

600 Millionen Jahre Erdgeschichte - von Urafrika zum Eger-Graben

Nordostbayern ist eine der geologisch vielfältigsten Regionen Mitteleuropas. Aus geologischer Sicht erstrecken sich die nördliche Oberpfalz und das Fichtelgebirge über zwei geologische Großeinheiten. Der östliche Teil, das kristalline Grundgebirge, besteht vorwiegend aus Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern sowie Graniten. Der westliche Abschnitt, das Bruchschollenland, wird aus Sedimentgesteinen aufgebaut, in die vereinzelt im Tertiär vor mehr als 15 Millionen Jahren Basalte eingedrungen sind.

Die beiden geologischen Einheiten grenzen an der markanten Geländestufe der Fränkischen Linie aneinander. An dieser Nordwest-Südost-streichenden Bruchlinie der Erdkruste, die von Micheldorf nach Altenstadt bei Weiden über Waldeck, Immenreuth, Weidenberg und Goldkronach weiter nach Nordwesten verläuft, ist das Grundgebirge gegenüber den Sedimenten der Bruchschollenschaft bzw. dem Deckgebirge mehr als 2000 m angehoben worden. Diese Hebungen und Versetzungen sind nicht allein auf die Fränkische Linie beschränkt, es handelt sich vielmehr um eine Störungszone. Dieser Bereich wird deshalb als „Bruchschollenland“ bezeichnet. Die letzte Phase mit verstärkter Bewegung in dieser Störungszone war in der Oberkreide und im Alttertiär vor ca. 50 bis 80 Mil-

lionen Jahren. Ein weiteres geologisch prägendes Element der Region ist der Eger-Graben. Eine Ostnordost-verlaufende Bruchzone, die quer durch Nordböhmen streicht und bis ins Fichtelgebirge und die nördliche Oberpfalz reicht („ein Graben, der Bayern und Tschechien verbindet“). Diese Grabenzone entstand in der Tertiärzeit (beginnend vor ca. 40 Millionen Jahren). Charakteristisch für den Eger-Graben sind Sedimentgesteine und Vulkanite, die hauptsächlich im Zeitraum vor 15 bis 30 Millionen Jahren abgelagert bzw. ausgeflossen sind. Immer wieder auftretende Erdbeben (Schwarmbeben) in dieser Gegend und junge Vulkanite, die nur ca. 260.000 Jahre alt sind, sowie die Mineralwässer („Säuerlinge“) zeigen, dass die Erdkruste immer noch aktiv ist.

Die verschiedenen Gesteinseinheiten der Region belegen eine erdgeschichtliche Entwicklung der letzten 600 Millionen Jahre. Die ältesten Gesteine treten im sogenannten Grundgebirge auf. Einige metamorphe Gesteine wie Gneise und Amphibolite aus dem Gebiet zwischen Erbdorf und Leuchtenberg („Zone-Erbdorf-Vohenstrauß“ im Fachterminus) sind aus Sedimentgesteinen und Basalten entstanden, die vor mehr als 600 Millionen Jahren abgelagert wurden und vor etwa 380 Millionen Jahren in der Erdkruste in Tiefen von über 15 km

und z.T. über 30 km umgewandelt wurden. Erdgeschichtlich verhältnismäßig jung dagegen sind die Basalte wie bei Parkstein, am Rauhen Kulm und Teichelberg. Diese sind erst vor 15 bis 30 Millionen Jahren entstanden. In dieser Erdzeitphase bestimmten viele aktive Vulkane das Bild der Gegend. Zeitgleich wurden in Becken und Senken Tone, Sande und Kiese abgelagert, in die auch Braunkohleflöze eingelagert sind.

Das Grundgebirge der nördlichen Oberpfalz und des Fichtelgebirges besteht aus variszisch geprägten Krustenbereichen des Westteils der Böhmisches Masse, d.h. diese Gesteine wurden bei der variszischen Gebirgsbildung vor 300 bis 400 Millionen Jahren metamorph, durch Druck und Hitze, umgewandelt und verfaltet. In diese sind anschließend glühende Granitmassen eingedrungen. Es umfasst unterschiedlich metamorphe Einheiten der Saxothuringischen Zone („Saxothuringikum“) im Norden und der Moldanubischen Region („Moldanubikum“) im Süden sowie Granitplutone des Oberkarbons. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten wird als Erbendorfer Linie bezeichnet.

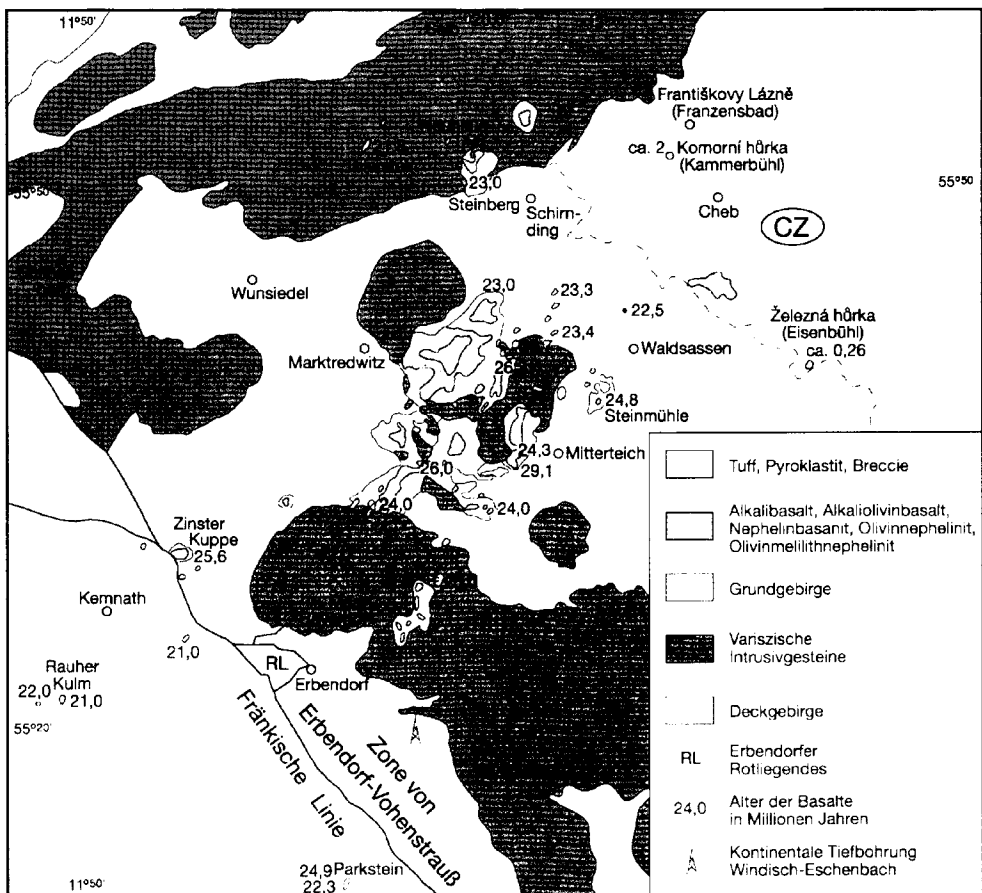
Für die geologische Entwicklung des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz sind drei Zeitabschnitte der Erdgeschichte entscheidend. Während der variszischen Gebirgsbildung im Devon und Karbon (vor 300 bis 400 Millionen Jahren) kollidierten große Krustenblöcke (alte Kontinentblöcke von Urafrika mit Teilen des jetzigen Nordeuropas und Nordamerikas). Dabei wurden die meist paläozoischen („aus dem Erdaltertum vor 251 bis 545 Millionen Jahren“) Gesteinsserien (Sedimente und Vulkanite) subduziert, metamorph umgewan-

delt und verfaltet. Gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung drangen in diese metamorphen Gesteine glutflüssige Schmelzen ein und kristallisierten aus (Granite und Redwitzite). Nach dem Ende der Variszischen Gebirgsbildung war der Raum des nordostbayerischen Grundgebirges vermutlich lange Zeit Abtragungsgebiet. Aus dem Erdzeitalter des mittleren und jüngeren Tertiärs (oberes Paläogen und unteres Neogen, ca. 28 Millionen bis 15 Millionen Jahre) sind Sedimente und Vulkanite erhalten (Bildung des Eger-Grabens). Die Ausformung der jetzigen Landschaft erfolgte während des Pleistozäns (Zeitraum vor 2,5 Millionen Jahren bis vor 10.000 Jahren).

Die Moldanubische Region in der nördlichen Oberpfalz

Die Gesteine der Moldanubische Region südlich der Erbendorfer Linie werden in verschiedene Einheiten untergliedert wie die Deckeneinheiten der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) mit Erbendorfer Grünschiefer-Zone (EGZ) und das (eigentliche) Moldanubikum „sensu stricto“. Diese Einheiten bestehen jeweils aus verschiedenartigen Gesteinen, die auch unterschiedliches Alter besitzen. Die Kontinentale Tiefbohrung (KTB) bei Windischeschenbach mit mehr als 9000 m Bohrtiefe wurde in der ZEV gebohrt.

Im „eigentlichen“ Moldanubikum der nördlichen Oberpfalz dominieren gleichförmige Paragneisabfolgen (in der Literatur wird hierfür vielfach der Begriff „Monotone Gruppe“ verwendet) entstanden aus ehemaligen Tonsteinen, Grauwacken, pelitischen Grauwacken und sandig-tonigen Wech-



Geologische Karte mit den K-Ar-Alterangaben für die känozoischen Vulkanite.

sellagerungen. Vereinzelt treten Einschaltungen von ehemaligen Mergelgesteinen („Kalksilikate“) sowie ehemaligen basischen und sauren Magmatiten auf. Daneben existieren Gebiete mit einer so genannten bunten lithologischen Abfolge, in denen neben Paragneisen gehäuft Amphibolite, leukokrate Gneise, Marmor und Graphiteinlagerungen vorkommen (sogenannte „Bunte Gruppe“), die als ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolgen anzu-

sehen sind. Die Ausgangsgesteine dieser Paragneise („Sedimentalter“) sind vermutlich älter als 400 Millionen Jahre. Durch die variszische Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose sind die ehemaligen Sedimente zu Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen bzw. Granat-Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen umgewandelt worden. Mit beginnender Aufschmelzung sind so genannte Migmatite und Diatexite entstanden. Südöstlich und östlich Tirschenreuth können zwei Bereiche unterschieden werden.

In der Zone Tirschenreuth-Mähring dominieren Biotit-Sil-

limanit-Gneise mit Einlagerungen von quarzitischen Gneisen und Kalksilikatlagen. Südlich davon, im Gebiet um Griesbach und Bärnau, folgt eine Abfolge mit Amphiboliten, Metapegmatiten und Metaapliten sowie granitoiden Gneisen. Die Wetzldorf-Abfolge bildet den Rahmen der ZEV. Sie besteht aus Glimmerschiefern und Glimmergneisen (ehemalige Tonsteine und tonige Grauwacken), im Nordteil bei Wetzldorf aus phyllitischen Schie-

fern, basischen und sauren Metavulkaniten und Graphit-führenden Quarziten.

Die Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) wird durch die Wechsellagerung von Paragneis- und Metabasit-Einheiten charakterisiert. Die Erbdorfer Grünschiefer-Zone (EGZ) ist als ein basaler Teil des ZEV-Komplexes anzusehen. Diese Einheiten stehen im tektonischen Kontakt zu den angrenzenden saxothuringischen und moldanubischen Serien. Mengenmässig untergeordnet sind Meta-Ultrabasite, granitoide Orthogneise, Metapegmatite, Kalksilikatgesteine und Marmor sowie Graphit-führende Gneise verbreitet. Kennzeichnend für die Gneis-Metabasit-Abfolgen sind eine mitteldruckmetamorphe Prägung vor 380 bis 400 Millionen Jahren und Relikte einer Hochdruck-Metamorphose in den Metabasiten. Das Alter der sedimentären Ausgangsgesteine der Paragneise ist nicht eindeutig geklärt. Eine oberproterozoische bis kambroordovizische (vor 650 bis 450 Millionen Jahren) Sedimentation mit Vulkaniteinschaltungen erscheint am plausibelsten.

Das Saxothuringikum im Fichtelgebirge und der nördlichen Oberpfalz

Die saxothuringische Zone bzw. das Saxothuringikum umfasst in Nordostbayern den Frankenwald, das Fichtelgebirge und die nördliche Oberpfalz bei Waldsassen und Erbdorf. Im Fichtelgebirge und der nördlichen Oberpfalz treten Gesteine der Thüringischen-Fazies-Abfolge auf mit den ordovizischen (ca. 490 bis 440 Millionen Jahre alt) psammopelitischen Serien der Frauenbach

Gruppe, Phycoden Gruppe und in Teilbereichen der Gräfenthaler Gruppe.

Für die Gesteinsserien des zentralen Fichtelgebirges gibt es unterschiedliche lithostratigraphische Einordnungen. Diese Abfolgen entsprechen teilweise der v. GAERTNER'schen Arzberger Serie. Fossil-belegte Serien fehlen in diesem Bereich bisher. Es handelt sich um ehemalige Sedimentgesteine, die nach bisherigem Kenntnisstand während des Kambriums und Ordoviziums abgelagert wurden und jetzt als Gneise, Glimmerschiefer, Graphit-führende Schiefer, Phyllite, Quarzite und Marmor sowie als Kalksilikatfelse vorliegen. Daneben existieren auch metamorphisierte magmatische Gesteine wie Amphibolite (ehemalige Basalte) und helle Feldspat-reiche Gneise (sogenannte Orthogneise), die Lokalnamen wie „Wunsiedeler Gneis“ oder „Waldershofer Gneis“ führen.

Im Fichtelgebirge dominiert eine jungvariszische Metamorphose unter niedrigen bis mittleren Druckbedingungen und Temperaturen bis maximal 650 °C. Das Alter dieser Metamorphose liegt bei ca. 330 bis 320 Millionen Jahre. Diese Niederdruck-Metamorphose ist älter als die Kontaktwirkung der nach radiometrischen Datierungen nahezu zeitgleich eingedrungenen Granite. Der südöstliche Teil des Fichtelgebirges, das Waldsassener Schiefergebirge, ist durch eine prograde („sich verstärkende“) Metamorphose bestimmt, die in der Hatzenreuther Mulde mit der Chlorit-Zone beginnt und im Südteil der Stiftsberge die Sillimanit-Muskovit-Zone erreicht (Druck/Temperatur-Bereich: 3,7 kbar/500 °C und 2,3 kbar/600 °C). Diese jungvariskische Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose setzt sich



Abb. 3: Basaltsteinbruch am Teichelberg - senkrecht stehende Basaltsäulen. Diese Säulen mit ihren fünf- und sechseckigen Umrissen werden als Abkühlungsstruktur angesehen, man kann sie sich wie Schwundrisse auf einem trockenen Acker vorstellen.

prograd kontinuierlich ins südlich anschließende Moldanubikum fort. Einhergehend mit der Metamorphose sind die Gesteine mehrphasig verfaltet worden. Der dominierende Faltenbau ist überwiegend SW-NE gerichtet.

Variszische Intrusivgesteine

Im heutigen Anschnittniveau des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz werden große Areale von Graniten eingenommen. Daneben kommen auch Granodiorite und Diorite („Redwitzite“) vor. Diese bis auf wenige Ausnahmen nicht mehr plastisch deformierten Plutonite besitzen nach radiometrischen Altersdatierungen Intrusionsalter von ca. 325 bis etwa 300 Millionen Jahre. Der Beginn der Intrusionen fällt somit noch in die Phase, als die Gneise und Glimmerschiefer noch verfaltet wurden.

Nach ihrer Zusammensetzung sind die nordostbayerischen Granite durch Aufschmelzungsprozesse aus ehemaligen Paragesteinen in der mittleren bis tieferen Erdkruste entstanden.

In der nördlichen Oberpfalz und dem Fichtelgebirge sind granodioritische, dioritische bis gabbroide Plutonite verbreitet, die unter dem historisch bedingten Sammelbegriff Redwitzite zusammengefasst werden. Die Intrusion dieser Redwitzite ist häufig an den Beginn der Granitintrusion zu stellen. Teilweise gibt es fließende Übergänge zwischen den Redwitziten und den älteren Fichtelgebirgs-Graniten. Die nordostbayerischen Granite sind in zwei Altersgruppen zu gliedern, wobei die ältere

Gruppe in eine Früh- und eine Spätphase weiter unterteilt werden kann. Die ältere Granitgruppe weist Intrusionsalter von 325 bis 310 Millionen Jahre auf. Zu diesen meist grobkörnigen Graniten mit porphyrischen Kalifeldspateinsprenglingen gehören der Leuchtenberger Granit, Falkenberger Granit, Weißenstadt-Marktleuthener Granit. In die Spätphase dieses Abschnitts I gehören unter anderem der Steinwald-Granit und der Mitterteicher Granit sowie der Flossenbürger Granit.

Die jüngere Granitgruppe (Intrusionsalter bis ca. 300 Millionen Jahre) ist nur im Fichtelgebirge, z.B. Kösseinegranite, verbreitet. Hier treten mit dem Zinngranit chemisch stark spezialisierte Typen auf. Die Porphy- bzw. Quarzporphyrgänge sind mit der Bruchtektonik nach der variszischen Gebirgsbildung (Rotliegendzeit vor ca. 290 bis 270 Millionen Jahren) verbunden (Bereich Fränkische Linie bei Weiden, Fichtelgebirge).

Das Bruchschollenland und Deckgebirge

Südwestlich der Fränkischen Linie wird das variszische Grundgebirge von Sedimentgesteinen des Bruchschollenlandes und des Fränkischen Schichtstufenlandes überdeckt. Die Gesteinsfolge beginnt im Oberkarbon (vor ca. 300 Millionen Jahren) und Perm mit den Rotliegendgesteinen und erstreckt sich über fast das gesamte Erdmittelalter (Trias, Jura, Kreide).

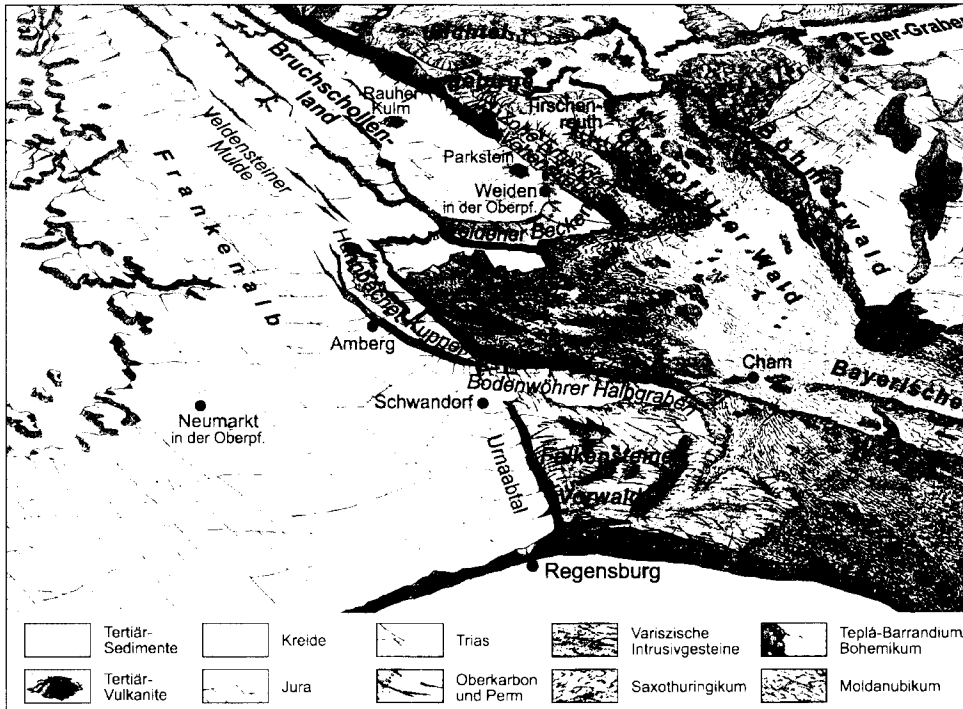
Gesteine der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper), die in einem kontinentalen und flachmarinen Ablagerungsraum vor 251 bis 200 Millionen

Jahren gebildet wurden, sind in der nordwestlichen Oberpfalz im Gebiet um Eschenbach und Kemnath aufgeschlossen. Charakteristisch für die Fränkische Alb sind die Ablagerungen des Jura-meeres vor 200 bis 145 Millionen Jahren mit den dominierenden und landschaftsprägenden hellen Karbonatgesteinen des oberen Jura (Malm). Die Gesteine des Mittleren Jura (Dogger) und des Unteren Jura (Lias) widerstanden der Verwitterung weniger und treten deshalb nicht so deutlich an der Oberfläche hervor. Gesteine des Juras sind im westlichen Landkreis Amberg-Sulzbach verbreitet. Aus der Kreidezeit, vor 145 bis 65 Millionen Jahren, sind nur wenige Ablagerungen erhalten. Während der Unterkreide war das Gebiet ein Festland, das der Erosion ausgesetzt war. Oberkreidezeitliche Sedimente finden sich im Hessenreuther Forst südwestlich von Erbendorf.

Der Zeitabschnitt des Tertiär vor 65 bis 2,5 Millionen Jahren ist in der nördlichen Oberpfalz nur spärlich dokumentiert. Vulkane waren im Zeitraum vor 31 bis 15 Millionen Jahren aktiv und förderten basaltisches Magma an die Erdoberfläche im Fichtelgebirge und der nördlichen Oberpfalz. Zu den jüngsten geologischen Einheiten (Quartär) gehören neben den Bodenbildungen die Talablagerungen der Bäche und Flüsse, wie z.B. der Naab.

Vulkanismus in der nördlichen Oberpfalz und dem Fichtelgebirge

In der nördlichen Oberpfalz und im Fichtelgebirge existiert ein aus Sicht des Geologen relativ junges Vulkansystem aus der Zeit des Tertiär, in dem im



Geologisches Reliefbild der Oberpfalz (nach Voll, 1960, aus: Geotopband Oberpfalz 2007).

berg und Armesberg in dieser Zeit entstanden. Der Rauhe Kulm und der Parkstein sind ebenfalls Schlotfüllungen von ehemaligen Vulkanen.

Neben Förderschloten mit ihren Füllungen, existieren Reste von Vulkandecken und Tufffeldern. Im Deckgebirge westlich der Fränkischen Linie sind mehr als zehn Förderzentren

Zeitraum vor 30 bis 15 Millionen Jahren Vulkane aktiv waren. Dieses Gebiet erstreckt sich über das Duppauer Gebirge und das Böhmisches Mittelgebirge in Nordböhmen bis nach Südost-Sachsen. Dieses Vulkansystem ist an den Nordost- bis Ostnordost-verlaufenden Egergraben gebunden: Das Egertal an der Südseite des Erzgebirge und seine Fortsetzung über die Kemnath-Waldershofer Senke. Dieser hat sich durch Dehnung der Erdkruste im Oberoligozän und Miozän (vor ca. 35 bis 5 Millionen Jahren) abgesenkt. Das Vulkansystem besteht aus einer Vielzahl von vulkanischen Ausbruchszentren. Im Landkreis Tirschenreuth sind z. B. die Basaltdecke vom Teichelberg und die Schlotfüllungen vom Waldecker Schloss-

mit 32 Schloten bekannt. Bei diesen Eruptionszentren liegen meist Breccianschote, d.h. wenig Basaltinhalt und viel aufgearbeitetes Nebengestein vom Schlotrand bzw. nur Basalt, oder Schote mit massiver Basaltfüllung vor. Durch die Verwitterung wurde in dieser Gegend das eigentliche Vulkanstockwerk bereits abgetragen. In vielen dieser Basaltvorkommen sind die säulenförmigen Absonderungen des Basaltes sehr gut ausgebildet (z.B. am Parkstein oder am Teichelberg). Zum Teil sind diese Säulen kohlenmeilerförmig angeordnet. Diese Erscheinungsform der Basalte wird als Abkühlungsstruktur angesehen, man kann sie sich wie Schwundrisse auf einem trockenen Acker vor-

stellen. Die Säulen mit ihren fünf- und sechseckigen Umrissen haben Durchmesser von einem Meter bis zu einigen Dezimetern. Nach radiometrischen Kalium-Argon-Datierungen an Basaltproben liegt ihr Entstehungsalter in der Zeit vor 30 bis 15 Millionen Jahren. Es handelt sich bei diesen Vulkaniten um Alkalibasalte. Solche kontinentalen Alkalibasalte sind typisch für einen Rift-Vulkanismus (wie am berühmten Ostafrikanischen Grabenbruch), bei dem Teilschmelzen im oberen Erdmantel gebildet werden. Im Egergraben-Rift mit seinen Nordosten- und Südost-streichenden steilstehenden Bruchstörungen drangen hauptsächlich im Miozän (ein Teil der Tertiärzeit vor 24 bis 5,5 Millionen Jahren) Gesteinsschmelzen (glutflüssiges Magma aus den Tiefen der Erde) an diesen Brüchen aus dem Erdmantel schnell an die Erdoberfläche. Die basaltischen Magmen stammen aus ca. 50 bis 80 km Tiefe. Zum Teil führen sie nicht aufgeschmolzenes Material aus dem Herkunftsbereich, sogenannte Fremdgesteine (diese werden als Xenolithe bezeichnet). Weil diese Schmelze, wegen des schnellen Aufstiegs, keine Gesteine von den Wänden des Aufstiegskanals angeschmolzen und zugemischt hat, bezeichnen die Geologen die Schmelze als primitiv. Besser verständlich wäre der Ausdruck einfach oder unverändert.

Neben diesem älteren tertiären Vulkanismus existieren im Egergrabenbereich auch Vulkanite aus dem Quartär (vor 2 Millionen Jahren bis heute) am Kammerbühl (Komorní Hurka) bei Franzensbad und am Eisenbühl (Železná Hurka) nördlich von Neualbenreuth. Das Alter dieser Vulkangesteine ist noch nicht exakt gesichert, radiometrische Datierungsergebnisse schwanken zwischen 2 Millionen und 260.000 Jahren.

Mikrobeben, d.h. schwache Erdbeben in Bereich des Egergraben, die auch im Fichtelgebirgsraum nachgewiesen werden können, zeigen an, dass die Erdkruste in dieser Region immer noch aktiv ist.

Literatur

GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G., VEFF, A., BASSLER-VEFF, B. LAGALLY, U.: Geotope der Oberpfalz, Hg. Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg 2007.

ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D.: Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. Hg. Bayer. Geol. L.Amt, München 1996, S. 16-49.

ROHRMÜLLER, J., HORN, P., PETEREK, A. & THEIPEL, U.: Specification of the excursion stops - Geology and structure of the lithosphere. In: KAMPE, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KUMPEL, H.-J. & GEISLER, W.H. [Eds.]: the KTB deep crustal laboratory and the western Eger Graben (= Schriftenreihe Dt. Ges. f. Geowiss., Bd. 40), Hannover 2005, S. 46-50.