Der alte Untergrund Wiesbadens

H.-J. Anderle †

Einblicke in den Untergrund und die geologische Geschichte erhalten wir durch die in Felsen, Steinbrüchen, Baugruben und Bohrungen zu Tage tretenden Gesteinsfolgen. Ihr Fossilinhalt, ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung, ihre Korn- und Geröllgröße sowie ihre Lagerung lassen uns die Entstehung von Land und Meer, von Seen und Flüssen, von Gebirgen und Erzlagerstätten nachvollziehen, vorausgesetzt, wir verstehen das alles zu deuten.

Seit fast 200 Jahren werden in Wiesbaden geologische Beobachtungen aufgezeichnet. Johann Wolfgang von Goethe besuchte 1814 und 1815 zusammen mit Oberbergrat Cramer von der Herzoglich Nassauischen Bergbehörde in Wiesbaden die Steinbrüche nördlich der Saalgasse im heutigen Bergkirchenviertel und hielt seine Beobachtungen im Tagebuch fest. Christian Ernst Stifft, Oberbergrat und Mitglied der Herzoglich Nassauischen Bergbehörde, bereiste 1821 im Auftrag des Herzogs Wilhelm I. von Nassau das Herzogtum und berichtete 1831 in seinem Buch „Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau …“ auch über die Gesteine, Bodenschätze und Thermalquellen in Wiesbaden. Der Geologe, Paläontologe, Petrograph und Mineraloge Fridolin Sandberger beschrieb als erster die Geologie Wiesbadens und die fossilen Muscheln und Schnecken aus den Tertiärablagerungen. Er zeichnete 1850 eine erste geologische Karte von Wiesbaden und berichtete 1883 – damals war er schon Professor in Würzburg – über die Gesteinseinschlüsse im Basalt vom Erbsenacker bei Naurod. Der preußische Landesgeologe Carl Koch nahm 1875–1879 die erste geologische Karte des heutigen Wiesbadener Stadtgebietes im Maßstab 1:25.000 auf, August Leppla, sein Nachfolger als Landesgeologe, zwischen 1900 und 1922 die zweite. Alle drei Geologen waren auch Vorsitzende des Nassauischen Vereins für Naturkunde, was in der Vereinschronik von Walter Czysz im Jahrbuch 125 des Vereins näher beschrieben wird.

Diese und zahlreiche andere Geowissenschaftler und Geowissenschaftlerinnen, denen wir im Verlauf dieser Geschichte noch begegnen werden, haben durch ihre mühevolle Arbeit im Gelände, ihr gründliches Nachdenken sowie ihren Forscherdrang und ihre Ausdauer die Voraussetzungen dafür geschaffen, dass wir heute Rohstoffe wie Sand, Kies, Quarzit, Kalk-

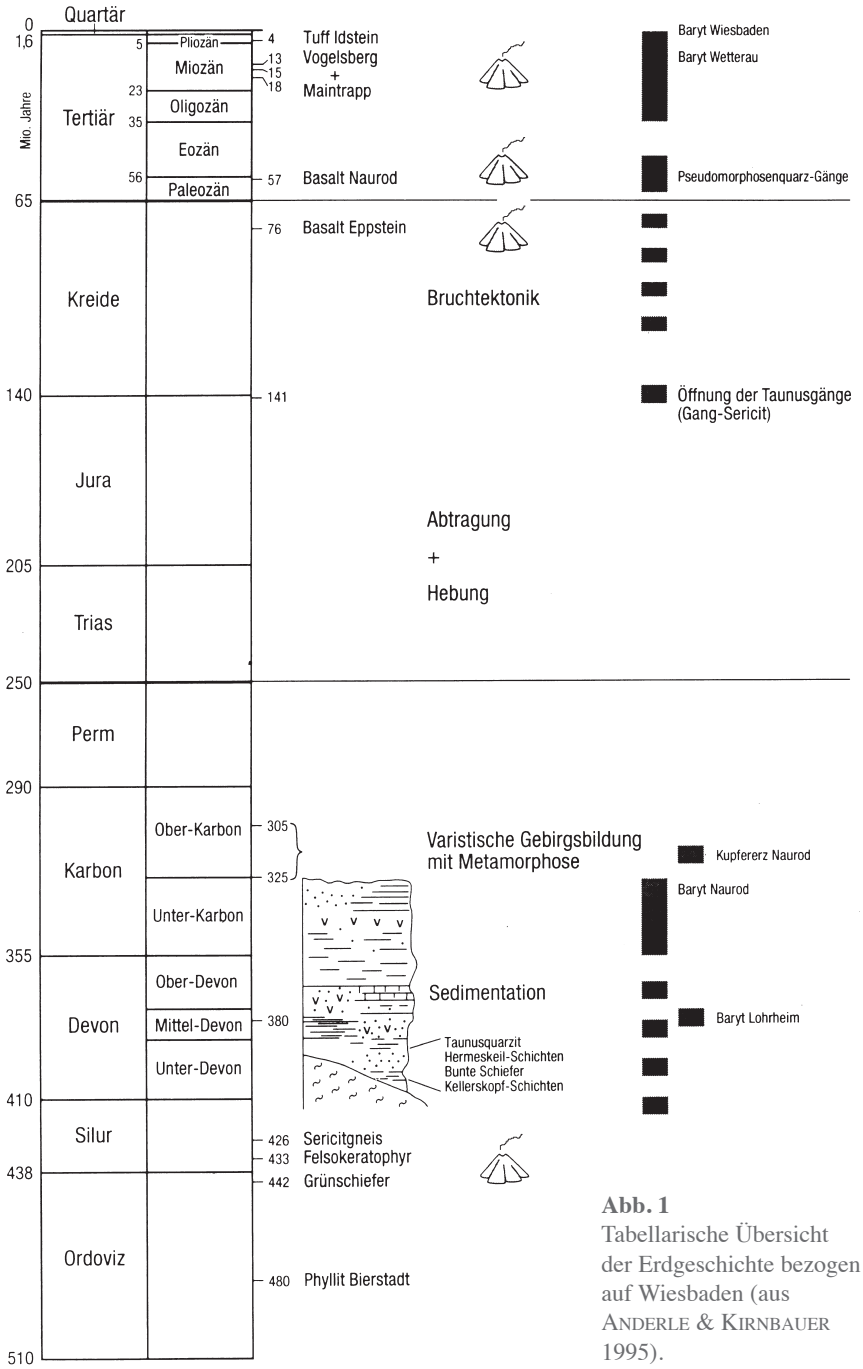
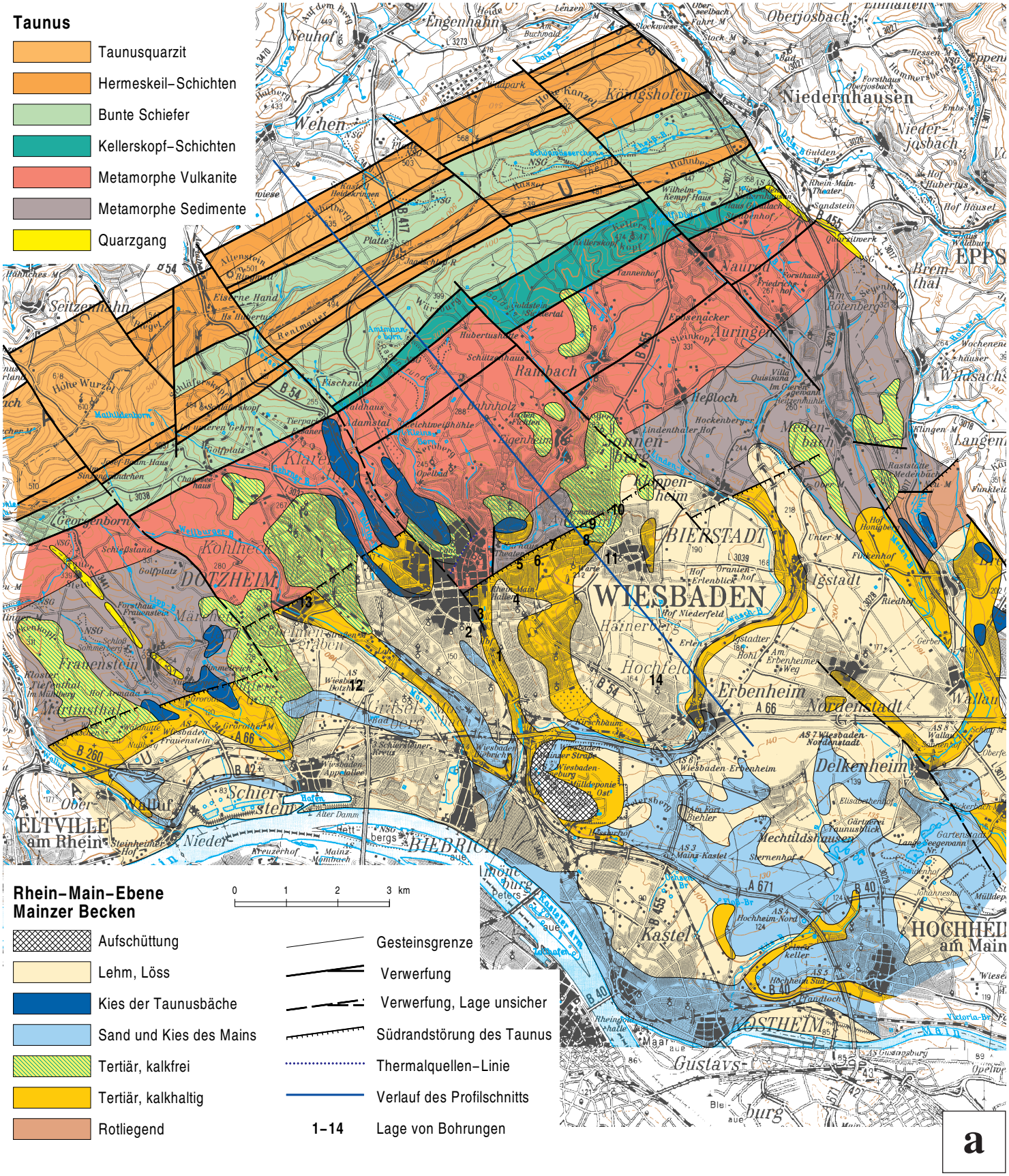


Abb. 1
Tabellarische Übersicht der Erdgeschichte bezogen auf Wiesbaden (aus Anderle & Kirnbauer 1995).


Taunus
Taunusquarzit
Hermeskeil–Schichten
Bunte Schiefer
Kellerskopf–Schichten
Metamorphe Vulkanite
Metamorphe Sedimente
Quarzgang
Rhein–Main–Ebene
Mainzer Becken
Aufschüttung
Lehm, Löss
Kies der Taunusbäche
Sand und Kies des Mains
Tertiär, kalkfrei
Tertiär, kalkhaltig
Rotliegend
Gesteinsgrenze
Verwerfung
Verwerfung, Lage unsicher
Südrandstörung des Taunus
Thermalquellen–Linie
Verlauf des Profilschnitts
1–14 Lage von Bohrungen
0 1 2 3 km
WIESBADEN
BIERSTADT
DOTZHEIM
Kastel
KOSTHEIM
ELTVILLE am Rhein
Niedernhausen
Königshofen
Erbenheim
Delkenheim
Mechtildshausen
Auringen
Heßloch
Sonnenberg
Kloppenheim
Igstadt
Nordenstadt
Hochfeld
Hainerberg
Kohlheck
Frauenstein
Martinsthal
Schierstein
Biebrich
Gustavsburg
Hochheim am Main
Naurod
Rambach
Seitzenhahn
Wehen
Neuhof
Engenhahn
Oberjosbach
Niederjosbach
Medenbach
Wildsachsen
Langenhain
Brem-thal
Eppenhain
Klarenthal
Georgenborn
Platte
Kellerskopf
Tannenhof
Hubertushof
Schützenhaus
Eigenheim
Opelbad
Kurhaus Theater
Rheinstraße
Wiesbaden-Erbenheim
Wiesbaden-Mainz-Kastel
Wiesbaden-Nordenstadt
Wiesbaden-Biebrich
Wiesbaden-Frauenstein
Wiesbaden-Auringen
Wiesbaden-Sonnenberg
Wiesbaden-Dotzheim
Wiesbaden-Kastel
Wiesbaden-Schierstein
Wiesbaden-Delkenheim
Müllpeponie Ost
Hafen
Alter Damm
Kastelner Arm
Rheinhafen
Rheinbrücke
Mainz-Mombach
Kreuzerhof
Steinheimer Hof
Hochheim Nord
Hochheim Süd
Hochheimer Hafen
Mainz-Kastel
Sternenhof
Johannesthal
Mülldeponie
Gartenstadt
Lange Seegewann
Gärtnerei Taunusblick
Ellsbetherhof
Am Port Biehler
Kastelner Straße
Wiesbadener Straße
Kastelner Straße
Rheingoldhalle
Gutenberg-Halle
Kurhaus
Theater
Rheinstraße
Wilhelm-Kempf-Haus
Rheinstraße
Rheinstraße
Rheinstraße

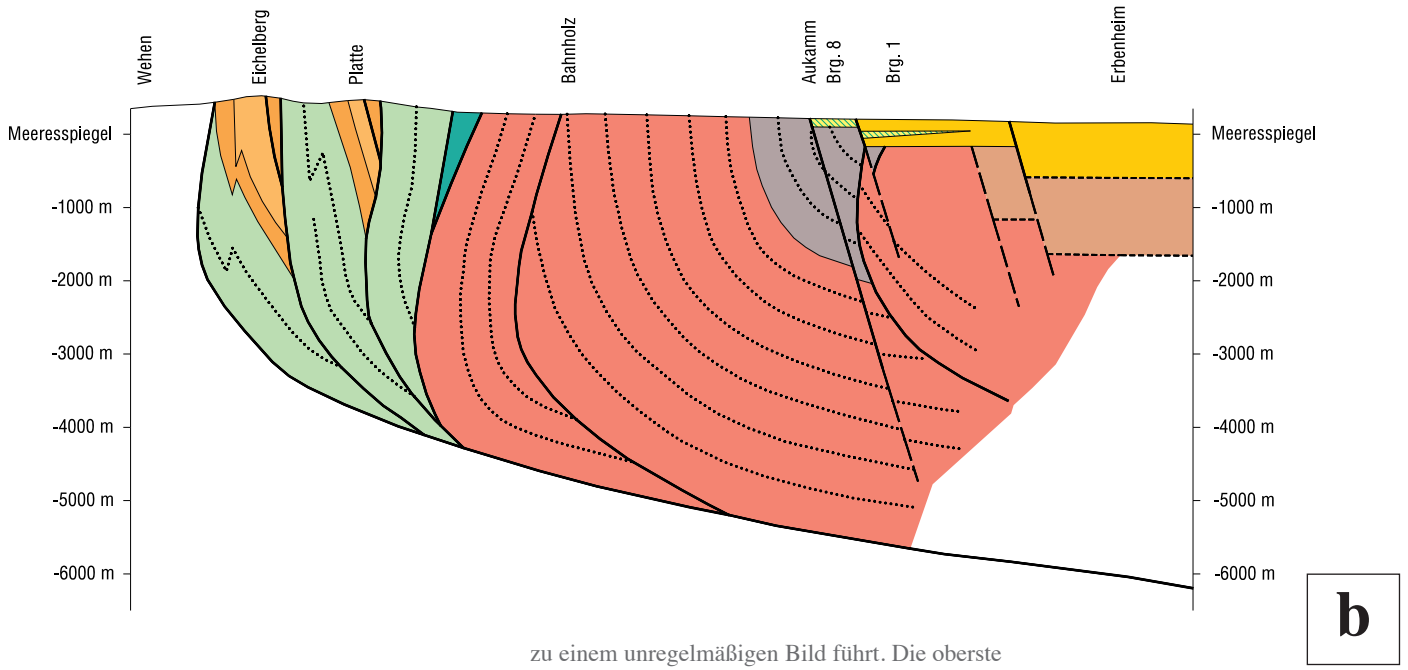


Abb. 2
a) Geologische Karte von Wiesbaden und Umgebung im Maßstab 1 : 100.000.
b) Profilschnitt (blaue Linie in a) von Wehen bis Erbenheim (die Überdeckung mit Lehm im Taunus ist nicht dargestellt).
Die Unterschiede zwischen Taunus und seinem Vorland werden durch Vergleich von Karte und Profilschnitt verständlich: Die steil stehenden Gesteinspakete im Taunus führen zu Streifen an der Geländeoberfläche und im Kartenbild. Die wie eine Torte aus flach liegenden Schichten aufgebaute Gesteinsfolge im Vorland wird durch die Taleinschnitte oder Steinbrüche sichtbar, was zu einem unregelmäßigen Bild führt. Die oberste Lehmschicht sowie Sand und Kies der Taunusbäche und von Rhein und Main können wegen ihrer geringen Dicke im Profilschnitt nicht dargestellt werden. Denn dieser zeigt die Höhenunterschiede maßstabsgetreu.

Der höchste Punkt im Profilschnitt ist der Eichelberg mit 351 m ü. NN, der tiefste der Flugplatz Erbenheim mit rund 140 m ü. NN. Es ist zu bedenken, dass die Angaben zur Tiefe hin immer unsicherer werden. Es handelt sich um ein Modell auf Grund geologischer Erfahrung.
Die tiefste Bohrung im Wiesbadener Stadtgebiet ist mit 240 m beim ehemaligen Schlachthof gemacht worden (Nr. 1).

Die Bohrungen 1–14 werden im Beitrag KÜMMERLE in diesem Band erwähnt.

stein und Trinkwasser sowie Erdwärme nutzen können. Diese Arbeit ist aber noch nicht zu Ende. Gerade wegen der dichten Bebauung, der verschiedenen im Widerstreit liegenden Nutzungsinteressen (z.B. Kiesabbau und Grundwasserförderung, Bau von Tiefgaragen und Thermalquellenschutz) und der Einmaligkeit bestimmter Bodenschätze sind heute und in Zukunft Geologinnen und Geologen so nötig wie eh und je.

Einen Überblick über die Geologie in und um Wiesbaden gibt das 1925/26 gefertigte geologische Relief im Museum Wiesbaden. Auf dem topographischen Relief des Bildhauers Erlemann trug Max GALLADÉ, langjähriges Mitglied des Nassauischen Vereins für Naturkunde und ehrenamtlicher Mitarbeiter im Museum, die Geologie des mittleren und westlichen Taunus und seines südlichen Vorlandes auf, die er den – damals z. T. noch unveröffentlichten – geologischen Karten der Preußischen Geologischen Landesanstalt entnahm. Das 2,45 m lange und 1,14 m breite Relief im Längenmaßstab 1:25.000 ist vierfach überhöht. Es ist heute immer noch ein Anziehungspunkt in der Dauerausstellung der Naturwissenschaftlichen Sammlung des Museums.

Zum leichteren Verständnis der nachfolgenden Ausführungen sind in Abbildung 1 die für Wiesbaden relevanten geologischen Formationen, wichtige Gesteinstypen und maßgebende frühere endogene und exogene Prozesse zusammengestellt (in Abb. 1 beginnt das Quartär vor 1,6 Mio. Jahren, aufgrund eines Beschlusses der Internationalen Stratigraphischen Kommission im Jahr 2009 wurde seine Grenze auf 2,58 Mio. verlegt). Die flächenhafte Verbreitung der wichtigsten Gesteine im Raum Wiesbaden ist in Abbildung 2 dokumentiert.

Die alten Gesteine

Bierstadt-Phyllit

Das älteste Gestein Wiesbadens ist 480 Millionen Jahre alt – der Bierstadt-Phyllit aus dem Ordovizium.

Das älteste Gestein, das im Untergrund von Wiesbaden angetroffen wurde, ist der Bierstadt-Phyllit. Es ist ein gebänderter, sehr feinkörniger Schiefer, auf den Schieferflächen mit zarten Runzeln, in frischem Zustand grau, verwittert oliv, gelb und blass rot. In einer Bohrung „An den Fichten“ in Bierstadt wurde er 1991 entdeckt. Bisher hat man das Gestein nur in Bohrungen, in Baugruben und beim Vortrieb des Schulwald-Tunnels bei Medenbach gefunden. An der Oberfläche ist es bisher nicht angetroffen worden. Es enthält mikroskopisch kleine Reste pflanzlichen Meeresplanktons, sogenannte Acritarchen (Abb. 3), die eine zeitliche Zuordnung ins Ordovizium erlauben, ein Abschnitt der Erdgeschichte vor rund 480 Millionen Jahren. Dieses Gestein bildet den Untergrund Wiesbadens zwischen Kurhaus und Auringen und zieht sich weiter bis nach Bremthal. Es liegt also unter Teilen von Sonnenberg, Bierstadt (An den Fichten), Hessloch und Auringen. Auf den alten geologischen Karten wird es nur als Phyllit bezeichnet. Heute ist es nach dem Fundort „Bierstadt-Phyllit“ benannt.

Plankton (griech.: das Schwebende): mikroskopisch kleine pflanzliche und tierische Lebewesen, die im Meerwasser schweben.

Phyllite sind feinkörnige, grüngraue, violette, manchmal auch schwarze Gesteine mit schiefrigem Gefüge. Der seidige Flächenglanz wird hervorgerufen durch eingeregelte feine Glimmermineral-Plättchen. Phyllite entstehen aus ursprünglich tonigen Sedimenten durch erhöhten Druck und erhöhte Temperatur (Metamorphose), wie sie während einer erdgeschichtlichen Umformung (z. B. einer Gebirgsbildung) herrschen können. Ihre Spaltflächen tragen feine Runzeln, die durch den Schnitt zweier Schieferungen hervorgerufen werden.

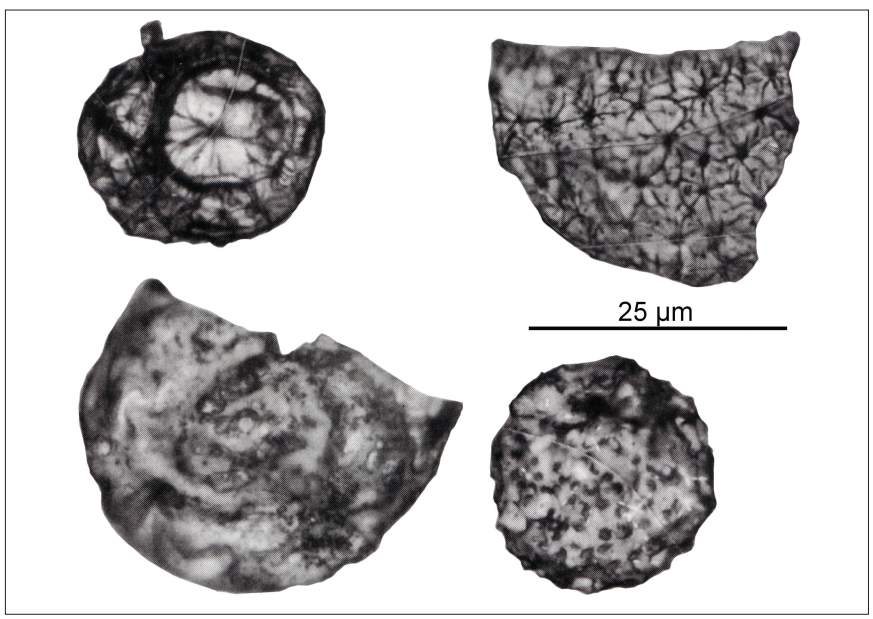


Abb. 3
Acritarchen – pflanzliches Meeresplankton aus dem ca. 480 Millionen Jahre alten Bierstadt-Phyllit.

Wiesbaden-Metarhyolith (Serizitgneis)

Nördlich an diesen Streifen anschließend findet man ein hell grünliches, plattig spaltendes Gestein, das früher in mehreren Steinbrüchen abgebaut und für Hausfundamente, Gartenmauern und Gehwegplatten verwendet wurde, wie man sie in Wiesbaden noch überall sehen kann. In der früheren Literatur heißt es Serizitgneis, heute wird es als Wiesbaden-Metarhyolith bezeichnet. Dieses Gestein ist vulkanischer Entstehung. Typisch dafür sind größere Quarzeinschlüsse in einer feinkörnigen Grundmasse, die man mit der Lupe, manchmal auch schon mit bloßem Auge erkennen kann. Diese Einschlüsse haben sich früh in der Gesteinsschmelze, aus der dieses Gestein entstanden ist, gebildet und wurden anschließend wieder angelöst, so dass sie kleine Vertiefungen und Grübchen an der Oberfläche haben, manchmal auch winzige Lösungsschläuche, die in das Innere der Quarze reichen. An Dünnschliffen kann man das im Mikroskop sehen. Der Wiesbaden-Metarhyolith erstreckt sich von Dotzheim unter der nördlichen Innenstadt bis Naurod. Manchmal kommt er auch an die Oberfläche, wie in Dotzheim, in der Saalgasse, in Sonnenberg und bei Naurod. Alte, heute verwachsene Steinbrüche sind noch in Sonnenberg, Rambach und Auringen zu finden.

Rossert-Metaandesit (Grünschiefer)

In geringer Verbreitung gibt es noch ein anderes umgewandeltes Gestein vulkanischer Entstehung, den Grünschiefer, heute Rossert-Metaandesit genannt, der z.B. an der Leichtweißhöhle im Nerotal, im Bahnholz und am Erbsenacker bei Naurod vorkommt.

Sowohl der Wiesbaden-Metarhyolith als auch der Rossert-Metaandesit sind vulkanische Gesteine,

sind aber, wie der Zusatz „Meta“ schon andeutet, während der Erdgeschichte durch erhöhte Temperaturen und Drucke verändert worden. Die chemische Zusammensetzung dieser vulkanischen Gesteine ähnelt Vulkaniten, wie sie heute auf Inselbögen an aktiven Plattenrändern im Pazifik entstehen – Rhyolithe und Andesite.

Das Alter der Entstehung dieser beiden Gesteinsarten war lange unbekannt. Denn in vulkanischen Gesteinen gibt es keine Fossilien. Physikalische Altersbestimmungen mit Hilfe der Zerfallsprodukte radioaktiver Elemente an drei verschiedenen Metavulkaniten, die 1992 ausgeführt wurden, ergaben Alter zwischen 464 und 411 Millionen Jahren, also Ordovizium und Silur.

Schwerspatgänge

In Naurod findet man in einem Gebiet von 800 × 200 m Südwest-Nordost-Erstreckung im Metarhyolith Schwerspat (Baryt)-Gänge von einigen Zehner Metern Länge und bis wenige Meter Dicke, die im 19. Jahrhundert zu einem bescheidenen Bergbau geführt haben. Der Schwerspat (Bariumsulfat) ist jedoch von geringer Qualität wegen seiner Quarzeinschlüsse, und der Bergbau war daher nicht rentabel. Die Grubenbaue (u.a. mehrere bis 47 m tiefe Schächte und ein über 300 m langer Entwässerungsstollen) befanden sich im Nordteil Naurods, nördlich der Fondetter Straße und östlich der Obergasse. Heute ist das ehemalige Bergbaugebiet zum größten Teil überbaut. In den Vorgärten dieses Viertels kann man noch Schwerspatstücke entdecken, die dort als Ziersteine liegen. Am Ende der Fondetter Straße Richtung Niedernhausen, kurz hinter der Brücke der B 455, war früher der zuletzt 23,4 m tiefe Schacht der Schwerspatgrube Kellerskopf, was dazu führt, dass sich dort seit Jahren auf der Fahrbahn Richtung Naurod ein rechteckiges Stück der Straßendecke absenkt. Reparaturen sind von Zeit zu Zeit erforderlich.

Schwerspatgänge entstehen, wenn aus mineralreichen Thermalwässern Schwerspat, Quarz und andere Mineralien in Spalten des Gesteins auskristallisieren. Metarhyolith und Schwerspatgänge zeigen die gleichen Deformationsstrukturen, d.h. sie sind gemeinsam verformt worden (wird später noch erklärt). Schwerspat kristallisiert aus der Lösung meist in tafelförmigen großen Kristallen. Während der Verformung kann er in kleine Mineralkörnchen umgewandelt werden und der Gangfüllung das zuckerkörnige Aussehen verleihen, wie sie der Schwerspat in Naurod besitzt. Im Gang – wiederum auf Spalten – entstanden jüngere Schwerspat-Kristalle. Sehr schöne Exemplare solcher „Stufen“, wie sie der Mineraliensammler nennt, sind im Wiesbadener Museum zu sehen.

Schwerspat ist Bariumsulfat $BaSO_4$ und hat seinen Namen wegen des hohen spezifischen Gewichts von 4,5 g/cm^3 bekommen. Wer ein Stück weißen Schwerspat und ein gleich großes Stück weißen Quarz (spez. Gew. 2,65 g/cm^3) in die Hand nimmt, wird von dem Gewichtsunterschied überrascht sein.

Kellerskopf-Schichten (Graue Phyllite)

Von der Würzburg nördöstlich des Rabengrundes durch das Goldsteintal und über den Kellerskopf nach Nordosten erstrecken sich die Kellerskopf-Schichten, die früher Graue Phyllite hießen. Es sind Schiefer mit eingelagerten Sandsteinen. Zeitlich konnte man sie lange nicht einordnen, bis Albert von Reinach 1898 im Goldsteintal nach langer Suche einen schlecht erhaltenen Brachiopodenrest fand. Später gab es weitere Fossilfunde durch Mitglieder des Nassauischen Vereins für Naturkunde, vor allem Alexander Fuchs und Oskar Rose. Da diese Schiefer stark verformt sind, sind auch die Fossilien sehr schlecht erhalten. Immerhin konnte man mit ihnen das relative Alter der Grauen Phyllite als jüngstes Silur bestimmen. Sie sind also mehr als 417,5 Millionen Jahre alt. Vergleichbar alte Gesteine mit den gleichen Fossilien findet man auch im Sauerland bei Köbbinghausen, in Nordfrankreich, in den Ardennen und im Hohen Venn.

Bunte Schiefer, Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit

Die Taunushöhen nördlich Wiesbaden, der sogenannte Taunuskamm – genau besehen sind es in der Regel zwei parallele Höhenzüge –, werden aus ca.

405 bis 417 Millionen Jahre alten Gesteinen des unteren Devons gebildet. Die vorwiegend sandigen Hermeskeil-Schichten und der Taunusquarzit bilden wegen ihrer Verwitterungsbeständigkeit die Höhenzüge des südlichen Taunus (z. B. Schläferskopf, Rassel und Hohe Kanzel). Die Bunten Schiefer, meist rote und grüne dünnplattige Tonschiefer, sind relativ weich und werden schneller abgetragen. In ihnen bilden sich Längstäler und langgezogene Senken, wie z. B. das Theißtal bei Niedernhausen und das Aulhauser Tal bei Assmannshausen.

Starke Strömungen verhinderten eine bessere Fossilüberlieferung im Taunusquarzit.

Die Bunten Schiefer sind vermutlich Ablagerungen in einer küstennahen Flussebene, in denen ganz selten Pflanzensporen, Algenreste und Knochenplatten kleiner Panzerfische (der Agnathen: kieferlose Vorläufer der Fische) gefunden worden sind. Echte Meeresfossilien fehlen.

Durch einen Anstieg des Meeresspiegels wurde dieses Flachland überflutet und es lagerten sich im Flachmeer vor der Küste Sande ab, die Hinweise auf starke Gezeitenströmungen, wie z. B. Großrippelschichtung, enthalten. Daraus wurden Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit. Beide sind im Gelände nur schwer voneinander zu unterscheiden. Die Hermeskeil-Schichten bilden die Unterlage des Taunusquarzits und sind nur selten aufgeschlossen. Sie bestehen aus Sandsteinen mit hohem Glimmeranteil. Der Taunusquarzit ist, wie der Name schon sagt, das typische Taunusgestein. Es sind hellgraue, fast weiße und sehr harte Quarzite.

Quarzit ist ein durch höhere Drucke und Temperaturen umgewandelter Sandstein. Die Kieselsäure der Quarzkörner des Sandes wird durch Druck an den Berührungsstellen der Körner gelöst, in Lösung transportiert und an Kornrändern wieder ausgeschieden. Dadurch sind die Sandkörner sehr fest miteinander verkittet, was dem Gestein eine extreme Festigkeit verleiht.

Im Allgemeinen ist der Taunusquarzit nicht sehr fossilreich. Der Grund dafür liegt aber offenbar nicht an schlechten Lebensbedingungen im Ablagerungsbereich, denn an einigen Stellen findet man eine ganze Reihe Fossilien (im Kammerforst und im Soonwald). Es sind dort Reste von Meeresorganismen wie Brachiopoden-, Schnecken- und Muschelschalen, Stielglieder von Seelilien und Einzelkorallen als Abdrücke enthalten. An der Rossel unterhalb des Niederwalds sind Spuren und Bauten von Organismen, wie Würmer und Muscheln, im Taunusquarzit überliefert. Das Flachmeer bot offensichtlich günstige Lebensbedingungen, und die Ursache dieser Fossilarmut scheinen starke Strömungen zu dieser Zeit gewesen zu sein, ähnlich wie vor heutigen Küsten. Die Schalen der Meerestiere sind bei dem Transport in der Strömung von den scharfen Sandkörnern größtenteils völlig zerrieben wurden. Der Taunusquarzit bei Wiesbaden scheint fossilleer zu sein, denn in ihm wurden bisher noch nie Versteinerungen gefunden.

Verformte Gesteine

Ein Zusammenstoß vor 330 Millionen Jahren

In Lauf der Erdgeschichte ändert sich nicht nur die Verteilung von Land und Meer, sondern auch die Lage und die Aufteilung der Kontinente auf der Erdoberfläche. Erdkrustenteile „schwimmen“, angetrieben von Konvektionsströmen, auf plastischem Erdmantelgestein. Zur Zeit der Ablagerungen des Devons vor ca. 417 bis 358 Millionen Jahren erstreckte sich im Bereich des Äquators der große Old Red-Kontinent (Euramerica). Im Süden dieses Kontinents befand sich der Gondwana-Kontinent als riesige Festlandmasse, die die heutigen Kontinente Afrika, Südamerika, Australien, Indien und die Antarktis umfasste. Am Nordrand Gondwanas lagen die heutigen Gebiete von Westfrankreich, Spanien, Portugal, Italien und Südost-Europa. Das Gebiet des heutigen Rheinischen Schiefergebirges lag am Südrand von Old Red und war von einem Flachmeer bedeckt, dessen Ausdehnung nach Süden aber nicht bekannt ist. Am Ende des Devons jedenfalls bewegten sich beide Kontinente aufeinander zu. Bei ihrem Zusammenstoß vor ca. 330 Millionen Jahren (Karbon) wurden die Ablagerungen dieses Zwischenmeeres in die Tiefe gezogen, übereinander geschoben, verfaltet und durch erhöhe Drucke und Temperaturen verändert. Aus dem flachen Meer am Südrand des Old Red wurde anschließend das Rheinische Schiefergebirge empor gehoben.

Der südlichste Abschnitt ist der Taunus, der den am stärksten deformierten Teil darstellt. Die ursprünglich flach liegende Schichtenfolge wurde in Schuppen zusammengeschoben, steil gestellt und/oder verfaltet, wobei mehrere Zehner Kilometer lange und bis über 1.000 m mächtige Gesteinspakete bewegt wurden. Diese Phase der Erdgeschichte bezeichnet man als die varistische Gebirgsbildung oder das Varistikum. Die Zone der so verformten Gesteine reichte mehrere Tausend Meter tief und erstreckt sich durch ganz Westeuropa bis nach Spanien und Portugal.

Solche Gebirgsbildungsphasen sind in der Erdgeschichte häufiger. So ist der Old Red-Kontinent selbst durch die kaledonische Gebirgsbildung vor 420 Millionen Jahren entstanden und schließlich ist der alpine Gebirgszug während der alpidischen Gebirgsbildung, deren Höhepunkt im Alttertiär vor 65 bis 35 Millionen Jahren lag, geformt worden.

Diese tektonische Aufschuppung zeigt z. B. der Taunuskamm zwischen Kammerforst und Rochusberg in den Tälern von Rhein und Nahe. Die Schichtenfolge Bunte Schiefer, Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit folgt dort fünf Mal (in fünf Schuppen) übereinander. Ähnlich gebaut ist der Taunuskamm bei Wiesbaden; er besteht aus sechs Schuppen unterschiedlicher Zusammensetzung (Abb. 2b). Die Beobachtungen beim Bau des Niedernhausener Tunnels für die ICE-Trasse zeigten, dass der nördliche Höhenzug des Taunuskammes unter der Hohen Kanzel aus mindestens zehn größeren und kleineren Schuppen aufgebaut ist.

Mineralumwandlungen und Mineralausscheidungen

Diese Vorgänge im Großen wurden von Veränderungen im Kleinen begleitet. Da die varistischen Verformungen in mehreren Kilometern Tiefe bei erhöhten Drucken und Temperaturen abliefen, kam es zu Um- und Neubildungen von Mineralien.

Bestimmte Mineralien wie Calcit und Quarz wurden aufgelöst. Stark mineralisierte Wässer durchströmten die Gesteine. Aus diesen Lösungen schieden sich bei zurück gehenden Temperaturen und Drucken Mineralien wie Quarz, Calcit, Albit, Chlorit oder Sericit aus. Diese metamorphen Neubildungen formten einen feinen Filz. Oder: Blättchenförmige Mineralien wie Sericit und Chlorit wuchsen parallel zueinander. Dadurch bekam das Gestein eine bevorzugte Spaltbarkeit. Man spricht von Schieferung. Diese Spaltbarkeit nach der Schieferung fehlt im Quarzit, sie ist unregelmäßig im Sandstein, aber sehr engständig und gleichmäßig im Tonschiefer und in den alten Vulkaniten.

Die neuen Mineralien, darunter auch Erze, konnten sich in Hohlräumen konzentrieren oder Gänge bilden, so z. B. südlich vom Erbsenacker bei Naurod (direkt neben dem alten Basalt-Steinbruch „Schwarze Steinkaut“). Hier treten Kupfererze, begleitet von Quarz, Feldspat, Calcit und Roteisenerz, in Nestern im Rossert-Metaandesit auf.

Mehrere Bergbauversuche sind zwischen 1771 und 1859 nachgewiesen. Zuletzt war das Abbaurecht unter dem Namen „Krämerstein“ verliehen. Diese Bezeichnung geht vermutlich auf die ältere Bezeichnung „Römerstein“ zurück. Da kein bauwürdiges Erzvorkommen gefunden worden ist, kam die Grube nie über das Versuchsstadium hinaus, obwohl seinerzeit viel Geld in die Untersuchungsarbeiten investiert worden war.

Erst kürzlich wurde eine Kupfermineralisation beim Ausheben einer Baugrube auf dem Gelände der früheren Chemieschule Fresenius in der Kapellenstraße entdeckt. In einer mehrere Dezimeter breiten Zone parallel zur Schieferung ist dort der Wiesbaden-Metarhyolith hydrothermal zersetzt und mit sekundären Kupfermineralien, wie Malachit und Azurit, imprägniert.

Zwischenzeit bis zum Tertiär

Nach der varistischen Gebirgsbildung hob sich das entstandene geologische Gebirge und zerbrach in einzelne Schollen, die sich hoben und senkten. Die sich hebenden Schollen – geographische Gebirge – wurden abgetragen, ihr Schutt in die Senken geschwemmt. Eine solche Senke hatte sich im Karbon und Perm südlich von Taunus und Soonwald gebildet: die Saar-Nahe-Senke. Sie verläuft entlang der alten Kollisionsnaht zwischen den beiden zusammenge-

Abb. 4
Der Eingang zur „Schwarzen Steinkaut“, dem ehemaligen Basalt-Steinbruch südlich des Erbsenackers bei Naurod.

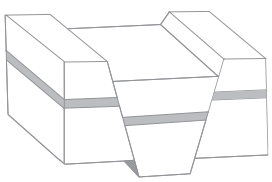
schobenen Kontinenten. Schuttablagerungen dieser Senke kommen heute bei Medenbach (z. B. am Südportal des Schulwaldtunnels der Schnellbahnstrecke Köln-Rhein/Main) und zwischen Breckenheim und Hofheim an die Oberfläche. Es sind Gerölle aus Schiefer, Sandstein, Quarz und Quarzit in einer rötlichen Grundmasse aus Schieferstückchen. Mit einem alten Bergmannsausdruck werden diese Ablagerungen der Perm-Zeit (vor 296 bis 251 Millionen Jahren) als Rotliegend bezeichnet. Südlich Rüsselsheim sind sie in tiefen Erdölbohrungen erreicht worden. Auch südlich Wiesbaden sind sie im tieferen Untergrund zu vermuten. Das Rheinische Schiefergebirge mit Taunus und Soonwald ist seitdem in seinem Kern Abtragungsgebiet. An seinem Südrand bei Wiesbaden treten erst im frühen Tertiär wieder Ablagerungen auf.

Bruchtektonik, Schollentektonik, Entstehung der jungen Gesteine und Mineralgänge

Die Entstehung der Alpen beeinflusst maßgeblich die Geologie des Wiesbadener Raumes.

Erst mit einer erneuten Plattenkollision, die die alpidische Gebirgsbildung und u. a. die Heraushebung der Alpen zu Beginn des Tertiärs zur Folge hatte, erlebte das Wiesbadener Gebiet einen neuen, wechselvollen erdgeschichtlichen Abschnitt. Obwohl weit entfernt von Taunus und Wiesbaden hatte das Geschehen im Alpenraum doch spürbare Auswirkungen auf die Erdkruste im nördlich angrenzenden Europa.

Der Taunus, dessen südlicher Rand mitten durch das Stadtgebiet von Wiesbaden verläuft und die Nahtstelle der varistischen Plattenkollision kennzeichnet, wurde im Laufe der Erdgeschichte nach und nach in Schollen zerlegt, die sich aber nur wenig gegeneinander bewegten. Alte Störungen und Schwächezonen wurden dabei immer wieder reaktiviert. Über das Alter dieser Bewegungen lässt sich allerdings nur selten etwas aussagen. Mit Sicherheit haben sie schon vor Beginn des Tertiärs, vor mehr als 65 Millionen Jahren begonnen.



Schema eines tektonischen Grabens

Zu Beginn des Tertiärs entsteht der Oberrheingraben: ein 300 km langer und 20 bis 40 km breiter Streifen der Erdkruste zwischen Basel und dem Taunus. Die Absenkung des Oberrheingrabens erreicht bis heute ca. 4.000 m. Schmale Senkungsstreifen entstanden auch im Taunus: das Marienfelser Becken, die Idsteiner Senke und der Wiesbaden-Diezer Graben. Diese Gebiete senkten sich aber höchsten 200 m relativ zu ihrer Umgebung ab.

In Wiesbaden hat der Wiesbaden-Diezer Graben seine Westgrenze zwischen Dotzheim und Frauenstein. Dort grenzt an einer Querstörung Serizitgneis im Osten gegen Phyllit im Westen. Hier ist am Rand des Grabens eine schmale Gesteinsscholle stärker herausgehoben als die Umgebung: Der markante Höhenzug der Hohen Wurzel ist ein tektonischer Horst, der quer zur Längserstreckung des Taunuskammes verläuft (Abb. 2a).

Die Ostgrenze des Grabens zieht vom Taunuskamm Richtung Amöneburg. Oberhalb der Fischzucht versetzt sie den südlichen Quarzitzug des Taunuskamms zwischen Rentmauer und Bleidenstadter Kopf deutlich. Ihr weiterer Verlauf ist wegen der Bebauung im Stadtgebiet nicht genau bekannt. Sie dürfte jedoch ungefähr Adamstal und Salzbachtal folgen. Sie unterquert also die Wiesbadener Innenstadt diagonal von Nordnordwest nach Südsüdost. Ihren genauen Verlauf werden Beobachtungen in Baugruben und Bohrungen nach und nach ermitteln lassen.

Die Erdkruste ist spröde und zerbricht, wenn in ihr Spannungen entstehen und diese die Bruchfestigkeit der Gesteine überschreiten. Die Schollen der

Erdkruste heben und senken sich; meist langsam und über lange Zeiträume, manchmal auch schnell, Erdbeben sind dann die Folge. Hebung bedeutet vor allem Entspannung. Die Gesteine kommen aus dem Bereich der Einengung in den Bereich der Ausdehnung. Die vielfältigen Systeme von Schwächezonen im Gesteinskörper (Schieferflächen, Grenzen zwischen Gesteinsschichten, Klüfte) werden jetzt je nach Dehnungsrichtung aktiviert. Sie bilden Wegsamkeiten für Mineral- und Thermalwässer oder vulkanische Schmelzen. So entstehen Mineral-, Erz- und Vulkanitgänge und auch Thermalquellen als Zeugen dieser geologischen Vorgänge, von denen man in Wiesbaden zahlreiche finden kann.

Bei Naurod sind nördlich und südlich des Erbsenackers in 300 m Nord-Süd-Entfernung zwei mit Basalt gefüllte Schlote aus dem frühen Tertiär (57 Millionen Jahre) vorhanden. Es sind Förderkanäle zu einem Vulkan, der auf der damaligen Landoberfläche zwei Krater, umgeben von Aschenkegeln und vielleicht auch Lavaströmen, gebildet hatte. Durch die Abtragung ist er längst verschwunden. Die heutige, tiefer liegende Landoberfläche zeigt aber noch den Querschnitt durch die beiden Förderkanäle. Hier waren seit dem späten 18. Jahrhundert und im 19. Jahrhundert Steinbrüche in Betrieb, die Pflastersteine für Wiesbaden lieferten. Der nördliche Steinbruch ist leider mit Müll verfüllt worden. Heute ist dort – an der Straße Feldbergblick – ein Kinderspielplatz, an dessen südlicher Böschung noch Teile des Schlotrandes zu sehen sind. Der südliche Steinbruch – am Weg Richtung Hessloch in der Alsbach – ist noch begehbar und als „Schwarze Steinkaut“ bekannt (Abb. 4). Der Kern des Basaltschlotes ist zwar abgebaut, aber der Schlotrand mit Basaltgängen ist noch gut zu sehen. Interessant ist das Nauroder Basaltvorkommen durch Einschlüsse fremder Gesteine, die von der Schmelze in großer Tiefe losgerissen und nach oben transportiert worden sind. Sie waren im 19. Jahrhundert von Franz Ritter aus Frankfurt gesammelt und von Fridolin von Sandberger untersucht worden. Mit Hilfe des damals gerade erst entwickelten Polarisationsmikroskops konnte Sandberger die Mineralien und Gesteine bestimmen. Eine Pionierarbeit, deren Ergebnisse heute noch gültig sind.

Im Stadtgebiet von Wiesbaden sind im Laufe der Zeit über 20 Basaltgänge gefunden worden; in Baugruben, an Wegböschungen und als Lesesteine. Die Mehrzahl von ihnen befindet sich in einer schmalen Zone zwischen dem Tennelbach-Tal im Süden und dem Kellerskopf bzw. Naurod im Norden. Vorstellbar ist, dass diese Gänge mit der Eruption des Erbsenacker-Vulkans zusammenhängen. Die nach oben drängende Basaltschmelze erreichte eine aufgelockerte Zone, verzweigte sich in den vielen kleinen Gesteinsspalten wie ein riesiger unterirdischer Baum und erstarrte dort. Den Weg an die Oberfläche fand sie nur am Erbsenacker.

Parallel zur Längserstreckung des Taunuskammes verlaufende Störungen ermöglichten das stufenweise Absinken des Taunus zum Oberrheingraben hin. Eine Folge war die Steilküste des Tertiärmeeres in Wiesbaden und im Rheingau. Später – ab dem mittleren Quartär (vor ca. 700.000 Jahren) – vermittelten sie Hebung des Taunus und Senkung der Rhein-Main-Ebene. Die V-förmigen, tief in die Hochfläche des Taunus eingeschnittenen Täler sind eine Folge davon. Bewegungen an den Störungen des Taunusrandes lösen auch heute noch Erdbeben aus. Die Störungen dienen auch als Aufstiegswege für die Thermalquellen, die seit dem frühen Quartär hier auftreten. Darüber wird später ausführlicher berichtet.

Bewegungen an den Störungen am Taunusrand sind für Erdbeben und Thermalquellen verantwortlich.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde

Jahr/Year: 2012

Band/Volume: SB_2

Autor(en)/Author(s): Anderle Hans-Jürgen

Artikel/Article: Der alte Untergrund Wiesbadens 1-9