Geol. Rdsch.*, 86: 178–184, Berlin.
- SCHRÖDER, B., BANKWITZ, P., FRANZKE, H.-J. & BANKWITZ, E. (1992): Die Fränkische Linie und ihr geologischer Rahmen. – In: BANKWITZ, P., KÄMPF, H. & BIELEFELD, E. (Hrsg.): *Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen. – Exkursionsführer Ges. für Geowissenschaften*: 99–126, Berlin.
- SCHRÖDER, B., KLARE, B., MENZEL, D. & PETEREK, A. (1998): Das Permomesozoikum des Vorlandes der Böhmisches Masse (Exkursion K am 18. April 1998). – *Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 80: 251–270, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2001): Känozoische Hebungs- und Abtragungsgeschichte im Umfeld des westlichen Egergrabens. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 151: 387–403, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): Parkstein, Anzenberg & Co. – geologische Geschichte der Kegelberge in der Oberpfälzer Senke. – *Landkreis-Schriftenreihe*, 14: 127–139, Tirschenreuth.
- SCHUNK, R., PETEREK, A. & REUTHER, C.-D. (2003): Untersuchungen zur quartären und rezenten Tektonik im Umfeld der Marienbader Störung und des Egerer Beckens (Tschechien) – erste Ergebnisse. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 87: 19–46.
- SCHWEIGERT, G. (1992): Zur Altersstellung der Floren von Riggau und Friedersreuth (Hessenreuther Forst, Oberpfalz) mit Beschreibung von *Styrax hradekense* (Kvacek & Buzek) n. comb. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 42: 229–244.
- SIEBEL, W., RASCHKA, H., IRBER, W., KREUZER, H., LENZ, K.-L., HÖHNDORF, A. & WENDT, I. (1997): Early Palaeozoic Acid magmatism in the Saxothuringian Belt: New Insights from a Geochemical and Isotopic Study of Orthogneisses and metavolcanic Rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany. – *J. Petrol.*, 38: 203–230, Oxford.
- SIEBEL, W., SHANG, C.K. & PRESSER, V. (2010): Permo-Carboniferous magmatism in the Fichtelgebirge: dating the final intrusive pulse by U-Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. – *Z. Geol. Wiss.* 38: 85–98.
- SIEBEL, W., TRZEBSKI, R., STETTNER, G., HECHT, L., CASTEN, U., HÖHNDORF, A. & MÜLLER, P. (1997): Granitoid magmatism of the NW Bohemian massif revealed: gravity data, composition, age relations and phase concept. – *Geol. Rundsch.*, 86, Suppl.: 45–63.
- SISSINGH, W. (2003): Stratigraphic framework of the European Cenozoic Rift System: a visual overview. – *Geol. Ultraiectina. University of Utrecht (Spec. Publ.)*: 2 (atlas).

- SISSINGH, W. (2006): Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. – *Netherlands J. of Geosciences* 85: 131–180.
- STEIN, E. (1988): Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum/Moldanubikum in NE-Bayern. – *Geologica Bavarica*, 92: 5–131, München.
- STETTNER, G. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 5937 Fichtelberg.– 116 S., München (BGLA).
- STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem.– *Z. dt. Geol. Ges.*, 123: 291–326, Hannover.
- STETTNER, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Oberpfalz.– 240 S., München (Bayrer. Geol. Landesamt).
- STETTNER, G. (1993): Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse.– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 187, 137–182, Stuttgart.
- THIEM, R. (1998): Zur Geschichte des Zinnbergbaus im Fichtelgebirge. – *Das Fichtelgebirge, Schriftenreihe zu seiner Geschichte, Natur und Kultur*, 7/1998: 186 S., Wunsiedel (Druckhaus Keltsch).
- THOMAS, R. (1994): Fluid evolution in relation to the emplacement of the variscan granites in the Erzgebirge region: a review of the melt and fluid inclusion evidence.– In: SELTMANN, R. et al. (eds., 1994): *Metallogeny of collisional orogenes focussed on the Erzgebirge and comparable metallogenic settings.* – *Proc. IAGOD Erzgebirge Meeting*, Geyer, June 4–6, 1993: 70–81; Prague (Czech Geol. Survey).
- TILLMANNS, M., SIMON, M., ZITZELBERGER, A. & GEBRANDE, H. (1996): Neue Seismographien aus dem Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB), Oberpfalz. – *Geologica Bavarica* 101: 291–314.
- TILLMANNS, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, 62: 199–205, Stuttgart.
- TODT, W. & LIPPOLT, H.J. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken.– *J. Geophys.*, 41: 43–61, Berlin.
- ULRYCH, J., CAJZ, V., PIVEC, E., NOVÁK, J., NEKOVAŘÍK, C. & BALOGH (2000): Cenozoic intraplate alkaline volcanism of Western Bohemia. – *Studia geoph. Et geod.*, 44: 346–351, Prag.
- ULRYCH, J., DOSTAL, J., ADAMOVIČ, J., JELÍNEK, E., ŠPAČEK, HEGNER, E. & BALOGH, K. (2011): Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). – *Lithos* 123: 133–144.
- ULRYCH, J., LLOYD, F.E. & BALOGH, K. (2003): Age relations and geochemical constraints of Cenozoic Alkaline Volcanic series in W Bohemia: a review. – *Geolines* 15: 168–180.
- ULRYCH, J. & PIVEC, E. (1997): Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. – *Chem. Erde*, 57: 311–356; Jena.
- ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M., BALOGH, K. & KROPÁŽEK, V. (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review.– *Geolines*, 9: 123–129, Prag (Institut of Geology).
- VELD, H. & KERP, H. (1992): Aspects of Permian palaeobotany and palynology. XIII. On the Stephanian age of a Rotliegend deposit near Weiden, Oberpfalz, Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1992(6): 369–384.
- WAGNER, G.A., COYLE, D.A., DUYSER, J., HENJES-KUNST, F., PETEREK, A., SCHRÖDER, B., STÖCKHERT, B., WEMMER, K., ZULAUF, G., AHRENDT, H., BISCHOFF, R., HEJL, E., JACOBS, J., MENZEL, D., NAND LAL, P., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. & WELZEL, B. (1997): Post-Variscan thermal and tectonic evolution of the KTB site and its surroundings. – *J. Geophys. Research*, 102 (B8): 18221–18232, Washington.
- WAGNER, G.A., HEJL, E. & VAN DEN HAUTE, P. (1990): Paläogeothermische und tektonische Interpretation von Spaltspuraltern im Umfeld der KTB.– *KTB-Report*, 90/4: 527.
- WAGNER, G.A., HEYL, E., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. (1991): Spaltspurenuntersuchungen am Kern der KTB-Vorböhrung und an Umfeldgesteinen.– *KTB-Report*, 91–1: 259–268, Hannover.
- WALL, H. DE, SCHLIRF, M., SECKENDORFF, C. VON, TÖPFNER, C., GLASER, S., SPÖRLEIN, T., FRICKEL, J., LUIBLE-ERNST, R.M., OBERMAIER, G., DETTENDORF, D., GAREIS, J., HUNTEMANN, V., KECK, K., PRUSKO, H., JUST, J., GEYER, G., MARTIN, U., NIEBUHR, B., BAIER, A. & HOLZFÖRSTER, F. (2009): In: Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Gesundheit (StMUG), Staatsinstitut für Schulqualität und Bildungsforschung (ISB) & GeoZentrum Nordbayern der FAU Erlangen-Nürnberg (GZN) (Hrsg.): *Lernort Geologie.* – 1. Aufl., 363 S.; München / Erlangen.
- WELZEL, B. (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet – ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse. – *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, 49, Göttingen.
- ZIEGLER, P.A. & DÈZES, P. (2006): Crustal evolution of Western and Central Europe. – *Mem. Geol. Soc. Lond.* 32: 43–56.
- ZIEGLER, P.A. & DÈZES, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. – *Global and Planetary Change* 58: 237–269. Doi:10.1016/j.gloplacha.2006.12.004.

Western part of the Bohemian Massif and Central Bohemia: Landscape evolution, neotectonics, volcanism and paleoclimate

*Westteil der Böhmisches Masse und Zentralböhmen:
Landschaftsentwicklung, Neotektonik, Vulkanismus und Paläoklima*

F

with contributions from / mit Beiträgen von
Andreas Peterek, Ralf Schunk, Claus-Dieter Reuther, Vaclav Cílek, Jan Hošek, Lenka Lisá, Sascha Meszner & Ilja Knésel

Itinerary / Exkursionsroute

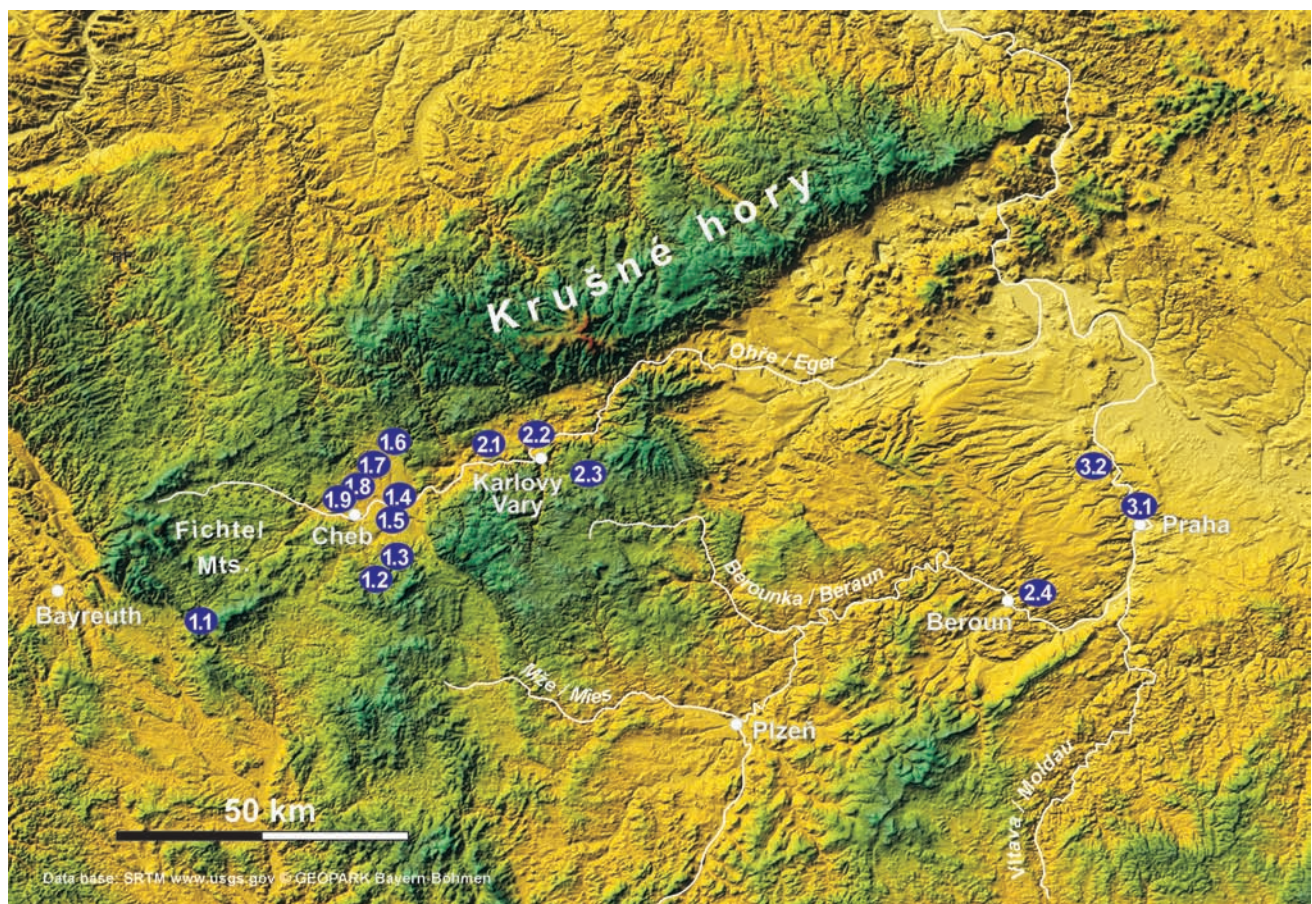


Fig. 1: Digitales Geländemodell der nordwestlichen und zentralen Böhmisches Masse mit Lage der Haltepunkte (Datenbasis: SRTM 3, www.usgs.gov).
Abb. 1: Digital elevation model of the northwestern and central Bohemian Massif with the location of the visited sites (data base: SRTM 3, www.usgs.gov).

Abstract: The Bohemian Massif belongs to the “old” Variscan basement areas in Central Europe which have undergone several periods of long weathering, denudation and landscape evolution. Large areas are predominated by widespread planation surfaces (“peneplains”) reflecting a long time of tectonic stability during the Paleogene. The late Cenozoic to Recent development of the volcano-tectonic Eger Rift marks a strong impetus on the landscape evolution which is not only relevant for the northern part of the Bohemian Massif. In the “Bohemian Karst” the site Svätý Jan pod Skalou represents a unique Holocene palaeoenvironmental archive of calcareous tufa. The terrace system of the Vlatava River is demonstrated north of Praha. The loess section at Zeměchy, northwest of Praha, exposes the typical Bohemian and Moravian stratigraphy of the last glacial-interglacial cycle.

1 Introduction to neotectonics, volcanism and landscape evolution in the western part of the Eger Rift (NW Bohemia) [Peterek, A., Schunk, R. & Reuther, C.-D.]

The Cenozoic Eger Rift with its central Eger Graben, the crossing Mariánské Lázně Fault (MLF), and numerous rift-related individual basins on both sides along the Czech-Bavarian border (fig. 2, 3) belongs to the most prominent morphotectonic structures of the Bohemian Massif (MALKOVSKÝ 1979, 1987; ZIEGLER & DÉZES 2006, 2007; PETEREK et al. 2011). Only a few years the morphogenetic evolution and neotectonics of the Fichtel Mts. and of the Northern Upper Palatinate region were also discussed in the context of the Eger Rift (PETEREK & SCHRÖDER 1997, PETEREK 2001; KÄMPF et al. 2005, 2011). In the Czech-Bavarian border area earthquake swarms, CO₂-emanation, and geomorphological/geological as well geophysical investigations give evidence for a concealed active magmatism (KÄMPF et al. 2005, 2011; BRÄUER et al. 2005, 2009) and ongoing tectonic activity (BANKWITZ et al. 2003a, PETEREK et al. 2011).

During the last decades the term “Eger Rift” became prevalent against “Ohře-/Eger Graben”. This expression better includes the flanks of the Eger Graben east of the MLF but also the whole area west of it, including the Cheb-Domažlice Graben, the Český les, the Upper Palatinate Forest, and the Fichtel Mountains. West of the MLF the Eger Rift is predominated by a complex pattern of horsts, grabens, and basins. However, the occurrence of fault systems that parallel the Eger Graben and of Cenozoic volcanism and CO₂-degassing centers also in Bavaria clearly document the continuation of the volcanotectonic structure of the Eger Rift towards the SW. Moreover, the Cenozoic geological and geomorphological evolution in this part of the Eger Rift is very similar to that in the Czech part of the rift.

1.1 The Cenozoic Eger Rift

The Eger Rift is part of the “European Cenozoic Rift System” (KOPECKÝ 1978; PRODEHL et al. 1995, ULRYCH et al. 2011, SISSINGH 2006, ZIEGLER & DÉZES 2006). Its geological evolution since the late Eocene is well documented by the stratigraphic record (fig. 4). The oldest sedimentary unit, the Staré Sedlo Fmt., belongs to a fluvial system that originated in the central Bohemian Massif and that crossed the not still existing Eger Rift (lit. in SCHRÖDER & PETEREK 2001). Remnants of the Staré Sedlo Fmt. are preserved on the upraised flanks of the Eger Graben.

The evolution of the Eger Graben as a prominent morphotectonic structure started not before the late Oligocene, most likely not prior the early Miocene (23 – 19 Ma; ELZNIC et al. 1998, SCHRÖDER & PETEREK 2001). Moreover, the

present-day prominent morphostructure of the rift with steep escarpments and differences in altitude up to 600 meters developed even not before the late Pliocene (PETEREK et al. 2011, cf. MALKOVSKÝ 1987).

Volcanic activity along the Eger Rift started in its eastern part (České středohoří) already during the late Upper Cretaceous/early Tertiary (ULRYCH et al. 1999, 2003). According to ULRYCH et al. (2011) the main phases of volcanic activity are:

- 1) Pre-Rift phase (late Cretaceous until Middle Eocene; 79–49 Ma) in a compressional tectonic regime,
- 2) Syn-Rift phase (Middle Eocene until Mid-Miocene; 42–16 Ma) in a tensional tectonic regime,
- 3) Post-Rift phase (16–0.26 Ma) with
 - 3.1) Middle Miocene until Upper Miocene (Messinian; 16–6 Ma) in a compressional tectonic regime,
 - 3.2) Upper Miocene/Messinian until Lower Pleistocene (6–0.9 Ma) in a tensional tectonic regime,
 - 3.3) Lower Pleistocene – Upper Pleistocene (0.9–0.26 Ma) in a compressional tectonic regime.

1.2 Cheb Basin and Mariánské Lázně Fault

The western Eger Rift consists of several subbasins (Fichtel Mts., Northern Upper Palatinate Basin, Cheb Basin, Sokolov Basin; fig. 2, 3) with a similar sedimentary and tectonic evolution. In all basins the sedimentary record documents a hiatus after the deposition of the lower Miocene Cypris Fmt. (e.g. ROJÍK et al. 2010). Sedimentation resumed again during the late Pliocene (Vildštejn Fmt; < 3.5 Ma, BUCHA et al. 1990). These sediments mainly occur in the Cheb Basin (fig. 5), along the MLF towards the South (Domažlice Basin), and also in the Mitterteich Basin (fig. 2, 3, 4).

In the Cheb Basin facies pattern and increase of the thickness of the Vildštejn Fmt. towards the MLF clearly document synsedimentary activity along this prominent fault during the Plio-/Pleistocene (fig. 6). The Vildštejn Fmt. is mainly absent in the central Eger Graben. However, it is unclear whether this is the consequence of erosion or it has not been deposited. In the western Eger Graben erosion predominates deposition. Partly, incision of the Ohře/Eger River occurs also into the basement rocks indicating that the graben is recently under uplift. This is consistent with the occurrence of young compressional deformation in Pleistocene sediments (ROJÍK et al. 2010) and a compressional tectonic regime (ULRYCH et al. 2011).

During the last two decades the CO₂-emanation in the Cheb Basin and the intense earthquake swarm activity in its

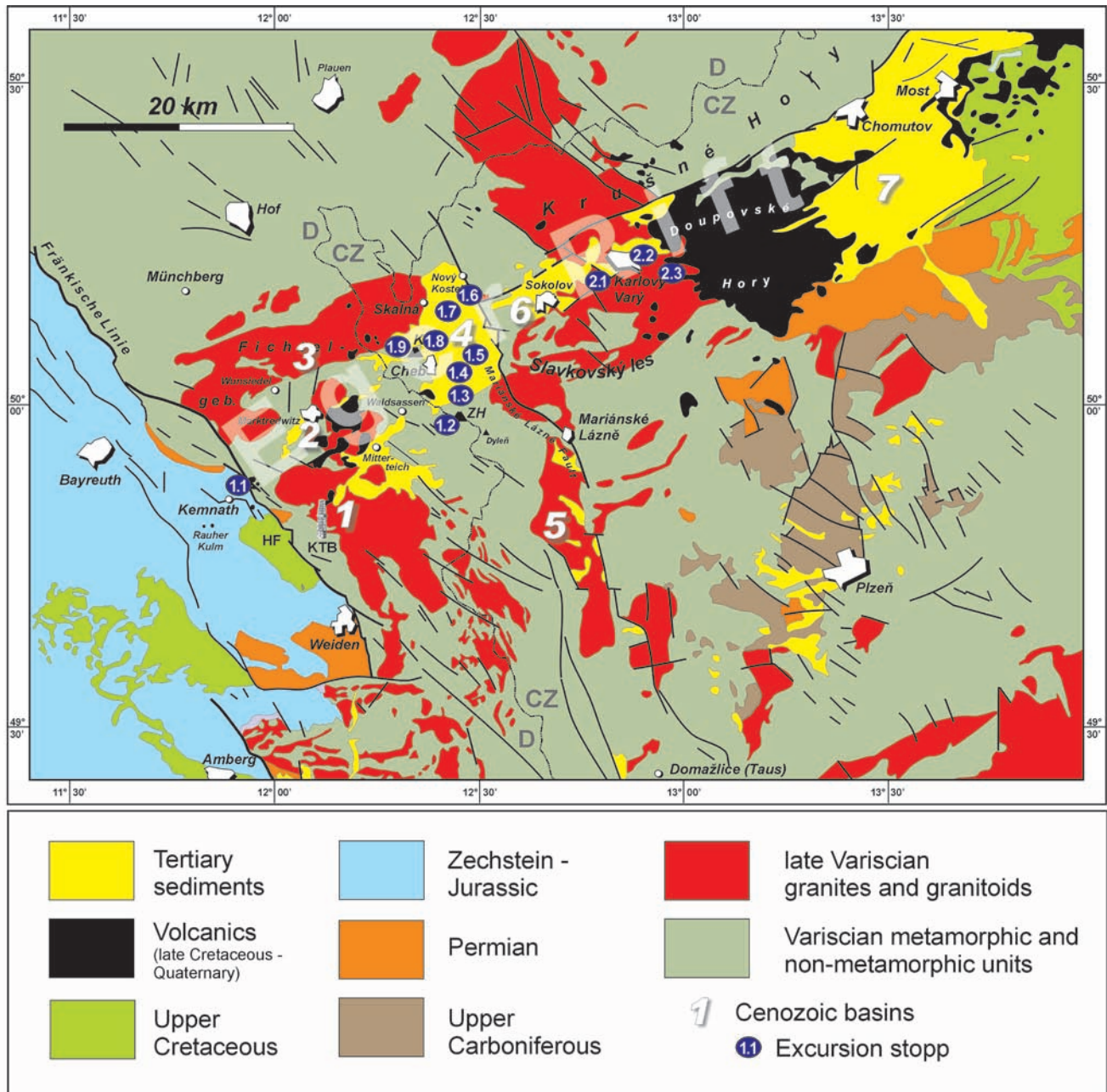


Fig. 2: Geological map of the western Eger Rift and position of the excursion stops. 1 – 7 = Cenozoic basins: 1 = Northern Upper Palatinate Basin including the Mitterteich Basin, 2 = Walderhof-Neusorg Graben, 3 = Central Fichtel Mts. Basin, 4 = Cheb Basin, 5 = Domažlice Basin (4 + 5 = Cheb-Domažlice Graben), 6 = Sokolov Basin, 7 = Most Basin. HF = Hessenreuth Forest, KH = Komorní hůrka, ZH = Železná hůrka. Source: Geological map of Bavaria, 1 : 500.000, 1996.

Abb. 2: Geologische Karte des westlichen Eger Rifts mit Lage der Exkursionshalte. 1 – 7 = Känozoische Becken: 1 = Nordoberpfälzer Becken mit Mitterteicher Becken, 2 = Walderhof-Neusorger Graben, 3 = Zentrales Fichtelgebirgs-Becken, 4 = Becken von Cheb/Eger, 5 = Domažlice Becken (4 + 5 = Cheb-Domažlice-Graben), 6 = Sokolov Becken, 7 = Most Becken. HF = Hessenreuther Forst, KH = Komorní hůrka (Kammerbühl), ZH = Železná hůrka (Eisenbühl). Quelle: Geologische Karte von Bayern, 1 : 500.000, 1996.

northeastern part (Nový Kostel area) came into the focus of several international working groups (with special publications in several journals, e.g. J. Geodynamics 35, 2003; Stud. Geoph. et geod. 44/2000, 52/2008, and 53/ 2009). BANKWITZ et al. (2003a) for the first time reported in the northern part of the Cheb Basin an active fault scarp (Plesná fault) along the southern prolongation of the so-called Počátky-Plesná Zone (PPZ). Since the PPZ seems to cross the MLF in the seismically active Nový Kostel area (fig. 3, 5) they concluded that the MLF is inactive and seismicity is related to the PPZ and the Plesná fault. Furthermore, they interpreted the PPZ to be part of the some hundred of kilometers long and

seismically active Rostock-Leipzig-Regensburg lineament (BANKWITZ et al. 2003a). A lot of research work has been done by several working groups during the last years to clarify the morphotectonic and seismotectonic situation in the Nový Kostel area and along the Plesná fault zone (see for KÄMPF et al. 2011, PETEREK et al. 2011). The northern part of the Cheb Basin is one of the seismically most active regions in Central Europe. Typical for the seismicity are earthquake swarms (“Erdbebenschwärme”, HERRMANN CREDNER introduced first this term 1904 to describe such earthquakes in the area of NW Bohemia and Southwest Saxonia/Vogtland). Earthquake swarms are

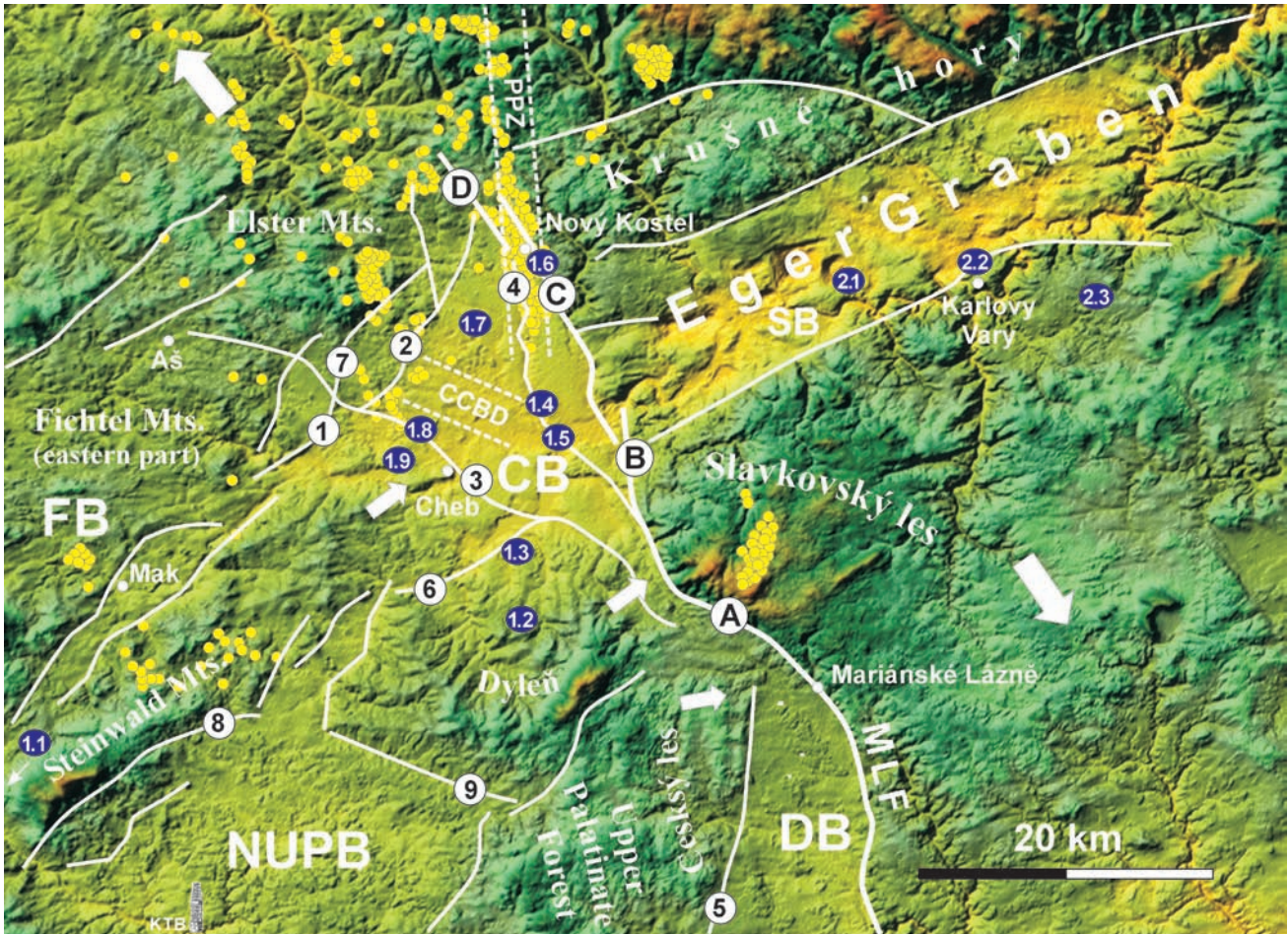


Fig. 3: Digital elevation model of the excursion area showing major faults (white lines), earthquake epicentres (yellow dots; after HORÁLEK et al. 2003), and the excursion stops. 1 = Pomezná-Hohenberg Fault, 2 = Skalná Fault, 3 = Aš-Stará Voda Fault, 4 = Plesná Fault, 5 = Tachov Fault, 6 = Wondreb Fault, 7 = Kapellenberg Fault, 8 = Southern Marginal Fault of the Steinwald Massif, 9 = Leonberg Fault, A – D = segments of the Mariánské Lázně Fault (MLF). CB = Cheb Basin, CCBD = Central Cheb Basin Depression, DB = Domažlice Basin, FB = Fichtel Mts. Central Basin, Mak = Marktredwitz, NUPB = Northern Upper Palatinate Basin. PPZ = Počátky-Plesná focal zone. White arrows: regional slope. Modified after PETEREK et al. (2011). Data source of the DEM: SRTM www.usgs.gov.

Abb. 3: Digitales Höhenmodell des Exkursionsgebietes mit den wichtigsten Störungen (weiße Linien) und Erdbeben-Epizentralgebieten (gelbe Punkte; nach HORÁLEK et al. 2003). 1 = Pomezná-Hohenberg Störung, 2 = Skalná Störung, 3 = Aš-Stará Voda Störung, 4 = Plesná Störung, 5 = Tachov Störung, 6 = Wondreb Störung, 7 = Kapellenberg Störung, 8 = Steinwald-Südrandstörung, 9 = Leonberg Störung, A – D = Segmente der Marienbader Störung (MLF). CB = Cheb (Egerer) Becken, CCBD = Zentrale Depression des Egerer Becken, DB = Domažlice Becken, FB = Zentrales Fichtelgebirgs-Becken, NUPB = Nordoberpfalz Becken. PPZ = Počátky-Plesná Erdbebenzone. Weiße Pfeile: regionale Abdachung der Reliefoberfläche. Verändert nach PETEREK et al. (2011). Datenbasis: SRTM www.usgs.gov.

known especially from active rift zones with magmatic and volcanic activity (KÄMPF et al. 2011). Earthquake swarms differ from classical tectonic earthquakes as they do not show one single prominent earthquake. Intense earthquake swarms can last several months with some ten thousands of earthquakes of similar magnitude and seismic characteristics.

During the last 30 years several periods with intense earthquake swarm activity occurred (July 1985 until April 1986, max. magnitude 4.6; August until December 2000, max. magnitude 3.3; October until December 2008, max. magnitude 3.8)(FISCHER et al. 2010). Earthquake activity is concentrated mainly in the Nový Kostel area but also occurs in the areas of Marktredwitz, Plesná, Bad Elster, Lazy, Werdau, and in the region between Kraslice and Plauen (NEUNHÖFER & HEMMANN 2005).

Recently, earthquake swarm activity is discussed to be triggered by magmatic fluids ascending from the upper

mantle into the upper crust (BRÄUER et al. 2009, KÄMPF et al. 2011). Evidence for this is given among others by (lit KÄMPF et al. 2011):

- the characteristics of the seismic waves (see for FISCHER et al. 2010),
- young volcanic and hydrothermal activity,
- origin of the CO₂ in the mofetts and the mineral springs from magma sources in the lithospheric mantle, and
- the rise of the Moho (from 30 – 31 km in the surroundings to 27 km) beneath the region of strong CO₂-degassing in the triangular Františkovy Lázně – Mariánské Lázně – Karlovy Vary.

1.3 Fichtel Mts. and Northern Upper Palatinate Basin

The Fichtel Mts. and the Northern Upper Palatinate Basin (NUPB) are located in the southwestern part of the Eger Rift (fig. 2, 3). Towards the W they are bounded by the prominent Franconian Lineament (“Fränkische Linie”; FL) which

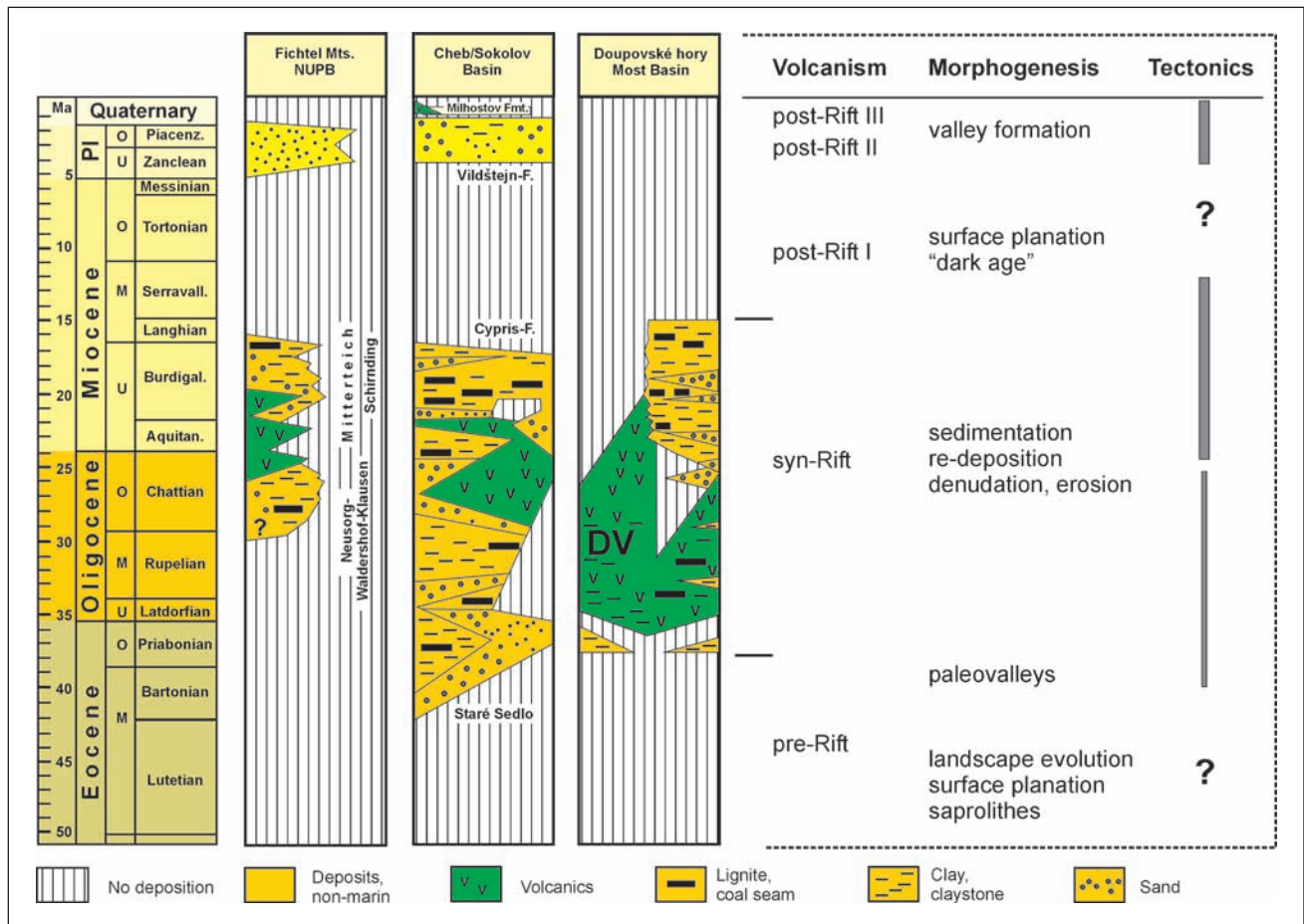


Fig. 4: Stratigraphic record and main stages of volcanism, landscape evolution, and tectonics of the most important Cenozoic basins and surroundings in the western Eger Rift (modified after SCHRÖDER & PETEREK 2001).

Abb. 4: Stratigraphie und Stadien vulkanischer Aktivität, Landschaftsentwicklung und Tektonik der wichtigsten känozoischen Becken und ihrer Umgebung im westlichen Eger Rift (verändert nach SCHRÖDER & PETEREK 2001).

is one of the most prominent fault zones in Central Europe (see PETEREK, this volume; fig. 2). Polyphase reverse faulting and upthrusting along the FL occurred mainly during the Lower Bunter, the late Lower Cretaceous, and the late Upper Cretaceous/early Paleogene (PETEREK et al. 1996, 1997; SCHRÖDER et al. 1998). Neotectonic activity along the FL s. str. is not well documented. Presumably, it is relevant along its northern branch between Bad Berneck in the N and Kulmain in the S indicated by a prominent escarpment and the evolution of the drainage pattern (PETEREK 2001, PETEREK et al. 2007). Along its southern prolongation (S of the Hessenreuth Forest; fig. 2) the FL s. str. is relevant as a fault-line scarp related to the lithological contrast between basement units in the E and sedimentary cover rocks in the W (PETEREK et al. 2007). However, in this region the FL fault system is reactivated as NE-dipping normal fault system which is the western boundary fault of the NUPB (PETEREK et al. 2007).

The morphogenesis of the Fichtel Mts. has been discussed since more than 100 years (lit. in PETEREK 2001, 2007). The first who has taken into account polyphase uplift of the whole region and large-scale warping of a pre-existing landsurface was WALTHER PENCK (1924). He sampled out the Fichtel Mts. as exemplary region for his piedmont model. Differential block movement and warping in several kilometer-scale, however, has been first discussed by

WURM (1932) and WIRTHMANN (1961). The morphotectonics of the Fichtel Mts. can be well explained in context with the evolution of the western Eger Rift (see PETEREK, this volume, PETEREK 2007, PETEREK et al. 2011).

1.4 Plio-/Pleistocene to Recent crustal deformation in the western Eger Rift

The evolutionary stages of the Cheb Basin are given in fig. 7. This basin is located where the Eger Rift is crossed by the NNW-SSE running MLF which is an important deep-seated fault which obviously also continues into the mantle lithosphere (BABUŠKA et al. 2007, 2010). From the morphotectonic point of view the MLF separates two different subregions of the Eger Rift: the anticlinally warped region E of the MLF with the central Eger Graben, and the individually block-faulted region W of it (fig. 8). PETEREK et al. (2011) explained that as the consequence of different crustal deformation. Whereas E of the MLF NW-SE compression is predominant, transtension with NE-SW orientation of the minimum principal stress occurs. PETEREK et al. (2011) concluded that the more complex pattern of pre-existing faults W of the MLF and a more rigid lithosphere E of it (Teplá-Barrandium; see PETEREK, this volume) are the main reasons for the different crustal deformation. Therefore, the MLF acts as a fundamental boundary fault between lithospheric blocks.

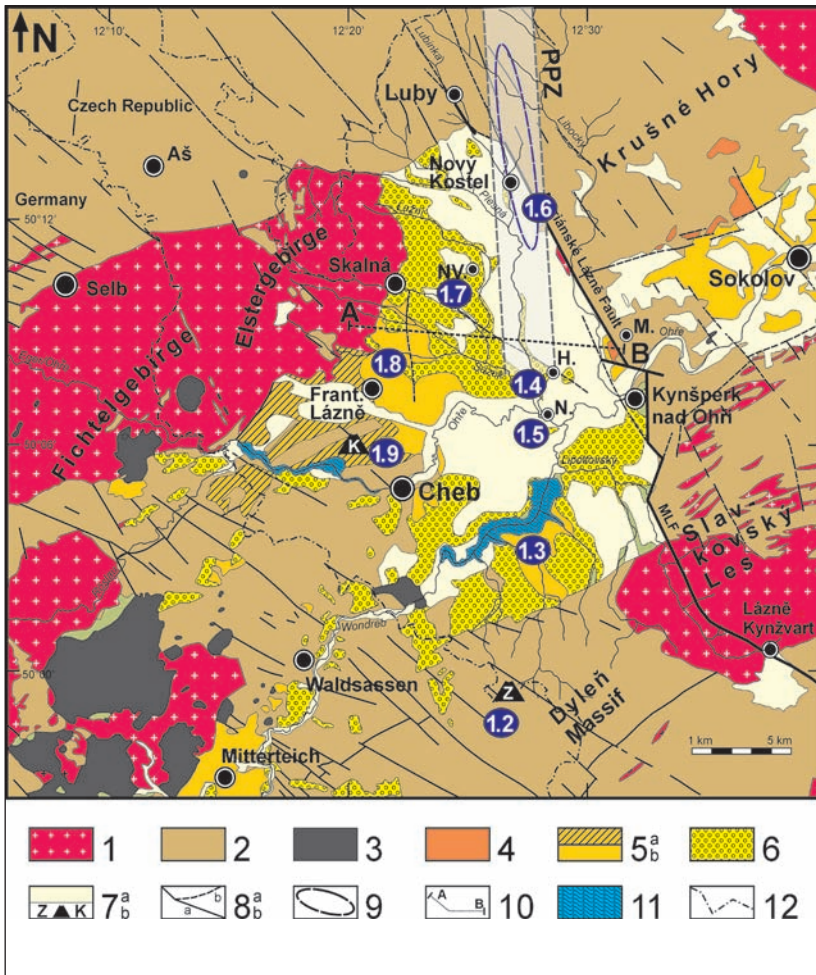


Fig. 5: Geological map of the Cheb Basin and surroundings (based on Geological map 1 : 200.000, CC 6334, Bayreuth sheet; Federal Institute for Geosciences and Natural Resources 1981). 1 = Late Variscan granites and granitoids; 2 = Variscan metamorphic units; 3 = Volcanics (mainly Oligo-/Miocene); 4 = Eocene – Oligocene (Staré Sedlo Formation); 5 = Miocene (Cypris Formation), partly covered by thin Pliocene deposits; 6 = Plio-/Pleistocene (Vildštejn Formation); 7 = Quaternary, 7a Quaternary undifferentiated, 7b = Volcanic cone; 8 = faults, 8a = mapped, 8b = supposed; 9 = Main swarm earthquake focal zone of Nový Kostel (according to Fischer & Horálek 2003); 10 = location of cross-section given in fig. 5, 11 = Water reservoirs; 12 = Czech-German border. H. = Hartoušov, K = Komorní hůrka, M. = Chlum Svaté Maří, N. = Nebanice, NV. = Nová Ves, Z = Železná hůrka. 1.2 – 2.3 = excursion stops.

Abb. 5: Geologische Karte des Cheb (Egerer) Beckens und seines Rahmens. 1 = Spätvariszische Granite und Granitoide; 2 = Variszische metamorphe Einheiten; 3 = Vulkanite (im Wesentlichen Oligo-/Miozän); 4 = Eozän – Oligozän (Staré Sedlo-Formation); 5 = Miozän (Cypris-Formation), teils überlagert von geringmächtigem Pliozän; 6 = Plio-/Pleistozän (Vildštejn-Formation); 7 = Quartär: 7a Quartär ungegliedert, 7b = vulkanische Schlackenkegel; 8 = Störungen: 8a = nachgewiesen, 8b = vermutet; 9 = Haupt-Schwarmbebengebiet Nový Kostel (nach Fischer & Horálek 2003); 10 = Lage des Profils in Abb. 5, 11 = Trinkwasser-Speicherseen; 12 = tschesisch-deutsche Grenze; H. = Hartoušov, K = Komorní hůrka (Kammerbühl), M. = Chlum Svaté Maří (Maria Chlum), N. = Nebanice, NV. = Nová Ves, Z = Železná hůrka (Eisenbühl), 1.2 – 2.3 = Exkursionshalte. Grundlage: Geologische Karte 1 : 200.000, CC 6334, Blatt Bayreuth; Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe 1981.

2 Excursion stops

Day 1 Western Eger Rift (NW-Bohemia) - Cheb Basin [Peterek, A., Schunk, R. & Reuther, C.-D.]

Stop 1.1

Location: Armesberg near Kulmain (via Kemnath) 3.5 km east of Kulmain (GPS: 49.890709 N, 11.947367 E)
Topics: Morphostructure between Fichtel Mts. and Upper Palatinate Forest; view into the Waldershof-Neusorg Graben

The field stop gives the opportunity to introduce the morphotectonic situation in the western Eger Rift. A panorama view is given towards the E in alignment with the Waldershof-Neusorg depression (schematic geological cross-section see PETEREK, this volume: fig. 14), towards the N into the High Fichtel Mts., and towards the S where the NUPB and the KTB drill site are located.

Stop 1.2

Location: Mýtina (Altalbenreuth) Železná hůrka Hill/Eisenbühl, 1 km N of Neualbenreuth (GPS: 49.991463 N, 12.444491 E) **Topics:** Železná hůrka (Eisenbühl) scoria cone and the Mýtina maar

The Quaternary volcano Železná hůrka (622 m a.s.l.) is situated very close to the Czech-German border on the Czech side. The surroundings of the scoria cone is built up by Ordovician phyllites and quartzites of the Cheb-Dyleň Crystalline Complex. One of the most prominent visitors of the young volcano was JOHANN WOLFGANG VON GOETHE (1823).

A very famous profile across the volcano is exposed in the ancient quarry in the southern part of the hillock (fig. 8). It well enables to reconstruct the eruption scenario. According to HRADECKÝ (1994) the lower part of the whole scoria cone corresponds to Strombolian activity with discontinuous eruptions. Discontinuous influx of groundwater causes phreatomagmatic eruptions documented by the brownish layers at the base of the profile. In these layers a high content of hydroclasts (with low porosity) and a high content of host rocks with oxidized surfaces (due to the release of oxygene from the heated water) occur. Above a prominent crater unconformity younger, slightly welded scoria were deposited. Since layering is less developed in this unit HRADECKÝ (1994) concluded that this episode of (continuous) volcanic activity is of Hawaiian type. The black to dark-brown scoria are of melanephelinitic composition. This unit contains fragments and blocks of porous lava, volcanic bombs, and lapilli (KÄMPF et al. 2005).

The scoria cone was dated by WAGNER et al. (2002) to about 0.5 and 0.3 Ma, respectively. MRLINA et al. (2007, 2009) dated a sample from a tephra layer about 1.5 km N

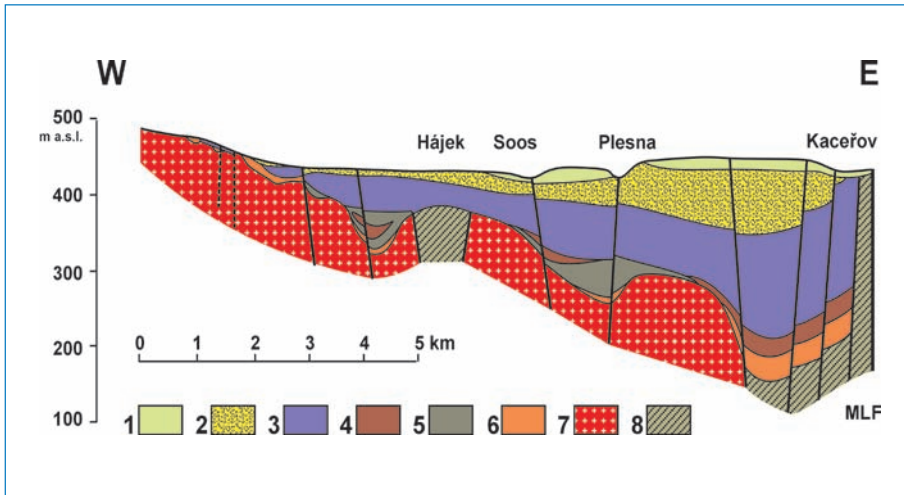


Fig. 6: Geological cross-section across the northern part of the Cheb Basin after ROJÍK et al. (2010). Position of the profile see fig. 4. Legend: 1 = Quaternary, 2 = Plio-/Pleistocene (Vildštejn Formation), 3 = Miocene (Cypris Fmt.), 4 – 6 = Oligocene (Main Seam Fmt. and underlying sands, clays, and gravels), 7 = granite, 8 = basement. MLF = Mariánské Lázně Fault.

Abb. 6: Geologisches Profil durch das nördliche Cheb (Egerer Becken) nach ROJÍK et al. (2010). Lage siehe Profilinie in Abb. 4. Legende: 1 = Quartär, 2 = Plio-/Pleistozän (Vildštejn Formation), 3 = Miozän (Cypris Fmt.), 4 – 6 = Oligozän (Hauptflöz Fmt. und liegende Sande, Tone und Kiese), 7 = Granite, 8 = Basement. MLF = Marienbader Störung.

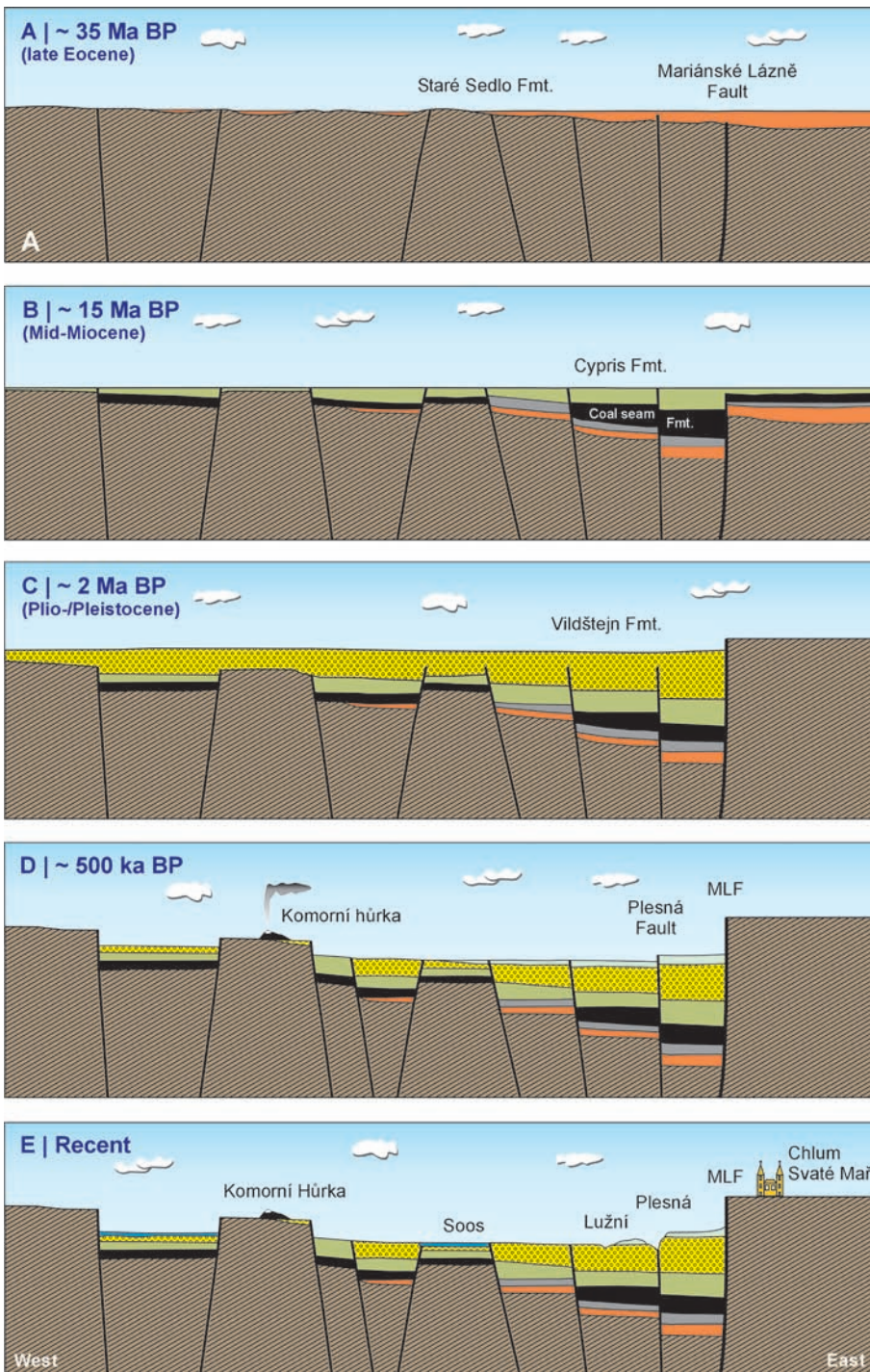


Fig. 7: Evolutionary stages of the tectonic development of the Cheb Basin shown in a W-E profile (slightly modified after PETEREK et al. 2011). A: Deposition of the Staré Sedlo Fmt. is mainly independent from the future basin configuration; B: Closely related sedimentary evolution of the Cheb and the Sokolov Basin reveal a connection between the subbasins. However, increasing thickness of the strata in front of the MLF indicates its activity during the Oligo-/Miocene; C: Strong activity along the MLF controls subsidence of the Cheb Basin during the Plio-/Pleistocene; D: After a period of erosion during the Lower Pleistocene (> 780 Ma, PETEREK et al. 2011) subsidence continues mainly along the MLF followed by intrabasinal faulting along the Plesná Fault; E: Recent situation.

Abb. 7: Stadien der tektonischen Entwicklung des Cheb (Egerer) Beckens in einem W-E-Profil (geringfügig verändert nach PETEREK et al. 2011). A: Ablagerung der Staré Sedlo Fmt., im Wesentlichen unabhängig von der künftigen Beckenkonfiguration; B: Enge stratigraphische Beziehungen zwischen dem Cheb und dem Sokolov Becken zeigen eine Verbindung zwischen den Teilbecken. Zunehmende Mächtigkeit der Schichtenfolgen mit Annäherung an die MLF zeigen jedoch deren Aktivität während des Oligo-/Miozäns; C: Hohe Aktivität entlang der MLF kontrolliert die Absenkung des Cheb Beckens während des Plio-/Pleistozäns; D: Nach einer Phase der Erosion während des Altpleistozäns (> 780 ka, PETEREK et al. 2011) setzt sich die Subsidenz des Beckens vor allem im Bereich der MLF fort, gefolgt von der Aktivität entlang der Plesná-Störung; E: Heutige Situation.

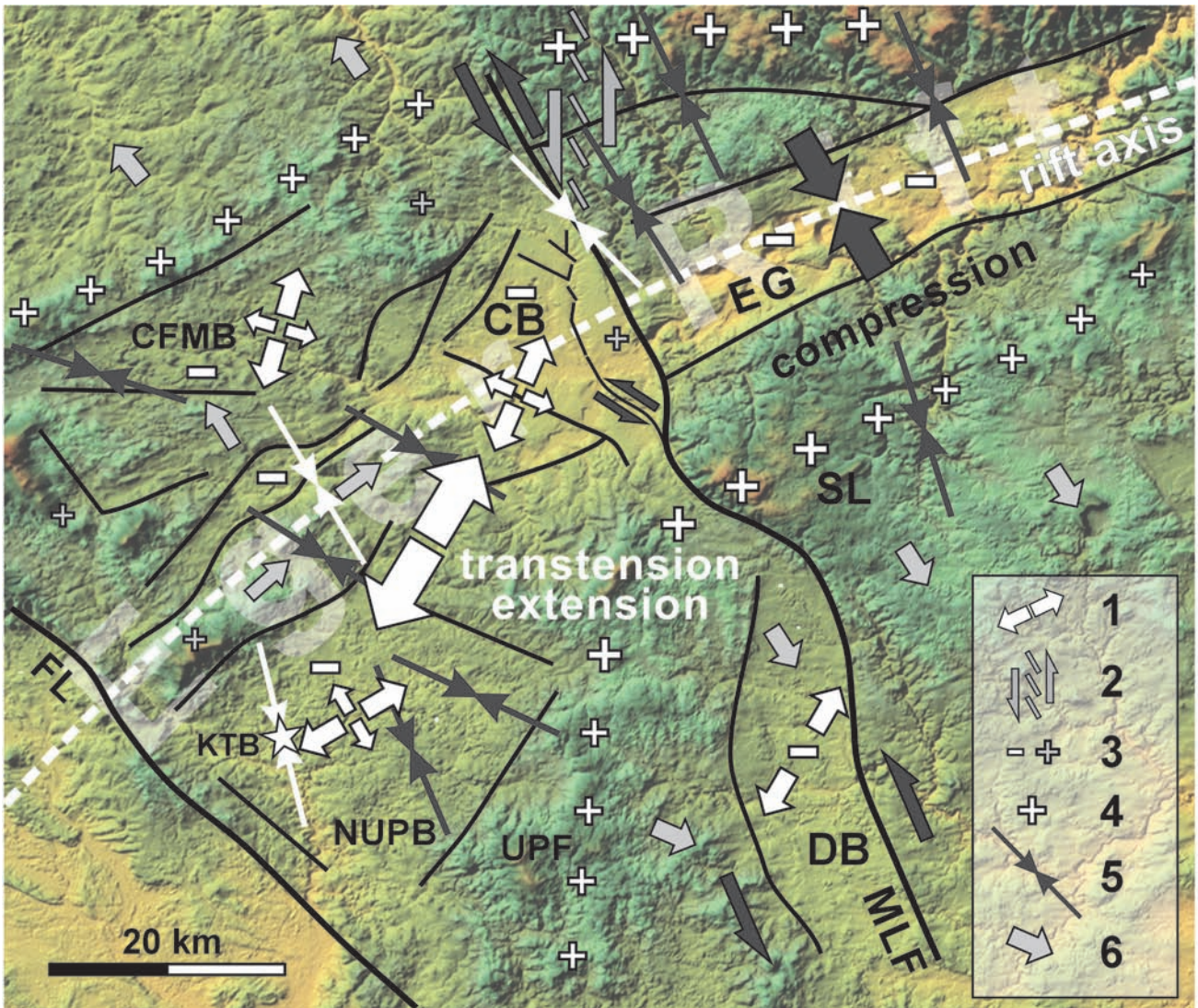


Fig. 8: Dynamics of the Recent crustal deformation of the western Eger Rift (slightly modified after PETEREK et al. 2011). Legend: 1 = direction of pre-dominating extension; 2 = position of the PPZ (cp. fig. 13); 3 = vertical block movement: (-) = subsidence, (+) = uplift; 4 = topographic culmination due to uplift of the Eger Rift flanks; 5 = maximum horizontal stress direction (black arrows: after European Stress Map; white arrows: after focal mechanisms of earthquake swarms after Ibs-von SEHT et al. 2006); 6 = regional slope. Black lines = prominent faults. Abbreviations: CB = Cheb Basin, CFMB = Central Fichtel Mts. Basin, DB = Domažlice Basin, EG = Eger Graben, FL = Franconian Lineament, KTB = Continental deep drilling site Windischeschenbach, MLF = Mariánské Lázně Fault, NUPB = Northern Upper Palatinate Basin, SL = Slavkovský les, UPF = Upper Palatinate Forest.

Abb. 8: Rezente Krustendeformation im Bereich des westlichen Eger Rifts (geringfügig verändert nach PETEREK et al. 2011). Legende: 1 = dominierende Richtung der Extension; 2 = Lage der PPZ (vgl. Abb. 13); 3 = vertikale Blockbewegungen: (-) = Senkung, (+) = Hebung; 4 = topographische Kulmination infolge der Hebung der Flanken des Eger Rifts; 5 = Orientierung der maximalen horizontalen Hauptnormalspannung (schwarze Pfeile: nach European Stress Map; weiße Pfeile: nach Herdflächenlösungen der Schwarmbeben nach Ibs-von SEHT et al. 2006); 6 = regionale Abdachung. Schwarze Linien = wichtige Störungen. Abkürzungen: CB = Cheb (Egerer) Becken, CFMB = Zentrales Fichtelgebirgsbecken, DB = Domažlice Becken, EG = Egergraben, FL = Fränkische Linie, KTB = Kontinentale Tiefbohrung bei Windischeschenbach, MLF = Marienbader Störung, NUPB = Nordoberpfalz Becken, SL = Slavkovský les (Kaiserwald), UPF = Oberpfälzer Wald.

of the Železná hůrka which provided an age of tentatively 288 ± 17 ka.

Based on the stratigraphy, composition, and textural features of tuff-tephra deposits in a temporary excavation N of Mýtina, as well as on the occurrence of two large tephra fans GEISSLER et al. (2004) postulated the existence of a maar structure close to the Železná hůrka scoria cone. From the topography and from a digital elevation model, the conspicuous morphological depression SW of Mýtina was a candidate for this. Despite only limited geophysical data were available, the results of tentative 3D gravity modelling indicate that the depression could be formed by a volcanic explosion (MRLINA in ŠTĚPANČÍKOVÁ et al. 2012).

However, no maar deposits, diatreme breccia or volcanic material had been found in the close proximity of the structure. Detailed gravity and magnetic surveys in 2006 until 2008, and an exploratory drilling proved the reality of the Mýtina Maar (MRLINA et al. 2009).

Stop 1.3 [from PETEREK in ŠTĚPANČÍKOVÁ et al. 2012]

Location: South of the Jesenice water reservoir
1 km east of Stebnice (GPS: 50.054631 N, 12.462094 E)
Topics: Overview Cheb Basin and Mariánské Lázně
Fault



Fig. 9: The well-known Železná hůrka scoria cone near Mýtina at the Czech-German boundary.

Abb. 9: Der bekannte Schlackenkegel des Železná hůrka (Eisenbühl) nahe Mýtina an der tschechisch-bayerischen Grenze.

The viewpoint gives the opportunity to introduce the morphology of the Cheb Basin and its eastern marginal fault, the Mariánské Lázně Fault. The Cenozoic sedimentary infill of the asymmetrically subsided Cheb Basin is about 280 m. Pre-Pliocene sediments also occur south of the southern marginal fault, the Wondreb fault that parallels the Eger Rift direction, obviously in paleovalleys. Southerly wide-spread pediments in an altitude between 490 to 530 m a.s.l. overlead to the Dyleň Massif. Remnants of deposits of the Vildstejn Fmt. document a formerly larger extension of this Plio-/Pleistocene unit. The Dyleň Massif is situated on the southern flank of the Eger Rift.

The Dyleň Massif and the Slavkovský les (east of the MLF) are separated by a broad depression, which links the Cheb Basin (CB) and the Domazlice Basin (DB). The drainage divide between the CB and the DB is located in this depression at Lázně Kynžvart, exactly where a line connecting the summits of the two massifs crosses the depression (fig. 3). This drainage divide coincides with a small NW-SW striking topographic high located about 100 – 150 m above the average level of the CB.

Whilst the transition to the CB is characterised by step-like slopes, the topography gently decreases towards the SE. Valleys that are tributary to the CB are distinctly in-

cised and show notably steeper longitudinal profiles than those flowing SE-ward into the DB. The depression lining the CB and DB is bounded to the NE by the prominent MLF escarpment towards which its topography decreases slightly, reflecting continuing activity along the MLF.

The depression forms part of the late Pliocene continuous Cheb-Domažlice Graben (CDG) as documented by moldavite-bearing late Pliocene to early Pleistocene deposits in the CB that were derived from the SE across the present-day water shed (fig. 10, A; KOPECKÝ & VÁCL 1999; TRNKA & HOUZAR 2002). The NW directed drainage of the CDG changed during the Pleistocene to the present-day SE directed system of the DB despite the Pleistocene subsidence of the CB (fig. 10, B). This drainage system reorganization is attributed to uplift of the southern Eger Rift flank, which extends across the CDG. Pleistocene accelerated subsidence of the CB enhanced stream gradients between the basin and the water shed, causing stream incision and retreat of the water shed towards the DB (fig. 10, C).

From the visited location the MLF and its continuation towards the north are well visible. A striking feature is that the escarpment of the MLF nearly disappears north of the Slavkovský les. This is related to the crossing Eger Graben.

Stop 1.4 [from PETEREK in ŠTĚPANČÍKOVÁ et al. 2012]

Location: Plesná valley near Hartoušov
1 km SW of Hartoušov (GPS: 50.132697 N, 12.46332 E)
Topics: Diffuse CO₂-degassing structure

The Hartoušov area (fig. 5) came into the focus of interest of a multidisciplinary working group during the last years (see KÄMPF et al. 2011). It is located in the Plesná valley approx. 1.5 km S of the well-known mofette of Bublák which is the mofette with the highest rate of CO₂-emanation in the Cheb Basin (at least 18.000 l/h).

At the Hartoušov site several “dry mofettes” occur that belong to a “Diffuse Degassing Structure” (KÄMPF et al. 2011). The degassing area is located in the alluvial plain of the valley and is approx. 400 long and 200 m broad running NNW-SSE. Since 2007 geophysical, geological as well as biological and geochemical studies have been carried out mainly in the southern part of the structure (reported by KÄMPF et al. 2011). In this central area, which is slightly elevated, CO₂-degassing rates show the highest values and the content of chlorophyll of the plants is reduced (PFANZ & SASSMANNSHAUSEN 2010). The plants are smaller than in the surroundings with lower root depth. Several slots occur with dead insects (CO₂ vents).

Geoelectrical studies carried out by FLECHSIG and collaborators (in KÄMPF et al. 2011) show high CO₂ degassing in the central part of the structure: 6.5 kg/m²/day whereas at the flanks the values decrease to 0.04 kg/m²/day. The CO₂ content in the soil gas reaches values more than 80 %, whereas it decreases towards the flanks less than 1 %.

In the degassing center a more than 2 m thick C_{org}-rich layer was drilled. The C_{org} content decreases drastically towards the flanks. KÄMPF et al. (2011) interpreted this as a combined result of anorganic and microbiological influences caused by the high CO₂ content and low O₂ concentration, respectively. FLECHSIG et al. (2008) assumed that in

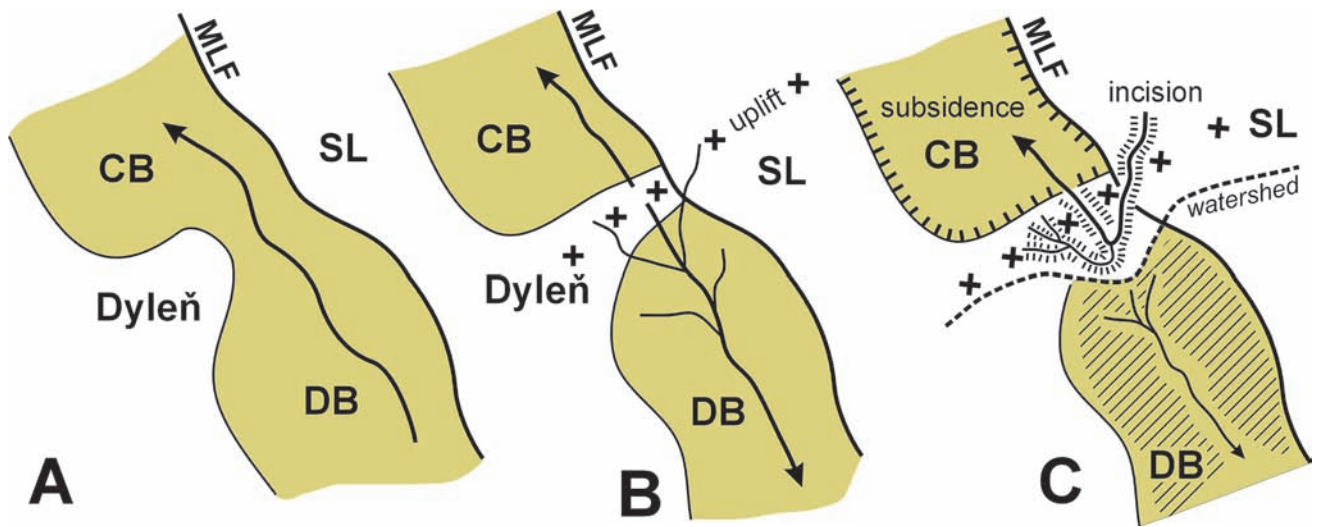


Fig. 10: Evolution of the drainage divide in front of the MLF between the Cheb Basin (CB) and Domažlice Basin (DB). A: NW-directed drainage of DB into CB as evidenced by moldavite-bearing Plio-/Pleistocene sediments; B: early Pleistocene uplift of the southern shoulder of the Eger Rift (Dyleň and Slavkovský les, SL) and drainage reversal in DB; C: subsidence of the CB causing intense stream incision, headward erosion and drainage capture (slightly modified after PETEREK et al. 2011).

Abb. 10: Entwicklung der Wasserscheide im Vorfeld der MLF zwischen dem Cheb (Egerer) Becken (CB) und dem Domažlice Becken (DB). A: NW-Entwässerung des DB in das CB, abgeleitet aus umgelagerten Moldaviten aus Zentralböhmen in plio-/pleistozänen Sedimenten am Südrand des CB; B: Hebung der Südschulter des Eger Rifts (Dyleň / Tillengebirge und Slavkovský les / Kaiserwald SL) und Umkehrung der Entwässerung in das DB während des frühen Pleistozäns; C: Die Absenkung des CB verursacht das intensive Einschneiden der Fließgewässer durch rückschreitende Erosion, damit verbunden kommt es zu Flussanzapfungen. Geringfügig verändert nach PETEREK et al. (2011).

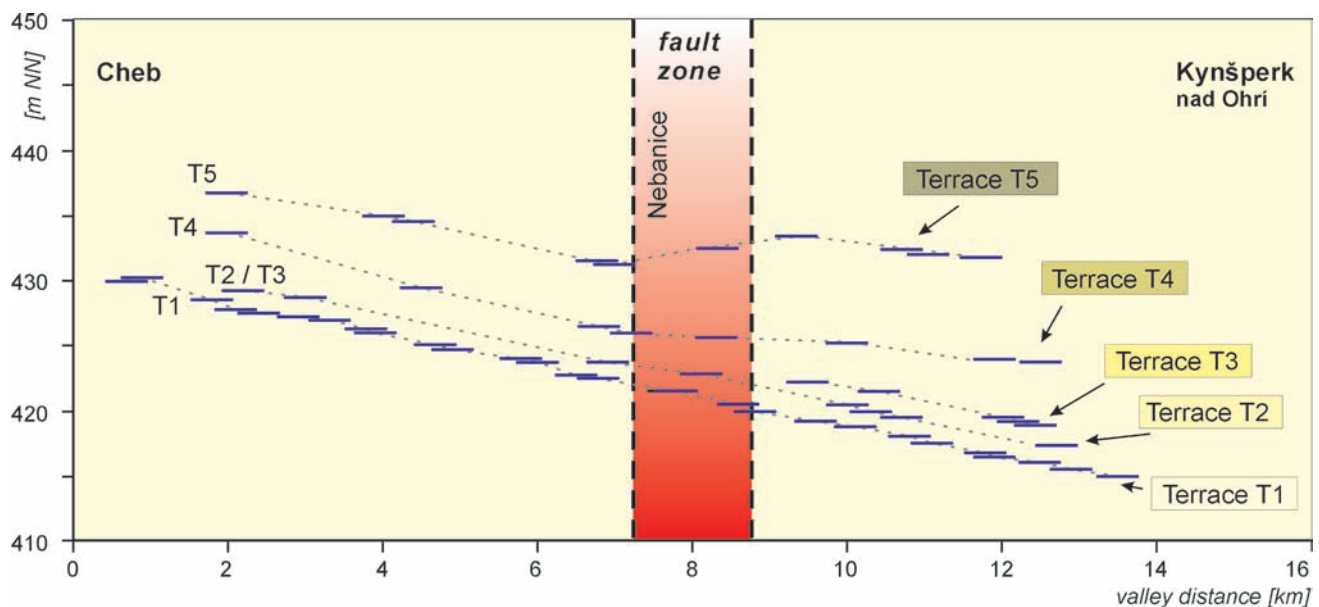


Fig. 11: Reconstructed longitudinal profiles of the Ohře River terraces T1 - T5 between Cheb in the W and Kynšperk nad Ohří in the E demonstrating uplift east of the Nebanice Fault which is the southern prolongation of the prominent Plesná Fault (from PETEREK et al. 2011, after SCHUNK, in prep.).

Abb. 11: Rekonstruierte Fluss-Längsprofile der Ohře (Eger-)Terrassen T1 - T5 zwischen Cheb (Eger) im W und Kynšperk nad Ohří (Königsberg an der Eger) im E, die die Hebung des Gebietes östlich der Nebanice-Störung zeigen. Die Nebanice-Störung ist die südliche Verlängerung der markanten Plesná-Störung (aus PETEREK et al. 2011, nach SCHUNK, in Vorber.).

the degassing centre microbiological activity and biodegradation is reduced.

The biological investigations show more than 100 plant species with the dominance of grasses and sedges (SASSMANNSHAUSEN 2010, RENNERT et al. 2011). The distribution of the species correlates with the CO₂ content in the soil gas. Carbon isotopic investigations on the grass *Deschampsia cespotosia* indicate that in the degassing center the plants use

up to 37 % of geogene CO₂ for covering their need of carbon (lit. in KÄMPF et al. 2011). Zoological studies had been carried out by Hohlberg and Schulz from the Senkenberg Museum Görlitz. They showed that even in an atmosphere of 100 % of CO₂ in the soil gas springtails and nematodes exist. The values of the CO₂ in the soil gas influence the composition of the individual species. It is remarkable that also springtails occur that are known only from Norway,



Fig. 12: Field impression the the paleoseismological trench across the MLF fault zone made by ŠTĚPANČÍKOVÁ & FISCHER (2012). The discontinuity of the slope coincides with a fault zone displayed in the trench.

Abb. 12: Paläoseismologischer Schurf durch die MLF Störungszone (ŠTĚPANČÍKOVÁ & FISCHER 2012). Die Unstetigkeit des Hanges fällt mit einer im Graben angeschnittenen Störungszone zusammen.

the Arctic archipelagos, NE Siberia, and Middle Asia. The springtail *Folsomia mofettophila* (SCHULZ & POTAPOV 2011) was described for the first time at the Hartoušov site. They belong to the springtail group of *Folsomia bisetosa*, that are known from the circumpolar region.

Stop 1.5

Location: Nebanice, open gravel pit, 1.5 km west of Nebanice (GPS: 50.118047 N, 12.453382 E)

Topics: Ohře/Eger River valley and warped river terraces

Between Cheb in the W and Kynšperk nad Ohří in the E (fig. 5) the Ohře River is characterized by a flight of terraces (cp. KRÁLÍK 1991; fig. 11). Although, the highest terraces are intensely eroded SCHUNK (in prep.) and SCHUNK & PETEREK (in KÄMPF et al. 2011) distinguished five terraces between 1 m (= T1) and 20 m (= T5) above the recent floodplain. Longitudinal profiles of the terraces T1 to T5 show that the upper terraces (T3 to T5) diverge 8 km downstream from Cheb by up to 7 m (fig. 11) reflecting differential uplift of the downstream in the eastern part of the CB.

The youngest terraces T1 and T2 show no appreciable displacement. Terrace T3, which is only evident in the downstream part of the river, converges upstream with terrace T2. The observed displacement of the Ohře River terraces can be related to activity along the Nebanice Fault Zone in the southern prolongation of the Plesná Fault. Terrace T1, which consists of thick re-deposited soil material (colluvium) containing ceramics, is historic in age. Terraces T2 and T3 post-date the Last Glacial Maximum (Weichselian; < 15 ka) since neither loess deposits nor paleosoils of the Eemian interglacial were identified on them.

Terrace T5 is well exposed in the visited open gravel pit. The terrace consists of deeply weathered fluvial sands and gravels that are buried by solifluction deposits. Therefore, the terrace T5 must be older than the Eemian interglacial (115–126 ka) and thus must be Saalian in age (126–380 ka; Sqs 2010) or even older (Elsterian; 420–475 ka). KRÁLÍK (1991) attributes terrace T5 to the third last glacial period based on the assumption that each glacial cycle is represented by a single terrace. This would be consistent with an Elsterian age of terrace T5. Although, the age of terrace T5 is still uncertain, we can set limits: about 145 ka at the minimum (Saalian glacial maximum; in this case terrace T4 must be late Saalian in age) and about 475 ka at the maximum (Elsterian glacial). Taking into account the cumulative 7 m vertical displacement of terrace T5 a displacement rate of 0.014 to 0.048 mm/a is indicated for the Nebanice Fault Zone.

Stop 1.6

Location: N of Kopanina, between Nový Kostel and Kopanina village, 2.5 km NW of Kopanina (GPS: 50.203715 N, 12.460853 E)

Topics: Fault scarp morphology along the Mariánské Lázně fault zone, trenching of fault scarps

The site is located at the prominent escarpment of the MLF which in this area bounds the western Krušné hory Mts. towards the W (fig. 3, 5). Only few kilometers towards the N the prominent swarm earthquake area of Nový Kostel is located (fig. 3). The morphology of the slope is suggested to be shaped by several sub-parallel fault scarps that form convex sections in the slope profile. They have been investigated by ŠTĚPANČÍKOVÁ & FISCHER (2012) by a temporary paleoseismic trench of approx. 100 m length and varying depth of 1.5 to 2.5 m (fig. 12). The walls of the trench showed different geological units. In the upper part of the trench fluvio-colluvial sandy deposits overlay completely disintegrated, chemically weathered basement rocks (micaschists). Downslope basal conglomerates (Vildštejn Fmt.?) and late Pleistocene to Holocene cover deposits occurred that were tilted, downwarped and displaced by numerous generations of faults (ŠTĚPANČÍKOVÁ & FISCHER 2012). The slightly convex morphology of the fault scarp on the foot of the slope coincides with one of the main fault zones (fig. 12). The youngest sediments downwarped by this fault were dated by radiocarbon method by approx. 4.8 ka BP (ŠTĚPANČÍKOVÁ & FISCHER 2012).

Very close to the visited site (approx. 5 km to the N, near Čížebná) SCHUNK & PETEREK (unpubl.) carried out

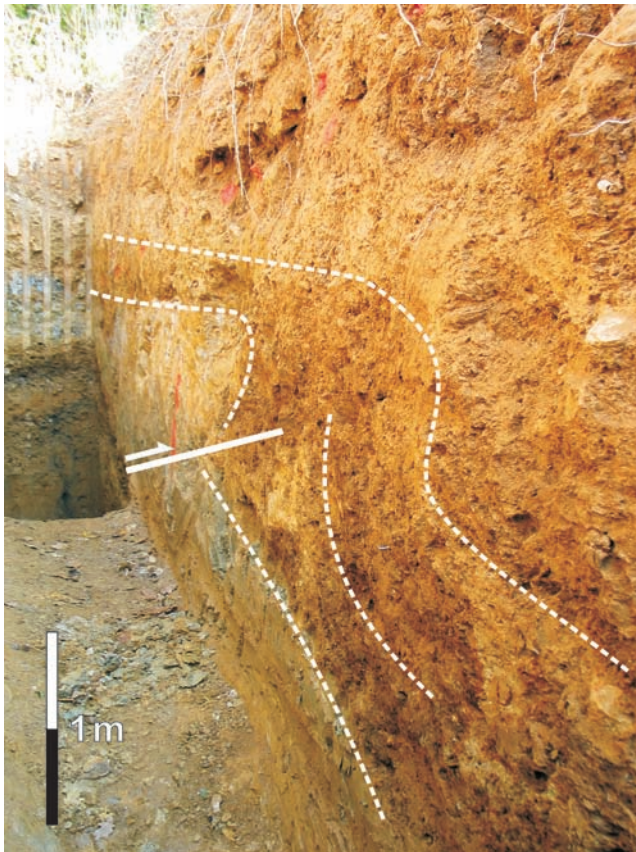


Fig. 13: Reverse faulting with dragging of the hanging wall in the paleoseismological trench opened by the Hamburg working group in 2005 near Nový Kostel (REISS et al., unpubl.). Position see fig. 13.

Abb. 13: Aufschiebungs- und Aufschleppungs-Tektonik, aufgeschlossen in einem paläoseismologischen Schurf bei Nový Kostel (Arbeitsgruppe Hamburg 2005, REISS et al. unpubl.). Lage siehe Abb. 13.

geoelectric investigations across the MLF, extended by georadar measurements and trenching by REISS et al. (unpubl., 2005)(data in SCHUNK, in prep.). Several faults have been detected which in some cases also correspond to fault scarps. In the uphill part of the 2005 trench a reverse fault and related dragging of the strata had been observed (fig. 12). In this area the MLF and related faults are seismically active (lit. in PETEREK et al. 2011). However, it is under discussion to which fault the main seismic activity is actually related to (e.g. BANKWITZ et al. 2003a, FISCHER et al. 2010, PETEREK et al. 2011). BANKWITZ et al. (2003a) postulated that seismicity is related to a N-S running fault that crosses the MLF in the Nový Kostel area and that in this case the MLF is seismically inactive. Although, the epicentres of the swarm earthquakes are not exactly aligned along the MLF escarpment and the seismically active zone cross-cuts the MLF in the Nový Kostel area PETEREK et al. (2011) concluded that seismicity is very well related to the MLF which in this area seems to be vertically and horizontally curved (PETEREK et al. 2011: fig. 21). According to FISCHER & HORALEK (2003) and FISCHER et al. (2010) the hypocenters are related to a 169° striking fault. PETEREK et al. (2011) postulate that seismicity along the so-called Plesná-Počátky Zone (PPZ; fig. 3) is connected to individual en echelon NW-SE trending Riedel shear segments that belong to a roughly N-S running sinistral wrench zone (fig. 14).

Stop 1.7 [facultative]

Location: Open cast mine Nová Ves, 8.5 km NE Františkovy Lázně, 800 m west of Nová Ves (GPS: 50.176733 N,12.407928 E)

Topics: Plio-/Pleistocene Vildštejn Formation

The open cast mine Nová Ves II is situated close to the northern margin of the Cheb Basin. Towards the N pediments truncating basement rocks (granites) segue from the sedimentary basin to the Elster Mts. (Halštrovské hory). Geologically the Elster Mts. is part of the Fichtel Mts. (*Smrčiny*). Separated by the *Mariánské Lázně* Fault it continues towards the NE into the Ore Mts. (Krušné hory, Erzgebirge). The stratigraphic record of the northern part of the Cheb Basin and of the open cast mine is given in fig. 15.

BANKWITZ et al. (2003b) for the first time described in the open cast mine a “Diffuse Degassing Structure” similar to that at stop 4 (Hartoušov). Due to the mining the structure has been well investigated by these authors (see also KÄMPF et al. 2005). Permanent CO₂ degassing is related to a WSW-ENE running dextral shear fault zone (Nová Ves Fault; cf. KÄMPF et al. 2005). The width of the fault zone is approximately 20 m. It consists of small, narrow, discrete shear planes mostly of dm-scale (BANKWITZ et al. 2003b). In 2005 the blow out of the gas along these structures was to hear and also to see within small mud holes (cm to dm in diameter). The geochemical and isotope (He, C) data of the emanations reveal that the gas originates from the mantle (KÄMPF et al. 2005).

The open cast mine Nová Ves gives insights into young deformation of the unconsolidated sediments of the northern Cheb Basin and has been described in detail first by BANKWITZ et al. (2003b). The mine is built up in its lower part by dark grey clays of about 10 m thickness overlain by sandy clays and argillaceous sands. The upper part is composed by interbedded sandy and argillaceous sediments. In the mine’s NW slope that is close to the Nová Ves Fault 5 – 30 m wide flat synclines and 2 – 5 m wide narrow steep anticlines with amplitudes in the order of several meters can be seen that are restricted to a layered sequence of about 6 to 8 m (figs. in BANKWITZ et al. 2003b). The overlying sequence is undisturbed. BANKWITZ et al. (2003b) interpreted the deformation of the interbedded sequence as a consequence of near-surface tectonics related to displacement along the Nová Ves Fault. However, we do not exclude periglacial processes in the unconsolidated deposits to be the cause for the conspicuous deformation.

Stop 1.8

Location: Františkovy Lázně Spa

GPS: 50.120275 N, 12.349312 E

Topics: Mineral springs, balneology

The famous spa Františkovy Lázně was originally named *Kaiser Franzensdorf*, later renamed to *Franzensbad*. It was founded in 1793. The base for the spa are more than 20 mineral springs (recently more than 10 are dried up). Because the town was founded in a former moorland, Františkovy Lázně was the first peat pulp bath in the world.

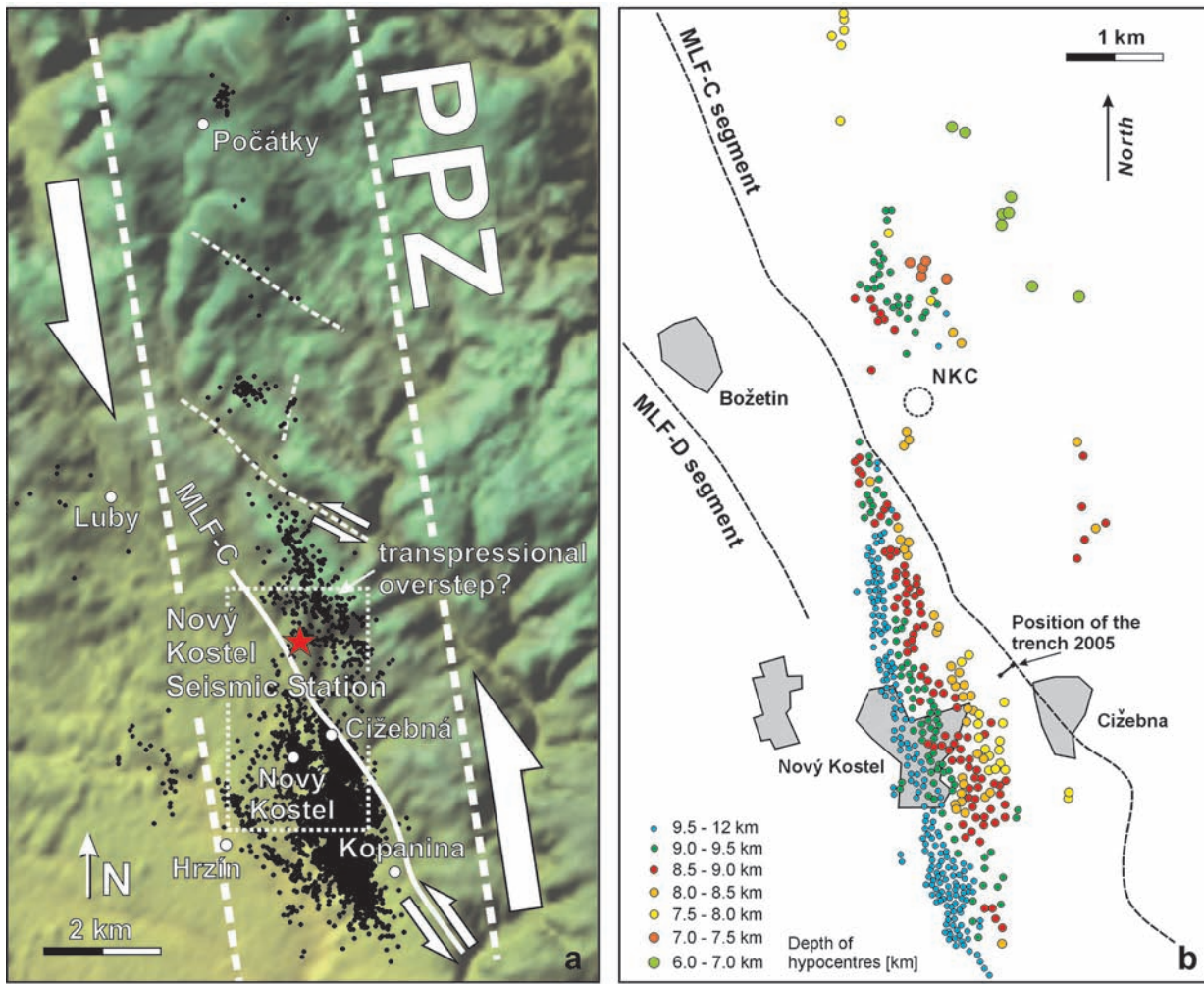


Fig. 14: Left (a): Distribution pattern of the epicentres (1990 – 2010, $ML > 1.0$) in the Počátky-Plesná Zone (PPZ) and interpretation of the PPZ as a sinistral wrench zone with reactivation of the MLF as a sinistral Riedel shear. Data source: GFU (2010). Right (b): Areal distribution of the epicentres of the Nový Kostel swarm earthquake cluster during the period 1985 – 2001 (magnitude $ML > 1.0$; data provided by T. FISCHER, Prague). Note the shift of the epicentres with depth, indicating that south of the Nový Kostel seismological station (NKC) the main focal plane dips W-ward. Both figures after PETEREK et al. (2011).

Abb. 14: Links (a): Verteilung der Epizentren (1990 – 2010, $ML > 1.0$; GFU 2010) in der Počátky-Plesná Zone (PPZ) und Interpretation der PPZ als sinistrale Scherzone (wrench zone) mit Reaktivierung der MLF als sinistrale Riedel shear-Element. Rechts (b): Verteilung der Epizentren im Schwarmbebengebiet von Nový Kostel 1985 – 2001 (Magnitude $ML > 1.0$; Daten bereitgestellt von T. FISCHER, Prag). Kennzeichnend ist die Verschiebung der Epizentren mit zunehmender Tiefe ihrer Hypozentren (vgl. Legende) und damit eine nach Westen einfallende seismisch aktive Struktur.

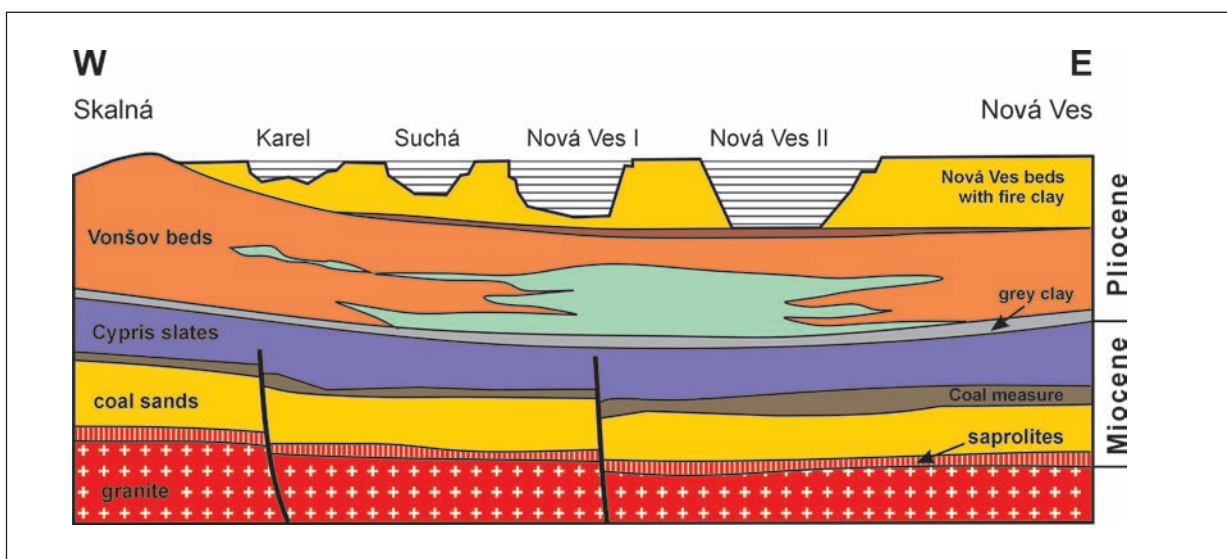


Fig. 15: Stratigraphic record of the open cast clay mines near Nová Ves (modified after KÄMPF et al. 2005; data provided by KEMAT company).

Abb. 15: Stratigraphie des Ton-Tagebaus nahe Nová Ves (verändert nach KÄMPF et al. 2005; Daten bereitgestellt durch die Firma KEMAT).

The natural mineral water originally emanated at natural springs, today they are exploited by well drillings with different depths. Depend from the geological layers from which the water origins, the content of mineral salt and carbon dioxide (CO₂) differ in a wide range. Typical is a high content of Glauber's salts (Na₂SO₄·10H₂O). Characteristics of the mineral springs are given by BURDA & BABŮREK (1998):

Temperature: 8.6 – 13 °C

Discharge: 15 l/s (900 l/min) until 25 l/s (1500 l/min) – depending from CO₂ pressure

Chemistry: Type Na-SO₄-HCO₃-Cl, Na-SO₄-Cl-HCO₃, Na-SO₄-Cl, with high content of SiO₄ (bis 84 mg/l), mineral salts: 1.0 – 22 g/l.

Beside the highly mineralized spring water the carbon dioxide plays an important role for the medical applications. It supports a better performance of the cardiovascular system, decreases the blood pressure in the pulse and lowers the occurrence of chronic inflammatory processes in the body. It further lowers rheumatic afflictions and improves the blood circulation in tissues and the vegetative stabilisation.

Stop 1.9

Location: Komorní hůrka, 1 km west of Františkovy Lázně (GPS: 50.10079 N, 12.337854 E)
Topics: Pleistocene volcanism, scoria cone, history of earth sciences

The Komorní hůrka (Kammerbühl) is an inconspicuous hill located at the flat eastern rim of the Cheb Basin. Beside the Železná hůrka (see stop 2) it belongs to the youngest volcanoes in the Bohemian Massif. The small volcano plays an extraordinary role in the historical Neptunism-Plutonism Controversy, which was not just a debate between scien-

tists at the turn of the 18th and 19th century. At that time, the Komorní hůrka was frequently visited by the spa town visitors and also by leading naturalists. JOHANN WOLFGANG VON GOETHE, one of the most respected poets and naturalists at that time when geology became a separate scientific discipline, took sides with the Neptunists. In his famous work *Faust* GOETHE gave this debate a literary form in a dialogue between a Neptunist and a Plutonist. In this play, the antagonist Mephistopheles, acting as a devil, represents the Plutonist, whereas Faust is the Neptunist.

First reports of a research of the volcano date back to 1766, when an excavation of a 100-metre long drift was digged in the hope of finding coal beds. GOETHE had first visited the volcano in summer 1808. He persuaded KAŠPAR ŠTERNBERK (one of the founders of the National Museum in Prague) to participate in the exploration of the Komorní hůrka. Following Goethe's suggestion an adit was excavated to show whether the Komorní hůrka was a volcano or not. Approximately 300 metres of drifts had been excavated since 1826 with the result that a volcanic vent was discovered. Today, most of the drifts are collapsed and only an entrance portal reminds to this research work.

The Komorní hůrka is a layered volcano that had been created by a Strombolian eruption. The ejected pyroclasts are mainly in the size of lapilli predominantly accumulated in the eastern part of the volcano. The high porosity of the pyroclasts indicates that the discrete eruptions were driven by the magmatic gas. The pyroclasts are aerodynamically formed documenting the ballistic transport. Beside the agglomerates also layers with ash- and lapilli deposits occur with low porosity of the ejecta and high content of xenolithes. They indicate phases of phreatomagmatic eruptions. Towards the end of the volcanic activity, the vent and the crater were filled by solid lava rocks that cover the pyroclasts. The geochemistry and petrography of the volcanic rocks of the Komorní hůrka characterize them as Olivine nephelinites (PETEREK et al. 1998).

The Komorní hůrka was quarried for building purposes already in the Middle Age, e.g. for the Black Tower of the

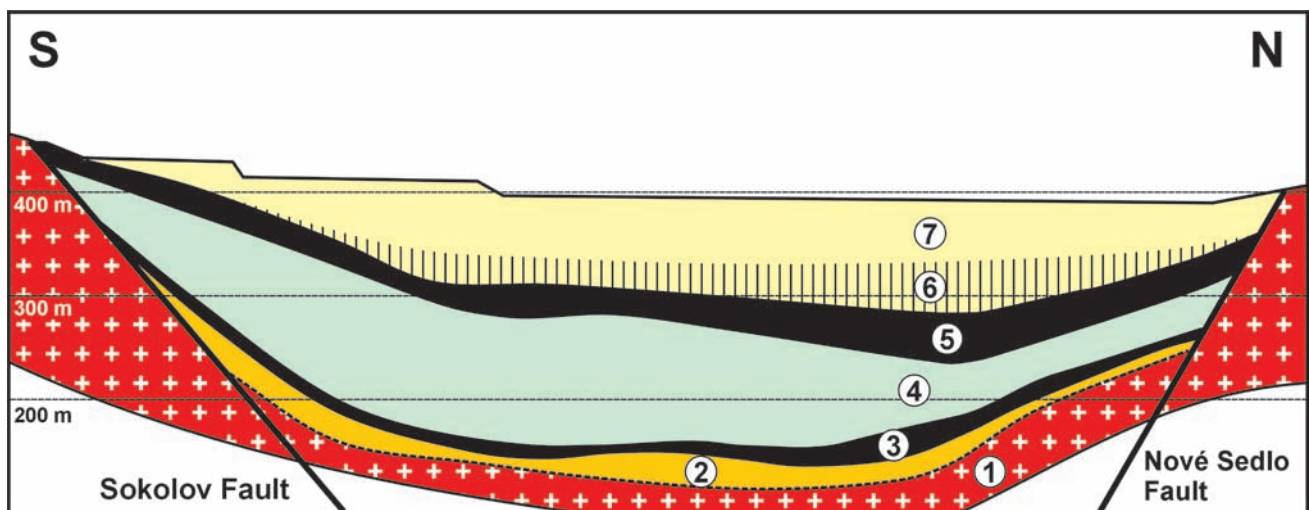


Fig. 16: Geological cross-section across the opencast mining of Družba near Nový Sedlo. 1 = Variscan granite, 2 = Staré Sedlo Fmt., 3 = Coal seam Josef, 4 = Chodov Fmt., 5 = Coal seam Antonin, 6 & 7 = Cypris Fmt. (after ROJÍK et al. 2010).

Abb. 16: Geologisches Profil durch den Tagebau Družba (Freiheit) nahe Nový Sedlo. 1 = Variszische Granite, 2 = Staré Sedlo Fmt., 3 = Flöz Josef, 4 = Chodov Fmt., 5 = Flöz Antonin, 6 & 7 = Cypris Fmt. (nach ROJÍK et al. 2010).

Cheb Castle. The conspicuous up to 15 m deep pit at the eastern slope of the hill is the result of digging the pyroclastic deposits. Since 1951 the Komorní hůrka is a nature protected area. Today the volcano belongs to the National Nature Monuments.

Day 2 Western Eger Rift [NW-Bohemia] - Sokolov Basin [Peterek, A., Schunk, R. & Reuther, C.-D.]

Stop 2.1 Peterek, A.

Location: Horní Piskovec, 2 km W Nové Sedlo, open mining Družba, viewing platform (GPS: 50.201462 N, 12.712723 E)

Topics: Brown-coal mining, Eger Graben, Sokolov Basin, neotectonics

The viewing platform S of the open mining “Družba” (“friendship”) enables an outstanding panorama view across the large brown-coal mining district between Sokolov in the W and Nové Sedlo in the E. In the open mining “Družba” the coal seam “Antonín” is mined 200 m below the original landsurface. Mining goes back until the 17th century, but first in the 19th century mining expanded to a larger extent. However, mining was restricted mainly to underground mining. Especially after the Second World War the phase of mining the brown-coal in very large open casts started with a tremendous impact into the landscape and ecology.

The Sokolov Basin belongs to the volcano-tectonic Eger Rift (fig. 2), is 8 to 9 km in width and 36 km long with a total area of about 200 km². It consists of various subbasins separated from each other by basement blocks. Subsidence of the basin occurred mainly in the Oligo-/Miocene (24–16 Ma; Rojík 2004). An excellent overview about the geology and stratigraphy of the basin was given by Rojík et al. (2010). The sedimentary infill of the basin which is in total about 360 m comprises approx. 60 % volcanic ejecta. The stratigraphic record of the basin infill can be subdivided into four volcano-tectonic complexes separated by unconformities (Rojík 2004, Rojík et al. 2010).

The evolution of the basin started during the Oligocene by the subsidence of small circular depressions aligned in E-W direction in an en echelon geometry (Rojík 2011). Continued subsidence during the Oligo-/Miocene was controlled by the development of the marginal and intrabasin faults. After the deposition of the Mid-Miocene Cypris Fmt. the Sokolov Basin underwent inversion tectonics with folding of the strata, uplift, and erosion.

The Sokolov Basin is bordered by a complex SW-NE faulting system and cross-cutting NW-SE faults. The basin is limited to the N by the Lipniza Fault system. Brown-coals (lignites) are found only in the western part of the basin in three coal seams. The “Josef” coal seam occurs at the base of the sedimentary sequence overlying the Staré Sedlo Fmt (fig. 16). It is rich in sulphur (up to 5 %) and arsenic (60–70 ppm). The coal seam “Anežka” can be found only in the westernmost part of the Sokolov Basin. Both, the “Josef” and “Anežka” seams have been exploited in particular west of Sokolov very close to the western end of the basin (Meadard open pit). The “Antonín” coal seam is recently exploit-

ed in the “Jiří” and the “Družba” open pits between Sokolov and Nové Sedlo. It contains up to 8 % sulphur, together with arsenic. The “Antonín” coal seam is overlain by the clays of the Cypris Formation (Burdigalian; 130–200 m). The clays are dominated by kaolinite at the base, passing to illite, and montmorillonite (smectite) to the top (Rojík et al. 2010). The upper part of the Cypris Formation is predominated by limestone.

The basal clays of the Cypris Fmt. in the Družba open pit are exploited for the production of expanded clays (LiaporTM), whereas the upper part is used for the back-filling of the mining area and for the recultivation of the mine dump.

Stop 2.2

Location: Karlovy Vary (Karlsbad)

Topics: Walk through the famous spa; travertine, “Sprudelquell” Karlovy Vary hot spring/Sprudel (Vřídlo)

Karlovy Vary thermal anomaly

Stop 2.3

Location: Andělská Hora (Engelsburg)

15 km SE Karlovy Vary (GPS: 50.20548 N, 12.96378 E)

Topics: Tertiary Phonolith, Panorama view to the Doupov Mts. (Doupovské hory), Slavkovský les, Krušné hory, and Eger Graben

The phonolite of Andělská Hora (27.2 Ma) is situated at the western rim of the Doupov Mts. (fig. 2). The Doupov Mts. is a volcanic complex of about 30 km in diameter that represents an important geological and morphological unit in the Eger Rift and in North Bohemia. It is located where the structures of the Eger Rift cross-cut with the NNW-SSE running Gera- Jachymov Fault zone. It was believed that the Doupov Mts. represents a deeply eroded stratovolcano composed of subvolcanic and intrusive rocks. Geophysical survey, however, gives evidence for a bipolar structure of a deep magma body and the existence of more than only one single volcanic vent (HRADECKÝ 1997). A huge number of lava flows, subaerial porphyroclastic beds, and relics of lahar accumulations has been described by HRADECKÝ (1997) giving insights into the volcanogenetic evolution of the Doupov Mts.:

Beginning of the volcanic activity in the Oligocene at the intersection of two deep-seated faults (approx. 37 Ma; HRADECKÝ 1997), Plinian eruptions caused by phreatomagmatic processes and rapid rise of highly disintegrated magma to the surface; deposition of air-fall tuffs, less abundant pyroclastic flows, and also base-surge deposits (rarely). Air-fall deposits can be detected at the base of the Miocene coal seams up to a distance of 30 km, strong eruptions are accompanied by laharc avalanches arranged radial to the center of the Doupov Mts. Occurrence of volcanic activity aside the main centre along fissures and faults, mainly in the northern part of the massif (Strombolian and Hawaiian eruptions), Strombolian volcanic activity (partly also Hawaiian) produces widespread alkaline lava flows.

Stop 2.4 Central Bohemia: Svatý Jan pod Skalou in the Bohemian Karst [“St. John under the Rock”, Český kras] – Holocene tufa profile [VACLAV ČÍLEK]

Location: 3 km E Beroun (GPS: 49.96889 N, 14.13417 E)

Large areas of Central Europe, including some of the most sensitive landscapes such as sandstone areas, karstlands and loess-chernozem districts, are lacking suitable, long and continuous profiles in peatbogs and associated aquatic environments, but they contain other sedimentary sequences such as tufa bodies, slope series, calcareous marshes that document different aspects of environmental change such as the intensity of carbonate metabolism, relation of humid and dry phases to prehistoric civilizations, slope dynamics and other ones.

The Bohemian Karst with more than 10 larger bodies of Holocene tufas and a number of other profiles in karst and slope sediments represents a classic terrain for Czech (or central European) Holocene studies. The longest and the most complete tufa record is developed under a large, deep-seated karst spring in Svatý Jan pod Skalou. The spring originally overflow the tufa body but later, probably in the last centuries before our era it subroded the body and now its resurgence is close to the floodplain level. The detailed profile and the description is published in a Czech monograph and summarized in ŽÁK et al. 2002, see *Quat. Int.* 91 (2002) online. We list on this place some almost uniform general features of Holocene fresh water carbonate climate-influenced sedimentation.

Tufa deposits have the exceptional and often dominant position among other Holocene sequences because their architecture reflects several important structures: intensity of carbonate metabolism, hydrological changes, rock scree formation episodes and most significantly prolonged drought episodes. There exists an almost uniform pattern of tufa sedimentation in Mid-European context in a range starting in Thuringia (Germany), covering the whole area of the Czech Republic and reaching as far as to Southern Moravia and South-Eastern Slovakia. Tufa bodies often contain intercalations of several (2–4) humic fossil soils of Epiatlantic to Subboreal age corresponding to dry periods. The thickness of deposits is often between 5–10m (some 17m in Svatý Jan pod Skalou in the Bohemian Karst), it usually covers the interval from 9500 to about 2200 years calBP.

Metabolism of calcium carbonate in the Holocene in several significant examples is listed as follows:

- The maximum migration/deposition of calcium carbonate takes place before the Neolithic colonization. It represents the most humid phase of the whole Holocene and it ends abruptly. Carbonate layers and flowstones can be found even in contemporary dry and warm conditions of Thermofyticum (e.g. in the chernozem area of Southern Moravia). The fast and intensive formation of soils happens in a Pre-Neolithic carbonate phase due to the enhanced intensity of chemical weathering.
- Tufa deposits and some other sites reflect a massive humid phase, that is later succeeded by alternating sequences of carbonate and scree horizons set in by probable oceanicity-continentiality climatic shifts.

- The maximal migration/deposition of calcium carbonate is accompanied by a rapidly growing number of woodland mollusks species and thus by evolution of closed forest. The upper tree limit is the highest during the late climatic optimum.
- The Subboreal (700–1250 BP) represents the most critical period of the Holocene in relationship to unprecedented intensity of rock falls and collapses and coarse scree formation. The Subboreal sediments are often accompanied by abundant Late Bronze Age ceramic fragments. Harsh continental climate, deforestation, droughts and expanded land reclamation (expansion of settlement area, grazing) are to be expected.
- A short but vigorous erosional event takes place at the beginning of the peak of the Pre-Neolithic carbonate phase.
- Erosion, subsrosion and the end of tufa formation takes place at the majority of deposits during 2nd–5th century B.C.
- The first half of the Holocene can be characterized by presence of soils containing some quantities of calcium carbonate, while later we observe leaching of carbonate, acidification and oligotrophisation of soils that may lead to profound vegetational changes and environmental collapses in large areas. This phenomenon is especially characteristic for Bohemian Cretaceous sandstone areas.

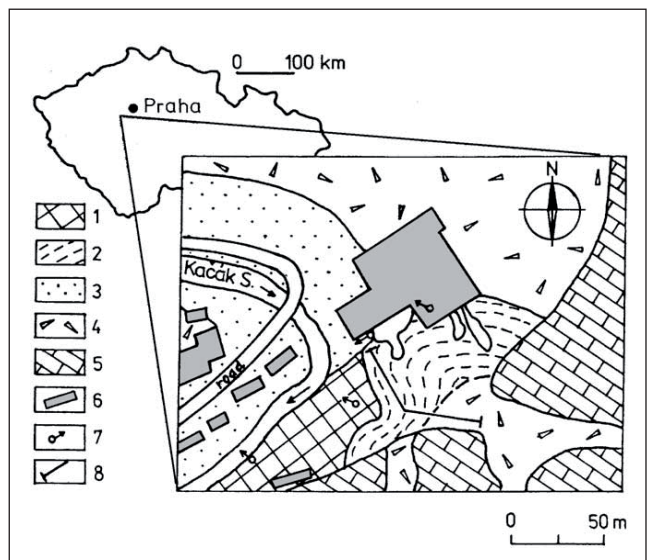


Fig. 17: Sketch-map of the calcareous tufa accumulation at the Svatý Jan pod Skalou (from ŽÁK et al., 2002)

(1) anthropogenic deposits, (2) calcareous tufa body including natural and artificial cavities, (3) fluvial deposits, (4) slope deposits, (5) Paleozoic limestones, (6) buildings including the monastery and church complex in the centre, (7) karst spring, (8) longitudinal profile through tufa body (see fig. 18).

Abb. 17: Skizze der Kalktuffablagerung von Svatý Jan pod Skalou (St. Johann unter dem Felsen) (aus ŽÁK et al., 2002).

(1) Anthropogene Ablagerungen, (2) Kalktuff mit natürlichen und anthropogenen Hohlräumen, (3) fluviale Ablagerungen, (4) Hangablagerungen, (5) Paläozoische Kalksteine, (6) Gebäude einschließlich Kloster und Kirchenkomplex in der Mitte, (7) Karstquelle, (8) Längsprofil durch den Tuffkörper (siehe Abb. 18)

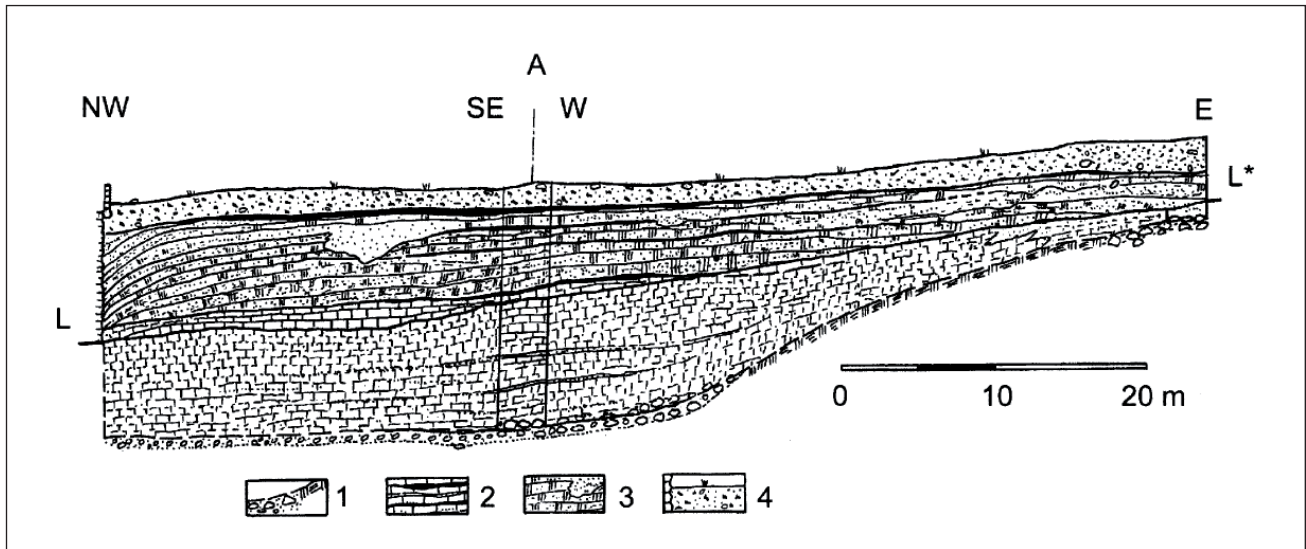


Fig. 18: Longitudinal profile of the calcareous tufa accumulation at the Svatý Jan pod Skalou: idealized and simplified profile through tufa accumulation. The line L2-L* represents the level of erosional gully bottom and axis A a bend of the profile. Only the left upper part of the profile is accessible to direct observation. The other parts are either compiled from former unpublished sources (especially KOVANDA and LOŽEK in ŽÁK et al., 2001) or deduced from a pit and bore hole located along A axis, outcrops in nearby cellars of the monastery and in Cave of St. Ivan, and by ground radar results. The actual stratigraphy is very complex and besides climatic factors it reflects different tufa facies such as pool-rim transitions. It can be simplified into four basic complexes: (1) Underlying sediments are formed either by rock scree (local Paleozoic limestones and volcanites) or by fluvial sediments (gravel). (2) The massive phytothermal tufa used as building material occurs as a flat body in the lower part of the profile. Several loose to sandy tufa intercalations were observed. (3) The main body of tufa exposed above the gorge bottom consists of highly heterogeneous strata where massive layers alternate or form facial transitions into loose tufas that sedimented in pools. Notice the “cascade” inclination of layers close to the left end of profile. The profile is interrupted there by the church wall. The horizontal dark layers represent humic soils, calcified soil sediments and intercalations of rock scree. (4) The uppermost part is formed by anthropogenic sediments associated with construction of monastery, prehistoric cultural layers, soils and different slope sediments (after ŽÁK et al., 2002).

Abb. 18: Längsprofil durch die Kalktuffablagerung von Svato Jan pod Skalou, idealisiertes und vereinfachtes Profil. Die Linie L2-L* stellt die Höhenlage des eingeschnittenen Gully-Bodens dar und die Achse A einen Profilknick. Nur der linke obere Teil des Profils ist direkter Beobachtung zugänglich. Die anderen Teile sind entweder aus früheren unpublizierten Quellen zusammengesetzt (besonders KOVANDA und LOŽEK in ŽÁK et al., 2001) oder abgeleitet von einer Grube und einer Bohrung an der A-Achse, Aufschlüssen in nahe gelegenen Kellern des Klosters und der St-Ivan-Höhle sowie von Ergebnissen eines Bodenradars. Die aktuelle Stratigraphie ist sehr komplex und spiegelt neben klimatischen Faktoren verschiedene Tuff-Fazies wie Übergänge zwischen Tümpel und Schwelle. Sie kann zu vier grundlegenden Komplexen vereinfacht werden: (1) Unterlagernde Sedimente aus entweder Gesteinsschutt (von lokalen Paläozoischen Kalksteinen und Vulkaniten) oder fluvialen Sedimenten (Kies). (2) Der massive phytothermale Tuff, der als Baumaterial genutzt wurde, erscheint als flacher Körper im unteren Teil des Profils. Mehrere lockere bis sandige Tuffeinschaltungen wurden beobachtet. (3) Der Hauptkörper des Tuffs, der über dem Boden der Schlucht ansteht, besteht aus sehr heterogenen Schichten, in denen massive Lagen mit lockeren Tuffen (Ablagerung in Tümpeln) wechseln oder fazielle Übergänge bilden. Man beachte die „kaskadenartige“ Neigung der Schichten am linken Ende des Profils, welches hier durch die Kirchenwand unterbrochen wird. Die horizontalen dunklen Lagen repräsentieren humose Böden, kalzifizierte Bodensedimente und Einlagerungen von Gesteinsschutt. (4) Der oberste Teil wird von anthropogenen Ablagerungen gebildet, die mit dem Bau des Klosters, prähistorischen Kulturschichten, Böden und verschiedenen Hangsedimenten zusammenhängen (nach ŽÁK et al., 2002).

Day 3 The terrace system of Vltava River and Upper Pleistocene loess/paleosol

Stop 3.1 The terrace system of Vltava River [VACLAV ČILK]

Location: Praha (GPS: 50.11667, 14.40000)

At least 60% of the area of Czech republic represents a characteristic European “penplain” surface where a basic role of relief formation belongs to the variable rock lithology, the presence of deeply weathered zones of Mesozoic-Paleogene age and the presence of Tertiary, mostly Miocene shallow riverine-lacustrine systems that were commonly in past decades described as “alluvial lakes”. The rest of the country is either under direct influence of Western Carpathian orogenesis like in Eastern Moravia or under neotectonic regimes mostly associated with volcanic and tectonic activities of České středohoří mts. (Böhmisches Mittelgebirge).

It is extremely important to realise that from the point

of geomorphological development the vast river systems that have overflowed large areas of the Bohemian Massif existed there for more than 20 millions years between Late Oligocene and Early Pleistocene. The downcutting of the Czech rivers took place mostly during the last 0.8 million years because the calcareous sediments of mild oxbow lakes or marshes some 80 m above the present river are – according to paleomagnetic data – older than the Brunhes-Matuyama boundary.

Thus we may view the abundant relicts of fluvial sands and gravels in plateau position above the rivers as mostly undatable relicts of Tertiary rivers, but we suspect the series of mild river base oscillations because e. g. SW of Prague the thick gravel sediments occur within a 40 m interval.

Mesozoic river relicts: the river valleys were mapped under mostly sandstone cover of Upper Cretaceous sediments, but in places where the Mesozoic sediments were eroded we have very few actual proofs of the appearance of these forms in the contemporary relief. Especially the hard

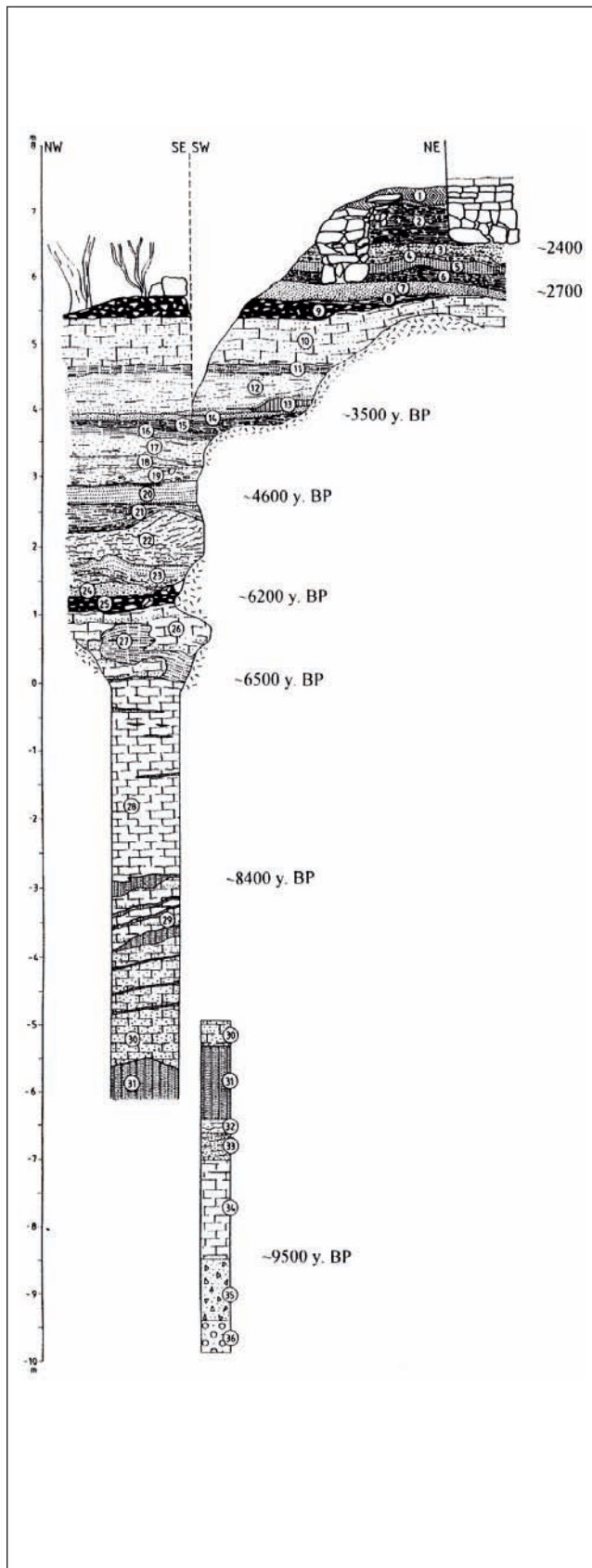


Fig. 19: Stratigraphy and chronology of the studied section. Lithology: (1) dark brown humic soil with small limestone and tufa clasts with a layer of tufa scree at the base, (2) brown humic soil with limestone clasts and a layer of limestone scree, (3) light brown extremely loose tufa mixed with brown soil with frequent tufa clasts, (4) limestone scree with silty and tufa matrix, (5) brown sandy soil with tufa scree and limestone clasts at the base, (6) brown sandy soil with tufa clasts, (7) brown–yellow to yellow loose tufa, locally irregular relics of solid tufa, (8) yellow solid tufa, (9) limestone scree with silty and sandy matrix, (10) grey–yellow partly loose tufa, (11) grey–yellow extremely loose tufa with brown silty and sandy layers, thin layer of limestone scree at the base, (12) light grey solid tufa, loose in places, (13) brown sandy soil with tufa clasts, (14) light grey solid tufa, loose in places, (15) dark brown sandy and clayey soil, (16) grey to brown–grey strongly loose tufa with rusty limonite streaks, (17) grey to brown–grey strongly loose tufa with limonite streaks, (18) light grey solid tufa, loose in places, (19) whitish grey solid tufa with conspicuous limonite streak at the top, (20) light grey sandy lacustrine tufa, (21) light grey, locally rusty brown solid tufa, (22) light grey to yellow, locally rusty brown solid tufa, (23) light grey strongly loose tufa, (24) light brown loose tufa with lenticular layer of sandy gravel in the upper part, (25) limestone scree with sandy matrix, (26) light brown strongly loose tufa, locally with silty matrix, (27) yellowish white solid tufa, (28) grey–yellow to light grey massive solid tufa, (29) light grey strongly loose tufa, locally with silty admixture, (30) grey yellow to light grey massive solid tufa, (31) light grey to brown strongly loose tufa, locally with silty admixture, (32) grey–yellow loose tufa, (33) loose grey–brown tufa, (34) grey–yellow to brown–yellow massive solid tufa, more porous at the base, (35) limestone scree with tufa fragments and incrustations in the upper part, pebbles of Paleozoic and Proterozoic rocks in the lower part of the layer, (36) sandy fluvial gravel with pebbles of Paleozoic and Proterozoic rocks and minor presence of limestone scree (after ŽÁK et al., 2002). Note that age estimates quoted in the figure are based on calibrated radiocarbon ages.

Abb. 19: Stratigraphie und Chronologie des untersuchten Profils. Lithologie: (1) dunkelbrauner humoser Boden mit kleinen Bruchstücken von Kalkstein und Tuff, an der Basis eine Lage aus Tuff-Schutt, (2) brauner humoser Boden mit Kalkstein-Bruchstücken und einer Lage aus Kalksteinschutt, (3) hellbrauner extrem lockerer Tuff vermischt mit einer Lage aus Kalksteinschutt, (4) Kalksteinschutt mit Schluff- und Tuff-Matrix, (5) brauner sandiger Boden mit Bruchstücken aus Tuff und Kalkstein an der Basis, (6) brauner sandiger Boden mit Tuff-Bruchstücken, (7) braungelber bis gelber lockerer Tuff, lokal unregelmäßige Reste festen Tuffs, (8) gelber fester Tuff, (9) Kalksteinschutt in schluffiger und sandiger Matrix, (10) graugelber teilweise lockerer Tuff, (11) graugelber extrem lockerer Tuff mit braunen schluffigen und sandigen Lagen, dünne Lage aus Kalksteinschutt an der Basis, (12) hellgrauer fester Tuff, stellenweise locker, (13) brauner sandiger Boden mit Tuff-Bruchstücken, (14) hellgrauer fester Tuff, stellenweise locker, (15) dunkelbrauner sandiger und toniger Boden, (16) grauer bis braungrauer sehr lockerer Tuff mit rostigen Limonitstreifen, (17) hellgrauer fester Tuff, stellenweise locker, (18) hellgrauer fester Tuff, oben mit auffälligem Limonitstreifen, (19) hellgrauer fester Tuff, lokal mit Schluff-Beimengung, (20) hellgrauer sandiger lakustriner Tuff, (21) hellgrauer, lokal rostbrauner fester Tuff, (22) hellgrauer bis gelber, lokal rostbrauner Tuff, (23) hellgrauer sehr lockerer Tuff, (24) hellgrauer lockerer Tuff mit Linse aus sandigem Kies im oberen Teil, (25) Kalksteinschutt in sandiger Matrix, (26) hellbrauner sehr lockerer Tuff, lokal in schluffiger Matrix, (27) gelblich-weißer fester Tuff, (28) graugelber bis hellgrauer massiver fester Tuff, (29) hellgrauer sehr lockerer Tuff lokal mit Schluff-Beimengung, (30) graugelber bis hellgrauer massiver fester Tuff, (31) hellgrauer bis brauner sehr lockerer Tuff, lokal mit Schluff-Beimengung, (32) graugelber lockerer Tuff, (33) lockerer graubrauner Tuff, (34) graugelber bis braungelber massiver fester Tuff, an der Basis poröser, (35) Kalksteinschutt mit Tuff-Fragmenten und Verkrustungen im oberen Teil, Gerölle aus paläozoischen und proterozoischen Gesteinen im unteren Teil der Schicht, (36) sandiger Flusskies mit Geröllen aus paläozoischen und proterozoischen Gesteinen und untergeordnet Kalksteinschutt (nach ŽÁK et al., 2002). Man beachte, dass die angegebenen Altersabschätzungen auf kalibrierten Radiokohlenstoffaltern beruhen.

Neoproterozoic quartzites (lydites) in Šárka and Ládví hill-ocks in Prague that were abraded by Cretaceous transgression and later exhumed by Quaternary erosion demonstrate the existence of pre-transgressional valley depressions. Tertiary systems: The oldest Tertiary river system in Cen-

tral Bohemia can be dated on the basis of plant remains to the Oligocene-Miocene boundary (Klínec). The lowermost Miocene sediments in situ position were found only 60 m above the present river course (Tetín, Český kras), while the highest river gravels can be found almost at the tops of

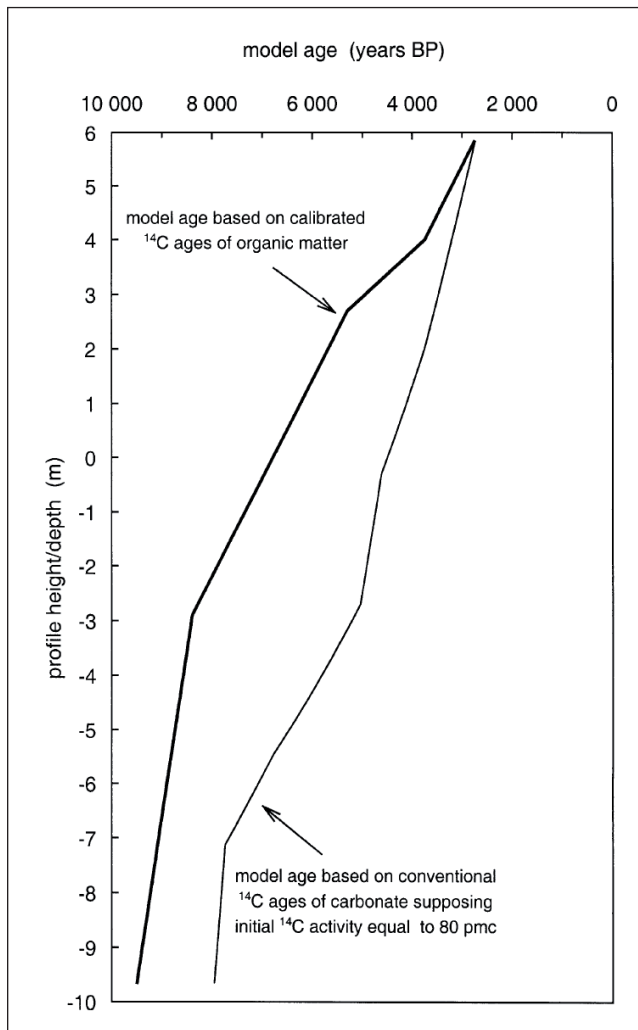


Fig. 20: ^{14}C ages based on calibrated data of organic matter and also the ^{14}C carbonate ages, calculated assuming identical initial activity of carbonate carbon of 80 pmc, vs. depth. Note that the model ages (thick solid line) are based on calibrated radiocarbon ages of organic matter, whereas the thin solid line shows model ages based on conventional radiocarbon ages of carbonate (after ŽÁK et al., 2002).

Abb 20: ^{14}C -Alter basierend auf kalibrierten Daten von organischem Material sowie ^{14}C -Karbonatalter, berechnet unter Annahme einheitlicher initialer Aktivität des karbonatischen Kohlenstoffs von 80 pms, dargestellt gegen die Tiefe. Man beachte, dass die Modellalter (dicke durchgezogene Linie) auf kalibrierten Radiokohlenstoffaltern von organischem Material beruhen, während die dünne durchgezogene Linie Modellalter auf Grundlage konventioneller Radiokohlenstoffalter der Karbonate darstellt (nach ŽÁK et al., 2002).

Český kras hills some 200 m higher. We suspect – in spite of some neotectonic movement – several phases of downcutting, filling of the former valleys and exhumations. The situation where older river sediments are found in lower positions (such as molluscs in fossil limestone screes of Kruhový lom in Český kras) is locally known as so called “river paradox”. We can assume with a certainty that at the beginning of the Miocene we witness significant downcutting and the evolution of wide, but shallow river valleys. The Upper Miocene is on the contrary characterised by high standing river valleys and repeated accumulation and re-filling of older valley depressions.

Pleistocene evolution: nine (in some cases 11) Pleistocene terraces were recognised forming the well visible staircase-like panorama of Prague. Most terraces are devel-

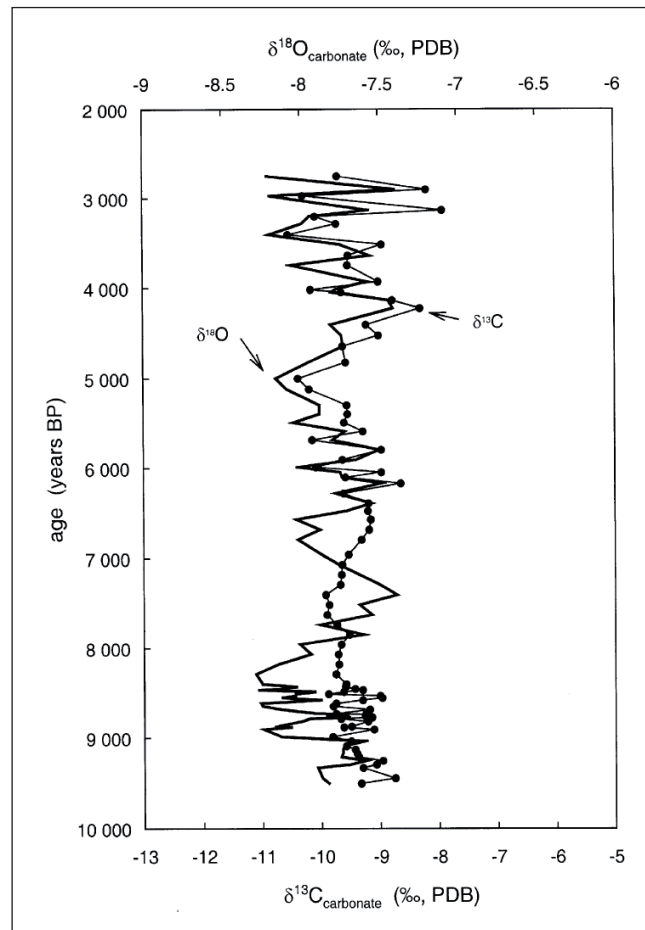


Fig. 21: The carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data vs. model age. Note that the model ages are based on calibrated radiocarbon ages (after ŽÁK et al., 2002).

Abb. 21: $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der Karbonate, dargestellt gegen Modellalter, die auf kalibrierten Radiokohlenstoffaltern basieren (nach ŽÁK et al., 2002).

oped as rock terraces overlain at the base by coarse gravel, then sand and finally by clayey sediments. The springs used in some cases already in prehistorical times and utilised in the Middle ages are often located at the contact of gravels and impenetrable rock terrace.

Holocene development: at the end of the last glacial we observe intensive downcutting of the river and formation of a valley incised in bedrock. Then its valley is filled with 6-10 m of sediments forming an Early Holocene river terrace that is later partly eroded and a Middle Holocene river terrace is formed. Then the antropogenic influences (mostly erosion and accumulation) blur the development. Thus, instead of three original Holocene river levels (floodplain, Mid-Holocene and Early-Holocene terraces) we usually recognise only two or even one level. The total thickness of Holocene sediments is approximately 6-12 m. The medieval city was in Romanesque times established on the Upper Holocene terrace as close to the river as possible but on the places that were (almost) never flooded in the Middle medieval times.

Contemporary situation: the biggest floods are recorded in the second half of 19th century and in 2002. Besides climatic causes we have to notice high aggradation of stream sediments, narrowing the river at the end of 19th

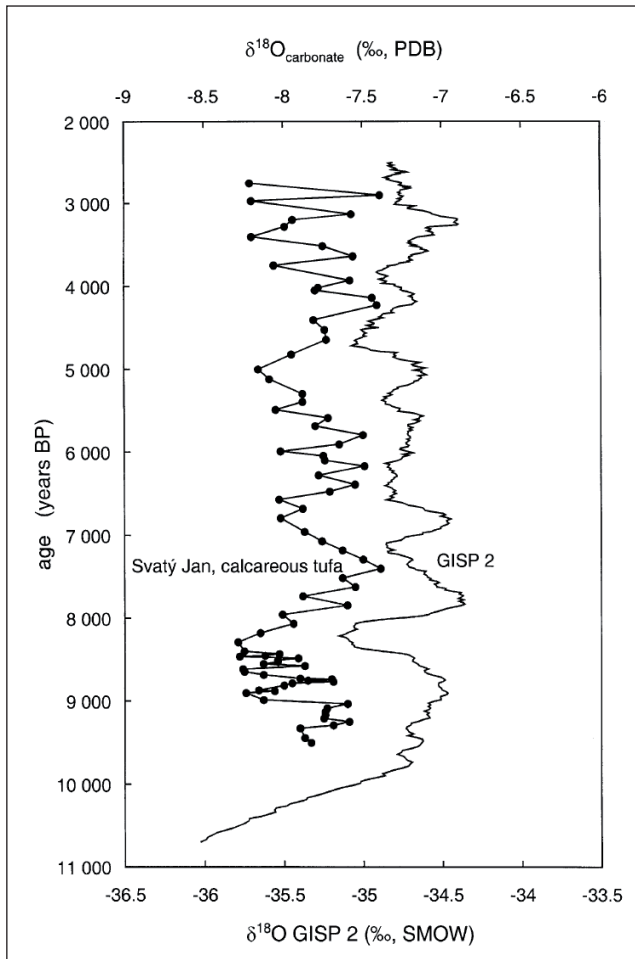


Fig. 22: Comparison of the carbonate $\delta^{18}\text{O}$ data from Svatý Jan and GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ record. Note that the model ages of the Svatý Jan section are based on calibrated radiocarbon ages (after ŽÁK et al., 2002).

Abb. 22: Vergleich von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der Karbonate von Svatý Jan pod Skalou und dem GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ -Archiv. Man beachte, dass die Modellalter des Svatý Jan-Profiles auf kalibrierten Radiokohlenstoffaltern basieren (nach ŽÁK et al., 2002).

century and the changes of the whole catchment such as sealing of the landscape and the compaction of agricultural soils by heavy mechanisation. The high floods are coming in the period of high flood unrest (roughly 30–50 year period possibly dependent on North Atlantic Oscillation or other interactions with Atlantic Multidecadal Oscillation) mostly 2–3 times during this period. So we expect within the next maybe 2–3 decades a new large flood in the Vltava and/or Labe-Elbe system.

Stop 3.2 Upper Pleistocene loess/paleosol sequence from Central Bohemia [JAN HOŠEK, LENKA LISÁ, SASCHA MESZNER, ILJA KNĚSL]

Location: Zeměchy (GPS: 50.23028, 14.26778)

Bohemia represents an important part of the Central European loess belt. On the river terraces (Moldau, Elbe and Ohře-Eger) accumulated Middle and Upper Pleistocene loess/paleosols sequences up to 10 m thick.

Several sites of the Weichselian loess were used as reference points of the last climatic cycle of the so-called dry loess area: Praha - Sedlec, Kutná Hora, Praha - Chabry and



Fig. 23: Svatý Jan pod Skalou, cave accessible from the monastery. Paleozoic limestone (right) and Holocene travertine (left) (photo: L. ZÖLLER).

Abb. 23: Svatý Jan pod Skalou, von der Klosterkirche aus zugängliche Höhle. Paläozoischer Kalkstein (rechts) und Holozäner Travertin (links) (Foto: L. ZÖLLER).

others. Nevertheless, these sites do not exist any more.

From this point of view, Zeměchy – Upper Pleistocene loess section from Central Bohemia – represents a crucial site for the region. Zeměchy is a loess gully situated 30 km north of Prague near the Vltava river. The gully is a result of young Holocene erosion; it is 350 m long, 10–15 m wide, and incised 19 m into a W-E oriented loess “dune” (greda).

The pre-Quaternary geological bedrock is composed of crumbly carboniferous arkoses and it is situated 4 m below the bottom of the gorge. On the bedrock fluvial gravels and sands of the Knovíz stream are accumulated. The sediments are exposed in the northern part of the gully and reach a thickness of 1–2 m.

The fluvial sediments are overlaid by loess. Loess is separated by two pedocomplexes. The lower part corresponds probably to the late Saalian (Riss) glacial (MIS 6) and it is composed of a thick layer of homogenous sandy loess. Series of individual loess laminae, some 3–5 cm thick, can be observed as episodic strata occurring throughout the lowermost part of this layer. The positive gradation (relatively coarser sandy grains in the lowermost part of the laminae and gradual decline in particle size) indicates a regime with repeated dust storms whereat each storm corresponding to one lamina. The maximal thickness (8 m) of the “dune” (greda) is in the centre of the gorge.

A reddish-brown Bt-horizon of a forest soil (‘parabraunerde’) is developed on this loess unit. The horizon

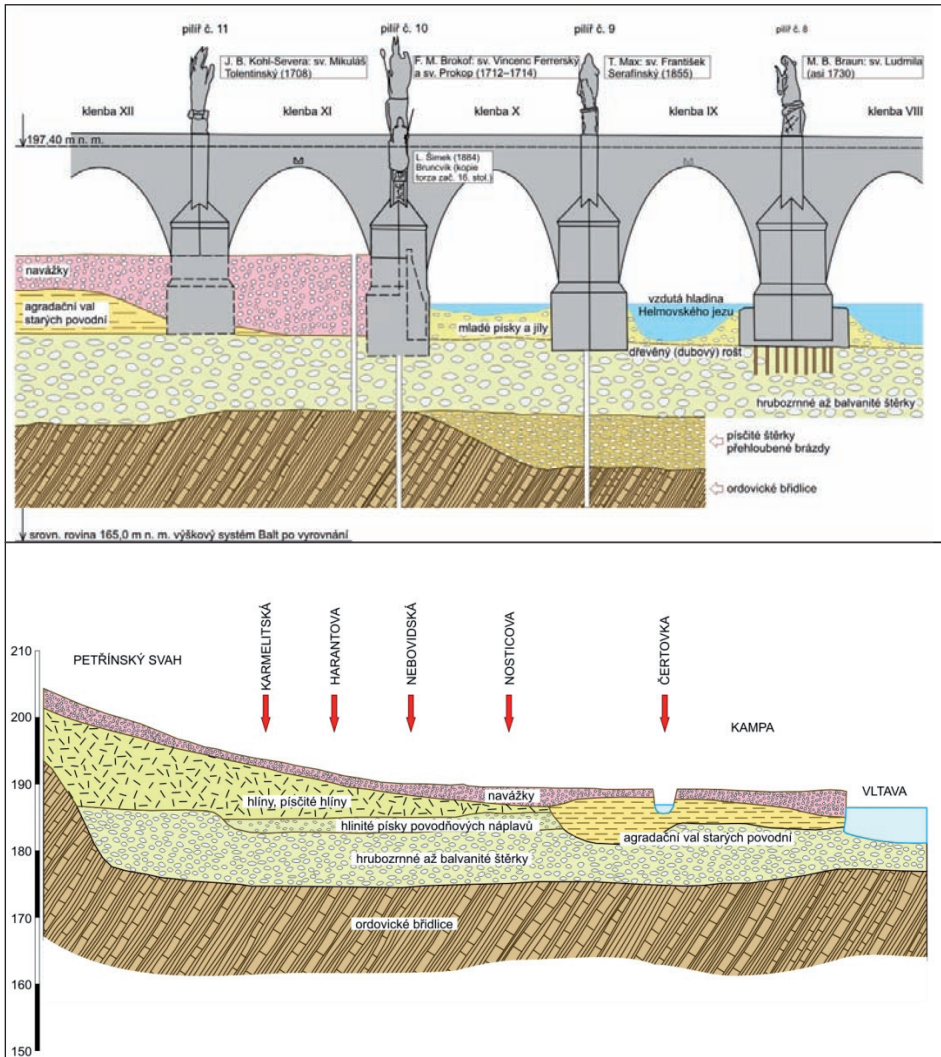


Fig. 24: Cross sections of the Vltava valley at the Charles Bridge in Praha.
 Abb. 24: Profilschnitte durch das Moldautal bei der Karlsbrücke in Prag.

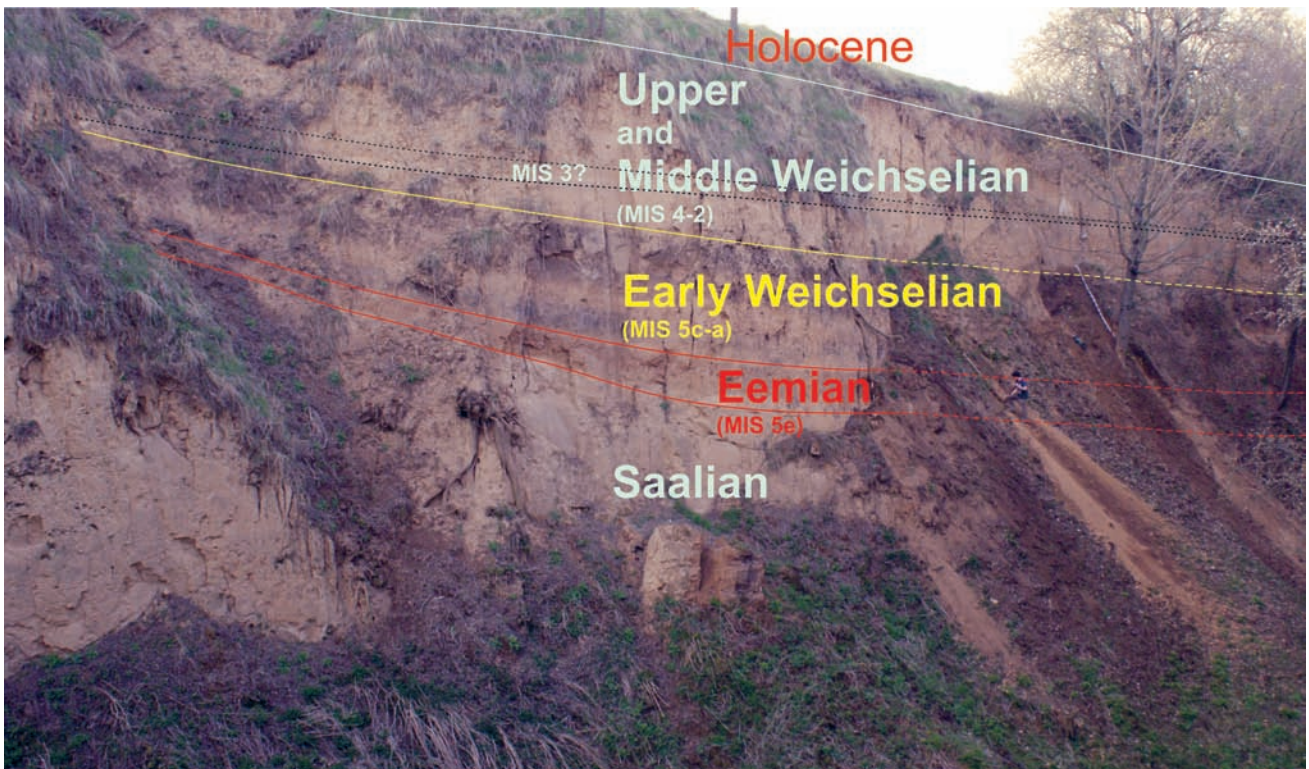


Fig. 25: General view on the western wall with a marked stratigraphy.
 Abb. 25: Detail des Lössprofils von Zeměchy (Westwand).

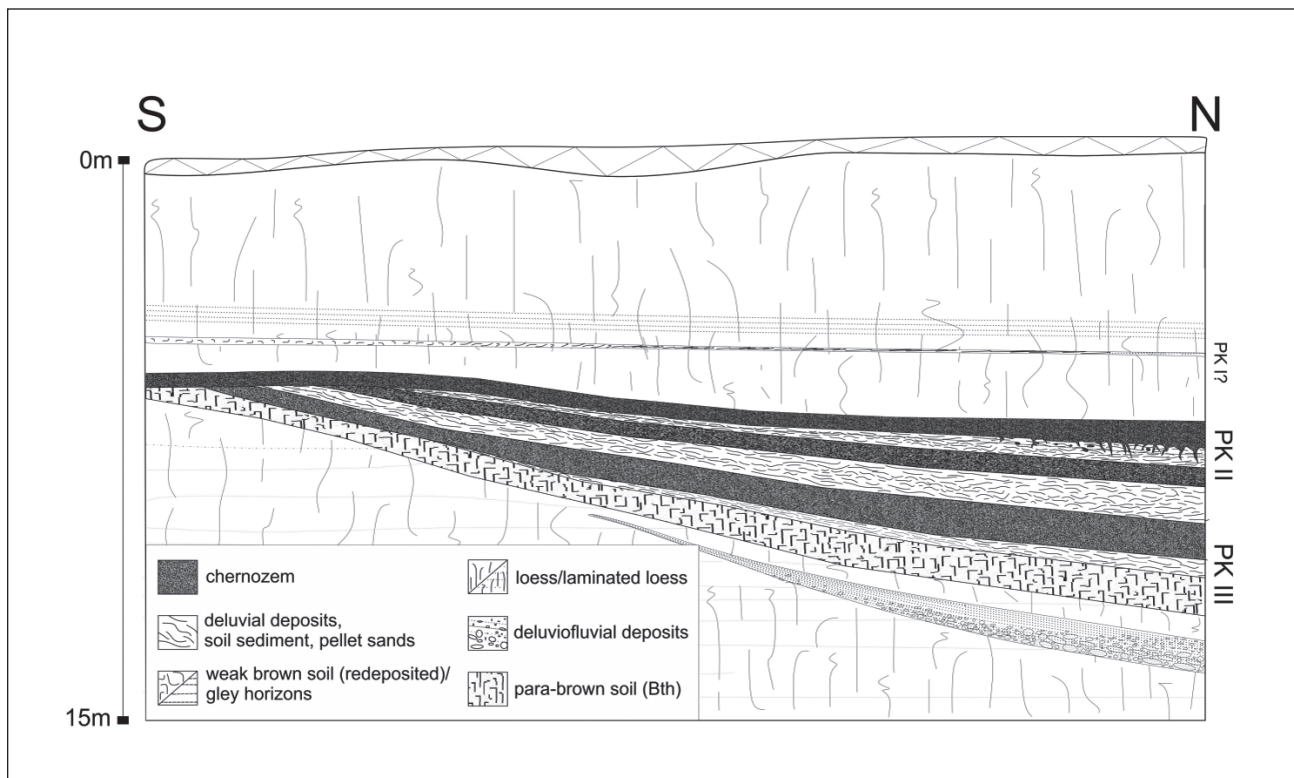


Fig. 26: Scheme of the loess/paleosol sequence, * OSL dates (ZANDER et al. 2000).

Abb. 26: Stratigraphie des Lössprofils von Zeměchy.

was correlated with the Eemian interglacial soil and together with an overlying chernoziem horizon represents pedocomplex PKIII (MIS 5e–5c). Thin layers of reworked loess and soils between the soil horizons represent a marker sensu Kukla (1975). PK III is overlaid by a thick layer of pellets sands, reworked loess and weak soil developed on the colluvial sediment. PK II (MIS 5a) is composed of two chernoziems separated by redeposited brownish soil sediment with krotovinas in the uppermost part. Lower chernoziem of PK II is penetrated by frost wedges. These 4 m thick loess/paleosol sequences are typical for the development of the Eemian interglacial to Lower Weichselian period from mentioned Bohemian loess sites and from others Central European sections, known as Stillfried A (e.g. KUKLA, 1975; FINK, 1976; ZÖLLER et al, 1994; FRECHEN, 2011). Pedocomplexes are overlaid by 7,5 m thick sandy loess accumulation. The PKI pedocomplex (MIS 3) is as usual developed as redeposited soil sediment preserved just as a relict in the uppermost part of the section. Above the position of the PK I palaeosol, loess intercalated by several frost gley palaeosols occurs.

Many, but relatively fragmental, information was obtained from the Zeměchy section (LOŽEK 1995, TYRÁČEK 1995, CÍLEK 1996, FORSTER et al. 1996, ZANDER et al. 2000). On the base of current, more complex conceived research (mineral-magnetic analyses, grain-size and geochemical proxies, micromorphological and charcoral analysis) is possible to get detailed picture about erosion – weathering and pedogenesis processes in the area during Last climatic cycle and to correlate Zeměchy with other sections of analogous time frame in the so-called dry loess area.

References

zu Stop 1.1 – 2.3

- BABUŠKA, V., FIALA, J., PLOMEROVÁ, J. (2010): Bottom to top lithosphere structure and evolution of western Eger Rift (Central Europe). – *Int. J. Earth Science (Geol. Rundsch.)* 99: 891–907. Doi: 10.1007/s00531–009–0434–4.
- BABUŠKA, V. & PLOMEROVÁ, J. & FISCHER, T. (2007): Intra-plate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): a possible correlation with a paleo-plate junction. – *J. Geodynamics* 44: 149–159. Doi: 10.1016/j.jog.2007.02.004.
- BANKWITZ, P., SCHNEIDER, G., KÄMPF, H. & BANKWITZ, E. (2003a): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). – *J. Geodynamics* 35: 5–32.
- BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., BRÄUER, K., KÄMPF, H.; STÖRR, M. (2003b): Deformation structures in Plio- and Pleistocene sediments (NW Bohemia, Central Europe). – *Geological Society London, Spec. Publ.*, 216: 73–93.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H. & STRAUCH, G. (2009): Earthquake swarms in non-volcanic regions: What fluids have to say, *Geophys. Res. Lett.* 36, L17309, doi: 10.1029/2009GL039615.
- BRÄUER, K., KÄMPF, H., NIEDERMANN, S. & STRAUCH, G. (2005): Evidence for ascending upper mantle-derived melt beneath the Cheb basin, central Europe. – *Geophys. Res. Lett.* 32, L08303, doi: 10.1029/2004GL022205.

- BUCHA, V., HORÁČEK, J. & MALKOVSKÝ, M. (1990): Palaeomagnetic stratigraphy of the Tertiary of the Cheb Basin (W-Bohemia). – *Věstník Ústředního ústavu geologického* 65(5): 267–278.
- BURDA, J. & BABŮREK, J. (1998): Hydrogeologie des westböhmischen Bäderdreieckes (Frantiskovy Lázně / Franzensbad – Karlovy Vary / Karlsbad – Mariánské Lázně / Marienbad). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* 80, 91–110.
- ELZNIC, A., ČADKOVÁ, Z. & DUŠEK, P. (1998): Palaeogeography of the Tertiary sediments of the North Bohemian Basin. – *Sbor. Geol. Ved. Geol.* 48: 19–46; Prague (in Czech).
- FISCHER, T. & HORÁLEK, J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. – *J. Geodynamics* 35: 125–144.
- FISCHER, T., HORÁLEK, J., MICHÁLEK, J. & BOUSKOVÁ, A. (2010): The 2008 West Bohemia earthquake swarm in the light of the WEBNET network. – *J. Seismol.*, 14, 665–682.
- FLECHSIG, C., BUSSERT, R., RECHNER, J., SCHÜTZE, C. & KÄMPF, H. (2008): The Hartousov Mofette Field in the Cheb Basin, Western Eger Rift (Czech Republic): a Comparative Geoelectric, Sedimentologic and Soil Gas Study of a Magmatic Diffuse CO₂-degassing Structure, *Z. Geol. Wiss.* 36, 3, 177–193.
- GEISSLER W.H., KÄMPF H., BANKWITZ P. UND E. BANKWITZ (2004): Das quartäre Tephra-Tuff-Vorkommen von Mytina (Südrand des westlichen Eger-Grabens/Tschechische Republik): Indikationen für Ausbruch- und Deformationsprozesse. – *Z. geol. Wiss.*, 32, 31–54.
- GFU (Geofyzikální Ústav Akademie Věd České Republiky) (2010): Map of epicentres of earthquakes in West Bohemia – Vogtland region. – <http://www.ig.cas.cz/en/structure/observatories/webnet/map-of-epicentres/>
- HORÁLEK, J., FISCHER, T., BOUSKOVÁ, A. & JEDLIČKA, P. (2003): The western Bohemia/Vogtland region in the light of the WEBNET network. – *Studia geoph. et geod.* 44: 107–125.
- HRADECKÝ, P. (1994): Volcanology of Železná and Komorní hůrka in Western Bohemia. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 69, 2, 89–92.
- IBS-VON SEHT, M., PLENEFISCH, T. & SCHMEDES, E. (2006): Fault style and stress field investigations for swarm earthquakes in NE Bavaria/Germany – the transition between Vogtland/NW-Bohemia and the KTB-site. – *J. Seismology* 10: 197–211.
- KÄMPF, H. & PETEREK, A., FLECHSIG, C., BRÄUER, K., STRAUCH, G. & SCHUNK, R. (2011): Junge Tektonik, Vulkanismus, aktive magmatische Prozesse und CO₂-Geo-Bio-Wechselbeziehungen in der Schwarmbebenregion des westlichen Eger Rifts. – *Reihe Exkursionsführer Thüringer Geologischer Verein, Exkursion zur 21. Jahreshauptversammlung, 24.–27. Juni 2011 in Marktredwitz, Jena (Selbstverlag).*
- KÄMPF, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KÜMPFEL, H.-J. & GEISSLER, W. (eds.) (2005): The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben. – *Schriftenreihe Dt. Ges. Geowiss.* 40: 37–107.
- KOPECKÝ, L. & VÁCL, J. (1999): Problematik der Lokalisation des Streufeldes der Moldavite aus dem Eger-Becken. – *Schr. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden* 10: 57–58.
- KOPECKÝ, L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution of young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. – *Sborník Geologických Věd. Řada Geologie*, 30: 91–107.
- KRÁLÍK, F. (1991): Kvarteru. – In: P. ŠANTRŮČEK (ed.): *Geologická Mapa ČR, Cheb (11–14)*, 1:50.000. – Czech Geological Survey, Prague.
- MALKOVSKÝ, M. (1979): Tektogeneze Plattformního Pokryvu Českého Masívu. – *Knihovna Ústředního ústavu geologického* 53: 1–176.
- MALKOVSKÝ, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. – *Tectonophysics* 137: 31–42.
- MRLINA, J., KÄMPF, H., GEISSLER, W.H., VAN DEN BOOGART, P. (2007): Assumed Quaternary maar structure at the Czech/German boundary between Mýtina and Neualbenreuth (western Eger Rift, Central Europe): geophysical, petrochemical and geochronological indications – *Z. geol. Wiss.*, 35: 213–230.
- MRLINA, J., KÄMPF, H., KRONER, C., MINGRAM, J., STEBICH, M., BRAUER, A., GEISSLER, W. H., KALLMEYER, J., MATTHES, H. & SEIDL, M. (2009): Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 182: 97–112.
- NEUNHÖFER, H. & HEMMANN, A. (2005): Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *J. Geodyn.*, 39: 361–385.
- PENCK, W. (1924): *Die morphologische Analyse.* – 283 pp., Stuttgart.
- PETEREK, A. (2001): Zur geomorphologischen und morphotektonischen Entwicklung des Fichtelgebirges und seines unmittelbaren Rahmens. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 51: 37–106, Erlangen.
- PETEREK, A. (2007): Känozoische Reliefentwicklung und Tektonik des zentralen Fichtelgebirges. – In: MAIER, J. (Hrsg.): *Das Geographische Seminar, spezial: Exkursionsführer Oberfranken.* – 253–269, Braunschweig (Westermann-Verlag).
- PETEREK, A., HÜSER, K. & SCHRÖDER, B. (2007): Reliefentwicklung und Tektonik in der oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenzonen zwischen Frankenalb und Fränkischer Linie. – In: MAIER, J. (Hrsg.): *Das Geographische Seminar, spezial: Exkursionsführer Oberfranken.* – 153–163, Braunschweig (Westermann-Verlag).
- PETEREK, A., RAUCHE, H. & SCHRÖDER, B. (1996): Die strukturelle Entwicklung des E-Randes der Süddeutschen Scholle in der Kreide. – *Z. geol. Wiss.* 24: 65–77.
- PETEREK, A., RAUCHE, H., SCHRÖDER, B., FRANZKE, H.-J., BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). – *Geol. Rundsch.* 86: 191–202.
- PETEREK, A., REUTHER, C.-D. & SCHUNK, R. (2011): Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwestern Bohemia, Czech Republic) and its implications for late Pliocene to Recent deformation in the western part

- of the Eger Rift System. – *Z. Geol. Wiss.* 39: 335–365, Berlin.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (1997): Neogene fault activity and morphogenesis in the basement area north of the KTB drill site (Fichtelgebirge and Steinwald). – *Geol. Rdsch.* 86: 185–190.
- PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & GOTTMANN, J. (1998): Reliefentwicklung, Tektonik und Vulkanismus während des Tertiärs und Quartärs im Fichtelgebirge und im westlichen Egerer Becken (Exkursion E am 16.4.1998). – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, 80: 111–132, Stuttgart.
- PFANZ, H. & SASSMANNSHAUSEN, F. (2008): Geogenic CO₂-Exhalations and Vegetation: Its possible use to predict volcanic eruptions. – *Geophys. Res. Abstr.* 10, EUG2008-A-12108.
- PRODEHL, C., MÜLLER, S. & HAAK, V. (1995): The European Cenozoic rift system. – In: K.H. OLSEN (ed.): *Continental rifts: evolution, structure, tectonics. – Developments in Geotectonics* 25: 133–212.
- RENNERT, T., EUSTERHUES, K., PFANZ, H. & TOTSCHKE, K.U. (2011): Influence of geogenic CO₂ on mineral and organic soil constituents on a mofette site in the NW Czech Republic. – *Eur. J. Soil Sci.*, accepted, doi: 10.1111/j.1365-2389.2011.01355.x
- Rojčík, P. (2004): New stratigraphic subdivision of the Tertiary of the Sokolov Basin in the Northwestern Bohemia. – *J. Czech Geol. Soc.* 49: 173–185.
- Rojčík, P. (2011): Zur Geologie des Tertiärbeckens von Sokolov. – *Tagungsband, 21. Jahreshauptversammlung Thüringischer Geologischer Verein*, 24.–27. Juni 2011, Marktredwitz: 23–26, Jena.
- Rojčík, P., DASKOVÁ, J., FEJFAR, O., KRÁSNÝ, J., KVACEK, Z., PESEK, J., SÝKOROVÁ & TEODORIDIS, V. (2010): Chebská pánev. – In: PEŠEK, J. (ed.): *Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky*: 206–229, Prague (Ceská geologická služba).
- ŠANTRŮČEK, P. (ed.) (1991): Geological map of Czech Republic, sheet 11–14, Cheb, 1:50.000. – *Czech Geological Survey, Prague.*
- SASSMANNSHAUSEN, F. (2010): Vegetationsökologische Charakterisierung terrestrischer Mofettenstandorte am Beispiel des westtschechischen Plesná-Tals. – *Unv. Diss., Universität Duisburg-Essen.*
- SCHRÖDER, B., KLARE, B., MENZEL, D. & PETEREK, A. (1998): Das Permomesozoikum des Vorlandes der Böhmisches Masse (Exkursion K am 18. April 1998). – *Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 80: 251–270, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2001): Känozoische Hebungs- und Abtragungsgeschichte im Umfeld des westlichen Egergrabens. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 152: 387–403.
- SCHULZ, H.-J. & POTAPOV, M. (2010): A new species of *Folsomia* from mofette fields of the Northwest Czechia (Collembola, Isotomidae). – *Zootaxa*, 2253, 60–64.
- SCHUNK, R. (in prep.): Structure and morphogenesis of the Cheb Basin since the late Pliocene. – *PhD Thesis, Hamburg University.*
- SCHUNK, R., PETEREK, A. & REUTHER, C.-D. (2003): Untersuchungen zur quartären und rezenten Tektonik im Umfeld der Marienbader Störung und des Egerer Beckens (Tschechien) – erste Ergebnisse. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 87: 19–46.
- SHRBENÝ, O. (1994): Tertiary of the Bohemian Massif. – In: KLOMÍNSKÝ, J. (ed.): *Geological Atlas of the Czech Republic. Stratigraphy.* Czech Geological Survey, Prague.
- SISSINGH, W. (2006): Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. – *Netherlands J. of Geosciences* 85: 131–180.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. & FISCHER, T. (2012): Late Quaternary activity within the Mariánské Lázně Fault zone as revealed by trenching survey (Cheb basin, Kopanina site). – *Geomorfologický sborník 10, Int. Conference Czech Association of Geomorphologists*, 18. – 20. April 2012, Sokolov, Abstract volume: 51–52, Prague. Download on <http://cag.tecnet.cz>.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., PETEREK, A. & MAREK, T. (2012)(eds.): Field trip guide. – *Int. Conference Czech Association of Geomorphologists*, 18. – 20. April 2012, Sokolov: 1–29, Prague. Download on <http://cag.tecnet.cz>.
- TRNKA, M. & HOUZAR, S. (2002): Moldavites: a review. – *Bull. Czech Geol. Surv.* 77: 283–302.
- ULRYCH, J., DOSTAL, J., ADAMOVIČ, J., JELÍNEK, E., ŠPAČEK, HEGNER, E. & BALOGH, K. (2011): Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). – *Lithos* 123: 133–144.
- ULRYCH, J., LLOYD, F.E. & BALOGH, K. (2003): Age relations and geochemical constraints of Cenozoic alkaline volcanic series in W Bohemia: a review. – *Geolines* 15: 168–180.
- VÁCL, J. (1966): The Cheb Basin. – In: Svoboda, J. (ed.): *Regional geology of Czechoslovakia. Part I: The Bohemian Massif.* – *Ústr. úst. geol.*: 516–532, Prague.
- WAGNER, G.A., GÖGEN, K., JONKHERE, R., WAGNER, I. & WODA, C. (2002): Dating of the Quaternary volcanoes Komorní Hůrka (Kammerbühl) and Železná Hůrka (Eisenbühl), Czech Republic, by TL-, ESR-, alpha-recoil and fission track chronometry. – *Z. geol. Wiss.* 30, 191–200.
- WIRTHMANN, A. (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. – *Würzburger Geogr. Arb.*, 9: 1–41, Würzburg.
- WURM, A. (1932): Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. – *N. Jb. Mineral. Paläont.*, 69: 257–291, Stuttgart.
- ZIEGLER, P.A. & DÈZES, P. (2006): Crustal evolution of Western and Central Europe. – *Mem. Geol. Soc. Lond.* 32: 43–56.
- ZIEGLER, P.A. & DÈZES, P. (2007): Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. – *Global and Planetary Change* 58: 237–269. Doi:10.1016/j.gloplacha.2006.12.004.

zu Stop 2.4

- ŽÁK K., LOŽEK V., KADLEC J., HLADÍKOVÁ J., CÍLEK V. (2002): Climate induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian Karst, Czech Republic. *Quaternary International* 91, 137–152.

zu Stop 3.1

AUGUSTA P., ed. (2005): Praha a Vltava. MILPO. 1–200 pp. Praha.

ZÁRUBA Q., BUCHA V., LOŽEK V. (1977): Significance of the Vltava terrace system for Quaternary chronostratigraphy. Rozpravy ČSAV 87, 4, 1–89. Praha.

zu Stop 3.2

CÍLEK, V. (1996): Sprašová rokle v Zeměchách u Kralup nad Vltavou. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995: 31–33.

EVANS, M. E., FORSTER, T., HAVLÍČEK, P., HELLER, F. (1996): Loess in the Czech Republic: Magnetic Properties and Paleoclimate. – *Studia geophysica et geodaetica*, 40: 243–261.

FINK, J. (1976): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte (mit J. FINK, H. FISCHER, W. KLAUS, A. KOČÍ, H. KOHL, J. KUKLA, V. LOŽEK UND G. RABEDER). – *Mitt. d. Ko-*

nrm. f. Quartärforschung d. Österr. Akademie d. Wiss., 1: 113 pp.

FRECHEN, M. (2011): Loess in Europe. – *Quaternary Science Journal*, 60: 3–5.

KUKLA, G. (1975). Loess stratigraphy of central Europe. – In: BUTZER, K.W. AND ISAAC, G.L. (eds), *After the Australopithecines*, Mouton, the Hague: 99–188.

LOŽEK, V. (1995): Sprašová rokle u Zeměch. – *Nika Praha*. 15/1: 30–31

TYRÁČEK J. (1995): Zemechy – loess gorge. – In: SCHIRMER W. (ed.) „*Quaternary field trips in Central Europe, Eastern Alps Traverse*: 127–128; Berlin (INQUA).

ZANDER, A., DULLER, G. A. T., WINTLE A. G. (2000): Multiple and single aliquot luminescence dating techniques applied to quartz extracted from Middle and Upper Weichselian loess, Zemechy, Czech Republic. – *Journal of Quaternary Science*, 15: 51–60.

ZÖLLER, L., OCHES, E.A., MCCOY, W.D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – *Quaternary Science Reviews* 13: 465–472.

List of authors:

- U. ABRAMOWSKI, Geographisches Institut der Universität Bayreuth, Universitätsstr. 30, 95447 Bayreuth, Germany, uwe.abramowski(at)uni-bayreuth.de
- V. CÍLEK, Academy of Sciences of the Czech Republic, Institute of Geology of the ASCR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, Czech Republic, cilek(at)gli.cas.cz
- M. FRIEDRICH, Institut für Botanik, Universität Hohenheim, Garbenstrasse 30, 70593 Stuttgart, Germany, michael.friedrich(at)uni-hohenheim.de
- U. HAMBACH, Geomorphology Chair, University of Bayreuth, 95440 Bayreuth, Germany, ulrich.hambach(at)uni-bayreuth.de
- J. HOŠEK, Charles University in Prague/ Faculty of Science (Institute of Geology), Albertov 6, Prague 2, 122 00, Czech Geological Survey, Klárov 2, Prague 1, 110 00, Czech Republic, jan.hosek(at)geology.cz
- F. HOLZFÖRSTER, GEO-Zentrum an der KTB, Am Bohrturm 2, 92670 Windischeschenbach, Germany holzfoerster(at)geozentrum-ktb.de
- I. KNĚSL, Czech Geological Survey, Tomanova 21, Prague 6, 169 00, Czech Republic, ilja.knesl(at)geology.cz
- M. KNIPPING, Institut für Botanik, Universität Hohenheim, Garbenstrasse 30, 70593 Stuttgart, Germany, Maria.Knipping(at)uni-hohenheim.de
- T. KOLB, Geomorphology Chair, University of Bayreuth, 95440 Bayreuth, Germany, thomas.kolb(at)uni-bayreuth.de
- B. KROMER, Umweltphysik, Im Neuenheimer Feld 229, 69120 Heidelberg, Germany, bernd.kromer(at)iup.uni-heidelberg.de
- P. KÜHN, University of Tübingen, Soil Science and Geomorphology, Laboratory of Soil Science and Geoecology, Rümelinstraße 19-23, 72070 Tübingen, Germany, kuehn(at)uni-tuebingen.de
- L. LISÁ, Academy of Sciences of the Czech Republic / Institute of Geology, Rozvojová 269, Prague 6, 165 02, Czech Republic, lisa(at)gli.cas.cz
- G. LOTH, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Straße 12, 95030 Hof/Saale, Germany, georg.loth(at)lfu.bayern.de
- S. MESZNER, Dresden University of Technology/ Faculty of Forest, Geo and Hydrosiences (Institute of Geography), Helmholtzstraße 10, 01069 Dresden, Germany, sascha.meszner(at)tu-dresden.de
- O. MOINE, Laboratoire de Géographie Physique, UMR CNRS 8591, 1 place Aristide Briand, F-92195 MEUDON cedex, France, moine(at)cnrs-bellevue.fr
- A. PETEREK, Geopark Bayern-Böhmen, Marktplatz 1, 92711 Parkstein, Germany andreas.peterek(at)geopark-bayern.de
- T. RATHGEBER, Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart, Rosenstein 1, 70191 Stuttgart, Germany
- L. REISCH, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Kochstr. 4/ 18, 91054 Erlangen, Germany
- C.-D. REUTHER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Hamburg University, Hamburg, Germany
- M. M. RIND, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Kochstr. 4/ 18, 91054 Erlangen, Germany
- J. ROHRMÜLLER, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Leopoldstraße 30, 95615 Marktredwitz, Germany, johann.rohrmueller(at)lfu.bayern.de
- W. SCHIRMER, 91320 Wolkenstein 24, Germany, schirmer(at)uni-duesseldorf.de.
- R. SCHUNK, Geysir.info gGmbH, Konrad-Adenauer-Allee 40, 56626 Andernach, Germany
- L. STEGUWEIT, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Kochstr. 4/ 18, 91054 Erlangen, Germany, steguweit(at)arcor.de
- T. UTHMEIER, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Kochstr. 4/ 18, 91054 Erlangen, Germany thorsten.uthmeier(at)ufg.phil.uni-erlangen.de
- L. ZÖLLER, Geomorphology Chair, University of Bayreuth, 95440 Bayreuth, Germany, ludwig.zoeller(at)uni-bayreuth.de
- C. ZÜCHNER, Universität Erlangen-Nürnberg, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Kochstr. 4/ 18, 91054 Erlangen, Germany

EDITOR

DEUQUA
Deutsche Quartärvereinigung e.V.
Office
Stilleweg 2
D-30655 Hannover
GERMANY
Tel: +49[0]511-643-36 13
info@deuqua.de
www.deuqua.de

MANAGING EDITOR

Ludwig Zöllner
Andreas Peterek

PUBLISHING HOUSE

Geozon Science Media
P.O. BOX 3245
D-17462 Greifswald
GERMANY
Tel. +49[0]3834-80 14 80
info@geozon.net
www.geozon.net

DESIGN

Geozon Science Media
Jonathan Dehn

COVER PICTURE

Landmark, geotope, and cultural monument
– the basalt cone Rauher Kulm (Upper Palatinate)
© Geopark Bayern-Böhmen

PAPER

Printed on 100% recycled paper
Climate neutral production

PRINT

ISBN 978-3-941971-08-0

ONLINE

DOI 10.3285/g.00009
Free download: www.geozon.net

The Deutsche Nationalbibliothek lists this publication in the
Deutsche Nationalbibliografie; detailed bibliographic data are
available in the Internet at <http://dnb.d-nb.de>

All rights reserved by the authors.
Licensed under Creative Commons 3.0
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>





- Page 6 **Landscape development in the Trebgast Valley north of Bayreuth and its surroundings (Upper Franconia) – ongoing research**
Landschaftsentwicklung im Trebgasttal nördlich Bayreuth und Umgebung – laufende Forschungen
LUDWIG ZÖLLER, ULRICH HAMBACH, THOMAS KOLB, OLIVIER MOINE, PETER KÜHN
- Page 25 **River history of the Upper Main River area from Tertiary to Holocene**
Flussgeschichte des Obermain-Gebietes vom Tertiär bis zum Holozän
WOLFGANG SCHIRMER, WITH CONTRIBUTIONS OF MICHAEL FRIEDRICH, MARIA KNIPPING, BERND KROMER AND UWE ABRAMOWSKI
- Page 43 **Archäologie im Altmühltal**
Archaeology of the Altmühl Valley
THORSTEN UTHMEIER, CHRISTIAN ZÜCHNER, THOMAS RATHGEBER, LUDWIG REISCH, LEIF STEGUWEIT, MICHAEL M. RIND
- Page 55 **Geologische Highlights Oberfrankens**
Geological Highlights of Upper Franconia
JOHANN ROHRMÜLLER, GEORG LOTH
- Page 59 **Mit der „Eiszeit“ ins Quartär und den „Dinos“ zu den Anfängen Europas – Der Bayerisch-Böhmische Geopark und eine Einführung in die Geologie und Landschaftsgeschichte des westlichen Eger-Rifts**
With the “Ice Age” to the Quaternary and the “Dinosaurs” to the beginning of Europe – The Czech-Bavarian Geopark and an introduction to the geology and landscape evolution of the western Eger Rift
ANDREAS PETEREK, MIT EINEM BEITRAG VON FRANK HOLZFÖRSTER
- Page 92 **Western part of the Bohemian Massif and Central Bohemia: Landscape evolution, neotectonics, volcanism and paleoclimate**
Westteil der Böhmisches Masse und Zentralböhmen: Landschaftsentwicklung, Neotektonik, Vulkanismus und Paläoklima
ANDREAS PETEREK, RALF SCHUNK, CLAUS-DIETER REUTHER, VACLAV ČÍLEK, JAN HOŠEK, LENKA LISÁ, SASCHA MESZNER & ILJA KNÉSL
- Page 117 List of authors

DOI 10.3285/g.00009
ISBN 978-3-941971-08-0
www.geozon.net

