

phie zwar Mathematik, Physik, Chemie, Meeresbiologie, Meteorologie und Geophysik als Prüfungsfächer, geographische Vorlesungen und Seminare hingegen nur als erwünscht genannt werden. Darin kommt m. E. weniger zum Ausdruck, wie weit sich die Ozeanographie heute von der Geographie entfernt hat, als vielmehr der Grad des beiderseitigen Auseinanderlebens zweier vor wenigen Jahrzehnten noch zusammengehöriger Wissenschaften, woran die Geographie durch ihren weitgehenden Rückzug auf das feste Land wohl den größten Anteil an Schuld trägt.

Dieses Verhältnis von Geographie und Ozeanographie wieder auf eine neue, gesunde und für beide Disziplinen und die Meeresforschung fruchtende Basis zu stellen, das erfordert seitens der heutigen Geographie, speziell der deutschen Geographie, einen grundsätzlichen Wandel in der Einstellung zum Meer als einem ebenso integrierenden Teil der Erdoberfläche, wie es das feste Land ist.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

ZUR FRAGE PLEISTOZÄNER VERGLETSCHERUNG IM HARZ UND THÜRINGER WALD

GÜNTHER REICHELT

Mit 3 Abbildungen

Summary: The problem of Pleistocene glaciation of the Harz Mountains and Thuringian Forest.

There are no features in the uppermost parts of the Harz Mountains and Thuringian Forest which could be identified as of undoubted glacial origin. On the other hand there are fairly frequent occurrences of moraine-type gravel which occur in certain horizons and pockets of the extensive periglacial gravel sheets. Faceted boulders and the discovery of striated boulders within the scree of the Rauhügel (Phycod schists) support these observations so that a firm cover on the high plateaux of both mountains down to about 800 m. above sea level must be assumed. The climatic snow line probably lay somewhat higher. Indications of genuine glaciation occur — if at all — in the Beerberg area of the Thuringian Forest where short valley glaciers reaching down to a little below 800 m. above sea level may perhaps be reckoned with.

Stratigraphical data show that the firm cover existed in the second advance phase of the Würm glaciation and on the Beerberg lasted possibly until the Würm maximum. The other phases of the late Pleistocene are represented only by periglacial debris.

I. Stand der Diskussion

Nach wechselnder Beurteilung durch frühere Bearbeiter schien das Problem der Eigenvergletscherung des Harzes mit der Untersuchung von POSER und HÖVERMANN (1951) eindeutig geklärt. Die Verfasser glaubten Moränen im Odertal nachweisen zu können und setzten die klimatische Schneegrenze der Würmzeit bei 700 m NN an. Neuerdings widerspricht LEMBKE (1962) dieser Auffassung (wie schon früher 1936) und hält die fraglichen Akkumulationskörper für Solifluktionsströme oder Wildbachschotter, welche talabwärts in die obere Niederterrasse übergehen. Auch weist er auf das Fehlen glazialer Abtragungsformen besonders im Brockengebiet hin und kommt zur Annahme der würmzeitlichen Schneegrenze bei wenigstens 900 m NN.

Im Thüringer Wald meinte SCHÜLLER (1954) eine Verfirnung bzw. Vergletscherung — auf Grund eines

Profiles am Beerberg sogar für mehrere Glazialzeiten — annehmen zu sollen. SCHILLING und WIEFEL (1962) konnten jedoch zeigen, daß die diskutierten Schuttmassen in ihrer Gesamtheit jungpleistozänen Periglazialbildungen zuzuschreiben sind.

Durch Vermittlung von Herrn Dr. W. SCHILLING, Jena, und unter seiner Führung bot sich im Sommer 1961 Gelegenheit, die Schuttdecken des Harzes sowie des Thüringer Waldes und Vogtlandes zu studieren. An dieser Stelle möchte ich Herrn SCHILLING dafür und für die großzügige Erlaubnis zur Durchsicht seiner z. T. noch unveröffentlichten Manuskripte herzlich danken. Zahlreiche systematisch angesetzte Schürfgrubenserien und seine langjährigen Untersuchungen an den pleistozänen Schuttfolgen boten die Voraussetzung für die Ermittlung einiger neuer Befunde, die hiermit einschließlich der Folgerungen zur Diskussion gestellt werden sollen. Die Lage des Gebietes zeigt Abb. 1.

II. Befunde

1. Oberharz (Brockengebiet)

Wie LEMBKE feststellte, fehlen glaziale Abtragungsformen im engeren Brockengebiet völlig. Abgesehen von einigen Talschlüssen, die als vielleicht spätglaziale umgeformte Nivationsnischen aufgefaßt werden könnten, beherrschen periglaziale und jüngste fluviale Formen das Landschaftsbild. Durchweg sind mächtige Blockschuttdecken und Fließerden anzutreffen. Die Ausbildung und Gliederung der pleistozänen Schuttdecken des Harzes und Thüringens ist von SCHILLING und WIEFEL auf Grund der stratigraphischen Parallelisierung zahlreicher Profile klargestellt worden. Danach liegt in den Mittelgebirgsregionen dieses Raumes über der Auflockerungszone des Anstehenden eine in der Regel feinerdearme, skelettreiche „Basisfolge“, darüber eine feinerdereiche „Hauptfolge“, welche wieder von einer skelettreicheren „Deckfolge“ überlagert ist. Alle drei Glieder sind jungpleistozäner Entstehung. Im Vogtland ist auch eine ältere (rißzeitliche) Fließerde erhalten.

Diese Schuttfolgenseerie tritt nun im Oberharz entweder unvollständig auf oder es kommen Abweichungen vom sonst typischen Gefüge vor. So fiel immer wieder auf, daß in manchen Aufschlüssen Taschen oder Horizonte eingeschoben sind, welche unabhängig von

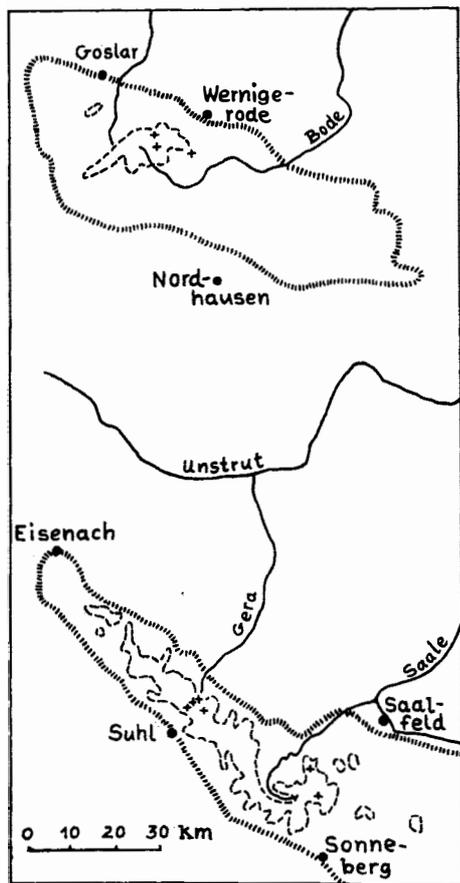


Abb. 1: Übersichtsskizze

+ = Lage der Profile mit moränischem Schutt
 - - - = 750-m-Höhenlinie

der Gesteinsart und im Gegensatz zum normalen Solifluktionsschutt ausgesprochen kantengerundetes Steinmaterial von mehr oder weniger länglich-dreieckigem Grundriß enthalten. Wo Rundungsgradanalysen durchgeführt wurden, ergab sich ein „Moränenspektrum“, wie es aus süddeutschen Mittelgebirgen und den Alpen (REICHELT 1955, 1961; FEZER und Mitarbeiter 1961) bekannt ist. Solche Orte seien im folgenden angeführt:

a) Brockenstraße bei 1050 m NN; Weganriß in der obersten Kehre.

In der sandig-lehmigen Schuttdecke stecken zahlreiche frische, bis handtellergröße Granite. Sie sind zu 34% kantig (kt), 60% kantengerundet (kg) und 6% gerundet (grd); stark gerundete (sgr) Steine fehlen. Der maximale Transportweg (vom Brockengipfel) beträgt rund 500 m. Bei typischer Ausbildung der Schuttdecken ist sonst frisches Material selbst bei weit größeren möglichen Transportstrecken vorwiegend kantig. Lediglich bei mürbem oder weichem Gestein kommen gelegentlich stärkere Zurundungen vor, die aber dann nicht der hier notierten Rundungsgradverteilung entsprechen.

b) Brockenstraße bei ca. 900 m NN; größere Sandgrube (Abb. 2).

- 0— 50 cm stark humoser A-Horizont und Ao
- 150 cm Deckfolge mit über kopfgroßen kantigen Graniten in stark grusigem Bindemittel.
- 250 cm Basisschutt. Die Hauptfolge fehlt (freundliche Mitteilung von Herrn SCHILLING, der auch alle folgenden Einordnungen in die Schuttdeckenserie vornahm). Der obere Teil ist stark lehmig und enthält in einer taschenartigen Bildung bis faustgroße Steine von vorherrschender Kantenrundung. Die Tasche ist nach unten durch typischen Basisschutt abgeschlossen, der in grusig-sandigem Bindemittel kantige Schuttstücke von deutlicher Sortierung und Schichtung enthält.
- 310 cm Plattige, grusige Auflockerungszone des Granits
- 500 cm stark kaolinisierter Granit, von weinroten Adern und Tonhäutchen längs der Klüftung durchzogen.

c) Drei-Annen-Hohne; Sandgrube bei P. 638,4 Bl. Elbingerode.

Der Aufschluß wurde bereits von SCHILLING (1957) beschrieben. Im oberen Basisschutt liegt ein Horizont mit bis faustgroßen Graniten (90%) und Hornfelsen (10%), welche zu 40% kt, 58% kg und 2% grd sind. Wegen der zu 78% erfolgten Einregelung parallel zur Hangneigung ist das Material sicher solifluidal transportiert worden. Die hangende Deckfolge enthält bei gleicher Einregelung vorwiegend kantige Schuttstücke.

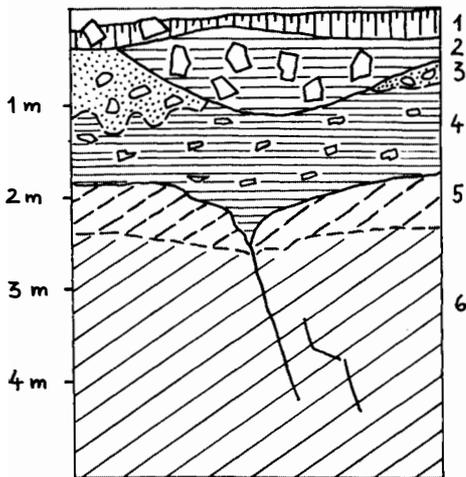


Abb. 2: Schuttdeckenserie am Brocken (900 m NN)

- 1 = Humusanreicherungszone, z. T. Auflagehumus
- 2 = skelettreicher grober Schutt mit vorwiegend kantigem Steinanteil
- 3 = lehmreicher Schutt mit vorwiegend kantengerundeten Steinen
- 4 = skelettreicher feiner und sortierter Schutt mit kantigem Steinanteil
- 5 = Auflockerungszone des Anstehenden
- 6 = Granitersatz, geklüftet

2. Thüringer Wald

Besucht wurden die höchsten Erhebungen des Thüringer Waldes, der Beerberg (982 m) und Schneekopf (970 m) sowie der höchste Teil des Schiefergebirges, also Lagen, die zwischen 800 und fast 1000 m erreichen. Auch hier liefern die Formen nur wenige Anhaltspunkte für eine sichere ehemalige Vergletscherung. Die starke junge Zerschneidung reicht überall bis fast auf den Gebirgskamm hinauf, bedeutendere Hochflächen sind nur im Schiefergebirge erhalten geblieben. Es sei aber bemerkt, daß im Beerberggebiet sowie im Raum Ernsttal—Piesau versteilte Talschlüsse und verebnete Böden erhalten sind, die glazialer Anlage bei nachfolgender periglazialer Umformung verdächtig sind. Zu erwähnen sind auch isolierte Buckelformen im Floßgrabental bei Oberhof, wo bei 800 m NN sogar ein kleines, von Teichen eingenommenes Flankental über dem Talboden des Baches entwickelt ist. Die Formen sind aber wohl singulär. Hingegen ließen sich aus den Schuttdecken einige interessante Hinweise auf das hier diskutierte Problem gewinnen.

a) Beerberg; Kiesgrube in 940 m NN.

Der Aufschluß ist von SCHÜLLER als Beweis einer Vergletscherung herangezogen und durch SCHILLING und WIEFEL neu beschrieben worden. Über verwittertem jüngeren Porphyrlager lagert hier nur eine periglaziale Schuttdeckenserie, welche sich der regionalen Ausbildung einfügt. Besonders erwähnt sei, daß sich stärker zugerundetes Skelett von meist unter 5 cm Länge nur in grusig-sandigem, höchstens schwach lehmigem Bindemittel findet. Vorwiegend kantengerundetes Material von Moränentypus tritt nirgends auf. Meistens ist das Steinmaterial vorwiegend kantig.

b) Beerberg — Gipfelplateau, ca. 980 m NN. Eine Schürfgrube zeigt folgendes Profil:

0— 20 cm Deckfolge. Humoser, stark sandig-grusiger Lehm mit kantigem Steinanteil.

— 70 cm Hauptfolge. In das Liegende eingesenkte Tasche mit lehmigem Bindemittel; darin eingebettet vorwiegend kantengerundete, z. T. facettierte jüngere Porphyre bis zu Faustgröße.

— 100 cm Auflockerungszone des anstehenden, scharfkantig zerfallenden Porphyrs. Die Basisfolge der periglazialen Serie fehlt.

c) Beerberg — Nordosthang bei 940 m. Auch hier treten sowohl in der Hauptfolge als auch in der nun vorhandenen Basisfolge kantengerundete Steine (Porphyre, Tuffe, Sandsteine) auf, die zuweilen facettiert sind und in lehmigem Bindemittel liegen.

d) Schneekopf—Westhang. In einer Profilserie herrschten hier in den oberen Lagen der Basisfolge Steine mit Kantenrundung vor (900—960 m NN).

e) Rauhügel — Schmiedefeld in rund 800 m NN. Wenig unterhalb des Gipfels wurde auf der Gipfelvernebung in NW-Exposition ein vollständiges Schuttdeckenprofil im Phycodenschiefer und -quarzit angetroffen. Während aber in den Lagen der Deck- und Hauptfolge kantiges Gesteinsmaterial dominierte, trat in den oberen Lagen der Basisfolge — wiederum in ausgesprochen lehmigem Bindemittel

tel — der bis über handtellergröße Steinanteil zu 23,5 % kt, 69,5 % kg und 7 % grd auf. Der Transportweg beträgt maximal 200 m. Hervorzuheben ist ferner, daß rund 20 % der Steine Facetten trugen und daß drei Schuttstücke eindeutig gekritzelt sind. Eines der Stücke zeigt auf einer nahezu ebenen Facette Schriffe und Schrammen, welche quer zur Textur verlaufen (Abb. 3).

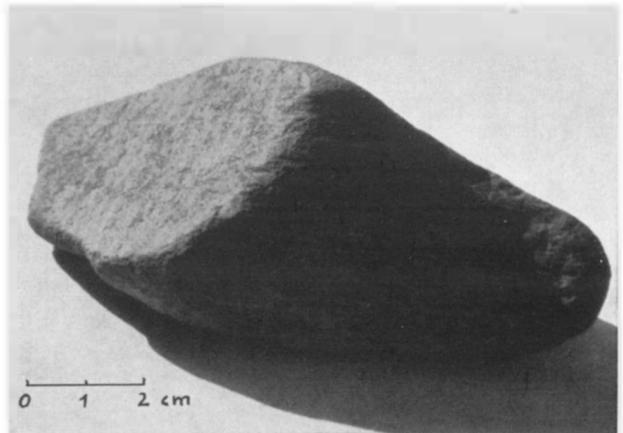


Abb. 3: Geschiebe (Phycodenschiefer) aus dem oberen Basischutt des Rauhügels (800 m).

Auf der Facette Schriffpolituren und Schrammen quer zur gesteinsigen Textur.

f) Nördlich von Ernsttal am Rennsteig liegen bei 800 bis 830 m Schuttdecken ähnlichen Gefüges, die aber aus Zeitmangel nur registriert werden konnten.

III. Deutung und Folgerungen

Ausgangspunkt der Beobachtungen war, daß der Steinanteil der Schuttdecken im Bereich der Hochflächen und Gipfel des höchsten Harzes und Thüringer Waldes häufiger mit dem Rundungsgrad und Habitus typischer Moränen auftrat. Abgesehen von dem wohl sekundär umgelagerten Material von Drei-Annen-Höhne (635 m) wurden derartige Fälle nur in über 800 m NN gesehen. Die maximalen Transportstrecken des Schuttes betragen bei geringem Gefälle nur wenige hundert Meter.

Wo in anderen Profilen stärker zugerundetes Steinmaterial vorkommt, ergibt sich kein typisches Moränenspektrum, ist der Steinanteil in feinerdearmen Solifluktionsschutt eingebettet oder das Material mürbe (vgl. SCHILLING und WIEFEL p. 432). Weiterhin sind die hier beschriebenen Schotter mit Moränenspektrum darüber hinaus von Gefügemerkmalen begleitet, welche von den typischen Ausbildungen periglazialer Fließerden bzw. von der typischen Schuttdeckenfolge des Harzes und des Thüringer Waldes abweichen. So finden sich die vorwiegend kantengerundeten Steine stets in stärker lehmigem Bindemittel und auch nur in den oberen Partien der Basisfolge, ausnahmsweise in den unteren Lagen der Hauptfolge i. S. von SCHILLING und WIEFEL. Normalerweise, d. h. in geringeren Höhen (SCHILLING und WIEFEL p. 444), ist der Basischutt oben feinerdearm und skelettreich. Das wird von den

Autoren als Ausdruck eines niederschlagsreichen, kühlen Klimas mit flächen- und runsenhafter Hangspülung angesehen. Diesem Bild fügen sich die berichteten Fälle der Hochlagen in der Regel nicht ein. Der hier zurücktretende Grus-Sand-Anteil, das Vorherrschen der Feinerde, steht der Annahme stärkerer Wasserführung entgegen, so daß die vorwiegende Kantenrundung des Steinanteils in den höchsten Gebirgslagen nicht auf Transport unter Durchspülung zurückgeführt werden kann. Andererseits bleibt in den normalen, d. h. tiefer gelegenen Profilen der Anteil frischer Steine in der feinerdereichen und demnach unter trocken-kalten Bedingungen durch Solifluktion bewegten Hauptfolge auch bei längeren Transportstrecken kantig. Daher kann der große Anteil kantengerundeter Steine überhaupt nicht durch Transport unter periglazialen Bedingungen erklärt werden. Die flächenhafte Verbreitung auf Hochflächen und Oberhängen sowie der hohe Lehmantel schließen die Deutung als Wildbachschotter (vgl. LEMBKE 1962) aus. Zudem treten typische Hochschotter mit wesentlich größerem Rundungsgrad und deutlicher Einregelung der Gerölle quer zur Transportrichtung auf, was hier fehlt.

Schließlich tragen die kantengerundeten Schuttstücke häufiger Facetten, und zwar unabhängig vom Gestein. Facettierte Steine finden sich zu nennenswerten Anteilen (20—40%) in Moränen als Folge schiebenden Transportes unter Druck, nicht aber in fluviatilen Schottern. Die Deutung als Windkanter scheidet u. a. deswegen aus, weil einige der Facetten scharf eingeritzte, sich teilweise kreuzende Kritzen aufweisen. Gerade der Fund gekritzter und polierter Geschiebe aus dem Schutt des Rauhügels ist aber bedeutsam, haben sie doch als Kennzeichen moränischer Schuttmassen zu gelten.

So ist zu folgern, daß mindestens das Brockenmassiv und die Hochlagen des Thüringer Waldes zeitweise eine Firnkappe getragen haben. Die lokale Schneegrenze hat im Thüringer Wald demnach wohl um 800 m gelegen, ist aber auch im Harz keinesfalls tiefer anzusetzen, wenn von Drei-Annen-Hohne (wegen der Wahrscheinlichkeit sekundärer Umlagerung) abgesehen wird. Die klimatische Schneegrenze lag sicherlich wesentlich über 800 m hoch, was der Ansicht von LEMBKE für den Harz nahe kommt. Die Verfirnung hatte einen nachweisbaren Stoffumsatz, führte aber kaum zu einer nennenswerten Vergletscherung im engeren Sinne, wie aus dem offenbaren Mangel sicher eisbürtiger Formen folgt. Hierin macht das Beerberggebiet des Thüringer Waldes eine Ausnahme, insofern Formen im Floßgraben und Schmückergraben die Existenz geringmächtiger und winziger Talgletscher von 1—3 km Länge nach N und NW nahelegen.

Ordnet man mit SCHILLING und WIEFEL die Basisfolge der I. und II. Vorrückungsphase i. S. von GROSS (1958), die Hauptfolge dem Würmmaximum zu, so ergibt sich, daß die Verfirnung beider Gebirge nur kurzfristig, und zwar in der II. Vorrückungsphase bestand und am Beerberg vielleicht noch bis zum Würmhöchststand dauerte; denn während sonst Geschiebe nur in der Basisfolge auftreten, kommen sie am Beerberg auch noch in der Hauptfolge vor. Es könnte sich dabei aber auch um solches Material handeln, das aus dem glazialen Äquivalent der heute fehlenden Basisfolge

der Gipfelregion stammt und nach dem Schwinden der Firnkappe während des Würmmaximums durch Solifluktion unter den trocken-kalten Klimabedingungen gerade dieses Zeitabschnittes den Hängen als feinerdereicher Hauptfolgeschutt zugeführt wurde. Dem widerspricht allerdings die wirre Lagerung der Schuttstücke am oberen Beerberg, was allenfalls mit Kryoturbation erklärt werden könnte.

Über vorwürmische Vergletscherungen kann freilich keine sichere Aussage gemacht werden, da im untersuchten Gebiet weder eindeutige Formen noch Schuttdecken dieser Zeit vorhanden sind.

Schrifttum

- FEZER, F., W. GÜNTER, G. REICHEL: Plateauverfirnung und Talgletscher im Nordschwarzwald; Abh. d. Braunschweig. wiss. Ges. XIII, 1961.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten; Eiszeitalter und Gegenwart, 9, Ohringen 1958.
- LEMBKE, H.: Die angebliche Vergletscherung des Harzes zur Eiszeit. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1936.
- Glazial, Periglazial und die eiszeitliche Schneegrenze im Harz; Geologie, 11, Berlin 1962.
- POSER, H. u. J. HÖVERMANN: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung; Abh. d. Braunschweig. wiss. Ges. III, 1951.
- REICHEL, G.: Untersuchungen zur Deutung von Schuttmassen des Südschwarzwalde durch Schotteranalysen; Beitr. z. naturkdl. Forsch. in Südwestdeutschland, XIV, 1, Karlsruhe 1955.
- Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode; Petermanns geogr. Mitt. 1, 1961.
- SCHILLING, W.: Über die Abhängigkeit eiszeitlicher Bodenlagerungen und rezenter Bodenbildungen von Höhenstufen und Oberflächenformen im mittleren und östlichen Harz; Dipl.-Arbeit Eberswalde 1957 (mskr.).
- und H. WIEFEL: Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes; Geologie 11, Berlin 1962.
- SCHÜLLER, A.: Pleistozäne Tillite im Thüringer Wald; Geologie 3, Berlin 1954.

ZUR FRAGE SLAWISCHER SIEDLUNGEN in NO-BAYERN*)

*) SCHWARZ, ERNST; Sprache und Siedlung in Nordostbayern. Nürnberg: HANS CARL 1960. XX u. 465 S., 13 Abb., 1 Grundkarte u. 15 Deckbl. (Erlanger Beiträge zur Sprach- u. Kunstwissenschaft, Bd. IV). DM 48,50.

Im Laufe der letzten 40 Jahre, seit dem Erscheinen der auf Anregung von R. GRADMANN entstandenen Dissertation von M. BACHMANN 1924/25 beschäftigt sich die Forschung immer wieder mit der Frage der Verbreitung der slawischen Siedlungen in Nordostbayern. Von geographischer Seite hat außer GRADMANN (Süddeutschland 1931 Bd. 1, S. 98) G. v. GELDERN-CRISPENDORF (Kulturgeographie des Frankenwaldes, Halle 1930), R. KÄUBLER (Die ländl. Siedlungen des Egerlandes, Leipzig 1935, Das Alter der dt. Besiedlung des Egerlandes, Göttinger geogr. Abh. 20 1958) und O. SCHLÜTER (Die Siedlungsräume Mitteleuropas in frühgeschichtl. Zeit. Forsch. z. dt. Ldk. Bd. 74 1953), von vorgeschichtlicher