



Andreas Peterek
Ralf Schunk

Geologische Geschichte des Egerrifts

Geologische Geschichte des Egerriffs

Einleitung

Der Landkreis Tirschenreuth ist geologisch unglaublich vielseitig aufgebaut. Mehr als 500 Mio. Jahre der Erdgeschichte Mitteleuropas lassen sich hier anhand der überlieferten Gesteine nahezu lückenlos dokumentieren: Von den Anfängen am Nordrand des Großkontinentes Gondwana mit Lage weit jenseits des Äquators auf der Südhalbkugel, der Kollision mit dem Kontinent Laurasia und der Entstehung des Variskischen Gebirges vor 300 Mio. Jahren, der Ablagerung der Sandsteine, Kalke und Tonsteine im Erdmittelalter (Trias, Jura, Kreide) im westlichen Landkreis bishin zur Entstehung der Vulkane und unserer heutigen Landschaft seit rund 30 Mio. Jahren.

In diesem Beitrag soll es insbesondere um diesen jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte gehen, der zur Prägung der Oberflächenformen von Oberpfälzer Wald und Fichtelgebirge sowie derjenigen im angrenzenden Nordwestböhmen entscheidend beigetragen hat. Er ist gekennzeichnet von der Aufwölbung des Erdmantels und der darüber liegenden Erdkruste auf einem Streifen, der sich von der tschechisch-polnischen Grenze im Nordosten, über Nordböhmen und das Egerland bis in unsere Region nach Südwesten erstreckt. Die Geowissenschaftler bezeichnen diese Zone als das Egerrift. Seit wenigen Jahren werden auch der Oberpfälzer Wald und das Fichtelgebirge mit zu dieser Struktur gezählt. Es soll hier erläutert werden, warum.

Das bekannteste Rift: Der Ostafrikanische Grabenbruch

Riftzonen sind langgestreckte Dehnungsbereiche in der Erdkruste. Das weltweit imposanteste Beispiel ist der Ostafrikanische Grabenbruch (East African Rift Valley), der Ostafrika von Äthiopien im Norden bis nach Mosambik im Süden durchzieht. Entlang des Grabens finden sich Afrikas höchste Berge (darunter die Vulkane Kilimandscharo, Mount Kenia und Ol Doinyo Lengai) wie auch seine tiefsten Seen (Tanganjika See, Malawi See). Entlang des Ostafrikanischen Grabens bricht der schwarze Kontinent auseinander. Infolge der Aufwölbung des Erdmantels unter Ostafrika wird die Erdkruste angehoben, gedehnt und zerbricht dabei. Auf den Flanken des plastischen Mantelgewölbes gleiten Ost- und Westafrika mit jährlich rund einem Zentimeter auseinander. In den Brüchen steigen Magmen aus dem Erdmantel auf, die einerseits die tätigen Vulkane speisen und andererseits die beiden Kontinente immer weiter auseinanderdrücken. In rund zehn Millionen Jahren ist der Ostafrikanische Grabenbruch soweit abgesenkt, dass sich zwischen Ost- und Westafrika ein neuer Ozean mit rund 100 Kilometern Breite gebildet hat.

Drohen das nördliche und südliche Europa oder gar die Oberpfalz und Oberfranken entlang des Egerriffs ebenfalls auseinander zu brechen? Nein, aber etwa zeitgleich mit dem Beginn der Geschichte des Ostafrikanischen Grabenbruchs vor rund 30 Mio. Jahren gab es tatsächlich auch in der Mitte Europas ähnliche Dehnungsprozesse, die das Egerrift entstehen ließen. Die eigentlichen Riftprozesse mit schnellem Auseinanderweichen der Riftflanken kamen durch veränderte plattentektonische Rahmenbedingungen allerdings zu einem frühen Zeitpunkt wie-

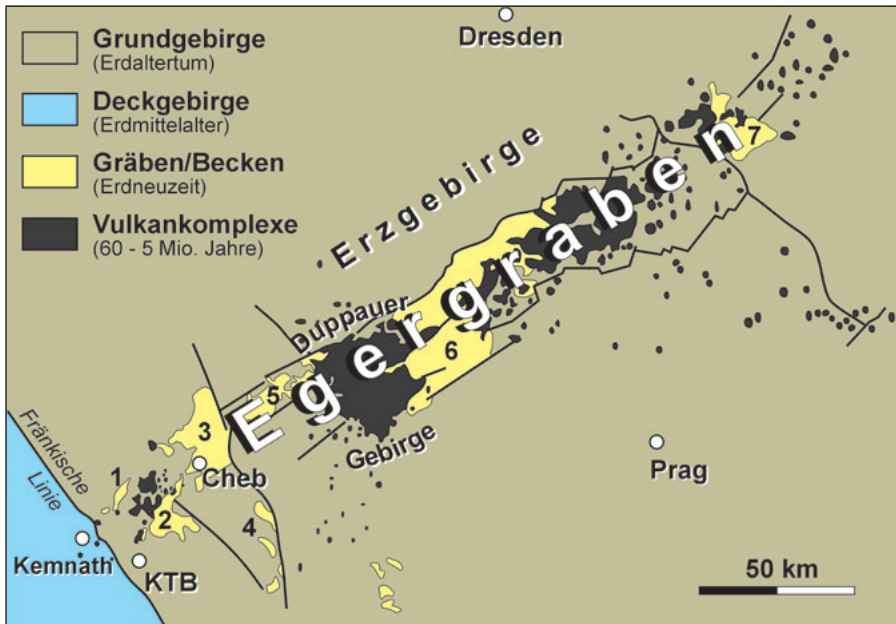


Abb. 1.: Vereinfachte geologische Karte des Egerrifts mit der zentralen Struktur des Egergrabens. 1 - 5 = Sedimentbecken im westlichen Teil des Rifts: 1 = Waldershof-Neusorger Senke, 2 = Mitterteicher Becken (Teilbecken der Waldnaab-Wondreb-Senke, in dem tertiäre Sedimente vorkommen), 3 = Becken von Cheb (Eger), 4 = Tertiärbecken entlang der Marienbader Störung, 5 = Becken von Sokolov, 6 = Becken von Most, 7 = Becken von Zittau.

der zum Erliegen. Die Entwicklung des Egerrifts nahm seitdem einen anderen Verlauf. Trotzdem gibt es in beiden Riftsystemen bis heute ähnliche geologische Erscheinungen wie das Auftreten von Vulkanen, von Mineralquellen und besonders typisch auch das Phänomen von Erdbeben mit dem Charakter von Schwarmbeben.

Die frühe Entwicklung des Egerrifts (Eozän bis Mittelmiozän, vor ca. 40 Mio. bis 20 Mio. Jahren)

Vor rund 40 Mio. Jahren bestimmte eine weitläufige und flache Landschaft das Relief unserer Region und Nordwestböhmens. Unter einem tropischen, feucht-heißen Klima verwitterten die Gesteine bis in Tiefen von über 200 m und es entstanden mächtige kaolinhaltige Verwitterungsdecken mit tiefgründigen Böden (PETEREK 2003). Vereinzelt Granitmassive, darunter im Hohen Fichtelgebirge oder im westlichen Steinwald, dürften das Flachrelief um 100 – 200 m überragt haben. Über diese „Rumpffläche“ flossen träge bei geringem Gefälle wenig eingetiefte Flüsse, die aufgrund der intensiven chemischen Verwitterung kaum Gerölle, dafür Sande und Tone transportierten. Unabhängig von ihrer Orientierung war es für die Flüsse nicht allzu

Abb. 2.: Land-Meer-Verteilung im mittleren Tertiär (Miozän).

weit bis zum Meer. Im Norden lag die Küste der damaligen Nordsee schon in der „Leipziger Bucht“, also nur 200 Kilometer von Tirschenreuth entfernt. Im Süden mündeten die Flüsse etwa bei Regensburg in das Molasse-Meer, das mit Unterbrechungen bis vor rund 10 Mio. Jahren bestand (zum Teil auch als riesiger Süßwassersee).

In Nordböhmen floss ein großes Flusssystem quer zur Zone des späteren Egerriffs über den Kaiserwald und das Erzgebirge, die beide noch nicht existierten, und entwässerte Teile Zentralböhmens auf direktem Wege zur Leipziger Bucht. Reste der Ablagerungen dieses „Zwickauer Flusses“ finden wir heute in Böhmen in Form der Staré Sedlo-Schichten (Altsattel-Schichten, benannt nach dem Ort Altsattel, heute Staré Sedlo) auf den Höhen des Kaiserwaldes und des Erzgebirges, aber auch innerhalb des Egergrabens, der die zentrale Einsenkungszone innerhalb des Egerriffs ist. In diesen sandigen Flussablagerungen finden sich oftmals fossile Blattreste und Baumstämme, die wegen ihres guten Erhaltungszustandes schon Johann Wolfgang von Goethe begeistert hatten.

Gegen Ende des Eozäns vor rund 35 Mio. Jahren (zu den geologischen Zeiten siehe Tabelle) gab es den ersten bedeutenden Umbruch in der Entwicklung Nordwestböhmens. Das Verteilungsmuster der Flussablagerungen sowie erste vulkanische Aktivität (vor allem im Duppauer Gebirge) verraten den Beginn der Riftprozesse, an deren Anfang eine großräumige Aufwölbung von Erdmantel und Erdkruste stand. Schon bald setzte vor allem im böhmischen Teil die Absenkung der zentralen Grabenstruktur, des Egergrabens, ein. Dessen Einbruch wie auch die Hebung der Grabenflanken (Erzgebirge und Kaiserwald) verstärkten sich gegen Ende des Oligozäns vor etwa 25 Mio. Jahren und erreichten ihren Höhepunkt vor rund 20 Mio. Jahren (frühes Miozän). Mächtige, grobe Sandschüttungen vor dem heutigen Südrand des Erzgebirges zeigen, dass die heute so markante Bruchlinie des Erzgebirgs-Randbruches sich erstmals ab der Wende Oligozän/Miozän deutlich im Landschaftsbild ausprägte.

Der Egergraben nahm in dieser Phase intensiver Absenkung in seinem böhmischen Teil einige hundert Meter Sediment auf, von denen heute mehr als 400 m erhalten sind. Die Staré Sedlo-Schichten werden diskordant von dieser Grabenfüllung überlagert, d. h. die älteren Schichten wurden vor Ablagerung der jüngeren Schichten durch Bewegungen der Erdkruste verstellt, teilweise sogar abgetragen und anschließend überlagert. Die Flüsse, die im Eozän noch die Rift-



zone gequert hatten, flossen im Mittelmiozän in einem zentralen Graben mit breiten sumpfigen Niederungen von Südwesten nach Nordosten.

Das in der Zeit des Tertiärs feucht-warme Klima förderte das üppige Wachstum von Pflanzen, deren abgestorbenen organischen Reste mehrere, bis zu 50 m mächtige Braunkohlenflöze bilden. Berücksichtigt man, dass zur Bildung eines Meters Braunkohleflözes rund das Zehnfache an Torflager notwendig war, werden die Ausmaße des damaligen Pflanzenwuchses deutlich. Im älteren Mittelmiozän (vor rund 20 Mio. Jahren) prägte eine ausgedehnte Seen-Landschaft den Egergraben (einschließlich des Beckens von Cheb). Wir nennen ihn hier den Cypris-See, benannt nach dem Muschelkrebs **Cypris angusta**, der auch namengebend für die Cypris-Formation ist. Die Verbreitung der Seesedimente zeigt, dass die heute getrennten Becken von Sokolov und Cheb zur damaligen Zeit in Verbindung standen. Am Grund des Süßwassersees wurden sehr feinkörnige Tone abgelagert, die zu einem großen Teil aus sehr feinen Ascheablagerungen der zur damaligen Zeit aktiven Vulkane bestehen (Tuffite). Die mit den vulkanischen Partikeln eingetragenen Schadstoffe und ein sehr heißes Klima mit starker Eindunstung des Sees führten insbesondere am Seegrund zu ungünstigen Lebensbedingungen, so dass beispielsweise bodenwühlende Organismen fehlten. Aus diesem Grund ist die Feinschichtung der Cypris-Ablagerungen sehr gut erhalten geblieben und die Schiefer quellen an der Erdoberfläche bei Nässe wie feucht gewordene Bücher auf („Papierschiefer“). Die bis zu 180 m mächtige Cypris-Formation deckt die ältere Braunkohlen-Formation des Oligo-/Miozäns ab. Sie muss daher zur Gewinnung der Braunkohle im Tagebau aufwändig abgetragen werden und bildet dann als aufgeschüttete Bergbauhalde

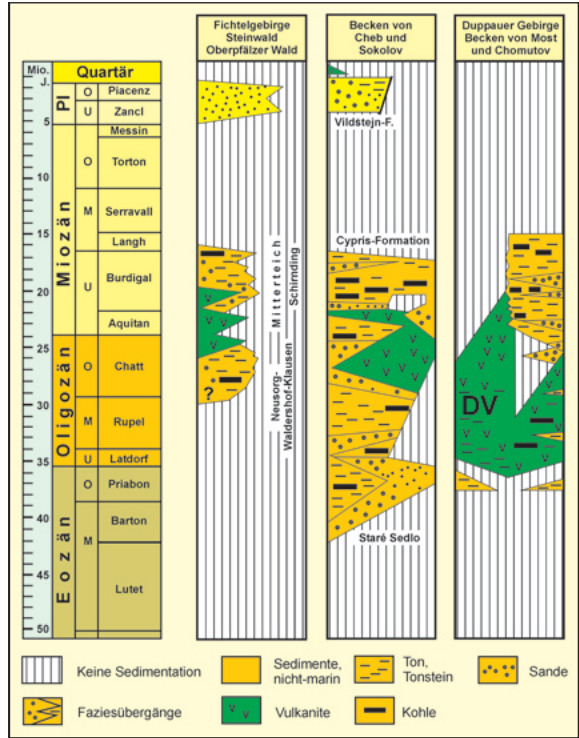


Abb. 3.: Ablagerungen eines Flusses, der einst aus dem zentralen Böhmen über das Egerrift nach Norden floss (Staré Sedlo-Schichten). Typisch für die Ablagerungen sind die schräggeschichteten Sandablagerungen (Schrägschichtungskörper). Aufgelassene Sandgrube Erika nördlich von Sokolov.

Abb. 4.: Schichtenfolge der tertiären Ablagerungen in Fichtelgebirge, Becken von Cheb und Sokolov, Duppauer Gebirge und östlich davon. Nach SCHRÖDER & PETEREK 2001. PL=Pliozän

in der Umgebung der Braunkohlengruben ein landschaftsprägendes Element. Heute verwendet man die Tone der Cypris-Formation teilweise zur Herstellung hochwertiger Dämmstoffe („Liapor“).

Mit der Cypris-Formation bricht die Schichtenfolge im Egerrift nach oben hin zunächst ab. Im Becken von Cheb (= Eger) setzt sie erst vor rund 3 – 4 Mio. Jahren mit der Vildštejn-Formation wieder ein. Dazwischen liegen offensichtlich erneute Umwälzungen in der Geschichte des Egerrifts. Bevor diese näher erläutert werden, betrachten wir zunächst die Entwicklung des Rifts in seinem bayerischen Teil.



Fichtelgebirge und nördliche Oberpfalz als Teilregionen des Egerrifts

Die Entwicklung im tschechischen Teil des Egerrifts bis ins Mittelmiozän lässt sich prinzipiell auch in seiner bayerischen Fortsetzung erkennen. Im Gegensatz zu Böhmen ist die Sedimentabfolge allerdings lückenhaft und altersmäßig nicht immer eindeutig zuordenbar. In einigen Fällen helfen räumlich-zeitliche Beziehungen zu den Basaltgesteinen bzw. zum vulkanischen Geschehen in der Oberpfalz. So werden Sedimente teilweise durch Basaltdecken überlagert oder von Basaltintrusionen durchschlagen.

Der größte Teil der tertiären Sedimente im bayerischen Teil des Egerrifts reicht zeitlich etwa von der Wende Oligozän/Miozän bis in das jüngere Mittelmiozän. Darauf deuten die angesprochenen Kontakte zu den Basalten und Untersuchungen an Pflanzenresten aus den Braunkohlen-führenden Schichten bei Schindellohe, Zottenwies und Seußen (Lit. in PETEREK 2003). Ihre Ablagerung entspricht zeitlich der Hauptabsenkungphase im Egergraben und im Becken von Cheb (vgl. Tabelle). Die bayerischen Sedimentvorkommen erstrecken sich einerseits in der großen Senke zwischen der Kösseine und dem Steinwald (Waldershof-Neusorger Senke) und deren Verlängerung bis nach Schirnding (Markredwitzter Becken). Im Gebiet südlich des Steinwaldes finden sich tertiäre Ablagerungen rund um Mitterteich (Mitterteicher Becken), im Tal-

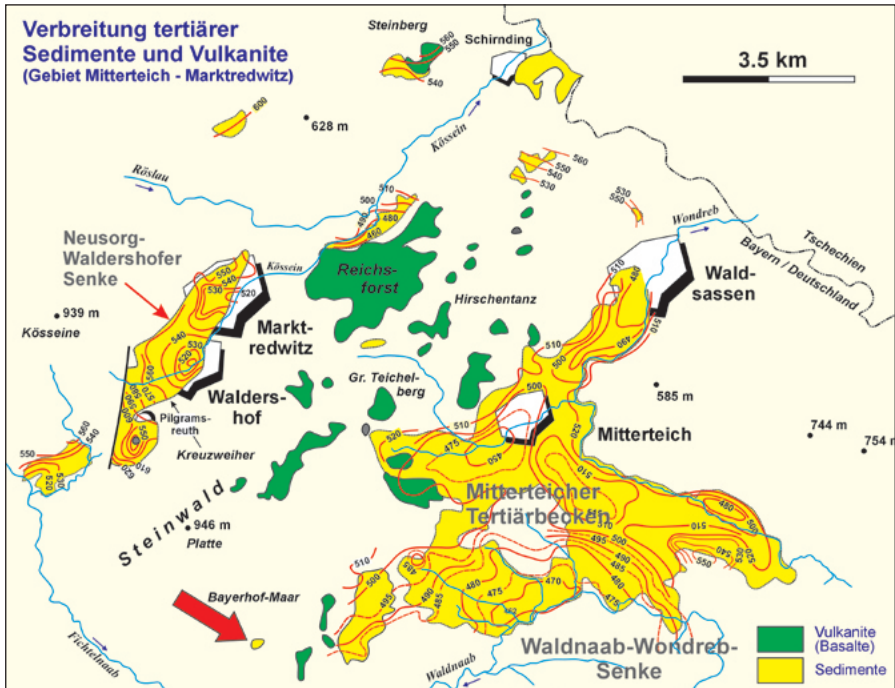


Abb. 5.: Verbreitung tertiärer Ablagerungen und vulkanischer Gesteine im bayerischen Teil des Egerrifts. Roter Pfeil = Lage des Bayerhof-Maars. Die roten Linien geben die Höhenlage über NN der Auflagerungsfläche der tertiären Ablagerungen an. Nach PETEREK 2007.

zug von Mitterteich nach Waldsassen und bei Neualbenreuth. Ihre heutige Verbreitung zeigt damit Beziehungen zu Bruchstrukturen, die dem Egerrift zuzuordnen sind.

Die vorhandenen tertiären Sedimente im bayerischen Teil des Egerrift sind nur Reste ehemals weiter verbreiteter Ablagerungen. Über besondere Minerale in den Sedimenten (z. B. Topas oder Zinnstein aus dem Hohen Fichtelgebirge) lässt sich zeigen, dass die Vorkommen einst untereinander Verbindung hatten und wie die Abflusswege der transportierenden Flüsse waren (SCHRÖDER & PETEREK 2001). So konnte beispielsweise nachgewiesen werden, dass die Fichtelnaab ursprünglich durch die Waldershof-Neusorger Senke ins Becken von Cheb abfloss (etwa an der Wende Oligozän/Miozän) und sich erst später ihren Weg über den westlichen Steinwald nach Süden suchte. Das kleine Vorkommen an Sedimenten auf dem Steinwaldkamm bei Herzogöd (Braunkohlenvorkommen der Sattlerin) deutet an, dass die Reliefverhältnisse einst völlig anders gewesen sind als heute. Wie kämen sonst Flusssande auf den Berg hinauf? Ähnlich kann man auch mit den Basaltlavaergüssen auf dem Kamm des Steinwaldes und in seiner östlichen Verlängerung im Reichsforst argumentieren. Wären sie damals bereits in ihrer heutigen Hochlage ausgeflossen, hätten sie beispielsweise als Lavaströme die Hänge des Steinwaldes hinabfließen müssen.

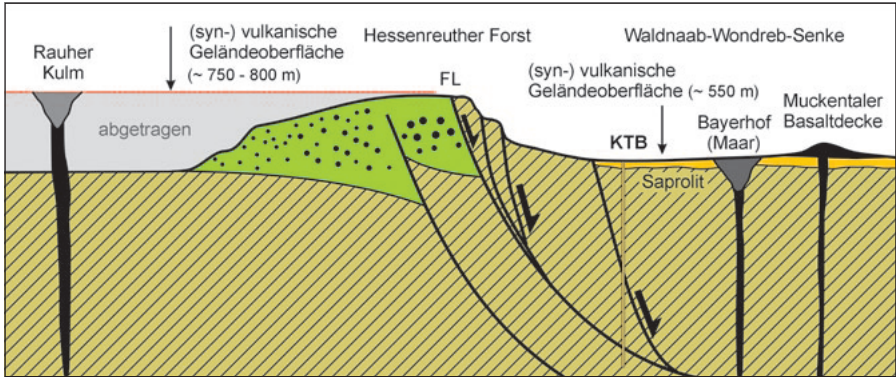


Abb. 6.: Absenkung der (syn-)vulkanischen Landoberfläche durch Bewegungen der Erdkruste am Störungssystem der Fränkischen Linie (FL). Die Landoberfläche griff zur Zeit der vulkanischen Aktivität ohne Reliefsprung über die Fränkische Linie hinweg.

Für die heutige Verteilung und Erhaltung der tertiären Sedimente muss daher angenommen werden, dass diese zu einem großen Teil einen bruchtektonischen Zuschnitt haben. Tektonische Bewegungen entlang von Brüchen haben die Erdkruste zergliedert und einzelne Schollen gehoben, andere abgesenkt. Nur in den Senkungs-zonen oder im Bereich von Wasserscheiden finden wir heute noch Sedimente aus dem Tertiär, andernorts sind sie der Erosion und Abtragung zum Opfer gefallen. Wie im eigentlichen Egergraben zeigt sich also auch in Bayern, dass nach Ablagerung der oligo-/miozänen Sedimente und der vulkanischen Aktivität noch Entscheidendes passiert sein muss.

Die vulkanische Landoberfläche als wichtiger Leithorizont

Westlich der Fränkischen Linie, der bedeutenden Bruchlinie, die das Grundgebirge mit seinen Gneisen, Schiefnern und Graniten vom Deckgebirge mit seinen Gesteinsformationen aus dem Erdmittelalter (Trias, Jura, Kreide) abgrenzt, treten tertiäre Vulkanbauten markant im Landschaftsbild auf (darunter Rauher Kulm, Anzenberg, Waldecker Schlossberg, Parkstein). Es sind die durch Abtragung und Erosion freigelegten Förderschloten einstiger Vulkane, die längst verschwunden sind. Über Einschlüsse in den Schlotfüllungen kann man rekonstruieren, dass die Landoberfläche zum Zeitpunkt der vulkanischen Aktivität vor rund 20 Mio. Jahren heute bei etwa 750 – 800 m NN liegen würde (SCHRÖDER & PETEREK 2002). Seitdem sind demnach im Vorland der Fränkischen Linie bis zu 300 m abgetragen worden!

Anders ist die Situation im Gebiet zwischen dem Steinwald im Norden und dem Gebirgszug des Oberpfälzer Waldes im Süden. Hier finden wir Basaltdecken, die tertiäre Sedimente überlagern (z. B. bei Triebendorf oder Muckenthal) oder Reste von sedimentverfüllten Maaren (ehemalige vulkanische Sprengtrichter an der Erdoberfläche). Ein solches Maar wurde bei Friedenfels durch eine Forschungsbohrung erkundet (Bohrung Bayerhof, ROHRMÜLLER 2003). Diese

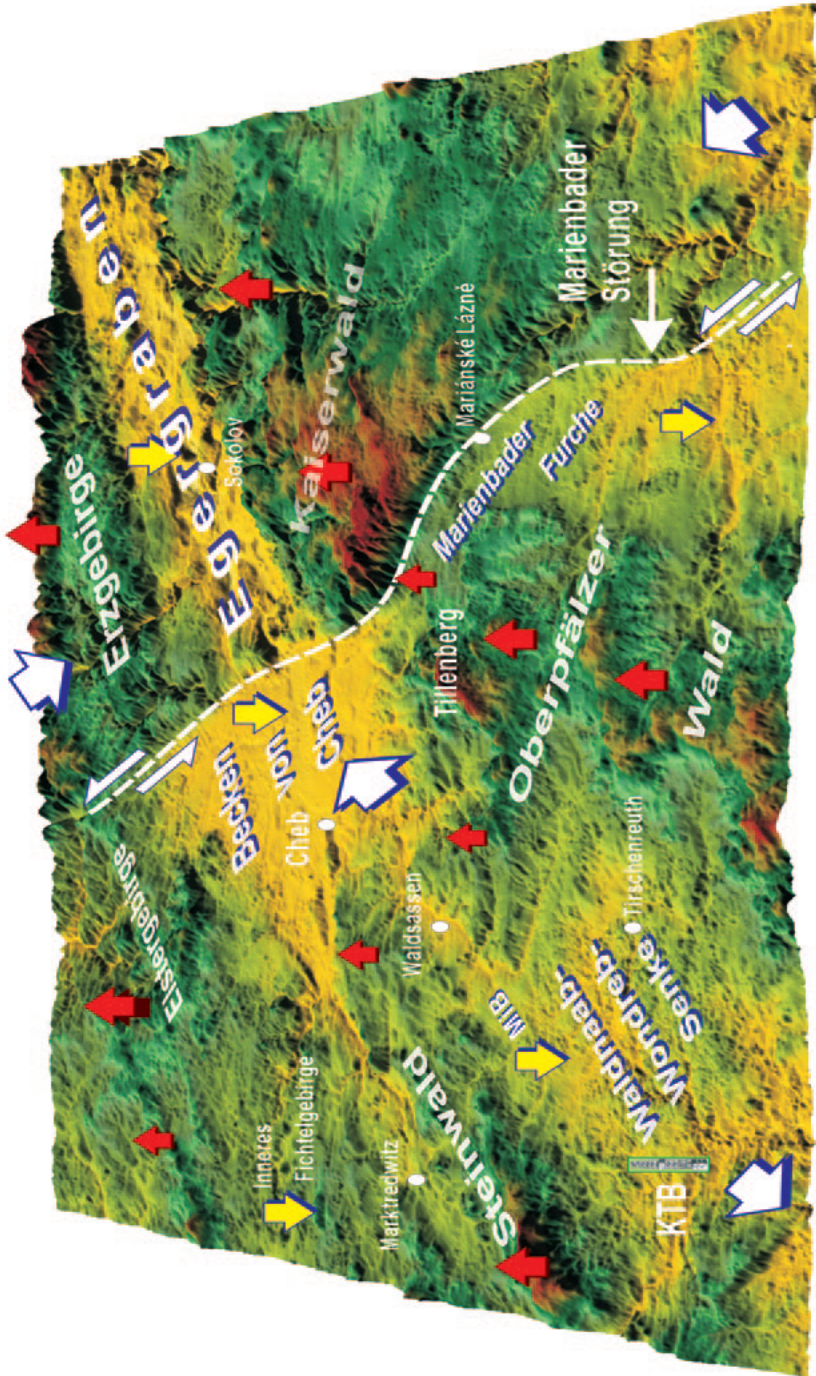


Abb. 8. Reliefbild des westlichen Egerriffs mit Lage der Marienbader Störung und der wichtigsten Hebungs- und Senkungsgebiete. Große weiße Pfeile mit einander zugewandten Spitzen: NW-SE-Einengung, mit einander abgewandten Spitzen: NO-SW-Dehnung. Gelbe Pfeile = Senkungsgebiete, rote Pfeile = Hebungsgebiete.

Relikte der vulkanischen Landoberfläche zeigen, dass südlich des Steinwaldes die der vulkanischen Aktivität nachfolgende Abtragung bedeutend geringer war als westlich der Fränkischen Linie. Die Geowissenschaftler gehen nämlich heute aus verschiedenen Gründen von einer vor rund 20 Mio. Jahren existierenden einheitlichen Landoberfläche aus, die über die Fränkische Linie hinweg griff (siehe Grafik). Heute liegt diese Oberfläche beiderseits der Bruchlinie in unterschiedlicher Höhenlage, woraus sich post-vulkanische Krustenbewegungen in der Größenordnung von 200 – 250 m ableiten lassen.

Erinnern wir uns daran, dass auch die Basalt- und Sedimentvorkommen im Steinwald heute in einer Position liegen, die nicht ihrer ursprünglichen Höhenlage während ihrer Entstehung entsprechen können. Auch dies weist auf relative Krustenbewegungen hin, diesmal zwischen dem Steinwald und dem südlich davon und tiefer gelegenen Gebiet (Waldnaab-Wondreb-Senke).

Lücke in der Entwicklung des Egerriffs (Mittelmiozän bis spätes Pliozän, vor ca. 15 – 3 Mio. Jahren)

Kehren wir zurück zur Entwicklung des gesamten Egerriffs und beginnen zu dem Zeitpunkt, zu dem die Sedimentabfolge nach Ablagerung der Cypris-Formation abreißt. Im Egergraben, im Becken von Cheb und in den Senkungszone in Bayern lassen sich keine jüngeren Sedimente mehr finden. Demnach müssen Graben und Senken „plötzlich“ angehoben worden sein, so dass sie nicht mehr als Auffangbecken für die Sedimentfracht der Flüsse fungierten. Im Gegenteil, es begann sogar die Erosion und Abtragung der zuvor abgelagerten Schichten. Eine solche Umkehrung der Krustenbewegung (hier von der Absenkung zur Hebung) wird als „Inversion“ bezeichnet. Wir wissen heute noch nicht genau, wann diese Inversion tatsächlich stattgefunden hat. Sie könnte erst lange nach Ablagerung der Cypris-Formation eingesetzt und dabei alle jüngeren Schichten wieder entfernt haben. Dies ist jedoch unwahrscheinlich, da in dem

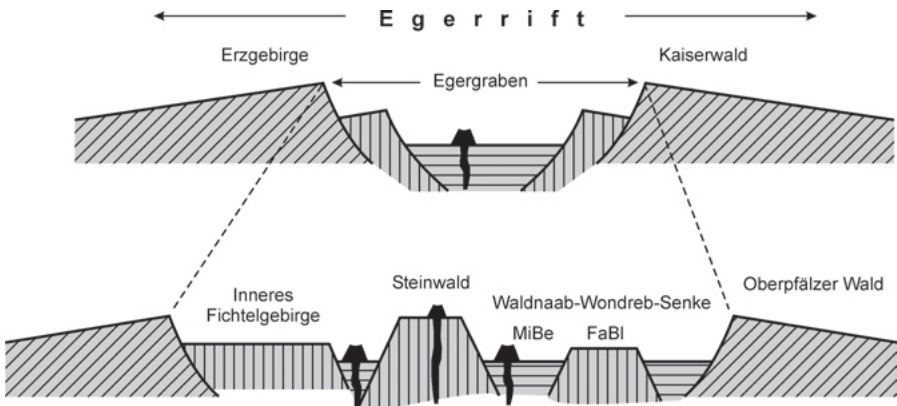


Abb. 7. Querschnitte durch das Egerriff (schematisch). Oben: Schnitt durch den böhmischen Teil (Region Sokolov). Unten: Schnitt durch den bayerischen Teil.

großen Riftsystem dann irgendwo auch einmal Reste dieser jüngeren Schichten erhalten geblieben sein müssten. Es ist daher davon auszugehen, dass die Inversion des Egerriffs schon bald nach Ablagerung der Cypris-Formation einsetzte (vor etwa 15 Mio. Jahren).

Die Inversion hängt vermutlich mit einer starken regionalen Heraushebung Mitteleuropas und dem Ende der Dehnung der Erdkruste zusammen. Dies ist eine Folge der Alpenentwicklung, die aufgrund der Kollision des europäischen mit dem afrikanischen Kontinent seit dem Ende der Jurazeit langsam entstanden. Diese Kollision fand in mehreren Etappen statt, so zum Beispiel am Ende der Kreide vor rund 100 – 60 Mio. Jahren (zu diesem Zeitpunkt starke Aktivitäten entlang der Fränkischen Linie! PETEREK 2006) oder auch im Miozän. Der durch Gebirgsbildungsprozesse im Miozän auf das angrenzende Europa ausgeübte Druck in N-S-Richtung führte dazu, dass das etwa senkrecht dazu orientierte Egerriff nicht mehr gedehnt wurde und die Absenkung in seiner Zentralzone vorläufig zum Erliegen kam.

Jüngste Entwicklung des Egerriffs (spätes Pliozän bis heute, seit ca. 3 – 4 Mio. Jahren)

Am Ende des Pliozäns vor rund 3 – 4 Mio. Jahren setzte eine weitere Entwicklungsphase des Egerriffs ein, die teilweise völlig neue Züge trug und die bis heute anhält. Zu diesem Zeitpunkt zerbrach die Erdkruste entlang einer Linie, die vom Vogtland im Norden bis weit südlich von Domažlice (Taus) reicht. Diesen Bruch, der das gesamte Egerriff quert, bezeichnet man als die Marienbader Störung. Sie ist neben den Strukturen des Egergrabens eines der beeindruckendsten geologischen Elemente Nordböhmens, das im Relief sehr markant in Erscheinung tritt. Die Marienbader Störung ist Auslöser der nordwestböhmischen Schwarmbeben, die in unregelmäßigen Abständen den bayerisch-böhmischen Grenzraum erschüttern (siehe dazu PETEREK & SCHUNK 2008).

Das Einsetzen der Bewegungen entlang der Marienbader Störung fällt mit dem Beginn erneuter Absenkung von Teilen des Egerriffs zusammen. Dies gilt ganz besonders für das Gebiet im Schnittpunkt von Marienbader Störung und Egergraben, in dem das Becken von Cheb liegt. Dieses Becken nahm innerhalb von rund 2 Mio. Jahren bis zu 150 m Sedimente auf, die man zur Vildštejn-Formation zusammenfasst (nach dem Ort Skalná, früher Vildštejn bzw. Wildstein). Aber auch entlang der so genannten Marienbader Furche, die sich nach Südosten entlang der Störungszone bis nach Domažlice erstreckt, wurden Sedimente abgelagert, die heute nur noch in voneinander isolierten Beckenstrukturen erhalten sind. Der größte Teil dieser Sedimente wurde nämlich im jüngeren Quartär wieder abgetragen. Untersuchungen an den Sedimenten der Vildštejn-Formation im Becken von Cheb zeigen, dass diese durch einen Fluss antransportiert wurden, der aus Südosten durch die Marienbader Furche kommend in das Becken mündete. Darauf deutet unter anderem die Zusammenschwemmung von besonderen Gesteinsfragmenten in den pliozänen/pleistozänen Sedimenten im Becken von Cheb, die aus Zentralböhmen stammen (Moldavite). Heute entwässert die Marienbader Furche allerdings nach Süden.

Bewegungen entlang der Marienbader Störung sind Ursache für die starke Absenkung ent-

lang der Störung. Infolge einer NO-SW gerichteten Dehnung senkte sich der westlich der Störung gelegene Krustenblock ab, am intensivsten im Bereich des Beckens von Cheb. Östlich der Marienbader Störung kommt die Vildštejn-Formation nicht vor, auch nicht im Egergraben. Hier dominierte sogar das Einschneiden der Eger und die Abtragung der älteren Grabenfüllung. Trotzdem stellen die Grabenränder markante Reliefanstiege dar, die anzeigen, dass zwischen den Grabenschultern (Erzgebirge im Norden, Kaiserwald im Süden) und dem Graben Bewegungen stattfanden und immer noch stattfinden. Diese werden heute von schwachen Erdbeben begleitet. Aus den geologisch-geomorphologischen Verhältnissen lässt sich ableiten, dass östlich der Marienbader Störung das gesamte Egerrift bis heute gehoben wird, sich der zentrale Egergraben dabei immer wieder gegenüber seinen Flanken einsenkt. Durch die großräumige Hebung des Rifts erhält die Eger aber so viel Gefälle, dass die von den Grabenschultern eingeschwemmten Sedimente abtransportiert werden können. Die Verhältnisse östlich und westlich der Marienbader Störung unterscheiden sich damit deutlich.

In der Oberpfalz finden sich zur Vildštejn-Formation etwa altersgleiche Sedimente im Mitterteicher Becken und bei Maierreuth nahe Neualbenreuth. Bei letztgenannter Lokalität sind die Sedimente in einer ungewöhnlich hohen Position sowohl über dem Mitterteicher Becken wie über dem Becken von Cheb. Sie sind offensichtlich nach ihrer Ablagerung herausgehoben worden.

Betrachtet man ein Reliefbild des Egerrifts, fallen der Egergraben und die Marienbader Störung sofort auf. Östlich der Marienbader Störung dominiert der Egergraben sehr markant das Bild. Westlich davon setzt sich die Landschaft aus einzelnen Höhenzügen (Hohes Fichtelgebirge, Steinwald, Oberpfälzer Wald) und becken- oder grabenartigen Senkungszonen (Becken von Cheb, Marienbader Furche, zentrales Fichtelgebirge, Waldershof-Neusorger Senke, Waldnaab-Wondreb-Senke) zusammen. Im Senkungsgebiet südlich des Steinwalds, in der Waldnaab-Wondreb-Senke, finden sich wiederum Teilbereiche, für die jeweils unterschiedliche relative Bewegungen anzunehmen sind (z. B. der sich relativ hebende Falkenberger Block mit dem tief eingeschnittenen Waldnaabtal oder das Mitterteicher Becken). Die Senkungsgebiete lassen sich an linearen Strukturen klar von den Hochgebieten abgrenzen und weisen auf relative Bewegungen an gut definierbaren Bruchzonen hin. Eine schon früher ausführlich beschriebene Bruchzone ist die Südrandstörung des Steinwaldes, die von Erbdorf über Mitterteich nach Waldsassen verläuft (PETEREK et al. 1998). Diese Schwächezone in der Erdkruste markieren unter anderem deutliche Reliefanstiege und mehrere kohlenstoffhaltige Mineralquellen (z. B. Sauerbrunnen von Fuchsmühl oder Kondrau).

Untersuchungen entlang der Marienbader Störung haben gezeigt, dass diese Bruchzone nicht nur eine vertikale Bewegung aufweist, sondern sich die Blöcke östlich und westlich von ihr auch leicht seitlich aneinander vorbei bewegen (siehe Grafik, Seite 112). Hierdurch entsteht westlich der Störung eine leichte Dehnung der Erdkruste in NO-SW-Richtung. Diese Dehnung führt zur Ausbildung eines komplizierten Bruchschollenmusters mit den oben genannten Hebungs- und Senkungszonen (siehe Grafik). Die relativen Bewegungen zwischen dem Steinwald (der relativ gehoben wird) und dem Gebiet südlich davon sind Ursache für die Hochlage der Basaltdecken im Steinwald und die unterschiedliche Höhenlage der vulkanischen Lando-

berfläche beiderseits der Fränkischen Linie. Durch die Absenkung wurden die Steinwald-Südrandstörung und die Fränkische Linie aktiviert.

Östlich der Marienbader Störung sind die Verhältnisse offensichtlich anders. Hier steht die Erdkruste unter starker NW-SO gerichteter Einspannung, so dass sie sich zu einem NO-SW verlaufenden Gewölbe aufbiegt. Im zentralen Teil der Wölbung wird die Erdkruste oberflächennah gedehnt, so dass sich hier der Egergraben entlang der bereits früher angelegten Brüche erneut absenkt. Diesen Bruchvorgang kann man am Besten mit einem Lineal vergleichen, das man verbiegt. Während es an der Unterseite gestaucht wird, entstehen an der Oberseite durch Dehnung Risse.

Die geologisch-geomorphologischen Verhältnisse erlauben uns noch eine weitere wichtige Schlussfolgerung. Die Grabenschultern des Egergrabens (Erzgebirge und Kaiserwald) begleiten die Struktur als markante Höhenzüge. Die topographischen Hochzonen setzen sich westlich der Marienbader Störung fort, einerseits im Kornberg – Waldstein-Höhenzug im Norden und im Gebirgszug von Tillenberg und Oberpfälzer Wald im Süden. Offensichtlich bildet die Achse Kaiserwald – Tillenberg – Oberpfälzer Wald einen sich heraushebenden Zug, sie gehören damit gemeinsam zur Südflanke des Egerrifts, das sich nach Bayern allerdings in N-S-Richtung ausweitet. Diese Hebung der Südflanke des Rifts ist Ursache dafür, dass der vorhin beschriebene Fluss durch die Marienbader Furche, der einst von Süden in das Becken von Cheb mündete, heute nicht mehr existiert. Durch die Hebung der Furche auf der Riftflanke wurde es dem Fluss immer mühsamer nach Norden zu fließen, so dass er seine Laufrichtung umkehrte. Die Hebung der südlichen Riftflanke verursachte auch die Hochlage der pliozänen/pleistozänen Sedimente bei Neualbenreuth.

Das gesamte Egerrift weist heute nachwievor eine Tendenz zur Hebung auf. Ursache ist die rezente Einspannung der Erdkruste in NW-SO- bis NNW-SSO-Richtung, die in ganz Mitteleuropa festzustellen ist und die im Wesentlichen auf den anhaltenden Schub des afrikanischen Kontinentes auf Europa zurückgeht. Diese Einspannung führt zur geschilderten Aufbiegung der Erdkruste entlang der Achse des Egerrifts und zum oberflächennahen Zerschneiden der Kruste. Die Bruchzone der Marienbader Störung trennt dabei zwei auf die Beanspruchung unterschiedlich reagierende Krustenblöcke. Östlich der Störung steht die Kruste offensichtlich stärker unter horizontaler Einspannung. Westlich davon sind individuelle Teilbewegungen möglich.

Was ist die Ursache für diesen Unterschied? So genannte tomographische Untersuchungen von Erdkruste und Erdmantel mit Hilfe von Erdbebenwellen lösen heute die Struktur der äußeren „Rinden“ der Erde in einem hohen Maße auf. Dabei hat sich gezeigt, dass beiderseits der Marienbader Störung große Unterschiede in Aufbau und Struktur der Erdkruste und sogar des oberen Erdmantels bestehen (BABUŠKA et al. 2007). Die Marienbader Störung ist damit von besonders großer Bedeutung und hat die Funktion eines Scharniers. Vereinfacht ausgedrückt wird die Kruste östlich der Marienbader Störung aus wesentlich schwereren und kompakteren Gesteinsformationen aufgebaut (Teplá-Barrandium) als westlich davon (Moldanubikum). Die Erdkruste östlich der Marienbader Störung überträgt die kompressiven Spannungen aus der Kollisionszone der Alpen daher offensichtlich besonders gut nach Nordböhmen. Es besteht für Teilblöcke keine Möglichkeit, sich senkrecht zur Einspannungsrichtung zu dehnen. Westlich der Marienbader Störung leitet die moldanubische Kruste die kompressiven Spannungen weniger

konzentriert weiter, wofür neben dem Gesteinsaufbau auch eine bereits starke Zerstückelung der Kruste an Störungszonen verantwortlich sein kann. Folge dieser Spannungssituation ist, dass offensichtlich Teilbewegungen individueller Hebungs- und Senkungszonen möglich sind. An der Marienbader Störung kommt es in diesem regionalen Spannungsfeld in ihrem nördlichen Teilabschnitt zu einer besonderen Spannungskonzentration, die sich in Form der Erdbeben abbaut.

Zusammenfassung

Noch vor wenigen Jahren galten die Mittelgebirgsregionen Nordostbayerns als tektonisch weitgehend stabil. Für den Egergraben und seine Umrahmung waren aufgrund der Reliefakzentuierung dagegen auch junge (jungtertiäre bis rezente) Bewegungen angenommen worden, besonders durch tschechische Bearbeiter (z. B. MALKOVSKÝ 1987). Die hier dargestellten geologischen und geomorphologischen Ergebnisse langjähriger eigener Arbeiten sowie die Untersuchungen anderer geowissenschaftlicher Teildisziplinen zeigen, dass sich das Egerrift nach Bayern fortsetzt und auch hier die Erdkruste bis in die jüngste geologische Vergangenheit und sogar bis heute in Bewegung ist. Solche Bewegungen erklären die Strukturierung des großräumigen Reliefs in der nördlichen Oberpfalz und im Fichtelgebirge. Im Gegensatz zu Nordwestböhmen steht die Erdkruste hier allerdings nicht unter einem dominant kompressiven Spannungszustand. Ihr Aufbau und die Spannungsverhältnisse ermöglichen eine Dehnung in NO-SW-Richtung mit der Folge eines komplexen Musters an Hebungs- und Senkungsgebieten. Die Trennlinie zwischen den beiden Teilregionen des Egerrifts ist die bedeutende Marienbader Störung. Spannungskonzentrationen an ihr führen zu den nordwestböhmisches Erdbeben (vgl. dazu PETEREK & SCHUNK 2008).

Literatur (Auswahl)

- BABUŠKA, V., PLUMEROVÁ, J. & FISCHER, T. (2007): Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): A possible correlation with a paleoplate junction. – *Journal of Geodynamics*, 44 (2007) 149 - 159, Amsterdam (Elsevier).
- MALKOVSKÝ, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution: *Tectonophysics*, 137: 31-42, Amsterdam.
- PETEREK, A. (2001): Zur geomorphologischen und morphotektonischen Entwicklung des Fichtelgebirges und seines unmittelbaren Rahmens. – *Geol. Blätter NO-Bayern*, 51: 37 - 106, Erlangen.
- PETEREK, A. (2003): Klima und Landschaft im Wandel – ein Ausflug in die jüngere Erdgeschichte des Landkreises. – *Landkreis-Schriftenreihe*, 15: 78 - 88, Tirschenreuth.
- PETEREK, A. (2006): Die Fränkische Linie im Landkreis Tirschenreuth. – *Landkreis-Schriftenreihe*, 18: 67 - 77, Tirschenreuth.
- PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & GOTTMANN, J. (1998): Reliefentwicklung, Tektonik und Vulkanismus während des Tertiärs und Quartärs im Fichtelgebirge und westlichen Egerer Becken. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, 80: 111 - 132, Stuttgart.
- PETEREK, A. (2007): Känozoische Reliefentwicklung und Tektonik des zentralen Fichtelgebirges. – In: Maier, J.: *Das geographische Seminar – spezial: Exkursionsführer Oberfranken*: S. 253-269, Braunschweig.
- PETEREK, A. & SCHUNK, R. (2008): Zitternde Erde - Die Schwarmbeben von Nordwestböhmen. – *Schriftenreihe des Bayerisch-Böhmischen Geoparks*, Heft 1, 19 S., Parkstein (Selbstverlag, www.geopark-bayern.de).
- ROHRMÜLLER, J. (2003): Die Forschungsbohrung Bayerhof - die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern). – *Geologica Bavarica*, 107: 215-220, München.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2001): Känozoische Hebungs- und Abtragungsgeschichte von Unterbauarealen im weiteren Umfeld der KTB-Lokation. – *Z. dt. geol. Ges.*, 152: 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.