

# DIE QUARTÄRGEOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES MITTLEREN WERRATALS UND DER BAU DER UNTERPLEISTOZÄNEN KOMPLEXFUNDSTELLE UNTERMASFELD

## 1. Einleitung

Die Entwicklung des Werratal, besonders in Südthüringen und Osthessen, weicht in dessen quartärgeologischer und quartärmorphologischer Genese von der normalen Entwicklung eines mitteleuropäischen Flußsystems ab, weil hier neben der periglazialen Formung der Landschaft die Auswirkungen der Salzauslaugung im Untergrund oberflächenformend in Erscheinung treten. Diese Wechselwirkung zwischen normaler Talentwicklung einerseits und dem »störenden« Faktor Subrosion andererseits sowie das Fehlen brauchbarer Kartenunterlagen waren nicht zuletzt die Ursachen der großen Diskrepanzen zwischen den Arbeitsergebnissen insbesondere von O. Grupe und L. Siegert.

Nach Grupe (1909; 1912; 1927) ist das Werratal durch eine intensive Erosion im Prälster bis fast auf das Niveau der heutigen Talsohle ausgeräumt worden. Durch einen Stau infolge Dammwirkung des Inlandeis (Elster-Kaltzeit) vor der Porta Westfalica ist dann das Tal wieder mit Sedimenten aufgefüllt worden. Die heutigen Schotterterrassen auf den Talhängen werden als Erosionsreste dieser Sedimentfüllung aufgefaßt.

Siegert (1912; 1921) postuliert dagegen, daß die Talbildung an der Werra-Weser analog der anderer deutscher Flüsse verlaufen ist; er unterscheidet indes speziell an der Werra eine Vielzahl von glazialen und interglazialen Ablagerungen, die durch wechselnde Erosion und Sedimentation eng miteinander verschachtelt sind. Beiden Bearbeitern war aufgefallen, daß die morphologische Position von Flußschottern gegenüber derjenigen anderer Flüsse abweichend war. Die Wirkung der Subrosion als lagerungsbeeinflussender Faktor war ihnen nicht bekannt.

Mit den »Untersuchungen zur Talgeschichte der oberen Werra zwischen Themar und Bad Salzungen« hat Siegel (1959) eine erste moderne Arbeit vorgelegt, deren Ergebnisse mit den Methoden der Kartierung von Formengruppen sowie der petrographischen und morphometrischen Schotteranalyse erzielt worden sind.

Unter Berücksichtigung der Subrosionsprozesse und deren zeitlicher Verteilung wurde das Quartär des Werratal zwischen Schwallungen und Gerstungen durch Ellenberg (1968) lithostratigraphisch untergliedert. Eine biostratigraphische Einordnung war mit dem palynologischen Nachweis von Pliozän (Reuver) und Holozän möglich. Alle jüngeren Publikationen zum Quartär der thüringischen Werra basieren auf diesen Ergebnissen.

Erste Angaben zur Geologie der Fundstelle Untermaßfeld finden sich bei R.-D. Kahlke (1985; 1987; 1988) sowie bei R.-D. Kahlke und Ellenberg (1986).

## 2. Regionalgeologische Stellung

Die pleistozäne Wirbeltierfundstelle Untermaßfeld (Südthüringen) liegt im südlichen Vorland des Thüringer Waldes, etwa 3 km südlich der Stadt Meiningen, am östlichen Talhang der Werra (Taf. 1). Geolo-

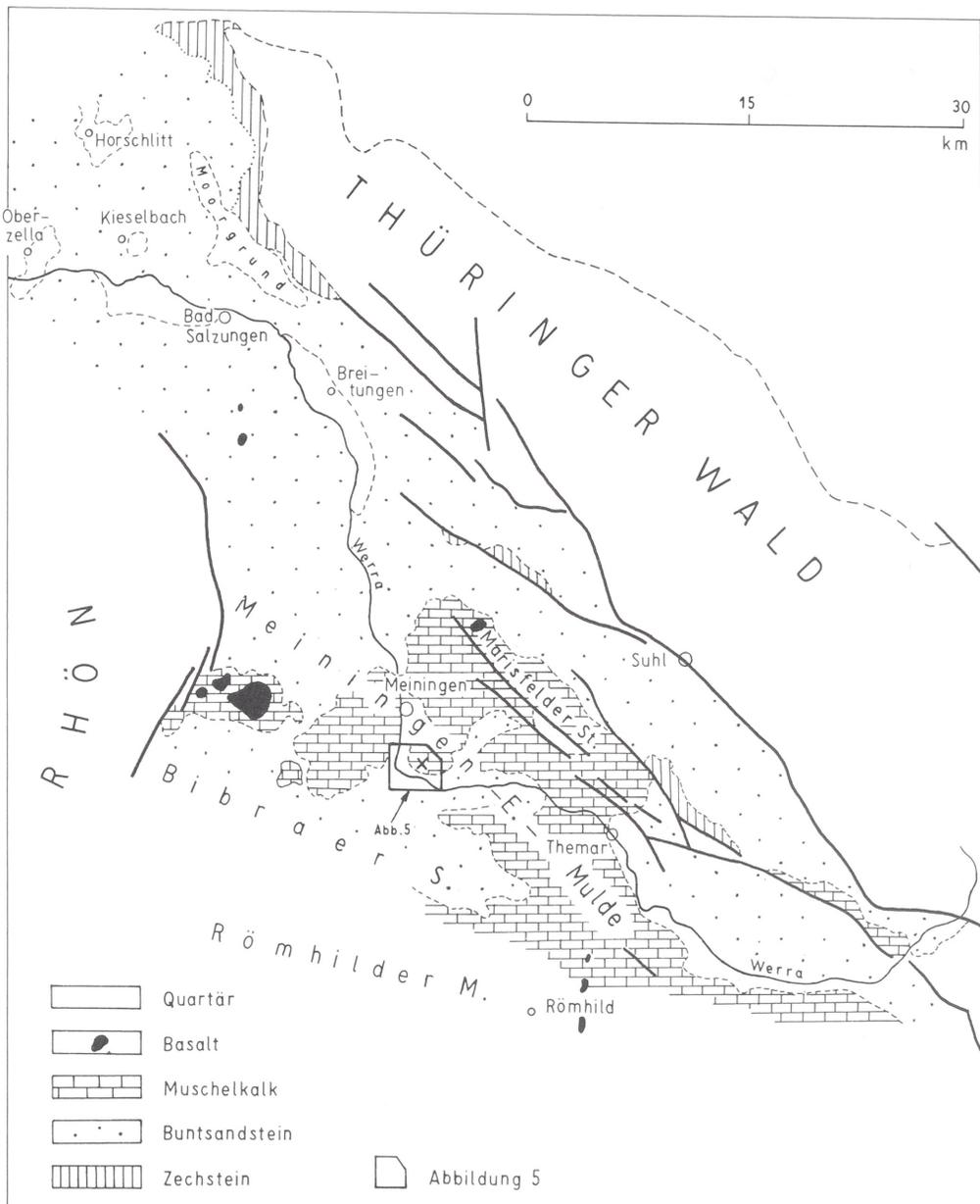


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte von Südthüringen mit der geographischen Lage der Wirbeltierfundstelle Untermaßfeld bei Meiningen. – M = 1:500 000.

gisch gehört der Bereich zum südwestthüringischen Triasgebiet, das im Nordosten durch die Fränkische Linie (Südweststrandstörung von Thüringer Wald und Thüringischem Schiefergebirge) und im Westen etwa durch die Achse der Rhön-Aufwölbung, einer Eruptionszone obermiozän-pliozäner Vulkanite (Kästner 1974, 787), begrenzt ist. Eine klare Abtrennung nach Süden existiert nicht (Lütznert 1974, 56). Großtektonisch wird das Gebiet als Fränkische Senke der Süddeutschen Großscholle zugerechnet (Abb. 1). Südlich des Thüringer Waldes streicht weitflächig Buntsandstein aus. Als Folge einer flachwelligen Verbiegung triassischer Sedimente in NW-SE-Richtung fällt der Buntsandstein von Nordosten (Thüringer Wald) und Südwesten (Bibraer Sattel) zur Meiningen-Eiterfelder Muschelkalk-Mulde ein. Vom Bibraer Sattel nach Südwesten taucht der Buntsandstein an einer steilen Flexur zur Römhilder Keuper-Mulde, dem nordwestlichen Teilstück der Grabfeld-Mulde, ab.

Neben herzynisch streichenden Brüchen saxonischen Alters, die von der Fränkischen Linie abspalten (z.B. Marisfelder Störungszone nordöstlich der Fundstelle) treten im Südwestthüringischen Triasgebiet auch solche rheinischer bis eggischer Richtung auf.

Eine neogene Weitungstektonik äußert sich in mehr oder weniger meridional verlaufenden Basalt- und Vulkanoklastit-Gangzügen (Lützner *et al.* 1981, 1488-1489). Dieses Störungsmuster darf als Hauptvoraussetzung für die Auslaugung des Zechstein-Salinars im Känozoikum angesehen werden (Ellenberg 1982, 67).

### 3. Zur Stratigraphie des Quartärs im mittleren Werratal

Im Werratal Südthüringens lassen sich die quartären Sedimente nicht mit Ablagerungen des Inlandeises korrelieren. Darüber hinaus wird häufig die normale Sedimentfolge durch die Auswirkungen der Subrosion des Zechsteinsalinars gestört; das heißt, das Prinzip der Stratigraphie der Flußterrassen, wonach die älteste Terrasse den größten Abstand zur heutigen Flußauflage besitzt, ist nur bedingt anwendbar. Eine Lithostratigraphie des Quartärs im mittleren Werratal ließ sich nur unter Berücksichtigung der Senkungsvorgänge infolge Auslaugung aufstellen (Ellenberg 1968). Grundlage der Stratigraphie waren geomorphologische, quartärgeologische und sedimentologische Analysen aller verfügbaren Formen und Aufschlüsse im Werratal, zunächst zwischen Schwallungen und Neustädt.

In subrosiv nicht beeinflussten Talabschnitten ließen sich die in Tabelle 1 angegebenen Basishöhen für pleistozäne fluviatile Schotterakkumulationen kartieren. Jeder dieser Schotterkörper wird durch eine spezifische durchschnittliche Schotterzusammensetzung charakterisiert (Tab. 1). Bei den aufgeführten Werten handelt es sich um einen reduzierten Geröllbestand, die lokal schwankenden Komponenten aus dem Rotliegenden und der Trias wurden eliminiert.

Terrasse	Q	Qt	Gr+Gn	K	H	rel. Bas.-Höhe
Niederterrasse	16,2	49,5	33,6	0,5	-	-4 bis -7 m
Untere Mittelterrasse	24,2	46,9	28,6	0,3	-	1 bis 2 m
Mittlere Mittelterrasse	20,3	30,3	49,1	0,2	-	9 bis 10 m
Obere Mittelterrasse	22,7	50,9	26,2	0,1	-	16 bis 18 m
Untere Oberterrasse	32,6	38,4	28,4	0,5	-	37 bis 39 m
Obere Oberterrasse	43,3	57,6	2,1	-	-	54 bis 58 m
Jüngerer Zersatzgrobschotter	79,3	16,3	2,3	1,3	0,5	76 bis 79 m
Älterer Zersatzgrobschotter	61,0	32,5	2,5	1,6	2,0	96 bis 103 m

Tab. 1 Schotterterrassen der Werra, ihre durchschnittliche Geröllzusammensetzung und ihre relative Basishöhe. – Q Quarz; Qt Schiefergebirgsmaterial; Gr+Gn Granit und Gneis; K Kieselschiefer; H Hornstein des Mittleren Muschelkalks.

Entsprechend dem generellen Rückgang der Quarzanteile vom Älteren zum Jüngeren nehmen die Schiefergebirgs- und Granit/Gneis-Gerölle zu, jedoch im einzelnen nicht kontinuierlich. Von Bedeutung für die ältesten Schotterkörper sind Hornsteine aus dem Mittleren Muschelkalk sowie für die jüngeren Werrakiese Gerölle des Unteren Muschelkalks.

Die Geröllassoziationen besitzen für den Flußabschnitt zwischen Schleusezufluß und dem Durchbruch durch das Muschelkalkplateau von Creuzburg und Treffurt einen lithostratigraphischen Leitwert. Aus dieser Kenntnis heraus war es möglich geworden, durch Subrosionsvorgänge verstellte Schotterkörper der Werra wieder auf ihr ursprüngliches Ablagerungsniveau zu projizieren.

Die Schwermineralzusammensetzung reagiert noch empfindlicher auf lokale Einflüsse aus den Einzugsgebieten der Nebenflüsse als die entsprechende Geröllzusammensetzung. Sie ist nur bedingt für lithostratigraphische Horizontierungen zu verwenden (Ellenberg 1968; 1975).

NAUMANN (1912)	MEINECKE (1913)	SIEGERT (1921)	GRUPE (1909, 1912, 1927, 1937)	WEBER (1952)	MENSCHING (1953)	SIEGEL (1959)	ELLENBERG (1968)	Regionalstratigraphie Mittel- / West-Europa	
					Auelehm	Auelehm Sand u. Ton	Auesediment  "Ried"  Erosion		HOLOZÄN
			Untere Terrasse (3-5 m)		Untere Nieder- terrasse		Niederterrasse	WEICHSEL	Oberpleistozän
					Obere Nieder- terrasse	Nieder- terrasse	<sup>2</sup> oberer Kieselgur v. Kieselbach <sup>2</sup> Sandeinschaltung Senke Kieselbach		
		Postglazial					limnische Sedimente i.d. Senken Kieselbach, Tiefenort, Moorgrund, Lindenau, Oberzella	EEM	Mittelpleistozän
0-7 m - Terrasse	7 m - Ter- rasse	P <sub>c</sub> 5 m					Untere Mittelterrasse (1-2 m)		
15-17 m - Terrasse	20 m - Ter- rasse	P <sub>b</sub> P <sub>a</sub> 10 m 14 m	Mittlere Terrasse (12-15 m)		Hauptmittel- terrasse (10-15 m)	Mittel- terrasse II (8-10 m)	Mittlere Mittelterrasse (9-10 m)	SAALE- KOMPLEX	Mittelpleistozän
20-30 m - Terrasse	28 m - Ter- rasse	J II 22 m J I c 30 m	Obere	18 m - Terrasse	30-35 m - Terrasse (Obere Mittelterrasse)	Mittel- terrasse (20-25 m)	Obere Mittelterrasse (16-18 m)		
44-48 m - Terrasse	44 m - Ter- rasse	J I b 36 m J I a 39 m		35 m - Terrasse			Untere Oberterrasse (37-39 m)	HOLSTEIN- KOMPLEX	Mittelpleistozän
64 m - Terrasse	61 m - Ter- rasse	Terr. X 58 m		50 bis 60 m - Terrasse	55 m - Terrasse (Oberterrasse)	Hoch- terrasse (50-65 m)	Obere Oberterrasse (54-58 m)	ELSTER- KOMPLEX	
80-112 m fünf Kieslager (Pliozän)	83 m - Ter- rasse  94 m - Terr. 113 m - Terr.	Pliozän Terr. IX 70 m  Terr. VIII 82 m Terr. VII 88 m  Terr. VI 97 m Terr. V 112 m  Terr. IV 113 m Terr. III 140 m	(20-90 m)	Plio- zän			limnische Sedimente von Horschlitt	CROMER- KOMPLEX  LEERDAM BAVEL	+++) Unterpleistozän
						alt - pleisto- zäner Kies u. Sand		WAAL  EBURON  TEGELEN	Oberpleistozän
						Flächenreste 120-140 m rel. H.	Jüngerer Zersatz- grobschotter (ca. 79 m) Ton u. Kohle v. Buchenau, Rhina, Döllbach +)  Älterer Zersatzgrobschotter (96-103 m)  Ton, Braunkohle von Oberzella, Gerstungen Breitungen, Hünfeld  Zersatzkies von Oberzella	PRÄTEGELEN  REUVER	
									PLIOZÄN

Tab. 2 Auffassungen der wichtigsten Bearbeiter zur stratigraphischen Stellung plio-/pleistozäner Ablagerungen in Südhüringen und Hessen unter besonderer Berücksichtigung des Werratal. - +) n. Holtz briefl. Mittl.; ++)) n. Pasini & Colalongo (1982) bzw. Krutzsch (1988); +++)) bestätigter Vorschlag Inqua Working Group on Major Subdivision of the Pleistocene (vgl. R.-D. Kahlke 1997a, in diesem Band S. 363 Fußn. 4).

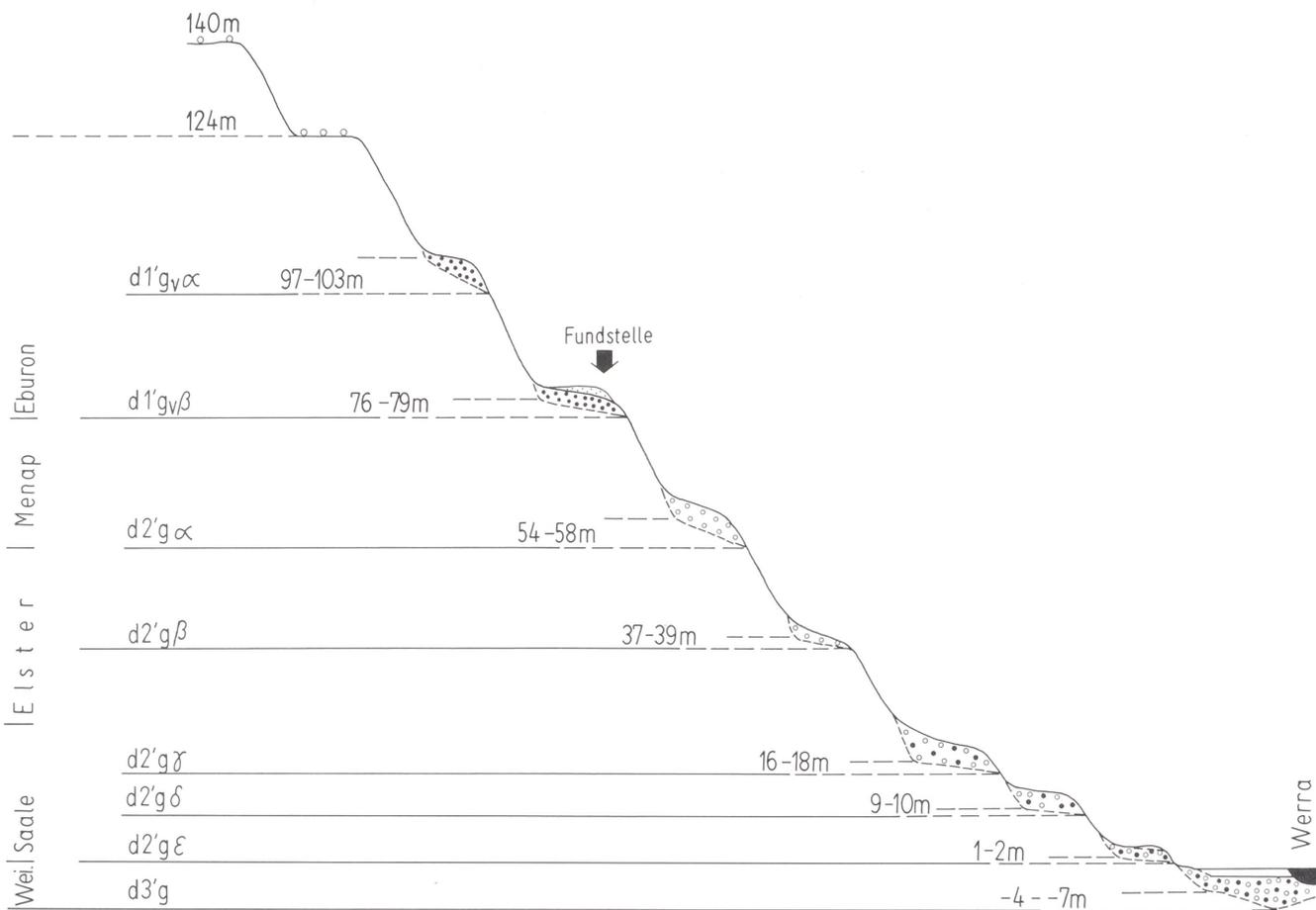


Abb. 2 Schematischer Querschnitt durch das Werratal mit den quartären Schotterterrassen und ihren Basishöhen sowie Position der Fundstelle (Entwurf: J. Ellenberg).

In das vorliegende Gerüst sich geomorphologisch und sedimentologisch unterscheidender Schotterablagerungen ließen sich verschiedene interglaziale Bildungen einfügen. Sie ermöglichen dadurch teilweise eine biostratigraphische Einordnung pleistozäner Sedimente des mittleren Werratal (vgl. dazu Tab. 2).

Sicher als Reuver datiert sind die limnischen Tone und Torfe in der Senke Oberzella (Kruttsch u. Majewski 1965); bei den entsprechenden Vorkommen von Gerstungen und Breitungen spricht nichts gegen Reuver. Damit sind zugleich das Liegende und Hangende – der Zersatzkies und der Ältere Zersatzgrobtschotter – zeitlich fixiert. Über einen Analogievergleich zum Fulda- und Haunegebiet – Tegelen-Tone in dortigen Auslaugungssenken (Holtz 1966) – wird für die Bildung des Jüngeren Zersatzgrobtschotters eine Ablagerung im Eburon wahrscheinlich. Der Jüngere Zersatzgrobtschotter wird im Bereich der Fundstelle Untermaßfeld von Sanden überlagert.

Eine pollenanalytische Datierung der limnischen Sedimente von Horschlitt ist bisher nicht sicher möglich, nach geologischen Befunden sind sie älter als die Obere Oberterrasse, was auf eine Zugehörigkeit zum Cromer-Komplex deutet (Ellenberg 1969).

Die Obere Mittelterrasse entspricht der Hauptterrasse des Thüringer Beckens. Über diese Terrasse ist eine direkte Korrelation von der Werra durch das Nessetal in das Gebiet von Gotha möglich (Unger 1971). Sie wurde demnach im Drenthe-Stadial des Saale-Komplexes aufgeschottert. Älter als die Obere Mittelterrasse sind die Oberterrassen (Abb. 2), die aufgrund ihrer spärlichen Erhaltung nur generell dem Elster-Komplex zugeordnet werden.

Zwischen der mit Sicherheit weichsel-kaltzeitlichen Niederterrasse und der Oberen Mittelterrasse kommen an der Werra noch eine Mittlere und eine Untere Mittelterrasse vor. Beide bilden zusammen mit der Oberen Mittelterrasse einen Komplex mit ähnlichen Schotter- und Schwermineralassoziationen. Die Untere Mittelterrasse liegt in Subrosionssenken unter limnischen Bildungen der Eem-Warmzeit (Abb. 3). Dies spricht dafür, daß alle Mittelterrassen im Saale-Komplex aufgeschottert worden sind.

Die Niederterrasse läßt sich noch nicht weiter untergliedern; sie repräsentiert als ganzes die Aufschotterungsphase der Weichsel-Kaltzeit. Die Grenze Weichsel-Kaltzeit/Holozän liegt in der spät- bis postglazialen Erosionsphase. Die ältesten Sedimente des Holozäns werden als »Ried« bezeichnet. Die dunklen, reinen bis humosen Tone beginnen in Senkungsgebieten bereits im Boreal, bei normaler Talentwicklung im ausgehenden Atlantikum bis Subboreal und reichen bis etwa 800 B. C. Unter Vergrößerung des Korns und Veränderung der Farbe von grau zu gelbbraun beginnt die Auesediment-Bildung, die partiell bis heute andauert.

Die Ergebnisse zur Quartärstratigraphie an der mittleren Werra erlauben Rückschlüsse auf die Talgeschichte der Werra, in der die Sedimentation der teilweise fossilführenden Sande der Fundstelle in Untermaßfeld eine Etappe darstellt (vgl. dazu Abb. 3).

Im jüngsten Pliozän lag der Talboden der Werra 140 bzw. 124 m über seinem heutigen Niveau. Mindestens seit dieser Zeit hat die Werra südlich des Thüringer Waldes ihren Lauf von Ost nach West genommen. Der Schotterkörper in 124 m relativer Höhe wird nach seiner Ablagerung östlich von Oberzella vom jüngsten Ausbruch eines vulkanischen Explosionsschlots durchschlagen (Ellenberg 1982). Durch diesen Schlot erhält das Wasser der Werra Zutritt zum Salinar und initiiert die Auslaugung in diesem Raum. Als Folge davon entsteht nördlich der Schlotbrekzie eine Senke, in der sich zunächst die Abtragungsprodukte der Brekzie selbst ablagern. Die anhaltende Senkung bringt das Gebiet unter den Grundwasserspiegel, und es bildet sich ein stehendes Gewässer. Über den darin während des Reuers entstehenden Tonen und Torfen beginnen im Unterpleistozän die kaltzeitlichen Aufschotterungen, die in Analogie zum Thüringer Becken hier ebenfalls als Zersatzgrob-schotter bezeichnet werden. Dabei ist der Talboden außerhalb von Subrosionssenken auf etwa 100 bzw. 76 m relativer Höhe bis zum Eburon erodiert worden.

Die intensive Verwitterung der beiden Zersatzgrob-schotter wird als eine Folge des überwiegend warmen Klimas des Waals aufgefaßt. Dabei wurde insbesondere die Matrix der Eruptivgerölle aus dem Rotliegenden zu Kaolinit umgewandelt.

Im Raum Meiningen-Untermaßfeld werden die Zersatzgrob-schotter von jüngeren Sanden im Sinne einer normalen stratigraphischen Abfolge überlagert (Abb. 4). Die Ursache dieser ungewöhnlichen Lagerungsverhältnisse, die letztendlich eine der Voraussetzungen für den Erhalt der Fundstelle war, wird im Abschnitt 4.3. diskutiert.

Cromer- und Elster-Komplex sind an der Werra nur unvollständig und selten repräsentiert. Bis zum Ende des Elster-Komplexes hat die Werra über das Niveau von 54-58 m die relative Höhe von 37-39 m erreicht. In dieser Zeit schreitet die Auslaugungsfront insbesondere zwischen Niederschmalkalden und Barchfeld in Richtung des heutigen Flußlaufs fort. Nordöstlich gelegene Werraablagerungen werden nicht mehr abgesenkt, und das Akkumulationsniveau von 37 m ist hier ebenso wie bei Oberzella und Gerstungen ungestört erhalten (Abb. 3).

Im Oberpleistozän wurde der Wechsel von Erosion und Sedimentation weiterhin stark durch Subrosionsprozesse beeinflusst. Dies führte zu lokalen Senken (z.B. Kieselbach, Moorgrund) und im Bereich des heutigen Flußlaufs zur Bildung von Schotterkörpern, die unter der Aue bei Barchfeld bis 100 m und bei Dankmarshausen über 40 m mächtig werden können.

Infolge anhaltender Absenkung des Untergrundes zwischen Breitungen und Immelborn ist die postglaziale Erosion der Werra dort sehr gering oder sie fehlt ganz. Hier hat bereits zeitig im Holozän eine stehende bzw. schwach durchflossene Wasserbedeckung existiert. Das älteste datierte Sediment der Werra-aue besitzt boreales Alter, ohne daß der Abstand der tiefsten untersuchten Probe (Rein 1940) von der Basis des Holozäns bekannt ist. Die rezente Sedimentation des immer noch von Hochwässern beeinflussten Werratal's gehört folgenden Submilieus an: Uferwälle (levees), Durchbruchsfächer (crevasse



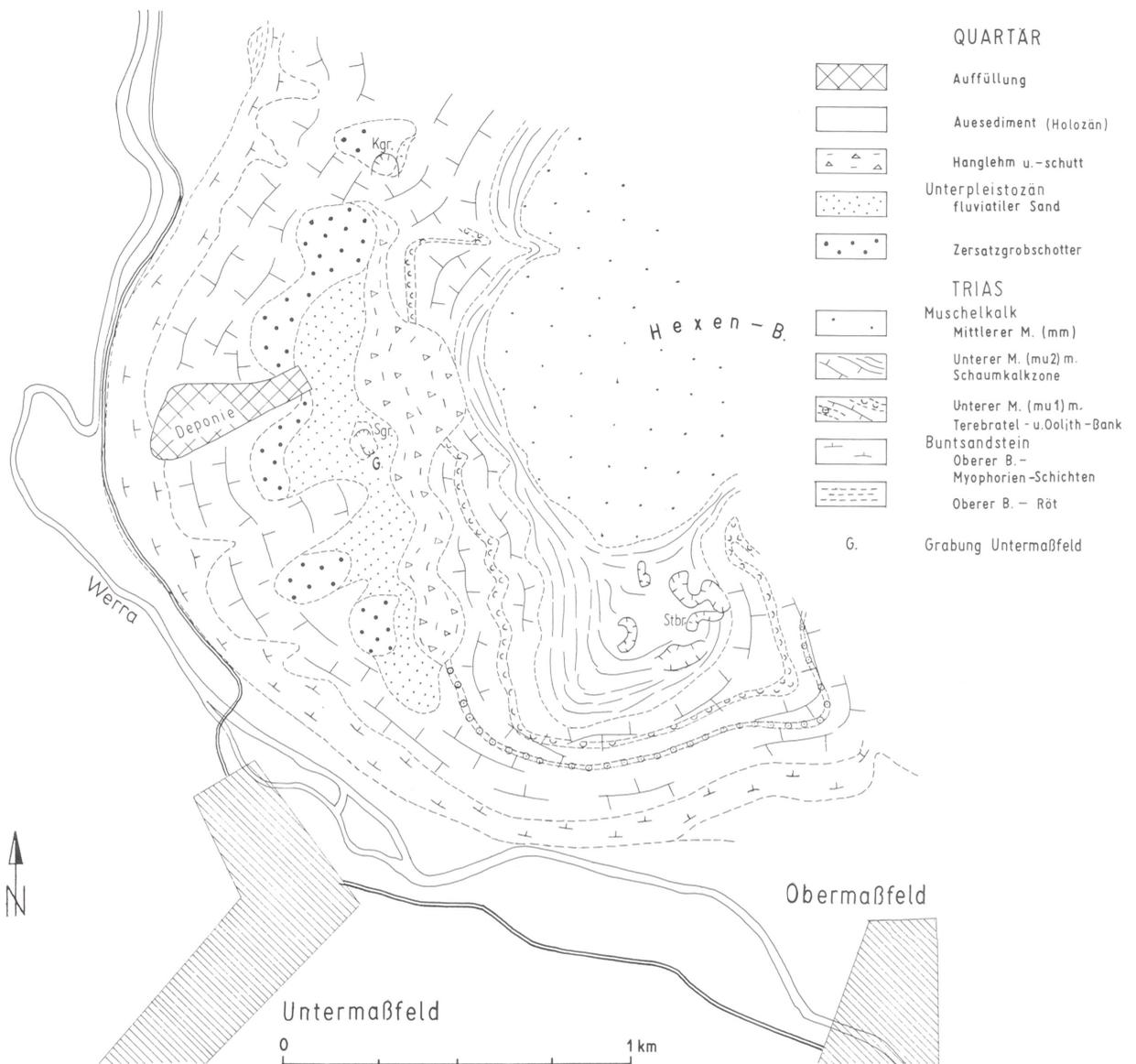


Abb. 4 Geologische Karte der Umgebung der Wirbeltierfundstelle Untermaßfeld bei Meiningen. – M = 1:20 000.

splay), limnische Sedimente in Altwasserläufen und weitflächigen Auen (flood plain deposits) sowie lokal randlichen Schwemmfächern (vgl. Ellenberg 1976).

#### 4. Lithostratigraphie und Sedimentologie im Gebiet der Fundstelle

##### 4.1. Präquartär

Den unmittelbaren geologischen Untergrund der im Bereich der Fundstelle anstehenden pleistozänen Lockersedimente bilden Ablagerungen des Muschelkalks (Mittlere Trias) (R.-D. Kahlke u. Ellenberg 1986). Im Zusammenhang mit der Bearbeitung der Fundstelle wurde ihre Umgebung geologisch neu kartiert (Abb. 4).

Eine nahezu horizontal lagernde Schichtenfolge aus Karbonaten des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk-Folge) wird vom Tal der Werra bis in die oberen Bereiche des Buntsandsteins (Untere Trias, Myo-

phorien-Folge des Röts) durchschnitten. Der Bereich der Oolithbank-Zone wird im Gebiet der Fundstelle durch das Pleistozän in einer Höhe von 357m über NN (= 67m relative Höhe) überlagert. In ihrem Hangenden konnte die Wellenkalk-Folge über *Terebratula*- und Schaumkalk-Zone bis hin zu den *orbicularis*-Schichten in den bekannten Faziesbildern auskartiert werden.

## 4.2. Quartär

### 4.2.1. Zersatzgrobsschotter

An der Basis der Quartärablagerungen finden sich unterpleistozäne Zersatzgrobsschotter (Ellenberg 1975, 1402). Diese sind in ihrer nördlichen Fortsetzung am Mittleren Tonkopf (800m nördlich der Fundstelle) mit 7-12m Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Profil gliedert sich in einen unteren und oberen Schotterkörper. Beide werden durch ein typisches Auesediment getrennt. Lateral kann das Niveau des Auesediments durch einen Bereich mit Rinnen-(channel-)Bildungen vertreten werden (mittel- bis großdimensionale trogförmige Schrägschichtung, einzelne Großblöcke aus Buntsandstein, Taf. 2). Die Schotterzusammensetzung nach Siegel (1959) entspricht der des jüngeren Zersatzgrobsschotters weiter flußabwärts, die relative Höhe der Basis der Schotter liegt mit 67m etwa 10m tiefer als vergleichbare Vorkommen bei Vacha (Abb. 3).

Aus Ergebnissen der geologischen Kartenaufnahme und entsprechenden Extrapolationen wurde für den Zersatzgrobsschotter als Liegendes der Fundstelle eine Mächtigkeit von 7-8m ermittelt.

### 4.2.2. Auesediment

Mit einem durch Schürfarbeiten im Südostbereich des Planums I nachgewiesenen Kontakt zum liegenden Zersatzgrobsschotter ist unter den fluviatilen Sanden der gesamten Sandgrube Untermaßfeld sowie des angrenzenden Raumes ein rotbrauner siltiger Ton mit geringer Sandkomponente ausgebildet (Taf. 3, 1). Die Schichtgrenze Zersatzgrobsschotter/Auesediment fällt hier bei einer Streichrichtung von 165° mit 12-16° WSW ein. In den Erkundungsschürfen ca. 100m nördlich der Fundstelle (vgl. Abb. 5, Schurf III) konnte der Ton bei einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 2m nicht durchteuft werden. Die Siltkomponente innerhalb des Auesediments nimmt mit zunehmender Teufe ab. Häufig treten bis 0,5mm große Gerölle aus gelbgrünem siltigen Ton auf. Sie entstammen dem Muschelkalk und sind in den hangenden Schichtgliedern ebenfalls zu beobachten. Gelegentlich führt das Auesediment schlierige Aufarbeitungsreste eines schwarzbraunen siltigen Tones (vgl. Abb. 10, Profilmeter 2,0-3,5). Auch kommen geringmächtige Lagen von schwach gerundeten Muschelkalk-Geröllen der Fein- bis Mittelkiesfraktion vor (vgl. Abb. 9, Profilmeter 9,0-10,5; Abb. 10, Profilmeter 0-3,5; Taf. 3, 2).

### 4.2.3. Untere Fluviatile Sande

Am östlichen Talhang der Werra zwischen der Einmündung der Hasel bei Obermaßfeld und Meiningen befindet sich die einzige Lokalität im Flußabschnitt der Werra in Südthüringen, in der in ungestörter Lagerung (ohne Subrosionseinfluß) kaltzeitliche Schotter von warmzeitlichen Sedimenten überdeckt werden. Derartige Ablagerungen wurden erstmals von Frantzen (1889, 54-58) als gut geschichtete fluviatile Sande, teilweise mit Schrägschichtung, erwähnt.

Mit einer in der Sandgrube nördlich der Grabungsstelle (vgl. Abb. 5, Taf. 4, 1-2) aufgeschlossenen Mächtigkeit von maximal 8m bilden weiße, gelbe, rote bzw. rotbraune Fein- und Mittelsande mit unterschiedlichen Grobsand- und Siltanteilen (vgl. Abb. 6) das unmittelbar Liegende der Fundschicht. In nördlicher Richtung (Erkundungsschürfe, vgl. Abb. 8) nimmt die Mächtigkeit dieser Sande bis auf 1m ab. Auch nach Süden verringert sich ihre Mächtigkeit zugunsten eines Hangschuttfächers schnell (Taf. 16, 2; 17, Abschnitt 4.2.5.).

Die Unteren Fluviatilen Sande bestehen aus einer Wechsellagerung von Sanden unterschiedlicher mittlerer Korngröße, abhängig von der lokalen Position ihres Bildungsbereichs. Die Grenzen zwischen den Schichten werden aus dünnen Pelithäuten (Tonbestege) gebildet. Sie sind zumeist eben, untergeordnet wellig horizontal geschichtet (Taf. 5, 1). Die einzelnen Schichten sind wiederum Wechsellagerungen aus Fein-Mittelsand mit Feinsand und geringen Siltanteilen oder gelegentlichen Silt-Feinsandeinschaltungen

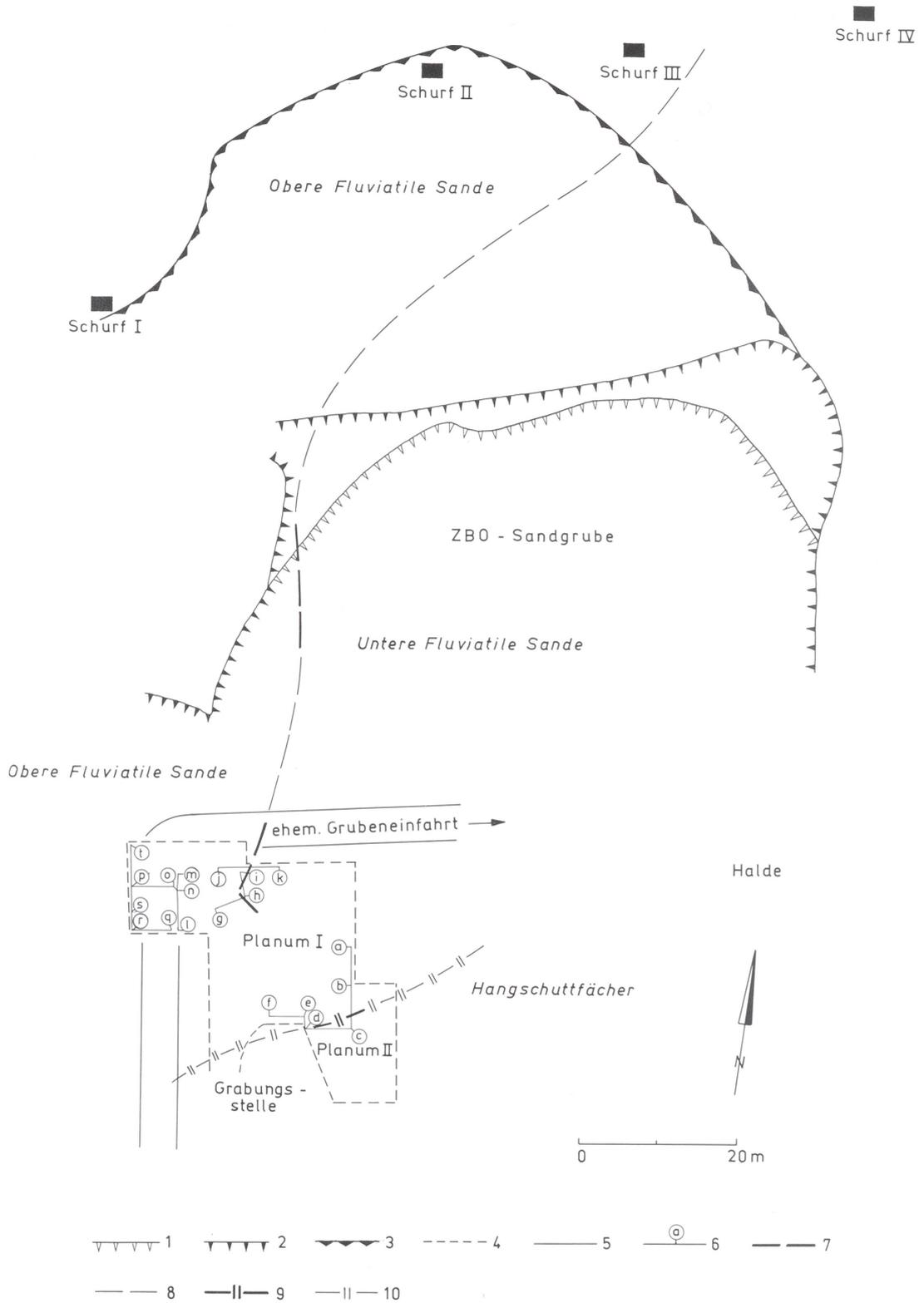


Abb. 5 Übersichtsdarstellung Bereich Sandgrube und Grabungsstelle Untermaßfeld (Mai 1988). – 1 Abbauwand Mai 1984. – 2 Abbauwand September 1985. – 3 Abbauwand Mai 1988. – 4 Begrenzung der abgegrabenen Fläche Mai 1988. – 5 Profilstrecke. – 6 Profilorientierungspunkt. – 7 Aufgeschlossene Grenze Untere/Obere Fluviale Sande (Ostflanke der Erosionsrinne). – 8 Vermutete Grenze Untere/Obere Fluviale Sande. – 9 Aufgeschlossene Nordbegrenzung Hangschuttfächer. – 10 Vermutete Nordbegrenzung Hangschuttfächer. – Die mit Buchstaben (a-t) markierten Profilorientierungspunkte dienen der räumlichen Einordnung der Profilaufnahmen (Abb. 9-16). – (Entwurf: R.-D. Kahlke).

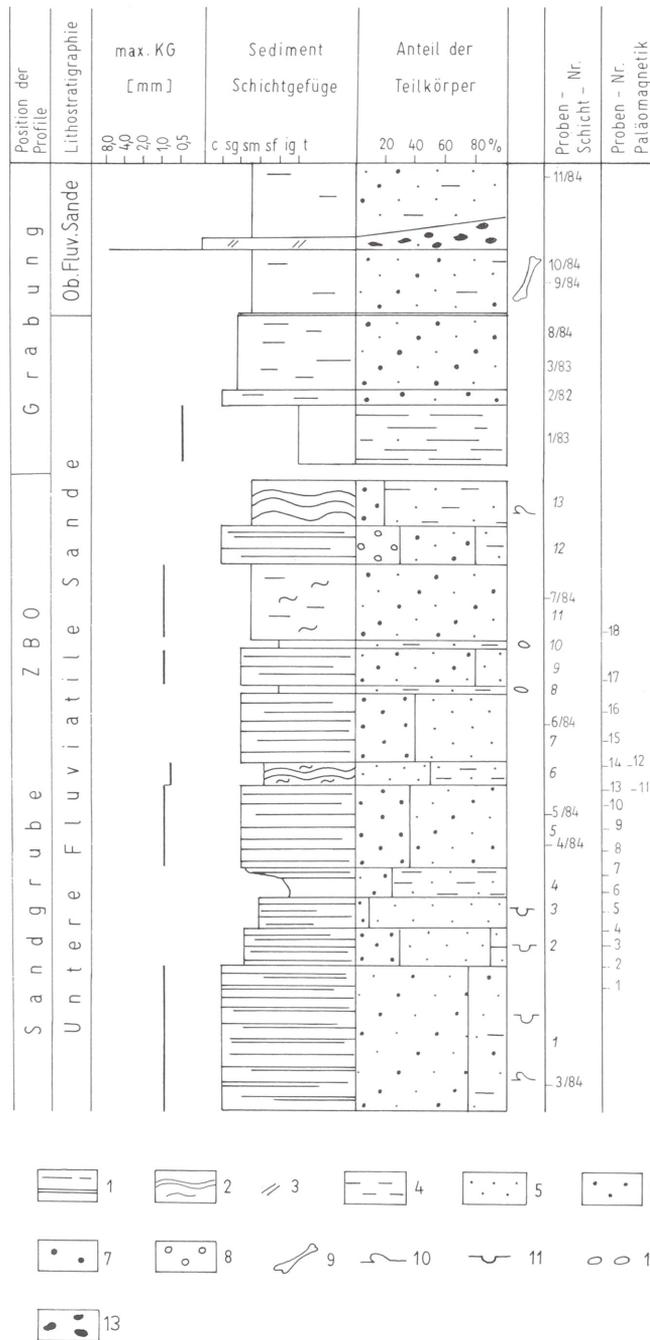


Abb. 6 Sandgrube und Grabungsstelle Untermaßfeld, feinstratigraphisches Profil der Unteren und Oberen Fluviatilen Sande. - 1 Ebene Lamination. - 2 Wellige Lamination. - 3 Imbrikation. - 4 Silt. - 5 Feinsand. - 6 Mittelsand. - 7 Grobsand. - 8 Kies. - 9 Wirbeltierreste. - 10 Syntsedimentäre Deformation, allgemein. - 11 Belastungsgefüge. - 12 Tongerölle. - 13 Muschelkalkgerölle. - (Entwurf: J. Ellenberg).

(Abb. 6; Taf. 5, 1). Lokal kommen schräggeschichtete (festoon cross bedded) Rinnenfüllungen vor (Taf. 5, 2). An syntsedimentären Deformationen werden Belastungsmarken, konvolute Schichtung und Rutschgefüge beobachtet (Abb. 6; Taf. 5, 1).

Typische Einschaltungen insbesondere in der Nähe des primären Talhangs sind Lagen aus grobem

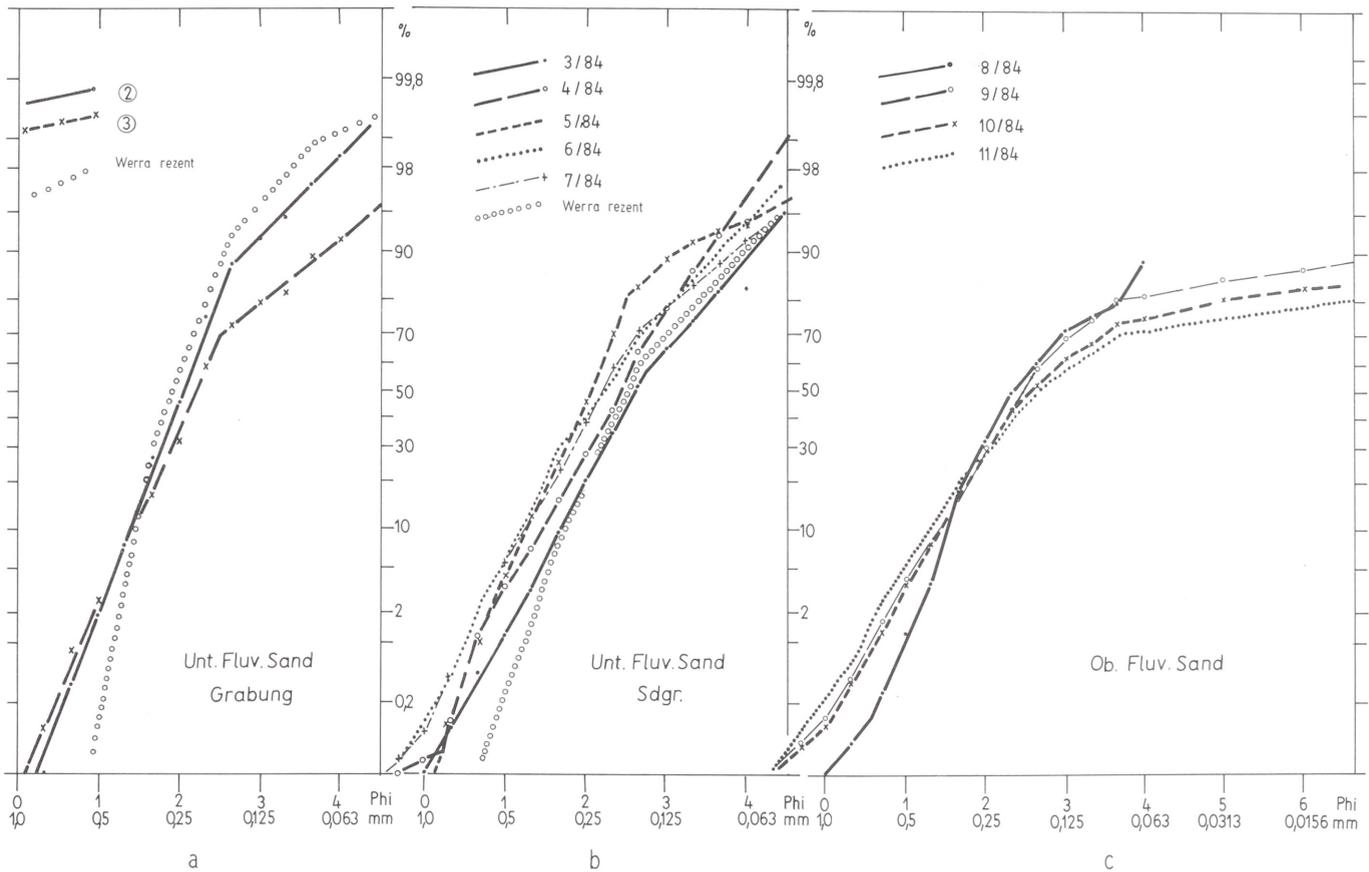


Abb. 7 Untere und Obere Fluviatile Sande (Kornsummenkurven auf Wahrscheinlichkeitspapier, Probenlage siehe Abb. 6) als Vergleichsanalyse rezente Sande der Werra.

Kalksteindetritus. Infolge einer guten Grundwasserzirkulation aus diesem Schutt heraus sind die umgebenden Sande ähnlich calcrete-Horizonten verfestigt.

Alle sedimentologischen Merkmale – sowohl Schichtungsformen als auch synsedimentäre Deformation der Sande – weisen auf eine fluviale Ablagerung hin. Zahlreiche Korngrößenanalysen und deren Interpretation belegen zusätzlich ein fluviales Bildungsmilieu. Als Beispiel soll der Vergleich der Formen von Kornsummenkurven auf Wahrscheinlichkeitspapier im Sinne von Visher (1965) mit rezenten Sanden der Werra dienen (Abb. 7, a+b).

Eine Kleintektonik, die sich in einzelnen Verwerfungen mit Sprunghöhen von Zentimetern ausdrückt, geht auf geringfügige lokale Auslaugung des Röt-Salinars zurück. Gelegentlich treten wannenartige Strukturen auf (Taf. 6, 1). Durch hangabwärts gerichtete Bewegungen des Sandkörpers kann das primäre Sedimentgefüge teilweise oder völlig zerstört sein. Dann zeigt sich das Bild eines Rutschungsgefüges mit schlierigen Deformationskörpern in scheinbar ungeschichteten Sanden (Abb. 8, Schurf III, 2,3-3,6 m unter Flur).

#### 4.2.4. Obere Fluviatile Sande

##### 4.2.4.1. Aufbau

Die als Obere Fluviatile Sande bezeichneten Ablagerungen bilden die Ausfüllung einer Erosionsrinne in den Unteren Fluviatilen Sanden, die etwa parallel dem heutigen Flußlauf der Werra streicht. Ihre östliche Begrenzung wurde in den nördlichen Bereichen der Grabungsfläche aufgeschlossen (vgl. Abb. 11, 12; Taf. 6, 2). Die laufenden Ausgrabungsarbeiten werden derzeit nach Westen bzw. Nordwesten vor-



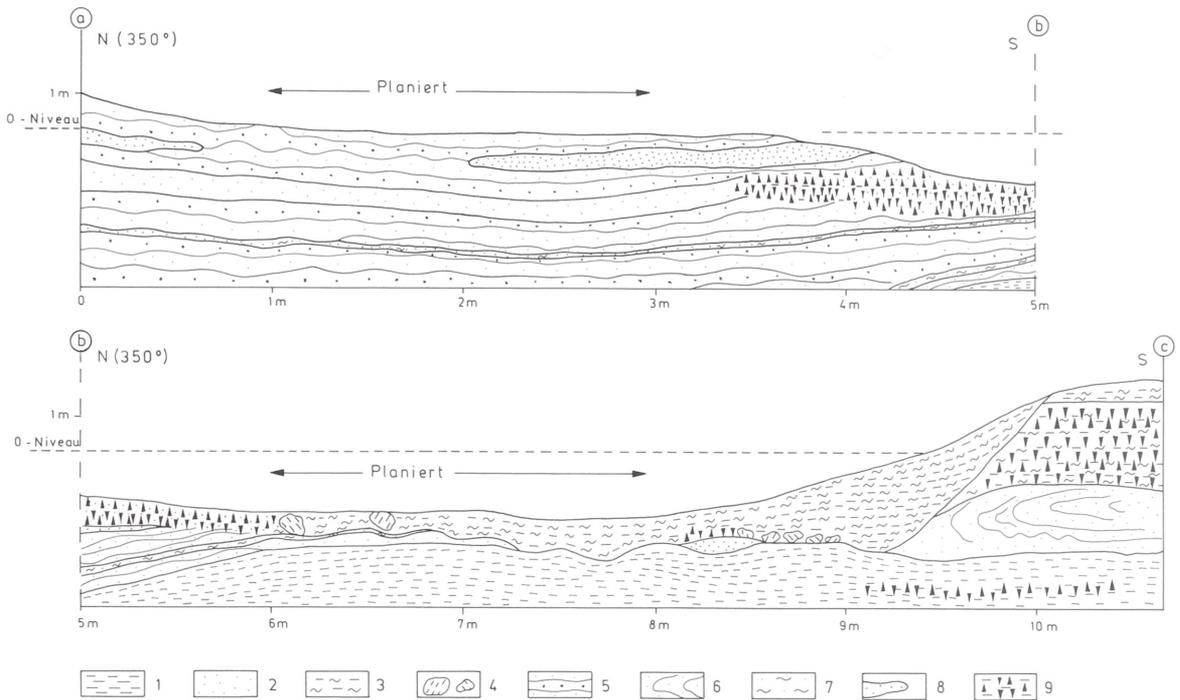


Abb. 9 Ostbereich der Grabungsfläche (Mai 1984). – 1 Rotbrauner Ton (Auesediment). – 2 Weißgelber Fein- bis Mittelsand. – 3 Gehängelehm (Deckschichten). – 4 Schwarzbraune Tongerölle. – 5 Bunte Fein- bis Grobsande (Untere Fluviale Sande). – 6 Bunte Fein- bis Grobsande. – 7 Rotbrauner, siltiger Feinsand. – 8 Weißgelber Mittelsand. – 9 Grober Hangschutt. (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

angetrieben; sie haben die dortige Flanke der Erosionsrinne bisher noch nicht erreicht (Stand: 1.5.1989; Abb. 5).

Mittels Peilstangenbohrungen konnte im Nordwestabschnitt der Grabungsstelle eine maximale Mächtigkeit der Oberen Fluvialen Sande von ca. 3,0m ermittelt werden. Im Raum der Erkundungsschürfe nördlich der Grabungsfläche (vgl. Abb. 5) dehnt sich die Erosionsrinne fächerartig nach Osten (hangwärts) aus. Dies geht mit einer Verringerung der Mächtigkeit ihrer Sedimentfüllung einher (vgl. Abb. 8). Wirbeltierreste waren in den genannten Schürfen nicht nachzuweisen.

Die Oberen Fluvialen Sande werden durch eine durchschnittlich 0,15m mächtige Lage braunen siltigen Sandes (»Schluffband«) in einen unteren, zumeist erkennbar geschichteten und einen oberen, durch Fließgefüge charakterisierten Abschnitt (vgl. Abb. 13, 14; Taf. 7,1-9,1) gegliedert. Der untere Abschnitt enthält das durch die Grabungsarbeiten ausgebeutete Knochenlager und stellt mit einer Mächtigkeit bis zu 2m die eigentliche Fundschicht dar (vgl. Abb. 17).

Insgesamt besteht der Fundhorizont aus feinsandigem rotbraunem Mittelsand, der im mm-Bereich eben-horizontaleschichtet ist. Die Korngrößenverteilung unterscheidet sich von der der Unteren Fluvialen Sande durch einen erhöhten Siltanteil von 10-20% (Abb. 7 c). Bei den Schlämmarbeiten zur Gewinnung von Mikrovertebraten-Resten (Durchsatz bis zum 1.5.1988 ca. 120t) wurde eine Zunahme der Fraktion < 0,7mm in südliche Richtung deutlich.

Das Bild der Kornsummenkurven auf Wahrscheinlichkeitspapier – steiler Saltations- und flacher Suspensionsanteil – ist vergleichbar mit dem der Unteren Fluvialen Sande (Abb. 7); der Knickpunkt (Trunkation) liegt bei 72% und 0,095mm gegenüber 80% und 0,2mm in den Unteren Fluvialen Sanden. Nach Vergleich mit ähnlichen Kurven fossiler und rezenter Sande bei Visser (1965) gehören diese Sande zu fluvialen Ablagerungen aus einem Bereich abnehmender Wassertiefe und einer lateralen Verlagerung des Sedimentationsbereiches weg vom eigentlichen Stromstrich des mäandrierenden Flusses. Ein solches Ergebnis war aus den Geländebeobachtungen erwartet worden.

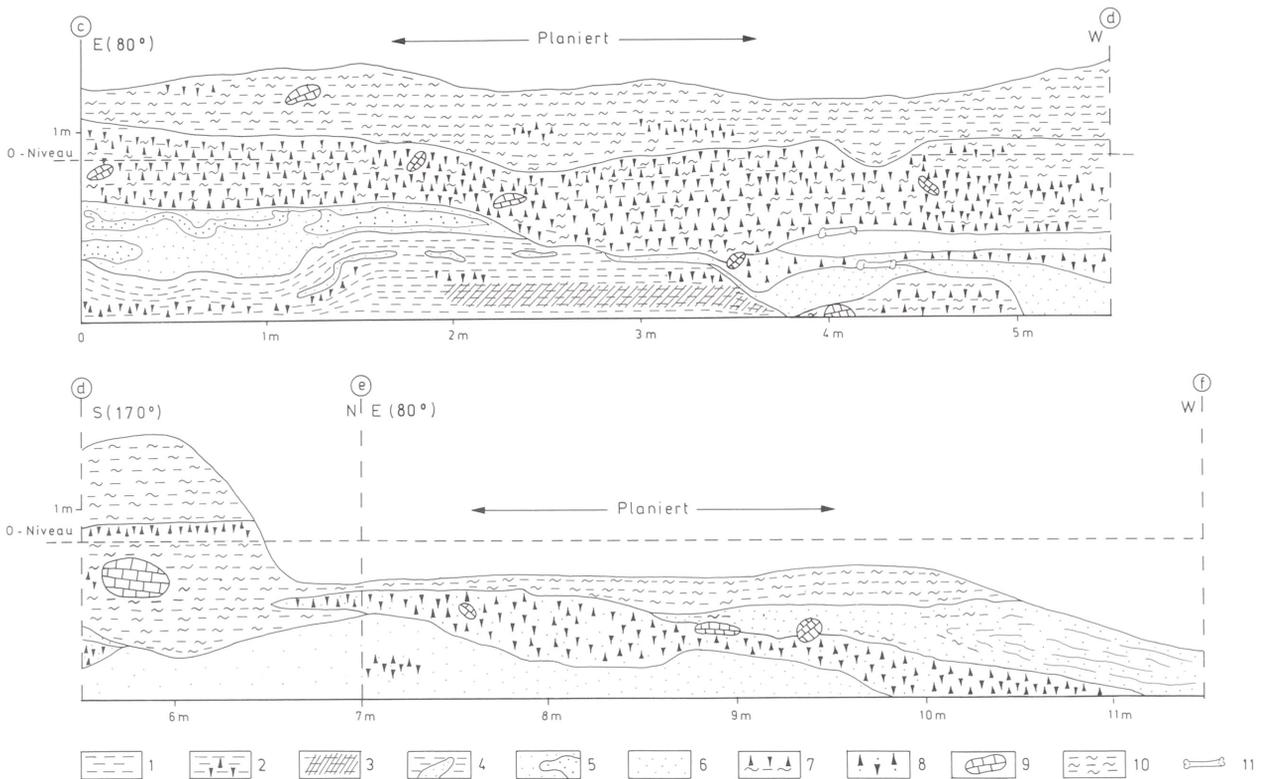


Abb. 10 Südbereich der Grabungsfläche (Planum I) (Juli 1984). – 1 Rotbrauner Ton (Auesediment). – 2 Grober Hangschutt im Ton. – 3 Rotbrauner aufgearbeiteter Ton (Einlagerung). – 4 Weißbrauner Mittelsand. – 5 Bunte Fein- bis Grobsande (Untere Fluviale Sande). – 6 Rotbrauner Mittelsand (Obere Fluviale Sande). – 7 Grober Hangschutt. – 8 Sandiger Muschelkalk-Schotter. – 9 Muschelkalk-Gerölle. – 10 Gehängelehm (Deckschichten). – 11 Wirbeltierreste. – (Aufnahme: R.-D. Kahlke).  
M = 1:40.

Im unmittelbar Hangenden des »Schluffbandes« verändert sich das Sedimentgefüge der Oberen Fluvialen Sande grundlegend. Eine auch hier ursprünglich vorhanden gewesene Schichtung rotbrauner, braungelber und gelbweißer Mittelsande im cm- bis dm-Bereich wurde durch Solifluktion zu meist schlierigen Sedimentkörpern aufgelöst (vgl. Abb. 13-17; Taf. 9,2-11,2). Durch die unverwechselbare Färbung der einzelnen Sande läßt sich deren jeweilige primäre Zusammengehörigkeit problemlos rekonstruieren. Dabei werden Phänomene sowohl der Raumeinengung als auch der Raumausweitung deutlich. Gelegentlich dürften gravitativ-autoplastische Prozesse zur Entstehung komplizierter Gefügebilder beigetragen haben (Taf. 11,1).

#### 4.2.4.2. Einlagerungen

##### 4.2.4.2.1. Muschelkalk

Charakteristisch für das Gesamtbild der Oberen Fluvialen Sande sind die vom höheren Talhang der unterpleistozänen Werra stammenden grobklastischen Schüttungen. Sie keilen nach Westen fahnenartig aus (vgl. Taf. 12,1) und bestehen aus eckigem Muschelkalkschutt mit Kalkklasten von 1-3 cm Durchmesser (Hauptanteil). Teilweise sind die Klasten lösungsgerundet. Die Matrix des Schuttes wird aus einem gelbbraunen sandigen Silt (Lehm) gebildet, wie er bis heute als Verwitterungsprodukt des Muschelkalks anfällt. Die Kalkklasten liegen zumeist einzeln ohne Kornkontakte in der Grundmasse, plattige Komponenten zeigen mitunter eine Imbrikation. Der Kalkschutt wird durch thixotropes Fließen mehr oder weniger senkrecht zum Flußlauf in den fluvialen Sedimentationsbereich eingedrungen sein. Nach der Ablagerung wurden die entstandenen kleinen Hangschutfächer durch Ausfällung von Karbonat aus dem Grundwasser gelegentlich zu einer lockeren Schuttbreckzie verfestigt.

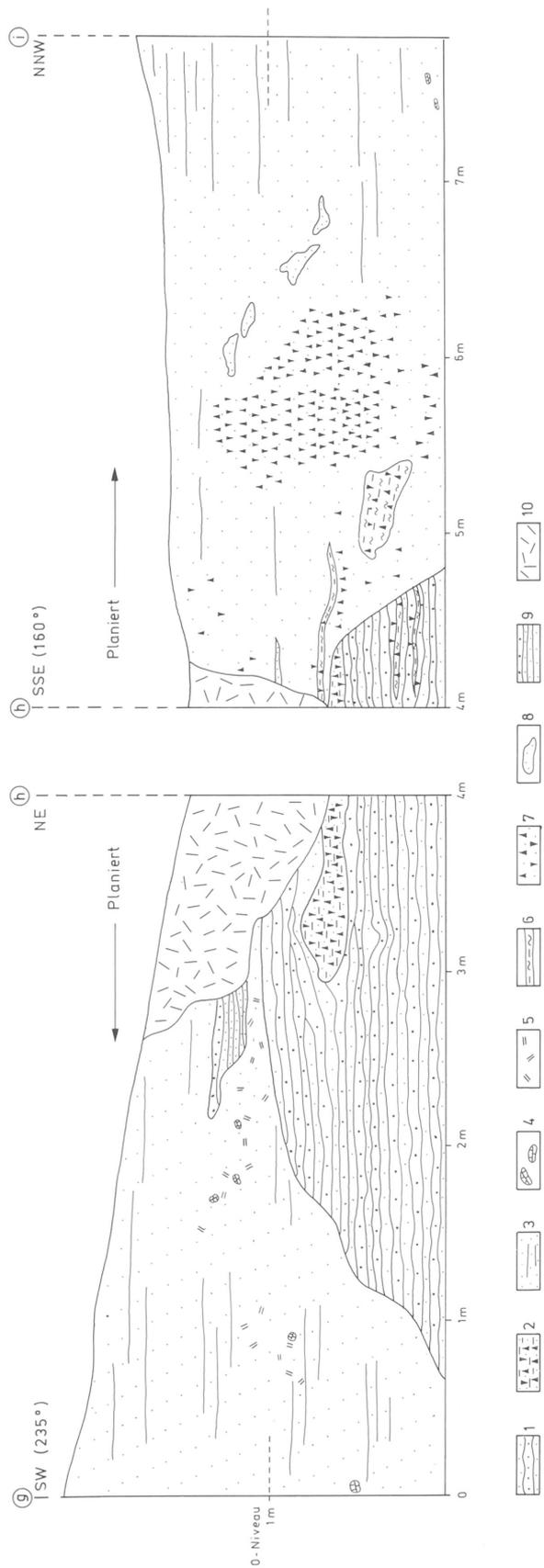


Abb. 11 Teilprofile im Nordbereich der Grabungsfläche (Mai 1984). – 1 Bunte Fein- bis Grobsande (Untere Fluviale Sande). – 2 Hangschutt. – 3 Rotbrauner Mittelsand (Obere Fluviale Sande = Fundschicht). – 4 Muschelkalk-Gerölle. – 5 Gelbgrüner schluffiger Tongerölle. – 6 Brauner schluffiger Ton (aufgearbeitetes Muschelkalk-Material). – 7 Sandiger Muschelkalk-Schotter. – 8 Hellbrauner Mittelsand. – 9 Gelbe, gelbrote und rotbraune Mittel- bis Grobsande. – 10 Halde. – (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

Verschiedentlich treten in der Fundschicht isolierte, schwach gerundete bis gerundete Muschelkalkgerölle bis zu 6 cm Länge auf. Damit zusammen wurden Facettengerölle gefunden (Taf. 12,2), deren Entstehung auf Abrasion durch sandige Bodenfracht in laminar strömendem Wasser zurückgeführt wird. Ein Vergleich mit den »Sphäroiden« von Aïn Hanech in Nordwestafrika (zit. in Woldstedt 1958, 380) wird ausgeschlossen. Nur vereinzelt kommen größere, fluviatil gerundete, bzw. gut gerundete Muschelkalkgerölle (Gestein der Leitbänke oberhalb der Fundstelle) bis 50 cm Durchmesser vor (vgl. Abb. 12,1). Sie dürften in unmittelbarer Nähe ihrer heutigen Lage eingetragen worden sein. Ebenfalls dem Muschelkalk entstammen die bereits im Liegenden beobachteten, hier bis zu 2 cm langen Gerölle eines gelbgrünen siltigen Tones, die regellos im gesamten Bereich der Fundschicht sowie in den grobklastischen Schüttungen verteilt sind.

#### 4.2.4.2.2. Karbonatneubildungen

Der Fundhorizont weist in seiner Gesamtheit eine leichte Karbonatimprägung auf, wie Ausblühungen am Stoß zeigen. Diese Tatsache wirkt sich auf die Standfestigkeit des Sediments und somit auf die grabungstechnischen Möglichkeiten zur Bergung des Fundmaterials im allgemeinen förderlich aus. Der Kalk selbst wurde von zirkulierenden Wässern aus dem hangwärts anstehenden Muschelkalk (vgl. Abb. 4) herausgelöst.

Für talwärts abfließende Grundwässer bildeten die fächerartigen grobklastischen Einlagerungen bevorzugte Migrationsbahnen, demzufolge darin und in unmittelbarer Nachbarschaft eine Karbonatausfällung (Zementation) begünstigt wurde. Im Extremfall entwickelten sich in derartigem Milieu grobe Sinterbildungen, so daß ein Festgestein (Konglomerat, Sandstein) entstand (vgl. Taf. 13, 1-2). Vertrebraten-Reste können mit eingeschlossen werden (vgl. Taf. 13,3). Weiterhin treten im Einflußbereich der Schuttfahnen innerhalb der Oberen Fluviatilen Sande kräftige Wurzelröhren (Sinter) mit Wandstärken bis zu 10 mm auf (Taf. 14,1).

#### 4.2.4.2.3. Bohnerze – Ergebnisse rasterelektronenmikroskopischer und elektronenstrahlmikroanalytischer Untersuchungen (P. Lange)

Aus den Oberen Fluviatilen Sanden (Fundschicht) der Grabungsstelle Untermaßfeld wurden aus dem Anstehenden selbst und aus Schlämmrückständen Bohnerze isoliert (Taf. 14,2). Die Erzpartikel befinden sich offensichtlich nicht mehr in ihrem Bildungsbereich. Sie dürften aus dem Muschelkalk-Karst des Werratales stammen. Diese Bohnerze wurden übersichtsmäßig untersucht sowie mit Bohnerzen aus einer intakten Spaltenfüllung des Steinbruchs auf dem Großen Totenberg (Schaumkalk-Zone des Unteren Muschelkalks) südlich Sondershausen (leg. R.-D. Kahlke, 23.8.1977) verglichen.

Die Bohnerze beider Vorkommen besitzen in den meisten Fällen eine deutliche konzentrische Lagenstruktur (Taf. 15). Die Einschlüsse von Quarzkörnern erreichen bis zu 50 µm Durchmesser (Taf. 15). Vereinzelt kommen schuppenförmige Einschlüsse von Eisenhydroxid vor (Tab. 4). Stets ist eine deutliche Mikroporosität vorhanden. Trotz des dominierenden lagigen Aufbaus der Bohnerzen, der auch in einer unterschiedlichen Schleifhärte zum Ausdruck kommt (Taf. 15), konnten substantielle Unterschiede zwischen den einzelnen Lagen nicht nachgewiesen werden.

Die Bohnerze sind durch eine relativ große Schwankungsbreite in der chemischen Zusammensetzung charakterisiert (Tab. 3 und 4). Auch innerhalb der Bohnerzen ist eine gewisse Differenzierung festzustellen, wobei sich andeutet, daß die höheren Fe- und Mn-Gehalte im äußeren Bereich der Bohnerzen vorkommen, während im Kern die SiO<sub>2</sub>- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte ansteigen. Für alle Bohnerze wurde ein relativ hoher Anteil von SiO<sub>2</sub> und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> festgestellt, wie bereits aus einer früheren Analyse (v. Freyberg 1962) hervorgeht (Tab. 4). Auffallend ist ein Sulfatgehalt zwischen 1,6 und 6,3% SO<sub>3</sub>. Dagegen konnten Phosphat- und Magnesiumgehalte nur an einigen Meßstellen nachgewiesen werden. Die Angabe des TiO<sub>2</sub>-Gehalts ist problematisch. Wegen einer Peak-Überlagerung von Ti und Ba im Spektrum gestaltet sich ihre separate Bestimmung schwierig. Wenn Ba durch weitere Peaks eindeutig zu bestimmen war, ist dies in den Tabellen 3 und 4 angegeben. Wo das nicht möglich war, wurde der Haupt-Peak auf TiO<sub>2</sub> verrechnet. Dabei kann jedoch immer ein geringer Anteil Ba vorhanden sein.

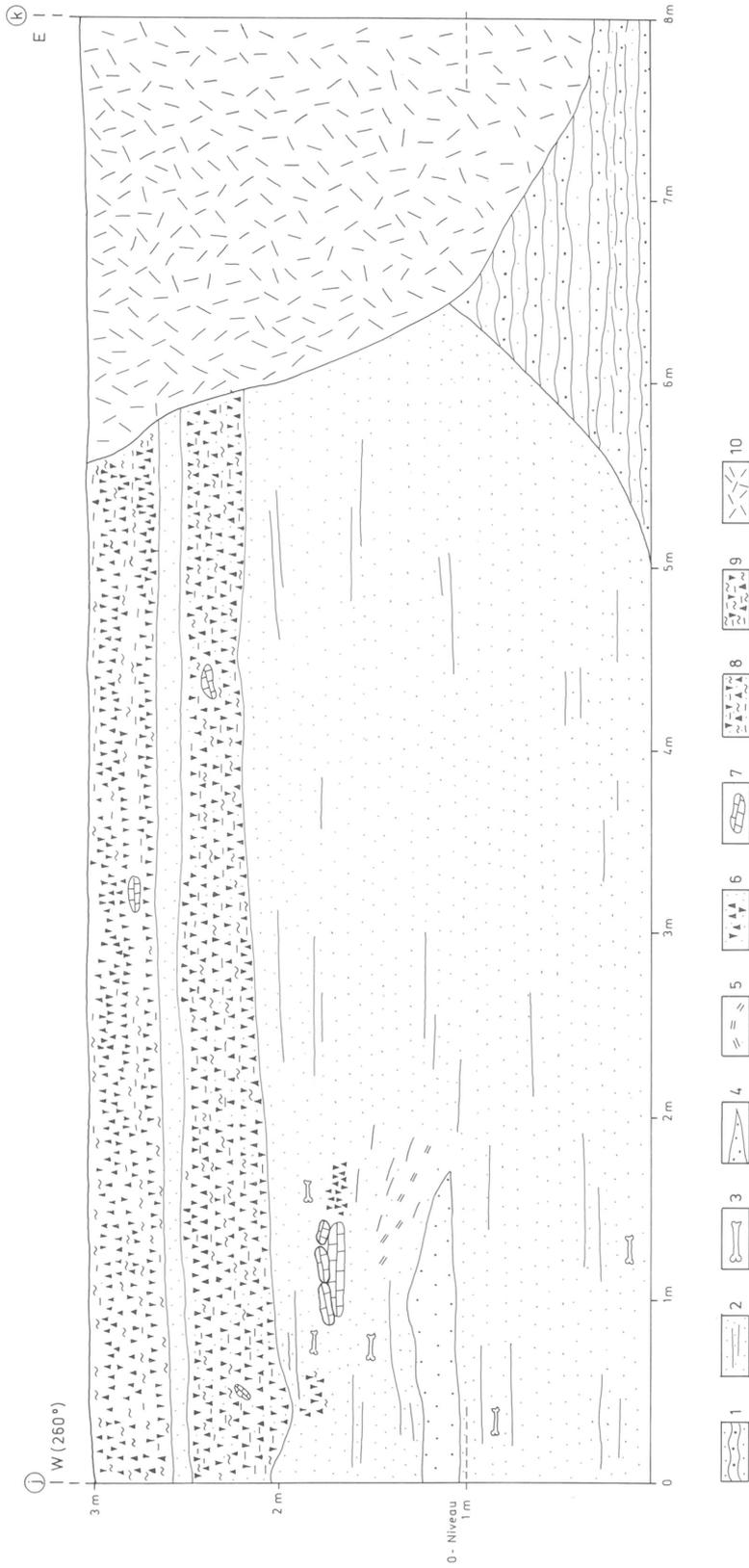


Abb. 12 Teilprofil im Nordbereich der Grabungsfläche (Juli 1986). – 1 Bunte Fein- bis Grobsande (Untere Fluviatile Sande). – 2 Rotbrauner Mittelsand (Obere Fluviatile Sande = Fundschicht). – 3 Wirbeltierreste. – 4 Gelbroter Mittelsand. – 5 Gelbgrüne, schluffige Tongerölle. – 6 Muschelkalk-Schotter. – 7 Muschelkalk-Geröll. – 8 Sandiger Hangschutt. – 9 Gehängelehm mit Hangschutt. – 10 Halde. – (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

	Probe Untermaßfeld 1982				Probe Untermaßfeld 1980 CZ			
	Kern	Rinde um den Kern	Rand	Kern	Kern	Rand	Kern	Taf. 15, d
MgO	0,43	-,-	-,-	-,-	0,83	n.b.	n.b.	n.b.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	17,82	13,28	16,43	23,18	19,45	27,24	29,43
SiO <sub>2</sub>	24,25	10,55	37,13	18,64	47,03	33,10	32,85	32,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,59	-,-	-,-	n.b.	n.b.	n.b.	0,77
SO <sub>3</sub>	1,63	6,30	3,14	2,50	1,27	2,26	2,99	3,10
K <sub>2</sub> O	1,97	1,09	1,65	1,44	2,80	0,92	1,32	1,30
CaO	3,52	7,76	3,92	3,26	2,18	3,60	3,90	3,30
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,87	-,-	-,-	0,88	1,88	1,29	0,93
MnO	35,91	45,80	26,36	47,46	14,41	24,76	20,76	15,88
FeO	13,16	7,22	11,68	4,20	7,23	14,02	10,13	12,61
BaO	-,-	-,-	2,84	5,77	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Cu	-,-	-,-	-,-	Sp				

Tab. 3 Elektronenstrahl-Mikroanalysen von Bohnerzen der Grabungsstelle Untermaßfeld.

	Pr Untermaßfeld 1 (1980) Bruchfläche		Pr Untermaßfeld 2(1980)		Pr Untermaßfeld (1980)		Pr Totenberg bei Sonders- hausen		Sondershausen n. v. Freyberg (1962)	
	Rand	Mitte	Rand	Kern	Einschluß	Mitte	Rand			
MgO	n.b.	2,97	1,17	-,-	-,-	-,-	-,-	Sp	-,-	2,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,80	24,47	13,60	11,86	1,13	-,-	10,06	10,17	8,24	6,7
SiO <sub>2</sub>	33,75	36,55	21,93	35,45	5,60	4,11	49,94	49,69	35,16	43,5
SO <sub>3</sub>	2,91	1,27	0,77	3,16	-,-	-,-	3,60	4,18	1,7	n.b.
K <sub>2</sub> O	2,59	2,57	2,88	2,08	-,-	-,-	1,57	1,57	0,83	n.b.
CaO	4,11	2,08	2,95	4,79	0,32	-,-	3,41	3,58	2,17	1,2
TiO <sub>2</sub>	1,37	0,94	-,-	-,-	-,-	-,-	2,82	2,16	-,-	n.b.
MnO	23,30	19,71	39,60	25,05	-,-	-,-	23,31	18,18	39,30	16,2
FeO	11,02	9,45	12,58	13,82	92,99	95,89	5,30	10,54	6,92	16,5
BaO	-,-	-,-	4,62	3,79	-,-	-,-	-,-	Sp	5,68	n.b.
										11,2 GV

Tab. 4 Elektronenstrahl-Mikroanalysen von Bohnerzen der Grabungsstelle Untermaßfeld sowie Vergleichsanalysen von Bohnerzen der Hainleite bei Sondershausen.

Besonders auffällig ist das stark schwankende Verhältnis von Mn und Fe. Zwar ist Mn gegenüber Fe immer in höheren Gehalten nachgewiesen worden, das Verhältnis der beiden Metalle reicht jedoch von 1,2:1 bis 12:1. Es ist deshalb schwierig, weitergehende genetische Aussagen zu treffen. So wird lediglich festgestellt, daß sich die Bohnerze von Untermaßfeld kaum von anderen Bohnerzen aus dem Muschelkalk-Karst unterscheiden. Ob die zum Teil sehr hohen Mn- und Ba-Gehalte auf eine Zufuhr dieser Elemente aus Lagerstättengebieten vom Südwestrand des Thüringer Waldes oder des Kleinen Thüringer Waldes zurückzuführen sind, kann aus den vorliegenden Messungen allein nicht abgeleitet werden.

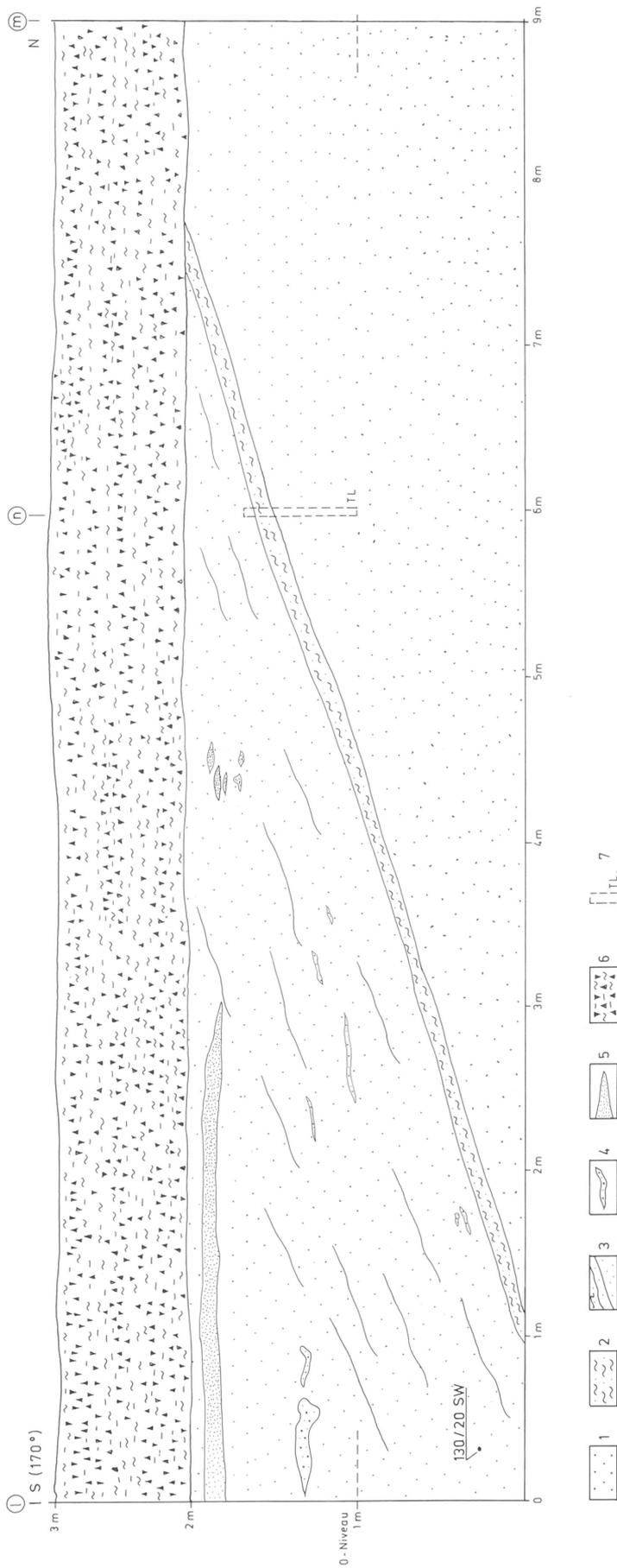


Abb. 13 Teilprofil im Nordwestbereich der Grabungsfläche (August 1986). – 1 Rotbrauner Mittelsand (Obere Fluviale Sande = Fundschicht). – 2 Brauner, schluffiger Sand. – 3 Rotbrauner Mittelsand mit Fließtexturen (Obere Fluviale Sande). – 4 weißgrauer Fein- bis Mittelsand. – 5 Weißgrauer Mittelsand. – 6 Gehängelehm mit Hangschutt (Deck schichten). – 7 Schlitzprobe für TL-Analyse (M. Krbeitschek). – (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

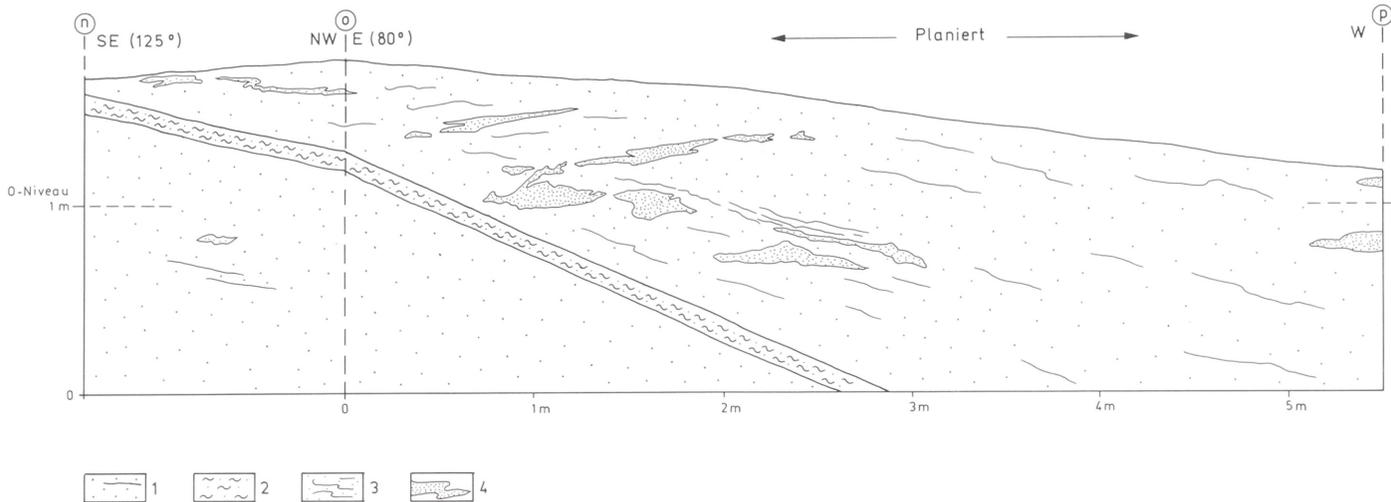


Abb. 14 Teilprofil im Nordwestbereich der Grabungsfläche (Juli 1987). – 1 Rotbrauner Mittelsand (Obere Fluviale Sande = Fundschicht). – 2 Brauner schluffiger Sand. – 3 Rotbrauner Mittelsand mit Fließtexturen (Obere Fluviale Sande). – 4 Weißgrauer Mittelsand.– (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

#### 4.2.4.2.4. Einzelgerölle

Als erratische Komponenten treten in den Sanden der Fundschicht einzelne Gerölle unterschiedlicher Herkunft auf. Es handelt sich in erster Linie um Quarzporphyre und Porphyrite aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes. Untergeordnet kommen Quarzite, Tonschiefer und Quarz aus dem Thüringischen Schiefergebirge sowie Sandsteine und Kalke (Taf. 16,1) des südthüringischen Triasgebietes vor. Die Vulkanitgerölle (Taf. 16,1) sind sehr stark verwittert, meist völlig weiß, und sie fühlen sich talkig an. Die stark umgewandelte Feldspatmatrix der Gerölle besteht nach der Differential-Thermo-Analyse (Ellenberg 1968, Abb. 6) aus Kaolinit, in dem die Kristallquarze noch enthalten sind. Daneben zeigen die Feldspate in den Sandsteingeröllen Bleichungen.

Die Gerölle müssen älteren Kiesen, vermutlich dem Älterem Zersatzgrobschotter, entstammen. Sie sind während der Sedimentation der Fluvialen Sande im Raum Untermaßfeld aus flußaufwärts gelegenen Vorkommen erodiert und hier abgelagert worden.

#### 4.2.4.2.5. Xylit

Kleine und kleinste Xylit-Partikel bis maximal 2mm Durchmesser werden im gesamten Bereich der Fundschicht beobachtet. Ihre Verteilung wird besonders beim Abziehen von Grabungsflächen oder Profilen deutlich, indem die Flittern dabei zerrieben werden und intensiv färben. Besonders innerhalb größerer Knochenkonzentrationen können die Partikel zu Lagen angereichert sein (z. B. polyspezifische Knochenkonzentration mit *Hippopotamus* und großem Cerviden in den Quadraten Q 710/711, Nordwestbereich von Planum I).

#### 4.2.5. Hangschuttfächer

Im Südbereich der Grabungsfläche (vgl. Abb. 5) verzahnt sich die Fundschicht mit einem aus Abtragungsmaterial des Muschelkalk-Hanges aufgebauten Hangschuttfächer (vgl. Abb. 10, 18; Taf. 16, 2; 17), der seine südliche bzw. südwestliche Fortsetzung außerhalb der untersuchten Fläche findet. Ein ursächlicher Zusammenhang mit der heute oberhalb des fossilen Schuttfächers im Muschelkalk-Hang vorhandenen Erosionsrinne ist anzunehmen.

Der Schutt setzt sich im wesentlichen aus eckigem oder kantengerundetem Material des Unteren Muschelkalks sowie einer sandig-tonigen Matrix zusammen. Plattige Komponenten ordnen sich zum Teil imbrikationsartig an. Der durch die Grabungsarbeiten angeschnittene randliche Teil des Schuttfächers erreicht eine Mächtigkeit von 1 m.

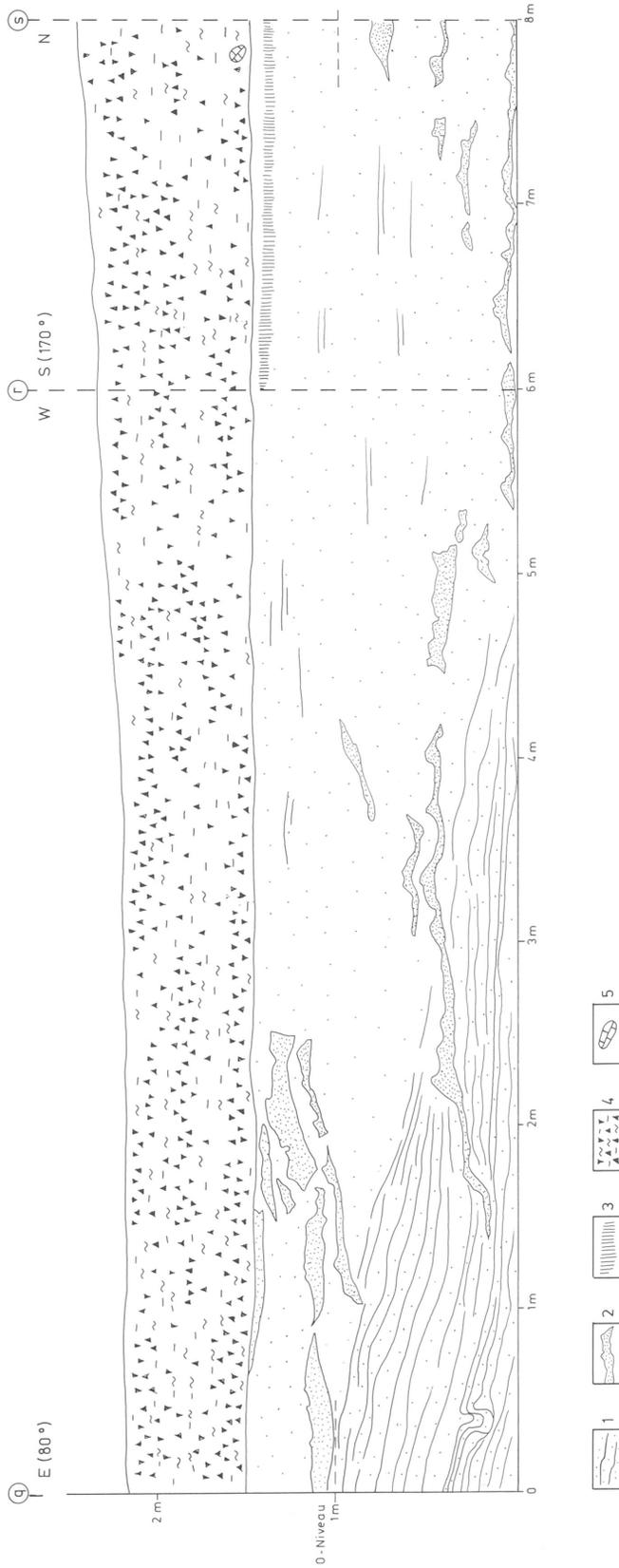


Abb. 15 Teilprofil im Nordwestbereich der Grabungsfläche (September 1987). – 1 Rotbrauner Mittelsand mit Fließtextur (Obere Fluviale Sande). – 2 Grauweißer Mittelsand. – 3 Einlagerung aus Muschelkalk-Ton. – 4 Gehängelehm mit Hangschutt (Deckschichten). – 5 Muschelkalk-Geröll. – (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

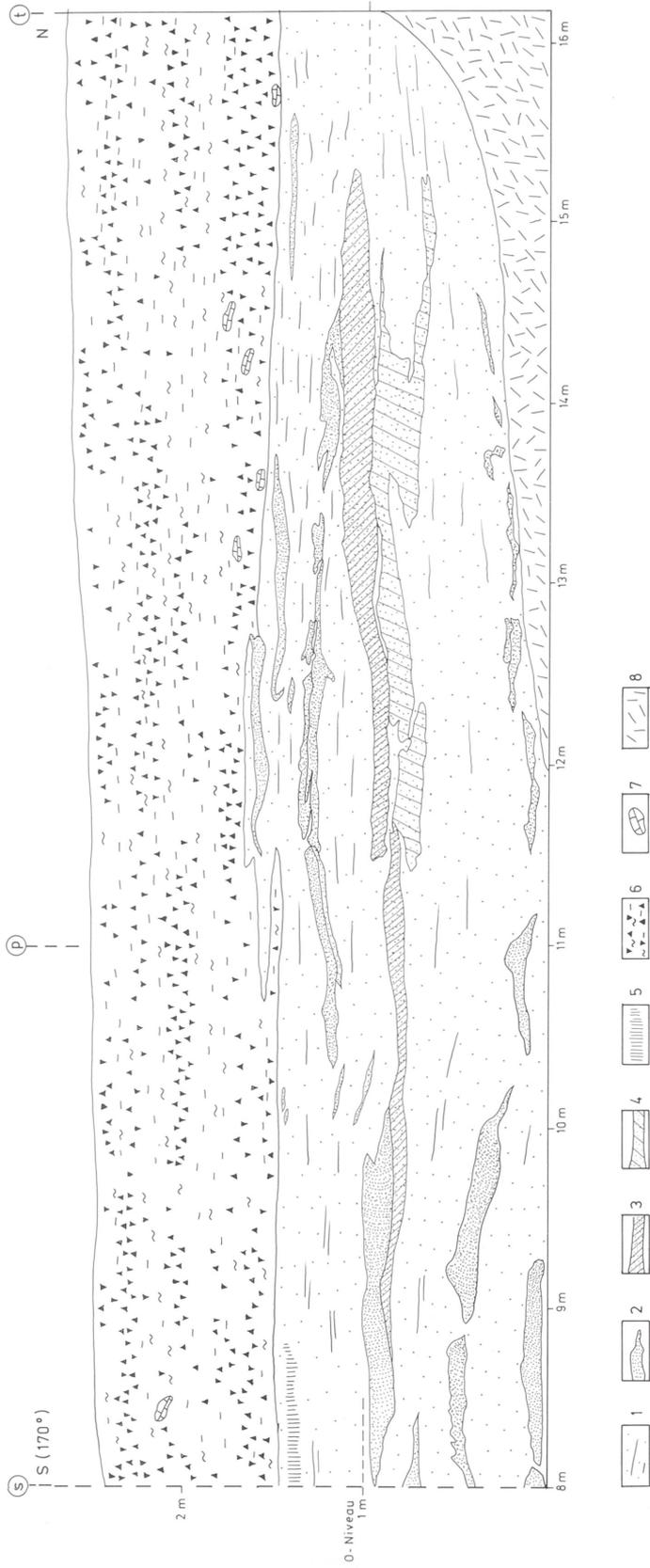


Abb. 16 Teilprofil im Nordwestbereich der Grabungsfläche (September 1987) (Fortsetzung von Abb. 15). – 1 Rotbrauner Mittelsand (Obere Fluviale Sande). – 2 Grauweißer Mittelsand. – 3 Braungelber Mittelsand. – 4 Hellbrauner Mittelsand. – 5 Einlagerung aus Muschelkalk-Ton. – 6 Gehängelchm mit Hangschutt. – 7 Muschelkalkgeröll. – 8 Halde. – (Aufnahme: R.-D. Kahlke). – M = 1:40.

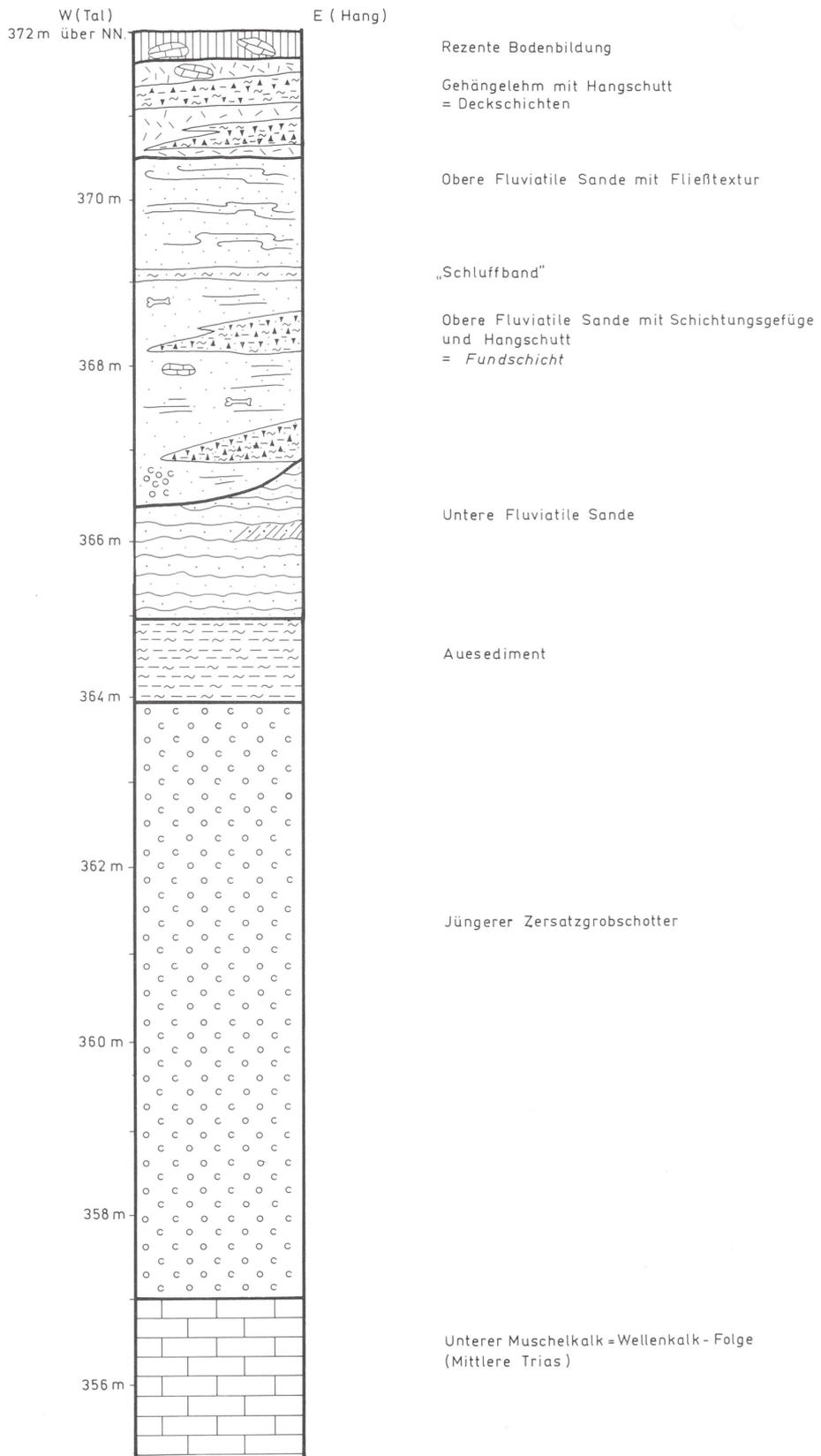


Abb. 17 Normalprofil im Bereich der Grabungsstelle Untermaßfeld. – (Entwurf: R.-D. Kahlke). – M = 1:80.

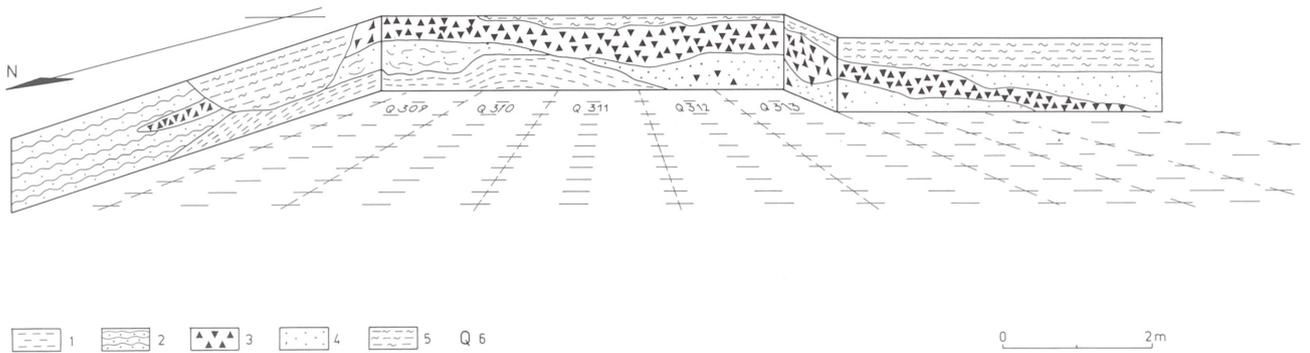


Abb. 18 Blick von Norden auf die Fundfläche (Planum I) und den Verzahnungsbereich Fluviale Sande/Hangschuttfächer. – 1 Auesediment. – 2 Untere Fluviale Sande. – 3 Hangschuttfächer. – 4 Obere Fluviale Sande. – 5 Deckschichten. – 6 Planquadrate. – (Entwurf: R.-D. Kahlke). – M = 1:100.

Möglicherweise bildete sich der Hangschuttfächer bereits gegen Ende der Ablagerungszeit der Unteren Fluvialen Sande. Diese Vermutung kann allerdings zur Zeit nicht durch Aufschlüsse belegt werden. Als sicher darf gelten, daß er den Verlauf des Flußbettes und somit das Fließgeschehen zur Bildungszeit der Oberen Fluvialen Sande beeinflusste.

#### 4.2.6. Deckschichten

Der Sandkörper und der mit ihm verzahnte Hangschuttfächer wurden im gesamten Aufschlußgebiet von 1-2m mächtigem, tonig-siltigem Gehängelehm überdeckt (vgl. Abb. 13, 15-17). Dieses zumeist graubraune Sediment enthält in unterschiedlicher Menge und Mächtigkeit talwärts auskeilende Lagen vorwiegend eckigen Muschelkalkschutts. Gelegentlich sind Fließtexturen erkennbar. Den Profilabschluß markiert eine 0,3m mächtige rezente Bodenbildung.

#### 4.3. Lagerung

Für das Liegende der unterpleistozänen Bildungen am Osthang der Werra zwischen Untermaßfeld und Meiningen, den Unteren Muschelkalk, wird qualitativ eine ungestörte, horizontale Lagerung angegeben.

Im Aufschlußbereich der Sandgrube Untermaßfeld unmittelbar nördlich der Grabungsstelle fallen die dort im Abbau stehenden Unteren Fluvialen Sande flach nach SW ein. Vereinzelt sind subrosiv bedingte wannenartige Senkungsstrukturen mit Durchmesser von einigen Metern zu beobachten (vgl. Taf. 6,1). Eine ähnliche Tendenz des Einfallens ist im Bereich der Erkundungsschürfe nördlich der Grube festzustellen. Das liegende Auesediment ist in diese Schrägstellung einbezogen (vgl. Abb. 8).

Im Süd- und Südwestteil der Grabungsfläche (Grabungsbereich »Schweinecke«) (vgl. Abb. 20) verzahnen sich die Fluvialen Sande mit einem in östlicher Richtung (hangwärts) an Mächtigkeit zunehmenden Hangschuttfächer (vgl. Abb. 10). Das anstehende liegende Auesediment über dem Höhenniveau von Planum I deutet auch hier auf ein talwärtiges Einfallen des Pleistozäns hin. Geringmächtige Untere Fluviale Sande sowie das Auesediment wurden im Grabungsbereich »Schweinecke« durch vermutlich gravitativ-autoplastische Vorgänge leicht deformiert.

Die an der Grabungsstelle bis zu 3m mächtige Ausfüllung der Erosionsrinne innerhalb der Unteren Fluvialen Sande verbreitert sich nach Norden über den Grubenbereich hinaus bis zu den Erkundungsschürfen, so daß sich die Oberen Fluvialen Sande in dieser Richtung zu einem geringmächtigen Sandfächer anordnen (vgl. Abb. 5).

Das SW-Fallen der Oberen Fluvialen Sande nimmt innerhalb der Fundstelle von Nordost nach Südwest leicht zu (vgl. Abb. 20). Gelegentlich vorhandene Verwerfungen mit Sprunghöhen von einigen Zentimetern (vgl. Taf. 18) überbrücken Zonen stärkerer Beanspruchung. Ein steileres Einfallen der Obe-

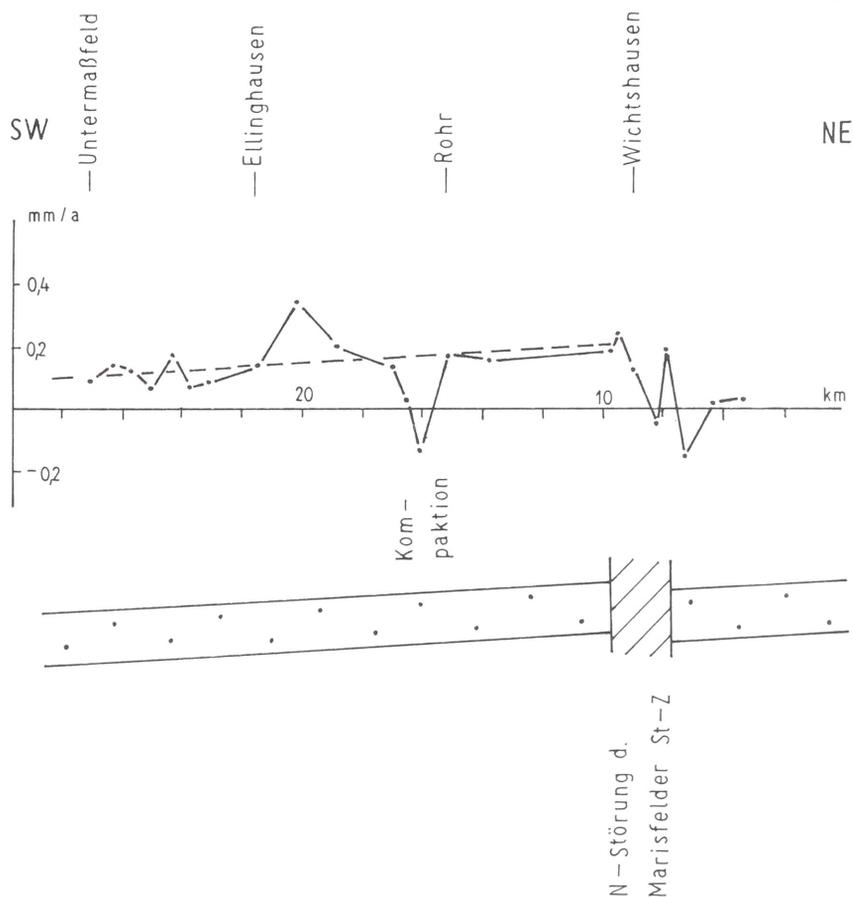


Abb. 19 Geodätisches Nivellementsprofil der vertikalen Höhenänderungen (rezepte Erdkrustenbewegungen) der Linie 24 222 zwischen Wichtshausen und Untermaßfeld mit Interpretation. – (Entwurf: J. Ellenberg).

ren Fluviatilen Sande wird durch das farblich markant hervortretende »Schluffband« zwischen unterem (Fundsicht) und oberem Abschnitt deutlich (vgl. Abb. 13, 14, 20). Ein Maximalwert wurde mit  $130^{\circ}/20^{\circ}$  SW gemessen. Im westlichen Bereich der abgegrabenen Fläche tauchen die Fundsicht sowie das »Schluffband« unter das Niveau von Planum I ab, ohne daß die Westflanke der Erosionsrinne erreicht ist (vgl. Abb. 20). Die westlichsten Teilprofile über Planum I (vgl. Abb. 15, 16, 20; Taf. 9, 2; 10,1) schließen nur noch den oberen Abschnitt der Oberen Fluviatilen Sande auf, der durch Fließtexturen gekennzeichnet ist.

Unter Beachtung lokaler Lagerungsunterschiede ist zu schlußfolgern, daß die Auflagerung von Quartär auf Wellenkalk praktisch scheinunkordant ist. In einem etwa 100m breiten Streifen in S-N-Richtung von Untermaßfeld über die Grabungsstelle ( $26^{\circ}/7^{\circ}$  W im Unteren Fluviatilen Sand) zu den Tonköpfen herrscht ein quasi identisches Streichen von Wellenkalk und Quartär mit Fallwinkeln von  $6-8^{\circ}$ . Daraus wird postuliert, daß zur Zeit der Sedimentation von Zersatzgrobtschotter und Fluviatilen Sanden eine horizontale Lagerung des Muschelkalks bestand, und daß die Schichtneigung als eine Folge neotektonischer Bewegungen im südwestlichen Vorfeld der Marisfelder Störung aufzufassen ist.

Wie aus rezenten vertikalen Erdkrustenbewegungen bekannt ist (Ellenberg 1988), weisen die großen Leistenschollen zwischen den NW-SE streichenden Störungen in Südthüringen eine geringe Kippung nach Süden bzw. Südwesten auf. Unmittelbar benachbart verläuft die Nivellementsline 2. Ordnung Suhl - Untermaßfeld (24 222). Die Veränderung der Höhen zwischen 1958 und 1981 entlang dieser Linie im Haseltal belegt etwa von Wichshausen bis Untermaßfeld eine leichte rezepte Kippung der Scholle südlich der Marisfelder Störungszone um den nichtsignifikanten Betrag von  $0,1\text{ mm/a}$  auf einer Di-



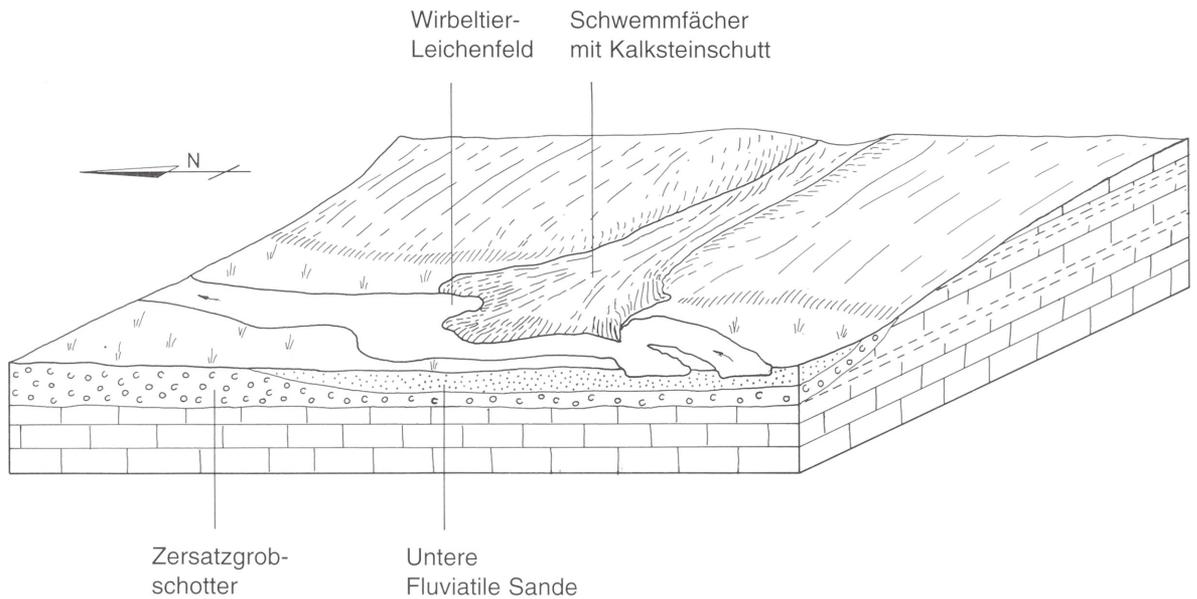


Abb. 21 Rekonstruktion des Bildungsraumes der Wirbeltierfundstelle Untermaßfeld nach dem geologischen Befund.

stanz von fast 20km (Abb. 19). Diese Übereinstimmung zwischen einer postsedimentären Kippung unterpleistozäner Ablagerungen am Osthang der Werra südlich Meiningen mit dem geodätisch ermittelten Trend unterstützt die Vorstellung, daß es sich bei den vorliegenden Lagerungsverhältnissen um eine Folge neotektonischer Bewegungen handelt.

Die Neigung der triassischen und quartären Schichten ist sicher Bestandteil der Nordostflanke der Meiningen-Eiterfelder Mulde, die sich bis an die Marisfelder Störungszone erstreckt. Sie erklärt sich jedoch nicht mit einer steten, gleichgerichteten Kippbewegung im Sinne der genannten rezenten Vertikalbewegungen im Haseltal (Abb. 19). Geht man davon aus, daß die primäre Basishöhe der Zersatzgrob-schotter bei +367m NN, also 10m höher als jetzt, gelegen hat, und daß die Neigung der Schichten zwischen 3° und 6° schwankt, müßte die Kippachse zwischen 80 und 200m östlich der Fundstelle liegen. Dafür gibt es bisher aus der Kartierung jedoch keine Anzeichen (beispielsweise in Form einer Störung).

Im Bereich der Grabungsstelle südlich der Sandgrube wurden die Unteren Fluviatilen Sande am Oststoß (vgl. Abb. 9) sowie im Nordbereich (Abb. 11, 12; Taf. 6, 2) angeschnitten. Hier bilden sie die Ostflanke einer Erosionsrinne, die mit Oberen Fluviatilen Sanden aufgefüllt wurde. Der relativ hohe Neigungswinkel der Diskordanzflächen zwischen Unteren und Oberen Fluviatilen Sanden an dieser Flanke wird durch das SW-Einfallen der pleistozänen Horizonte im gesamten Fundstellenbereich erklärlich.

#### 4.4. Genese

Der am Mittleren Tonkopf aufgeschlossene (Taf. 2) und im Liegenden der Fundstelle Untermaßfeld kartierte Jüngere Zersatzgrob-schotter (Abb. 4) ist sicher im Zuge einer oder mehrerer kaltzeitlicher Aufschotterungsphasen abgelagert worden. Seine lithostratigraphische Zuordnung und seine geomorphologische Position erlauben jedoch keine zweifelsfreie chronostratigraphische Einbindung innerhalb des Eburons. Die Sedimentation des Zersatzgrob-schotters wird mit einem Auesediment abgeschlossen (Abschnitt 4.2.2.), das aufgrund der besonderen geomorphologischen Situation zwischen Untermaßfeld und Meiningen am östlichen Werrahang teilweise erhalten geblieben ist. Da die intensive Verwitterung der Eruptiv- und Buntsandsteingerölle älter ist als die Bildung der Fluviatilen Sande, wird mit einer zeitlichen Lücke zwischen Jüngerem Zersatzgrob-schotter und Unteren Fluviatilen Sanden gerechnet.

Im Anschluß an diesen Hiatus wird im Aufschlußbereich der Grabungsstelle durch die Werra eine Abfolge fluviatiler Sande ohne erkennbare Winkeldiskordanz auf das Auesediment geschüttet. Am Middle-

ren Tonkopf liegen die Sande unmittelbar auf Zersatzgrobschotter. Damit wird in beiden Fällen ein Abweichen vom bekannten Lagerungsschema eines Terrassensystems angezeigt, das durch eine jeweils tiefere Lage des jüngeren Sediments gekennzeichnet ist. Bei Untermaßfeld sind dagegen jüngere Horizonte (Fluviatile Sande) den älteren Terrassensedimenten unmittelbar aufgelagert. Die Ursachen derartig ungewöhnlicher Lagerungsverhältnisse können derzeit nicht mit Sicherheit benannt werden. Wahrscheinlich wurden die erforderlichen Bedingungen als Folge neotektonischer Bewegungen im südlichen Vorfeld der Marisfelder Störungszone (Nordostflanke der Meiningen-Eiterfelder Mulde) in Verbindung mit der besonderen geomorphologischen Position der Lokalität im Umbiegungsbereich des Werratal aus der E-W- in die S-N-Richtung (Gleithang) geschaffen. Es ist zu betonen, daß sich ein derartiger Profilaufbau entlang des Werratal bis Hannoversch-Münden nicht wiederholt.

Wie aus der Fauna der Fundstelle abzuleiten ist, sind die Fluviatilen Sande eine warmzeitliche Bildung. Der Charakter des Sedimentaufbaus (Schichtung, synsedimentäre Deformation) und die Korngrößenverteilung der Sande (Abb. 7 a, b) weisen die Unteren Fluviatilen Sande als ein Überflutungssediment (flood plain deposit) aus. In Flüssen, die ihr Flußbett schnell verlagern, werden während der Hochfluten (overbank flow) eben bis wellig horizontalgeschichtete Sedimente abgelagert (Reineck u. Singh 1973). Bei Fließgeschwindigkeiten ab 0,4 bis 0,5 m/s bestehen die Hochflutsedimente vorwiegend aus Sand aller Fraktionen mit einem Pelitanteil unter 2% (McKee et al. 1967). Läßt die Strömungsgeschwindigkeit nach, endet die Sedimentation generell mit einer Siltlage, die sekundär jedoch wieder fehlen kann. Die Schichtenfolge (Abb. 6), die aus der Sandgrube bei Untermaßfeld bekannt ist, erfüllt alle Merkmale eines solchen fluviatilen Submilieus. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten der einzelnen Schichten entsprechen energiereicheren oder -ärmeren Hochwässern, zumal die mittlere Korngröße mit der Mächtigkeit zunimmt.

Die Vorstellungen über die Bildungsbedingungen der Unteren Fluviatilen Sande enthalten die Möglichkeit einer lateralen Laufverlegung des Flusses. Eine solche Erosion und die Wiederauffüllung des zuvor erodierten Raumes führen zur Bildung der Oberen Fluviatilen Sande. Die Aufschlußbilder (Abb. 11, 12; Taf. 6,2) sprechen dafür, daß das Ausräumen der Erosionsrinne im Zuge einer Flußbettverlagerung ein einaktiger Vorgang gewesen sein muß. Veränderte Strömungsbedingungen im Flußbereich haben unmittelbar im Anschluß an die möglicherweise jahreszeitlich bedingte Erosion eine relativ schnelle Auffüllung mit dem unteren Teil der Oberen Fluviatilen Sande (Fundsicht) bewirkt. Die Sedimentation wird beeinflusst durch das seitliche Vordringen von Hangschuttfächern (Abb. 21). Dadurch entstehen im Strömungsschatten (Lee-Bereich) ruhige Wasserflächen, in denen eingedrifteten Kadavern ausreichend Zeit für eine teilweise Auflösung und die folgende Einbettung bleibt. Die Verteilung von Skelettelementen eines Individuums in unterschiedlichen Höhenlagen der Fundsicht ist ein weiterer Hinweis auf eine hohe Sedimentationsgeschwindigkeit des unteren Abschnitts der Oberen Fluviatilen Sande. Einzelknochen, die mit dem Fluß antransportiert worden sind, werden selten beobachtet (R.-D. Kahlke, in diesem Band: Gesamtbefund). Die Bedingungen für die Bildung eines Knochenlagers enden mit einer Veränderung des lokalen Sedimentationsregimes. Der eben horizontalgeschichtete untere Teil der Oberen Fluviatilen Sande wird vom bisher fossilfreien »Schluffband« überlagert, das eine Zeit geringerer Transportenergie repräsentiert.

Die Sedimentation des höheren Teils der Oberen Fluviatilen Sande ist weniger gut zu rekonstruieren. Die Schichtenfolge besteht aus einem Wechsel von braunem pelithaltigem und eben laminiertem Sand mit weißem Feinsand (Taf. 9, 2-11,1). Das primäre Schichtgefüge ist durch postsedimentäre Deformation stark gestört. Über die Herkunft der weißen Sande gibt es keine Untersuchungsergebnisse.

Wenn neotektonische Bewegungen ihren Anteil an den besonderen Lagerungs- und Erhaltungsbedingungen des Unterpleistozäns bei Untermaßfeld haben, so ist auch für die Zeit während und unmittelbar nach der Ablagerung der Oberen Fluviatilen Sande mit spürbaren tektonischen Bewegungen zu rechnen, die zu dieser Zeit Bestandteil der Verkippung aller Schichten nach Südwesten waren. Daraus resultiert die solifluidale Deformation der wassergesättigten Sande über dem Wasserstauer »Schluffband«. Nach Büdel (1948) können sich Fließerden bei einem entsprechenden Wasserangebot in allen Klimazonen der Erde entwickeln, sie sind also keinesfalls auf Periglazialgebiete beschränkt.

Eine Überlagerung und Verzahnung mit Kalkschutt und die dadurch geförderte Zirkulation karbonhaltiger Wässer haben zur Zementation und Erhaltung der gesamten unterpleistozänen Sedimentabfolge beigetragen.

#### 4.5. Altersstellung

Ausgangspunkt für eine lithostratigraphisch-zeitliche Einordnung der Fundschicht von Untermaßfeld sind die jüngeren Zersatzgrobsschotter im unmittelbar Liegenden der Fundstelle. Mittels Schwermineeral- und Schotteranalysen sowie der Untersuchung von Verwitterungsgrad und Lagerungsverhältnissen konnte Ellenberg (1968; 1975) ein Abfolgeschema der Quartärablagerungen des mittleren Werratal vorlegen (modifiziert in Tab. 2). Danach kommt dem Älteren Zersatzgrobsschotter Prätegel-Alter zu. Unter Zugrundelegung der als Standardfolge für das europäische Unterpleistozän nach wie vor umstrittenen niederländischen Gliederung (Zagwijn 1985) verändert sich das eburonische Alter des jüngeren Zersatzgrobsschotters nach Ellenberg (1968, Tab. 19) nicht (vgl. Tab. 2). Dies geht mit der von Wiegank (1981, 185; 1982, 739-741) diskutierten inversen Polarisierung (Matuyama-Epoche zwischen Gilsa- und Jaramillo-Event) der Ablagerungen am Mittleren Tonkopf bei Meiningen einher.

Die Schichtfolge der Fundstelle Untermaßfeld (Auesediment bis Obere Fluviatile Sande) ist jünger als die eburonisch sedimentierten und folglich waalzeitlich verwitterten (Kaolinisierung der Feldspäte) jüngeren Zersatzgrobsschotter. Räumt man dem letztgenannten Prozeß als erforderliche Zeitspanne die Dauer einer Warmperiode ein (Waal), so darf als frühester Zeitraum der zweifellos relativ schnell erfolgten Sedimentation der Sande von Untermaßfeld spätes Waal, möglicherweise erst der frühe Cromer-Komplex (Cromerium s. l.) bzw. Bavelien (Zagwijn u. de Jong 1984) angegeben werden (Tab. 5).

Zwischen den Unteren und Oberen Fluviatilen Sanden von Untermaßfeld besteht wegen der fehlenden Verwitterungserscheinungen sowie der im Aufschlußbereich teilweise stark einfallenden Auflagerungsfläche (Erosionsdiskordanz) ein nur sehr geringer zeitlicher Hiatus. Die von Wiegank (1982, 741) sowie Menning u. Wiegank (1982, 1314) beobachtete Umpolung des Erdmagnetfeldes von invers zu normal in den Fluviatilen Sanden müßte dann der Untergrenze des Jaramillo-Events entsprechen.

#### Zusammenfassung

Der lithostratigraphischen Gliederung des Quartärs im mittleren Werratal zwischen Schwallungen und Gerstungen nach Ellenberg (1968 u. Folgepublikationen) folgend, werden die pleistozänen Schichtglieder der Komplexfundstelle Untermaßfeld sowie ihrer unmittelbaren Umgebung in das geltende Terrassenschema eingeordnet. An der Basis der Quartärablagerungen finden sich über Horizonten des Muschelkalks (Mittlere Trias) Jüngere Zersatzgrobsschotter in einer relativen Höhe von 67m über der Rezentau. Sie kamen unter vorwiegend kalten Bedingungen während des Eburons zur Ablagerung. Für die tiefgründige chemische Verwitterung des im Fundstellenbereich 7-8m mächtigen Sedimentpakets werden warme Zeiträume des Waals vermutet, so daß bei Beachtung der für diesen Prozeß erforderlichen Zeitspanne die Sedimentation der hangenden Schichtenfolge frühestens mit dem oberen Waal einsetzen dürfte.

Unterlagert werden die fluviatilen Sande der Fundstelle von einem bisher fossilfreien Auesediment unsicherer stratigraphischer Position. Es folgen Fein- und Mittelsande, deren Korngrößenverteilung sie als Hochflutsediment (flood plain deposit) ausweist. Sie werden als Untere Fluviatile Sande bezeichnet.

Als Ausfüllung einer dem heutigen Flußlauf der Werra parallel streichenden Erosionsrinne in den Unteren Fluviatilen Sanden setzen Obere Fluviatile Sande mit einer maximalen Mächtigkeit von 3m das Quartärprofil fort. Sie gliedern sich durch eine geringmächtige Lage siltigen Sandes (»Schluffband«) in einen unteren, zumeist relativ deutlich geschichteten und einen oberen, durch Fließgefüge gekennzeichneten Abschnitt. Der als unterer Abschnitt bezeichnete Horizont ist die in Ausbeutung befindliche Fundschicht. Der geologisch-taphonomische Befund spricht für ein einaktiges Ausräumen der Erosionsrinne sowie für eine im Anschluß daran relativ rasch erfolgte Wiederauffüllung mit feinsandigem Mittelsand, dessen Korngrößenspektrum auf einen Ablagerungsraum in Bereichen abnehmender Wasertiefe bei größerer Entfernung zum Stromstrich hinweist.

Datum n. BERGGREN et al. 1985	Polarität	Event	Epoche	Großgliederung	Regionalstratigraphie Mittel-/West-Europa (verändert nach ZAGWIJN 1985)	Möglichkeiten der strat. Einstufung von <u>Untermaßfeld</u> nach geologischem Befund
0,73	■		B r u n h e s	Ober- pleist	WEICHSEL	
0,91	■				EEH	
0,98	■	Jaramillo		Mittelpleistozän	SAALE-K. HOLSTEIN-K. ELSTER-K.	
					CROMER-KOMPLEX	
					Leerdam	
					Bavel	
					MENAP	
					WAAL	
					EBURON	
1,66	■	Olduvai			TEGELEN	
1,88	■					
2,01	■					
2,04	■					
2,12	■					
2,14	■					
					PRÄTEGELEN	
2,47	■				REUVER	

Tab. 5

Im Südbereich der Grabungsfläche verzahnt sich die Fundschicht mit einem aus Abtragungsmaterial des Muschelkalk-Hanges aufgebauten Hangschuttfächer, der die Ansammlung eingedrifteter Kadaver in seinem Strömungsschatten ermöglichte.

Sandkörper und Hangschuttfächer werden von 1-2 m mächtigem Gehängelehm abgedeckt.

Im Aufschlußgebiet fällt das gesamte Pleistozänprofil in Scheinkonkordanz zum Muschelkalk mit gewissen lokalen Lagerungsunterschieden talwärts ein. Die Richtung der daraus vermuteten postsedimentären Kippung am Osthang der Werra südlich Meiningen stimmt mit dem geodätisch ermittelten Trend der Nivellementsline Suhl-Untermaßfeld überein, so daß die Lagerungsverhältnisse in der Fundstelle als Folge neotektonischer Bewegungen im südwestlichen Vorfeld der Marisfelder Störung zu betrachten sind. Als Bedingungen für eine vom Normalschema der Terrassenstratigraphie abweichende Lagerung jüngerer Sedimente (Fluviatile Sande) auf älteren Terrassenschottern (Jüngere Zersatzgrob-schotter) bei Untermaßfeld werden ebenfalls neotektonische Bewegungen (unterpleistozänen Alters) angenommen.

Unter Berücksichtigung ausschließlich geologischer Daten ist für das Alter des Knochenlagers von Untermaßfeld der Zeitraum zwischen spätem Waal und frühem Cromer-Komplex (Cromerium s.l.) anzugeben.

### Summary

The lithostratigraphical subdivision of Quaternary deposits within the middle part of the Werra river valley between the villages of Schwallungen and Gerstungen has been elaborated by Ellenberg (1968 and later studies). According to these earlier studies the Pleistocene sequence of the Untermaßfeld fossil locality and its surroundings are correlated with the terrace-sequence scheme for this area. Overlying the Middle Triassic basement (Muschelkalk) the oldest exposed Quaternary deposit is the Younger Weathered Coarse Gravel (Jüngerer Zersatzgrob-schotter) with a relative altitude of 67 metres (base) above the recent Werra flood plain. These gravels, deposited mainly under cold climatic conditions during the Eburonian, near Untermaßfeld surmount 7-8 metres in thickness. The heavy chemical weathering is considered as the result of temperate climatic conditions during the Waalian. To judge from the intensity of weathering, the deposition of the following deposit could not have started earlier than uppermost Waalian.

Above the weathered gravel is an unfossiliferous basal sediment (silty clay, Auesediment) of uncertain stratigraphical position. The next deposit is a body of fine and medium grained sand, with a grain size distribution indicating a flood plain deposit, known as the Lower Fluvial Sand (Untere Fluviatile Sande).

An erosional channel filling, cut parallel to the recent river course into the Lower Fluvial Sand, is called the Upper Fluvial Sand (Obere Fluviatile Sande). This sandy deposit with a maximum thickness of 3 metres can be subdivided into three horizons: a lower mainly laminated sand representing the bone bed (Fundsicht), a middle silty sand about 0,15 metres in thickness (Schluffband) and an upper deposit of sand showing deformations by gravity sliding. Geological and taphonomical observations point to a single erosional process followed by infilling of medium grained sand in a short time. Grain size distribution is suggesting a point bar with shallow water depths and low flow velocities, far from the main stream line.

In the southern part of the excavated site a talus fan, consisting of more or less coarse limestone debris of the Middle Triassic limestone slope, interlaces with the sand of the fossiliferous layer. The bone bed was formed as an accumulation of carcasses in the lee of this fan.

Both sand and fan are covered by slope wash (1-2 metres).

In the exposed area both the Middle Triassic basement and the Pleistocene sequence dip in apparent but false concordance with the low angle downhill. The postdepositional inclined bedding corresponds to the trend of recent vertical movements along the levelling line Suhl-Untermaßfeld. The local bedding in the area of Untermaßfeld, therefore, is interpreted as the result of neotectonic movements southwest of the Marisfeld Fault. The present geomorphological position of younger Quaternary deposits (Fluvial

Sand) resting on older terrace gravel (Younger Weathered Coarse Gravel), a position not normally developed in this area, can also be explained by neotectonic movements (of Lower Pleistocene age). Geological investigations, therefore, suggest a stratigraphical position for the Untermaßfeld bone beds between the Late Waalian and Early Cromerian (Cromerian s.l.).

#### Literatur

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. u. Couvering, J. A. van 1985: Cenozoic geochronology. Geol. Soc. Amer. Bull. 96, 1407-1418, Washington.
- Büdel, J. 1948: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde 2 (1-3), 22-53, Bonn.
- Ellenberg, J. 1968: Die geologisch-geomorphologische Entwicklung des südwest-thüringischen Werragebietes im Pliozän und Quartär. Dissertation, Friedrich-Schiller-Univ. Jena, 188 S., Jena.
- 1969: Die Auslaugungssenke Horschlitt im thüringischen Werra-Kali-Gebiet. Geologie 18 (4), 488-490, Berlin.
- 1975: Schwermineralverteilung, Sedimentation und Stratigraphie im Quartär der mittleren Werra. Z. geol. Wiss. 3 (11), 1389-1404, Berlin.
- 1976: Zur rezenten Sedimentation der Werra in Südthüringen. Z. geol. Wiss. 4 (5), 781-795, Berlin.
- 1982: Die Subrosion im Werra-Kaligebiet der DDR, quartärgeologische, geomorphologische und tektonische Aspekte. Z. geol. Wiss. 10 (1), 61-71, Berlin.
- 1988: Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen als geologischer Prozeß. Dissertation B, Akad. Wiss. DDR, 141 S., Potsdam.
- Frantzen, W. 1889: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XXXVII. Lieferung. Gradabtheilung 70, N° 25, Blatt Meiningen. 52 S., Berlin.
- Freyberg, B. v. 1962: Ein Mn-Bohnerz von der Hainleite bei Sondershausen (Thüringen). Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 31, 140-145, Berlin.
- Grupe, O. 1909: Zur Frage der Terrassenbildung im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Z. dt. geol. Gesellsch., Monatsber. 61, 470-493, Berlin.
- 1912: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Z. dt. geol. Gesellsch. 64, 265-298, Berlin.
- 1927: Zur Talentwicklung des Wesersystems. Entgegnung an Herrn W. Soergel. Geol. Rdsch. 18, 456-461, Berlin.
- 1937: Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. Z. dt. geol. Gesellsch. 88, 634-661, Berlin.
- Holtz, S. 1966: Organogene Ablagerungen in Salzauslaugungssenken des nördlichen Rhönvorlandes. Z. dt. geol. Gesellsch. 116, 989-990, Hannover.
- Kahlke, R.-D. 1985: Altpleistozäne *Hippopotamus*-Reste von Untermaßfeld bei Meiningen (Bezirk Suhl, DDR) (Vorläufige Mitteilung). Säugetierkd. Inform. 2 (9), 227-233, Jena.
- 1987: Die unterpleistozänen *Hippopotamus*-Reste von Untermaßfeld bei Meiningen (Bezirk Suhl, DDR) – Ein Beitrag zur Forschungs-, Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte fossiler Hippopotamiden in Europa. Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, 167 S., Anl.-Bd., Greifswald.
- 1988: Fötus-Reste von *Hippopotamus* aus der unterpleistozänen Komplexfundstelle Untermaßfeld bei Meiningen (Bezirk Suhl, DDR). Freiburger Forsch.-H. C 419, 45-50, Leipzig.
- 1997: Die *Hippopotamus*-Reste aus dem Unterpleistozän von Untermaßfeld (in diesem Band a).
- 1997: Bisheriger Gesamtbefund zur Geologie, Paläozoologie, Taphonomie, Ökologie und Stratigraphie der unterpleistozänen Komplexfundstelle Untermaßfeld (in diesem Band b).
- Kahlke, R.-D. u. Ellenberg, J. 1986: Zur Geologie der unterpleistozänen Komplexfundstelle Untermaßfeld bei Meiningen. In: F. Schüller (Hrsg.), Kurzreferate und Exkursionsführer. Die Trias von Südthüringen 15-18. Vortrags- und Exkursionstagung vom 8. bis 10. Oktober 1986 in Suhl, Berlin.
- Kästner, H. 1974: Jungtertiärer Vulkanismus. In: W. Hoppe u. G. Seidel (Hrsg.), Geologie von Thüringen 782-789, H. Haack; Gotha, Leipzig.
- Krutzsch, W. 1988: Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. Quartärpaläontologie 7, 7-51, Berlin.
- Krutzsch, W. u. Majewski, J. 1965: Die mikrobotanische Datierung des Tertiärvorkommens von Oberzella (Bl. Vacha/Südthür.). Mitt. zentr. geol. Inst. 1, 65-70, Berlin.

- Lützner, H. 1974: Regionalgeologische Gliederung und Stellung. In: W. Hoppe u. G. Seidel (Hrsg.), *Geologie von Thüringen* 47-74, H. Haack; Gotha, Leipzig.
- Lützner, H., Ellenberg, J., Falk, F., Grumbt, E., Stackebrandt, W., Stoll, A. u. Wendland, F. 1981: Herzynische und rheinische Tektonik in Südwestthüringen. *Z. geol. Wiss.* 9 (12), 1487-1489, Berlin.
- Mc Kee, E. D., Crosby, E. J. u. Berryhill jr., H.L. 1967: Flood deposits, Bijon Creek, Colorado, June 1965. *J. sediment. Petrol.* 37 (3), 829-851, Tulsa.
- Meinecke, F. 1913: Über die Entwicklungsgeschichte des Werratales. *Arch. Landes- u. Volkskd. Prov. Sachsen nebst angr. Landest.* 23, 77-110, Halle.
- Menning, M. u. Wiegank, F. 1982: Magnetostratigraphische Korrelation – Möglichkeiten und Ergebnisse. *Z. geol. Wiss.* 10 (10), 1307-1322, Berlin.
- Mensching, H. 1953: Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. *Göttinger geogr. Abh.* 4, 79-128, Göttingen.
- Naumann, E. 1912: Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. *Z. dt. geol. Gesellsch.*, Abh. 64, 299-332, Berlin.
- Pasini, G. u. Colalongo, M. L. 1982: Status of research on the Vrica Section (Calabria, Italy), the proposed Neogene/Quaternary Boundary - Stratotype section, in 1982. *Rep. XI INQUA Congress (Moscow, August 1982)*, *Ist. Geol. Mar. C.N.R.; Ist. Geol. Paleont. Univ. Bologna.* 75 S., Bologna.
- Rein, U. 1940: Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrproben aus dem Breitungser Senkungsgebiet. *Wiss. Ber. Reichsst. Bodenforsch. Berlin.* 7 S., Berlin.
- Reineck, H.-E. u. Singh, I. B. 1973: *Depositional sedimentary environments.* 439 S., Springer Verl.; Berlin.
- Siegel, R. 1959: Untersuchungen zur Talgeschichte der oberen Werra zwischen Themar und Bad Salzungen. *Diplom Arbeit, Friedrich-Schiller-Univ. Jena,* 70 S., Jena.
- Siegert, L. 1912: Über die Entwicklung des Wesertals. *Z. dt. geol. Gesellsch.* 64, 233-264, Berlin.
- 1921: Beiträge zur Kenntnis des Pliocäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. *Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F.* 90, 1-130, Berlin.
- Unger, K. P. 1971: Genese und Stratigraphie des Gothaer Schotterkomplexes. *Geologie* 20 (10), 1074-1086, Berlin.
- Visher, G. S. 1965: Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. *Soc. Econ. Palaeont., Mineral., Spec. Publ.* 12, 116-132, Tulsa.
- Weber, H. 1952: Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. *Geologica* 8, 1-136, Berlin.
- Wiegank, F. 1981: Paläomagnetische Untersuchungen zur Klärung der stratigraphischen Position und des absoluten Alters plio-pleistozäner Ablagerungen im Südwesten der DDR. *Quartärpaläontologie* 4, 179 - 187, Berlin.
- 1982: Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. *Z. geol. Wiss.* 10 (6), 737-744, Berlin.
- Woldstedt, P. 1958: *Das Eiszeitalter*, Bd. 2. 438 S., Enke-Verl.; Stuttgart.
- Zagwijn, W. H. 1985: An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. *Geol. en Mijnb.* 64, 17-24, Dordrecht.
- Zagwijn, W. H. u. de Jong, J. 1984: Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Früh-Pleistozän. *Meded. Rijks Geol. Dienst* 37 (3), 155-169, Haarlem.
- Zimmermann, E. 1902: *Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen.* *Schr. Ver. Sachsen-Meiningische Geschichte u. Landeskd.* 43 (4), I-VII, 319-493, Hildburghausen.