

Geologie von Kleinlinden

Burkhard Sanner

Einführung

Ein Faktor, der die Geschichte eines Ortes ganz grundlegend prägt, ist der geologische Untergrund, zusammen mit den geographischen und hydrologischen Gegebenheiten. Lage, Böden, Wasser, Bodenschätze sind wichtig dafür, dass ein Stück Land besiedelt werden kann, und beeinflussen, welche weiteren Entwicklungsmöglichkeiten eine Siedlung dann hat. Daher soll hier zusammenfassend das vorgestellt werden, was sich in einer Zeitspanne von vielen hundert Millionen Jahren im Raum Gießen abgespielt hat (und heute noch weitergeht), und was wir daraus heute an Befunden und Zeugnissen haben. Dabei wird mehr Wert auf allgemeine Verständlichkeit als auf wissenschaftliche Tiefe gelegt; ebenso sind die Kartendarstellungen teilweise stark vereinfacht.

Geologischer, geographischer und hydrologischer Rahmen

Geologie

Der mittelhessische Raum um Gießen weist eine außergewöhnlich große Bandbreite unterschiedlicher geologischer Formationen auf, die Zeugnisse über einen Zeitraum von rund 450 Millionen Jahren darstellen. Allerdings gibt es auch lange Phasen, aus denen keine Gesteine überliefert sind bzw. diese im Raum Gießen gar nicht erst entstanden. Im wesentlichen lassen sich drei große geologische Einheiten unterscheiden (Abb. 1), die teilweise zeitlich, teilweise durch ihre Entstehung voneinander abgegrenzt werden können:

- Im Paläozoikum (hier Ordovizium bis Unterkarbon) die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges, sedimentären und auch vulkanischen Ursprungs
- Vom Perm bis ins Tertiär die Sedimente der Hessischen Senke (mit großen Lücken, fast das ganze Mesozoikum fehlt bei Gießen)
- Im Tertiär (Miozän) die Basalte des Vogelsbergs und kleinerer, vorgelagerter Vulkane

Darüber liegen noch die jüngsten Bildungen aus dem Quartär in Form von Löss, Terrassenschottern und Talauen. Eine Tabelle mit den relevanten geologischen Zeitabschnitten findet sich in Abb. 2.

Diese Einheiten entsprechen einer Reihe von aufeinanderfolgenden, sehr langen Zeiträumen unterschiedlicher geologischer und tektonischer¹ Rahmenbedingungen. Sie beginnen vor weit über 400 Millionen Jahren mit der Ablagerung von Sanden, Schluff, Ton und Kalkschlamm. Das Material dazu stammt aus dem kaledonischen Gebirge, das zeitgleich im Norden (Skandinavien, Britische Inseln) aufgefaltet und angehoben wird. Mit einer stärkeren Einsenkung im Unterdevon (vor ca. 420-390 Millionen Jahren) und der Bildung eines großen Meeres im ganzen heutigen Mitteleuropa² nimmt die Mächtigkeit dieser Ablagerungen stark zu; die lockeren Sedimente werden durch das Gewicht der sich darüber lagernden Schichten kompaktiert und verfestigen sich zu Sedimentgesteinen (Sandstein, Tonstein, Kalkstein). Schließlich klingt die Absenkung ab und der Meeresraum wird langsam mit Sedimenten angefüllt.

Mitteleuropa kommt nun von Südosten her unter den Druck einer langsam nordwärts wandernden Kontinentalplatte. Dies bewirkt im Mitteldevon vor rund 380-390 Millionen Jahren eine starke vulkanische Tätigkeit, die sowohl basaltische Lava³ als auch Aschen⁴ hervorgebracht hat. Zum Ende der

¹ Tektonik ist die Erforschung und Beschreibung der Bewegungen in der Erdkruste und des daraus entstandenen Aufbaus bzw. heutigen Lagezustands geologischer Formationen.

² Eigentlich drei parallel liegende marine Ablagerungsräume ([2], S. 62), in deren nördlichem, dem rhenohercynischen Meeresbecken, die Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges abgelagert wurden. Dieses Meer erstreckte sich auch weiter nach Westen, die dort entstandenen Gesteine sind durch die Öffnung des Atlantiks von Europa getrennt worden und finden sich in den Appalachen in Nordamerika.

³ Die Lavagesteine dieses untermeerischen Vulkanismus werden im Rheinischen Schiefergebirge als Diabas bezeichnet.

⁴ Die Aschen wurden unter Wasser abgelagert und sind mit Sediment vermischt, sie werden lokal als Schalstein bezeichnet.

vulkanischen Phase traten sehr eisenreiche Fluide aus, aus denen die Roteisenstein-Lagerstätten⁵ an Lahn und Dill entstanden. Noch war unser Raum ein flaches Meer, und der Druck von Südosten und die vulkanischen Ablagerungen gaben dem Meeresboden ein Relief mit Schwellen und Becken. Damit konnten sich in geeigneter Tiefe riffbildende Organismen (Korallen und Stromatoporen) ansiedeln, die große Kalkriffe aufgebaut haben, den sogenannte Massenkalk (aus dem oberen Mitteldevon bis ins unterste Oberdevon, vor ca. 385-375 Millionen Jahren). Diese Riffe zogen sich mindestens aus dem Raum Limburg/Diez bis nach Gießen hin, wo sie z.B. den Massenkalk im Bergwerkswald hinterlassen haben. Im Oberdevon begann nun bei weiterem Zusammenschub von Südosten die variszische Gebirgsbildung, bei der die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges in die heutige Form zusammengefasst, gestört und überschoben wurden. Im Rahmen dieser in mehreren Phasen bis ins Perm dauernden Gebirgsbildung (d.h. über einen Zeitraum von etwa 380-260 Millionen Jahren vor heute) wurden dann auch Sedimente aus einem weiter südlich gelegenen Ablagerungsraum über die hier vorhandenen Gesteine geschoben, sie bilden die Gießen-Decke (Gießener Grauwacke, vgl. Abb. 1).

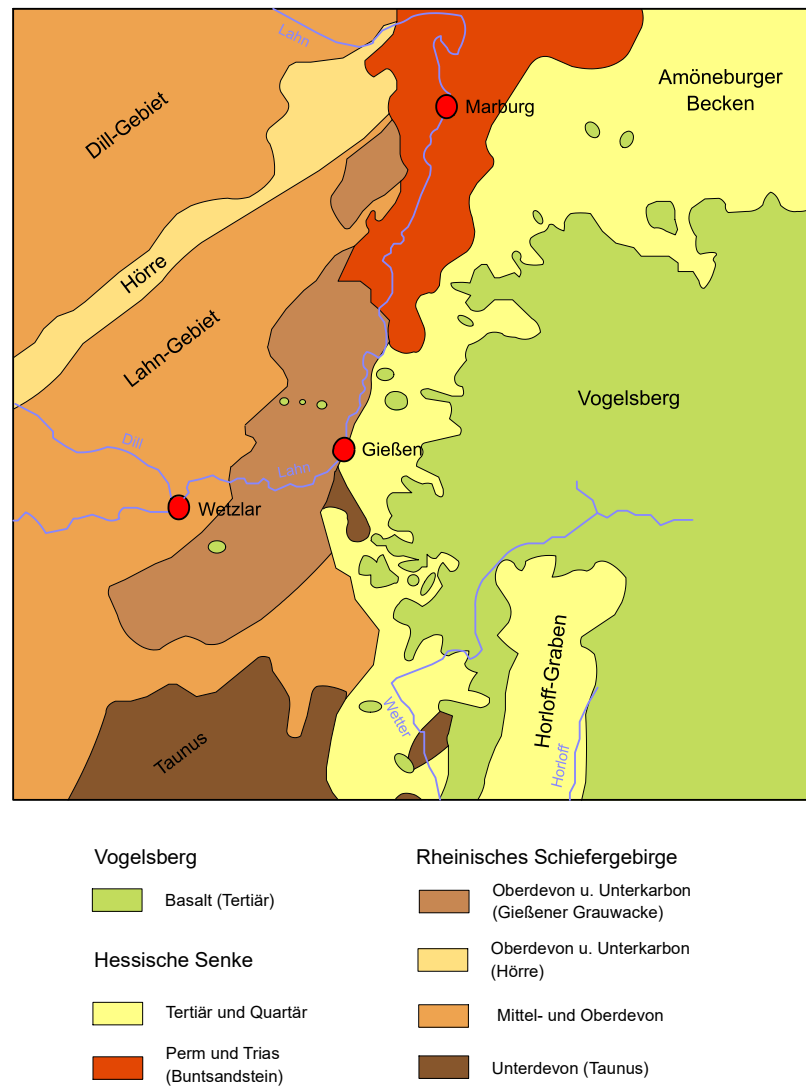


Abbildung 1: Übersicht über die geologischen Haupteinheiten im Raum Gießen (nach einer Karte in [1], bearbeitet und vereinfacht)

Im Rahmen dieser in mehreren Phasen bis ins Perm dauernden Gebirgsbildung (d.h. über einen Zeitraum von etwa 380-260 Millionen Jahren vor heute) wurden dann auch Sedimente aus einem weiter südlich gelegenen Ablagerungsraum über die hier vorhandenen Gesteine geschoben, sie bilden die Gießen-Decke (Gießener Grauwacke, vgl. Abb. 1).

Während und nachdem sich das Rheinische Schiefergebirge heraushob, wurde an seinem Ostrand, nördlich von Gießen bis jenseits von Marburg, der Erosionsschutt dieses Gebirges abgelagert. Diese Schüttungen beginnen im oberen Perm (Zechstein) vor rund 260 Millionen Jahren, zuerst mit viel grobem Geröll, in dem Gesteinsbruchstücke aus dem Devon (z.B. Massenkalk) zu finden sind. Zeitgleich bilden sich im östlich anschließenden Flachmeer die Zechstein-Salzlager. Die rote Farbe des Gesteins deutet auf eine Ablagerung in warmem, trockenem Klima hin, was auch für die nachfolgenden, feiner werdenden Sedimente des Buntsandstein gilt. Bis ins Gebiet von Kleinlinden reichen diese Konglomerate und Sandsteine heute nicht; hier sind als jüngsten Ablagerungen des Paläozoikums die jüngeren Grauwacken der Gießen-Decke aus dem Unterkarbon von vor rund 340 Millionen Jahren zu finden. Das Rheinische Schiefergebirge ist im ganzen Mesozoikum (Trias, Jura, Kreide) Verwitterungs- und Abtragungsgebiet und wird langsam eingeebnet. Gesteine aus dieser Zeit sind daher in Kleinlinden nicht anzutreffen.

⁵ Die Erzbildung (Roteisenstein/Hämatit) fand hauptsächlich an der Grenze von Mittel- zu Oberdevon statt, das Hauptlager wird daher auch als „Grenzlager“ bezeichnet. Es reicht im Osten bis nach Wetzlar und Biebertal.

Die nächste große Veränderung begann bereits im mittleren Jura vor rund 170 Millionen Jahren, als sich weiter im Westen der atlantische Ozean zu öffnen begann. Durch die zunehmende Öffnung, die auch heute noch im Südatlantik schneller erfolgt als im Norden, begann sich der afrikanische Kontinent gegen den Uhrzeigersinn zu drehen und nach Nordosten zu driften, was letztlich zur Bildung der Alpen und der verwandten Faltengebirge führte⁶. Im Gefolge dieser großräumigen Spannungsverschiebungen begann im Alttertiär vor rund 50 Millionen Jahren die Einsenkung des Ober-

rheingrabens. Heute wird als Oberrheingraben nur der Grabenbruch von Basel bis in den Raum Frankfurt bezeichnet; die Einsenkung zog sich aber weiter nach Norden durch, über die Hessische Senke, den Leine-Graben, und schließlich das Kattegat bis in den Oslo-Graben in Norwegen. Dabei kam es auch zur Bildung eines kleinen Grabens im südwestlichen Vogelsberg, nämlich des Horloffgrabens um Wölfersheim bis etwa nach Hungen (vgl. Abb. 1).

heute			Quartär	Holozän	Auesedimente der Lahn Löß
				Pleistozän	Terrassenschotter der Lahn
2,6 Mio. Jahre	Alpidische Gebirgsbildung	Känozoikum (Erdeheutezeit)	Tertiär	Pliozän	
				Miozän	Vogelsberg-Vulkanismus (ca. 15 M.J.)
				Oligozän	Arenberger Schichten (ca. 30 M.J.)
				Eozän	
				Paläozän	
65 Mio. Jahre		Mesozoikum (Erdmittelalt.)		Kreide	Abtragung im Rheinischen Schiefergebirge, keine Sedimente bei Kleinlinden
				Jura	
				Trias	
250 Mio. Jahre	Variszische Gebirgsbildung	Paläozoikum (Erdaltertum)		Perm	
				Karbon	Gießener Grauwacke (380-340 M.J.) Massenkalk (ca. 385 M.J.)
				Devon	
				Silur	
				Ordovizium	Andreasteich-Quarzit (ca. 455 M.J.)
				Kambrium	
540 Mio. Jahre					

Abbildung 2: Vereinfachte Tabelle der geologischen Zeitalter mit Angabe einiger für Kleinlinden wichtigen Gesteine und Ereignisse.

Auf der flachen Rumpffläche des inzwischen weitgehend eingeebneten Rheinischen Schiefergebirges hatte sich Verwitterungsschutt angesammelt. Durch die Einsenkungen am Ostrand, aber auch innerhalb des Gebirges wie im Koblenz-Neuwieder Becken, und eine gleichzeitige langsame Heraushebung des alten Gebirgsrumpfs, kam es zu Ablagerungen am Rand des alten Gebirges. Dort, wo der Massenkalk aus dem Mitteldevon an der Erdoberfläche anstand, so wie im Bergwerkswald, waren durch Verwitterung und Verkarstung Vertiefungen entstanden, in denen sich eisenhaltige Tone sammelten. Zusammen mit eisenhaltigen Wässern, z.B. aus der Verwitterung des devonischen Rot-eisenerzes, bildeten sie die Grundlage für die Brauneisenstein- und Braunstein-Lagerstätten, die sich auf dem Kalk anreicherten.⁷ Schließlich wurde im Oligozän, vor rund 30 Millionen Jahren, der Verwitterungsschutt von der Rumpffläche an den Rändern des Schiefergebirges zusammengeschwemmt. Diese sogenannten Arenberger Schichten (früher als Vallendarer Schotter bezeichnet) finden sich auch in Kleinlinden, sie bedecken einen großen Teil der devonischen und älteren Sedimente auf dem heutigen Plateau im südöstlichen Kleinlinden und im Bergwerkswald (s. Abb. 3). Andere Sedimente aus diesem Randbereich zwischen Schiefergebirge und dem damaligen Meeresarm in der Hessischen Senke, die in der Nähe von Gießen abgelagert wurden, sind hellgraue Feinsande (wie bei Großen-Linden oder in der ehemaligen Formsandgruben nördlich von Gießen) und hellgraue Tone östlich von Gießen (Tongruben der Gail'schen Tonwerke); in Kleinlinden selbst kommen sie nicht vor.

Es folgte eine Phase, die in Kleinlinden keine Gesteine hinterlassen hat, die nähere und weitere Umgebung aber wesentlich prägt. Im Miozän, vor rund 17 Millionen Jahren, begann in der Hessischen Senke östlich von Gießen ein starker Vulkanismus. Aus verschiedenen Einzelvulkanen wurde Lava gefördert, die zu mächtige Basaltdecken erstarrte. Die Hauptphase der vulkanischen Tätigkeit dauerte etwa 3 Millionen Jahre und erzeugte das mit 2500 km² größte zusammenhängende Vulkangebiet

⁶ Diese Veränderungen gingen extrem langsam und über sehr lange Zeiträume vonstatten; der Atlantik verbreitert sich zwischen Europa und Nordamerika auch heute noch um rund 2 cm pro Jahr

⁷ Da Eisen wie auch Mangan in leicht sauren Wässern gelöst vorkommen können, in basischen aber als Niederschlag ausfallen, führten die leicht basischen Verhältnisse auf dem Kalk zur Ansammlung der Eisen-/Mangan-Erze.

Mitteleuropas. Die Basaltdecken des Vogelsbergs reichen bei Gießen bis zu Hangelstein und Schiffenberg (Abb. 3). Im Zusammenhang mit dem Vogelsberg-Vulkanismus entstanden einzelne vorge-lagerte Vulkane wie Gleiberg, Vetzberg und Stoppelberg, die alle von Kleinlinden aus zu sehen sind.

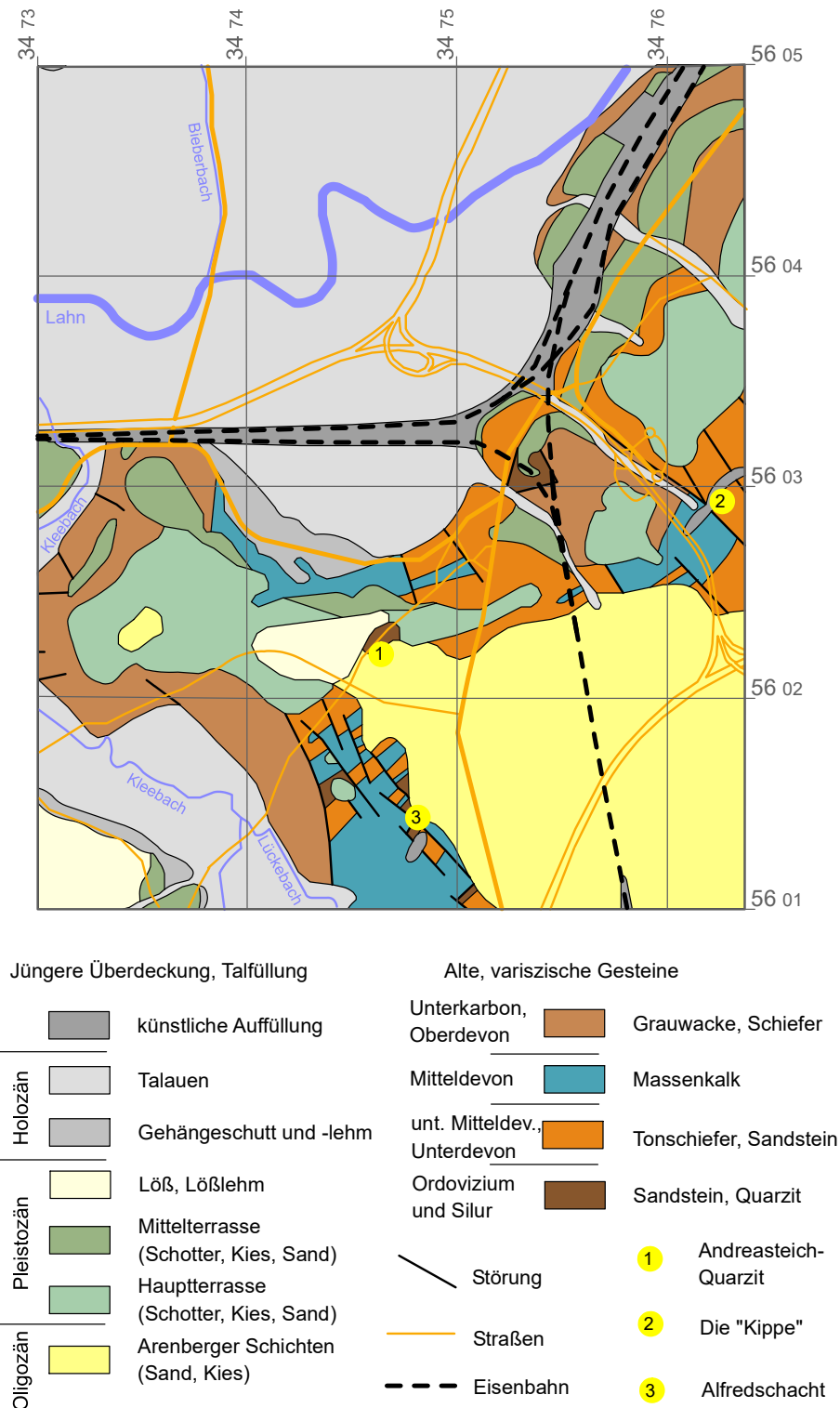


Abbildung 3: Geologischer Aufbau von Kleinlinden, umgezeichnet nach GK 25, Bl. 5417 [4]

Die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges ging weiter, und die alte Rumpffläche liegt heute in unserer Region bei rund 300 m ü. NN; von Kleinlinden aus ist sie im Westen zu erkennen, wo das Kreiskrankenhaus Wetzlar als Markierung dienen kann. Vorläufer der heutigen Lahn entwässerten das Gebiet und konnten durch den Höhenunterschied zwischen dem Schiefergebirge und der

Hessischen Senke⁸ Täler bilden, in denen dann Schotter abgelagert wurden. Die Hebung des Gebirges und die Eintiefung der Täler gingen offensichtlich eher schubweise voran, so dass sich auf bestimmten Niveaus ausgedehnte Schotterterrassen bilden konnten (Eintiefungs- und Aufschotterungsphasen). Solche Terrassenschotter aus der Zeit vor 1,8-0,2 Millionen Jahren finden wir auch in Kleinlinden, wobei die Lahn bei ihrer Bildung bereits so wie heute von Gießen aus nach Westen floss.

Im Gefolge der Eiszeiten vor 0,5-0,01 Millionen Jahren wurde Schluff und Feinsand aus den vegetationslosen Gebieten in Gletschernähe auch in unseren Raum geweht und als Löß abgelagert. Gegen Ende dieser Periode, ab etwa 20.000 Jahren vor heute, entstanden dann auch die aktuellen Talauen, zuerst mit der Ablagerung von Kies und dann von feinerem, lehmigem Material. Ein Fremdkörper in dieser Abfolge ist der Laacher-See-Tuff (korrekt Lacher See Tephra), der um 13.000 vor heute beim Ausbruch des Laacher-See-Vulkans bis nach Mittelhessen geschleudert wurde.

An Hängen kommt es durch Erosion zur Ansammlung von Hangschutt, der teilweise mit Löß versetzt ist und auch randlich in die Talauen ausgreift. Die jüngsten Ablagerungen entstehen bis in die heutige Zeit in Seen, Bach- und Flussläufen und als Umlagerungen an Hängen. Und schließlich verändert auch der Mensch den geologischen Aufbau, etwa durch die Manganerz-Tagebaue südlich von Kleinlinden oder durch Aufschüttungen wie den Damm der Umgehungsbahn nördlich der Ortslage von Kleinlinden oder denjenigen der Main-Weser-Bahn im Lücke-bachtal bei Großen-Linden.

Geographie

Geographisch bildet Kleinlinden den nordöstlichsten Teil des Hüttenberger Landes, das sich vom Hintertaunus langsam nach Norden zur Lahn absenkt. Die Kleinlindener Gemarkung ist gekennzeichnet durch zwei wesentliche Geländeniveaus, nämlich dasjenige der heutigen Lahnaue im Norden (155-160 m ü. NN) und das der pleistozänen Hauptterrasse der Lahn im Süden (180-190 m ü. NN). Dazwischen fällt das Gelände nach Norden zum Lahntal ab, mit verschiedenen kleineren Talbildungen (z.B. in der Hohl) oder Zwischenniveaus etwa im Bereich der ebenfalls pleistozänen, aber etwas jüngeren Mittelterrasse (170-180 m ü. NN). Meistens sind die Hangneigungen nach Norden hin gering, im westlichen Bereich der Wetzlarer Straße bis in die Flur „Der Birkenstrauch“ hat sich jedoch auch eine steilere Kante von gut 10 m Höhe gebildet, in der Kalksteine sowie Sandsteine und Tonschiefer aus dem Devon anstehen. Diese wurden hier früher auch in kleineren Steinbrüchen abgebaut. Die beiden unterschiedlichen Hauptniveaus von Kleinlinden und die dazwischen vermittelnde leichte Hangneigung sind gut zu erkennen in der Frankfurter Straße, wo zwischen dem Abzweig Wetzlarer Straße und der Einmündung Friedhofsweg/Waldweide die Straße auf rund 550 m Länge um 22 m ansteigt, eine durchschnittliche Steigung von 4 %.

Der tiefste Punkt der Kleinlindener Gemarkung mit rund 155 m ü. NN befindet sich dort, wo die Lahn die Gemarkung verlässt, an der Brücke der Straße nach Heuchelheim (L3359) über die Lahn. Allerdings gehört an dieser Stelle nur das Nordufer zu Kleinlinden, zur Flur „Auf der Fortinsel“ (gemeinsam mit der Flur „Vor dem Erlensand“ das einzige Stück Kleinlindener Bodens nördlich des heutigen Lahnverlaufs); das Südufer mit der Flur „Auf dem Fort“ liegt in der Gemarkung von Allendorf. Der gesamte Kleinlindener Anteil an der Lahnaue, nördlich wie südlich des Damms der Umgehungsbahn, befindet sich zwischen 155 und 156 m ü. NN, auf den letzten rund 100 m zum Dorf hin schließlich auf 159-160 m ü. NN ansteigend.

Einen einzigen, definierten höchsten Punkt der Gemarkung kann man kaum bestimmen; die höchsten Lagen befinden sich an der Allendorfer Straße etwa zwischen den Einmündungen Hermann-Löns-Straße und Lützellindener Straße mit 194-195 m ü. NN und am Ostende der Markwaldsiedlung mit knapp 196 m ü. NN. Die Anhöhe östlich der Main-Weser-Bahn mit der Flur „Auf dem Brand“ erreicht kaum 190 m ü. NN. Der gesamte Höhenunterschied der Geländeoberfläche auf Kleinlindener Gebiet beträgt somit rund 40 m.

⁸ Der heutige Lahnverlauf nach Westen dürfte erst nach dem Ende des Aufstiegs des Rheinischen Schiefergebirges entstanden sein, nachdem der Oberlauf eines Flusses aus dem Einzugsgebiet des Mittelrheins die Flusssysteme im östlichen Teil des Gebirges angeschnitten hat.

Hydrologie

Auf die Bedeutung, die die Lahn in geschichtlicher Zeit und heute für Kleinlinden hat, geht ein gesonderter Beitrag in dieser Festschrift ein⁹. Die erdgeschichtliche Entwicklung der Lahn ist weiter unten im Abschnitt „Tertiär und Quartär“ behandelt. Kleinlinden liegt mit seiner Gemarkung fast vollständig auf einem nach Norden abfallenden Hang und in der Talaue selbst. Im Südwesten lässt sich eine Wasserscheide zum Kleebach auf dem Plateau an der Allendorfer Straße nicht genau definieren. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass die Entwässerung der Kleinlindener Gemarkung fast ausschließlich direkt zur Lahn erfolgt, ohne einen weiteren Vorfluter. Auf dem Höhenrücken zwischen Lahn und Kleebach, der im Norden im Hoppenstein endet (vgl. Abb. 3), gibt es auf Kleinlindener Gebiet keine Quellen. Ein Graben zieht sich von der Höhe nahe der Allendorfer Straße, zuerst westlich und dann nordwestlich der heutigen Bebauung hin und führt Oberflächenwasser nach Norden hinunter zur Lahnau im Krautfeld und zu den dortigen Gräben (s.u.). Die einzige Quelle in der Nähe Kleinlindens ist das „Börnchen“ im Bergwerkswald, es befindet sich aber bereits auf der Gemarkung von Großlinden.

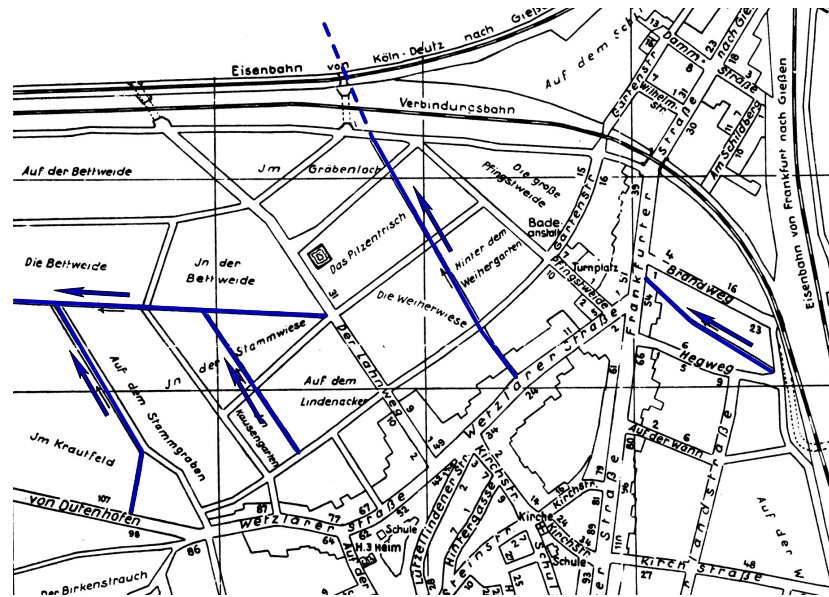


Abbildung 4: Ausschnitt aus einem Ortsplan für Kleinlinden aus dem Jahr 1939, hergestellt von der Stadt Gießen (Sammlung OuV-Archiv); die Wassergräben sind vom Autor hervorgehoben.

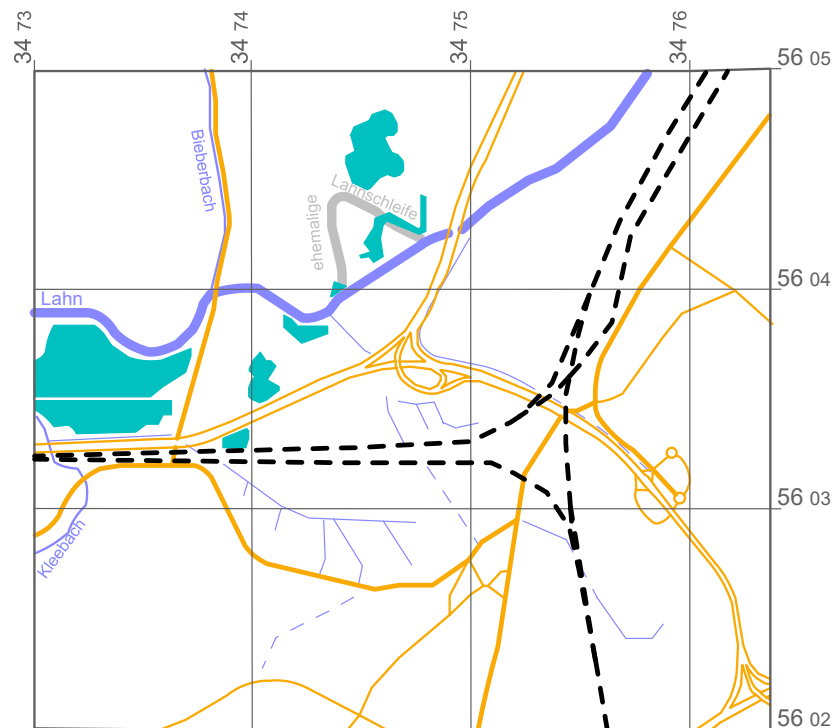


Abbildung 5: Heutige Oberflächengewässer in und bei Kleinlinden

Vom nördlichen Dorf entlang der Wetzlarer Straße gibt es verschiedene Gräben, die das Wasser zur Lahn bringen (Abb. 4). Da die Auekiese gut durchlässig sind, muss auch mit einem deutlichen Anteil an unterirdischem Abfluss gerechnet werden. Dies wird zu Beginn und am Ende von Hochwasserereignissen besonders deutlich, wenn das Wasser in Vertiefungen der Fläche zwischen Ortslage und

⁹ s. Beitrag „Lahn im Raum Kleinlinden“

dem Damm der Umgebungsbahn direkt aus dem Untergrund hervortritt bzw. bei sinkendem Pegel wieder versickert. In der Ortslage von Kleinlinden lassen sich ehemalige Bäche kaum noch erkennen. Vorhanden sind noch Reste des Bachlaufs zwischen Brandweg und Hegweg (Abb. 4), der ursprünglich jenseits der Main-Weser-Bahn von Südosten aus dem Bergwerkswald kam, vom „Börnchen“ her. Der Verlauf zwischen dem Stellwerk Gvf und dem Hegweg ist heute nicht mehr an der Oberfläche erkennbar. Ein weiterer Bachlauf berührt Kleinlinden im Nordosten; er kommt aus dem Bergwerkswald über die Flur „In der Bach“ und führt(e) entlang der heute von der Zufahrt zum Gießener Ring genutzten Senke nach Nordwesten (Flur „Am obersten Bachweg links der Chaussee“) und, nach Unterquerung der Main-Weser-Bahn, entlang des Bachwegs zur Lahn. Sichtbar ist er heute vor allem in seinem Unterlauf nordwestlich der Bahn, allerdings in einem neu geschaffenen, künstlichen Bett am Fuß des Damms des Gießener Rings. Die aktuelle Situation der Oberflächengewässer in und bei Kleinlinden zeigt Abb. 5.

Ein ausreichend großer Bach, der eine Mühle hätte antreiben können, ist somit in Kleinlinden nicht vorhanden. Auch die Lahn war auf Kleinlindener Gebiet für den Mühlenbau nicht geeignet. Zum einen floss sie hier inmitten der Lahnaue, wo regelmäßige Überschwemmungsgefahr bestand und kein geeigneter Baugrund für eine Mühle zu finden war. Zum anderen ist die Lahnaue hier so flach und das Gefälle der Lahn so gering, dass der nötige Höhenunterschied zum Antrieb eines Mühlrads (Wehr, Mühlbach) nur mit großem Aufwand herzustellen gewesen wäre. Lahnmühlen gibt es in der Lahnaue zwischen Gießen und Wetzlar nur dort, wo die Lahn direkt an einem ansteigenden Ufer entlangfließt, wie z.B. in Dorlar oder in Wetzlar am Hausertor. In der direkten Umgebung Kleinlindens gibt es jedoch durchaus geeignete Bäche und entsprechend auch eine ganze Reihe von Wassermühlen, so am Kleeback und am Lückeback sowie, jenseits der Lahn, am Bieberbach. Mangels eigener Mühlen musste Kleinlindener Bauern also in die Nachbarorte ausweichen¹⁰.

Beschreibung einzelner Gesteinsserien

Nachfolgend werden einige besondere bzw. die Gemarkung Kleinlinden prägende Gesteine näher vorgestellt. Dabei wird keine lückenlose stratigraphische¹¹ Aufzählung angestrebt, sondern eine Beschreibung wesentlicher Eigenschaften und Besonderheiten.

Andreasteich-Quarzit

Kleinlinden ist in geologischen Fachkreisen weithin bekannt. Dies verdankt es dem Andreasteich-Quarzit, der sich hier im Untergrund befindet und eines der ältesten Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges darstellt. Die erste Beschreibung dieses Quarzits erfolgte bereits Ende des 19. Jahrhunderts durch E. Kayser, dem allerdings nur einzelne Fundstücke vorlagen und der ihn noch ins Mitteldevon einstuft [3]. Da der Quarzit oberflächlich durch erheblich jüngere Sande und Kiese überdeckt ist, kann er nicht direkt beobachtet werden. Bei der geologischen Aufnahme durch W. Kegel in den 1920er Jahren¹² ließ dieser in einem „völlig verwachsenen“¹³ kleinen Steinbruch nahe der Lützellindener Straße einige Schürfe anlegen und konnte ausreichend Material zur genauen Beschreibung und zur stratigraphischen Einordnung mittels Fossilien gewinnen, die Lagerungsverhältnisse aber nicht klären. Nach dem Ergebnis einer durch R. und E. Richter durchgeführten Fossilbestimmung von Trilobiten und auch Brachiopoden (beschrieben in [5]) wurde der Andreasteich-Quarzit im Ordovizium abgelagert, genauer in der Stufe des Llandeilo; nach der aktuellen Tabelle der Deutschen Stratigraphischen Kommission wäre dies an der Grenze von mittlerem zu oberem Ordovizium, im Llandeilo und Caradoc, mit einem Alter von rund 455-460 Mio. Jahren. Gesteine ähnlichen Alters kommen z.B. im Sauerland bei Herscheid und bei Wippra im Südost-Harz vor.

¹⁰ s. Beitrag Mühlenversorgung für Kleinlinden

¹¹ Stratigraphie ist die Erforschung und Beschreibung der verschiedenen Gesteinsschichten in ihrer relativen Abfolge und ihrer Alterszuordnung.

¹² Ursprünglich 1929 erschienen, bearbeitete Neuauflage s. [4]

¹³ [5], S. 8

Ein weiterer kleiner Fundort dieses Quarzits bei der geologischen Aufnahme durch Kegel ist aus dem „Südzipfel des Eisenbahndreiecks“¹⁴ beschrieben, womit vermutlich der kleine Bahneinschnitt der Umgebungsbahn gemeint ist, in dem diese über den östlichen Schildberg zur Brücke über die Frankfurter Straße führt. Bei einer Begehung in den 1920er Jahren könnte das anstehende Gestein entlang der 1918 eröffnete Bahnlinie noch erkennbar gewesen sein. Dort ist der Quarzit auf Sandstein des Unterdevon aufgeschoben und wird auch wieder von diesem überlagert [5].

Aufschlüsse des Andreasteich-Quarzits in jüngerer Zeit sind nur (temporär) aus Baugruben bekannt. So konnte im Jahr 1986 aus Baugruben, die im Rahmen des Neubaugebiets an der südlichen Waldweide entstanden waren, ausreichend Material für eine genauere Untersuchung gewonnen werden [6]. Das Gestein wird folgendermaßen beschrieben: *„Es handelt sich um einen sehr harten, splittrigen, mittel- bis grobkörnigen, weißen Quarzit, dessen Oberfläche eine gelbbraune Verwitterungskruste aufweist. Der Quarzit besteht aus bis zu 0,5 mm großen, gut gerundeten Quarzkörnern, ... Typisch für den Andreasteich-Quarzit sind auffällig große Turmaline (0,4 mm), die sich gut als schwarze Körner von den weißen Quarzen abheben.“*¹⁵ Zur Herkunft des als Fremdkörper im östlichen Rheinischen Schiefergebirges erscheinenden Quarzits gibt es verschiedene Thesen, wobei die in [2] beschriebene Mitnahme durch die weit überschobene Decke der Gießener Grauwacke plausibel erscheint. Dort heißt es: *„An der Überschiebungsbahn treten auch tektonisch begrenzte Schuppen von ‚exotischen‘ Gesteinen auf, die im ‚normalen‘ Schichtverband des Schiefergebirges nirgends zu finden sind, so z.B. der ordovizische Andreasteich-Quarzit bei Klein-Linden, ... Diese Gesteinsschuppen sind offenbar an der Basis der Grauwacken-Decke mitgeschleppt worden.“*¹⁶ Dazu passen auch die Erkenntnisse in [6], dass im Andreasteich-Quarzit vorhandene Zirkone¹⁷ in ihrem Isotopenverhältnis¹⁸ auf eine Herkunft aus dem saxothuringischen Meeresbecken hinweisen, das südlich des rhenohercynischen lag¹⁹, in welchem die übrigen Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges gebildet wurden.

Massenkalk

Der Massenkalk wurde im oberen Mitteldevon bis ins unterste Oberdevon abgelagert, in einem Zeitraum vor ca. 385-380 Millionen Jahren. Er besteht weitgehend aus den Ablagerungen riffbildende Organismen (Korallen und Stromatoporen) und ist ein sehr reiner Kalkstein. In den langen Zeiten, in denen das Rheinische Schiefergebirge Abtragungsgebiet war, verwitterte der Massenkalk und wurde angelöst und verkarstet. Dabei entstand eine sehr unregelmäßige Oberfläche, in deren Vertiefungen sich im Tertiär mangan- und eisenreiche Tone ansammeln konnten. In Kleinlinden kommt der Massenkalk vor allem an der Geländekante südlich der Wetzlarer Straße und weiter entlang der L 3451 Richtung Dutenhofen vor (s. Abb. 3). Im Bergwerkswald liegt er unter einer Überdeckung aus tertiärem Sand und Kies (Arenberg-Schichten, s.u.). Während sich auf der Massenkalk-Oberfläche im Bergwerkswald und in der Lindener Mark die Eisen- und Manganerze angereichert haben, vor allem in den Vertiefungen, finden sich im Kalk an der Wetzlarer Straße lediglich Tone in den Klüften.

Die Gießener Grauwacke

Die Sedimentgesteine, die als „Gießener Grauwacke“ zusammengefasst werden, sind typisch für küstennahe Ablagerungen im Vorfeld eines entstehenden Gebirges (so wie z.B. die Flysch-Ablagerungen am Alpenrand). Grobe und feine Partikel kommen gemeinsam vor; es hat somit noch keine Sortierung durch langes Schweben bzw. Absinken im Meer gegeben. Es gibt wiederholte Sequenzen von groben zu feinen Korngrößen, wie sie sich beim unterschiedlich schnellen Absinken von gleichzeitig (z.B. bei einer Rutschung) ins Meer eingetragenen Partikeln bilden können. Da das Alter der Gesteine ursprünglich mit Unterkarbon (vor 340-360 Millionen Jahren) angenommen wurde, passte dies gut zur Zeit der variszischen Gebirgsbildung, bei der das Rheinische Schiefergebirge entstand.

¹⁴ [5], S. 7

¹⁵ [6], S. 47

¹⁶ [2], S. 64

¹⁷ Zirkon (ZrSiO_4) ist ein sehr hartes und stabiles Schwermineral, dessen Kristalle typischerweise Beimengungen anderer Elemente aufweisen und oft verschiedene Sedimentations- und Erosionszyklen wenig verändert überstehen.

¹⁸ In [6] wurde das Uran/Blei-Verhältnis (U/Pb) untersucht.

¹⁹ [2], S. 62

Die Gießener Grauwacke liegt relativ flach auf verschiedenen, unterschiedlich alten Gesteinen des Lahngebiets auf. Lange war umstritten, ob die Gießener Grauwacke als tektonische Decke über diese anstehenden Schichten des Devon geschoben wurde, oder sie am heutigen Ort durch Sedimentation in einem wieder absinkenden Meeresbecken entstand [7]. Der Charakter der Gießener Grauwacke als tektonische Decke konnte erst um 1980 bestätigt werden; so haben z.B. [8] am Nauborner Kopf südlich Wetzlar die Überschiebungsbahn der Decke nachweisen können. Sie haben in der Grauwacke außerdem Fossilien (Conodonten) gefunden, die ins Oberdevon gehören und damit das gleiche Alter anzeigen wie die Gesteine, über die die Decke geschoben wurde. In [2] ist dies folgendermaßen zusammengefasst: „Es hat sich nämlich nachweisen lassen, dass die Gießener Grauwacken das gleiche Alter haben wie die heute darunterliegenden Einheiten. Eine devonische Flyschfazies ist auf küstenferne ... Sedimente gleichen Alters überschoben worden. Die Basis der Grauwacke ist ... eine klassische tektonische Scherzone mit intensiver Kalt-Deformation der aneinandergrenzenden Gesteine.“²⁰ In Kleinlinden ist die Gießener Grauwacke an Schildberg und Brand zu finden; sie baut außerdem den Höhenzug westlich der Kleinlindener Gemarkung auf, der nach Norden im Hoppenstein endet (s. Abb. 3).

Tertiär und Quartär

Die einzigen tertiären Gesteine in Kleinlinden sind die Arenberger Schichten aus dem Oligozän (vor rund 30 Millionen Jahren). Diese tonigen und kiesigen Sande bedecken das Plateau im südlichen Kleinlinden und im Bergwerkswald, und sie treten auch weiter westlich auf, bereits auf Allendorfer Gebiet (s. Abb. 3).

Aus dem Quartär stammen vor allem die verschiedenen Ablagerungen der Lahn, wie die Terrassenschotter und die Auekiese und -lehme, aber auch ein durch Wind verfrachtetes Sediment, der Löss (s.u.). Die Terrassenschotter in Kleinlinden wurden im Zeitraum vor 1,8-0,2 Millionen Jahren gebildet, sie gliedern sich in die Hauptterrasse auf rund 180-190 m ü. NN und die anschließend entstandene Mittelterrasse auf etwa 170-180 m ü. NN. Terrassenschotter finden sich auf den Höhen westlich der Kleinlindener Ortslage, aber auch im Ort selbst (südlich des alten Ortskerns) und am Schildberg (s. Abb. 3). Sie bilden nur eine maximal wenige Meter mächtige Abdeckung auf den darunter liegenden, wesentlich älteren Festgesteinen.



Geologische Großeinheiten

	Hessische Senke
	Vogelsberg
	Nordhess. Mesozoikum
	Rheinisches Schiefergebirge

	Heutige Flussläufe
	Mögliche Flussläufe im späteren Tertiär

Abbildung 6: Möglicher Verlauf einer Proto-Lahn im Pliozän (Spättertiär), entsprechend einer These in [10]

²⁰ [2], S. 64

Da die Terrassenschotter Bildungen der Lahn sind, soll hier kurz auf die geologische Geschichte dieses Flusses eingegangen werden. Über den Verlauf der Entwässerung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges in Jungtertiär und Pleistozän gibt es keine genauen Erkenntnisse, da ältere Flussläufe durch jüngere überprägt sein können. Als Zeugnisse früherer Flusslagen dienen heute noch vorhandene Geländestufen und eben die Terrassenschotter. In [9] sind diese für das Gebiet zwischen Gießen und Marburg eingehend untersucht. Bereits 1916 wurde in [10] die These eines früheren gegenläufigen Lahnverlaufs aufgestellt²¹. Sie besagt, dass die obere Lahn bis etwa zum Beginn des Pleistozän (vor 2,6 Millionen Jahren), auf einem deutlich höheren Niveau als heute, über die Wetterau Richtung Süden abfloss und westlich von Gießen eine Proto-Lahn von West nach Ost floss, die sich dann bei Gießen mit der Lahn Richtung Süden vereinigte (Abb. 6). Die geographische Richtung von heutigen Lahn-Nebenflüssen wie Dill und Weil sind dafür ein Hinweis. Der Durchbruch zum heutigen Lahnverlauf muss dann erfolgt sein, als die untere Lahn zwischen Weilburg und Aumenu das Einzugsgebiet der West-Ost-Proto-Lahn anschnitt und den Fluss dann langsam in Richtung Westen umlenkte²². In [10] wird eine ältere Terrasse aus dem Pliozän (vor rund 5-2,6 Millionen Jahren) angenommen, die sich bei Wetzlar auf etwa 240-250 m ü. NN zeigt²³ und nach Osten geneigt ist; dies würde gut zur Höhenlage der Schwelle zur Wetterau passen, die diese Proto-Lahn überschritten haben müsste, und deren niedrigster Übergang heute bei Pohl-Göns bei etwa 240 m ü. NN liegt. Die heutigen Lahnterrassen in Kleinlinden (Hauptterrasse auf rund 190 m ü. NN) liegen aber tiefer; sie können also nicht mehr aus der Zeit einer evtl. noch zur Wetterau fließenden Lahn stammen. In [4] heißt es dazu: „Wenn also nicht für die Hauptterrasse, so muß doch für die pliozäne Anlage des Flußnetzes mit einem von W nach E gerichteten Verlauf der Lahn gerechnet werden“.²⁴

Beim Löß handelt es sich um ein kalkhaltiges Sediment vor allem aus Schluff und Feinsand, das häufig an der Oberfläche, wo es oft entkalkt und verlehmt ist, als Lößlehm vorliegt. Er entstand im Gefolge der Eiszeiten vor 0,5-0,01 Millionen Jahren, jeweils während der Rückzugsphasen der Gletscher. Von den noch vegetationsfreien Flächen wurde Schluff und feinsten Sand ausgeweht und nach längeren Transport wieder abgelagert. In Mittelhessen kommt er meist an den Westhängen der Täler vor (entsprechend der anzunehmenden vorherrschenden Windrichtung). In Kleinlinden gibt es nur ein kleineres Vorkommen im Bereich des südwestlichen Baugebiets (s. Abb. 3); der Löß hier muss jünger als die Lahn-Hauptterrasse sein, da er auf dieser aufliegt. Größere Lößbedeckungen gibt es weiter westlich und südwestlich, in den Gemarkungen Allendorf und Lützellinden.

Die Talauen enthalten die jüngsten Flussablagerungen. Sie stammen aus der Späteiszeit ab etwa 20.000 Jahren vor heute und bestehen im unteren Teil aus sandigen Kiesen von rund 2-6 m Mächtigkeit. Darüber folgen nur wenige Meter mächtige Auelehme, die mit den Hochwässern herantransportiert wurden. Der gesamte Norden der Kleinlindener Gemarkung besteht aus diesen Auekiesen und -lehm. Unterhalb der Auekiese werden wieder die paläozoischen Festgesteine angetroffen, was verschiedentlich in den Kiesgruben zwischen Kleinlinden und Heuchelheim zu sehen war. Eine interessante Zeitmarke in den Auesedimenten ist eine schmale Bimslage, die ebenfalls in den Kiesgruben angetroffen wurde. Sie entstand durch den Ausbruch des Laacher-See-Vulkans in der Eifel vor rund 13.000 Jahren; bei diesem extrem starken Ausbruch wurden Asche und Bims über gut 100 km weit²⁵ nach Osten getragen. Zeitlich befinden wir uns nun bereits im Bereich der Vor- und Frühgeschichte, etwa an der Grenze von Alt- zu Mittelsteinzeit²⁶, und Menschen haben dieses Ereignis auch im Raum Kleinlinden erlebt (und in Anbetracht der Folgen z.B. für das Klima wohl eher erlitten). Da der zur Zeit in einer Ruhephase befindliche Laacher-See-Vulkan geologisch gesehen nach wie vor aktiv ist, könnte sich dies in Zukunft wiederholen.

²¹ In [9] werden auch die teilweise differierenden Ansichten über die Flussgeschichte der Lahn diskutiert; der Autor maß sich hier kein endgültiges Urteil an, auch wenn er die Ansichten in [10] für durchaus plausibel hält.

²² Hierbei können auch bruchtektonische Ereignisse wie die weitere Einsenkung des Limburger Beckens und des Löhnberger Beckens eine Rolle gespielt haben.

²³ z.B. auf den Höhen südlich Garbenheim

²⁴ [4], S.39

²⁵ Und noch viel weiter; Spuren dieser als „Laacher See Tephra“ bezeichneten Schicht wurden bis nach Südschweden und Norditalien nachgewiesen.

²⁶ s. Beitrag Vor- und Frühgeschichte“

Bergbau und Bodenschätze

Kleinlinden ist von Bergbauanlagen umgeben (Abb. 7), aber auf der eigenen Gemarkung gab es nie Bergbau im eigentlichen, modernen Sinne²⁷. Direkt südlich liegt die bekannte Lagerstätte der „Lindener Mark“ mit Brauneisenstein und manganreichem Brauneisenstein²⁸, und östlich der Hauptbetrieb der Gießener Brauneisenbergwerke am Unterhof; von diesem sah man aber von Kleinlinden aus höchstens die 1879 in Betrieb genommene Drahtseilbahn, mit der Erz über 1,4 km vom Unterhof zur Verladung bzw. Zwischenlagerung am Bahnhof Gießen (etwa im heutigen Bereich Hollerweg/Buddestraße) transportiert wurde. Die Verwendung des Manganerzes Brauneisen erfolgte in der Tonindustrie (Farbgebung), bei der Herstellung von Chlor, und vor allem in der Stahlindustrie.

Die Förderung des Brauneisens erfolgte im östlichen Teilfeld (östlich der Main-Weser-Bahn) teils unter Tage, teils im Tagebau im Bereich des Unterhofs. Im südwestlichen Teilfeld, das wenige hundert Meter südlich der Gemarkungsgrenze von Kleinlinden beginnt und sich bis ins Tal des Lückebachs hinunterzieht, fand im oberen, näher an Kleinlinden liegenden Teil Abbau unter Tage statt (Alfredschacht und Alfredstollen), Richtung Tal folgten dann der große Tagebau der Grube Fernie (Tagebau Feldwiese) und weitere kleinere Tagebaue (Eichelstück, Gerichtshaus). Der 67 m tiefe Alfredschacht war 1918 begonnen worden, wurde jedoch erst 1929 als Förderschacht in Betrieb genommen und 1957 stillgelegt²⁹. Eine geplante Verbindungsstrecke vom Unterhof zum Alfredschacht kam nie zustande. Die Erzgewinnung im 1935 aufgefahrenden Tagebau Feldwiese endete 1967, jedoch wurden noch bis 1976 Mangantonschlämme und Manganerze von der Halde versandt [11].

Noch in den 1920er Jahren wurden auch in Kleinlinden verschiedene bergrechtliche Aufsuchungsfelder für Eisen (Fe) und Mangan (Mn) von interessierten Bergbauunternehmen gehalten (Abb. 7).

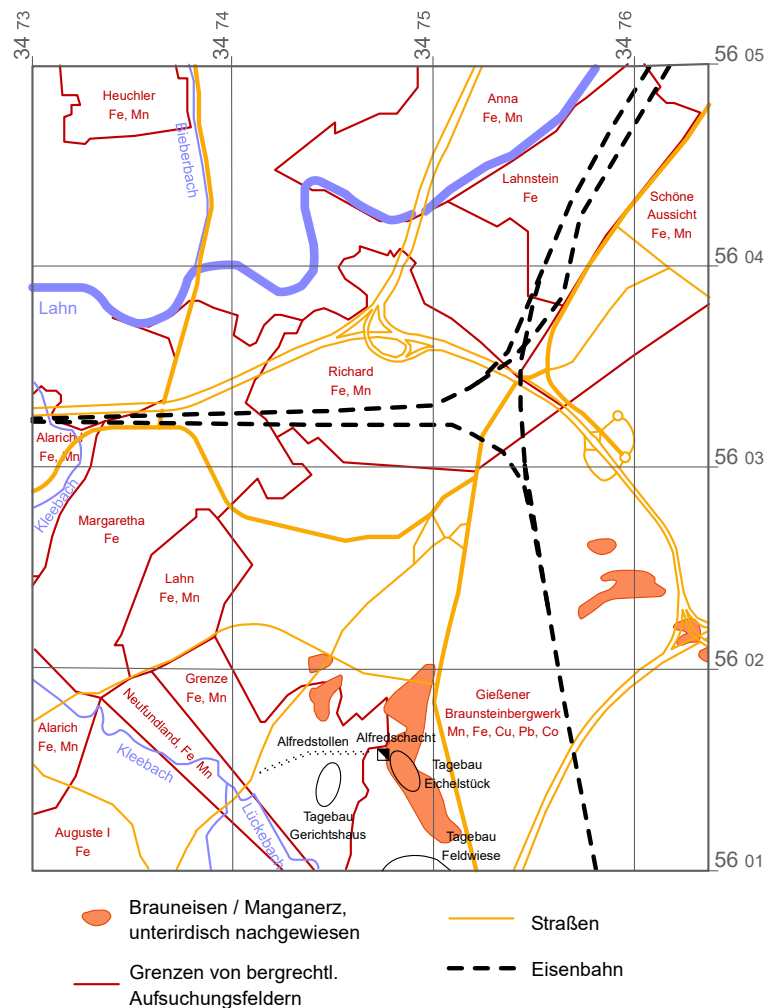


Abbildung 7: Erzlagerstätten und Bergrechtsverleihungen (Stand 1920er Jahre) bei Kleinlinden, nach Angaben in GK 25, Bl. 5417 [4]

²⁷ Einige Strecken der benachbarten Untertage-Abbaue können randlich die Kleinlindener Gemarkung noch erreicht haben, so von Süden her aus dem Abbau am Alfredschacht bzw. von Osten über eine Strecke vom Unterhof her, die am Westrand des Bergwerkswalds evtl. bis unter die Kleinlindener Flur reichte (s. [11], S. 49).

²⁸ Es muss klar zwischen den beiden sehr ähnlich bezeichneten Erzmineralien Brauneisenstein und Brauneisenstein unterschieden werden. Brauneisenstein ist eine Gruppe von Manganoxiden (MnO_2) mit eher schwarzer Farbe, der Name „Brauneisenstein“ ist schon sehr alt und bezieht sich auf die Verwendung zur Erzeugung einer braunen Glasur auf Tonwaren. Brauneisenstein dagegen ist tatsächlich von (rost)brauner Färbung, es handelt sich dabei um ein Gemisch verschiedener Eisenoxide bzw. hydratisierter Eisenoxide unter der übergreifenden Bezeichnung Limonit. Limonit kann auch Mangan enthalten, das sich geochemisch ähnlich wie Eisen verhält.

²⁹ [11], S. 63

Auf keinem dieser Felder wurde jedoch konkrete Exploration oder gar Gewinnung betrieben. Da heute die wirtschaftliche Grundlage für die Gewinnung so häufiger Erze wie Brauneisenstein aus kleinen Lagerstätten fehlt, kann eine Wiederbelebung von Aufsuchungsfeldern ausgeschlossen werden. Auch für Mangan, das seltener ist und z.B. für die Herstellung von Spezialstahl einen größeren Wert hat, wird es in der Lindener Mark auf absehbare Zeit keine Wiederaufnahme von Exploration geben.

Weitere Bodenschätze im Raum Kleinlinden sind Steine und Erden. Grauwacke und Massenkalk wurden früher an verschiedenen Stellen in kleinen Steinbrüchen abgebaut, heute ist keiner davon mehr aktiv. Ein größeres Ausmaß hat die Gewinnung von Kies aus den Auekiesen in der Lahnaue. Allerdings waren und sind die großen Kiesgruben alle nördlich und westlich der Gemarkung Kleinlinden. Insgesamt hat Kleinlinden am Reichtum durch Bodenschätze also nur über Arbeitsplätze in der Nachbarschaft profitieren können.

Literatur:

- [1] Weyl, R. (Hrsg.), Geologischer Führer Gießen und Umgebung. 2. Aufl., bearb. Stibane, F., 192 S. Mittelhess. Druck- und Verlagsges. mbH, Gießen 1980.
- [2] Franke, W., Gießener Grauwacke, Massenkalk von Bieber, Diabas von Kraftsolms: Platten-tektonik vor 370 Millionen Jahren. Giessener Universitätsblätter 201:61-68, Gießen 1987.
- [3] Kayser, E., Die Fauna des Dalmatinensandsteins von Kleinlinden bei Gießen. Schr. Ges. Beförd. Ges. Naturw. Marburg, 13:1-42, Marburg 1896
- [4] Kegel, W., Erläuterungen zur Geol. Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5417 Wetzlar. 2. Aufl., 137 S., HLfB, Wiesbaden 1976.
- [5] Kegel, W., Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 55 S., Abh. HLfB 7:1-55, Wiesbaden 1953.
- [6] Dörr, W., Franke, W., Kramm, U., Stammt der Andreasteich-Quarzit bei Gießen von Baltica oder Gondwana? U-Pb-Signaturen detritischer Zirkone. Giessener Geol. Schr. 48:43-59, Lenz-Verlag, Gießen 1992.
- [7] Henningsen, D., Die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke. Notizbl. HLfB 90:273-286, Wiesbaden 1962.
- [8] Dörr, W., Preiss, R., Die Geologie des Nauborner Kopfes und seiner Umgebung. Giessener Geol. Schr. 31:1-224, Lenz-Verlag, Gießen 1982.
- [9] Havelberg, G., Geomorphologische Untersuchungen der nordöstlichen Umrahmung des Gießener Lahntals. Unveröff. Diplomarbeit JLU Gießen, 1974.
- [10] Ahlburg, J., Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jahrbuch der Preußische Geologische Landesanstalt für 1915, Bd. 36:269-373, Berlin 1916.
- [11] Georg, R., Haus, R., Porezag, K., Eisenerzbergbau in Hessen. 480 S., Förderverein Fortuna, Wetzlar 1986.

Für die stratigraphischen Angaben und die zeitliche Einordnung wurde auf Kompatibilität mit der aktuellen stratigraphischen Tabelle geachtet:

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Redaktion, Koordination und Gestaltung: Menning, M., Hendrich, A.), Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016. GFZ, Potsdam 2016.

Download unter (Stand Januar 2019): http://www.stratigraphie.de/std/Bilder/5_2.pdf