

Geologische Beiträge Hannover	2	113-126	7 Abb., 5 Tab.	Hannover, Juli 2001
-------------------------------	---	---------	----------------	---------------------

## Eiszeitliche Ablagerungen in Hochlagen des Süntels (Süd-Hannover) und seinen Karstschlotten

WERNER A. BARTHOLOMÄUS \*, JÖRG ELBRACHT \*\* und PETER L. WELLMANN +

\* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, Callinstr. 30, 30167 Hannover  
Email: wernerbart@daybyday.de

\*\* Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 30655 Hannover  
Email: j.elbracht@nlfb.de

+ Bundesamt für Strahlenschutz, Willy-Brandt-Str. 5, 38226 Salzgitter, Email: PWellmann@bfs.de

### Abstract

Gravel deposits positioned in high altitude areas of Süntel Mountains are described from the carst area of Riesenberg. Not only cave gravel of pre-glacial age, but also those of glacial age occur. While the pre-glacial deposits comprise local, but xenotopic components, the younger ones display also material of northern derivation as well as reworked gravels from the Weser-River. The sediments were deposited both in caves and at summit region of the Süntel Mountains. Conditions of deposition and age relation to the glaciations are discussed.

### Zusammenfassung

Aus dem Karstgebiet des Riesenberges im Süntel werden hochgelegene kies- und steinführende Ablagerungen verschiedenen Alters beschrieben. Außer kiesführenden Höhlensedimenten präglazialen Alters treten kiesführende Ablagerungen auf, die eiszeitlich entstanden sind. Während die Kies- und Steinanteile der präglazialen Ablagerungen aus lokalen (Kalkstein des Malm) und z. T. ortsfremden Komponenten (Sandstein des Wealden) bestehen, enthalten die jüngeren Ablagerungen zusätzlich Kiesanteile aus nordisch-skandinavischen Gesteinen sowie resedimentierten Weserkies. Die eiszeitlichen Ablagerungen wurden im Kammbereich sowie in Karsthöhlen abgelagert.

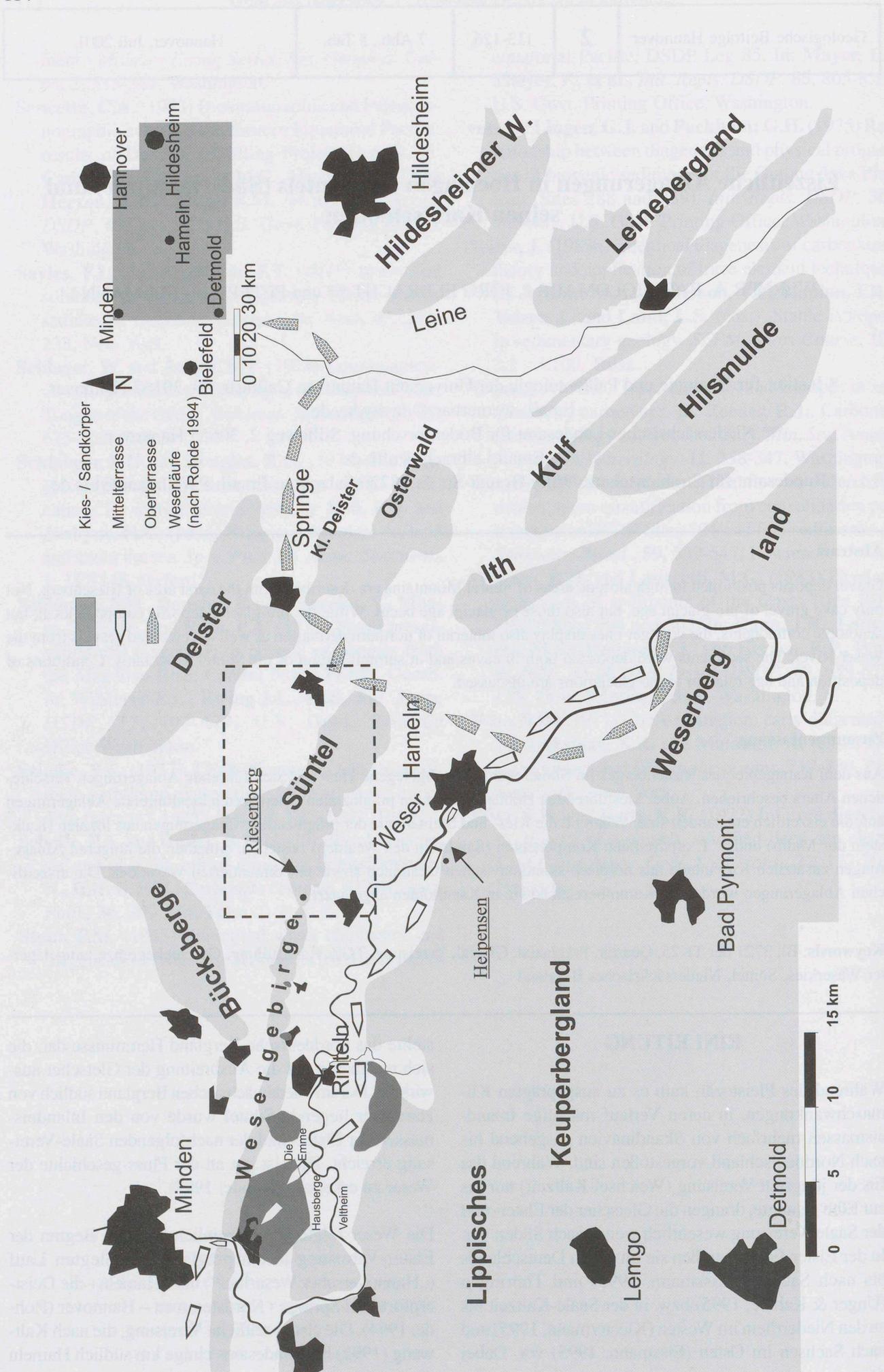
**Keywords:** Bl. 3721 der TK25, Quartär, Präglazial, Glazial, Vereisung, TGZ, Karstfüllung, Geschiebegrenze, umgelagerter Weserkies, Süntel, Niedersächsisches Bergland

### EINLEITUNG

Während des Pleistozän kam es zu ausgeprägten Klimaschwankungen, in deren Verlauf mächtige Inlandeismassen mehrfach von Skandinavien ausgehend bis nach Norddeutschland vorgestoßen sind. Während das Eis der jüngsten Vereisung (Weichsel-Kaltzeit) nur bis zur Elbe gelangte, drangen die Gletscher der Elster- und der Saale-Vereisung wesentlich weiter nach Süden vor. In der Elster-Eiszeit stießen sie im Osten Deutschlands bis nach Sachsen (Eissmann, 1995) und Thüringen (Unger & Kahlke, 1995) bzw. in der Saale-Kaltzeit bis an den Niederrhein im Westen (Klostermann, 1995) und nach Sachsen im Osten (Eissmann, 1995) vor. Dabei

stellte das norddeutsche Bergland Hemmnisse dar, die sich nachhaltig auf die Ausbreitung der Gletscher auswirkten. Der im Niedersächsischen Bergland südlich von Hannover liegende Süntel wurde von den Inlandeismassen der Elster- und der nachfolgenden Saale-Vereisung erreicht. Dies ist gut an der Fluss-geschichte der Weser zu erkennen (Rohde, 1994).

Die Weser folgte wahrscheinlich bis zum Beginn der Elster-Vereisung ihrem präglazial angelegten Lauf („Hannoverscher Weserlauf“) über Hameln - die Deisterpforte bei Springe - Nordstemmen - Hannover (Rohde, 1994). Die elster-zeitliche Vereisung, die nach Kaltwang (1992) bis mindestens einige km südlich Hameln



bzw. nach Rohde (1994) etwa bis zur Tallinie Hameln - Bodenwerder reichte, versperrte den bis dahin vorgezeichneten Weg der Weser und führte zu einer ersten tiefgreifenden Veränderung der Abfluss-Richtung. Ab der späten Elster-Kaltzeit benutzte sie die Talung zwischen dem Lippischen Keuperbergland und dem Wesergebirge. Der Austritt der Weser aus dem Bergland in die norddeutsche Tiefebene erfolgt seitdem an der Porta Westfalica. Die Mittelterrassen-Ablagerungen der Weser wurden spätelster-zeitlich bis fröhrendrethe-zeitlich („Mittelterrassen-Zeit“ sensu Rohde, 1994) vor dem drenthe-stadialen Eisvorstoß abgelagert (Röhm, 1985). Im Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit drang das Eis u.a. über einige Pässe im Wesergebirge (Porta Westfalica, Steinbergen, Deckbergen) bis in die Talung zwischen dem Lippischen Keuperbergland und dem Wesergebirge vor (Wellmann, 1998), wobei Seraphim (1972) auf Grund geschiebekundlicher Befunde verschiedene Gletscherzungen nachwies, die von Westen aus dem Bereich der Porta Westfalica („Porta-Gletscher“, „West-süntel-Gletscher“) bzw. von Osten aus dem Raum Hameln („Hamel-Gletscher“) in das Wesertal vorstießen. Neuere Untersuchungen (Jarek & Winsemann, 1998; Jarek, 1999; Winsemann & Asprion, 2001) zeigen auf, dass große Bereiche des Wesertales nicht vom Eis bedeckt, sondern von einem proglazialen See eingenommen wurden. Nach Winsemann & Asprion (2001) fand ein nachweisbarer Eisvorstoß im westlichen Wesertal nur durch die Porta Westfalica statt.

Während sich die deltatischen Sedimente (Jarek & Winsemann, 1998; Winsemann & Asprion, 2001) im Wesertal über den Anteil weserspezifischer Gerölle ggf. in Verbindung mit den Lagerungsverhältnissen (über Mittelterrassen- und / oder Staubecken-Ablagerungen) sicher als post-mittelterrassen-zeitlich, also als drenthe-stadiale Bildungen identifizieren lassen, ist eine vergleichbare Korrelation der glazigenen Ablagerungen in Sedimentfallen und Hochlagen des Süntels nicht möglich, so dass weitgehend unklar ist, ob und bei welcher Vereisung der Süntel und angrenzende Gebiete vollständig überdeckt wurden bzw. ob das Eis die Bergspitzen als Nunataker umfloss.

Auf Grund der morphologisch exponierten Situation des Berglandes und der komplexen Wechselwirkung zwischen Inlandeis und Festgesteinsuntergrund sind eiszeitlich entstandene Sedimente im Bergland oft sehr heterogen beschaffen und verteilt bzw. durch Abtra-

gungs- und Umlagerungsvorgänge nur noch lückenhaft vorhanden. Daraus ergibt sich, dass das Vereisungsgeschehen im Tiefland nördlich, westlich und östlich des norddeutschen Berglands auf Grund flächenhaft verbreiteter, teilweise sehr mächtiger glazigener Sedimente recht gut bekannt ist, für das Bergland dagegen noch erhebliche Kenntnislücken bestehen. Die Erhaltungsfähigkeit von glazigenen Sedimenten oder Spuren, die auf ehemalige Gletscherbedeckung hinweisen (z.B. Gletscherschrammen, -töpfe) ist in den Hochlagen des Berglands i.d.R. äußerst gering und beschränkt sich im allgemeinen auf wenige, durch lokale morphologische Besonderheiten vor Abtragung und Zerstörung verschonte Bereiche. Ein demgegenüber erheblich größeres Potential der Konservierung von Zeugnissen eiszeitlicher Sedimentation haben dagegen Bereiche, in denen durch Verkarstung oder Subrosion Sedimentfallen entstanden. Dies trifft auf die Kalksteingebiete des Süntels zu, in denen Karsthöhlen häufig vorkommen und dabei Tiefen von vielen 10er-m erreichen können (Fabisch, 1996).

Die südwestliche Flanke des Süntels wird im wesentlichen aus Ton- und Siltstein des unteren und vor allem des mittleren Jura gebildet. Die bis über 370 m ü.NN reichenden Höhen des mittleren und nordwestlichen Teils werden von Kalkstein des Malm, die des südöstlichen Teils, der bis zu 437 m ü.NN im Bereich der Hohen Egge erreicht, hauptsächlich von Obernkirchener Sandstein der Unterkreide gebildet. Zu dem stehen im Südteil des Süntels noch Schichten der Trias an (NGH/LK Hannover/NLFB, 1979). Während Subrosion im wesentlichen auf Evaporite des Münder-Mergels beschränkt ist, der in kleineren Ausstrichbereichen am Nordostrand und im Osten des Süntels vorkommt, ist Verkarstung im weiträumig anstehenden Malmkalk häufig. Diese Verkarstungsphänomene sind seit den ersten Untersuchungen Schillats (1959, 1965, 1969) heute wieder Gegenstand der Forschung (Fabisch, 1996; Helm, 1998). Es zeichnet sich ab, dass Verkarstung einerseits dort besonders intensiv ist, wo z.B. durch Talerosion induziert tiefreichende Entlastungsbrüche entstehen und das vorhandene Kluftsystem aufgeweitet wird. Andererseits spielt die Beschaffenheit des Ausgangsgesteins eine wesentliche Rolle, da gut permeabler Kalkstein mit großer innerer Oberfläche i.d.R. signifikant besser verkarstet als harter, dichter Kalkstein. Diesen Regeln folgend tritt Verkarstung auch im Westteil des Süntels auf, wo sich der Riesenberg mit den untersuchten Vorkommen befindet. In den hier anstehenden Schichten des Mittleren Korallenoolith (Oxford-Stufe), die überwiegend aus dichtem Kalkstein bestehen, verkarstet die eingeschaltete „Fossilschicht“ (s. Tab. 1) besonders gut (Kaiser, 1978). Dabei handelt es sich um eine 20 – 60 cm mächtige Lage, die im wesentlichen aus Stacheln des

**Abb. 1 (gegenüberliegende Seite):** - Geographischer Überblick des Berglandes zwischen Minden und Hildesheim.

**Fig. 1 (opposite page):** - Mountainous country between Minden and Hildesheim south of Hannover.

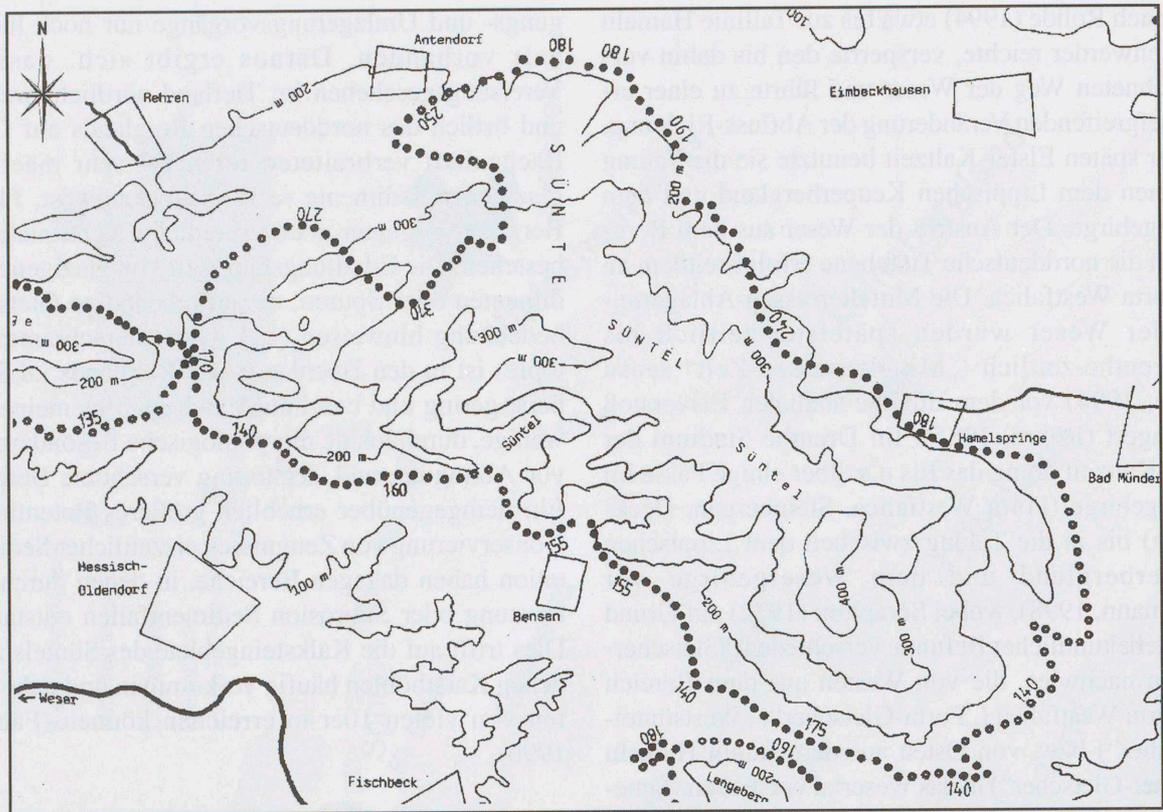


Abb. 2: - Verlauf der Geschiebegrenze (gepunktete Linie) im Süntel (nach Kaltwang, 1992).

Fig. 2: - Maximum extension of glaciation (dotted line) around Süntel Mountains (according to Kaltwang, 1992).

Seeigels *Cidaris florigemma* und anderen Fossilresten besteht und deren Grundmasse von Schluff gebildet wird (Kaiser, 1973). Dazu treten hier augenfällige Verkarstungsphänomene meist entlang hangparalleler Zonen auf (Fabisch, 1996), in denen Oberflächenwasser über aufgeweitete Klüfte leicht in den Gesteinsverband eindringen kann. Folgerichtig gibt es größere Karsthöhlen dort, wo aufgeweitete Klüfte auf die „Fossilschicht“ treffen.

### VEREISUNGSGRENZE IM BERGLAND SÜDLICH VON HANNOVER

Wesentliche Probleme in diesem Randgebiet der Inlandvereisungen sind die maximale Ausdehnung des Eises sowie die Eismächtigkeit. Die Mindestmächtigkeit lässt sich eingrenzen, indem man die höchstgelegenen und am weitesten nach Süden vorkommenden Geschiebe eindeutig nordischer Herkunft registriert und eine Verbindungslinie zwischen den Beobachtungspunkten zieht. Daraus ergibt sich die Feuersteinlinie oder Geschiebegrenze, welche die Mindestreichweite des Eises nach Süden bzw. im Bergland die Mindestmächtigkeit anzeigt. Für das südliche Niedersachsen und das östliche Westfalen hat Kaltwang (1992) entsprechende Daten zusammengetragen und danach die Geschiebegrenze definiert.

In der Kammregion der unmittelbar westlich des Süntels gelegenen Bückeberge treten relativ mächtige glazigene Sedimente noch bei etwa 360 m ü.NN auf (Grupe, 1930: 369; Kaltwang, 1992; Thon, in Vorber.), was für die vollständige Eisüberdeckung dieses Bereiches spricht. Im westlich anschließenden Wesergebirge fand Kaltwang (1992) zwar nur vereinzelte Befunde, die oberhalb 200 m ü.NN liegendes Eis anzeigen. In Zusammenhang mit den Vorkommen auf den Bückebergen nimmt er jedoch an, dass auch das Wesergebirge zwischen Porta Westfalica und Süntel mit Höhen von 300 bis 320 m ü.NN vom Inlandeis überfahren wurde. Für die Bereiche von Deister, Süntel und Osterwald mit Höhen von teilweise deutlich über 400 m ü.NN liegen keine Hinweise vor, die für eine Eisbedeckung sprechen.

Im Deister tritt Grundmoräne noch in einer Höhe von ca. 300 m ü.NN auf (Grupe & Ebert, 1927). Vom Thüster Berg, der etwa 30 km südöstlich des Süntels liegt, beschreibt Lüttig (1960: 354) ein Geschiebemergelrelikt, das sich ebenfalls etwa in 300 m Höhe befindet und von dem er annimmt, es sei elsterzeitlich entstanden. Während die Geschiebegrenze Kaltwangs (1992) im Süntel sonst meist unterhalb von 250 m ü.NN liegt, erreicht sie im Nordwestteil Höhen zwischen 250 und 310 m ü.NN. Dieser Konstruktion liegt im wesentlichen die Auswertung von sechs Lesesteinfunden (Fund-

höhen: 265 - 330 m ü.NN) zugrunde, die Kaltwang (1992) als „möglicherweise anthropogen umgelagert“ klassifiziert. In diesem Zusammenhang werden hier neue Befunde aus dem Süntel vorgestellt, die die Schlussfolgerungen Kaltwangs (1992) für diesen Bereich bestätigen und ergänzen können und die erstmals an kiesführenden Ablagerungen aus Sedimentfallen (Karsthöhlen) und einem Vorkommen der Gipfelflur des Riesensbergs gewonnen wurden.

## UNTERSUCHUNGSMETHODEN

### Geröllanalyse

Zur genetischen und stratigraphischen Deutung wird eine gewisse Geröllanzahl bestimmter Fraktionen (hier Mittelkies: 6,3-20 mm, Grobkies: 20-63 mm, Steine > 63 mm) den drei Gesteinsgruppen „nordisch“ (Ostseeraum und Skandinavien), „einheimisch - mesozoisch + Tertiär“ (nds.- westfäl. Bergland) und „einheimisch - paläozoisch“ (Rheinisches Schiefergebirge und Thüringer Wald) zugeordnet.

Mit Sieben nach DIN 4188 wurden die entsprechenden Fraktionen abgetrennt. Sowohl bei der Fraktionierung als auch bei der Reinigung im Labor zerbrach ein großer Teil der mesozoischen Tonstein - Gerölle, seltener wurde auch verwittertes Kristallin weiter zerkleinert und reichte sich an der unteren Korngrenze an. Daher ist Tonstein in allen Proben überrepräsentiert, bleibt aber untereinander vergleichbar. Nach dem Trocknen wurden die einzelnen Gerölle angeschlagen und unter dem Binokular bestimmt. Als weitere Bestimmungshilfsmittel dienten Stahlnagel und 10%-ige Salzsäure.

Der Probenumfang betrug soweit möglich mindestens 500 Stück. Diese Anzahl hat sich als Optimum zwischen Arbeitsaufwand und Genauigkeit bewährt (Bombien, 1983, 1987). Die Anteile der einzelnen Gesteine wurde in Stück-% der Summe N + M + P + Q errechnet (s. Tab. 2 bis Tab. 5).

### Schwermineralanalyse

Für die Anfertigung von Schwermineral-Präparaten kam „Bromoform zur Kohlenwäsche“ [Fa. Merck] zum Einsatz. Es wurden je Probe ca. 300 transparente Körner (Frakt. 0.25-0.036 mm Ø) durch Prof. Dr. D. Henningsen ausgezählt.

Ober-Jura (Malm)	Kimmeridge		
	Oxford	Korallenoolith	Oberer Korallenoolith
			„florigemma“-Bank
			Hauptoolith
			„Fossilschicht“
		Unterer Korallenoolith	
	Mittlerer		Heersumer Schichten

Tab. 1: - Stratigraphische Übersicht des Korallenoolith im Süntel.

Tab. 1: - Stratigraphy of the Korallenoolith Formation in the Süntel Mountains.

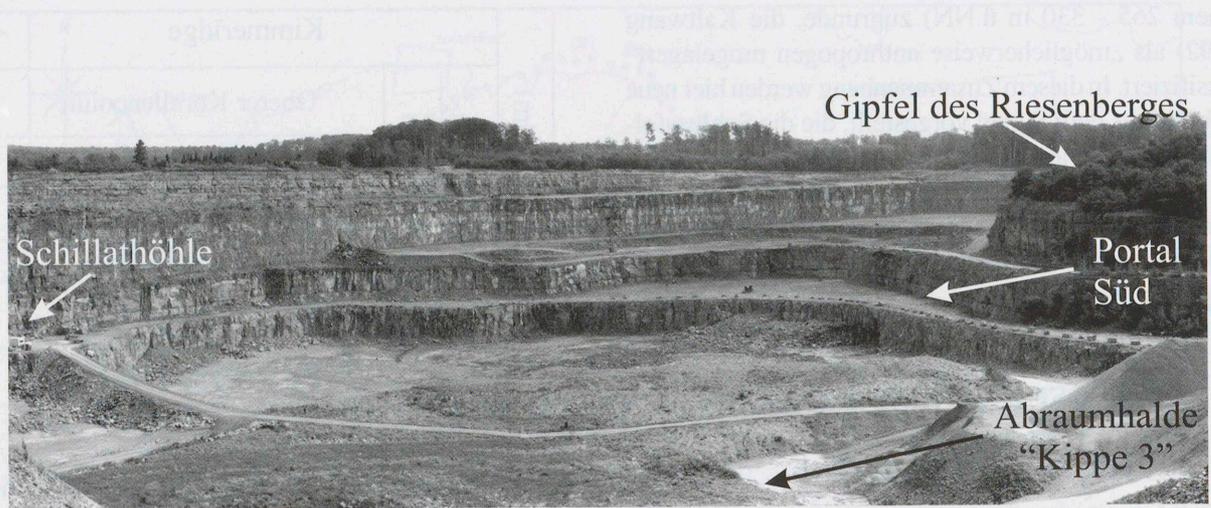
### Bestimmung des Theoretischen Geschiebezentrums

Im Zusammenhang mit der Frage nach dem Alter der Vereisung, die die Ablagerungen auf den Riesenberg verfrachtet hat, wurden 307 Gesteine nordischer Herkunft auf der „Kippe 3 (Oberboden)“ aufgelesen, wo die kieshaltigen Ablagerungen vom Gipfel des Riesensbergs aufgehaldet worden sind (mündl. Mitt. Brepohl, 1999). Ergänzend zur geschiebekundlichen Datierung des Riesenberg-Materials wurde eine Vergleichsprobe (418 Geschiebe) aus einem sicher Drenthe-zeitlichen Geschiebemergel untersucht, der in einer Sand-/Kiesgrube beim Gut Helpensen westlich Hameln aufgeschlossen ist und u.a. von Kulle (1985) beschrieben wurde. Aus den aufgelesenen Leitgeschieben ermittelte Prof. K.-D. Meyer, NLFb, das „Theoretische Geschiebezentrum“ (TGZ) nach der Methode von Lüttig (1958). Die graphische Darstellung erfolgte nach Geisler (1999). Alle Probenpunkte sind im Höhlenkataster der *Arbeitsgemeinschaft für Karstkunde-Harz* registriert, die geodätischen Messwerte stammen ebenfalls von dort.

## UNTERSUCHTE VORKOMMEN

Die untersuchten Vorkommen befinden sich in einem Steinbruch am Riesenberg im Süntel, in dem Korallenoolith des Malm (s. Tab 1) abgebaut wird.

Die durch den Steinbruch Riesenberg (Bl. 3721 Auetal der TK25) erschlossenen Höhlen (Fabisch, 1996: Abb. 16) streichen bevorzugt NW-SE. Die Riesenberg- und die Schillathöhle sind durch den Gesteinsabbau angefahren worden. Vor allem auf Grund der dabei geschaffenen künstlichen Eingänge gehören sie zu den leicht



**Abb. 3:** - Übersicht des Steinbruchs am Riesenberg. Blick nach Nordwesten, drei der vier untersuchten Vorkommen im Blickfeld.

**Fig. 3:** - Riesenberg-Quarry with three of four outcrops.

begehbaren Karsthohlräumen, wobei die Schillathöhle zu einer Schauhöhle ausgebaut werden soll. Die untersuchten Kiese stammen aus der Schillathöhle und dem Portal Süd, die Teile eines vor dem Gesteinsabbau zusammenhängenden Höhlensystems (Schillathöhle-System) sind, in dem kiesführende Sedimente allerdings nur bereichsweise auftreten (mündl. Mitt. Brepohl, 2000). Dazu kommen Proben aus dem „Alten Höhlenarm“ südlich der Schillathöhle und von der Kippe 3, deren Material ursprünglich vom Gipfel des Riesenberges stammt (mündl. Mitt. Brepohl, 2000).

#### Alter Höhlenarm

**Rechtswert:** 35 19 508,91  
**Hochwert:** 57 85 246,10  
**Höhe:** 299,19 m ü. NN  
**Tiefe unter Gelände:** ca. 10 m

An der Westseite des Steinbruches ist entlang des Fahrweges zur Kippe eine Karsthöhle der Länge nach angeschnitten. Über ca. 15 m hinweg liegt ihre max. etwa 2,6 m mächtige Sedimentfüllung frei (Lage s. Abb. 4, schematische Profilskizze s. Abb. 5).

Die Höhle ist bis zur Firste mit grobem Material, d.h. durch überwiegend kantengerundete Gesteinsbruchstücke aus lokalem Material (im wesentlichen Kalksteine des Malm, Toneisenstein des Jura und Sandstein des Wealden, siehe Tab. 2) in einer Matrix aus kalkhaltigem Schluff und kalkfreiem tonigem Schluff verfüllt. Im südöstlichen Teil des aufgeschlossenen Profils (siehe Abb. 5) nimmt der Kies- und Steinanteil ab.

Insbesondere sind weniger Grobkies und Steine in der Matrix enthalten. Im nordwestlichen Teil der Höhlenfüllung befinden sich überwiegend Grobkies und Steine in einer Matrix aus schwach tonigem Schluff. Die Gesteinsbruchstücke sind nur mäßig eingeregelt. Die Hauptmaxima fallen mit jeweils 8 % nach Ost bis Südost ein. Ein Nebenmaximum (6 %) liegt mit einer Einfallrichtung nach Südwest  $\pm$  rechtwinklig zu den Hauptmaxima. Die Fallwerte der Komponenten liegen meist im Bereich von 20° bis 60°. Ein Teil der Komponenten steht auch saiger. Größere Bereiche des Kiesfüllung sind mittels Kalzit zementiert.

#### Gipfel des Riesenberges

**Rechtswert:** 35 20 200  
**Hochwert:** 57 85 400  
**Höhe:** 312-315 m ü. NN

Auf der Gipfelflur des Riesenberges ist bei etwa 312-315 m ü. NN im Zuge der Ausdehnung des Steinbruches 1998 geröllführender Lehm angefahren worden, der mittlerweile vollständig abgetragen und auf der Kippe 3 (Abb. 3, 4) abgelagert wurde (mündl. Mitt. Brepohl, 1999). Der dunkelgraue Lehm besteht aus kiesführendem, sehr schwach sandigem und kalkfreiem Schluff. Der Lehm besteht aus kleinen, farblich unterscheidbaren Schluffklumpen und enthält Mittelkies sowie deutliche Grobkiesanteile aber wenig Feinkies. Der Lehm lagerte ursprünglich auf Korallenoolith und wurde von geringmächtigem Löß und Boden überlagert (mündl. Mitt. Brepohl, 2000).

### Schillathöhle

**Rechtswert:** 35 19 817,135  
**Hochwert:** 57 85 676,496  
**Höhe (Firste Eingangsbereich):** 265,73 m ü. NN  
**Tiefe unter Gelände:** > 40m.

Der Eingangsbereich der Schillathöhle, die eine begehbare Höhlenlänge von ca. 150 m hat, befindet sich an der Nordwand des Steinbruches. Das Höhlenniveau liegt in der „Fossilschicht“. In ihrem begehbaren Teil ist die Höhle mehrere m breit und mehr als 2 m hoch.

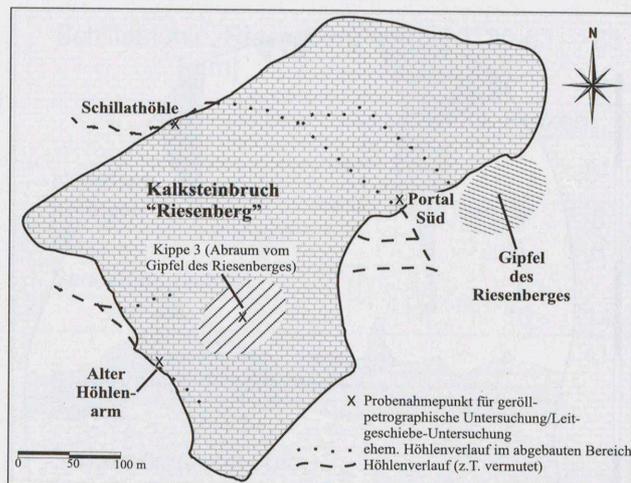
Die Schillathöhle ist Teil des Schillathöhlensystems. Seine unmittelbare bruchseitige Fortsetzung ist durch den Abbau verlorengegangen, sie setzt sich auf der gegenüberliegenden, südöstlichen Bruchseite mit dem „Portal Süd“ fort (mündl. Mitt. Brepohl, 2000).

Nordöstlich vom Eingang der eigentlichen Schillathöhle sind noch Reste der ehemaligen, bruchseitigen Fortsetzung der Höhle sichtbar. Es handelt sich um einen jetzt isolierten Höhlenarm, der einen Halbbogen bildet, so dass das Höhlensystem durch den Abbau dreifach angeschnitten ist. Nur hier im eingangsnahen Bereich war die sinterfreie Höhlenbasis mit einer geringmächtigen Schicht schluffigem Kiesel ausgekleidet (Abb. 6), der wesentliche Teil der Schillathöhle ist frei davon. Der Kies besteht aus relativ großen Geröllen (bis 20 cm Durchmesser), der Feinkiesanteil ist gering. Sand ist kaum vorhanden. Kalksteingerölle fehlen praktisch, der Anteil umgelagerter nordischer Sedimentgesteine in der Geröllführung ist gering. Alle Gerölle besitzen Überzüge aus Mn-Hydroxid. Über dem Kies folgt mit einer scharfen Grenze kalkfreier Schluff mit einer Mächtigkeit von 1-8 dm. Der Schluff ist weit in die Höhle hinein verbreitet und verzahnt sich im oberen Bereich teilweise mit Sinterbildungen, teils wird er von diesen überschichtet. Der Schluffeintrag ist augenscheinlich noch nicht abgeschlossen. Vermutlich durch den Abbau ausgelöst, findet aktuell Eintrag im hinteren Teil der Schillathöhle statt.

### Portal Süd

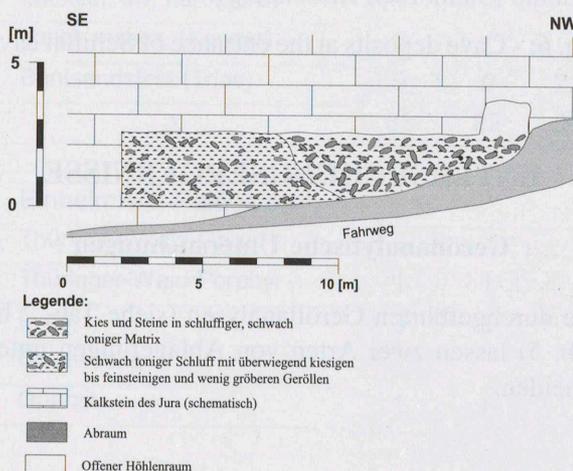
**Rechtswert:** 35 19 900  
**Hochwert:** 57 85 400  
**Höhe:** ca. 285 m ü. NN  
**Tiefe unter Gelände:** ca. 30m.

Auf der 1. Sohle liegt der Anschnitt einer ca. 3 m hohen und ca. 2 m breiten Schlotte, die über den Bruch hinweg die südwärtige Verlängerung der Schillathöhle darstellt und als Portal Süd bezeichnet wird (mündl.



**Abb. 4:** - Lage der untersuchten Vorkommen im Steinbruch Riesenberg (verändert nach Fabisch, 1996).

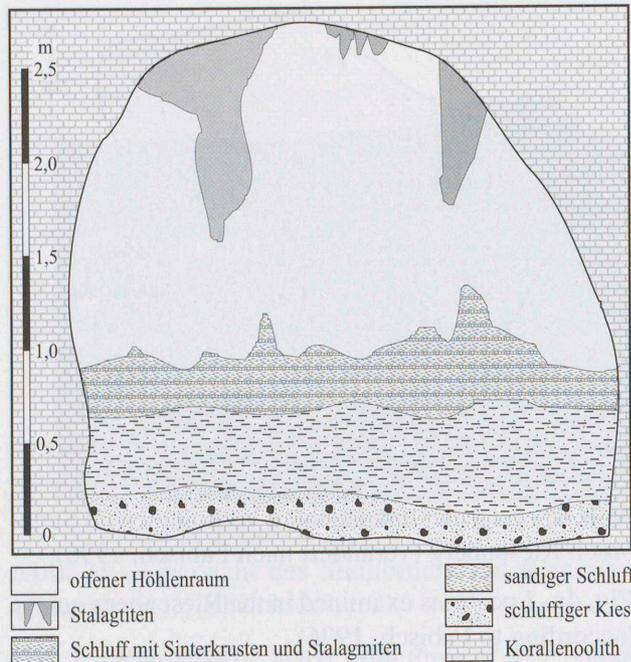
**Fig. 4:** - Locations examined in the Riesenberg quarry (according to Fabisch, 1996).



**Abb. 5:** - Schichtenausbildung am Alten Höhlenarm.

**Fig. 5:** - Cave deposits at the Alter Höhlenarm.

Mitt. Brepohl 2000). Hier stimmt die Schichtfolge mit der etwa 300 m entfernten Schillathöhle weitgehend überein, nur dass die Schlotte vollständig verfüllt ist. Dabei lassen sich etwa vertikal stehende Karstorgeln über verschiedene Sohlen bis in den Bereich des Riesenberggipfels verfolgen, die wahrscheinlich mit dem Schillathöhlensystem verbunden sind (mündl. Mitt. Brepohl 2000). Die im Mittel ca. 50 cm mächtige Basis der Höhlenfüllung besteht aus Kies und Steinen in einer schwach kalkigen Matrix aus schwach tonigem Schluff, mit einem nur sehr geringen Sandanteil. Im Hangenden folgt bis ca. 30 cm unter der Höhlenfirste sehr schwach toniger, lagenweise toniger, kalkfreier Schluff.



**Abb. 6:** - Schichtprofil im Eingangsbereich der Schillathöhle (Steinbruch Riesenberg).

**Fig. 6:** - Cave deposits at the entrance of Schillat cave.

## UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

### Geröllanalytische Untersuchungen

Die durchgeführten Geröllanalysen (siehe Tab. 2 bis Tab. 5) lassen zwei Arten von Ablagerungen unterscheiden.

#### a) Typ „Alter Höhlenarm“

Die Geröllkomponenten im Sediment des Alten Höhlenarms (Tab. 2) bestehen fast ausschließlich aus Gesteinsarten lokaler Herkunft. In der Mittelkiesfraktion dominieren Rhaxenspikulite des Malm (Heersumer Schichten bis tiefer Korallenoolith; Gramann, 1963), Toneisenstein (Sideritkongretionen: Lias, Dogger) und Sandstein des Wealden (Unterkreide). Die größeren Fraktionen (Grobkies und Steine) bestehen mit Ausnahme von Sinterbruch (2 Stück-%) und einem geringen Anteil (unter 1 Stück-%) an Toneisenstein, konglomeratischem Wealdensandstein (Unterkreide) und Oolith (Oxford, Malm). An über weite Strecken umgelagerten Gesteinen wurde in der Mittelkiesfraktion nur ein abgerolltes, mittelgroßes Quarzgeröll gefunden (Tertiär-Relikt). Die Rhaxenspikulite (Jura) sowie die meisten Sandsteingerölle sind primär kalkfrei bzw. entkalkt. Resedimentierte Gerölle nordisch - skandinavischer Herkunft sind in dem Sediment nicht enthalten.

Alter Höhlenarm	[mm]	Stück-Prozent		
		6.3-20	20-63	>63
Nordisch				
Kristallin				
Flint				
Sandstein, Quarzit				
Σ		0	0	0
Einheimisch-Mesozoisch + Tertiär				
Sinterbruch		2	2	
Wealdensandstein (Kreide)		24	67	62
Kimmeridge-Sandstein		2		
Rhaxen-Spikulit (jher-Kimm, u)		39		
Oolith (Oxford/O-Jura)		3	31	38
Eisenoolith (Oxford/O-Jura)		1		
Phosphorit (Jura)		1		
Toneisenstein (Jura)		28	+	
Σ		100	100	100
Einheimisch-Paläozoisch				
Thüringer-Wald-Granit				
Thüringer-Wald-Porphyr				
Lydit				
Grauwacke				
Quarzit				
Σ		0	0	0
Geröllquarz		+	0	0
Σ über alles		100	100	100

**Tab. 2:** - Geröllzusammensetzung im Sediments des Alten Höhlenarms.

**Tab. 2:** - Composition of the gravel in Alter Höhlenarm.

#### b) Typ Schillathöhle, Portal-Süd und Gipfflur

Die Komponenten der am Gipfflur des Riesenberg, aus der Schillathöhle und dem Portal Süd genommenen Proben (Tab. 3 bis 5) sind in ihrer Zusammensetzung untereinander vergleichbar. Sie bestehen aus lokalem Gestein (hauptsächlich Wealdensandstein, Kalkstein des Malm und Toneisenstein), Gesteinen nordisch - skandinavischer Herkunft (Kristallin, Flint, Sandstein/Quarzit), untergeordnet resedimentierten Wesergeröllen (hauptsächlich Buntsandstein, Thüringer-Wald-Porphyr und Lydit) sowie in geringen Anteilen aus Komponenten aus dem Leinebergland.

Gipffelflur Riesenberg [mm]	6.3-20	20-63	>63
	Stück-Prozent		
Nordisch			
Kristallin	15	10	27
Flint	19	17	27
Sandstein, Quarzit	1	1	
Σ	36	29	54

Einheimisch-Mesozoisch + Tertiär			
Süßwasserquarzit (Tert.)			
Kreide-Pläner	+		
(spikulit)-kiesel.Hilssdst.	2	1	
Wealdensandstein (Kreide)	13	21	14
Kalkstein (Jura)	5	2	+
Phosphorit (Jura)	+		
Toneisenstein (Jura)	3	1	
sonst. mesoz. (Keuper)	3	3	
Buntsandstein	10	28	25
Σ	36	57	42

Einheimisch-Paläozoisch			
Thüringer-Wald-Granit	+		
Thüringer-Wald-Porphyr	2	3	
Lydit	7	2	3
Grauwacke			
Quarzit	3	+	
Σ	13	5	3

Geröllquarz	15	9	2
-------------	----	---	---

Σ über alles	100	100	101
--------------	-----	-----	-----

Tab. 3: - Geröllzusammensetzung im Sediment von der Gipffelflur des Riesenberges.

Tab. 3: - Composition of the gravel in Top of Riesenberg.

1. Bei den **lokalen Gesteinen** sind Toneisensteingeoden, Wealdensandstein und Rhaxenspikulit häufig, wobei der z.T. konglomeratische Wealdensandstein in der Grobkies- und Steinfraktion dominiert. Dazu kommen spikulitische Gesteine der höheren Unterkreide (Jordan, 1968; Ziolkowska & Zimmerle, 1996), die auf das nahegelegene Leinebergland verweisen.

2. **Gesteine nordisch - skandinavischer Herkunft** (Flint, Kristallin, Sandstein, Quarzit) sind in der Geröllführung der untersuchten Sedimente insgesamt

Schillathöhle, Riesenberg [mm]	6.3-20	20-63	>63
	Stück-Prozent		
Nordisch			
Kristallin	2	3	8
Flint	4	6	6
Sandstein, Quarzit	1	1	
Σ	7	10	14

Einheimisch-Mesozoisch + Tertiär			
Süßwasserquarzit (Tert.)			
Kreide-Pläner			
(spikulit)-kiesel.Hilssdst.	2		
Wealdensandst. (Kreide)	45	67	64
Kalkstein (Jura)			
Hornstein (Jura)	+		
Phosphorit (Jura)			
Toneisenstein (Jura)	22	4	
Siltstein, sw, hart (Jura)			
sonst. mesoz. (Keuper)	6		
Buntsandstein (Trias)	9	9	22
Σ	83	82	86

Einheimisch-Paläozoisch			
Thüringer-Wald-Granit			
Thüringer-Wald-Porphyr	1	1	
Lydit	3	3	
Grauwacke			
Quarzit	1	+	
Σ	5	5	0

Geröllquarz	6	3	0
-------------	---	---	---

Σ über alles	101	100	100
--------------	-----	-----	-----

Tab. 4: - Geröllzusammensetzung im Sediment aus der Schillathöhle.

Tab. 4: - Composition of the gravel in Schillat cave.

weniger häufig. Sie sind die einzigen sicheren Hinweise auf glaziale Transportprozesse. Sie bestehen im wesentlichen aus Kristallin und Flint, wobei der Flintanteil ungewöhnlich hoch ist. Dagegen ist der Anteil von Sedimentgesteinen auffällig gering und Kalksteine fehlen sogar völlig. Die kristallinen Gesteine von der Gipffelflur sind teilweise stark verwittert. Zudem treten hier Windkanter auf. Der Anteil nordisch - skandinavischer Komponenten in der

Portal Süd, Riesenberg [mm]	6.3-20	20-63	>63
	Stück-Prozent		
<b>Nordisch</b>			
Kristallin	8	3	3
Flint	9	8	8
Sandstein, Quarzit	2	2	3
Σ	20	13	13
<b>Einheimisch-Mesozoisch + Tertiär</b>			
Süßwasserquarzit (Tert.)	+		
Kreide-Pläner			
(spikulit)-kiesel.Hilssdst.	2	3	
Wealdensandst. (Kreide)	35	60	75
Kalkstein (Jura)			
Hornstein (Jura)			
Phosphorit(Jura)			
Toneisenstein (Lias-Dogger)	21	2	
Siltstein, sw, hart (Jura)	+		
sonst. mesoz. (Keuper)	2	2	3
Buntsandstein (Trias)	7	17	10
Σ	67	84	88
<b>Einheimisch-Paläozoisch</b>			
Thüringer-Wald-Granit			
Thüringer-Wald-Porphyr			
Porphyrite, Rtlgd	1		
Lydit	5	2	
Grauwacke			
Quarzit			
Σ	6	2	0
Geröllquarz	8	1	0
Σ über alles	101	100	101

Tab. 5: - Geröllzusammensetzung im Sediment aus dem Portal Süd.

Tab. 5: - Composition of the gravel in Portal Süd.

Geröllführung ist in den Ablagerungen auf der Gipfflur höher als in den Höhlensedimenten. Ein weiterer Unterschied besteht im Erhaltungszustand der Flinte. Nur in den Höhlen ist es zur Bildung von weißen Laugungsrinden gekommen, wobei besonders in der Schillathöhle die Flinte extrem gebleicht wurden.

3. Resedimentierte **Ablagerungen der Weser**, die vor allem aus Buntsandstein, Geröllquarz, Lydit und Thüringer Wald-Porphyr bestehen, sind an der Ge-

röllführung kaum beteiligt. Bei einem Vergleich mit in situ vorkommenden Weserkies zeigt sich, dass einem geringeren Gehalt an thüringischen Porphyren ein relativ hoher an Lydit und Geröllquarz entgegen steht. Dabei sind Wesergerölle, im Gegensatz zu den Geröllen nordischer Herkunft, nicht nennenswert verwittert. Der Anteil von Wesermaterial ist wie bei den nordisch - skandinavischen Komponenten auf der Gipfflur höher als in den Höhlen.

4. **sonstige Gerölle:** Nur in der Geröllprobe aus dem Portal Süd wurde lediglich ein Geröll gefunden, bei dem es sich möglicherweise um einen „Felsitporphyr von Bad Sachsa“ handelt. Dies ist ein Leitgeröll der Leine und stammt von Rotliegenvulkaniten am Südharz.

In den untersuchten Vorkommen fehlt ortsfremder Kalkstein (Kreide, Muschelkalk, nordischer Kalk) weitgehend. Kalkstein des Malm, wie z.B. des unterlagernden Korallenooliths, kommt vereinzelt als lokale Komponente in der Geröllführung des Sedimentes auf der Gipfflur vor. Dabei sind die wenigen Kalksteingerölle gut abgerollt. Der die Gerölle z. T. umgebende tonige Schluff ist kalkfrei.

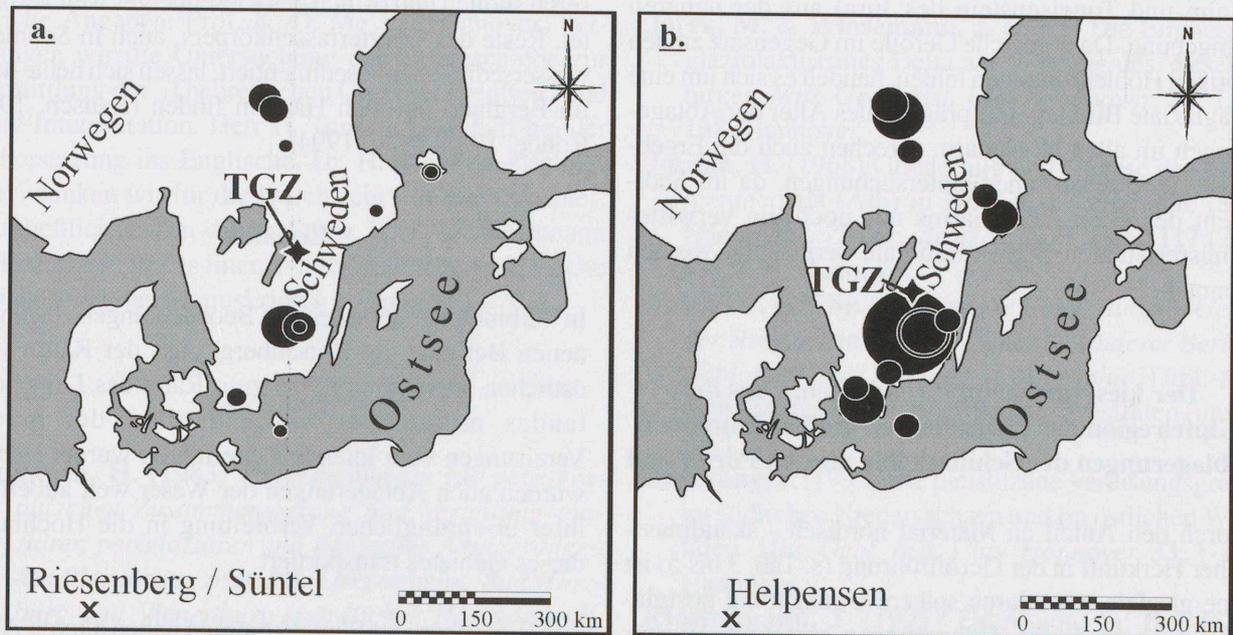
Das Vorkommen lokaler Kalksteingerölle aus Kalksteinen des Malm spricht in Verbindung mit dem auffälligen Fehlen von ortsfremdem Kalkstein (Muschelkalk, Kreide, Kalksteine nordisch - skandinavischer Herkunft, wie z. B. Orthocerenkalk, Beyrichienkalk oder Paläoporellenkalkstein) dafür, dass die vom Inlandeis aufgenommenen geröllführenden Schichten bereits vor dem Transport entkalkt waren und anschliessend auf Gipfflur des Riesenberges resedimentiert wurden.

Die Geröllführung des Sedimentes vom Gipfel des Riesenberges besteht fast ausschließlich aus gut gerundetem Kies. Bei den Gesteinen nordisch - skandinavischer Herkunft gilt dies nicht nur für Kristallin, sondern zum Teil auch für Flint, was darauf hinweist, dass der Kies oder zumindest ein Teil davon zunächst als Schmelzwassersediment abgesetzt und dann durch den Gletscher wieder aufgenommen wurde.

### Schwermineralanalytische Untersuchungen

#### a) Typ „alter Höhlenarm“

Die transparenten Schwerminerale im Sediment des alten Höhlenarms bestehen ausschließlich aus verwitterungsresistenten Mineralen. Es dominiert Zirkon (ca. 75 % aller Körner), gefolgt von Rutil (ca. 20 % aller Körner). Turmalin kommt nur ganz untergeordnet vor.



**Abb. 7:** - Zusammensetzung der Leitgeschiebe mit errechnetem Theoretischem Geschiebe-Zentrum (TGZ). Zählung durch Prof. Dr. K.-D. Meyer (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung). **a.** Gipffelflur des Riesenberges **b.** Drenthe-Grundmoräne, Kies-/Sandgrube Helpensen.

**Fig. 7:** - Composition and sources of indicator pebbles and theoretical mean source of the pebbles (Theoretisches Geschiebe-Zentrum / TGZ). Pebbel counts by Prof. Dr. K.-D. Meyer (Lower Saxony Geological Survey). **a.** Summit region of Riesenberg, **b.** Till from Helpensen quarry (Drenthe-stage).

#### b) Typ „Schillathöhle, Portal-Süd und Gipffelflur“

Das Sediment aus der Schillathöhle besitzt hohe Gehalte an Zirkon (<50 %), verwitterungsempfindliche Schwerminerale (Granat, „gemeine“ Hornblende, Epidot) machen ca. 25 % des Schwermineralbestandes aus. Die Schwerminerale im Sediment des Portal Süd bestehen vorwiegend aus verwitterungsresistenten Mineralen, wobei Zirkon dominiert gefolgt von Rutil. Eine Untersuchung der durchscheinenden Schwerminerale war bei dem kies- und steinhaltigen Lehm von der Gipffelflur des Riesenberges nicht möglich, da die für die Untersuchung geeigneten Kornanteile fehlen.

#### Theoretisches Geschiebezentrum

Die gchiebestatistische Untersuchung an Grobkies- und Steinmaterial aus dem Vorkommen von der Gipffelflur des Riesenberges durch Prof. K.-D. Meyer (Leitgeschiebe) ergab als sog. „Theoretisches Geschiebezentrum“ (TGZ) das Koordinatenpaar  $\Lambda 15,3 / \zeta 58,5$ , was auf eine Dominanz südschwedischer Leitgeschiebe hinweist.

Die stratigraphische Bewertung der TGZ-Untersuchung der nordischen Leitgeschiebe (Abb. 7a) wird nicht nur durch die Randlage des Vorkommens im Vereisungsgebiet erschwert, sondern auch durch den Mangel ver-

gleichbarer Untersuchungen in der unmittelbaren Umgebung. Die Vergleichsuntersuchung an einem unmittelbar südlich gelegenen, sicher Drenthe-stadialen Geschiebemergel-Vorkommen (Abb. 7b) ergab als Theoretisches Geschiebe-Zentrum Koordinaten von  $\Lambda 15,1 / \zeta 57,8$ . Das TGZ des Riesenberg-Vorkommens ( $\Lambda 15,3 / \zeta 58,5$ ) ist auch unter Berücksichtigung der Vergleichsuntersuchung für Drenthe-zeitliche Bildungen eher untypisch. Allerdings ist die Abweichung sowohl vom Vergleichswert als auch von typischen Drenthe-Werten nicht signifikant genug, um als Hinweis auf elster-zeitliche Entstehung zu dienen. Damit ergeben sich aus der Analyse der Leitgeschiebe keine Hinweise auf das Alter der Vereisung, die zur Bildung des kies- und steinhaltigen Lehms führte.

#### DISKUSSION DER BILDUNGS- BEDINGUNGEN UND DER ENTSTEHUNGSALTER

##### Alter Höhlenarm

Der geringe Gehalt an Quarzgeröllen (unter 1 Stück-%) in der Füllung des „Alten Höhlenarms“ deutet darauf hin, dass es sich um eine quartärzeitliche Bildung handelt, die Reste tertiärer Sedimente aufgenommen hat. Die dominierenden Gerölltypen sind Lokalgerölle (Wealdensandstein der Unterkreide, Rhaxenspikulite des

Malm und Toneisenstein des Jura) aus der näheren Umgebung. Da nordische Gerölle im Gegensatz zu den übrigen Höhlenfüllungen fehlen, handelt es sich um eine präglaziale Bildung. Für präglaziales Alter der Ablagerungen im alten Höhlenarm sprechen auch die Ergebnisse der Schwermineraluntersuchungen, da im Sediment des alten Höhlenarms nur noch die verwitterungsresistenten Schwerminerale beobachtet werden konnten.

#### **Der kies- und steinführende Lehm aus der Gipfelregion des Riesenberges, die kiesführenden Ablagerungen der Schillathöhle und im Portal Süd**

Durch den Anteil an Material nordisch - skandinavischer Herkunft in der Geröllführung (s. Tab. 3 bis 5) ist eine glaziale bzw. durch spätere Umlagerung postglaziale Genese dieser Ablagerungen gesichert. Hierfür sprechen auch die Ergebnisse der Schwermineraluntersuchungen an den Sedimenten in der Schillathöhle und im Portal-Süd. Während der Zirkonreichtum auf die Aufarbeitung präglazialer (tertiärzeitlicher oder mesozoischer) Sedimente hindeutet, bezeugt der Gehalt verwitterungsempfindlicher Schwerminerale (Granat, „gemeine“ Hornblende, Epidot) darüber hinaus, dass es sich bei diesen Sedimenten um eiszeitliche Ablagerungen handeln muss.

Für das Vorkommen im Bereich der Gipfelur des Riesenberges wird eine eiszeitliche Genese durch das Ergebnis der durchgeführten TGZ-Bestimmung deutlich. Nordisch - skandinavische Geröllkomponenten in Verbindung mit aufgearbeitetem Weserkies und Lokalgesteinen aus topographisch tiefergelegenen Vorkommen können nicht durch Wassertransport in Höhen von über 300 m ü.NN gelangt sein. Sie bezeugen vielmehr, dass der Gipfel des Riesenberges vom Inlandeis bedeckt und dieses letztlich für die Ablagerung ursächlich war. Bei dem im Rahmen der Geröllanalytik identifizierten Anteil an Geröllen aus dem Einzugsgebiet der Weser handelt es sich um entkalkten, sonst aber wenig veränderten Weserkies. Die sichere geröllpetrographische Einstufung des Weserkies-Anteils an der Geröllführung hinsichtlich einer mittelterrassen- oder oberterrassenzeitlichen Herkunft des Kiesmaterials ist nicht möglich.

Der resedimentierte Weserkies muss in jedem Fall aus einem topographisch tieferen Niveau stammen, da derart hochgelegene Weserablagerungen in der Umgebung nicht bekannt sind. So liegt das Niveau der Oberterrasse der Weser bei Hameln wenig höher als 90 m ü.NN, bei Hannover maximal kaum über 100 m ü.NN. Mittelterrassenzeitliche Ablagerungen befinden sich bei Hameln bei ca. 80 m ü.NN. Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse waren im We-

sental südlich und östlich des Riesenberges weit verbreitet. Reste des Oberterrassenkörpers, auch in Schmelzwassersedimenten resedimentiert, lassen sich heute noch im Bergland nördlich Hameln finden (Rausch, 1977; Rohde, 1983, 1986, 1994).

#### **Ergebnis**

In Verbindung mit bisherigen Beobachtungen zeigen die neuen Befunde am Riesenberg, dass der Raum vom östlichen Wesergebirge bis zum Rand des Leineberglandes mindestens während einer der beiden Vereisungen vom Inlandeis überfahren wurde. Hierbei wurden auch Ablagerungen der Weser weit außerhalb ihrer ursprünglichen Verbreitung in die Hochlagen dieses Gebietes transportiert.

Am Riesenberg im Süntel kommen neben älteren Ablagerungen mit Kiesanteilen ohne Material nordisch - skandinavischer Herkunft und nur verwitterungsresistenten Schwermineralen, die wahrscheinlich quartärzeitlich, aber präglazial abgelagert wurden, jüngere Sedimente auf der Gipfelur des Riesenberges und in tiefergelegenen Karsthöhlen vor. Diese jüngeren Sedimente unterscheiden sich petrographisch von den älteren Ablagerungen durch die Schwermineralführung und dem Vorkommen von Geröllen nordisch - skandinavischer Herkunft sowie resedimentierten Weserkies und haben ein glaziales Alter. Eine Zuordnung der eiszeitlichen Ablagerungen in die Elster- oder die Saale-Kaltzeit ist nicht möglich. Die Ergebnisse der TGZ-Untersuchung sind wie auch die geröllpetrographischen Befunde nicht eindeutig.

Weitergehende Untersuchungen z. B. sedimentologische Untersuchungen auch postglazialer Sedimente um eine ggf. erfolgte Umlagerung der glazigenen Ablagerungen bewerten zu können und um ein vollständigeres Bild des Ablagerungsmilieus zu zeichnen, sind geplant.

#### **DANK**

Dem Bruchmeister für das Werk Segelhorst, H. Brepohl (Hessisch-Oldendorf), danken wir für die Hinweise auf die quartären Ablagerungen am Riesenberg und für zahlreiche ergänzende Angaben. Ihm sowie der Geschäftsleitung der *Schaumburger Steinbrüche Steinbergen GmbH* (SSS) danken wir für Unterstützung bei den Begleichen des Bruches. Prof. Dr. D. Henningsen (Hannover) untersuchte freundlicherweise die Schwerminerale. Mitgliedern der *Höhlengruppe Nord*, insbesondere St. von Boguslawski (Hamburg) sowie St. Meyer (Nordstemmen) danken wir für zahl-

reiche Angaben. Prof. K.-D. Meyer (Hannover) verdanken wir die Untersuchung der Leitgeschiebe zur Ermittlung der „Theoretischen Geschiebezentren“ und ihre Interpretation. Herr H. Toms (Celle) half bei der Übersetzung ins Englische. Dr. H. Bombien (Hannover) danken wir für die Durchsicht des Manuskriptes. Schließlich sei an dieser Stelle Prof. J. Winsemann (Hannover) für das intensive Review und die kritische Diskussion des Manuskriptes gedankt.

## LITERATUR

- Bombien, H.** (1983) *Untersuchungen zur petrographischen Zusammensetzung und Verteilung glazialer, periglazialer und fluviatiler Ablagerungen des Pleistozäns zwischen Langelsheim, Bad Harzburg und Vienenburg (nördliches Harzvorland)*. Dipl.-Arb. u. Kart. Univ. Hannover: 130 S., Hannover (Unveröff.)
- Bombien, H.** (1987) Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saale-zeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, **26**, 1-131, Hannover.
- Eissmann, L.** (1995) Sachsen. In: **Benda, L.** (Hrsg.) *Das Quartär Deutschlands*, 171-198, Hannover.
- Fabisch, R.** (1996, Hrsg.) Höhlen im Süntel und Wesergebirge. *Beih. Ber. Naturhist. Ges. Hannover*, **12**, 1-78, Hannover.
- Geisler, T.** (1999) CirMap 3.0: ein 32bit Windows-Programm zur Auswertung und Präsentation von Leitgeschiebezählungen nach der Circle-Map-Methode [CirMap 3.0: a 32bit Windows Program for the analysis and presentation of indicator counts by the Circle Map method]. *Arch. f. Geschiebekde.*, **2** (8), 597-600, Hamburg.
- Gramann, F.** (1963) Schwamm-Rhaxen und Schwamm-Gesteine (Spongiolithe, Spiculite) aus dem Oxford NW-Deutschlands. *Geol. Jb.*, **80**, 213-220, Hannover.
- Grupe, O.** (1930) Die Kamesbildungen des Weserberglandes. *Jb. Preuss. geol. L.-anst.*, **51** (1), 350-370, Berlin.
- Grupe, O. und Ebert, A.** (1927) *Geologische Karte von Preußen usw.* 1: 25 000, Bl. Springe. 54 S., Berlin. [heut. Bl.-Nr. 3723]
- Helm, C.** (1998) Paläokarst-Erscheinungen im Oberjura (Oxfordium, Dachfläche der *florigemma*-Bank, Korallenoolith, Hauptdiskontinuität) von NW-Deutschland (Süntel). *Ber. naturhist. Ges. Hannover*, **140**, 99-120, Hannover.
- Jarek, M.** (1999) *Kartierung und Faziesanalyse der Emme: Ein drenthezeitlicher Deltakomplex am Südhang des Wesergebirges*. Dipl.-Arb., Univ. Hannover, 66 S., Hannover [Unveröff.].
- Jarek, M. & Winsemann, J.** (1998) Die Emme: Ein glaziolakustrines Delta am Südhang des Wesergebirges. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, **38**, 137-148, Hannover.
- Jordan, H.** (1968) Gliederung und Genese des Flammenmergels (Alb) in Hils- und Sackmulde (Süd-Hannover). *Ztschr. deutsch. geol. Ges.*, **117** (2/3), 391-424, Hannover.
- Kaiser, C.** (1978): *Geologische Kartierung im Gebiet des Hohensteins (Süntel) unter besonderer Berücksichtigung der Oberjura-Stratigraphie*. Dipl.-Arb. Univ. Münster, 236 S., Münster / Westfalen [unveröff.].
- Kaltwang, J.** (1992) Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, **33**, 1-161, Hannover.
- Klostermann, J.** (1995) Thüringen. In: **Benda, L.** (Hrsg.), *Das Quartär Deutschlands*, 59-94, Hannover.
- Kulle, S.** (1985) *Drenthestadiale Staubeckensedimente und ihr Lagerungsverband aus zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 82 S., Hannover. [Unveröff.]
- Lüttig, G.** (1958) Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geol. Jb.*, **75**, 361-418, Hannover.
- Lüttig, G.** (1960) Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld-Hameln-Elze. *Geol. Jb.*, **77**, 337-390, Hannover.
- NGH / LK Hannover / NLFb** (1979) (Naturhistorische Gesellschaft zu Hannover, Landkreis Hannover / Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hrsg.): *Geologische Wanderkarte 1:100 000 Landkreis Hannover*. *Ber. Naturhist. Ges. Hannover*, **120**: 1 Kt.; Hannover.
- Rausch, M.** (1977) Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktuationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und der Innerste. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, **14**, 1-84, Hannover.
- Rohde, P.** (1983) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niedersachsen*, 1:25000, Blatt Nr. 3724 Pattensen. 192 S., Hannover.
- Rohde, P.** (1986) Führer zu Exkursion B.- *Deuqua*, **23**. Wissensch. Tagung, 45 S., Hannover.
- Rohde, P.** (1994) Weser und Leine am Berglandsrand zur Ober- und Mittelterrassenzeit. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **44**, 106-113, Hannover.
- Röhm, H.** (1985): *Bau und Zusammensetzung Saale-Eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge - Veltheim/Weser*. Dipl.-Arb. u. Kartier. Univ. Hannover: 107 S., Hannover. - [Unveröff.]
- Schillat, B.** (1959) In den Höhlen des Weser-Berglandes. *Der Aufschluß*, **10** (2), 29-31, Heidelberg.
- Schillat, B.** (1965) Nachweis von Erdbeben in Höhlen. *Der Aufschluß*, **16** (6), 133-136, Heidelberg.

- Schillat, B.** (1969) Quarzite rubble and bean-ore conglomerate: A key horizon in cave sediments. *Caves and Karst*, **11** (2), 9-16, Castro Valley/Calif.
- Seraphim, E. T.** (1972) Wege und Halte des Saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. *Geol. Jb.*, **A3**, 1-85; Hannover.
- Thon, A.** (in Vorb.). *Die pleistozäne Schichtfolge im Obernkirchner Sandsteinbruch auf den Bückbergen südlich Stadthagen*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover [unveröff.].
- Unger, K. P. und Kahlke, R. D.** (1995) Thüringen. In: **Benda, L.** (Hrsg.), *Das Quartär Deutschlands*, 199-219, Hannover.
- Winsemann, J. und Asprion, U.** (2001) Glazilakustrine Deltas am Südhang des Wesergebirges: Aufbau, Entwicklung und Kontrollfaktoren. *Geol. Beitr. Hannover*, **2**, 139-158, Hannover.
- Wellmann, P. L.** (1998) Kies- / Sandkörper im Wesertal zwischen Rinteln und Porta Westfalica. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, **38**, 203-212, Hannover.
- Ziolkowska, M. und Zimmerle, W.** (1996) The boreal 'Flammenmergel' lithofacies in the Lower Saxony Basin (Germany) as compared with corresponding rocks in the Intrasudetic Basin (Poland). *Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg* **77**, 105-123, Hamburg.