

PA 356

(20)

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut  
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

Heft 20

# Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelräts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen)

von  
Detlef Appel

Hannover 1981

Mitt geol. Inst. Univ. Hannover	ISSN 0440-2812	133 Seiten, 18 Abb., 6 Tab., 4 Taf.	Hannover August 1981
------------------------------------	----------------	--	-------------------------





Mitteilungen aus dem Geologischen Institut  
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

Heft 20

Petrographie und Genese der Sandsteine des  
Unter- und Mittelröts im nördlichen Harzvorland  
(Ostniedersachsen)

von  
Detlef Appel

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK  
HANNOVER  
TECHNISCHE  
INFORMATIONSBIBLIOTHEK

Hannover 1981

Mitt geol. Inst. Univ. Hannover	ISSN 0440-2812	133 Seiten, 18 Abb., 6 Tab., 4 Taf.	Hannover August 1981
------------------------------------	----------------	--	-------------------------



PETROGRAPHIE UND GENESE DER SANDSTEINE DES  
UNTER- UND MITTELRÄTS IM NÖRDLICHEN HARZVORLAND  
(OSTNIEDERSACHSEN)

(mit 18 Abb., 6 Tab., 4 Taf. in Tasche)

von

DETLEF APPEL +)

<u>Inhalt</u>	<u>Seite</u>	
0	VORWORT	5
1	EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG	5
2	ARBEITSGEBIET UND AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE	7
3	ERFORSCHUNGSGESCHICHTE DES NORDWESTDEUTSCHEN RÄTS UND RÄTGLIEDERUNG	9
3.1	Erforschungsgeschichte	9
3.2	Rätgliederung dieser Arbeit	12
4	ARBEITSMETHODEN	14
5	GESTEINSBESCHREIBUNG	16
5.1	Petrographische Beschreibung der Sandsteine	16
5.1.1	Mineralbestand	16
5.1.1.1	Hauptbestandteile	17
5.1.1.1.1	Quarz und Quarz/Quarz-Verwachsungen	17
5.1.1.1.2	Feldspat	19
5.1.1.1.3	Glimmer	22
5.1.1.2	Bindemittel- und Zementminerale	23
5.1.1.3	Schwermineralanalyse	25
5.1.1.3.1	Schwermineralgehalte	25
5.1.1.3.2	Beschreibung der Schwerminerale	27
5.1.1.3.3	Korngrößenverteilung der Schwerminerale	37
5.1.1.3.4	Schwermineralparagenesen	42
5.1.2	Sedimentstrukturen	44
5.1.2.1	Korngrößenverteilung	45
5.1.2.2	Kornformen	50

---

+) Anschrift des Verfassers:

Dr. D. Appel  
Institut für Geologie und Paläontologie  
der Universität Hannover  
Callinstraße 30, 3000 Hannover 1

	<u>Seite</u>	
5.2	Petrographische Beschreibung der Tonsteine und Siltsteine	53
5.2.1	Tonsteine und Siltsteine des Unterräts	53
5.2.2	Tonsteine des Mittel- und Oberräts	54
6	GENESE DER RÄTSANDSTEINE	56
6.1	Beschreibung der Faziesseinheiten des Räts	56
6.1.1	Steinmergelkeuper und Unterrät	56
6.1.1.1	Steinmergelkeuper	57
6.1.1.2	Unterrät	58
6.1.1.2.1	Gesteine der Allertal-Schüttung	58
6.1.1.2.2	Fluviatile Gesteine	59
6.1.2	Mittelrät	63
6.1.2.1	Deltafazies	63
6.1.2.2	Beckenfazies	67
6.2	Sedimentationsablauf	68
6.2.1	Allertal-Schüttung (Unterrät)	69
6.2.2	Fallstein-Schüttung	70
6.2.3	Lappwald-Schüttung	78
6.3.	Verteilung der Gesteinskomponenten und ihre Ursachen	81
6.3.1	Transportsonderung	82
6.3.1.1	Leichtminerale	82
6.3.1.2	Schwerminerale	85
6.3.2	Diagenese	88
6.3.2.1	Diageneseabläufe in den Sandsteinen	89
6.3.2.1.1	Unterrätsandstein	89
6.3.2.1.2	Mittelrätsandstein	92
6.3.2.1.3	Diagenetische Veränderungen der Schwermineralzusammensetzung	95
6.3.2.2	Diagenese der Tonsteine	99
6.3.2.2.1	Tonsteine des Unterräts	99
6.3.2.2.2	Tonsteine des Mittel- und Oberräts	100
6.3.2.3	Ursachen der Diagenese	101
7	PALÄOGEOGRAPHISCHE DEUTUNG DER UNTERSUCHUNGS- ERGEBNISSE	104
7.1	Materialherkunft	104
7.1.1	Gegenwärtige Vorstellungen über die Liefergebiete	104
7.1.2	Rekonstruktion der Liefergebiete	108
7.2.	Die paläogeographischen Beziehungen zwischen dem nördlichen Harzvorland und benachbarten Rätgebieten	112
8	ZUSAMMENFASSUNG	114
9	LITERATURVERZEICHNIS	116
9.1	Angeführte Schriften	116
9.2	Verzeichnis der ausgewerteten geologischen Karten	127
10	ANHANG	128
10.1	Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	128
10.2	Aufschlußverzeichnis	129
10.3	Tafeln 1-4	in Tasche

## O. VORWORT

Zusehends verschwindet die Bezeichnung "Rhätium" für die oberste Stufe der (geosynklinalen) Trias aus den stratigraphischen Tabellen von Lehrbüchern (z.B. KRÖMMELBEIN 1977) und stratigraphischen Sammelwerken (KOZUR 1975): Die Sedimente, die in dem entsprechenden Zeitraum abgelagert worden sind, müssen in das Nor gestellt werden. Wie die orthostratigraphische Triasgliederung selbst geht auch diese Revision auf Untersuchungen im eumarinem Ablagerungsraum zurück, doch wird zunehmend auch der epikontinentale "germanische" Faziesraum in die Neugliederung einbezogen werden (KOZUR 1975).

Dort ist unter "Rät"<sup>+</sup>) von den meisten Bearbeitern die petrofazielle Einheit aus hauptsächlich Sandstein und Tonstein verstanden worden, die von den karbonatisch - tonigen Sedimenten des "Steinmergelkeupers" unterlagert und von Gesteinen des (i.d.R.) marinen Lias überlagert wird. Unbestritten war allerdings auch, daß diese Gesteinsfolge zu einem Teil während der "Rätzeit" abgelagert worden ist.

Es ist zu befürchten, daß bei der Einfügung der epikontinentalen Einheiten in die neue orthostratigraphische Gliederung die Bezeichnung "Rät" durch Lokalnamen abgelöst werden wird. Die nomenklatorische Entwicklung in der nordwestdeutschen Unterkreide ("Wealden") ist ein Beispiel dafür. Damit verschwände ein in mehr als 120-jähriger Erforschungsgeschichte mit Inhalt gefüllter Begriff aus der Nomenklatur des Oberkeupers, ohne daß in den betroffenen Regionen begründeter Anlaß dazu besteht.

In der vorliegenden Untersuchung wird "Rät" als Faziesbegriff aufgefaßt (s. Tab. 2). Er drückt zeitlich lediglich die Zeitspanne aus, in der an einer bestimmten Stelle Sedimente dieser Fazies gebildet worden sind.

## 1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Kaum eine Einheit der epikontinental-marinen bis terrestrisch entwickelten Trias-Schichtfolge des "germanischen" Faziesraums ist so vielen unterschiedlich begründeten Gliederungsversuchen unterzogen worden wie das "Rät". Der meist geringe Fossilinhalt und die auffällige Zusammensetzung aus im Wechsel mehr tonigen und mehr sandigen Sedimenten haben stets zur Anwendung rein petrofazieller Kriterien herausgefordert. Diese Möglichkeit

<sup>+</sup>) Im folgenden wird die Schreibweise "Rät" ("rätisch") usw.) statt "Rhät" ("rhätisch" usw.) verwendet, weil sie ethymologisch gesehen - der lateinischen Schreibweise "Raetia" für die römische Alpenprovinz näherkommt. Zugleich soll damit die hier allein zugrundegelegte fazielle Bedeutung des Begriffs betont werden (s. 3.2.).

wird jedoch bis heute dadurch erschwert, daß das Gesteinsinventar sowohl horizontal als auch vertikal rasch wechseln kann. Zudem können in petrographisch ähnlichen Gesteinen Fossilien mit sehr unterschiedlicher ökologischer Aussage enthalten sein.

Dadurch wurden mehr paläontologisch orientierte Bearbeiter veranlaßt, allein den Fossilinhalt als wirksames Gliederungskriterium anzusehen, obwohl angesichts der generellen Artenarmut der "Rätfossilien" von Anfang an umstritten war, wieweit ihnen neben fazieller auch zeitlich stratigraphische Bedeutung zukommt.

Immerhin liegen seit mehr als 35 Jahren (SCHOTT 1942, s. 3.1) für das nördlich und nordwestlich an das Harzvorland anschließende Gebiet des niedersächsischen Rätbeckens entwickelte petrostratigraphische Gliederungskriterien vor, die sich bei der Erdöl-exploration bewährt haben. Ihre allgemeine Übertragbarkeit auf das Harzvorland mit seinen Gesteinen in "Randfazies" (JÜNGST 1928) ist zwar bis in jüngere Zeit (BENDA 1963, VINKEN 1971) bezweifelt, jedoch nur vereinzelt (VINKEN 1971) überprüft worden. Abgesehen von der Untersuchung der Sandsteine von Velpke (Allertal) durch ZEINO-MAHMALAT (1970: Deltabildungen) fehlen bisher konkrete Angaben zur Entstehung der Rätssedimente, die eine Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung dieser Region während des Oberen Keupers ermöglichen.

Die vorliegende Untersuchung ist ein Beitrag, diese Lücke zu schließen. Sie wurde als Dissertation am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover durchgeführt. Die Geländeaufnahmen dazu erfolgten unregelmäßig in den Sommermonaten der Jahre 1973 bis 1978. Für die Probeuntersuchungen standen die Einrichtungen des Instituts zur Verfügung.

Die Aufbereitung von Gesteinsproben, die Anfertigung von Dünnschliffen, Schwermineralpräparaten und Röntgen-Diffraktometer-Aufnahmen lag zu einem großen Teil in den Händen von Herrn H. KRIENKE, Frau E. NORDBRUCH und Frau B. RICHTER. Für ihre sorgfältige Arbeit gilt ihnen mein besonderer Dank. Daneben danke ich allen, die durch Anregungen oder geduldige Zurückhaltung zum Fortgang der Untersuchung beigetragen haben.

## 2. ARBEITSGEBIET UND AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE

Das nördliche Harzvorland mit den "klassischen" Rätaufschlüssen SCHLOENBACHS (1862) und BRAUNS' (1862 u. 1866) ist von weiteren - gut untersuchten - Gebieten mit Rätvorkommen (Tagesaufschlüsse und/oder Bohrungen) durch "rätfreie" oder nicht untersuchte Zonen getrennt (s. Abb. 1).

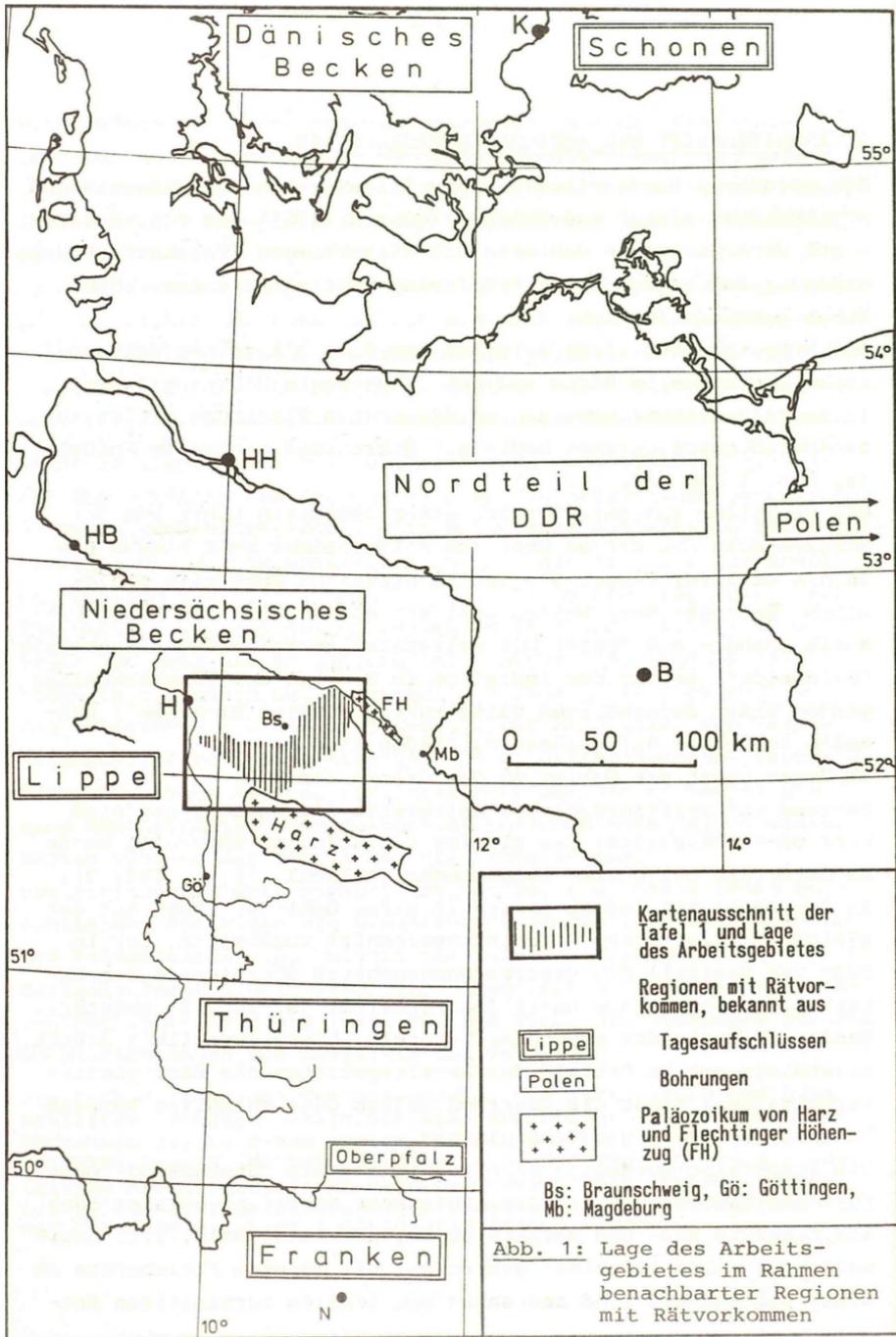
Das Arbeitsgebiet liegt zwischen dem Harz mit seinen paläozoischen Gesteinen im Süden und dem Flechtinger Höhenzug (ebenfalls Paläozoikum) bzw. dem norddeutschen Flachland mit seiner annähernd geschlossenen Decke aus Quartärsedimenten im Norden (s. Abb. 1 und Taf. 1).

Die westliche Begrenzung folgt einer gedachten Linie von der Nordwestecke des Harzes über den Hildesheimer Wald hinaus bis in die Giesener Berge. Sie ist im Einzelnen ebenfalls geologisch bedingt: Nach Westen schließt sich - über die Leine hinausreichend - ein Gebiet mit weitspannigem Muldenbau ("Sackmulde", "Hilsmulde") an, in dem lediglich im Bereich der dazwischenliegenden stark deformierten Salzstruktur ("Leinetal-Achse") einzelne schlechte Aufschlüsse zu finden sind.

Im Osten endet das Gebiet an der Grenze zur DDR.

Zustand und stratigraphische Reichweite der Aufschlüsse sind sehr unterschiedlich: Das einzige vollständige Rätprofil wurde am Osterfeld bei Goslar aufgenommen (Aufschl. 16, s. Taf. 2). In der Regel ist jedoch innerhalb eines Gebietes immer nur der gleiche - meist kurze - Schichtausschnitt zugänglich, der im Süd- und Westteil des Untersuchungsgebiets überwiegend dem Unterrät, im Nordostabschnitt dem Mittelrät (s. Tab. 2) angehört. Sandstein dominiert gegenüber Tonstein. Diese Verteilung drückt allerdings nur im Ostteil des Arbeitsgebietes die Häufigkeitsverhältnisse, sonst die unterschiedlich gute ehemalige Verwendbarkeit von Sand- und Tonstein aus.

Die Sandsteine wurden je nach Festigkeit als "Stubensand" oder Füllmaterial (Fallstein, Asse, Giesener Berge) abgegraben oder als begehrte Bau- und Werksteine (Hildesheimer Wald, z.T. Lappwald, vor allem Allertal) gebrochen. Die meisten Steinbrüche im West- und Südteil sind abgesehen von lokalen kurzzeitigen Ent-



nahmen spätestens seit den zwanziger Jahres dieses, meist jedoch seit Mitte oder Ende des vorigen Jahrhunderts auflässig. Ihr Zustand ist daher überwiegend schlecht. Dagegen sind die quarzitischen, festen Sandsteine des Allertalgebietes (Velpke, Danndorf) vereinzelt noch bis vor wenigen Jahren gebrochen worden. Die Aufschlüsse sind hier z.T. noch frisch.

Tonige Serien sind kaum aufgeschlossen. Sie sind auch früher nur vereinzelt für die Ziegelherstellung - zusammen mit Liasstein - gewonnen worden. Nicht selten waren sie jedoch im Abraumbereich der abgebauten massigen Sandsteinkörper der Beobachtung zugänglich.

### 3. ERFORSCHUNGSGESCHICHTE DES NORDWESTDEUTSCHEN RÄTS UND RÄTGLIEDERUNG

#### 3.1. Erforschungsgeschichte

Für Norddeutschland begann die Erforschung der Rätschichten im nördlichen Harzvorland, dem Gebiet mit den ehemals besten Aufschlußverhältnissen. Die Arbeiten v. STROMBECKs (1852), BRAUNS' (1862, 1866), ROEMERs (1874) und vor allem SCHLOENBACHs (1862) enthalten neben wertvollen Beschreibungen von längst verfallenen oder vernichteten Aufschlüssen bereits erste Ansätze zu einer Rätgliederung (SCHLOENBACH 1862, s. Tab. 1). Vor allem aber wurde durch sie die stratigraphische Eigenständigkeit des norddeutschen germanischen sandführenden Räts zwischen sandfreiem Steinmergelkeuper und (marinem) Lias sowie wegen des Auftretens von *Avicula* (heute *Pteria*) *contorta* (PORTLOCK) die mindestens teilweise altersmäßige Übereinstimmung mit dem alpinen Rät herausgestellt (v. STROMBECK 1852, SCHLOENBACH 1862).

Vom Gebiet um Göttingen ausgehend lieferte PFLÜCKER Y RICO (1868) den ersten Versuch einer vollständigen Gliederung nach dem Fossilinhalt (s. Tab. 1): Er trennte dabei von einem liegenden "Pflanzenrät" (Sandstein mit Pflanzenresten, Bonebeds an der Basis) das "Protocardienrät" ab. Das "Protocardienrät" unterteilte er weiter nach dem bevorzugten Auftreten bestimmter Bivalvenarten.

Nach einer längeren Pause, in der nur im Rahmen der "Spezialkartierung" durch die preußisch-geologische Landesanstalt Einzeldaten über das Rät gesammelt worden sind (vor allem MESTWERDT 1910), schuf JÜNGST (1928) die als Bestandsaufnahme auch heute noch grundlegende Arbeit über das Rät im nördlichen Harzvorland. Rückgrat seiner im wesentlichen petrofaziellen Gliederung (s. Tab. 1) ist das fast ausschließlich aus "limnischen" (JÜNGST 1928) Sandsteinen bestehende "Mittelrät". Es trennt die - durch Fossilien belegt - marinen Sand- und Tonsteine des "Unterräts" und des "Oberräts" voneinander. 1929 stellte JÜNGST den höchsten Teil dieses Unterräts ins Mittelrät (s. Tab. 1). Diese Gliederung wurde im nördlichen Harzvorland bis in die jüngere Vergangenheit angewendet (BENDA 1963).

Danach hat sich die Rätforschung infolge der starken Expansion der Erdölsuche ("Reichsbohrprogramm") aus dem Harzvorland vollständig in den Bereich des niedersächsischen Beckens verlagert: 1942 stellte SCHOTT seine "Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken" vor (s. Tab. 1). Darin werden die Tonsteine als für die Gliederung wichtigste Gesteinskomponente, die Sandsteinfolgen jedoch als stratigraphisch weniger bedeutsame Randschüttungen erkannt. Die Unter- und Obergrenze des Räts bleiben unverändert (s. o.). Die neu definierten Einheiten (Unter-, Mittel-, Oberrät) unterscheiden sich - soweit vorhanden - in ihrem Fauneninhalt und zugleich in der dominierenden Tonsteinfarbe, die zum wichtigsten Einstufungskriterium wird. Die weitere Unterteilung erfolgt entsprechend den Bedürfnissen der Erdölgeologie nach dem Sandstein/Tonstein-Verhältnis (z.B. "Mittelrätschiefer", "Mittelrätsandstein"). Diese Gliederung ist bis heute die Standardgliederung der Erdölgeologen geblieben.

Ebenfalls nach Daten aus der Erdölprospektion hat WILL (1953, veröffentlicht 1969) seine neue Wege suchende Oberkeuper-Gliederung vorgelegt (s. Tab. 1). Sie ist hauptsächlich durch das Auftreten bestimmter Faunen- bzw. Florengemeinschaften begründet. Zugleich stützt und erweitert sie die petrofaziellen Gliederungskriterien SCHOTTs (1942). Die Rätuntergrenze wird

SCHLOEN- BACH 1862	PFLÜCKER 1868	JÜNGST 1929	SCHOTT 1942	WILL 1969	
"L i a s "		P s i l o n o t e n s c h i c h t e n			Lias
? roter Ton	?	Oberrät	Oberrät o. Oberr.- Schiefer Oberrät- sandst. u. Oberr.- Schiefer	Präplanorbis- schichten	
Bonebed	Protocardien- rät		Mittelrät	Mittelrät o. Mittl.- Schiefer Mittelrät- sandst. u. Mittl.- Schiefer	Triletes- Sch.
Quader Bonebed	Pflanzenr. -----	Unterrät		Unterrät	Contorta- Sch.
?	?		Postera-Sch. elegans-Z. prima- Zone		
Steinmergelkeuper				Saurichthys- Sch.	Steinmergelk.

Tab. 1: Gliederungen verschiedener Autoren für das Rät Nordwestdeutschlands

darin nicht mehr faziell mit dem Einsetzen der rätischen Sand-  
schüttungen in sandfreie Steinmergelkeuper, sondern mit dem Erst-  
auftreten des vorgeblichen Leitfossils für das (marine) "Rät",  
Pteria contorta (PORTLOCK), gezogen (Basis des Mittelräts bei  
SCHOTT 1942). Das bisherige Unterrät wird dem liegenden Stein-  
mergelkeuper zugeschlagen und ins Nor gestellt. Leitfossil ist  
Anodontophora postera (DEFFNER & FRAAS), wonach die stratigra-  
phische Einheit als Postera-Schichten bezeichnet wird. Sie ent-  
halten die artenarme, brackische "Postera-Fauna". Die Postera-

Schichten werden von Gesteinen mit mariner Fauna überlagert, die nach dem Leitfossil *Pteria contorta* (PORTLOCK) als Contorta-Schichten - entsprechend dem Mittelrät SCHOTTs (1942) - bezeichnet werden. Postera-Schichten und Contorta-Schichten werden von WILL (1969) mit Hilfe von Ostrakoden in Zonen, z.T. Subzonen, untergliedert.

Der orthostratigraphische Bezug der Postera-Schichten zu Gesteinen norischen Alters im alpinen Faziesraum wird durch die Ostrakodenart *Limnocythere* (*Lutkevichinella*) *keuperiana* hergestellt (URLICHS 1972), die dort auf das Nor und im nordwestdeutschen Raum auf die Postera-Schichten beschränkt ist. Da jedoch *Rhätvicula contorta*<sup>+</sup> im alpinen Raum auch schon im Nor auftritt, bedeutet dieser Befund, daß entweder das Obenor dem Rät oder das Rät dem Nor zugeschlagen werden muß (s.o.).

Auf die Contorta-Schichten folgen die limnischen Triletes-Schichten (SCHOTT 1942: Oberrät), benannt nach der Megasporen-Formgattung "Triletes". Neben anderen Megasporen sowie Pollen und Mikrosporen liefert sie die einzigen stratigraphisch verwendbaren Fossilien dieser Einheit. Die Grenze zwischen Rät und Lias zieht WILL (1969) mit dem Auftreten der ersten marinen (Mikro-) Fossilien, während die meisten Vorbearbeiter den Lias mit den (durch Ammoniten belegten) Psilonoten-Schichten beginnen ließen.

In der Folgezeit wurden für Nordwestdeutschland und angrenzende Gebiete zahlreiche neue mikrofaunistische (WICHER 1957, BARTENSTEIN 1962, WICHER & BARTENSTEIN 1962) und vor allem palynologische Befunde (SCHULZ 1967, LUND 1977 u.a.) zusammengetragen. Alle Arbeiten bestätigen und ergänzen die von SCHOTT (1942) und WILL (1969) entwickelte Rätgliederung auf petrofazieller Basis.

### 3.2. Rätgliederung dieser Arbeit

Von allen für das Rät Nordwestdeutschlands aufgestellten biostratigraphischen Gliederungen ist nur die WILLs (1953 u. 1969) aus sich selbst heraus begründet. Ihre biologisch definierten stratigraphischen Grenzen werden als synchron oder annähernd

<sup>+</sup>) identisch mit *Pteria contorta* im germanischen Faziesraum

synchron angesehen. Außer der nach der evolutionären Entwicklung von Ostrakodenarten gezogenen Grenze zwischen "prima-Zone" und "elegans-Zone" (Postera-Schichten, s. Tab. 1) ist jedoch keine weitere Grenze in strengem Sinne biostratigraphisch festgelegt: Alle ausgeschiedenen Einheiten können bestimmten nebeneinander bestehenden bzw. auseinander hervorgehenden verschiedenen Faziesräumen zugeordnet werden. Gesteinsinventar und Fossilinhalt bilden den Wechsel in den Ablagerungs- und Diagenesebedingungen ab.

Die Annahme WILLs (1969), der mehrfache ökologische Wechsel im germanischen Rätbecken sei allein an die Verbindungsbedingungen zum Weltmeer ("Pforten") gebunden gewesen und für den gesamten Raum zeitgleich erfolgt, erscheint zwar durch zahlreiche Arbeiten (WILL 1969, WICHER 1957, LUND 1977 u.a.) für den Bereich Postera-Schichten/Triletes-Schichten im norddeutschen Raum gut belegt, widerspricht jedoch weitgehend dem Sedimentationsablauf im Harzvorland (s. 6.2.). Überall in Norddeutschland erfolgt der Fazieswechsel gleichsinnig. Vielfach stimmen auch die petrofazielle und die bioökologische Grenze gut überein (z.B. LUND 1977). Doch bereits wegen dieser geringen Abweichungen darf die bio- bzw. ökostratigraphisch aufgebaute Gliederung WILLs (1969) nur nach Überprüfung des Fossilinhaltes auf petrofazielle Befunde angewendet werden. Diese Möglichkeit besteht im nördlichen Harzvorland aus Mangel an Fossilien i.a. jedoch nicht.

Der Gliederung WILLs (1969) wird daher für das Untersuchungsgebiet eine lithologisch definierte Faziesgliederung (aufbauend auf SCHOTT 1942) an die Seite gestellt (s. Tab. 2 und 4). Sie beruht auf der Vorstellung, daß die darin unterschiedenen Fazies-einheiten "Steinmergelkeuper", "Unterrät", "Mittelrät", "Ober-rät" und (mariner "Lias" durch kontinuierlich gerichtete Veränderungen auseinander hervorgehen bzw. sich lateral verzahnen. Dabei sind Steinmergelkeuper und Unterrät Bildungen eines einzigen, in sich differenzierten Ablagerungsraumes: Kriterium für die Zuordnung ist vor allem die Sandführung (Unterrät). Sonst erfolgt die Unterscheidung der Faziesseinheiten nach Tonstein-

farben (SCHOTT 1942), Tonmineralbestand und Fossilinhalt (WILL 1969). Die Fossilführung ist das übergeordnete Argument. Dabei muß betont werden, daß alle Kriterien lediglich leicht erkennbare Hinweise auf bestimmte Bildungs- bzw. Diagenesebedingungen und daher prinzipiell gleichrangig sind.

Die Grenze zum Lias wird mit dem ersten Auftreten mariner Fossilien (i. d. R. sandschalige Foraminiferen, WILL 1969) über fossilfreiem Oberrät gezogen.

Petrofazies-einheit	Tonstein-farbe	Bildungs-bedingungen	Biofazieseinh. (WILL 1969)
"L i a s"	"dunkel"	marin	L i a s
Oberrät	grau, braun	?	Triletes-Schichten
Mittelrät	schwarz	marin deltaisch	Contorta-Schichten
 Unter-rät	grau, grün	fluviatil (limnisch)	Postera-Schichten
Steinmergel-keuper	grün, bunt	flachmarin (hyperhalin)	Saurichthys-Schichten

Tab. 2: Fazielle Rätgliederung dieser Arbeit

#### 4. ARBEITSMETHODEN

Neben der möglichst detaillierten petrographischen Aufnahme der zugänglichen Gesteine wurde auch versucht, die Position des aufgeschlossenen Ausschnitts innerhalb des Gesamtprofils zu ermitteln. Dazu wurden örtlich Handbohrungen zur Erkundung unter- bzw. überlagernder Tonsteine niedergebracht. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in petrographischen Einzel- bzw. Sammelprofilen (s. Taf. 2 u. 3) dargestellt, soweit sie den bisher vorliegenden Angaben widersprechen oder sie entscheidend ergänzen. Sonst sind sie im Aufschlußverzeichnis (s. 10.2.) zusammengefaßt.

Die in Aufschlüssen oder als Lesesteine genommenen Sandsteinproben wurden routinemäßig für die Schwermineralanalyse aufbereitet. Dabei ergaben sich zugleich Daten für die Korngrößenverteilung. Aus dem Verlauf der Summenkurven wurden Medianwert, Sortierung und Schiefe berechnet.

Die Sandsteine sind i. a. so mürbe, daß sie sich leicht im Mörser zerstoßen lassen. Eine Vorzerkleinerung im Backenbrecher war lediglich bei einigen Proben vom oberen Allertal erforderlich.

Je nach dem Grad der Umkrustung mit "Brauneisen" wurde das zerkleinerte Probenmaterial mit Monochloressigsäure ( $\text{ClCH}_2\text{COOH}$ ; zur Schonung von Apatit) oder mit 10 %iger Salzsäure aufbereitet. 200 g dieses Materials wurden in einer Siebkolonne mit den Maschenweiten 0,4 - 0,25 - 0,125 - 0,063 - 0,036 gesiebt. Falls die erzielte Aussagegenauigkeit für die Korngrößenanalyse nicht ausreichte, wurden (selten) mit Sieben der Maschenweite 0,2, 0,1 und 0,08 mm zusätzliche Angaben gewonnen.

Das Siebgut - höchstens jedoch 20 g - wurde nach Kornfraktionen getrennt im Scheidetrichter einer Schwerentrennung mit Bromoform ( $\text{CHBr}_3$ , Dichte 2,88) unterzogen. Der Trennvorgang dauerte ca. 15 - 20 Minuten. Von der gewaschenen und getrockneten schweren Fraktion wurden Streupräparate mit dem Einbettungsmittel Arochlor ( $n = 1,665$ ) angefertigt. I. d. R. wurde die Kornfraktion 0,063 - 0,125 mm als schwermineralreichste Fraktion ausgewertet. An zahlreichen Proben wurden jedoch zusätzlich die Fraktionen 0,036-0,063, 0,125-0,250 und 0,250-0,400 mm untersucht. Die Fraktion  $>0,400$  mm enthielt nur vereinzelt verwertbare Schwermineralmenge.

Dünnschliffuntersuchungen lieferten Gefügeangaben und führten zur quantitativen Bestimmung der Anteile der "leichten" Einzelkomponenten Feldspat, Gesteinsbruchstücke und Glimmer. Wegen der ohnehin starken (diagenetisch bedingten) Schwankungen wurde ein einfaches Punktzählverfahren angewendet: Es wurden drei Linien mit je ca. 300 Punkten ausgewertet. Die Linien lagen - soweit erkennbar - parallel und senkrecht zur Schichtung und in einem Winkel von ca.  $45^\circ$  zu beiden. Der Punktstand betrug das 1,5-fache des i. d. R. durch Sieben ermittelten Medianwerts.

Die Rättonsteine sowie Tonminerale in den Sandsteinen wurden routinemäßig der Differentialthermoanalyse unterzogen. Sie lieferte erste qualitative Hinweise auf die Zusammensetzung (KRUMM 1965). Vor allem wurde so der Quarzgehalt bestimmt und der Anteil an organischen Substanzen identifiziert (SCHMITZ 1968). Halbquantitative und quantitative Bestimmungen der Tonmineralanteile erfolgten jedoch mit Hilfe des Röntgendiffraktometers (Fraktion  $<0,036$  mm). Die Auswertung wurde anhand der von LIPPMANN (1960) bzw. BROWN (1961) u. a. beschriebenen Verfahren durchgeführt. Einzelproben wurden auf den Mikrofossilinhalt (sandschalige Foraminiferen) untersucht.

Die Darstellung der Auszählergebnisse erfolgt nicht in Form von Tabellen. Vielmehr wurden Gehalte an Einzelkomponenten auf die Verteilungsursachen hin untersucht und die Beziehungen möglichst quantitativ erfaßt. Auf dieser Grundlage wurden für die Schwerminerale Gruppen definiert und deren Verbreitung dargestellt (s. Taf. 1). Die Schwankungen innerhalb einer Gruppe sind nicht größer als die innerhalb eines Aufschlusses mit entsprechenden Gesteinen, so daß Zähltabellen keine zusätzliche Information enthalten können. Diese Darstellungsweise ist bedingt durch die wechselnd starke diagenetische Veränderung der Gesteine im nördlichen Harzvorland (s. 6.3.2.) und die z.T. starke Abhängigkeit der Anteile einzelner Komponenten von der Korngröße der Proben (s. 5.1. u. 6.3.1.).

## 5. GESTEINSBESCHREIBUNG

• Unter den Rätgesteinen des nördlichen Harzvorlandes überwiegen Tonsteine und Sandstein, wobei durch die Aufschlußverhältnisse örtlich ein Vorherrschen von Sandstein vorgetäuscht wird (s. 2.). Die jeweiligen Anteile beider Gesteine am Gesamtprofil sind regional unterschiedlich. Der Übergang von Sandstein zu Tonstein bzw. umgekehrt vollzieht sich innerhalb eines Profils häufiger durch Ausbildung von Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen als durch allmähliche Korngrößenveränderungen.

Für die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit des "Räts" zwar sehr charakteristisch, aber mengenmäßig nur regional von Bedeutung sind Kohle im Mittelrät, Mergelstein und sehr untergeordnet Kalkstein im Unterrät. Diese Gesteine sind in Übertageaufschlüssen kaum noch zugänglich.

### 5.1. Petrographische Beschreibung der Sandsteine

#### 5.1.1. Mineralbestand

Läßt man Veränderungen durch Transportsonderung (s. 6.3.1.) und Diagenese (s. 6.3.2.1) außer acht, so weisen die Sandsteine unabhängig von stratigraphischer Position und Entstehung bis in den unteren Lias hinein qualitativ sehr einheitliche Zusammensetzung auf. Sie sind nach der Einteilung von PETTIJOHN (1957) als reife Quarzsandsteine ("Orthoquarzit") zu bezeichnen: Der Quarzanteil liegt bei fast allen untersuchten Proben deutlich über 90 Kornprozent. Er setzt sich aus einfachen Quarzkörnern und Quarz/Quarz-Verwachsungen zusammen, die in

Einzelproben (Deltafazies, s. 6.1.2.1.) dünne Tonhäutchen aufweisen können.

Die Gehalte an Feldspat, Muskovit und/oder Kaolinit übersteigen jeweils nur selten einige Kornprozent. Mit i. d. R. sogar weniger als 0,5 Gewichtsprozent sind Schwerminerale und Biotit beteiligt. Dazu können Tongerölle (s. 6.1.1.2.2.) und Pflanzenreste als weitere detritische Komponenten treten. Im Unterrat treten außerdem häufig Holzkohleflitter auf.

Die Sandsteine sind oft bindemittelarm; z.T. fehlt es völlig, so daß die Bezeichnung Sandstein kaum gerechtfertigt ist.

Die wichtigsten Bindemittel- bzw. Zementminerale sind Quarz (in Form von Quarzkornüberwachungen), Kalzit, Tonminerale und Pyrit. Nur lokal und/oder sehr selten wurden beobachtet: Fe-Dolomit, Siderit, Schwerspat, Zinkblende (in der Reihenfolge der Häufigkeit). In stark verwitterten Gesteinen tritt "Brauneisen" auf.

#### 5.1.1.1. Hauptbestandteile

##### 5.1.1.1.1. Quarz und Quarz/Quarz-Verwachungen

Der primäre Quarzanteil setzt sich aus verschiedenen Typen detritischer Körner zusammen, die - unabhängig von der faziellen Zuordnung (s. 6.1.) - in allen untersuchten Proben auftreten. Idiomorphe Quarzkristalle und homoachbiale Kornumwachungen aus Quarz sind diagenetische Bildungen (s. 6.3.2.1.).

Innerhalb des Quarzspektrums herrschen immer Bruchstücke aus einzelnen Quarzkristallen vor. Sie sind meist klar. Sehr viel seltener sind Einzelkörner mit milchiger Trübung, die auf zahlreiche - nicht näher untersuchte - Einschlüsse von Gas, Flüssigkeit und/oder Fremdmineralen zurückgehen. Unter ihnen fallen jedoch Rutil und Turmalin auch bei nur routinemäßiger Durchsicht auf. Ein weiterer, ebenfalls meist geringer Teil dieser Korngruppe zeigt u. d. M. undulöse Auslöschung.

Zu den auffälligen Bestandteilen gehören Körner aus Quarz/Quarz-Verwachungen verschiedener Ausbildung, deren Einzelpartikel großenteils undulös auslöschen. Sie sind von KLAUA (1969) bereits aus dem Rät Thüringens beschrieben worden und werden im folgenden auch als "Quarzit"-Körner bezeichnet.

Unter diesen sind Körner aus unregelmäßig geformten Einzelkristallen (Typ A) am häufigsten. Die meisten von ihnen sind feiner als die Körner der überwiegenden Kornfraktion der Gesamtprobe. Mit dieser Gruppe durch Korngrößenzunahme der Körner und/oder der verwachsenen Kristalle verbunden kommen daneben Quarzitbruchstücke vor, deren Einzelpartikel größer sein können als die Körner der häufigsten Fraktion der Gesamtprobe. Bei insgesamt groben Proben stellen sie einen Großteil der groben Kornfraktion (s.u.). Die Übergangsformen zwischen beiden Extremen können Kristalle ähnlicher oder stark unterschiedlicher Größe enthalten. Sie weisen z.T. Mörtelstruktur (fein um grob und umgekehrt) auf.

Die Partikelkontakte innerhalb der Körner sind bei feinen Kristallen meist suturiert, bei groben auch glatt oder konvex-konkav. Korngrößen und insbesondere glatte Kornkontakte führen zu der Annahme, daß ein Teil der Quarz/Quarz-Verwachsungen diagenetisch in einem früheren Sedimentationszyklus gebildet worden ist.

Der zweite wichtige Typ der Quarz/Quarz-Verwachsungen (Typ B) besteht aus engsten Verwachsungen von meist kleinen, unregelmäßig geformten, dabei aber oft gestreckten Quarzindividuen. Sie löschen u. d. M. meist undulös aus. Dieser Typ wird aus Metaquarziten abgeleitet. Selten erinnert die Struktur dieser Komponenten auch an lyditartige Gesteine. Ob es sich bei einigen der feinen Quarz/Quarz-Verwachsungen um Gangquarze handelt - wie JÜNGST (1928) im Fallsteingebiet fälschlich für alle Körner annahm und woraus er weitreichende Schlüsse auf die Lage der Liefergebiete gezogen hat (s. 7.1.) - muß ungewiß bleiben.

Mengenmäßig ohne Bedeutung sind Quarzitbruchstücke mit feinsten Serizitschuppen. Sie sind jedoch wie ein Teil der anderen Quarz/Quarz-Verwachsungen ein sicherer Hinweis auf die metamorphe Entstehung von erheblichen Teilen des Quarzmaterials.

Sein Hauptanteil ist jedoch aus magmatischen Gesteinen bzw. (nach Umlagerung in älteren Aufarbeitungs- und Sedimentationszyklen) aus Sedimentgesteinen abzuleiten.

Die beschriebenen Quarzkomponenten liegen in den Proben mit wechselnd hohen Gehalten vor, wobei jedoch immer einfache Kristallbruchstücke deutlich überwiegen. Die Mengenverhältnisse der Quarzittypen zueinander (Typ A : Typ B) liegen i.a. zwischen 5:1 und 10:1, in sehr feinen Sandsteinen auch unter diesen Werten. Die Schwankungen weisen, wie ihre Anteile an den Gesamtproben, auffällige Beziehungen zur Korngröße des untersuchten Materials auf: Grundsätzlich sind Quarzitkörner in groben Fraktionen einer Probe und in groben Sandsteinen relativ häufiger als in feinen (s. Abb. 2). In groben Unterrätsandsteinen können dabei sogar mehr als 20 Korn-% erreicht werden.

Eine gesteinstypische Unterteilung der Quarzitkörner nach der Größe ihrer Einzelpartikel ist beim vorliegenden Material nicht möglich, obwohl bei der Durchmusterung von Dünnschliffen - wie bei Sandsteinen in Thüringen (KLAUA 1969, s.u.) - regelmäßig zwei Größenklassen gefunden werden, deren feinere außer bei sehr groben Sandsteinen die häufigere ist. Dieser Eindruck vom Vorhandensein zweier Quarzitgruppen beruht jedoch lediglich darauf, daß sich der unter den Körnern der Gesamtprobe dominierende Durchmesser wegen seiner Übereinstimmung mit dem von Einzelpartikeln in Quarzitkörnern als Grenzgröße optisch aufdrängt. In Abb. 3 ist die durch Größenmessung am Dünnschliff ermittelte Kornverteilung von Quarzkristallen in Quarzitbruchstücken dargestellt. Sie läßt eine Differenzierung in zwei Gruppen nicht erkennen.

Damit entfällt eine Möglichkeit zum quantitativen überregionalen Vergleich von Komponenten in Rätsandsteinen. KLAUA (1969) hat aus dem Rät Thüringens dieselben Quarzitkorntypen beschrieben und mengenmäßig erfaßt. Danach sollen dort zwei Kristallgrößenklassen in Quarzitbruchstücken vorkommen, wengleich die Mengenverhältnisse auch dort deutlich korngrößenabhängig sind.

#### 5.1.1.1.2. Feldspat

Die Feldspatgehalte in den untersuchten Proben schwanken infolge Transportsonderung (s. 6.3.1.) und unterschiedlich starker Auflösung während der Diagenese (s. 6.3.2.1.) sehr stark. Sie liegen i.a. unter 5 Korn-%.

Genauere Bestimmungen (Lichtbrechung, Doppelbrechung) zur Identifizierung wurden nur an wenigen Proben durchgeführt. Dabei wurden Kalifeldspat (Mikroclin, "Orthoklas") und ausschließlich

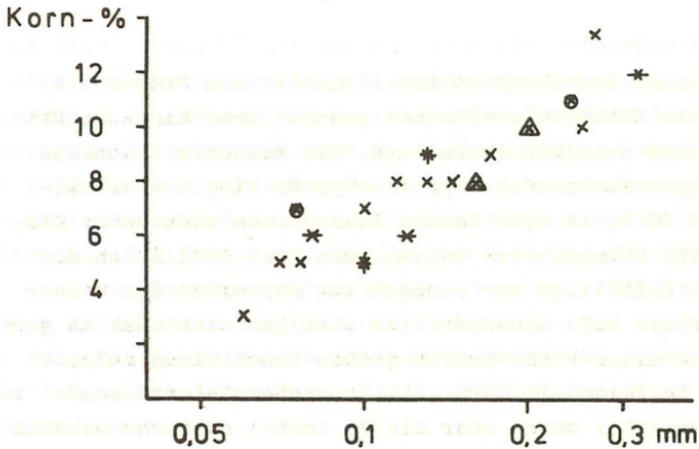


Abb. 2: Anteil von Quarztkörnern in Unter- und Mittelrättsandsteinen in Abhängigkeit von deren Korngröße (Medianwert)  
gleiche Zeichen (außer x): Proben eines Aufschl.  
⊠ Proben aus Aufschl. 19 (s. Text).

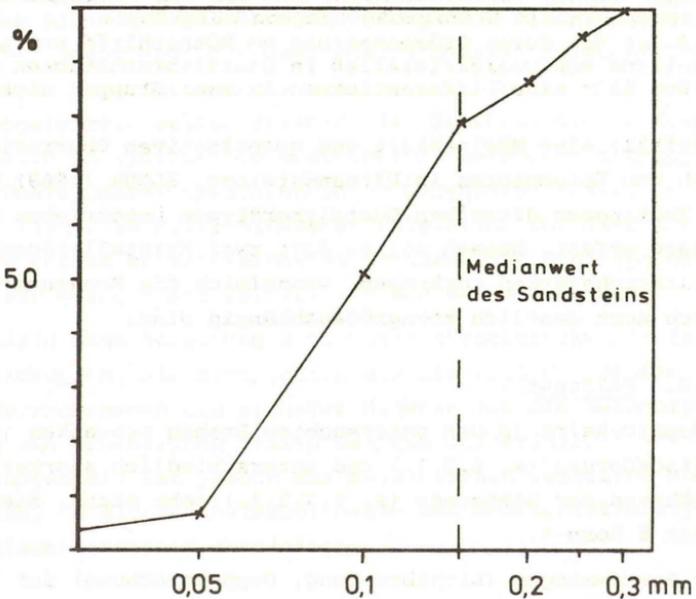


Abb. 3: Summenhäufigkeitskurve der (größten scheinbaren) Durchmesser von Einzelpartikeln in Quarztkörnern (Aufschl. 19 - Unterrättsandstein; s. Text).

An-arme Plagioklase (Albit, nur unsicher Oligoklas) nachgewiesen. Für eine leicht durchführbare Beschreibung und Bestimmung eignen sich gut die Spaltrisse bei Orthoklas und Zwillingsverwachsungen, die sich im Dünnschliff bei Mikroklin in der bekannten "Gitterung" (u.a. TRÖGER 1967), bei den Plagioklasen in der "Albitstreifung" äußern. Es ist möglich, daß nicht alle der ebenfalls vorkommenden strukturlosen Feldspatkörner als solche erkannt worden sind. Diese Minerale sind aus dem Arbeitsgebiet bereits von JÜNGST (1928), außerhalb der Region von KLAUA (1969: Thüringen) und LARSEN (1966: Dänisches Becken) beschrieben worden.

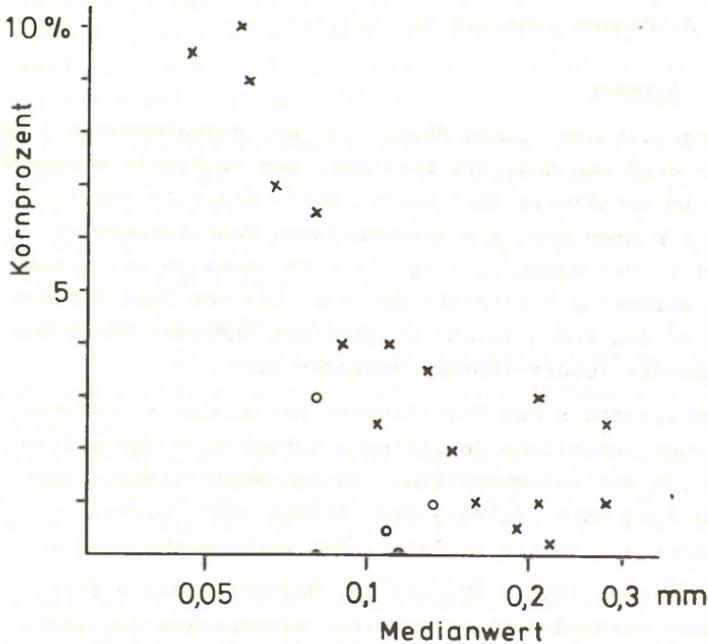


Abb. 4: Feldspatgehalt in Unter- und Mittelrät-sandsteinen in Abhängigkeit von deren Korngröße (Medianwert)  
o Proben mit stark zersetztem Feldspat (nur Mittelrät)

Der Zustand der Körner ist - diagenetisch bedingt - sehr unterschiedlich: Von frisch wirkenden treten alle Übergänge zu stark zersetzten Körnern auf, deren Bestimmung fast unmöglich ist. Die Zersetzung geht meist von den Spalttrissen aus. Als Zersetzungsprodukt ist vor allem Kaolinit, seltener Serizit entstanden (s. 6.3.2.1.). Größe und Form unzersetzter Feldspatkörner stimmen mit denen der Quarzkörner nur annähernd überein. Größenabweichungen zum Feineren und - durch die gute Spaltbarkeit bedingt - unregelmäßigere Umrisse (im Dünnschliff) sind die Regel. Außerdem ist der Feldspatgehalt in feinen Proben höher als in groben (s. Abb.4). Eine Ausnahme stellt "Orthoklas" dar, der oft relativ regelmäßig geformte und nicht selten auffallend große Spaltstücke oder Kristalle bildet, an denen Spalttrisse das einzige Strukturmerkmal sind. Die unversehrten Kristalle werden für diagenetische Bildungen gehalten (s. 6.3.2.1.1.).

#### 5.1.1.1.3. Glimmer

Der Glimmergehalt der Proben übersteigt nur ausnahmsweise 5 Kornprozent. Er wird von Muskovit bestimmt, der zu Biotit mengenmäßig mindestens im Verhältnis 10:1 steht. Beide Minerale (Muskovit i.a. als Serizit) kommen auch als diagenetische Neubildungen vor (s. 6.3.2.1.). Der Muskovit liegt in Form chemisch weitgehend unzersetzt wirkender Spaltblättchen vor, die von Spaltflächen ausgehend oft an den Enden leicht aufgeweitet und/oder unter dem Druck umgebender (Quarz-)Körner verbogen sind.

Der Erhaltungszustand der Biotitkörner ist schlecht: Frische grünliche oder bräunliche detritische Körner sind nur selten. Gewöhnlich ist von der Oberfläche und von Spaltflächen ausgehende Zersetzung unter Bildung von "Brauneisen", bisweilen Chloritbildung aus Biotit (Aufschl. 10) zu beobachten.

Die blattähnlichen (Spalt-)Formen von Muskovit (und Biotit) und das damit verbundene Sinkverhalten verursachen die deutlich größenabhängige Verteilung der Glimmerpartikel in den Sandsteinen: Sie sind in relativ grobem Gestein selten und dabei nur ausnahmsweise als ebenfalls grobe Einzelkörner, häufiger in dünnen Anreicherungslagen mit feinerer Korngröße,

oft zusammen mit Pflanzenresten zu finden. Mit Kornverfeinerung nimmt ihr Anteil jedoch deutlich zu. Gleichzeitig steigt die Tendenz zu schichtparalleler Einbettung von Einzelkörnern, während die Ausbildung besonders muskovitreicher Lagen an Bedeutung verliert.

#### 5.1.1.2. Bindemittel und Zementminerale

##### Tonminerale

Mengenmäßig sind Tonminerale nur in sehr feinkörnigen Sandsteinen und Siltsteinen von Bedeutung. Sie liegen in größeren Sandsteinen, abgesehen von lagig-linsigen Einschaltungen und Tongeröllern, nur in Form dünner Häutchen um die Sandkörner als Bindemittel vor. Daran sind vor allem Illit und ausnahmsweise (Unterrät) Chlorit bzw. Wechsellagerungsminerale dieser beiden Minerale mit Montmorillonit beteiligt. Die Dicke der Häutchen liegt nur vereinzelt über 10  $\mu\text{m}$ .

Bei sehr feinkörnigen Sandsteinen ist der Anteil an tonigem Bindemittel oft deutlich höher. Er kann ausnahmsweise bis zur Ausbildung einer tonig-siltigen Matrix führen, an der neben Tonmineralen (s. 5.2.) auch feinste Quarzsplitter, Pyrit und andere opake Substanzen beteiligt sein können.

Die Tonmineralzusammensetzung ändert sich innerhalb des Rät-Profils vor allem quantitativ in auffälliger Weise (s. 5.2.). Besonders auffällig sind in Sandsteinen Montmorillonit, Chlorit und Kaolinit:

Verbreitet sind die Siltsteine und tonig-siltigen Sandsteine des Unterräts durch Montmorillonit und/oder Chlorit grün gefärbt - nicht durch Glaukonit, wie KLAUA (1969) für die Sandsteine in Thüringen und JÜNGST (1928) für die im nördlichen Harzvorland beschrieben haben.

In reinen Sandsteinen ist Chlorit ohne Bedeutung (s.u.). Außer aus anderen Tonmineralen im Bindemittel ist er auch aus kleinsten Tongeröllern abzuleiten, von denen ausgehend neugebildete schuppenförmige, unregelmäßige Chloritaggregate die benachbarten Poren und toniges Bindemittel durchsetzen können.

Wohlausgebildete Kaolinitkristalle sind nur in feinkörnigen, stark tonigen Sandsteinen gefunden worden. Sie erreichen kaum mehr als 30  $\mu\text{m}$  "Durchmesser". In den reinen Sandsteinen bilden sie meist dichtgepackte Aggregate. Ihre Bestandteile sind klein ( $\leq 20 \mu\text{m}$ ) und wegen der gegenseitigen Behinderung beim Wachstum

unregelmäßig geformt. Sie stehen bisweilen noch in räumlicher Beziehung zu teilweise kaolinitisierten Feldspäten (s.6.3.2.1.).

### Quarz

Das häufigste Zementmaterial ist diagenetisch gebildeter Quarz, der in Form homoachsialer Überwachungen von (Quarz-)Körnern vorliegt. Die Anwachszonen sind z. T. durch unter dem Mikroskop erkennbare Säume vom Kornkern getrennt.

Die Sandsteine des Unterräts sind i.a. weniger stark silifiziert als die des Mittelräts (s. 6.3.2.1.1.). Die Intensität der Quarzitisierung ist regional sehr unterschiedlich und schwankt selbst innerhalb einer Region. Besonders hoch ist der Verfestigungsgrad bei Velpke/Danndorf (Allertal) und - allerdings nur lokal - SE Hildesheim. Der Zementanteil ist allgemein in dünnen, von Tonstein/Siltstein unter- und/oder (?)überlagerten Sandsteinbänken, insbesondere des deltaischen Mittelräts, höher als in massigen Gesteinskörpern und nimmt innerhalb massiger Folgen auf die (tonigen) Hangend- und Liegendschichten hin zu. Außerdem werden Überwachungen in Sandstein mit geringen Anteilen tonigen Bindemittels "häufiger" gebildet als in tonfreien bzw. stark tonigen Gesteinen (s. 6.3.1.2.).

### Kalzit

Kalkspat ist neben Quarz das häufigste Zementmaterial in den Sandsteinen des Unterräts. Er tritt jedoch auch im Mittelrät auf. Er ist nur lokal von Bedeutung. Das Ausmaß der Zementbildung schwankt selbst innerhalb eines Gesteinskörpers sehr stark. Soweit beobachtet, ist der Kalzit immer spät-diagenetisch unter Verdrängung von Quarz und Feldspat zugeführt worden (s. 6.3.2.1.). Dabei sind lokal Konkretionen von erheblicher Größe (mehrere Meter Durchmesser) entstanden (Aufschl. 22) oder einzelne Bänke selektiv kalzitisiert worden (Aufschl. 30).

### Pyrit

Pyrit ist besonders in Sandsteinen mit kohligem Substrat ein häufiges Mineral (s. 6.3.2.1.). Kleine Einzelkristalle und

-aggregate treten darin regelmäßig auf. Wolken- und knollenartige Konkretionen, vereinzelt noch mit Markasitkern (ZEINOMAHMALAT 1970) mit z. T. mehreren Dezimetern "Durchmesser" treten bei hohen Gehalten an organischer Substanz insbesondere in tonigen Sandsteinen (und Tonsteinen) auf. Lokal sind sogar mächtige Gesteinsbänke "pyritdurchtränkt" (JÜNGST 1928, MESTWERDT 1910).

### 5.1.1.3. Schwermineralanalyse

#### 5.1.1.3.1. Schwermineralgehalte

Die Schwermineralgehalte der untersuchten Proben schwanken in weiten Grenzen. Die Unterschiede sind nur z.T. sedimentationsbedingt: So weisen sehr grobe Sandsteine bisweilen geringe Schwermineralgehalte auf. Bei feinen Sandsteinen wird Schwermineralarmut z. T. dadurch vorgetäuscht, daß bei der Probenauswertung nur die Fraktionen  $>0,036$  mm erfaßt werden (s. 4.), während die Schwerminerale vor allem in den noch feineren Fraktionen auftreten. Andererseits kann die seifenartige Anreicherung eines oder mehrerer Minerale (insbesondere erkennbar bei Magnetit, nur Mittelrät, Aufschl. 16) zu lokal starker Erhöhung der Schwermineralgehalte führen.

Außer durch solche Transportauslese wird der Schwermineralgehalt eines Gesteins auch durch diagenetische Veränderungen beeinflusst. Sie können zu einer "schrittweisen" Auflösung des ursprünglichen Schwermineralspektrums führen und sind dann oft an typischen Reliktparagenesen zu unterscheiden (s. 6.3.2.1.3.). Nicht selten werden zusätzlich oder ausschließlich Minerale ausgeschieden, die z.T. für Diagenese oder/und Verwitterung kennzeichnend sind ("Brauneisen", Hämatit).

Die beiden Proben mit den höchsten festgestellten Schwermineralgehalten überhaupt (2.8 bzw. 12.8 Gew.-%, Aufschl. 16, s. Taf.2) enthalten fast ausschließlich Schwespat, der spät-diagenetisch oder epigenetisch zugeführt worden ist.

Die Summenkurve für Häufigkeiten von Schwermineralgehalten (Abb. 5) veranschaulicht die geschilderten Verhältnisse:

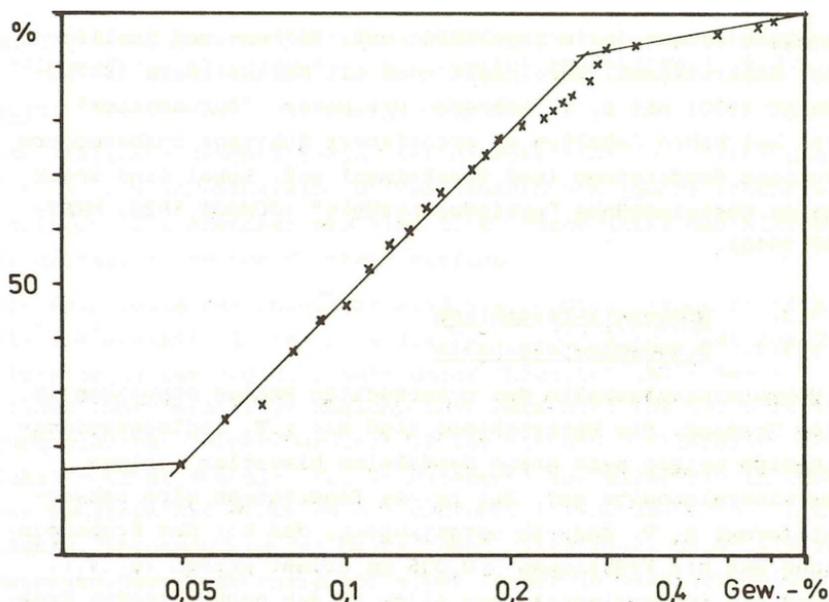


Abb. 5: Summenhäufigkeitskurve der Schwermineralgehalte (in Gew.-Prozent der Gesamtprobe) in Unter- und Mittelrätssandsteinen (80 Proben).

In die größte Häufigkeitsgruppe mit Gehalten zwischen 0,05 und ca. 0,3 Gewichtsprozent der Gesamtprobe gehören Proben von Gesteinen, deren unterschiedlich starke Beeinflussung durch Diagenese und Verwitterung lediglich so stark gewesen ist, daß Schwankungen der Schwermineralgehalte infolge Transportsonderung noch zum Ausdruck kommen können. In dieser Gruppe finden sich jedoch auch einige Proben solcher Gesteine, die nach extremer diagenetischer Mineralauflösung später von verwitterungsbedingter Materialzufuhr (Hämatit, "Brauneisen") betroffen worden sind, so daß die Umsatzbilanzen annähernd ausgeglichen sind.

Deutlich durch diagenetische Auflösung ist die Probengruppe mit Schwermineralgehalten von weniger als 0,05 Gewichtsprozent

geprägt, die sich in einem engen Schwermineralspektrum und schlechter Erhaltung der Mineralkörner äußert (s. 6.3.2.1.3.). Der niedrigste ermittelte Schwermineralgehalt einer Probe beträgt 0,006 Gewichtsprozent.

Die Gruppe mit Schwermineralgehalten von mehr als ca. 0,3 Gewichtsprozent setzt sich dagegen aus Proben mit Verwitterungsneubildungen von Hämatit und/oder "Brauneisen" und den diagenetisch wenig veränderten der SG- und GS-Paragenese (s.5.1.1.3.4.) zusammen. Dabei liegen die Proben mit der vielfältigsten Zusammensetzung i.a. zwischen 0,2 und 0,3 Gewichtsprozent.

#### 5.1.1.3.2. Beschreibung der Schwerminerale

##### Opake Schwerminerale

Die opaken Schwerminerale wurden nur in fünf Proben gezielt qualitativ untersucht. Dabei wurde in allen Magnetit, Hämatit, "Brauneisen", Ilmenit und möglicherweise andere (titanhaltige) Spinelle, Umsetzungsprodukte von Ilmenit ("Leukoxen") und wegen der Korngröße nicht mehr transparente Rutilkörner gefunden. In Einzelproben tritt Pyrit häufig auf. Die opaken Minerale herrschen gegenüber den transparenten Schwermineralen i. d. R. vor: Nur ausnahmsweise enthält die häufigste Schwermineralfraktion Anteile von weniger als 50, oft jedoch von 70-80 Kornprozent. Fast immer ist der Opakanteil an den groben Fraktionen größer als an den feineren.

Die Zusammensetzung dieser Mineralgruppe schwankt sehr stark: Bei den detritischen Bestandteilen Magnetit und/oder Ilmenit läßt sich an einigen Proben (Mittelrät, Aufschl. 16) die örtliche sedimentäre "seifenartige" Anreicherung schon mit dem Handmagneten nachweisen. Über die anderen Minerale sind Aussagen nicht möglich.

Stärker als Transport und Sedimentation wirken sich jedoch Diagenese und Verwitterung auf den Mineralbestand aus: Von Pyrit wurden fast ausschließlich diagenetisch gebildete idiomorphe Einzelkristalle (selten) oder feinkristalline Aggregate gefunden (s. 6.3.2.1.), die in einigen wenigen Proben sogar das

Opakspektrum beherrschen.

Z.T. im Durchlicht nachweisbar ist "Leukoxen": Er erscheint in allen Proben in Form unregelmäßiger Aggregate mit opakem Kern (vermutlich aus Ilmenitresten und/oder Rutil, MILNER 1962), an dem mindestens bei einem Teil der Körner randlich Neubildungen von Rutil und/oder Anatas (sehr selten eventuell Brookit) zu erkennen sind.

Einige Proben enthalten in großen Mengen "Brauneisen" und Hämatit. Bereits am Handstück ist erkennbar, daß es sich dabei um Neubildungen handelt, die an Inhomogenitätsflächen im Gestein aus Verwitterungslösungen gelartig ("Glaskopf") ausgefällt worden sind. Anschließende Entwässerung hat sie zu Krusten aus "Brauneisen" (seltener aus Hämatit) altern lassen, deren Bruchstücke in den Schwermineralpräparaten als unregelmäßig geformte, unterschiedlich gut kristallisierte braune Aggregate vorliegen. Der Hämatitanteil besteht größtenteils aus schwach durchsichtigroten, hochlichtbrechenden Partikeln. Das für die "Brauneisen"- bzw. Hämatitbildung erforderliche Eisen stammt aus der Zersetzung von Pyrit/Markasit und/oder Magnetit in überlagernden Tonsteinen oder im Sandsteinkörper selbst.

### Zirkon

Zirkon ist wegen seiner großen Primärverbreitung in sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen sowie wegen seiner Resistenz gegen Verwitterung und mechanische Beanspruchung das häufigste Schwermineral in "reifen" Sedimentgesteinen. Er macht in den untersuchten Proben oft mehr als 60 Kornprozent der durchsichtigen Schwerminerale aus.<sup>+)</sup> Von wenigen Ausnahmen abgesehen ist eine ausgeprägte Anreicherung in den Kornfraktionen <0,125 mm zu beobachten (s. 5.1.1.3.3.).

---

<sup>+) Soweit nicht anders vermerkt, beziehen sich die folgenden relativen Häufigkeitsangaben von Schwermineralen auf den Anteil an den transparenten Körnern.</sup>

Über die Merkmale der Zirkonkörner, die für die Ableitung der Ausgangsgesteine wichtig sind, liegt eine umfangreiche Untersuchung an den Rätssandsteinen Thüringens durch KLAUA (1969) vor, deren Ergebnisse mindestens qualitativ auf das nördliche Harzvorland übertragbar sind. Über die Zurundung der Zirkonkörner im benachbarten niedersächsischen Becken hat bereits v. ENGELHARDT (1942) berichtet. Er rekonstruierte dabei Transport nach Nordwesten. Hier wurden besonders solche Eigenschaften beachtet, von denen differenzierende Aussagen über die Diagenese der Sandsteine erwartet werden konnten:

#### Gruppe 1

Zirkonkörner mit Transportspuren (Abrundung, Narbung):

In diese Gruppe gehören außer transportgerundeten Körnern auch weitgehend idiomorph erhalten gebliebene Kristalle und einfache Bruchstücke von Kristallen mit und ohne Zonarbau oder einfachem Anwachssaum, sofern sie (bzw. ihre äußere Anwachszone) erkennbar Transportspuren aufweisen. Diese Gruppe ist mit Anteilen von i.a. mehr als 80 Korn-% des Gesamtzirkongehalts die weitaus häufigste.

Die Prägung der spezifischen Eigenschaften dieser Gruppe erfolgte durch Transportbeanspruchung. Dabei ist anzunehmen, daß ein großer Teil der Zirkonkörner aus älteren Sedimenten stammt und womöglich sogar mehrere Aufarbeitungs- und Umlagerungsprozesse erlitten hat. Für einen weiteren Teil ist mit Kristallzurundung noch im Muttergestein entweder durch Resorption in der Restschmelze während der Auskristallisation oder durch unvollkommene Kristallaufschmelzung bei der Metamorphose zu rechnen (POLDERVAARDT 1950). Diese Art der Formgebung wird jedoch unter der Annahme vernachlässigt, daß der Anteil der davon betroffenen Körner in allen Proben gleich klein ist.

Die Körner dieser Gruppe sind farblos, selten gelblich oder sehr hell rötlich bis rosa und haben oft Einschlüsse von z.B. Rutil oder opakem Material, Flüssigkeiten oder Gas. Anomal niedrige Doppelbrechung und optische Zweiachsigkeit kommen bei farblosen Körnern nicht selten vor. Eine auf diese Gruppe beschränkte Varietät sind violette Körner, die grundsätzlich gut gerundet, ohne Zonarbau und fast

immer frei von Einschlüssen sind. Sie treten in allen Proben auf, erreichen jedoch nie mehr als 1 - 2 Kornprozent des gesamten Zirkonanteils. Häufigkeitsbeziehungen zu anderen Gesteinsparametern oder besondere, regional oder stratigraphisch bedingte Verbreitungsmuster wurden nicht festgestellt. Nach ZIMMERLE (1972) sind solche Zirkonkörner aus präkambrischen Gesteinen abzuleiten.

## Gruppe 2

Körner wie in Gruppe 1, jedoch zusätzlich mit einer oder mehreren Anwachszonen, deren äußere keine Transportspuren aufweist, ohne Ausbildung idiomorpher Kristalle:

Die Größenverhältnisse zwischen "Kern" und Anwachssäumen sind sehr unterschiedlich. Fast immer ist jedoch der Kern erheblich dicker als der Saum, der außerdem sehr unregelmäßig und unvollständig entwickelt sein kann. Die mineralogisch-optischen Eigenschaften entsprechen denen der Körner in Gruppe 1.

Die Formung des Kerns erfolgte während des Transports (s. aber Gruppe 1). Der äußere Anwachssaum wird dagegen als authigene, diagenetische Neubildung aufgefaßt (6.3.2.1.3.).

Diese Zuordnung beruht auf einer Beschränkung der möglichen tatsächlichen Bildungsbedingungen von Zirkon-Anwachssäumen. Nach PILLER (1951) bilden sie sich nämlich z.B. auch bei der Anatexis von zirkonhaltigen Gesteinen: Dabei werden die Zirkonindividuen wegen ihres hohen Schmelzpunktes nicht immer vollständig aufgeschmolzen (s. auch Gruppe 1), sondern erhalten lediglich einen Anwachssaum. Eine solche Entstehungsgeschichte läßt sich für das vorliegende Material mit großer Wahrscheinlichkeit nur dann ausschließen, wenn der Anwachssaum einen völlig unversehrten idiomorphen Kristall um das verrundete Korn bildet (s. Gruppe 3).

Körner dieser Gruppen erreichen in Einzelproben Anteile von mehr als 20 Korn-% am Gesamtzirkongehalt.

## Gruppe 3

Idiomorphe Zirkonkristalle mit und ohne Zonarbau:

Die nicht zonaren Kristalle bzw. mindestens der äußere Anwachssaum von zonaren Kristallen werden für das Ergebnis dia-

genetisch authigenen Wachstums gehalten. Unter den zonar gebauten Kristallen treten alle Übergänge auf zwischen Individuen mit nur einem Anwachssaum und solchen mit so intensivem Zonarbau, daß sie fast opak erscheinen. Alle Kristallformen sind aus den Grundformen Prisma und Doppelpyramide in verschiedenen Kombinationen zusammengesetzt. Diese Gruppe macht nur ausnahmsweise mehr als 10 Korn-% des Gesamtzirkongehalts aus.

Unter den nicht zonar gebauten, kernfreien Exemplaren dieser Gruppe weisen einige mineralogische und optische Besonderheiten gegenüber den Körnern der anderen Gruppen auf: Ein auffällig hoher (quantitativ nicht bestimmter) Anteil ist optisch anomal zweiachsig mit gleichzeitig niedrigerer Doppelbrechung und blässeren Interferenzfarben als sonst üblich. Diese Kristalle sind immer farblos. Sie haben nur relativ wenige Einschlüsse. Ihr Habitus ist unterschiedlich, doch treten langprismatische Kristalle hier häufiger auf als bei den optisch "normalen" Kristallen.

Die Zirkone der drei Gruppen weisen untereinander und zur Korngrößenzusammensetzung der Gesteine folgende Beziehungen auf:

- Zirkone der Gruppen 2 und 3 (authigene Bildungen) treten - wie Zirkon insgesamt - in "feineren Proben bzw. Fraktionen einer Probe häufiger auf als in "gröberen" Proben bzw. Fraktionen (s. Abb. 7).
- Proben mit hohen Anteilen von Körnern der Gruppe 2 führen oft auch viele Körner der Gruppe 3.
- "Gut gerundete" und "gerundete" Zirkonkörner der Gruppe 1 sind größer als der Durchschnitt der Zirkone. Wenig oder nicht gerundete Körner verhalten sich umgekehrt. Hierin kommt die unterschiedliche Transportweise für verschieden große Körner (rollend - schwebend) zum Ausdruck (s. auch 5.1.2.2.).

### Turmalin

Turmalin ist in den untersuchten Proben in der Regel das zweithäufigste Schwermineral. Er tritt bevorzugt in den Fraktionen  $>0,125$  mm auf, so daß er in gut sortierten, groben Sandsteinen mit ca. 40-50 Korn-% sogar das häufigste Schwermineral ist (s. 5.1.1.3.3.).

Turmalin kommt in zahlreichen Farbvarietäten vor, deren relative Häufigkeit stark schwankt. Meist dominieren braune (und schwarze) Körner, gefolgt von solchen in verschiedenen Grüntönen. Eine starke Minderheit dieser Gruppe sind grünbraungefleckte Körner mit entsprechendem Pleochroismus. Violett- bis rosafarbene Individuen mit Dunkelgrünpleochroismus treten regelmäßig in geringen Mengen auf. Blaue und farblose Körner sind selten. Außer der angegebenen Ausnahme weisen alle Turmalintypen deutlichen, oft sogar sehr starken Grün/Braun- oder Hell/Dunkel-Pleochroismus auf. Viele Turmalinkörner enthalten Einschlüsse.

Außer durch ihre Farbenvielfalt ist die Turmalingemeinschaft durch großen Formenreichtum gekennzeichnet. Mehr oder weniger ecken- und kantengerundere Kristalle sind zwar nicht selten, die meisten Körner erweisen sich jedoch durch ihre unregelmäßige Form als Bruchstücke größerer Kristalle, die unterschiedlich deutliche Transportspuren aufweisen: Es existieren alle Übergänge zu gut gerundeten Körnern, unter denen die (hell-)braunen (mit schwachem Pleochroismus) vorherrschen. Immer gut gerundet sind blaue Turmalinkörner.

Eine Sondergruppe bilden sehr seltene Körner mit Kern, die einen Anwachssaum mit unterschiedlich guter Rundung aufweisen. Sie müssen als diagenetische Bildungen innerhalb (mindestens) eines älteren Umlagerungs- und Sedimentationszyklus angesehen werden. Sie sind damit zugleich Beweis für die Herkunft eines Teils der Turmalinkörner aus älteren Sedimenten. Denselben Turmalintyp hat LARSEN (1966) aus dem Rät des Dänischen Beckens beschrieben.

Idiomorphe Turmalinkristalle ohne jegliche Spuren mechanischer Beanspruchung, die durch diagenetische Neubildung entstanden sein können, treten in zahlreichen Proben, normalerweise jedoch nur als Einzelkörner, auf. In den wenigen Proben mit ungewöhnlich "hohen" Gehalten ( $\sim 1$  Korn-%) kommen oft zugleich auch auffällig viele ( $\sim 1$  Korn-%) Körner mit farblosen (gebleichten) Rändern und/oder Anlösung der Kornoberfläche vor.

#### Rutil, Anatas, Brookit

Rutil ist nach Zirkon und Turmalin mit ca. 20-30 Korn-% das

dritte sehr häufige Schwermineral der untersuchten Proben. Bisweilen übertrifft sein Anteil den von Turmalin. Die Korngrößenabhängigkeit seiner Gehalte ist nicht auffällig (s. 5.1.1.3.3.).

Er tritt in Form unterschiedlich gut gerundeter Körner in braunroten oder gelbbraunen Farben auf. Die Farbintensität insbesondere der roten Varietäten sowie die Deutlichkeit des Pleochroismus nehmen mit steigender Korngröße ab: Große Körner können opak erscheinen und sind dann nicht sicher zu identifizieren. Körner mit Zwillingsbildungen ("Knie-, Herz-zwillinge", Zwillingslamellierung) treten regelmäßig auf. Authigene idiomorphe Rutilkristalle sind in fast allen Proben als Einzelkörner vorhanden. Sie weisen sehr häufig braungelbe Farbtöne und Zwillingslamellen bzw. "Diagonalstreifung" auf. Ihr Habitus ist meist ausgeprägt langprismatisch.

Anatas kommt in fast allen Proben in wechselnden, meist jedoch geringen Mengen ( $\sim 1$  Korn-%) vor. Er liegt überwiegend in idiomorphen Kristallen von graugelber oder bläulich grauer, immer blasser Farbe vor. Die meisten Kristalle sind tafelig entwickelt. Sie werden als diagenetisch-authigene Bildungen angesehen. Nur ein geringer Anatasanteil kann detritischer Herkunft sein. Der Anatasanteil wurde bei quantitativen Darstellungen dem Rutilanteil zugeschlagen.

Brookit ist sehr selten. Abgesehen von wenigen Einzelkörnern kommt er bisweilen neben Rutil und/oder Anatas als Bestandteil von Aggregaten vor, die einen Kern aus opakem Material enthalten. Er ist dabei mengenmäßig schlecht abzuschätzen. Der Kern wird für Leukoxen (s. opake Schwerminerale) gehalten. Für Brookit wird hier ausschließlich authigene Entstehung angenommen.

#### Granat

Granat tritt nur in einem Teil der Proben, dann allerdings als "leitender" Bestandteil der Schwermineralparagenesen GS und SG (s. 5.1.1.3.4.) auf. Die meisten Granatkörper einer Probe finden sich in der dominierenden Schwermineralfraktion. Der prozentuale Anteil an einer Fraktion ist jedoch meist in der Fraktion 0,125 - 0,250 mm am größten (bis 15 Korn-%); vor allem dann, wenn die meisten Schwerminerale in der Fraktion 0,063 - 0,125 mm auftreten.

Die Granatkörner sind überwiegend bräunlichgelb bis blaßgelb oder farblos. Rötliche oder rosafarbene Varietäten treten - anders als in den Nachbargebieten (v. ENGELHARDT 1942, LARSEN 1966) - nur in wenigen Proben als Einzelkörner auf (s. u.). Äußerst selten sind grüne Körner (hohe Lichtbrechung, optisch isotrop), die ohne weitere Bestimmungsversuche zu Granat (? Uwarowit) gestellt wurden.

Idiomorphe Granatkristalle wurden nicht gefunden. Gut gerundete Körner als Hauptbestandteil der Granatkomponente sind äußerst selten. Es überwiegen vielmehr unregelmäßige Kornformen, die durch diagenetische und/oder verwitterungsbedingte Anlösung hervorgerufen oder mindestens verstärkt worden sind: Sie äußert sich im Anfangsstadium durch die Ausbildung von Ätzgruben auf den Kornoberflächen sowie Facettierung der (Bruch-)Kanten und führt über die völlige Vernarbung der Oberflächen zu starker Korntrübung, die die bevorstehende völlige Auflösung des Kristallverbandes ankündigt.

In den meisten Proben weisen die Granatkörner jeweils übereinstimmenden Erhaltungszustand auf. Dabei besteht ein - lediglich qualitativ erfaßter - proportionaler Zusammenhang zwischen dem Anlösungsgrad und der Farbintensität der Körner (s.o.), die sich so mit hoher Wahrscheinlichkeit ebenfalls als diagenetisch beeinflusste Eigenschaft erweist: In Proben mit überwiegend gut erhaltenen Granatkörnern ist zugleich der Anteil gelber (und der seltenen rosafarbenen) Körner hoch, in Proben mit schlecht erhaltenen Körnern jedoch gering (s. aber auch 6.3.2.1.3.).

### Staurolith

Staurolith tritt nur in Proben der Schwermineralparagenesen GS und SG (s. 5.1.1.3.4.) auf, kann dort jedoch ausnahmsweise mehr als 15 Kornprozent der transparenten Schwerminerale ausmachen. Sein Anteil an einer Fraktion ist immer in der nächstgrößeren als der häufigsten Schwermineralfraktion am größten (i. d. R. 0,125 - 0,250 mm). Bezogen auf die Gesamtprobe jedoch tritt Staurolith in der Fraktion mit den meisten Schwermineralen am häufigsten auf.

Die Farbe der Körner schwankt zwischen dunkel braungelb und

blaßgelb, z. T. sogar farblos (s. u.). Die Stärke des Pleochroismus nimmt mit der Farbintensität zu.

Wie bei Granat fehlen idiomorphe Kristalle. Auch gut gerundete sind gegenüber diagenetisch angelösten Körpern selten: Ausgeprägte Kantenfacettierung ("Hahnenkammform"), Trübung und Abnahme der Farbintensität sind gewöhnlich Zeichen der Veränderung, die in den meisten Proben stärker ist als bei Granat. Die Zerstörung der ursprünglichen Kornform geht in einzelnen Proben bis zur Skelettierung der Körner. Sie ist oft mit einer völligen Entfärbung und Trübung der Körner verbunden.

### "Epidot"

Minerale der "Epidot-Gruppe" treten in einigen Proben der Schwermineralparagenesen SG und GS (s. 5.1.1.3.4.) mit Anteilen von mehreren, in einzelnen Proben sogar mit >10 Kornprozent, sonst jedoch nur als Einzelkörner auf. Es sind - in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit - Epidot (überwiegend wahrscheinlich Pistazit), gelb bis grünlich gelb, Klinozoisit und Zoisit. Es ist nicht auszuschließen, daß vereinzelt diagenetisch veränderter Staurolith mit Pistazit bzw. dunkler, stark pleochroitischer Epidot mit Staurolith verwechselt worden ist.

Der Erhaltungszustand der Körner ist oft schlecht. Die auftretenden Zersetzungsformen ähneln denen von Staurolith.

### Disthen

Nur in wenigen Proben (Schwermineralparagenese SG, s. 5.1.1.3.4.) kommt Disthen mit Häufigkeiten von mehreren Kornprozent vor. Die größten Disthengehalte sind in der Fraktion mit den meisten Schwermineralen zu finden. Einzelkörner unterschiedlicher Größe treten in vielen Proben auf.

Die Körner in den groben Fraktionen disthenreicher Proben und die Einzelkörner sind bisweilen transportgerundet. Sie treten jedoch gegenüber meist sehr unregelmäßig begrenzten, länglichen Spaltstücken, die fast alle die typischen Spaltflächensysteme erkennen lassen, zurück. Sie weisen mutmaßliche Anlösungsformen auf, die nicht immer von durch mechanische Beanspruchung

entstandenen Formen zu unterscheiden sind. Eindeutig erkennbar ist die diagenetische Anlösung an der Skelettierung einiger weniger großer Disthenkörner.

Die Skelettierung begünstigt offensichtlich das Zerbrechen großer Körner in mehrere unskellettierte Spaltstücke, wodurch der Einfluß diagenetischer Lösung auf die Kornformen verwischt wird: In den feinen Fraktionen treten überwiegend "frische" Spaltstücke auf. Es ist damit zu rechnen, daß die Zerkleinerung zu einem Teil während der Aufbereitung der Proben erfolgt. Selbst hohe Disthengehalte sind daher nicht unbedingt ein sicherer Hinweis auf starke Disthenanlieferung aus den Einzugsgebieten der Sandsteine.

#### "Hornblende"

"Grüne Hornblende" und (noch) seltener "braune Hornblende" finden sich vereinzelt in Proben mit den Schwermineralparagenesen SG und GS (s. 5.1.1.3.4.). Es sind meist ausgeprägt längliche, i. d. R. kleine Spaltstücke unterschiedlichen Erhaltungszustands. Auffällig deutliche Spaltrisse und gezackte Kornenden sind nicht selten zu beobachten. Beide Erscheinungen werden als Ergebnis diagenetischer Mineralauflösung angesehen.<sup>+</sup>

#### "Pyroxen"

Unter dieser Bezeichnung werden blaßgrüner und z. T. farblosere "Hypersthen" bzw. "Augit" (wegen Auslöschungswinkel) zusammengefaßt. Sie treten nur in geringen Mengen (< 1 Korn-%) in wenigen Proben der Mineralparagenese SG (s. 5.1.1.3.4.) auf.

#### "Spinell"

Als Spinell wird mit v. ENGELHARDT (1942) und LARSEN (1966) ein Mineral mit folgenden Eigenschaften angesehen: rotbraun bis bräunlichrot, hohe Lichtbrechung, optisch isotrop. Es tritt nur in geringen Stückzahlen (immer < 1 Korn-%) in den meisten Proben auf.

---

<sup>+</sup>) Auffällig höhere Hornblendegehalte (max. sogar > 7 Korn-%) hat HESSLER (1979) nach Fertigstellung dieser Arbeit aus Mittelrätsandsteinen des Lappwalds beschrieben.

### Korund

Nur sehr selten als Einzelkorn in Proben mit einfachem Schwermineralspektrum (Anreicherungseffekt): hellblau, hohe Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung; gut gerundet.

### Apatit

Apatit ist nur in wenigen Proben in bemerkenswerter Menge (immer < 5 Kornprozent) und fast ausschließlich in Sandsteinen mit Kalzitbindemittel angetroffen worden (s. 6.3.2.1.3.). Er weist eine auffällige, diagenetisch bedingte Häufigkeitsbeziehung zu Granat auf (s. 6.3.2.1.3.), die wegen der geringen Gehalte jedoch nicht quantifizierbar ist.

Im gesamten Probenmaterial nur vereinzelt wurden Andalusit, Sillimanit und Titanit beobachtet.

#### 5.1.1.3.3. Korngrößenverteilung der Schwerminerale

Die fraktionierte Schwermineralbestimmung läßt erkennen, daß der Schwermineralanteil einer Probe ungleichmäßig auf verschiedene Kornfraktionen verteilt ist.

Abb. 7 zeigt diese Beziehung an ausgewählten Proben mit unterschiedlicher Zusammensetzung:

Die Korngrößensummenkurve der Schwerminerale ist gegenüber der der Gesamtprobe zu feineren Fraktionen verschoben, weil den Korndurchmessern der mengenmäßig stark dominierenden Leichtminerale (i. a. > 95 Ge.-% Quarz) kleinere "Äquivalenzdurchmesser" der Schwerminerale entsprechen. Die Verschiebung um genau eine Fraktion in den feineren Bereich wird beim vorliegenden Material jedoch durch die Festsetzung der Fraktionsgrenzen mitgeprägt.

Vergleicht man nicht die Korngrößenmaxima sondern die Medianwerte von Gesamtproben und jeweiligen Schwermineralanteilen miteinander, so zeigt sich, daß der Unterschied zwischen beiden entsprechend dem Äquivalenzprinzip (RITTENHOUSE 1943) mit steigenden Medianwerten zunimmt. Besonders anschaulich ist dieser Zusammenhang am Verlauf der Häufigkeitskurven der

Medianwerte zu erkennen (s. Abb. 6).

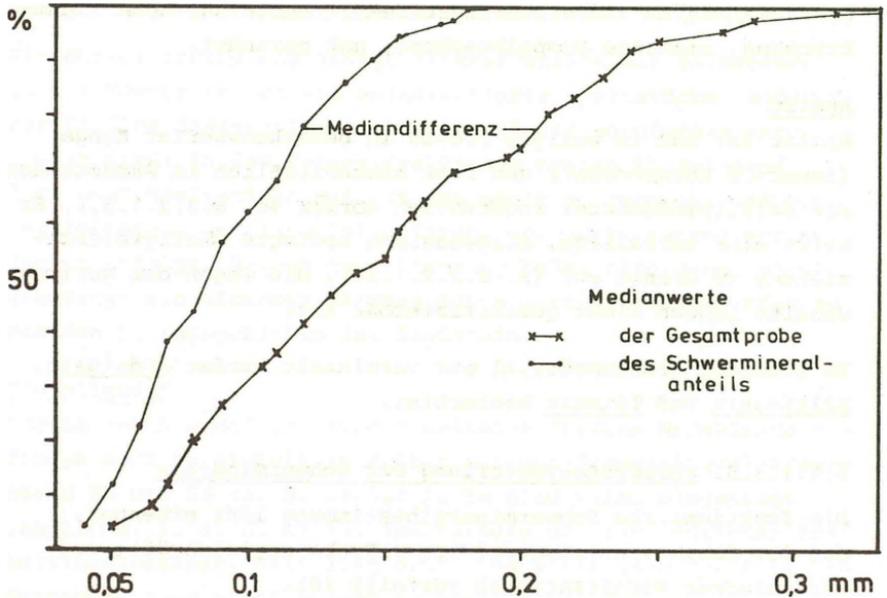


Abb. 6: Summenhäufigkeitskurven der Medianwerte von Sandsteinproben und deren Schwermineralanteilen (50 Proben).

Sofern Medianwerte die Kornverteilungen von Proben ausreichend genau wiedergeben, läßt ihr abszisseparalleler Abstand die "Mediandifferenz", bei bekannter Kornverteilung einer Probe eine grobe Aussage darüber zu, ob die für die Schwermineralanalyse gewählte Fraktion einen für die Gesamtprobe repräsentativen Ausschnitt erfasst. Durch regelmäßige Auswertung nur der Fraktion  $>0,1$  mm - einer oft benutzten Fraktion - wären beim vorliegenden Material lediglich 40 Gewichtsprozent aller Schwerminerale erfaßt worden. Da gemäß der Mediandifferenz diesem Wert ein Medianwert der Gesamtprobe von ca. 0,15 mm entspricht, würden umgekehrt durch die Schwerminerale mit Durchmessern  $>0,1$  mm nur ca. die Hälfte aller untersuchten Proben sinnvoll repräsentiert; denn nur weniger als 50 % aller Medianwerte der hier untersuchten Gesamtproben (s. Abb. 9) sind größer als 0,15 mm.

Im vorliegenden Fall ist außerdem erkennbar, daß es offenbar zu allen Medianwerten von Gesamtproben auch Schwermineral-

populationen mit äquivalenten Durchmessern gibt. Dieser Sachverhalt trifft für Einzelminerale durchaus nicht immer zu (s. 6.3.1.2.)

Für die Korngrößenverteilung der Gesamtheit der Schwerminerale sind vor allem die Opakminerale sowie Zirkon und Turmalin verantwortlich: Sie machen den Hauptteil der Gruppe aus und sind zudem deutlich korngrößenabhängig auf die Probe verteilt. Die transparenten Minerale finden sich vor allem in den feinen Fraktionen einer Probe und in insgesamt feinen Sandsteinen. Die opaken Minerale verhalten sich umgekehrt (s. 5.1.1.3.2.).

Abb. 7 zeigt für Proben mit unterschiedlichem Mineralbestand die korngrößenabhängige Verteilung der transparenten Schwerminerale (Summenkurven der Kornhäufigkeiten). Ihnen werden die (Gewichts-) Summenkurven der Gesamtprobe und ihres Schwermineralanteils gegenübergestellt. Die rechnerisch ermittelte Gesamtzusammensetzung der Probe ist zusätzlich dargestellt.

In Abb. 8 ist für zwei dieser Proben der jeweilige Anteil der Minerale an einer Fraktion dargestellt. Das ablesbare Mineralverhalten ist für alle untersuchten Proben typisch. Es kann geschlossen werden, daß es innerhalb dieses Materials mineral-spezifisch ist.

Für die Verteilung der transparenten Schwerminerale innerhalb des gesamten Korngrößenspektrums einer Probe gelten folgende Regeln (s. auch 6.3.1.2.):

- Nur in der dominierenden Schwermineralfraktion treten immer alle transparenten Schwermineraltypen einer Gesamtprobe auf. Hier sind sie in der Regel auch häufiger als in anderen Fraktionen. Zirkon kann in der nächstfeineren, Turmalin und Staurolith dagegen in der nächstgrößeren Fraktion angereichert sein.
- Zirkon oder Turmalin ist das häufigste transparente Schwermineral. In feinen Sandsteinen dominiert dabei Zirkon, in groben Turmalin.

Für die Bedeutung eines Minerals innerhalb einer Fraktion gelten folgende Grundsätze (s. auch 6.3.1.2.):

- Der Anteil an den Einzelfractionen nimmt bei Zirkon mit abnehmender Korngröße zu: In den feinsten Fraktionen ist immer Zirkon das häufigste Mineral.
- Ebenfalls ohne Ausnahme steigen die jeweiligen Turmalinanteile mit zunehmender Korngröße an. Staurolith (regelmäßig) und z.T. Granat verhalten sich wie Turmalin.

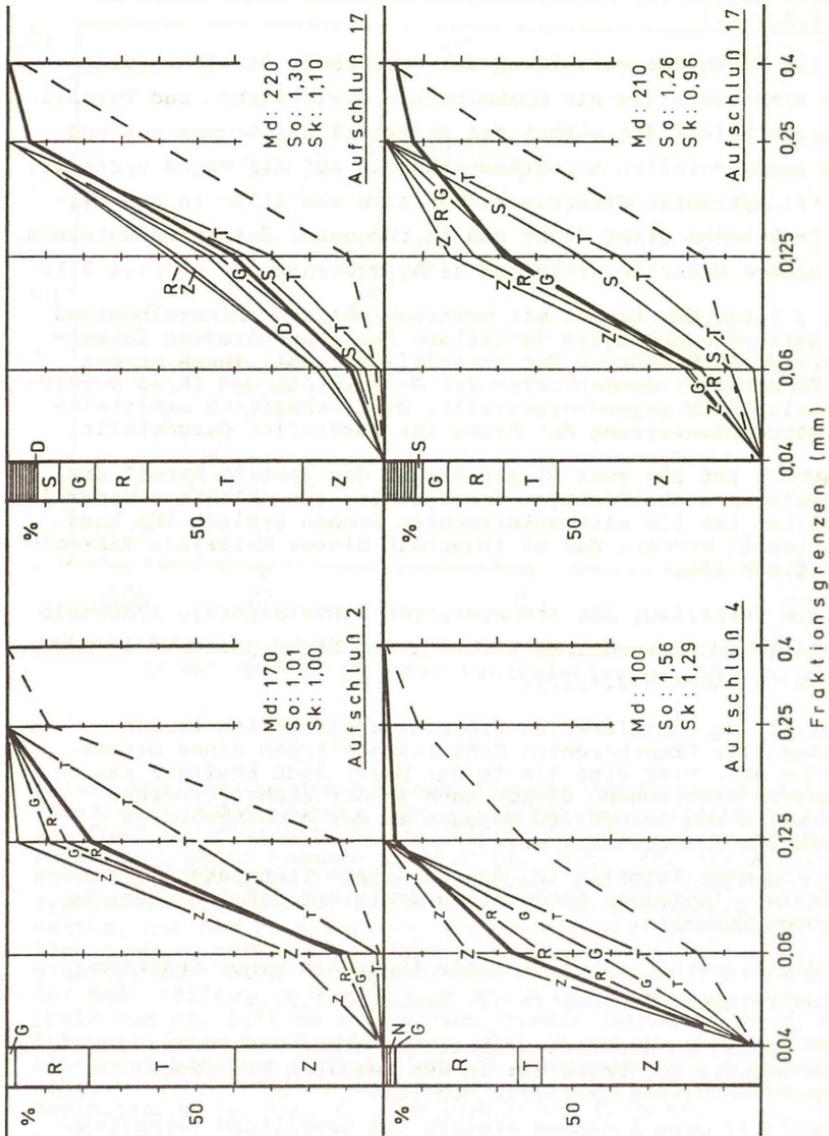


Abb. 7: Korngrößensummenkurven für einzelne Schwerminerale, Schwerminerale insgesamt und Gesamtproben (Einzelproben)

Säule links: Schwermineralzusammensetzung der Gesamtprobe (errechnet)  
 Erklärung der Abkürzungen und Zeichen: S. Abb. 8.

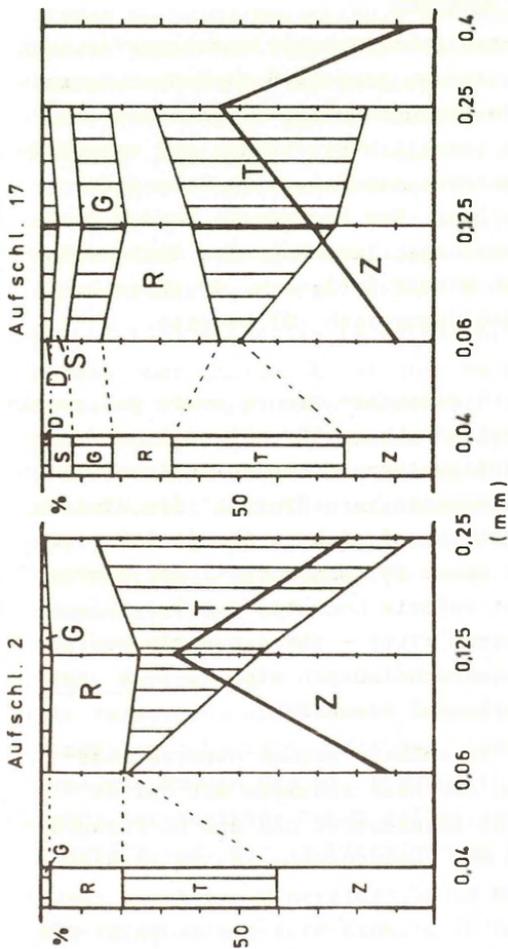


Abb. 8: Schwermineralzusammensetzung von Einzelfraktionen und Korngrößenverteilung der Schwerminerale insgesamt (Einzelproben)

Säule links: Schwermineralzusammensetzung der Gesamtprobe (errechnet)

Erklärung der Abkürzungen und Zeichen in Abb. 7 und 8:

- |   |                                       |   |            |    |            |
|---|---------------------------------------|---|------------|----|------------|
| Z | Zirkon                                | G | Granat     | Md | Medianwert |
| T | Turmalin                              | S | Staurolith | So | Sortierung |
| R | Rutil                                 | D | Disthen    | Sk | Schiefe    |
| N | übrige Schwerminerale, i. W. "Epidot" |   |            |    |            |

— Schwerminerale insgesamt    - - - Gesamtprobe

- Rutil zeigt kein auffälliges Korngrößenabhängiges Verhalten.

Die übrigen Minerale treten nicht häufig genug oder zu unregelmäßig auf, um entsprechende gesicherte Aussagen zuzulassen.

"Epidot" ist jedoch in feinen Fraktionen wahrscheinlich häufiger als in groben.

#### 5.1.1.3.4. Schwermineralparagenesen

Für die Rätsandsteine des nördlichen Harzvorlandes werden nach dem qualitativen und quantitativen Bestand drei Schwermineralparagenesen aufgestellt. Die Abgrenzung der Paragenesen erfolgt willkürlich und dient lediglich der kurzen und verständlichen Beschreibbarkeit von Schwermineralassoziationen im weiteren Verlauf der Darstellung. Zur Abgrenzung werden der jeweilige Anteil an den extrem stabilen Mineralen Zirkon, Turmalin, Rutil (ZTR-Index nach HUBERT 1962) bzw. das Anteilsverhältnis von Granat (G) und Staurolith (S) benutzt.

##### SG - Paragenese

Das Überwiegen von Staurolith gegenüber Granat sowie das regelmäßige Auftreten von "Epidot", Disthen, "Hornblende" und/oder "Pyroxen" (in dieser Häufigkeitsreihenfolge) zeichnen die SG - Paragenese aus. Ausnahmsweise kann "Epidot" die Häufigkeit von Granat (bzw. Staurolith) erreichen. Apatit ist sehr selten. Der ZTR-Index liegt unter 90 Kornprozent. Der Schwermineralgehalt der Proben ist relativ hoch (s. 5.1.1.3.1.). Diagenetisches Kristallwachstum tritt - abgesehen von wenigen Ausnahmen - zurück. Anlösungserscheinungen sind i. d. R. auf Disthen, "Epidot" und "Hornblende" beschränkt.

Die SG-Paragenese kommt nur in relativ grobem Unterrätsandstein in einer engen Zone an der Asse zusammen mit der GS - Paragenese (s.u.) vor. Es ist anzunehmen, daß die SG-Paragenese in ihrer Zusammensetzung dem Ausgangsmaterial am ehesten entspricht.

### GS - Paragenese

Der Granatanteil ist größer als der Staurolithanteil. Disthen und "Epidot" treten i.a. nur in Proben mit Staurolith auf. "Epidot", "Hornblende" und "Pyroxen" und z.T. Staurolith sind nur als Einzelkörner zu finden. Höhere "Epidotgehalte" sind selten (s. SG - Paragenese). Allerdings kann in sehr feinkörnigen Sandsteinen mit dieser Paragenese wegen der unterschiedlichen Korngrößenverteilung der Minerale (s. 5.1.1.3.3.) der Epidotanteil deutlich über dem von Granat und Staurolith liegen (insbes. Aufschl. 18, s. auch Abb. 7: "Aufschl. 4"). Der ZTR-Index ist entsprechend diesen Verminderungen gestiegen (> 90 Korn-%). Authigene Bildungen - insbesondere bei Zirkon (6.3.2.1.3.) treten häufiger auf als in den anderen Paragenesen. Disthen, Staurolith und weniger deutlich Granat weisen Ätzspuren und Trübungen auf. Für Granat gilt dies vor allem in staurolithfreien oder -armen Proben.

Die GS-Paragenese ist im nördlichen Harzvorland und den Nachbarregionen (niedersächsisches Becken, v. ENGELHARDT 1942; Nordteil der DDR, HÄUSSER & KURZE 1975) von den drei beschriebenen Paragenesen am häufigsten anzutreffen. Ihr Verbreitungsgebiet überschneidet sich mit dem der beiden anderen Paragenesen, wobei sich ihre Zusammensetzung dem Mineralbestand der jeweiligen Nachbarparagenese angleicht. Sie tritt im Unter- und Mittelrät und Sandsteinen sehr unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung auf.

### ZTR - Paragenese

Die Paragenese wird mit 96 und mehr Kornprozent von den stabilen Mineralen beherrscht. Von den Mineralen der anderen Gemeinschaften kommen Granat, Staurolith und vereinzelt "Epidot" in wegen der geringen Menge zufälliger Häufigkeitsbeziehung zueinander vor. Nur in Einzelproben tritt Disthen auf.

Durch selektive Mineralauflösung bedingt erscheinen in der ZTR-Paragenese extrem stabile jedoch seltene Minerale, die in den anderen Paragenesen entweder fehlen oder nur als Einzel-

körner zu finden sind: roter Spinell (< 1 Kornprozent) und Korund (in einigen Proben).

Vonden authigenen Bildungen findet sich vor allem Zirkon mit Anwachssäumen relativ häufig. I. a. sind alle Körner der noch vorhandenen Minerale außer den stabilen, oft aber sogar Zirkon, angeätzt.

Die ZTR-Paragenese tritt in Flecken südöstlich Hildesheim und in einem geschlossenen Gebiet zwischen Helmstedt und mindestens dem Allertal auf. Es läßt sich an die Region Gifhorn - Fallersleben anschließen, aus der bereits v. ENGELHARDT (1942) nach Untersuchung von Bohrproben entsprechende Schwermineralbestände beschrieben hat. Im nordöstlich anschließenden Bereich der DDR ist nach HÄUSSER & KURZE (1975) ebenfalls noch Schwermineralarmut in den Sandsteinen zu erwarten.

Die ZTR-Paragenese wurde außer in Aufschl. 7 (Unterrät) nur an Mittelrätsandsteinen beobachtet, die überwiegend feinkörnig entwickelt sind.

### 5.1.2. Sedimentstrukturen

#### 5.1.2.1. Korngrößenzusammensetzung

Außer den Primärbestandteilen (s. 5.1.1.) lassen auch die Körnungskennwerte (Medianwert, Sortierung, Schiefe) der Sandsteine deren hohe (Transport-)Reife erkennen. Sie bieten zusätzlich eine erste Möglichkeit zu genetischen Aussagen. Wichtiger für die genetische Zuordnung sind jedoch andere faziestypische Merkmale (s. 6.1.).

Nur in wenigen Aufschlüssen im E-Teil des Untersuchungsgebiets (Aufschl. 19, 20) kommen Sandsteinlagen vor, in denen der Grobsandanteil (ohne Berücksichtigung von Tongeröllen, s. 6.1.1.2.2.) vorherrscht. Sonst überwiegen Mittel- bis Feinsandsteine oder Feinsand- bis Siltsteine.

Die sehr einheitlichen Korngrößenverhältnisse kommen auch in den ermittelten Medianwerten zum Ausdruck: Sie schwanken zwischen 0,045 und 0,315 mm, wobei das arithmetische Mittel aus 118 Proben bei 0,144 mm liegt. Die relativen Häufigkeiten

der Medianwerte zeigt Abb. 9 als Summenkurve. Die ablesbaren Populationen bilden die aufschlußbedingte, regional ungleichmäßige Probennahmemöglichkeit und daher auch nur auswahlhafte Erfassung von Gesteinen gleicher Genese ab. Eine genetische Einstufung der Sandsteine allein nach der Korngröße ist nicht möglich, weil sich die beobachteten Größenbereiche der Medianwerte verschiedener genetischer Gesteinstypen (s. 6.1.) überlagern (s. Abb. 9).

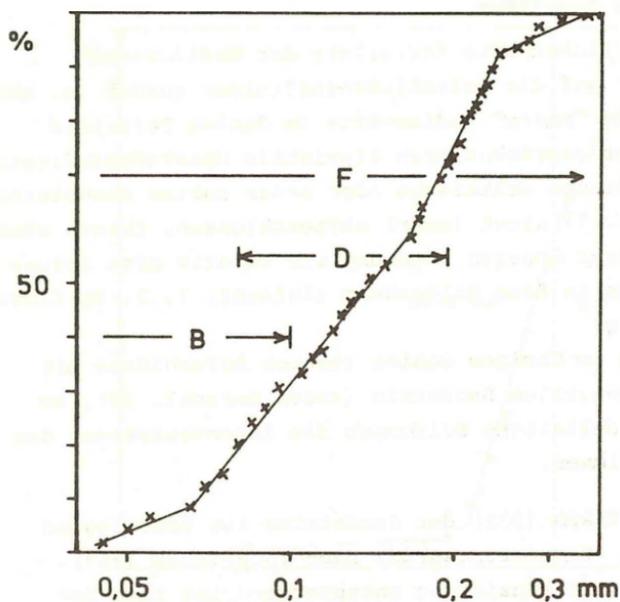


Abb. 9: Summenhäufigkeitskurve für Medianwerte von Unter- und Mittelrätssandsteinen

F, D, B: Streubereiche der Proben aus den Bildungsräumen "Fluß", "Delta", "Becken" (s. 6.1.1.2. und 6.1.2.)

Die Eindeutigkeit von Medianwerten größer als 0,2 mm (Abb.9: fluviatil) ist möglicherweise nur vorgetäuscht: Es sind keine grobkörnigen deltaischen Sandsteine aufgeschlossen (s.u.). Allerdings ist aus theoretischen Erwägungen zu fordern, daß die deltaisch-fluviatilen Sandsteine grundsätzlich feiner sein müssen als die zugehörigen terrestrisch-fluviatilen. Bei den hier untersuchten Proben sprechen jedenfalls auch alle anderen Fazieskriterien (s. 6.1.1.2.2.) dafür, daß Sandsteine mit Medianwerten größer als 0,2 mm fluviatiler Entstehung sind und dem Unterrät angehören.

Die auffällige flächenhafte Verteilung der Medianwerte (s. Taf. 1) geht auf die Aufschlußverhältnisse zurück (s. aber auch 7.1.2.): Die "hohen" Medianwerte im Gebiet Fallstein - Asse - Salzgitter repräsentieren fluviatile Unterrätsandsteine. Dort sind feinkörnige deltaische oder sogar marine Sandsteine außer in Aufschl. 17 nicht (mehr) aufgeschlossen. Ebenso sind die innerhalb ihrer engeren Umgebung als relativ grob anzusehenden Sandsteine im Raum Hildesheim (Aufschl. 1, 2, 3) fluviatiler Entstehung.

Umgekehrt fehlen im übrigen Gebiet (heute) Aufschlüsse mit terrestrisch-fluviatilem Sandstein (außer Aufschl. 27), so daß hier allein deltaische Bildungen die Zusammensetzung der Medianwerte bestimmen.

Die Sortierung (TRASK 1932) der Sandsteine ist überwiegend gut bis sehr gut (Sortierungsgrade nach FÜCHTBAUER 1959). Dieser geringen Differenzierung entsprechend ist ihre Beziehung zur flächenhaften und stratigraphischen Stellung bzw. zur Genese der Sandsteine undeutlich. Die Asymmetrie der Summenhäufigkeitskurve (s. Abb. 10) zeigt jedoch, daß die weniger häufigen Sortierungswerte eher von relativ "schlecht" sortierten Gesteinen als von "extrem gut" sortierten bestimmt werden.

Bei der genetischen Deutung dieser Befunde ist zu berücksichtigen, daß wegen der insgesamt sehr guten Sortierung methodische Fehler besonders stark hervortreten: Nicht bei allen Proben mit auffallenden Sortierungswerten muß diese Abweichung

mit besonderen Bildungsbedingungen erklärt werden. Sie werden in vielen Fällen lediglich dadurch hervorgerufen, daß bei der Probenaufbereitung mehrere Kornpopulationen in einer Probe erfaßt worden sind und eine bimodale (oder sogar multimodale) Primärverteilung einer Population vortäuschen. In diesen Fällen bestimmt die überwiegende Population i.d.R. den Medianwert, während sich die zweite vor allem in der Veränderung von Sortierung (und Schiefe) äußert. Mit solchen Fehlern ist vor allem bei fein- bzw. schrägschichteten Gesteinen zu rechnen, die den Großteil des hier untersuchten Materials ausmachen.

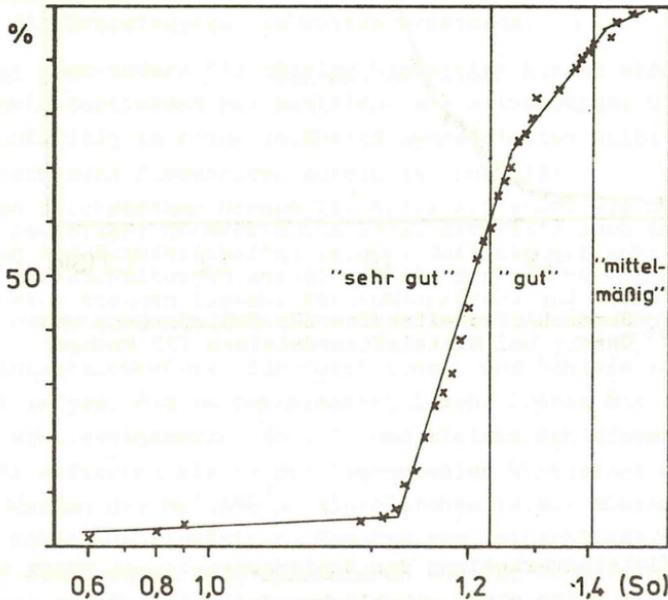


Abb. 10: Summenhäufigkeitskurve für Sortierungswerte von Unter- und Mittelrätssandsteinen (73 Proben)  
Sortierungsgrade ("gut") nach FÜCHTBAUER (1959)

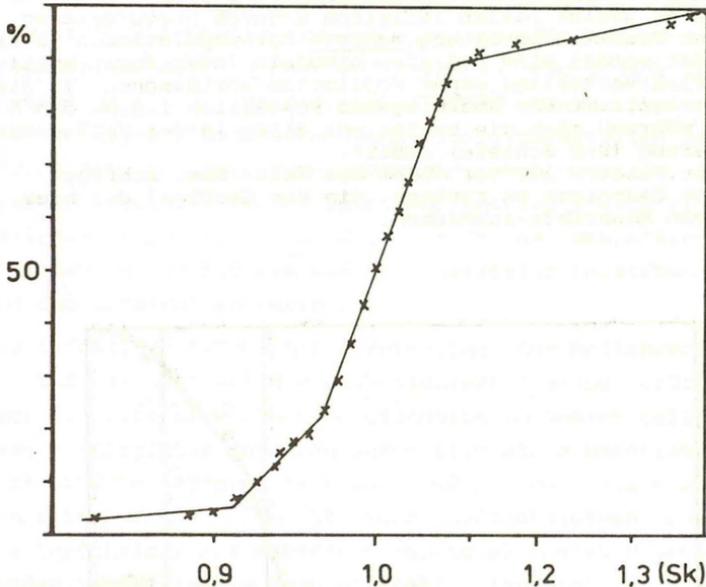


Abb. 11: Summenhäufigkeitskurve für Schiefewerte von Unter- und Mittelrätssandsteinen (73 Proben)

Die Häufigkeitsverteilung der Schiefewerte (nach TRASK 1932, s. Abb. 11) weist einen erheblichen Teil aller Werte als Fälle besonders kleiner oder besonders großer Schiefe aus. Alle gelten für Proben, die zugleich durch schlechte Sortierung auffallen. Bei ihnen muß daher mit der Vermischung von Kornpopulationen gerechnet werden (s.o.).

Bei Berücksichtigung solcher Fehlerquellen bieten Sortierung und Schiefe jedoch folgende Möglichkeiten zu genetischen Aussagen über die Rätssandsteine, die oft durch andere Kriterien gestützt werden können (s. 6.1.):

Die Summenkurven von fluviatilem Sandstein weisen oft einen charakteristischen "feinen Schwanz" auf (s. Abb. 12), der ihre Unterscheidung von marinen oder Küstensanden ermöglicht. Sie zeichnen sich also durch gute bis sehr gute Sortierung und oft Schiefen  $\leq 1$  aus (FRIEDMAN 1962 u. 1967). Das gilt unabhängig davon, ob die Sandsteine auf dem Festland oder im Delta entstanden sind. Dieser Unterschied kann sich in den Medianwerten äußern (s.o.).<sup>+)</sup>

Demgegenüber ist der Sortierungsgrad von (fluviatilen) Überflutungssedimenten schlecht (s. 6.1.1.2.2.). Bei ihnen schwanken zudem die Schiefewerte in weiten Bereichen.

Küsten- oder andere flachmarine Sandsteine können sich durch sehr gute Sortierung bei Schiefen um 1 auszeichnen, die sich sehr auffällig in einem annähernd symmetrischen Aufbau der entsprechenden Summenkurve äußern (s. Abb. 12).

Bei den flachmarinen Sanden (s. 6.1.2.2.) stößt die Bestimmung eindeutiger Kennwerte und damit natürlich auch ihre Deutung auf Schwierigkeiten (s.o.), weil sie oft sehr dünne Feinkorneinschlüsse aufweisen, die sich nicht von den Sandsteinlagen trennen lassen, Kornsummenkurven und Kennwerte solcher Gesteine können denen von Überflutungssedimenten ähneln.

Die Häufigkeitskurven für Sortierung und Schiefe (s. Abb. 10 u. 11) zeigen, daß im Gesamtmaterial mehr Proben mit relativ hohen Sortierungswerten ( $> 1,3$ ) und kleinen Schiefewerten ( $< 0,9$ ) auftreten als es der log-normalen Verteilung entspricht. In Anwendung der Befunde an Einzelproben (s.o.) müssen demnach mehr Proben aus fluviatilen Sandsteinen (einschließlich del-taisch-fluviatilen) als aus solchen anderer Genese untersucht worden sein. Dieses Bild deckt sich mit der Faziesanalyse nach anderen Kriterien (s. 6.1.).

---

<sup>+)</sup>  Zu entsprechenden Ergebnissen ist HESSLER (1979) für das Lappwald-Gebiet gekommen. Er benutzte die aussagekräftigeren aber auch umständlicher zu gewinnenden Parameter nach FOLK und WARD (1957: "mean-size", "skewness", "standard deviation").

#### 5.1.2.2. Kornformen

Quarz- und Quarzitkörner bestimmen wegen ihrer Häufigkeit (s. 5.1.1.1.) das Bild der transportabhängigen Kornformen. Sie wurden nur grob als "Rundung" nach der lediglich visuell vergleichenden Methode nach RUSSEL-TAYLOR-PETIJOHN (PETTIJOHN 1957) an Streupräparaten bestimmt, die keine sicher reproduzierbaren Ergebnisse zuläßt. Die Formbestimmung wird bei vielen Proben des vorliegenden Materials zusätzlich dadurch erschwert, daß die Körner in regional und im Profil wechselndem Ausmaß diagenetisch entstandene Quarzumschichtungen (s. 6.3.2.1.) aufweisen, durch die die Transportform verdeckt wird.

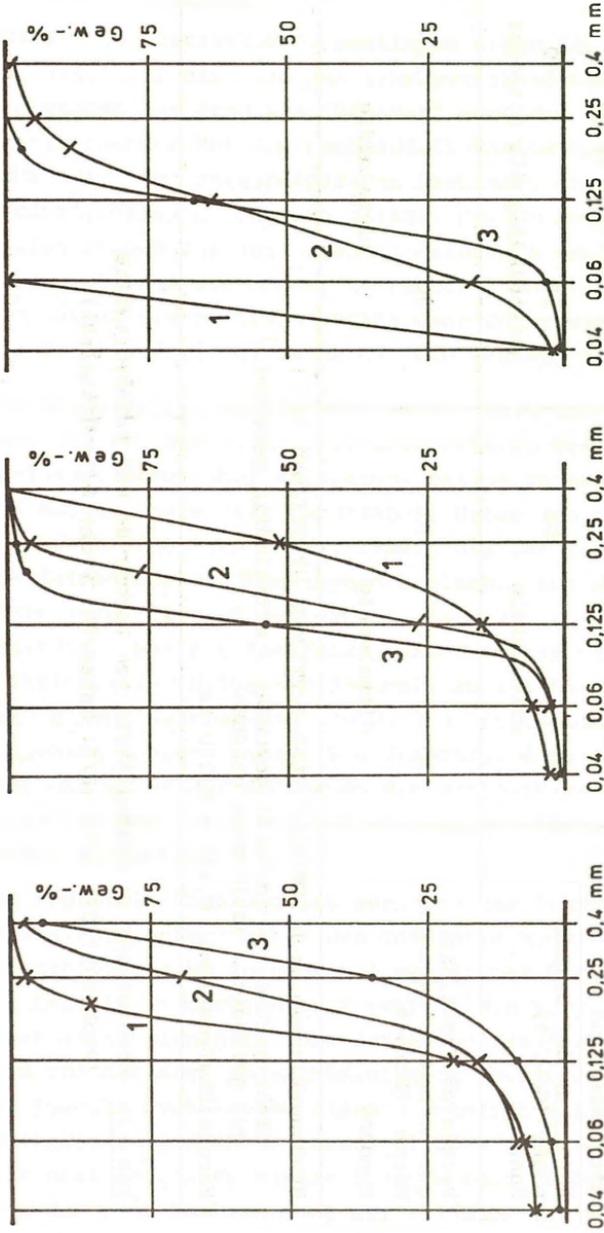
Der Rundungsgrad der Körner ist deutlich Korngrößenabhängig, weil der für die Formung verantwortliche Transportvorgang (rollend, schwebend) mindestens teilweise auch die Sortierung des Ausgangsmaterials verursacht: Unter den größeren Körnern überwiegen fast immer mittelmäßig bis gut gerundete, während die feinen Körner überwiegend schlecht, nur selten mittelmäßig gerundet sind (Rundungsklassen s. Tab. 3).

Betrachtet man die Kornformen einer bestimmten Vergleichsfraktion (hier 0,125 - 0,250 mm), so ist bei Proben mit niedrigen Medianwerten bessere Rundung zu beobachten als bei insgesamt groben Proben. Die Unterschiede sind jedoch gering und wegen der Schwächen der Methodik außer bei genauem Auszählen nur im direkten Vergleich von Körnern verschiedener Proben erkennbar.

Die regionale Änderung ist auch von der Transportweite abhängig. Sie entspricht - den genannten Regeln folgend - der Korngrößenabnahme in generell westlicher Richtung (s.7.1.2.): Der Anteil gut gerundeter Körner in den Vergleichsfraktionen nimmt gleichsinnig zu. Die Beziehung ist sehr undeutlich und wird von der Korngrößenabhängigkeit überlagert, wie Tab.3 für jeweils zwei Proben aus dem Unterrät mit übereinstimmenden Medianwerten jedoch unterschiedlicher geographischer Lage beispielhaft zeigt. Es wurden fünf weitere Probenpaare untersucht, ohne daß eine Verbesserung der Aussagekraft erreicht worden wäre.

Aufschl.Nr. / Probe Nr.	21/07	2/1	18/1	8/1
geographische Lage	(E) Asse Giesener Berge	(W) Berge	(E) Fallstein	(W) Hildesh. Wald
Medianwert	0,170			
häufigste Fraktion der Probe (mm)	0,125 - 0,250			
Anteil an der Gesamtprobe (Gew.-%)	65	80	55	60
Rundung	mittelmäßig bis schlecht			
Vergleichsfraktion: gut u. besser gerundete Körner (Korn- $\frac{1}{2}$ )	30	50	30	30
Rundung	mittelmäßig			
Rundungsklassen nach RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN (PETTIJOHN 1957): nicht gerundet / schlecht gerundet / mittelmäßig gerundet / gut gerundet / vollkommen gerundet Vergleichsfraktion: 0,125 - 0,250 mm				

**Tab. 3:** Kornrundung in Abhängigkeit von Korngröße und Transportweite  
(Proben 21/07, 2/1, 18/1: Unterrät; Probe 8/1: Mittelrät)



Fluvialfazies  
(Unterrät)

- 1 Aufschl. 1
- 2 + 3 Aufschl. 17

Deltafazies  
(Mittelrät)

- 1 + 2 fluvialer Sand  
(Aufschl. 3 + 26)
- 3 "Küstendans"  
(Aufschl. 24)

Beckenfazies

- 1 + 2 Mittelrät  
(Aufschl. 17 + 4)
- 3 Oberrät  
(Aufschl. 16)

Abb. 12: Korngrößensummenkurven von Sandsteineinzelproben aus verschiedenen Faziesbereichen (s. 6.1.)

## 5.2. Petrographische Beschreibung der Tonsteine und Siltsteine

Die Tonsteine des Räts wurden außer im Profil Osterfeld-Goslar (Aufschl. 16, s. Taf. 2) lediglich stichprobenhaft untersucht, so daß auch halbquantitative Aussagen über das Gesamtgebiet bisher nur bedingt möglich sind. Die Ergebnisse decken sich weitgehend mit denen von STARKE (1970). Starke Abweichungen vom Richtprofil wurden nicht festgestellt. Alle Angaben zum Mineralbestand beziehen sich auf die Korngröße  $< 0,036$  mm.

Tonsteine sind auf das Rätprofil sehr ungleichmäßig verteilt: Während im Unterrät mächtigere Tonsteinserien fehlen und statt dessen Silt- und Feinsandstein auftreten, sind im Mittel- und Oberrät die Tonsteine der wichtigste Gesteinstyp der Beckenfazies. Hier sind wiederum Siltsteine nur auf bestimmte Faziesbereiche beschränkt. Der Mineralbestand spiegelt in charakteristischer Weise die Veränderungen während der (Früh-) Diagenese wider (s. 6.3.2.2.). Er erlaubt damit auch wichtige Aussagen über den Primärbestand der Tonsteine und ihre Entstehungsbedingungen.

### 5.2.1. Tonsteine und Siltsteine des Unterräts

Reiner, hellgrauer Tonstein tritt im Unterrät nur in meist dünnen Lagen oder in Form von Tongeröllen in fluviatilen Sandsteinen auf. In beiden Fällen kann der Silt- und Feinsandanteil erheblich sein. Die Tonminerale sind Illit, Montmorillonit-Illit und Montmorillonit, daneben in tiefen Abschnitten untergeordnet Montmorillonit-Chlorit und Chlorit. Außerdem treten regelmäßig Quarz, Feldspat und Muskovit auf (s. auch Tab. 4).

Bei großen, unverwitterten Tongeröllen kann der Kern aus Montmorillonit-Illit, vereinzelt sogar mit viel Montmorillonit bestehen, während die äußere Zone mehr Illit enthält. Die Mengenverhältnisse schwanken sehr stark und sind vom Grad der Diagenese oder Verwitterung abhängig. Diese Mineralverteilung in den Geröllen deutet auf Montmorillonit bzw. Montmorillonit-Illit als detritisches Ausgangsmaterial hin. Die anderen

Tonminerale sind dann diagenetische Bildungen (s. 6.3.2.2.). Die selteneren grünen bis graugrünen Tonsteine und siltigen Feinsandsteine des Unterräts enthalten dagegen (neben Quarz, Feldspat, Muskovit sowie wechselnden Anteilen von Kalzit bzw. Dolomit) in Einzelproben neben auffällig viel Montmorillonit und Montmorillonit-Illit auch Montmorillonit-Chlorit und Chlorit. Der Chlorit ist Mg-Chlorit. Montmorillonit und/oder Chlorit können sogar eine auffällige Grünfärbung des Sediments verursachen. Das gilt offenbar auch für Tongerölle in deltaischen Sandsteinen der Allertalschüttung (s. 6.1.1.2.1.):

SCHMIERER (1914), MESTWERDT (1910) und JÜNGST (1928) beschreiben solche Gerölle bzw. "Lettenfetzen" aus feinkörnigem Sandstein des Unterräts, der zugleich *Anodontophora postera* führt. Entsprechende Gesteine sind heute nur als Lesesteine im Lappwald (Umgebung Aufschl. 25 b) zu finden. Sie sind meist stark verwittert. In einzelnen größeren Geröllen kommen jedoch noch Montmorillonit-Chlorit und Chlorit vor. Vermutlich ist auch hier die Ausgangszusammensetzung Montmorillonit bzw. Montmorillonit-Illit gewesen. Gerölle dieser Zusammensetzung treten in den fluviatilen Unterrätsandsteinen nicht auf. Es ist vielmehr der Mineralbestand der Steinmergelkeuper-Fazies (s. 6.1.1.1.).

#### 5.2.2. Tonsteine des Mittel- und Oberräts

Die Grenze zwischen Unter- und Mittelrät bringt in der Tonmineralzusammensetzung eine wichtige Veränderung mit sich: Plötzlich geht der Anteil von Illit, Montmorillonit-Illit und Chloritmineralen zugunsten von Kaolinit zurück. Die jeweiligen Anteile schwanken. Mg-Chlorit tritt nicht mehr auf. Im höheren Teil des Profils - spätestens an der Grenze zum Oberrät - verstärkt sich der Kaolinitanteil erheblich. Kaolinit ist im Oberrät oft das häufigste Tonmineral. Zugleich scheint Chlorit geringfügig an Bedeutung zu gewinnen. Der Tonmineralbestand des Oberräts bleibt im tieferen Lias (Aufschl. 16) erhalten.

Es ist bislang unbekannt, wieweit diese Verteilung unterschiedliche Materialzufuhr bzw. diagenetische Veränderungen wiedergibt: Einerseits waren sicherlich die Voraussetzungen für die

frühdiaagenetische Entstehung (bzw. Erhaltung) von Kaolinit gegeben (s. 6.3.2.2.2.), andererseits ist unter den zunehmend humiden klimatischen Verhältnissen an der Wende Keuper/Lias (s. 6.2.) mit festländischer Entstehung von Kaolinit zu rechnen.

Gleichzeitig mit der Mineralzusammensetzung verändern sich in den Tonsteinen auch Tonsteinfarbe und Fossilinhalt. Die Entwicklung ist in Tab. 4 zusammengefaßt.

	Tonminerale	"marine" Fossilien	Tonstein- farben
OBERRÄT	Kaolinit u. Illit, Montmor.-Illit; (Chlorit u. Montmor.-Chlorit)	-	hellgrau, braun, rot
MITTELÄT	Illit u. Montmor.- Illit, Montmor.; (Chlorit u. Mont Montmor.-Chlorit)	+	dunkelgrau, schwarz
UNTERRÄT	Illit u. Montmor.- Illit, Montmor.; (Montmor.-Chlorit, Mg-Chlorit)	-	hellgrau, grün
STEINMERGEL- KEUPER	Montmor. u. Illit, Montmor.-Illit (Montmor.-Chlorit, Mg-Chlorit <sup>+</sup> )	(-+)	grün, unten rotbunt

Tab. 4: Tonmineralbestand und Faziesmerkmale der Rättonsteine im nördlichen Harzvorland

Tonminerale ungefähr in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit,  
(Mineral): nicht immer oder in geringen Mengen vorhanden.

<sup>+</sup>) Corrensit, das regelmäßige Wechsellagerungsmineral aus Montmorillonit und Chlorit, wurde bisher nicht nachgewiesen.

6. GENESE DER RÄTSSANDSTEINE

6.1. Beschreibung der Faziesseinheiten

Der folgenden Beschreibung liegt eine genetische Deutung zugrunde, die unter Berücksichtigung aller Beobachtungen in allen Aufschlüssen getroffen wurde. Schlechter Aufschlußzustand, geringe stratigraphische Reichweite und bisweilen starke diagenetische Veränderungen sedimentärer Merkmale gestatten nur ausnahmsweise eine eindeutige Fazieszuordnung der Gesteine eines Aufschlusses. Erst die Entwicklung eines Sedimentationsmodells (s. 6.2.) und die Anwendung von danach aufgestellten Fazieskriterien ermöglichten die Diagnose auch von differenzierten Gesteinstypen.

Die für diesen Ringschluß erforderliche Deutung von faziestypischen Einzelmerkmalen stützt sich vor allem auf die Arbeiten von COLEMAN & GAGLIANO (1965), CONYBEARE & CROOK (1968), FISK (1955), HARMS & FAHNESTOCK (1965) MCKEE (1954 u. 1965), PETTIJOHN & POTTER (1964) sowie VISHER (1963 u. 1965).

6.1.1. Steinmergelkeuper und Unterrät

Gesteine in sandiger Unterrätfazies und in Steinmergelkeuperfazies verzahnen sich auf engem Raum (s. 6.2.2.). Die Steinmergelkeuperfazies weist Merkmale auf, die sie als flachmarine "Normalfazies" erscheinen lassen.

In ihren bereits seit längerer Zeit bestehenden Ablagerungsraum ergießen sich die fluviatilen unterrätischen Sandschüttungen, so daß alle hydrochemischen und petrographischen Übergänge zwischen beiden Extrembereichen entstanden sind. Gesteine, die erkennbar durch fluviatile Vorgänge (z.B. Sandzufuhr) mitgeprägt worden sind, werden in jedem Fall dem Unterrät zugeordnet.

Die Sandschüttungen haben zu unterschiedlichen Zeitpunkten begonnen. Das ergibt sich einerseits aus dem wechselnden Abstand zwischen "Basis Mittelrät" und "Basis Unterrät" (s. Abb. 13 u. 14); andererseits überlagert Mittelrät in Beckenprofilen ohne oder mit nur geringmächtigem Unterrät grünen bzw. grauen Stein-

mergelkeuper (Aufschl. 16), während andernorts "frühe" Unter-  
rätssandsteine noch "rotbunten" Steinmergelkeuper (Aufschl. 19,  
20; GRUPE & HAACK 1914, HERRMANN 1964: Hildesheimer-Wald-  
Sattel) bedecken.

#### 6.1.1.1. Steinmergelkeuper

Mergelstein, Tonstein und Kalkstein (nur im tiefsten Teil auch Gips) mit stark schwankenden Dolomitgehalten bestimmen diese Faziesseinheit. Der Dolomit ist nahezu stöchiometrisch zusammengesetzt (Bestimmung nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965). Unten herrschen rötliche Farbtöne vor, oben zunehmend grüne, grüngraue und gelbliche. Schichtung ist oft nicht zu erkennen, während andererseits sogar extreme Feinschichtung auftreten kann. Intraformationale Breccien- und Konglomeratlagen kommen häufig vor. Der detritische Komponentenanteil beschränkt sich i.d.R. auf wechselnd hohen Tongehalt (s. Tab. 4) und einzelne isolierte Körner aus Quarz.

Der obere Teil des Steinmergelkeupers entspricht stratigraphisch den Postera-Schichten WILLS (1969).

Der Bildungsraum wird faziell gekennzeichnet durch:

- Frühdiagenetische Bildung von calicheartigen Dolomitkrusten und -lagen. Sie erfolgte durch kapillaren Porenwasseraufstieg infolge hoher Verdunstung und ist - oft an kalzitisch verheilten Schrumpfungsrissen erkennbar - mit einer Volumenverminderung im dolomitisierten Bereich (CHILINGAR & TERRY 1954) verbunden. Dadurch wird das Material für die Entstehung intraformationaler Gerölle aus Dolomit und "Wirtsgesteinen" bereitgestellt und ein unruhiges Kleinrelief geschaffen (s. Abb. 15).
- Chalzedonkonkretionen oder -imprägnationen - oft verbunden mit Dolomitisierung - werden als Bildungen bei hohem pH-Wert (CHILINGAR & BISSEL 1963) bei (zeitweiligem) Trockenfallen der Region und Karbonatproduktion (durch Algen) angesehen (BAAS BECKING u.a. 1960).

- Mg-Chlorit, frühdiagenetisch nur aus hyperhalinem (mindestens normalmarinem) Milieu bekannt (s. 6.3.2.2.1.).
- Fossilarmut.

#### 6.1.1.2. Unterrät

##### 6.1.1.2.1. Gesteine der "Allertal-Schüttung"

Sandsteine, die nach JÜNGST (1928), MESTWERDT (1914) u.a. Anodontophora postera (DEFNER & FRAAS) als "Leitfossil" enthalten, können heute nur noch vereinzelt als Lesesteine beobachtet werden (Umgebung von Aufschl. 25). Ihre Zuordnung zu dem von JÜNGST (1928) gemeinten Gesteinstyp ist jedoch nicht gesichert, weil keine Fossilien gefunden wurden. Diese Sandsteine kommen nach JÜNGST (1928) nur im Raum Halberstadt - Fallstein/Ostteil - Helmstedt - Allertal (Fallersleben) vor. Innerhalb dieses Gebiets steigt die Mächtigkeit von 20-30 m (Halberstadt, JÜNGST 1928) auf ca. 80 m (Fallersleben, SCHOTT 1942) an. Die seitliche Begrenzung dieser "Rinne" ist unklar: Auf der Nordostseite (Flechtinger Höhenzug) ist das Rät abgetragen; nach Westen bis Südwesten ist in Bohrungen (KUMM 1941) eine Mächtigkeitszunahme der Gesteine zu erkennen. Sie werden hier mit ihren Begleitgesteinen (s.u.) als erste Rätssedimente zur "Allertal-Schüttung" (s.Taf.1) zusammengefaßt.

Sie sind sehr feinkörnig und weisen neben flachgeneigter Schrägschichtung eine auffällige Grünfärbung auf (JÜNGST 1928, MESTWERDT 1910, SCHMIERER 1914 a u. b), die außer auf Montmorillonit auch auf chloritisierte feinste Tonpartikel zurückgehen dürfte. Daraus kann abgeleitet werden, daß sie unter den hydrochemischen Bedingungen der Steinmergelkeuperfazies abgelagert worden sind und die dafür typische Frühdiagenese erlitten haben (s. 5.2.1. u. 6.3.2.2.1.).

JÜNGST (1928) bezeichnete sie als limnische Bildungen, während A. postera nach WILL (1969) in brackischem Milieu auftreten soll. Hier werden sie - ganz ähnlich - als Schüttungen gedeutet, die entweder in Lagunen oder in Seen zwischen den Flußsträngen im Bereich eines Deltas abgelagert worden sind.

Die Deltaablagerungen treten in Verbindung mit ebenfalls nicht mehr zugänglichen, offenbar fluviatilen Serien auf, als deren charakteristisches Merkmal JÜNGST (1928) starke "Letten"führung beschrieben hat. Sie war für ihn ein stratigraphisch wichtiger Hinweis auf die Aufarbeitung von Material des Steinmergelkeupers. Soweit es für die noch zugänglichen jüngeren Unterrätssandsteine überprüft werden konnte, handelt es sich dabei jedoch um Tongerölle. Aufgearbeitetes Material aus dem Steinmergelkeuper wurde nur (in Bonebeds) an der Rätbasis gefunden (s. 6.1.1.2.2.). Es stammte aus dem direkt Liegenden.

Für die Fazieszuordnung der Sandsteine ist von Bedeutung, daß sie keine auffällige Grünfärbung aufweisen sollen (JÜNGST 1928): ein Merkmal des fluviatilen Unterräts (s. 5.2.1. u. 6.1.1.2.2.). Diese Gesteine der "Allertal-Schüttung" verzahnen sich im Bereich des unteren Allertals mit den entsprechenden Beckenablagerungen (Sandstein mit buntem Tonstein: SCHOTT 1942; WILL 1969).

In diesen Faziesraum mit Lagunen oder Salzseen müssen auch mikritisierter (?Algen-)Kalkstein, Mergelstein oder dolomitisierter Mergelstein gestellt werden. Der Kalkstein weist als letzte ahnbare Strukturen pelletartige Gebilde auf. Die Mergel enthalten Chalzedonkonkretionen und organische Substanz, nach oben zunehmend einen gewissen Silt- oder Feinsandgehalt. Außer dieser Paragenese weist auch das Auftreten von Mg-Chlorit auf extreme Bedingungen hin, die denen der hyperhalinen Steinmergelkeuperfazies weitgehend entsprechen müssen (v. ENGELHARDT 1961).

Auch diese Gesteine sind über den Raum Halberstadt - Allertal hinaus nicht bekannt (JÜNGST 1928) und waren im Untersuchungsgebiet lediglich in Aufschluß 25b (Lappwald) der Beobachtung zugänglich.

#### 6.1.1.2.2. Fluviatile Gesteine

Die fluviatilen Sandsteine und Siltsteine des Unterräts enthalten nebeneinander ein weites Spektrum von Schichtungstypen,

die bestimmte Bildungsbedingungen innerhalb oder außerhalb eines Flußbetts kennzeichnen. Ihre Veränderung geht i.d.R. mit einer gerichteten Veränderung der Korngrößen einher. Die anschließende Beschreibung folgt abnehmenden Korngrößen.

Unterrätsandsteine sind vorwiegend im Süd- und Westteil des Untersuchungsgebietes angetroffen worden (s. Taf. 1). Im Nordostabschnitt sind sie mindestens lokal sicherlich ebenfalls vorhanden, jedoch nur in Aufschl. 27 aufgeschlossen.

Fast alle Proben weisen die für fluviatile Sandsteine typischen Feinkornbeimengungen auf (s. 5.1.2.1.), die sich oft in Schiefen  $> 1$  und mit zunehmendem Feinkornanteil in höheren Sortierungswerten äußert (s. Abb. 12 u. 5.1.2.1.).

#### Rinnensandsteine

Zu den Rinnensandsteinen des Unterräts gehören die größten untersuchten Gesteinsproben (Medianwerte  $\geq 0,2$  mm).

Der auffälligste Gesteinstyp der Gruppe ist sehr grober (Medianwerte im einzigen Aufschluß dieser Art (Aufschl. 19):  $> 0,3$  mm) Sandstein mit tabularer Schrägschichtung und steil einfallenden Leeblättern (z.T. über  $30^{\circ}$ ). Es handelt sich dabei um Bildungen in Sandbarren schnellfließender, mäandrierender Flüsse.

Sandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung sonst aber ähnlichen Eigenschaften werden durch Großrippelwanderung erzeugt. Sie haben oft steile Trogflanken. Insbesondere in Gesteinen mit dickbankiger Trogschichtung treten oft Rutschstrukturen auf, die durch erosionsbedingte Hangübersteilung im Bereich des Stromstrichs verursacht worden sind.

Verringerung von Korngröße und Bankdicke leiten über zum häufigsten Gesteinstyp dieser Fazies. Er ist gekennzeichnet durch:

- mittel- und kleindimensionale trogförmige Schrägschichtung mit Serienmächtigkeiten bis ca. 20 cm und flachen Trogflanken,

- z.T. sehr unruhige Horizontalschichtung in Lagen von wenigen Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit und/oder
- Rippelschichtung verschiedener Dimensionen und Typen, darunter "climbing ripples", die auf Sedimentation bei starker Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit zurückgehen (McKEE 1965).

Vergleichsweise geringe Strömungsgeschwindigkeiten werden angezeigt durch

- meist feine Rippelschichtung, oft mit Ton- bzw. Siltanreicherung in den Rippeltälern,
- feine Siltlagen mit wechselnden Ton- und Sandanteilen, seltener Tonlagen, standen in den Stillwasserbereichen des Flußbetts.

Neben diesen Schichtungstypen weisen folgende andere Merkmale ebenfalls auf fluviatile Bildungsbedingungen hin:

- "Tongerölle", die durch Austrocknung und Aufarbeitung von Ton- und Siltlagen (s.o.) in periodisch oder episodisch überfluteten Gebieten entstehen. In Lagen mit Rippelschichtung sind sie sehr selten bzw. sehr klein, in horizontal geschichteten Lagen fehlen sie überhaupt. In grobem Sandstein treten Tongerölle häufiger auf. Sie sind zugleich größer als in feinen Serien und meist scheibenförmig, in sehr groben Gesteinen auch rundlich, z.T. aus scheibenförmigen Geröllen "gewickelt". Sie sind fast immer schrägschichtungsparallel eingeregelt. Sie sind besonders häufig an der Basis mächtiger Serien mit ausgeprägten erosiven Basiskontakten zu den Liegendserien. In manchen Aufschlüssen (z.B. Aufschl. 19 u. 22) sind sie zu einem fast nur aus "Brauneisen" bestehendem Mulm verwittert.
- Holzkohle oder Pflanzenreste, besonders in Rippeltälern (zusammen mit Tonbestegen und/oder Muskovit; keine autochthonen Pflanzen.
- keine tierischen Fossilien, keine Bioturbation,
- nur sehr selten Belastungsmarken, weil die für deren Entstehung wichtigen Feinkornlagen im "Hochwasserbereich" (s.o.) austrocknen, bevor die belastende nächste Sand-schüttung erfolgt, bzw. nicht mächtig genug sind.

#### "Überflutungssedimente"

Auf Überflutung oder Durchbrechen von Uferwällen und Ablagerung in Gebieten zwischen den Flußsträngen müssen außer "normalen" fluviatilen Sandsteinen (s.o.) Ton-, Silt- oder Feinsandfolgen zurückgeführt werden, die in unterschiedlicher Mäch-

tigkeit in die Unterrätsandsteine oder in Steinmergelkeuper-serien (HERRMANN 1964: Hildesheimer Wald) eingelagert sein können. Diese Serien entsprechen den "Unterrätschiefern" SCHOTTs (1942).

Sie sind schlecht sortiert und weisen Schiefewerte  $< 1$  auf (s. 5.1.2.1.). Außer gradiertem Schichtung infolge abnehmender Transportkraft im Überflutungsbereich zeigen sie bisweilen ausgeprägte, dabei unregelmäßige Feinschichtung im Millimeterbereich.

Farbe und der dafür verantwortliche Tonmineralbestand sind vom Verlauf der Frühdiagenese abhängig (s. 5.2.1. u. 6.3.2.2.1.). Die Fossilführung ist unbedeutend: Lediglich in Aufschluß 18 (s. Taf. 2) am Fallstein wurden Abdrücke von Estherien (*E. minuta*) in tonig-siltigen Lagen gefunden.

An Basis und Top solcher Serien können grünlicher montmorillonitreicher, z.T. chloritführender Feinsand- bis Ton-(stein) auftreten, deren auffälligstes Merkmal Schichtungslosigkeit ist. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Ausflockungen aus Suspensionen, die entstehen können, wenn Süßwasser mit suspendiertem Material in Salzwasser (Steinmergelkeuperfazies) (s. 6.2.2.) einströmt. Ein solcher Horizont an der Grenze Unter-/Mittelrät im Fallsteingebiet (Aufschl. 18, s. Abb. 14, 15) ist der "grüne Grenzhorizont" JÜNGSTs (1928), der im Fallsteingebiet weit verbreitet ist.

Besondere Gesteinstypen im Übergangsbereich zwischen Steinmergelkeuperfazies und sandiger Unterrätfazies sind Bonebed und Phosphorit (s. Abb. 14, 15 u. Taf. 2).

Die Bonebeds sind Grobsand- oder sogar Kieslagen mit massenhaft Knochenresten und (Fisch-)Zähnen und Geröll aus Steinmergelkeupermaterial (Dolomit, Kalkstein, Mergelstein). Das heute noch zugängliche Unterrät-Bonebed von Seinstedt (s. Abb. 17) weist hohe Gehalte an radioaktiven Substanzen (U, Th, gebunden an Knochenapatit) auf (BENDA 1963). Es bildet die Basis der Unterrätsandsteine, in die es durch allmähliche Korngrößenabnahme übergeht: In dieser Abnahme drückt sich die nachlassende Transportkraft des Flusses im Überflutungsbereich aus, als deren Folge die schwereren (gröberen) Komponenten "ausgesaugert" und lagig angereichert wurden, während die übrigen

(feinen) Komponenten noch weiter transportiert wurden.

Innerhalb der eigentlichen Flußrinne fehlt das Bonebed dagegen. Dort ist ein ähnlicher Anreicherungs Vorgang auch nur schwer vorstellbar.

Das Bonebed im höheren Mittelrät von Seinstedt, das heute nicht mehr auffindbar ist (Angaben bei SCHLOENBACH 1862, JÜNGST 1928), liegt in einer durch marine Fossilien als mittelrätisch (JÜNGST 1928: Oberrät, s. Tab. 1) ausgewiesenen Folge aus dunklem Tonstein und Sandstein. Die aus den Zahnfunden in beiden Bonebeds ableitbare Fischfauna (SCHLOENBACH 1860, JÜNGST 1928) wurde von WILL (1969) als marin, mindestens jedoch brackisch angesehen. Sie ist ein weiteres Merkmal für die Fazieskennzeichnung des Steinmergelkeupers (s. 6.1.1.1.).

Wie das Bonebed enthält auch der Phosphorithorizont von Seinstedt reichlich strahlende Substanzen (Uran und seltene Erden, wenig Thorium). Sie sind ebenfalls an (Knochen-)Apatit gebunden. Der von BENDA (1963) ausführlich beschriebene Phosphorit ist ein geringmächtiger (max. 7 cm), feingeschichteter, äußerst poröser Tonstein, der außer dem Hauptbestandteil Apatit noch Muskovit-Illit, Montmorillonit, z.T. Chlorit und Quarz enthält. BENDA (1963) führt seine Entstehung auf die Zersetzung eines Bonebeds und (Lösungs-)Umlagerung des Materials zurück.

Der Seinstedter Phosphorit liegt teils in Tonsteinserien, teils in einer Gesteinsfolge, die durch auffällige Korngrößenabnahme zum Hangenden gekennzeichnet ist und ihrerseits von Sandstein überlagert wird (s. Abb. 14). Sie ist - wie das Bonebed - im Überflutungsbereich eines Flusses abgelagert worden. Der Mineralbestand läßt jedoch zusätzlich erkennen, daß der Phosphorit möglicherweise schon im Grenzbereich zur hyperhalinen Steinmergelkeuperfazies (s. 6.3.2.2.1.) gebildet wurde.

## 6.1.2. Mittelrät

### 6.1.2.1. Deltafazies

Die Bildung von Deltasedimenten erfolgte im nördlichen Harzvorland in zwei mittelrätischen Schüttungseinheiten, die nach ihren Hauptverbreitungsgebieten als Fallstein-Schüttung und Lappwald-Schüttung bezeichnet werden sollen (s. 6.2.). Für die Mittelrätserien im Raum Velpke (Allertal) hat bereits ZEINO-MAHMALAT (1970) deltaisiche Bildungsbedingungen angenommen. Sie liegen im Bereich der Lappwaldschüttung. Die Hauptphase der Aktivität hat bei der Fallsteinschüttung (Halberstadt - Fallstein - Salzgitterer Sattel - Hildesheim) zu Beginn des Mittelräts gelegen, während sich die Lappwald-Schüttung (Lapp-

wald-Allertal) erst im Verlauf des Mittelröts, dann allerdings kräftiger entwickelt hat (s. 6.2.).

Aus dem Untersuchungsgebiet selbst ist nicht abzuleiten, ob diese Schüttungseinheiten eigenständige Deltakörper oder lediglich Teile eines größeren Deltas sind. Die Aufteilung der Deltaregion in Prodelta, Deltafront und Deltadach läßt sich auch an Fallstein- und Lappwald-Schüttung durchführen:

### Prodelta und Deltafront

Prodeltasedimente sind wegen der schlechten Aufschlußbedingungen (s. 2.) nur aus dem Profil Osterfeld/Goslar (Aufschl. 16, Taf.2) bekannt. Es sind sandig-siltige, dunkelgraue oder schwarze Tonsteinfolgen mit Sandsteinlinsen, -lagen oder -bänken. Die Korngröße selbst der mächtigsten Bank (< 1 m) ist äußerst gering (Medianwert  $\approx 0,06$  mm). Bei einem Teil der Sandsteinproben lassen gute Sortierung und Schiefen um 1 bereits den Einfluß mariner Umlagerungsmechanismen erkennen.

Wegen ihrer Position am distalen Ende des Deltakörpers sind diese Gesteine - isoliert betrachtet - nicht als Deltaablagerungen zu identifizieren: Rippelschichtung und Ausbildung von tonigem Bindemittel, z.T. sogar Tonmatrix in den Sandsteinen und das Auftreten mariner Fossilien (Foraminiferen) in den Tonsteinlagen beweisen die engen Beziehungen zu Beckenbildungen (s. 6.1.2.2.). Andererseits deuten Pflanzenreste auf den Schichtflächen mancher Sandsteine auf die festländische Herkunft des Materials hin.

Besser erkennbar sind die Bildungen aus dem engeren Bereich der Flußmündungen (Deltafront): Es sind i.a. feinkörnige Sandsteine mit auffälliger, nur leicht in Transportrichtung geneigter Parallelschichtung oder äußerst feiner Trogschichtung (Aufschl. 9b, 10, 24). Diese Ausbildung geht auf die hohen Akkumulationsraten im Eintrittsbereich der Flüsse in das stehende Wasser des Beckens zurück. Die dort wirkenden Verteilungskräfte können mit der Materialanlieferung nicht Schritt halten, so daß sich Rippeln oder gar großdimensionale Schrägschichtung

nicht entwickeln können. Ebenso fehlen i.a. Tongerölle (s. 6.1.1.2.2.) als Indikatoren für fluviatile Sedimentation. Pflanzenhäcksel ist anders als in den fluviatilen Sandsteinen i.d.R. fast gleichmäßig auf den Schichtflächen verteilt.

### Deltadach

Die Flußsedimente des Deltadachs entsprechen in ihrer Korngrößenverteilung (Sortierung, Schiefe, s. 5.1.2.1.) ganz den fluviatilen Gesteinen des Unterräts. Beide lassen sich kaum unterscheiden, wenn auch die deltaisich-fluviatilen Sandsteine des Mittelräts grundsätzlich feinkörniger sind.

Für den landwärtigen Teil des Deltas sind autochthone und allochthone Kohlen und/oder Wurzelböden (JÜNGST 1928: "Röhricht") kennzeichnend. Das Substrat der Wurzelböden besteht fast immer aus (Fein-)Sand, der vielfach eine undeutliche (meist) symmetrische oder schwach asymmetrische Rippelschichtung aufweist. Darin befinden sich annähernd senkrecht verlaufende Röhren (bis 2 cm Durchmesser, z.T. mehr als 40 cm Länge). Sie enthalten bisweilen noch "mulmige" Pflanzenreste. Die Röhren sind fast immer gerade und verfügen nur noch ausnahmsweise über eine undeutliche streifige Innenskulptur. Die Formen erinnern an schilffartige Pflanzen.

Vielfach sind Wurzelböden gekappt. Oft werden sie jedoch von autochthoner Kohle oder/und feinklastischen Sedimenten (sandiger Ton/Silt) überlagert. Diese enthalten meist reichlich organische Substanz in unterschiedlichem Erhaltungszustand, Pyrit und wechselnde Anteile von Sand. Starke Bioturbation durch offenbar recht große Organismen äußert sich lokal in die bis zu armdicken, undeutlich begrenzten Wühlspuren (Aufschl. 24).

Kohlelagen und Wurzelböden sind vor allem in den Deltaserien der Lappwald-Schüttung aufgeschlossen. Sie weisen stark schwankende Mächtigkeit und sehr unregelmäßige Verbreitung in Fläche und Profil auf. In der Fallstein-Schüttung treten beide Ge-

steinstypen zwar ebenfalls auf, doch haben die auf DDR-Gebiet liegenden Vorkommen geringere Ausdehnung (JÜNGST 1928).

Während Kohle und Wurzelböden an und in Seen oder im Überflutungsbereich zwischen den Flußarmen eines Deltas entstehen, weisen lokal bestimmte Spurenfossilien auf marine Einflüsse hin:

Skolithosartige und vor allem Diplocraterionbauten (HÄNTZSCHEL 1962) in Sandsteinserien, die zugleich Wurzelböden enthalten können (Aufschl. 24, 25a, 29), sind Hinweis für mindestens zeitweilige Verbindung zum Meer (SEILACHER 1964) bzw. für Vegetation an und in Lagunen. - Über die Salzverträglichkeit der Pflanzen ist jedoch nichts bekannt.

Diplocraterionbauten von mehr als 0,5 m "Gesamttiefe" (Aufschl. 23) mit z.T. verschiedenen Grab- und Fluchtstadien (Aufschl. 25a) sind zugleich Zeichen zwar unstetiger, jedoch nur geringfügig durch Erosion unterbrochener Sedimentation in geschützten Meeresteilen. Unsicher ist die Zuordnung von in diesem Faziesbereich häufig auftretenden (Muschel-)Ruhespuren verschiedener Typen.

Das gemeinsame Vorkommen von deltaisich-marinen und -terrestrischen Faziesindikatoren deutet bereits die engen Beziehungen zwischen beiden Räumen und damit die große Ähnlichkeit der in ihnen entstandenen Sedimente an. Tatsächlich lassen sich sehr feinklastische Sedimente aus Lagunen oder Deltaseen i.d.R. nicht unterscheiden: Beide sind durch hohe Gehalte an organischer Substanz schwarz gefärbt, bioturbat bis zur vollständigen Entschichtung und weisen wechselnde Anteile von Silt oder Sand auf. Die Plastizität dieser wasserreichen Sedimente hat bei Überschüttung durch deltaisich-fluviatile oder marine Sande oft zur Entstehung von Belastungsmarken, z.T. sogar zur völligen Auflösung des Schichtverbandes (Aufschl. 9a, s.Taf.3) geführt, Erscheinungen, die bei sonst oft ähnlichen marinen Tonsteinfolgen nur untergeordnet auftreten.

Oft noch schwieriger als die feinklastischen Sedimente sind die Sande des Deltadachs und die daraus abzuleitenden Küsten-

sande zu unterscheiden, weil auch in ihnen sichere Faziesindikatoren meist fehlen. Erschwerend kommt hinzu, daß gerade die Mittelrätssandsteine der Lappwald-Schüttung z.T. einer starken Diagenese unterlegen sind (s. 6.3.2.1.2.): Wegen der diagenetischen Quarzitisierung sind selbst die sonst deutlich erkennbaren Sandsteine der Flußstränge nicht von solchen zu unterscheiden, die sich unter Einfluß von Wellen und Strömungen - womöglich sogar Wind - vom Deltakörper gelöst haben und entlang der Küste durch ständige Umlagerung zu eigenen Sedimentkörpern akkumuliert worden sind. Da die sonst aussagekräftigen Körnungskennwerte (s. 5.1.2.1.) nicht ermittelt werden können, gelangen nur sehr unsichere Kriterien zur Anwendung: So werden massige, sehr reine und zugleich relativ feinkörnige Sandsteine ohne oder nur mit wenig Pflanzenhäcksel als Küstensande (Strandsande, Barrensande o.ä.) angesehen, wenn nicht Begleitgesteine vorhanden sind, die diese Zuordnung unwahrscheinlich machen (Aufschl. 32 u. 33).

#### 6.1.2.2. Beckenfazies

Gegenüber dem Unterrät/Steinmergelkeuper (s. 6.1.1.) fehlen in den Tonsteinen des Mittelrätbeckens primär oder fröhdiagenetisch ausgeschiedene Karbonate. Statt dessen ist vielfach eine Verzahnung von Sedimenten des Beckens und des (Pro-)Deltas (s. 6.1.2.1.) kennzeichnend. Beide lassen sich nicht immer sicher unterscheiden.

Die Beckensedimente bestehen aus dunklen, massigen, untergeordnet auch feingeschichteten Tonsteinen (s. auch 5.2.2.) mit je nach Lage zu den Schüttungszentren wechselnden Gehalten an Feinsand. Der Sand kann sowohl in Lagen auftreten als auch gleichmäßig verteilt sein. Die Tonsteine enthalten die marine Contorta-Fauna (WILL 1969, s. 3.), die sich schon allein durch die Existenz sandschaliger Foraminiferen nachweisen läßt. Die namensgebende *Pteria contorta* (PORTLOCK) tritt als wenig anpassungsfähige Form erst spät im Mittelrät auf (WICHER & BAR-TENSTEIN 1962).

Aufarbeitung von über das Delta angeliefertem Sandmaterial durch Strömungen, Wellen und (?) Gezeiten führt zur Entstehung flachmariner Sandsteine, die eine marine Muschelfauna führen können (Aufschl. 30).

Sie entwickeln sich in charakteristischer Weise aus den unterlagernden Tonsteinsfolgen: Dünnen Feinsandlagen (Millimeter bis wenige Zentimeter Mächtigkeit) folgen einzelne Sandlagen mit Rippelschichtung (z.T. Linsenschichtung nach REINECK & SINGH 1973). Belastungsmarken an der Basis der dickeren Sandlagen (5 bis 10 cm) sprechen für mindestens zeitweilig rasche Sandwanderung (Aufschl. 4, s. Taf. 3).

Diese Tonsteinserien und Wechselfolgen aus Sand und Ton führen zahlreiche schräg und annähernd parallel zu den Schichtflächen verlaufende Spreitenbauten vom Typ Rhizocorallium und auch Ruhe-spuren. Der bevorzugt schichtparallele Verlauf der Bauten deutet nach SEILACHER (1967) auf Flachscheifbedingungen mit relativ ruhigen Wasserbedingungen hin. Genauso wichtig für den Bautenverlauf ist aber offensichtlich das Substrat: "Nebeneinander" kommen in tonigen Serien der Wechselfolgen Rizocorallium- und in sandigen Diplocraterionbauten (s. 6.1.2.1., Deltadach) vor.

Aus der linsigen Schichtung entwickeln sich durch Sandzunahme geschlossene Sandsteine mit Rippelschichtung. Zum Hangenden der Folge vollzieht sich diese Entwicklung in umgekehrter Reihenfolge. Die Mächtigkeit der Sandkörper steht offensichtlich in loser Beziehung zum Sandangebot aus den benachbarten Deltabereichen: Sie treten nur dort auf, wo im Liegenden Delta-serien beobachtet worden sind, nicht jedoch im Beckenprofil Goslar (s. Taf. 2). Es handelt sich bei diesen Bildungen um im Gefolge der Mittelrättransgression (s. 6.2.) nach Osten wandernde Transporteinheiten.

## 6.2. Sedimentationsablauf

Die Veränderung der Sedimentationsbedingungen an der Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Keuper drückt sich in zwei auffälligen Gesteinsmerkmalen aus: Einmal werden die bunten,

zuletzt grüngrauen und grauen Tonsteinfarben des Steinmergelkeupers und Unterräts durch die dunklen, oft sogar schwarzen des Mittelräts abgelöst. Zum anderen nimmt - allerdings schon früher - der Sandgehalt in den Sedimenten zu. Die Ursachen werden seit JÜNGST (1928) in dem Umschwung von aridem Klima im Mittelkeuper zu humiden Verhältnissen im Oberen Keuper und Lias und dem gleichzeitigen Anstieg des Meeresspiegels gesehen:

Während im tieferen Mittelkeuper ("Rote Wand") im gesamten germanischen Faziesraum Gips zur Ausscheidung kam, beschränkt sich die chemische Sedimentation im Steinmergelkeuper bereits auf Kalkstein und bunte Mergel. Allerdings kommt es dabei zur frühdiagenetischen Bildung von Dolomit und Chalzedon, z.T. Chlorit (s. 6.1.1.1. u. 6.3.2.2.1.). Sie läuft unter hyperhalinen (Porenwasser-) Bedingungen ab. Intraformationale Aufarbeitung deutet auf Sedimentation in flachem Wasser mit Perioden des Trockenfalles (s. 6.1.1.1.) hin. Die eintönige Gesteinsausbildung und die weite Verfolgbarkeit einzelner Leitbänke (Lippe: DUCHROW 1968) lassen einen morphologisch wenig gegliederten Ablagerungsraum vermuten.

#### 6.2.1. Allertal-Schüttung (Unterrät)

Von allen Rätssandsteinen des weiteren nördlichen Harzvorlands liegen die der "Allertal-Schüttung" (s. 6.1.1.2.1.) zwischen Halberstadt und dem unteren Allertal am tiefsten unter dem Bezugshorizont "Mittelrät-Basis". Sie folgen einer "Rinne", die im Südosten in die Region hineinführt und sich allmählich verbreiternd auf ein Senkungsgebiet zustrebt (s. Taf. 1), dessen (?) Südostrand nach der Mächtigkeitzunahme zu urteilen im Bereich des unteren Allertals gelegen hat: Es handelt sich wahrscheinlich um Serien eines sich vorbauenden Deltas (s. 6.1.1.2.1.), denen die zugehörigen fluviatilen Sande folgen. Sie enthalten bei Halberstadt und im Allertal (JÜNGST 1928) Gerölle aus aufgearbeitetem Material des Steinmergelkeupers und Bonebeds. Falls die Geröllcharakterisierung stimmt (s. 6.1.1.2.1.) und solche Gerölle nicht nur auf die Rätbasis beschränkt

sind (s. 6.1.1.2.2.), ist zu dieser Zeit mit größeren Reliefunterschieden und damit Aufarbeitungsleistungen zu rechnen als später.

Die in diese Sandsteinfoolge eingeschalteten Mergelgesteine und Tonsteine in Steinmergelkeuper-Fazies z.T. mit Dolomitkrusten und Chalzedonausscheidungen sowie (? Algen-) Kalksteine (s. 6.1.1.2.1.) sprechen für Entstehung in flachen Senken mit z.T. hyperhalinem Wasser, die zwischen den Flußsträngen oder Sandbarren des Deltas periodisch oder episodisch bestanden haben.

#### 6.2.2. Fallstein-Schüttung

Weil sich das Gefälle im Allertalbereich verringert und das Flußsystem verwildert, oder infolge zunehmenden Wasseranfalls im Hinterland (s.o.), vollzieht sich im nördlichen Harzvorland eine tiefgreifende Veränderung im Gewässernetz: Von Osten her breitet sich nun ein System von Flußsträngen nach Westen und Nordwesten aus. Der Vorbau geht so schnell vonstatten, daß kaum Vorschüttbildungen der Deltafront sondern vor allem fluviale und zugehörige Überflutungssedimente abgelagert werden (s. 6.1.1.2.).

Das Verbreitungsmuster der Sandstränge ist wegen der Aufschlußverhältnisse (s. 2.) nur punktuell faßbar: Gebiete großer Mächtigkeit sind der Raum Halberstadt - Fallstein/Ost (JÜNGST 1928) und innerhalb des Arbeitsgebiets Fallstein/West (Aufschl. 18-19), Salzgitter/Süd, Wohlldenberg, Hildesheim. Genauso wichtig für die Flächenverteilung sind die Orte geringer Mächtigkeit: Goslar, Salzgitter/Nord (SCHLOENBACH 1862, HERRMANN 1964).

Die Stränge scheinen bevorzugt nordwestlichen Richtungen zu folgen. Allerdings trägt - entsprechend der generellen Streichrichtung der tektonischen Strukturen - auch die Aufschlußlage zu diesem Bild bei. Immerhin deuten auch Schrägschichtungsmessungen auf diese Transportrichtung hin (Südwesten bis Nordwesten). Angesichts des schlechten Informationsstandes außerhalb der Aufschlußgebiete sind genaue Angaben über Zahl oder Verlauf der Rinnen bisher nicht möglich.

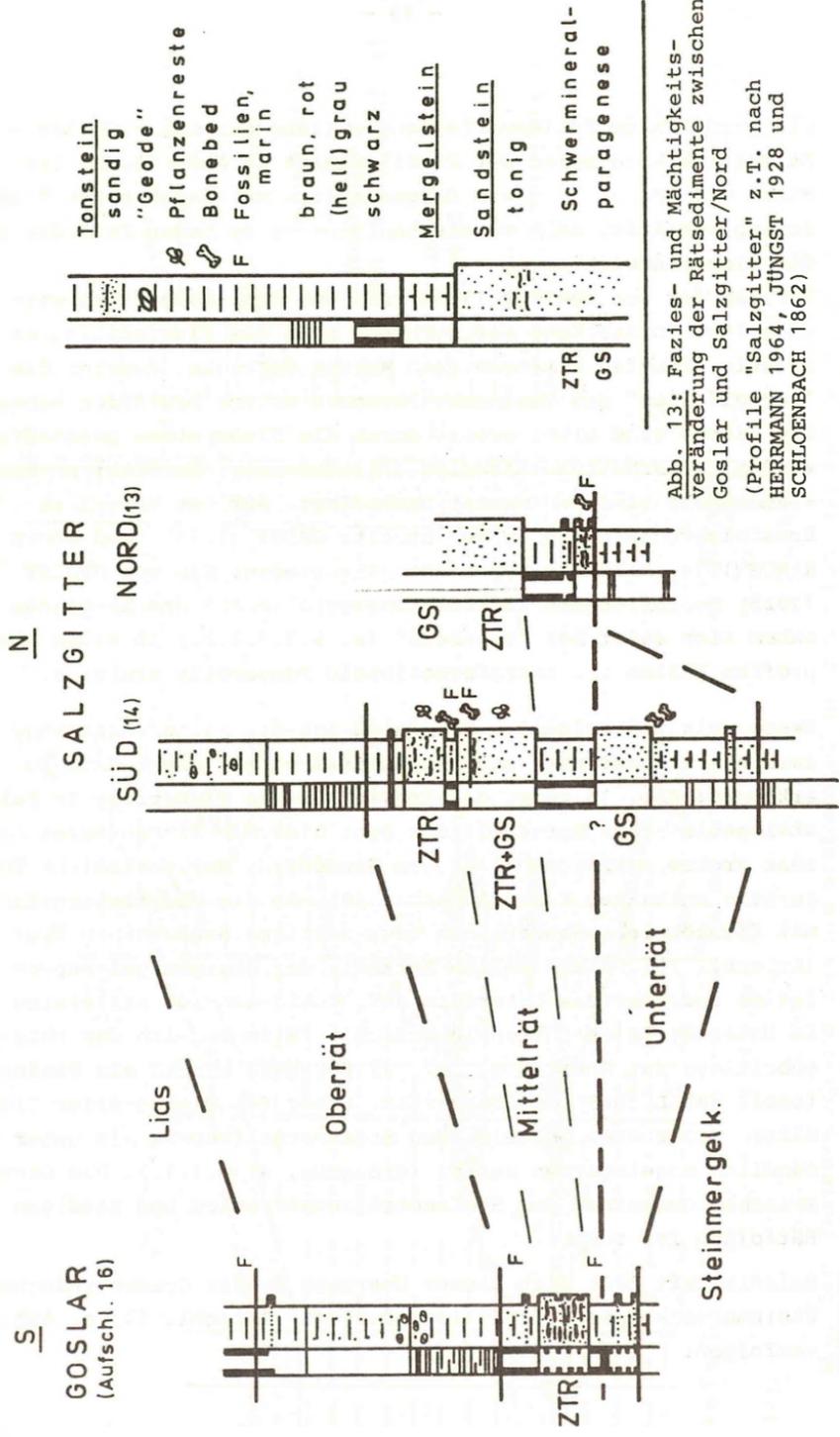


Abb. 13: Fazies- und Mächtigkeitsveränderung der Rätssedimente zwischen Goslar und Salzgitter/Nord (Profile "Salzgitter" z.T. nach HERRMANN 1964, JÜNGST 1928 und SCHLOENBACH 1862)

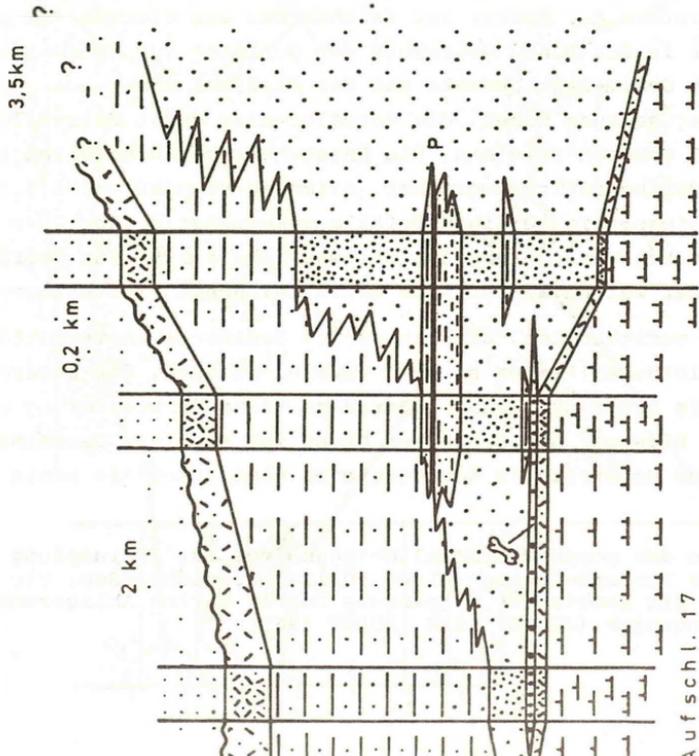
Die großräumige Faziesverteilung entlang der Linie Goslar - Salzgitter/Nord zeigt der Profilschnitt in Abb. 13. Es ist nicht sicher, ob er - wie dargestellt - nur durch einen Flußstrang verläuft, doch veranschaulicht er in jedem Fall die Art der Rinnenentwicklung:

Ähnlich der von WURSTER (1964) für den Schilfsandstein entwickelten Vorstellung muß, während sich die Fluvialfazies in relativ schmalen Strängen nach Westen vorbaute, daneben die "Normalfazies" des Steinmergelkeupers weiter bestanden haben. Die Rinnen sind nicht erosiv durch die Flußsysteme geschaffen worden: Aufarbeitungshinweise (Diskordanzen, Gerölle) an der Rinnenbasis sind sedimentationsbedingt. Auf den Mangel an Erosionserscheinungen haben bereits GRUPE (1911) und GRUPE & HAACK (1914, Hildesheimer Wald) hingewiesen. Die von JÜNGST (1928) beschriebenen Aufarbeitungsgerölle aus dem Liegenden haben sich außer bei "Bonebeds" (s. 6.1.1.2.2.) in allen überprüften Fällen als intraformationale Tongerölle erwiesen.

Besser als im regionalen Vergleich ist die Faziesverzahnung zwischen Rinnenfazies und "Normalfazies" auf engem Raum zu erkennen: Abb. 14 zeigt die Entwicklung am Flußstrang im Fallsteingebiet: Auf kurze Distanz geht hier die Rinnenfazies mit sehr grobem, schräggeschichtetem Sandstein, der zahlreiche Tongerölle enthalten kann (Aufschl. 19), in die Überflutungsfazies mit feinkörnigen Sandsteinen bzw. siltigen Sandsteinen über (Aufschl. 18). Diese weisen Merkmale der Steinmergelkeuperfazies und/oder des Unterräts auf. Tonig-sandige Siltsteine in Unterrätfazies führen in Aufschl. 18 im Bereich der Phosphoritlage (s. Abb. 14 u. Taf. 2) *Estheria minuta* als Faziesfossil (WILL 1969) des Unterräts. Unter den Rinnenserien liegen ältere (rotbunte) Gesteine des Steinmergelkeupers als unter den randlich abgelagerten Serien (graugrün, s. 6.1.1.). Die Grenze zwischen Gesteinen der Steinmergelkeuperfazies und sandigen Rätfolgen ist scharf.

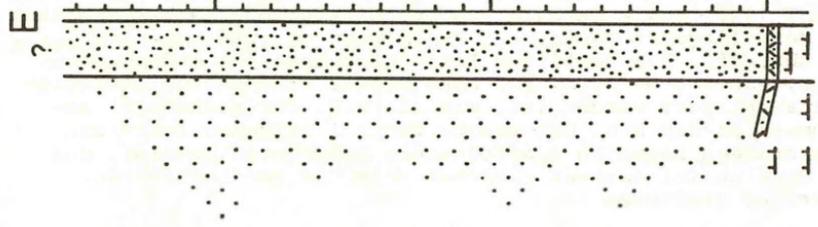
Beispielhaft läßt sich dieser Übergang an der Grenze zwischen Steinmergelkeuper und Rät in Seinstedt (Aufschl. 17, s. Abb.15) verfolgen:

W



Aufschl. 17

Aufschl. 18



Aufschl. 19

- Mittlerät-Sandstein
- Unterrät-Sandstein
- Ton-/Siltstein
- " ungeschichtet
- Wechselfolge (Ton-/Silt-/Sandstein)
- Phosphoritlage Bonebed
- grauer Mergelstein
- bunter Mergelstein

Abb. 14: Faziesverzahnung zwischen Steinmergelkeuper und Unterrät bzw. zwischen Rinne- und Überflutungsfazies des Unterräts am Fallstein bei Seinstdt (unter Benutzung von Angaben von BENDA (1963))

Dort kündigt sich das Übergreifen der Rinnenfazies auf die "Normalfazies" durch eine Lage aus grünem Silt- bis Feinsandstein an. Schichtungslosigkeit (keine Bioturbation) deutet auf Ausflockung aus einer Suspension in einer nicht ständig wasserführenden Senke hin: Beim Austrocknen bilden sich Trockenrisse<sup>+</sup>, die bis auf die Basis des Paketes reichen und in der nächsten Schwallphase mit Sand gefüllt werden.

Während im tiefsten Teil der Senke anschließend wieder feinklastisches Material - wahrscheinlich durch Umlagerung vom Rinnenrand - abgelagert wird, findet im Randbereich bereits frühdiagenetische Dolomitisierung durch aufsteigendes Porenwasser statt (s. 6.1.1.1.).

In der anschließenden Überflutungsphase wird zunächst relativ grobes Material sedimentiert. Die größten Komponenten (bis Kiesfraktion) sind Knochenreste und Zähne (überwiegend von Fischen, JÜNGST 1928) sowie Gerölle aus Dolomitkrusten, Kalksteinbänken und Mergellagen - Gesteinen, die direkt im Liegenden auftreten (s. Abb. 15). Die deutliche Korngrößenabnahme zum Hangenden zeigt, daß das Material bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit abgelagert worden ist, wie sie z.B. für Hochwässer angenommen werden muß. Der rasche Wechsel zwischen fein- und grobkörnigen Lagen in den folgenden Sedimenten beweist, daß der Bereich (mindestens zunächst noch) im Randbereich der Flußrinne geblieben ist.

Das Ausufern der Flüsse ist Zeichen für ein flaches Relief. Bei der in der Rinne gegenüber den Gebieten der "Normalfazies" höheren Sedimentationsrate muß der Flußlauf immer über seiner Umgebung gelegen haben, die normalerweise durch Uferwälle geschützt gewesen sein muß. Die Entstehung von Uferwällen ist wegen der hohen Transportlast (climbing ripples, s. 6.1.1.2.2.) bei gleichzeitig geringem Gefälle zwangsläufig. Ihr Durchbrechen bei Verlagerung des Stromstrichs führte zur Überflutung oder war Anlaß für eine weiterreichende Flußverlagerung.

So ist verständlich, daß einerseits Sedimente in vermittelnder (Überflutungs-)Fazies so weit verbreitet sind, daß andererseits aber die ursprünglichen Flußstränge trotz Verbreiterung erhalten blieben. Aus demselben Grund ist auch die Gesamtmächtigkeit des Unterräts in den Bereichen ohne (oder mit wenig flu-

---

<sup>+</sup>) Wegen des hohen Montmorillonitgehaltes ist Schrumpfung unter Wasserbedeckung nicht völlig auszuschließen. Sie wäre ein Beweis für mindestens normal marine Ablagerungsbedingungen (JÜNGST 1934, BURST 1965).

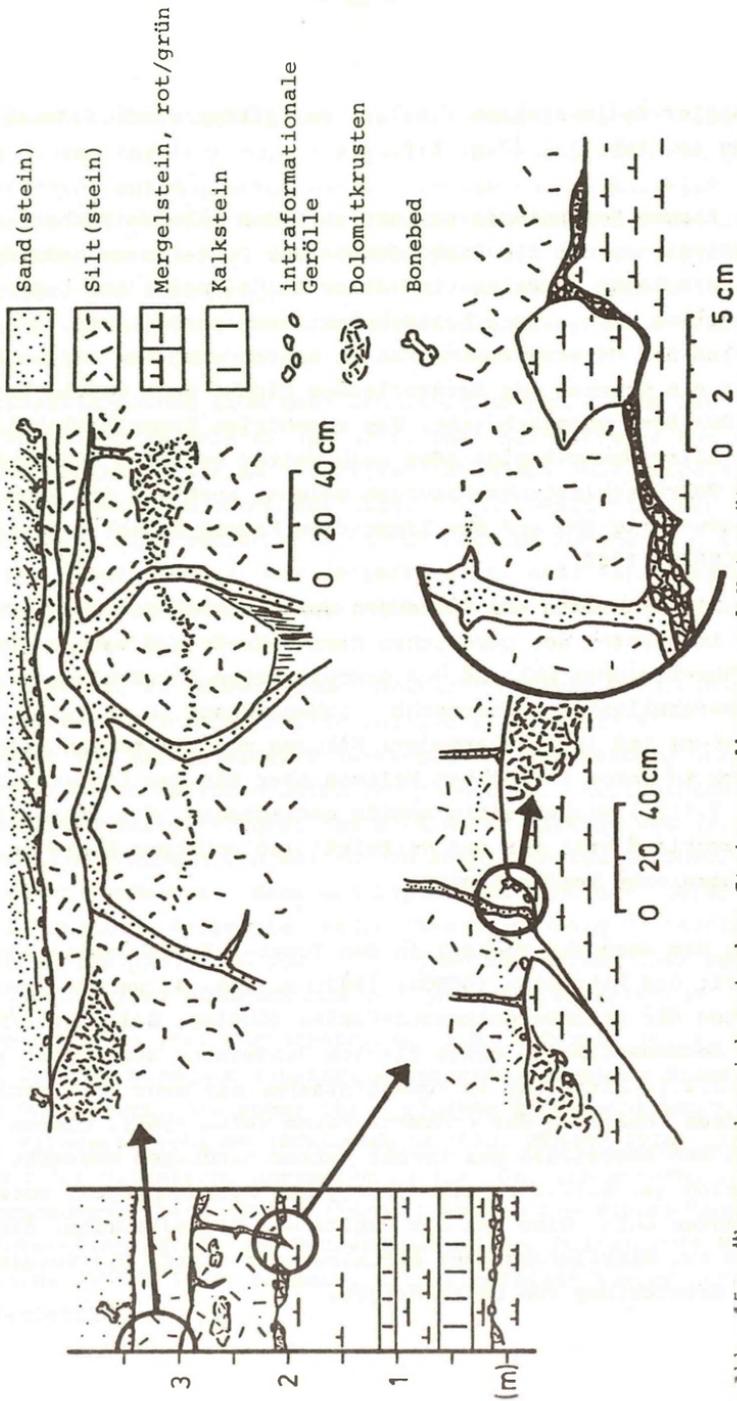


Abb. 15: Übergangsbereich zwischen Steinmergelkeuper und Unterrät bei Seinstedt/Fallstein (Aufschl. 17)

links: Schemaprofil

rechts: Ausschnittvergrößerungen

viatiler Sedimentation (Goslar, Salzgitter Nord) äußerst gering (s. Abb. 13, 14 u. Taf. 2).

Die flache Morphologie erklärt auch den raschen Vorbau der Flußsysteme, der die Ausbildung einer Deltafazies behindert. Entsprechende Gesteine sind daher im Gegensatz zur Lappwald-Schüttung (s.o.) im Arbeitsgebiet nicht nachweisbar. Mit Abschluß der Unterrätsedimentation hatten sich die Flüsse bis über die Grenzen des Harzvorlandes hinaus nach Westen und Nordwesten vorgearbeitet. Das zugehörige Sammelbecken lag in der Aller/Weser-Region oder noch weiter westlich und wurde, wie Schrägschichtungsmessungen zeigen, auch aus dem Raum Göttingen-Polle und aus dem lippeschen Keuper-Gebiet gespeist (DUCHROW 1968).

Aus Eigenschaften und Anordnung der Faziesräume geht hervor, daß im Bereich des nördlichen Harzvorlands und seiner direkten Nachbarregionen während der geschilderten Entwicklung aride Klimaverhältnisse geherrscht haben müssen (s. 6.1.1.). Die Existenz von (perennierenden) Flüssen und zahlreiche Pflanzenreste in deren Sedimenten belegen aber für das Liefergebiet (s. 7.1.2.) gleichzeitig humide Bedingungen, die im nördlichen Harzvorland erst für das Mittelrät (autochthone Kohle, s.6.1.2.1.) nachgewiesen werden können.

Nach dem abrupten Wechsel in den Tonsteinfarben zwischen Unterrät und Mittelrät (SCHOTT 1942, s. Tab. 4) werden in Gebieten der Steinmergelkeuper-Fazies (Goslar, Salzgitter/Nord) nun Beckensedimente eines flachen Randmeeres abgelagert (s. 6.1.2.2.): Mittelrät in Tonsteinfazies mit "mehr oder weniger" marinen Fossilien der Contorta-Fauna (WILL 1969). Diesem Vorgang muß angesichts der vorher extrem niedrigen Wasserbedeckung (s. 6.1.1.1.) ein Anstieg des Meeresspiegels vorausgegangen sein. Dies ist der Beginn der Transgression, die im Lias zur Überflutung ganz Mitteleuropas führt. Sie verursacht die Entwicklung von Deltakörpern.

Die Flußstränge innerhalb des Untersuchungsgebietes bleiben trotz dieses Anstiegs noch einige Zeit erkennbar. Sie werden zu Schienen, entlang derer die fluviatile und im Anschluß daran die Deltafazies durch die Transgression nach Osten zurückgedrängt wird. In diesen Fällen verläuft die Grenze Unter-/Mittelrät innerhalb eines Gesteinskörpers. Wegen der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse ist unklar, wie lange diese Konfiguration Bestand gehabt hat.

Gleichzeitig dehnen sich neue Schüttungskörper - auch lateral - aus: So werden im Bereich des nördlichen Salzgitterer Sattels bereits marine Tonsteine (Fossilien: HERRMANN 1964) abgelagert, als dieser Raum von einem Ausläufer der Lappwald-Schüttung erreicht wird: Hier verzahnen sich die marinen Tonsteine mit Serien des Prodeltas bzw. der Deltafront (s. Abb. 13). Insgesamt bleibt das Muster von Gebieten mit Sand- bzw. tonigen Beckensedimenten weitgehend erhalten.

Im Bereich der zurückweichenden Deltastirn bewirkt der Anstieg des Wasserspiegels eine reiche Faziesdifferenzierung:

Im Gebiet von Hildesheimer-Wald-Sattel und Wohldenberg werden die fluviatilen Gesteine durch Serien der zurückweichenden Deltafront überlagert. Dort hat sich unter Wirkung von (?) Gezeiten, Strömungen und Wellen ein kompliziertes Mündungsgebiet mit Sandbarren, Seen und Lagunen ausgebildet. Deren unterschiedliche Sedimente werden ihrerseits beim fortschreitenden Meeresspiegelanstieg von marinen Tonsteinen überlagert. Taf. 3 gibt einen Eindruck von der Faziesdifferenzierung.

Weiter im Osten (Fallstein/Nordwest; z.B. Aufschl. 18, s. Abb. 14 u. Taf. 2) wird das fluviatile Unterrät von einer Sandsteinfolge überlagert, die wegen ihrer flachen Schrägschichtung und ihres Pflanzenreichtums (SCHLOENBACH 1862, JÜNGST 1928) als Bildung der Deltafront anzusprechen ist. Östlich außerhalb des Untersuchungsgebiets (Fallstein/Ost) werden die Flußsedimente wahrscheinlich direkt von Dachsedimenten des Deltas (mit Wurzelböden: JÜNGST 1928) bedeckt. Bei Halberstadt kam es sogar zur Kohlebildung.

Zum Teil wird das über die Deltastirn antransportierte Material durch Wellen- und (?) Gezeiteneinfluß aufbereitet und bildet offenbar nur langsam wandernde Sandkörper (Bioturbation, s. 6.1.2.2.), die den ostwärts rückschreitenden Deltasedimenten in einigem Abstand (Aufschl. 4:4 m) im Profil folgen. Der fortschreitende Meeresspiegelanstieg kann nämlich von den Zuflüssen im engeren Harzvorland nicht lange Zeit durch verstärkten Deltavorbau ausgeglichen werden: An die Stelle der Sandschüttungen treten marine Tonsteine des Mittelräts (Aufschl. 4, 16, 30; s. Taf. 2, 3). Diese aus fluviatilen und deltaisichen Serien des Unter- und Mittelräts bestehende Sedimentationseinheit im Mittelabschnitt des nördlichen Harzvorlands wird zur "Fallstein-Schüttung" zusammengefaßt.

Geographisch gehören die meisten massigen Sandsteine des Hildesheimer Waldes, des Wohldenberges, des Salzgitterer Höhenzuges und des südlichen Subherzynen Beckens dazu. Nicht dazu gehören diejenigen Sandschüttungen der Region, unter denen "mächtigere" marine Tonsteine des Mittelräts liegen (z.B. Salzgitter/Nord, s. Abb. 13). Sie sind am ehesten aus einem weiteren Deltakomplex, dem der "Lappwald-Schüttung" abzuleiten:

### 6.2.3. Lappwald-Schüttung

Während die Fallstein-Schüttung durch den Anstieg des Meeresspiegels an Bedeutung verliert, wird andernorts der Vorbau in das Becken verstärkt fortgesetzt: Ein neuer Schüttungskegel geht vom Raum Helmstedt - Velpke und den nördlichen anschließenden Gebieten aus. Dort sind allerdings die entsprechenden Sedimente durch Abtragung verloren gegangen. Diese neue Schüttung wird als "Lappwald-Schüttung" bezeichnet.

Es ist nicht bekannt, wo sie ihren Anfang genommen hat und ob sie einen so ausgeprägten fluviatilen Basisteil hat wie die Fallstein-Schüttung. Im Lappwaldgebiet selbst ist das höhere Unterrät (über der Allertal-Schüttung) höchstens geringmächtig entwickelt und wird sonst von Steinmergelkeuperfazies vertreten (JÜNGST 1928, MESTWERT 1914). Am ehesten ist für das Ingangkommen der Schüttung in dieser Region eine Nordwärts-Verlagerung der Zuflüsse der Fallstein-Schüttung anzunehmen

(s. 7.2.). Dadurch würde sowohl das Auftreten von Deltadach-Sedimenten im Gebiet zwischen Halberstadt und Helmstedt (Kohle, JÜNGST 1928) als auch das Nachlassen der Fallstein-Schüttung erklärt (s.o.).

Durch die nur randliche Freilegung seiner Schichten ist die tatsächliche Höchstaudehnung der Lappwald-Schüttung nicht genau bekannt. Aus dem Auftreten von Kohle im Raum Braunschweig (KUMM 1941) muß geschlossen werden, daß der Bereich des Deltadachs bis mindestens in dieses Gebiet gereicht hat. Der Außenrand der zugehörigen Sedimente der Deltafront<sup>+</sup>) und des Pro-deltas ist nur annähernd bekannt, weil in den mutmaßlichen Verbreitungsgebieten nur punktuell Daten aus Erdölbohrungen zur Verfügung stehen.

In diesen Bohrungen (SCHOTT 1942, WILL 1969) sind sie nach Westen bis über die Weser hinaus nachzuweisen. Die Zugehörigkeit zur Lappwald-Schüttung ergibt sich aus der Mächtigkeitenabnahme zwischen Helmstedt (~ 30 m : SCHMIERER 1914 a, JÜNGST 1928), Sehnde (< 6 m : JÜNGST 1928, UHLENHAUT 1937), dem Gebiet bei Nienburg (SCHOTT 1942 : ~ 2 m). Nach Süden dringen Ausläufer bis in das Gebiet der erlöschenden Fallstein-Schüttung vor: Der Mittelrätsandstein von Salzgitter/Nord sowie Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen im Raum Dingelbe (VINKEN 1971) gehören dazu.

Besser bekannt ist der Bereich des Deltadachs:

Im Raum Helmstedt besteht fast die gesamte Schichtfolge über dem Unterrät/Steinmergelkeuper aus Sedimenten dieses Ablagerungsbereichs: deltafluviatile und -limnische Süßwasserbildungen (Kohle, Wurzelböden), marin beeinflusste Lagunensedimente und Barrensande (Ichnofossilien).

Bei weiterem Anstieg des Meeresspiegels ertrinkt das Delta offensichtlich sehr schnell:

---

<sup>+</sup>) Die genetisch durchaus unterschiedlichen Sandsteine in den Vorbausedimenten des Lappwald-Deltas bilden den "Mittelrät-Hauptsandstein" der Erdölgeologen am Ostrand des niedersächsischen Beckens.

Die nachfolgenden marinen Tonsteine des Mittelrätts überlagern teils Sedimente der Deltastirn aus der Rückzugsphase, womöglich sogar fluviatile Serien (Aufschl. 33). Ob erneut lediglich eine Verlagerung der Mündungsregion (s.o.) erfolgte, ist bisher unbekannt. Wie bei der Fallstein-Schüttung folgen dem Meeresspiegelanstieg auch in der Lappwald-Schüttung die flachmarinen Sande<sup>+</sup> mit Ichnofossilien und Schalenentrümmern (Aufschl. 30, s. Taf. 2).

Die Grenze zwischen Mittel- und Oberrät ist in der Beckenfazies außer durch das Verschwinden der marinen Contorta-Fauna (s.o.) durch den Farbwechsel von dunklen zu hellgrauen oder braunen Tonsteinfarben gekennzeichnet (s. 5.2.). Beide Veränderungen treten nicht gleichzeitig auf: In Goslar (Aufschl. 16, s. Taf.2) sind bereits die oberen Dezimeter der schwarzen Mittelrättonsteine fossilfrei. Bei Braunschweig (Thieder Salzstock) führen dagegen rote Tonsteine Fossilien (KUMM 1941). Beide Ereignisse, "Faunensterben" und Auftreten roter Tonsteine stehen offenbar in direktem Zusammenhang. Sie waren überregional wirksam (KUMM 1941, JÜNGST 1928) und sind nach WILL (1969) und LUND (1977) zusammen mit dem Einsetzen vor allem "trileter" Sporomorphen Hinweis auf limnische Bildungsbedingungen (Triletes-Schichten).

Der in den Tonsteinen des nördlichen Harzvorlands- und wahrscheinlich darüber hinaus - gleichzeitig erfolgende starke Anstieg der Kaolinitgehalte (s. 5.2.) beweist mit, daß stark saure, oxidierende Bedingungen im Porenwasser nicht nur während der Sedimentation, sondern noch lange Zeit während der Diagenese bestanden haben müssen. Zunächst rote, dann hellgraue Tonsteinfarben, Fossilarmut und Kaolinitführung bis in den Lias hinein (Aufschl. 16: mindestens Lias  $\alpha_3$ ) können auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt werden: Oxidation von  $Fe^{2+}$ -Ionen, Auflösung von Kieselsäure und Kalk sowie Kaolinitbildung während der Frühdiagenese.

---

<sup>+</sup>) Sie entsprechen dem "Flasersandstein" der Erdölgeologen.

In den Beckensedimenten des Oberräts (Aufschl. 16, s. Taf.2) finden sich keine Hinweise auf eine Regression. Obwohl in diesem Fall mit einem erneuten Vorbau der Deltakörper zu rechnen wäre, sind die Sandsteine des Oberräts im niedersächsischen Becken sogar deutlich feinkörniger als die des Mittel- und Unterräts (JÜNGST 1928, SCHOTT 1942, WILL 1969). Sie sind daher wahrscheinlich nicht unter limnischen (WILL 1969), sondern eher unter flachmarinen Bedingungen entstanden.

Das gilt nach dem bisherigen Kenntnisstand auch für das nördliche Harzvorland (Aufschl. 16, s. Taf. 2). An den Gesteinen dieser Region ist damit eine stetige Fortsetzung der Transgression zu erkennen, die mit der Mittelrätsedimentation begonnen hat. Für Fallstein- und Lappwald-Schüttung muß daher angenommen werden, daß sie am Ende ihrer Entwicklung ein Ästuarstadium durchlaufen haben. Der endgültige Beweis dafür muß jedoch noch angetreten werden.

### 6.3. Verteilung der Gesteinskomponenten und ihre Ursachen

Die detritischen Komponenten der Rätsandsteine des nördlichen Harzvorlands weisen eine auffällige vertikale und flächenhafte Verteilung auf (s. 5.1.1. u. Taf. 1), die grundsätzlich auf eine oder mehrere der folgenden Ursachen zurückgeführt werden kann:

- Das Material stammt aus verschiedenen Liefergebieten. Oder es stammt aus einem Liefergebiet, in dem nacheinander verschiedene Gesteine erodiert worden sind.
- Durch Transportsonderung ist (einheitliches) Material aus (mindestens) einem Liefergebiet ungleichmäßig verteilt worden.
- Das Material wurde während des Transports teilweise zerstört.
- Diagenese und/oder Verwitterung haben (mindestens) ein einheitliches Mineralspektrum nachträglich verändert.

Die Rekonstruktion von Liefergebieten aus verschiedenen Mineralbeständen ist nur dann sinnvoll, wenn das Ausmaß von transportbedingten und postsedimentären Veränderungen bekannt ist. Darum soll im Folgenden der Einfluß von Transportsonderung und Diagenese auf den Mineralbestand untersucht werden.

Demgegenüber ist der Einfluß mechanischer oder chemischer Zerstörung durch Transport wahrscheinlich verhältnismäßig klein (RUSSEL 1937). Er wird hier vernachlässigt. Die übrigen Faktoren sind im nördlichen Harzvorland und seinen nordöstlichen Nachbargebieten bereits für die Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse im Oberen Keuper herangezogen worden. Immer haben dabei Schwermineraluntersuchungen eine wichtige Rolle gespielt. Allerdings hat JÜNGST (1928) auch aufgrund von Untersuchungen an den Leichtmineralen die prägenden Liefergebiete für die Rätsandsteine des Harzvorlands im Harz und im Flechtinger Höhenzug gesehen. Ähnliche Vorstellungen entwickelte v. ENGELHARDT (1942) aufgrund der Schwermineralzusammensetzung im Ostteil des Niedersächsischen Beckens. Er vermutete jedoch zusätzlich eine Materialanlieferung aus nördlicher Richtung. LARSEN (1966) beschreibt aus den "randnah" gebildeten Rätsandsteinen des Dänischen Beckens auffällige Flächenverteilungen von Schwermineralen, die er mit Anlieferung aus verschiedenen Gebieten und - lokal - mit diagenetischer Veränderung begründet. Transportsonderung schließlich haben HÄUSSER & KURZE (1975) als Ursache für die unterschiedliche Schwermineralführung der Sandsteine im Nordteil der DDR angenommen.

### 6.3.1. Transportsonderung

#### 6.3.1.1. Leichtminerale

Der Einfluß der Transportsonderung auf die Gesteinszusammensetzung äußert sich am auffälligsten in gerichteter Korngrößenveränderung. In der horizontalen Veränderung kommt die generelle Transportrichtung zum Ausdruck (s. 7.1.2.), in der vertikalen ist die Verlagerung der Faziesseinheiten nach Osten zu erkennen.

So treten die größten Sandsteine des Unterräts mit Medianwerten um 0,300 mm im Ostteil des Untersuchungsgebiets (Asse/Fallstein) auf, während im Westen (Salzgitter bis Giesener Berge) i.a. höchste Medianwerte um 0,2 mm erreicht werden.

Dieser Eindruck einer gerichteten Abnahme der Korngröße wird - trotz der geringen Aufschlußzahl - nicht ausschließlich durch die Aufschlußverhältnisse hervorgerufen. Er ergibt sich vielmehr als Regel auch daraus, daß zwar im Osten durchaus feine Unterrätsandsteine angetroffen werden (Aufschl. 18: Md < 0,120 mm), im Westen jedoch keine größeren. Für den NE-Teil des Gebiets sind keine Aussagen möglich, da im Bereich Lappwald/Allertal nur ein Unterrätaufschluß (Aufschl. 27) existiert.

Die Mittelrätsandsteine sind i.a. deutlich feiner: Sowohl im Bereich Lappwald/Allertal als auch im Bereich Salzgitter/Hildesheimer Wald werden nur ausnahmsweise Medianwerte über 0,150 mm erreicht, Medianwerte über 0,200 mm sind sogar äußerst selten. Geringe Korngrößen weisen auch Proben aus dem Mittelrät des Fallsteingebiets (< 0,120 mm, Aufschl. 18) auf. Die Korngrößenabnahme wird durch die große Menge der "einfachen" Quarzkörner bestimmt. Sie steuert indirekt die gleichsinnige Zunahme des Feldspatanteils, die Abnahme des Quarzitkornanteils und z.T. Veränderungen des Schwermineralbestandes (s.u.).

Da Quarzitkörner mit zunehmender (Transport-)Zerkleinerung ihre Identität verlieren und zu einfachen Quarzkörnern werden (s. 5.1.1.1.), muß ihr Anteil mit der Korngröße abnehmen (s. Tab. 5). So sind hohe Quarzitanteile (>10, max. 27 Kornprozent) vor allem auf die "groben" Sandsteine des Unterräts im Ostteil des Gebietes (Salzgitter/Asse/Fallstein) beschränkt. Sie haben deswegen JÜNGST (1928) veranlaßt, das Material aus dem nahegelegenen Harz abzuleiten (s. 7.1.1.). Die von ihm andernorts im Unterrät und grundsätzlich im Mittelrät angetroffenen geringeren Quarzitgehalte hat er mit abnehmendem Liefergebiets-einfluß erklärt. Tatsächlich jedoch enthalten auch die feinkörnigen Proben aus dem Unterrätsandstein von Asse und Fallstein deutlich weniger Quarzitbruchstücke als die groben Varietäten (< 10 %, s. Abb. 2). Sie unterscheiden sich darin

nicht von beliebigen anderen feinkörnigen Sandsteinen des Untersuchungsgebietes. Demgegenüber sind grobkörnige Sandsteine im Westteil des Gebietes durchaus reich an Quarzbruchstücken (z.T. >12 Kornprozent), so daß das tatsächliche Ausmaß der Aussonderung während des Transports nicht abzuschätzen ist. Hinweis auf verschiedene Liefergebiete gibt der Quarzanteil jedenfalls nicht.

Der Feldspatgehalt ist sowohl im Unterrät als auch im Mittelrät in den feinkörnigen Proben aus dem liefergebietsferneren Westteil des Untersuchungsgebietes merklich höher als im Ostteil, sofern er nicht (Mittelrät) diagenetisch verringert worden ist. Dieser auffällige Anstieg ist jedoch nicht das Ergebnis unterschiedlicher Feldspatanlieferung:

Aus der Tatsache, daß Feldspat innerhalb einer Probe trotz geringerer Dichte als Quarz immer bevorzugt in den feineren Fraktionen auftritt (s. 5.1.1.1.2.) kann nur die Tendenz zur Aussonderung aus den groben Fraktionen bzw. groben Sanden während des Transports abgeleitet werden. Sie kommt darin zum Ausdruck, daß die liefergebietsnahen groben Sandsteine des dänischen Beckens (LARSEN 1966) entgegen der hiesigen Verteilung z.T. sehr feldspatreich sind. Dieser Ausleseprozeß muß daher (wenn er nicht auf Feldspatausmerzung zurückgeht) über große Transportweiten sehr wirksam sein. Auf kurze Entfernung wird er jedoch durch die größere Verfügbarkeit von kleinen Feldspatkörnern gegenüber groben bis zur Unkenntlichkeit überlagert. Deswegen enthalten feinkörnige Sandsteine innerhalb einer Region (mit gemeinsamer "Transportgeschichte") immer mehr Feldspat als grobe (s. auch Tab. 5).

Diese Regel gilt nicht nur für die Rätssandsteine des nördlichen Harzvorlandes. Quantitative Untersuchungen an verschiedenen alten fluviatilen Sandsteinen z.B. in den USA (ODOM, DOE & DOTT 1976) haben vielmehr zu demselben Ergebnis geführt. Diese Wechselbeziehung kann daher nicht durch eine bestimmte Gesteinszusammensetzung im Liefergebiet vorgegeben sein. Sie ist vielmehr Ausdruck der gegenüber Quarz starken Neigung zur Bil-

dung von Spaltkörpern, die schon im Liefergebiet und während des Transports für ein reiches Angebot von kleinen Feldspatpartikeln zulasten großer sorgt.

Die von JÜNGST (1928) mitgeteilten Unterschiede in der Feldspatführung lassen sich durch die beschriebenen Sortierungsvorgänge oder durch Neubildung (Kalifeldspat) bzw. Auflösung (alle Feldspäte) während der Diagenese zu erklären (s. 6.3.2.1.): Sie sind nicht Hinweis auf verschiedene Liefergebiete.

#### 6.3.1.2. Schwerminerale

Der generelle Einfluß der Transportsonderung auf die Zusammensetzung des Schwermineralanteils von Sandproben ist durch die Untersuchungen von RITTENHOUSE (1943), WALGER (1966) u.a. nachgewiesen. Die Aufdeckungsverfahren sind jedoch sehr umständlich und nicht ohne weiteres auf diagenetisch verändertes Material übertragbar. Sie sind Gegenstand einer eigenen Untersuchung (APPEL, in Vorber.).

Für eine erste Abschätzung wurde hier ein einfaches Verfahren angewendet, mit dem für die häufigsten Minerale der untersuchten Proben Aussagen über ihre Tendenz zur Anreicherung bzw. Aussonderung während des Transports gemacht werden können:

Es stützt sich auf 12 Proben. Bei der Auswahl wurden neben Korngröße und Mineralbestand auch die regional möglichst gleichmäßige Verteilung der Proben berücksichtigt. Die Genese der Sandsteine fand jedoch keine Beachtung.

Die Schwermineralzusammensetzung der Proben wurde fraktioniert nach Korngrößen bestimmt. Die in den einzelnen Proben je Fraktion ermittelten (korn-)prozentualen Anteile wurden für jedes Mineral addiert. Durch die arithmetischen Mittelwerte dieser Summen wird jeweils ausgedrückt, mit welchem Anteil ein Mineral "durchschnittlich" in einer bestimmten Fraktion auftritt. Die zeichnerische Darstellung der Mittelwerte als Summenkurve beschreibt die Verteilung eines Minerals auf die Einzelfraktionen der "Durchschnittsprobe" der Region. Sie wird mit den entsprechenden Kornverteilungen der Summe aller Schwerminerale und der Gesamtprobe verglichen (s. Abb. 16).

Die relative Position der Mineralkurven zueinander und zu der Summenkurve aller Schwerminerale drückt aus, ob ein Mineral bevorzugt in feineren (links) oder gröberen (rechts) Fraktionen als andere bzw. als die Mehrzahl aller Schwerminerale auftritt.

Abb. 16 zeigt, daß nur Rutil nicht zu deutlicher Anreicherung

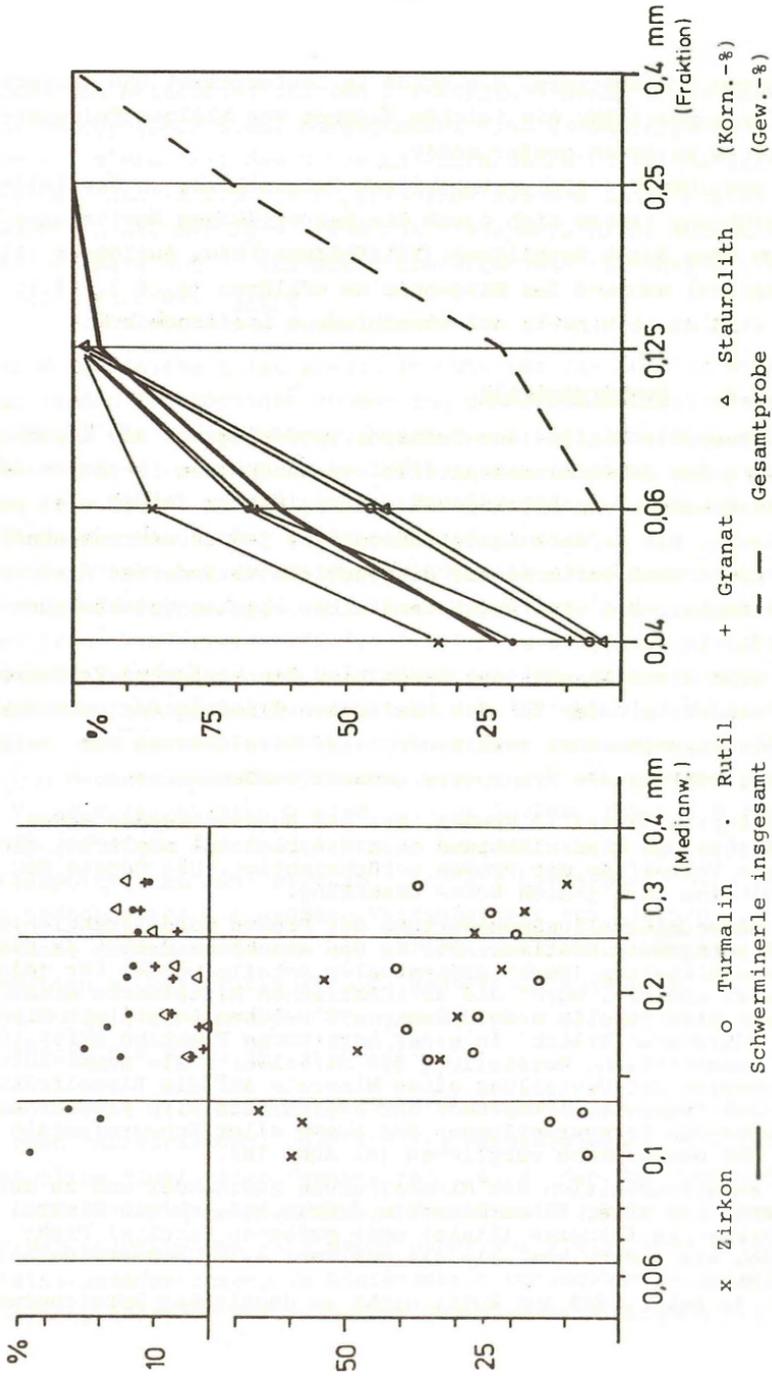


Abb. 16: Korngrößenabhängiges Verhalten von Schwermineralen (s. Text)  
 links: Schwermineralgehalte in Abhängigkeit von der Korngröße (Medianwerte)  
 rechts: Verteilung der Schwerminerale auf verschiedene Kornfraktionen (Summenkurven)

in einer bestimmten Fraktion neigt. Bei Turmalin und Staurolith, weniger auffällig bei Granat, ist eine Anreicherung in den gröbereren Fraktionen, bei Zirkon hingegen in den feineren Fraktionen einer Probe zu beobachten.

Geht man von der fiktiven Vorstellung eines Angebots im Liefergebiet mit gleichvielen und gleichgroßen Körnern verschiedener Schwerminerale aus, so bedeutet die Korngrößenverteilung in Abb. 16, daß ein Sortierungsprozeß allein nach dem spezifischen Gewicht der Minerale stattgefunden hat. Dann müßten jedoch innerhalb einer Region wie dem nördlichen Harzvorland feinkörnige Gesteine im Vergleich zu (gleichweit transportierten) groben relativ wenig Zirkon, dafür aber viel Turmalin, Granat und Staurolith enthalten. Die korngrößenabhängige Verteilung der Minerale ist aber umgekehrt (s. 5.1.1.3.). Da der mechanische Abrieb an Schwermineralenkörnern bei Flußtransport wahrscheinlich gering (FREISE 1931, RUSSEL 1937) und ihre Löslichkeit in (Fluß-)Süßwasser schwach ist (v. ENGELHARDT 1967), scheiden sie als Ursachen für eine solche Verteilung aus. Offensichtlich sind im Liefergebiet vor allem kleine Zirkon- und große Turmalin-, Granat- und Staurolithkörner verfügbar.

Ihre Verteilung folgt demnach vor allem dem Äquivalenzprinzip (RITTENHOUSE 1943), wodurch andere Sortierungsvorgänge verdeckt werden. Unter der Voraussetzung, daß nur ein Liefergebiet existiert (s. 7.1.), werden sie jedoch erkennbar, wenn man Gesteine aus entfernten Gebieten miteinander vergleicht: So weisen die groben Sandsteine im randnahen dänischen Becken (LARSEN 1966) und dem N-Teil der DDR (HÄUSSER & KURZE 1975) hohe Zirkon- und niedrige Turmalingehalte gegenüber dem nördlichen Harzvorland auf.

In Tab. 5 sind die durch Transport über große Entfernungen zu erwartenden Veränderungen in den Gehalten einzelner Komponenten tendenziell zusammenfaßt. Entsprechend ist dargestellt, wie sich feine und grobe Sandsteine einer Region unterscheiden müssen, wenn Transportsonderung nach dem Äquivalenzprinzip stattgefunden hat. Unterschiedliche Schwermineralbestände in gleichkörnigen Sandsteinen müssen dagegen

auf diagenetische Veränderungen zurückgeführt werden  
(s. 6.3.2.1.3.).

	Relative Häufigkeit von Komponenten in Sandsteinen verschiedener Regionen		einer Region	
	liefergebietsnah	liefergebietsfern	fein	grob
Feldspat	+	-	+	-
"Quarzit"	+	-	-	+
Zirkon	+	-	+	-
Turmalin	-	+	-	+
Rutil	x	x	x, (+)	x, (-)
Staurolith	-	+	-	+
Granat	-	+	-	+

+ mehr, groß - weniger, klein x indifferent/unbekannt  
(-) unsichere Angabe

Tab. 5 Relative Häufigkeit von Gesteinskomponenten in  
Abhängigkeit von Transportweite und Korngröße

### 6.3.2. Diagenese

Wechselnde Gehalte und unterschiedlicher Erhaltungszustand von Mineralen belegen, daß der Mineralbestand nach der Ablagerung verändert worden ist. Dem Ausgangsspektrum muß die reichhaltigste Paragenese am nächsten kommen: Unterrätsandstein im Asse-Fallstein-Gebiet mit "viel" Feldspat und Schwermineralen der SG-Paragenese. Die Veränderungen äußern sich sowohl in der An- bzw. Auflösung als auch in der Neubildung von Mineralen. Reihenfolge der Mineralzerstörung und das Auftreten kennzeichnender Reliktparagenese auch in Bohrungen (v. ENGELHARDT 1942) deuten vor allem auf die diagenetische Wirkung von Porenwasser hin. Verwitterungseinflüsse sind z.T. durch hohe Hämatitgehalte bzw. Brauneisengehalte nachweisbar (s.5.1.1.3.1.), jedoch offenbar von geringerer Bedeutung.

Die Diagenese war regional und in verschiedenen Gesteinskörpern unterschiedlich stark wirksam, so daß nicht alle Veränderungen überall anzutreffen sind. Ihr Ablauf wurde daher aus Einzelbeobachtungen rekonstruiert, die entsprechend einer gerichteten Veränderung des Porenwasserchemismus aneinandergereiht worden sind. Er ist für Unter- und Mittelrätssandsteine in Tab. 6 schematisch dargestellt.

### 6.3.2.1. Diageneseabläufe in den Sandsteinen

#### 6.3.2.1.1. Unterrätssandstein

Die diagenetischen Vorgänge haben die Zusammensetzung des Unterrätssandsteins i.a. nur unbedeutend verändert. Ausgenommen davon sind Bereiche mit hydraulischer Verbindung zwischen Unter- und Mittelrätssandstein, die zu einer Überlagerung verschiedener Reaktionen geführt haben kann (s.u.).

Die erste Diageneseperiode ist durch Neubildung von Kalifeldspat gekennzeichnet. Sie ist auf die Sandsteine der Lappwald-Schüttung beschränkt. Es sind nur wenige, dabei wegen ihrer relativen Größe aber auffällige idiomorphe Einzelkristalle. Sie sind in frischem Zustand wasserklar. Überwachungen aus Kalifeldspat (oder Albit) an detritischen Feldspatkörnern sind dagegen sehr selten.

In eine sehr frühe Phase der Diagenese muß auch die Bildung von Markasit und Pyrit gehören. Ihre Entstehung in Sandsteinen ist deutlich an organische Substanz (BAAS BECKING & MOORE 1959) gebunden, die in Form von Pflanzenresten örtlich auch in den Unterrätssandsteinen reichlich zur Verfügung steht (s. 6.1.1.2.2.). Die Pyritisierung ist im Mittelrät jedoch generell stärker (s. 6.3.2.1.2.). Die erforderlichen reduzierenden Bedingungen wurden durch schwefelreduzierende Bakterien geschaffen. Markasit wird dabei bei geringfügig niedrigerem pH-Wert (TARR 1927) und bevorzugt in Sandstein gebildet. Er altert zu Pyrit, der in Tonstein i. d. R. die Erstausscheidung ist (LOVE 1964). Kleine Einzelkristalle, die

in reinen Sandsteinen z. T. in submikroskopischer Größe die Zwickel zwischen Quarzkörnern besetzen und Kristalle fast in Quarzkorngröße (in "Matrixsandsteinen") kommen verbreitet vor. Wahrscheinlich gleichzeitig mit den geschilderten Vorgängen findet in Deltasandsteinen der Lappwald-Schüttung die Neubildung von Mg-Chlorit statt. Ausgangsmaterial ist Montmorillonit, sofern er suspendiert oder in Form kleinster Tongerölle in den Ablagerungsraum transportiert worden ist. Größere Tongerölle sind nur z.T. chloritisiert worden (s. 6.3.2.2.1.).

Der weitere Verlauf der Diagenese ist mit einer Verringerung des Porenvolumens verbunden, die sich in der Veränderung der Kornkontakte erkennen läßt: Mit zunehmender Kompaktion durch Überlagerung steigt der Anteil der intensiveren Kornkontakte (konkav-konvex) gegenüber langen Kontakten und Punktkontakten (TAYLOR 1950). In zunehmendem Maße wird während dieses Prozesses in tonigen Sandsteinen oder im Grenzbereich zu Tonsteinserien Quarz ausgeschieden. Sandsteine mit tonigem Bindemittel sind i.d.R. durch das Nebeneinander von Punktkontakten und suturierten Kontakten mit Tonhäutchen gekennzeichnet. Der authigene Quarz ist hier oft in Form kleiner Kristalle in den Tonzwickeln ausgebildet. (?) Wohl erst in fortgeschrittenem Stadium bilden sich Quarzkornumwachsungen.

Die erforderliche Quarzsubstanz stammt sowohl aus Drucklösung (s. Mittelrätssandstein) im Sandstein und in begleitenden Tonsteinserien als auch aus der Alterung von Montmorillonit zu Wechsellagerungsmineralen Montmorillonit-Illit und zu Illit in den Tonsteinen. Der zweite Prozeß hatte sehr viel größere Bedeutung und war sicherlich nicht nur auf die Anfangsphase der Diagenese in den Unterrätssandsteinen beschränkt.

Zuwanderung von Quarzlösungen kann vor allem in reinen Sandsteinen daran erkannt werden, daß nur wenige suturierte Kornkontakte vorliegen, der Porenraum aber bei hoher Zahl von homoachsal umwachsenen Körnern trotzdem relativ gering ist. Insgesamt sind Silifizierung und auch Pyritisierung im Unter-rät von sehr viel geringerer Bedeutung als im Mittelrät.

Unterrät	Mittelrät
<p>1. (+ Kalifeldspat) + Pyrit (+ Quarz) (+ Chlorit bzw. Montmorillonit-Chlorit - Montmorillonit + Illit u. Montmorillonit-Illit - Montmorillonit</p> <p>2. + Kalzit - Quarz - Feldspat</p> <p>3. (+ Schwerspat)</p>	<p>1. + Pyrit</p> <p>2. + Quarz, Kaolinit - Feldspat - Schwerminerale</p> <p>3. + Quarz + Quarz - Kaolinit</p> <p>4. (+ Kalifeldspat)</p> <p>5. + Serizit - Feldspat - Tonminerale (- Quarz) (- Biotit)</p> <p>6. + Kalzit - Quarz - Feldspat</p> <p>7. (+ Schwerspat)</p>
<p>+ Neubildung</p> <p>+ Neubildung von / Verdrängung durch - aus / von</p> <p>(+ Schwerspat) Reaktion unbedeutend oder unsicher</p>	<p>- Auflösung</p>

Tab. 6: Schematische Darstellung der Diageneseabläufe in Unter- und Mittelrätsandstein

Das gilt nicht für Gebiete (Hildesheimer Wald), wo in Zusammenhang mit der Quarzneubildung eine Anätzung der Feldspäte und teilweise Auflösung der instabilen Schwerminerale stattgefunden hat. Da diese Phase nur lokal durch Mineralneubildung (Kaolinit) charakterisiert ist, kann sie nur schwierig in den Diageneseablauf eingeordnet werden:

In auffälliger Weise ist jedoch der Unterrätsandstein von einer im Diageneseablauf sehr "jungen" Serizitneubildung nur an wenigen Stellen (Lappwald, Hildesheimer-Wald-Sattel) betroffen worden. Die nur vorübergehende Abnahme der Alkalinität des

Porenwassers, die in der Minerallösung (und Kaolinitbildung) zum Ausdruck kommt, hat demnach nicht überall denselben Umfang gehabt: Während im Asse - Fallstein - Gebiet und im Salzgitterer Sattel die Lösungsreaktionen nur schwach waren oder überhaupt fehlen, sind in den Gebieten mit Serizitisierung bei niedrigem pH-Wert die instabilen Schwerminerale z.T. aufgelöst und die Feldspäte angelöst worden. Dies ist vor allem dort der Fall, wo die Grenze zwischen Unterrät und Mittelrät innerhalb desselben Sandsteinkörpers verläuft (Aufschl. 4, 6, 9; s. auch 6.2.2.).

Wo Tonsteineinschaltungen den Porenwasseraustausch behindert haben, blieben die stärker alkalischen Bedingungen und damit auch ein Teil der instabilen Schwerminerale erhalten. So führt der grobe massige Sandstein im Aufschluß 4 (wahrscheinlich Unter- und Mittelrät) nur stabile Schwerminerale, während in einer von Tonstein umschlossenen feinkörnige Sandsteinlinse nur einen Meter darüber Granat und Apatit erhalten geblieben sind (s. Taf. 3).

Minerallösung und Serizitisierung sind Teil des für Mittelrätsandstein typischen Diageneseablaufs. Innerhalb der Normalentwicklung des Unterrätsandsteins bedeuten sie einen "Rückfall"; denn mindestens teilweise hatte die fortschreitende pH-Wert-Erhöhung im Diageneseverlauf bereits zur Kalzitisierung geführt: An einigen Stellen (Aufschluß 5) tritt in sehr schwach kalzitischem Unteren Sandstein neben Granat oder allein Apatit auf, der sonst zerstört worden ist.

Diese Ausscheidung von Kalzit in der letzten Phase der Unterrät-Diagenese ist nicht regelmäßig verwirklicht. Auch ihr Ausmaß ist sehr unterschiedlich: Teilweise wurden Sandsteinbänke völlig imprägniert (Aufschl. 1), teilweise führte sie lediglich zur Ausbildung eines nur fleckenhaft verteilten Zements, aus dem sich allerdings (später ?) lokal Konkretionen erheblicher Größe bilden konnten (Aufschl. 22). Bisweilen wechseln sich quarzitierte und kalzitisierte Lagen ab. Immer ist die Kalzitbildung mit einer Anlösung, bei "ausreichender Kalzitmenge" sogar mit Auflösung von Quarz und den Silikaten verbunden. Ausgenommen sind lediglich die Schwerminerale.

#### 6.3.2.1.2. Mittelrätsandstein

Die Diagenese hat den Mineralbestand im Mittelrätsandstein i.a. stärker verändert als im Unterrätsandstein. Das gilt insbes. für Gesteine des Deltadachs (s. 6.1.2.1. u. 6.3.2.3.). Ihr Ablauf ist zudem als gleichsinnig gerichteter Prozeß zu erkennen, der außer durch die Versenkungstiefe sehr stark von der sauren Ausgangszusammensetzung der Porenwässer bestimmt worden ist.

Die Entwicklung beginnt mit der Neubildung von Kaolinit und Quarz auf Kosten von Feldspat sowie Pyrit- bzw. Markasitbildung (s. 6.3.2.1.1.). Der Kaolinit liegt in matrixreichen Sandsteinen in Form von Einzelkristallen von bisweilen Sandkorngröße vor. In den häufiger untersuchten reinen Sandsteinen sind den Porenraum unterschiedlich gut ausfüllende Kristallaggregate entwickelt. Die Größe ihrer Kristalle liegt deutlich unter der normalen Korngröße des Gesteins.

Der Quarz bildet homoachsiale Überwachungen um detritische Quarzkörner. Die Grenze ist bisweilen an feinen Säumen aus Gasbläschen (PITTMAN 1972) zu erkennen. In Sandsteinen mit tonigem Bindemittel treten außerdem in den Tonzwickeln zwischen den größeren Quarzkörnern sehr kleine, z.T. idiomorphe Kriställchen auf. Der Kaolinit und ein Teil des Quarzes entstehen aus der Zersetzung von Alkalifeldspat, wie sich an der Häufigkeitsveränderung der Minerale ablesen läßt: Mit steigendem Kaolinitgehalt wird der Erhaltungszustand der Feldspäte deutlich schlechter. Schließlich verschwinden sie völlig.

Der noch verbleibende Porenraum wird allein von Quarz aufgefüllt, wobei im Endstadium sogar der Kaolinit wieder verdrängt wird. Die gleichzeitig steigende Häufigkeit von suturierten Kornkontakten insbesondere in tonigen Sandsteinen zeigt, daß lokal (Allertal/Lappwald) Drucklösung eine zunehmend wichtige Rolle bei diesem Vorgang spielt: Nach THOMSON (1959) findet solche Drucklösung bevorzugt an Tonsäumen zwischen den Quarzkörnern statt. Dort sorgt der Kationenaustausch ( $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  für  $\text{K}^+$ ) in zwischen Quarzkörnern unter Druck stehenden Tonpartikeln für eine lokale pH-Wert-Erhöhung. Dadurch wird an dieser Stelle Quarz gelöst, der sich im Druckschattengebiet mit niedrigem pH-Wert wieder ausscheidet. Dieser Vorgang ist in quarzhaltigen Tonsteinen und in Siltsteinen sehr intensiv und kann zu Quarzeinwanderungen in benachbarte poröse Sandsteine führen (FÜCHTBAUER 1967).

Quarzzufuhr aus umgebenden Tonstein infolge Drucklösung oder

Alterung von Montmorillonit (s. 6.3.2.1.1.) ist vor allem für reine Sandsteine mit Kaolinit und ohne suturierte Kornkontakte anzunehmen, die jedoch relativ geringen Porenraum aufweisen. Sie wurde vor allem an dünnen Lagen in mächtigeren Tonsteinserien oder - bei mächtigen Sandsteinsfolgen - im Kontaktbereich zu Tonstein gefunden. Sie scheint jedoch (wegen der meist geringen Anteile suturierter Kornkontakte) allgemein sehr große Bedeutung in reinen Sandsteinen gehabt zu haben. Die Quarzitisierung ist mit einer Abnahme der Porosität verbunden. Sie beträgt im Raum Velpke/Danndorf nur ca. 14 Volumenprozent (ZEINO-MAHMALAT 1970).

Während dieser Prozesse in saurem Porenwasser findet eine Zerstörung der Schwerminerale (außer Zirkon, Turmalin, Rutil) statt, die sich dabei als deutlich weniger resistent erweisen als die Feldspäte (s. 6.3.2.1.3.)

Im Endstadium der Silifizierung oder danach bildet sich Serizit neu - offenbar besonders im Grenzbereich zu Tonsteinsfolgen. Dabei sprossen kleine Kristalle in Tonmatrix oder -bindemittel und Kaolinitaggregaten, vereinzelt auch entlang Korngrenzen in Quarzitbruchstücken. Außerdem wird Biotit zu Muskovit umgewandelt, wobei "Brauneisen" frei wird. Feldspatkörner werden von den Spaltflächen ausgehend serizitisiert. Die Neusprossungen sind meist äußerst klein. Abgesehen von umgewandelten Biotitkristallen treten nur in der Umgebung zu Tonstein größere Muskovitkristalle auf. Sie sind nicht immer von detritischen Muskovitkörnern zu unterscheiden. Die Muskovitbildung aus Biotit deutet auf oxidierende Bedingungen hin, wobei der Hauptbildungsbereich von Muskovit bereits über pH-Wert 7 liegt (DAPPLES 1967). Offensichtlich kennzeichnet die Serizitierung den Übergang vom extrem sauren Ausgangsmilieu zum alkalischen der Endphase:

Zum Abschluß der durch Mineralneubildung überlieferten Diagenese wird nach pH-Wert-Anstieg lokal Kalzit ausgeschieden. Die Kalzitisierung hat bei ausreichender Materialzufuhr die Auflösung von Quarz und Silikaten bewirkt (insbesondere Feldspat).

Sofern Schwerminerale die ersten Diagenesephasen überstanden hatten, wurden sie in dem jetzt alkalischen Porenwasser vor der Auflösung bewahrt. Offensichtlich nicht in engem zeitlichen Zusammenhang mit dem geschilderten Diageneseablauf steht die Bildung von Schwerspat, die nur an einer Stelle (Aufschl. 16) in größerem Ausmaß festgestellt werden konnte. Unklar sind ebenfalls Bildungszeit und -umstände von Siderit, der vereinzelt auftritt.

#### 6.3.2.1.3. Diagenetische Veränderungen der Schwermineralzusammensetzung

Die Schwermineralbestände gleichkörniger Sandsteine sind z.T. jeweils durch das Fehlen bzw. schlechteren Erhaltungszustand von Mineralen gekennzeichnet, die gemäß der folgenden Stabilitätsreihe gegenüber diagenetischer Mineralauflösung (WEYL 1953, WIESENER 1953, insbes. PETTIJOHN 1957) anfälliger sind als die vorhandenen<sup>+</sup>:

(instabil) "Pyroxen"/"Hornblende" - "Epidot" - Disthen - Staurolith - Granat - (Apatit) - Zirkon/Turmalin/Rutil (stabil).

Sie wurde bereits von LUDWIG (1960) an den Wealden-Sandsteinen Norddeutschlands nachgewiesen, die ein ganz ähnliches Schwermineralspektrum aufweisen wie die Rätsandsteine.

Nach PETTIJOHN (1941) geht die Reihenfolge auf die unterschiedliche Zersetzbarkeit der Schwerminerale in Porenwässern mit schwach saurem Chemismus zurück. Dieser Befund stimmt mit den Ergebnissen experimenteller Untersuchungen (NICHEL 1973) annähernd überein. Deshalb ist die Auslese bei Kalzitanwesenheit (vor allem Unterrätsandstein) weniger, bei stark saurem Porenwasser (Mittelrätsandsteine des Deltadachs) dagegen besonders intensiv (s. 6.3.2.3.).

Nur auf die regelmäßig vorkommenden Schwerminerale (Zirkon, Turmalin, Rutil, Granat, Staurolith) angewendet stimmt diese Auslesereihenfolge etwa mit derjenigen überein, die sich auch

---

<sup>+</sup>) Verschiedentlich ist die Bedeutung von diagenetischer Schwermineralzerstörung generell in Frage gestellt worden (z.B. v. ANDEL 1959).

durch Transportsonderung (s. 6.3.1.2.) ergibt. Der jeweilige Anteil beider Vorgänge an der heutigen Zusammensetzung ist daher nur schwierig nachzuweisen (APPEL, i. Vorber.).

Sicher diagenetisch deutbar sind lediglich spärliche Schwermineralbestände (ZTR-Paragenese) in relativ groben (und daher i.a. staurolith- und granatreichen), quarzitisches gebundenen Sandsteinen.

Das Ausmaß der Lösung (Anätzung, Auflösung) ist außer von der Zusammensetzung der Porenwässer auch von der Dauer ihrer Einwirkung abhängig. Für einen Abtransport des gelösten Materials muß das System zusätzlich "offen" sein. Bei Stagnation unter nur geringfügiger Veränderung der chemischen Bedingungen kommt es sonst zur teilweisen Wiederausfällung der gerade gelösten Minerale in der umgekehrten Reihenfolge ihrer Löslichkeit. Sie führt zur Bildung von Anwachssäumen und/oder sogar idiomorphen Kristallen.

Dieser Vorgang ist offensichtlich dafür verantwortlich, daß Proben mit nur wenigen instabilen Mineralen oft hohe Gehalte an Zirkonkörnern mit diagenetischen Anwachssäumen (s. Abb. 17) und idiomorphen Kristallen aufweisen. Dabei ist bemerkenswerterweise gerade in der GS-Paragenese, die nach ihrem differenzierten Mineralbestand (s. 5.1.1.3.4.) sehr unterschiedliche Schwermineralzerstörung erlitten hat, der Anteil von Proben mit viel Zirkon mit Anwachssäumen besonders groß. Ähnliches gilt für Proben aus der ZTR-Paragenese. Demgegenüber nehmen Proben mit vielen Zirkonanwachssäumen in der diagenetisch weitgehend unveränderten SG-Paragenese keine Sonderstellung ein.

Abgesehen von der Auflösung werden die Schwerminerale - insbesondere Granat und Staurolith - durch die Diagenese möglicherweise auch in ihrer Gestalt und Farbe verändert: Abb. 18 zeigt die Abhängigkeit des Anteils farblosen (entfärbten) Granats vom Grad der Diagenese, hier ausgedrückt durch den Gesamtgranatgehalt der Proben. Sofern darin nicht ein versteckter Korngrößeneffekt liegt, geht daraus hervor, daß mindestens ein Teil der Granate erst diagenetisch oder durch Verwitterung entfärbt worden ist.

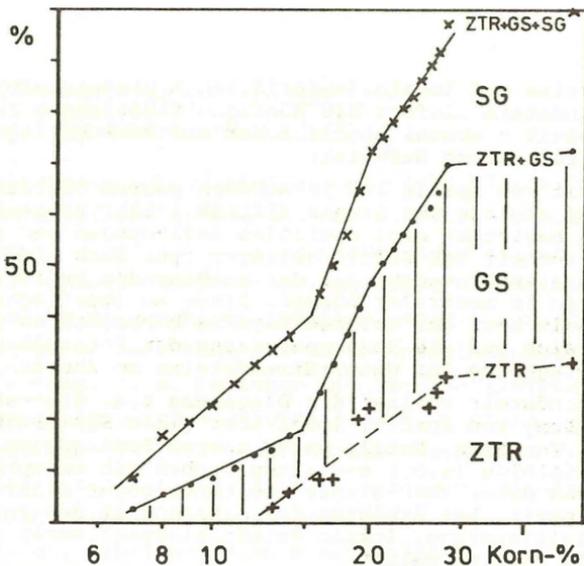


Abb. 17: Summenhäufigkeitskurven für Zirkonkörner mit Anwachssäumen für die einzelnen Schwermineralparagenesen (80 Proben, Fraktion 0,06 - 0,125 mm)

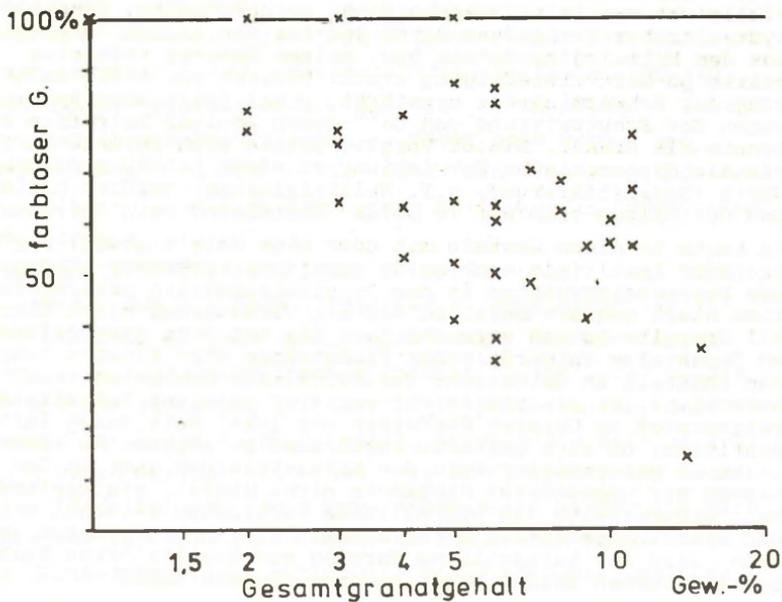


Abb. 18: Anteil farblosen Granats am Gesamtgranatgehalt (Fraktion 0,06 - 0,125 mm)

Wichtige Hinweise auf lokale Sonderfälle im Diageneseablauf im Unterrätsandstein liefert die Häufigkeitsbeziehung zwischen Granat und Apatit - obwohl Apatit immer nur sehr geringe Anteile am Schwermineralbestand aufweist:

Die Löslichkeit von Apatit ist in schwach sauren Oberflächenwässern größer als die von Granat (PILLER 1951), während sie unter schwach basischen oder neutralen Bedingungen und gleichzeitiger Anwesenheit von Kalzit geringer ist. Nach LEMCKE u.a. (1953) beruht diese Tatsache auf der schützenden Pufferwirkung von  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen in neutraler Lösung. Diese an Oberflächenwasser im Brockenmassiv bzw. der Molasse Bayerns beobachteten Grundsätze lassen sich auf die Zusammensetzung der Porenwässer im Verlauf der Diagenese des Unterrätsandsteins so übertragen:

Im Mittelrätsandstein verlief die Diagenese i.a. mindestens bis zur Auflösung von Apatit, lokal aber aller Schwerminerale außer Zirkon, Turmalin, Rutil, unter sauren Bedingungen. Gemäß der Stabilitätsfolge (s.o.) enthalten Proben mit entsprechendem Lösungsgrad daher zwar Granat (seltener sogar Staurolith!) aber keinen Apatit. Bei Erhöhung der Alkalinität des Porenwassers (Serizitisierung, lokale Kalzitisierung) waren die Schwerminerale bereits gelöst.

Anders im Unterrätsandstein: Unter den schwermineralschonenden Bedingungen (pH-Wert  $> 7$ ) im Anfangsstadium der Diagenese wurden Granat und Staurolith vermutlich weniger stark gelöst als Apatit (NICKEL 1973). Als die diagenetische Entwicklung im Unterrätsandstein bereits zu einer starken  $\text{Ca}^{2+}$ -Anreicherung, vielleicht mit Kalzitausscheidung, geführt hatte, fand bei hydraulischer Verbindung durch Zustrom von saurem Porenwasser aus dem Mittelrätsandstein bzw. seinem Nebengestein eine starke pH-Wert-Erniedrigung statt. Dadurch wurde die Auflösung der Schwerminerale verstärkt, wobei jetzt aber Apatit wegen der Schutzwirkung von  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen weniger betroffen sein konnte als Granat. Dieser Vorgang setzte sich solange fort, bis die diagenetische Entwicklung zu einer Erhöhung des pH-Werts (Serizitisierung, z.T. Kalzitisierung) geführt hatte und der Diageneseablauf in beiden Gesteinskörpern übereinstimmte.

Da heute in einem Gestein mit oder ohne Kalzit sowohl nur Granat oder Apatit als auch beide gemeinsam vorkommen können, muß der Porenwasserzustrom in den Unterrätsandstein unterschiedlich stark gewesen sein, so daß die Versauerung nicht überall dasselbe Ausmaß erreicht hat: Sie hat dort stattgefunden, wo Sandsteine unterrätischer Flußstränge ohne Einschaltung von Tonstein in deltaische des Mittelräts übergehen (z.B. Aufschl. 4, 6, 9). Vielleicht war aber auch der Kalzitisierungsprozeß im Unteren Sandstein nur lokal weit genug fortgeschritten, um sich puffernd auswirkend zu können. Da einerseits im Unterrätsandstein die Kalzitisierung auch in Gebieten mit ungestörter Diagenese nicht überall stattgefunden hat, andererseits die hydraulische Verbindung zwischen Unter- und Mittelrätsandstein nicht überall gleich gut gewesen sein kann, wird der tatsächliche Vorgang ein kompliziertes Wechselspiel zwischen beiden Möglichkeiten gewesen sein.

### 6.3.2.2. Diagenese der Tonsteine

#### 6.3.2.2.1. Tonsteine des Unterräts

Grüne Siltsteine und Tonsteine sowie sehr kleine Tongerölle in den deltaisichen Sandsteinen der Allertal-Schüttung (s. 6.1.1.2.1.) werden bisweilen durch Montmorillonit, Montmorillonit-Chlorit bzw. Chlorit gefärbt. Die Tatsache, daß große Gerölle diesen Mineralbestand lediglich randlich oder gar nicht aufweisen, kann nur durch unvollständige Diagenese erklärt werden. I. a. bestehen die Gerölle insgesamt und die Kerne von großen, außen chloritisierten Geröllen wie die Tonsteinlagen des fluviatilen Unterräts aus Montmorillonit, Montmorillonit-Illit und Illit. Sie zeigen offenbar annähernd den Ausgangsbestand des aus dem Abtragungsgebiet angelieferten Materials an, wobei dafür eher noch höhere Montmorillonitgehalte anzunehmen sind. Montmorillonit-Illit und Illit sind dann die Alterungsprodukte von Montmorillonit (u.a. MILLOT 1970). Für weiterreichende Aussagen reicht der gegenwärtige Kenntnisstand nicht aus.

Da es sich bei der selektiven Chloritisierung offensichtlich um einen kurzzeitigen und darum frühdiagenetischen Vorgang gehandelt hat, spiegelt er die Bedingungen im Ablagerungsraum wider. Dieselben diagenetischen Veränderungen wurden von v. GEHLEN (1962) aus dem "Grünen Sandstein" Frankens und von SINGH (1966) aus dem Kieselsandstein Württembergs beschrieben und ebenso gedeutet.

Frühdiagenetische Chloritbildung findet nach ECKHARDT (1958), JOHNS (1963), JOHNS & GRIM (1958) und v. ENGELHARDT (1961) unter mindestens marinen Bedingungen statt. Das gemeinsame Vorkommen von frühdiagenetischem Chlorit, Dolomit und Chalzedon im Steinmergelkeuper (s. 6.1.1.1.) spricht dafür, daß dort sogar lokal und/oder zeitweilig hyperhaline Bedingungen geherrscht haben müssen: Für einen Teil der gleichzeitig abgelagerten Rätsiltsteine und - noch wichtiger - Tongerölle sind ähnliche Verhältnisse zu fordern. Da dieser Diageneseablauf später (Mittelrät) nicht mehr auftritt, wird damit indirekt

nachgewiesen, daß zum einen Steinmergelkeuper und Unterrät nebeneinander abgelagert worden sind, und daß zum anderen die genannten Sandsteine nicht fluviatil entstanden sein können und diagenetisch verändert wurden.

#### 6.3.2.2.2. Tonsteine des Mittel- und Oberräts

Das Vorherrschen von Illit und Chlorit sowie das Auftreten von Wechsellagerungen dieser Minerale mit Montmorillonit (s. Tab.4) entspricht dem normalen Diageneseablauf in marinen Sedimenten mit überwiegend Montmorillonit als Ausgangssubstanz (MILLOT 1970, WEAVER 1959). Dabei wird Quarz (Lösung) freigesetzt (s. 6.3.2.1.).

Der zunehmende Kaolinitanteil entspricht der Kaolinitbildung im Mittelrätsandstein (s. 6.3.2.1.2.). Er kann wie dort auf niedrigen pH-Wert im Porenwasser bei gleichzeitigem Vorhandensein von Kalium (Feldspatauflösung) zurückgehen. Kaolinit wäre dann eine frühdiagenetische Bildung. Angesichts der im Laufe des Oberen Keupers humider werdenden klimatischen Verhältnisse (s. 6.2.) ist jedoch auch mit steigender Kaolinitanlieferung aus den Abtragungsgebieten zu rechnen. Zur Unterscheidung beider Vorgänge bedarf es weiterreichender Untersuchungen.

Da jedoch der Kaolinit im weiteren Verlauf der Diagenese nicht völlig zu Illit und Chlorit umgewandelt worden ist, müssen die frühdiagenetischen Bedingungen jedenfalls ungewöhnlich lange Zeit im Porenwasser konserviert worden sein: Daraus ist auf geringe Versenkungstiefe zu schließen (SCHERP 1963, s. 6.3.2.3.).

Der hohe Anteil von Pyrit und z.T. zersetzten Pflanzenresten beweist zugleich, daß zumindest im Mittelrät reduzierende Bedingungen im Bodenwasser geherrscht haben müssen.

Bemerkenswert ist, daß sich an der Grenze Mittel-/Oberrät zugleich mit dem starken Anstieg des Kaolinitanteils auch die Tonsteinfarben ändern und tierische Fossilien verschwinden. Da Kaolinitentstehung bzw. -erhaltung außer niedrigem pH-Wert auch oxidierende (höchstens schwach reduzierende) Bedingungen

voraussetzt (MILLOT 1970), ist wegen der reduzierenden Bedingungen in den meisten feinkörnigen Sedimenten während der Diagenese eigentlich seine Auflösung zu erwarten. Im Oberrät deuten jedoch auch die rote Tonsteinfarben und die Auflösung fast aller tierischen Fossilien auf lange Zeit bestehende saure und oxidierende Bodenwässer hin.

Es scheint, als sei das Schichtmerkmal "Fossilfreiheit" für das Oberrät lediglich diagenetisch bedingt. Nach TWENHOFEL (1942), FAIRBRIDGE (1967) u.a. sind solche Bedingungen am ehesten in Schelf- und Kontinentalhangregionen zu erwarten, die durch geringe Sedimentationsraten und zugleich geringe Subsidenz gekennzeichnet sind.

So stellt der Diageneseablauf die bisherigen paläogeographischen und faziellen Vorstellungen über das Oberrät (WILL 1969: limnisch) dadurch in Frage, daß er den aus dem Sedimentationsablauf eher erkennbaren Meeresspiegelanstieg stützt (s. 6.2.).

#### 6.3.2.3. Ursachen der Diagenese

Die für den Unterrätsandstein geschilderte Entwicklung entspricht mit Ausnahme der nur lokalen Minerallösung und Serizitbildung weitgehend dem Diageneseablauf im deltaischen Schilfsandstein Süddeutschlands (HELING 1965), einem oft zitierten Beispiel aus dem Grenzbereich zwischen marinem und fluviatilem Ablagerungsraum. Hier wie dort müssen die Gesteinsveränderungen auf pH-Wert-Anstieg im Porenwasser zurückgeführt werden (HELING 1965), der alle durch zunehmende Versenkungstiefe mitbestimmte Diageneseabläufe kennzeichnet (v. ENGELHARDT 1967). Sowohl die frühe Bildung von Kalifeldspat und Chlorit (v. ENGELHARDT 1967) als auch die Kalzitisierung deuten darauf hin, daß die Entwicklung von Anfang an unter basischen Bedingungen abgelaufen ist. Die Markasitbildung geht auf pH-Wert-Erniedrigung (unter pH 7) durch Zersetzung organischer Substanz zurück und spiegelt nur lokale Porenwasserzusammensetzung wider. In gutem Einklang damit steht, daß die Tonsteindiagenese auf ganz ähnliche Bedingungen hinweist: Frühdiagenetische Chloritisierung belegt die alkalischen Ausgangsbedingungen.

Die Diagenese des Mittelrätsandsteins ähnelt vor allem in den frühen Stadien der des Oberkarbons in der Bohrung "Münsterland" (SCHERP 1963) und des fluviatilen Stubensandsteins im Raum Stuttgart (HELING 1963) und bei Memmingen (KULKE 1969). Auch aus dem Lias und Dogger des Gifhorner Trogs (FÜCHTBAUER 1961) sind ähnliche Vorgänge beschrieben worden. Allen ist die zunächst saure Zusammensetzung der Porenwässer gemeinsam, die für die Sandsteine des produktiven Oberkarbons mit den Kohlen-sümpfen in Verbindung gebracht wird (FÜCHTBAUER 1974, SCHERP 1963). Andererseits ist saures Milieu auch für fluviatil-be-stimmte Porenwässer kennzeichnend (Stubensandstein). Die reiche Pflanzenführung in den Sandsteinen und Tonsteinen sowie die Kohlebildung im Ostteil des Untersuchungsgebietes weisen auch für das Mittelrät auf die Existenz von humusreichen, übersäuerten Böden hin.

Eine so "Frühzeitige" Serizitbildung wie im Mittelrätsandstein, die schwach alkalische Bedingungen voraussetzt, ist bei den genannten Beispielen jedoch nicht bekannt. In den Oberkarbon-sandsteinen wurde sie erst ab Versenkungstiefen von ca. 2.500 m regelmäßig beobachtet (SCHERP 1963). Sie wird dagegen von SINGH (1966) aus dem "Kieselsandstein" des Stuttgarter Raums berichtet, einem marinen Sandstein des höheren Mittelkeupers, der wie die Rätsandsteine hier verkieselt ist und Muskovit/Serizit sowie serizitisierte Feldspäte führt. Auffällig ist, daß dort die umgebenden tonigen Gesteine des Knollenmergels petrographisch etwa denen des hiesigen höheren Steinmergel-keupers entsprechen. Möglicherweise ist darum der pH-Wert-Anstieg auf den Zustrom aufsteigender stark alkalischer Poren-wässer aus dem Unterrät bzw. Steinmergelkeuper zurückzuführen.

Der Diageneseablauf in den Rätssedimenten ist in der Anfangs-phase offensichtlich durch den Chemismus des "eigenen" Poren-wassers bestimmt worden. Die Moorbildung im Bereich des Delta-dachs hat dann zu unterschiedlich starkem Zustrom sauren Poren-wassers nicht nur in die gleichaltrigen Serien des Mittelräts sondern möglicherweise örtlich sogar in hydraulisch damit ver-

bundenen fluviatilen Unterrätsandsteinen geführt. Im Verlauf der Kompaktion drangen dann die aufsteigenden extrem alkalischen Porenwässer des feinklastischen Unterräts und vor allem des Steinmergelkeupers umgekehrt in den Mittelrätsandstein ein.

Die Veränderung der Tonsteinzusammensetzung im Profil "Goslar - Osterfeld (s. Taf. 2) läßt erkennen, daß im Beckenbereich ähnliche Vorgänge stattgefunden haben müssen. Dabei ist der Diageneseablauf im Einzelnen noch unklar.

Sandstein- und Tonsteindiagenese gehen nicht auf hohe Versenkungstiefe zurück. Das beweisen die geringe Kompaktion der Sandsteine (s. 5.1.1.), der hohe Kaolinit- (s.o.) und Montmorillonitgehalt in den Tonsteinen und die schwache Inkohlung der pflanzlichen Substanzen:

Die Alterung von Montmorillonit zu (je nach Chemismus) Illit und/oder Chlorit beginnt nach MÜLLER (1967) bei Versenkungstiefen von ca. 1000 m. Sie hat - auch gemessen an dem geringen Grad der Quarzitisierung der Rätgesteine - kein großes Ausmaß gehabt.

Nach KOCH & ARNEMANN (1975) ist das nördliche Harzvorland ein Gebiet mit generell geringer Inkohlung (Vitrinitreflexionen von meist unter 0,5 %). Bei den routinemäßigen DTA-Untersuchungen der Tonsteine wurden ebenfalls lediglich Holz und Braunkohle festgestellt. Bei so geringer Inkohlung sind genaue Angaben über die Bildungstemperatur und damit über die Versenkungstiefe noch gar nicht möglich (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1967).

Lediglich das Gebiet des oberen Allertals ist durch einen nach Nordosten raschen Anstieg der Inkohlung gekennzeichnet, den KOCH & ARNEMANN (1975) mit dem Schwere- (und Wärme-)hoch im Bereich des Flechtinger Höhenzuges in Verbindung bringen. Diese Region ist zugleich durch stärkere diagenetische Auflösung von Feldspat und Schwermineralen gekennzeichnet. Das Vorkommen von Oberjura im oberen Allertal, der im Subherzynen Becken, dem Ostteil des Harzvorlandes, sonst fehlt (s. 7.1.1.),

schließt eine zugleich größere Versenkungstiefe in diesem Gebiet nicht völlig aus.

## 7. PALÄOGEOGRAPHISCHE DEUTUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

### 7.1. Materialherkunft

Daß die Rätssedimente in den Übertageaufschlüssen Schwabens, Frankens, Thüringens und des nördlichen Harzvorlandes Bildungen eines zusammenhängenden Ablagerungsraumes sind, hatten (u.a.) bereits THÜRACH (1889/1890), RÜGER (1924) und JÜNGST (1929) wahrscheinlich gemacht. Durch die Erdölexploration im nordwestdeutschen Flachland (RICHTER 1940, SCHOTT 1942) und später in den östlich anschließenden Regionen Mecklenburgs (WIENHOLZ 1960, RUSITZKA 1967) und Hinterpommerns (SEITZ & WICHER 1950: Tempelburger Achse) wurde dieses Gebiet nach Nordosten und Osten ausgedehnt und die Verbindung zu den Rätvorkommen im tieferen Untergrund Dänemarks (SORGENFREI & BUCH 1964, LARSEN 1966) und in Schonen (TROEDSON 1951) hergestellt. Durch die ebenfalls im Zuge der Prospektion auf Kohlenwasserstoffe angefallenen palynologischen Arbeiten der jüngsten Zeit (zusammengefaßt bei LUND 1977) wurde "stratigraphisch" die Zusammengehörigkeit des gesamten Raumes nachgewiesen.

#### 7.1.1. Gegenwärtige Vorstellungen über die Liefergebiete

Die gegenwärtig noch gültigen Vorstellungen über die Liefergebiete der Rätssedimente im nördlichen Harzvorland gehen vor allem auf JÜNGST (1928) zurück: Angeregt durch BRANDES (1912), der den Harz als mögliches liassisches Abtragungsgebiet betrachtet hatte, hatte er das Subherzyne Becken als Teil des "Rätmeeres" (Unter- und Oberrät sensu JÜNGST 1928 u. 1929, s. Tab. 1) bzw. seiner mittelrätischen limnischen (JÜNGST 1928, s. 3.1.) Entsprechung angesehen. In dieser nach Westen geöffneten Bucht soll der Abtragungsschutt der umgebenden paläozoischen Randgebiete Harz und Flechtinger Höhenzug sowie der beide im Osten verbindenden Buntsandsteinregion abgelagert worden sein. Diese Einschätzung stützte sich auf folgende

Beobachtungen und Annahmen (JÜNGST 1928):

Belegen für das Unterrät schon Mächtigkeitzzunahme und zugleich Anstieg des Sandanteils vom mutmaßlichen Buchtinneren auf die Abtragungsgebiete hin die Randnähe, so unterstreicht der Mineralbestand der Sandsteine diese Position noch: Mikroklin, Plagioklas und Gangquarze im Unterrät nördlich des Harzes (Fallstein -ASSE) sind aus dessen vorwiegend sauren Magmatiten (Oker-, Brocken-, Ramberg-Granit) und den zugehörigen Ganggefölgenschaften abzuleiten. Diese Herkunft wird durch Schrägschüttungsrichtungen am Fallstein (nach Norden bis Nordwesten) mit bewiesen.

Der "Orthoklasreichtum" im Gebiet dicht südlich des Flechtinger Höhenzugs läßt entsprechend auf die Aufarbeitung von porphyrischen Gesteinen dieser Region schließen.

Der Großteil der Quarzkörner in den Sandsteinen stammt aus dem Buntsandstein im östlichen Hinterland der Bucht.

Für die Sandsteine des Mittelräts (sensu JÜNGST 1929, s. Tab.1) bleiben diese Verhältnisse grundsätzlich erhalten, wenn auch der Einfluß der Liefergebiete Harz und Flechtinger Höhenzug deutlich geringer geworden ist.

Neben der weiterhin gerichteten Korngrößenänderung (s.o.) sind nun die Rätkohlen im südlichen Vorland des Flechtinger Höhenzugs ein wichtiger Hinweis auf die Rاندlage des Gebietes.

Dieser paläogeographischen Deutung haben sich in der Folgezeit RICHTER (1940) aufgrund der Mächtigkeitzzunahme der Rät-schichten nach Osten und v. ENGELHARDT (1942) wegen ihres Schwermineralbestandes angeschlossen. V. ENGELHARDT (1942) hat jedoch zusätzlich ein "nördlich gelegenes" Liefergebiet angenommen, aus dem die instabilen Schwerminerale in den Rätssandsteinen stammen. Bis in die jüngere Vergangenheit prägte oder modifizierte das beschriebene Bild - aus Mangel an neuen Informationen - nicht nur die Deutung von Einzelbeobachtungen (ZEINO-MAHMALAT 1970 : Quarz stammt aus dem Ostrand des nördlichen Harzvorlands), sondern sogar großräumige paläogeographische Vorstellungen (RUSITZKA 1967 : Nordteil der DDR).

JÜNGST (1928) hatte die Vorstellung, daß die "große Konfiguration des subherzynen Beckens eine alt angelegte und immer von neuem auftauchende" ist (S. 174). Außer für das Rät vermutete er auch für den Lias  $\alpha$ , den Dogger und z.T. den Malm eine zeitweilig ähnliche Konfiguration von Abtragungsgebieten und Sedimentationsraum.

Tatsächlich sind verschiedene Einheiten der Juraschichtfolge (z.B. Hettangium, WINCIERZ 1973, Pliensbachium, HOFFMANN 1969, Malm, HUCKRIEDE 1967) im Bereich des Subherzynyen Beckens in Flachwasserfazies entwickelt. Entsprechende Sedimente sind jedoch auch "jenseits" von Harz und Flechtinger Höhenzug zu finden. Die jeweiligen Küstenlinien haben das Subherzynie Becken allenfalls gequert, wahrscheinlich jedoch noch weiter östlich gelegen.

Die Entwicklung des Subherzynyen Beckens zu seiner heutigen Form zeichnet sich erst an der Grenze Jura/Kreide gleichzeitig mit dem Einsetzen starker halotektonischer und halokinetischer Bewegungen an den herzynisch streichenden Salzstrukturen des Gebietes ab. Sie waren mit einer Hebung der gesamten Region verbunden (WOLDSTEDT 1925), in deren Folge die Jurasedimente innerhalb des Subherzynyen Beckens bis auf den höheren Lias hinab abgetragen wurden. Nur am Nord- und Südrand blieben Reste von Oberjura erhalten.

Verstärkte Heraushebung von Harz und Flechtinger Höhenzug bei gleichzeitiger Kippung der Subherzynscholle nach Westen schufen die Voraussetzungen für ungleichmäßige Abtragung: Durch die Entblößung von Paläozoikum und Buntsandstein an den östlichen Rändern konnte der Eindruck einer nach Westen offenen Bucht entstehen. Für den Harz ist die Freilegung von Paläozoikumsgesteinen erst für die Oberkreide nachgewiesen (WUNDERLICH 1953). Die Außenränder der Rätgebiete des Subherzynyen Beckens zeichnen daher auch nicht die ehemaligen Küstenlinien nach, sondern sind junge Erosionsgrenzen, "hinter" denen zur Zeit des Oberen Keupers Sedimentation stattgefunden hat.

Diese Verhältnisse kommen auch darin zum Ausdruck, daß weder in Tagesaufschlüssen noch Bohrungen im Subherzynyen Becken oder seinen keuperführenden Nachbargebieten die Überlagerung von Gesteinen des Paläozoikums bzw. Buntsandsteins durch Rät- oder Liasserien angetroffen wurde. Auch an Salzstrukturen sind entsprechende Lagerungsverhältnisse als Nachweis obertriadischer Erosions- und Transgressionsvorgänge äußerst selten (u.a. RUSITZKA 1967, JARITZ 1973).

Die Ableitung der Rätssedimente des Subherzynen Beckens und damit des gesamten nördlichen Harzvorlands aus seinem engeren Randbereich ist daher schon aus paläogeographischer und tektonischer Sicht äußerst unwahrscheinlich. Sie wird völlig unmöglich bei Betrachtung des Gesteinsinhaltes:

Die von JÜNGST (1928) exemplarisch als Harzabkömmlinge angesehenen Gesteine des Unterräts (auch sensu JÜNGST, s. Tab.1 und 2) im Gebiet von Asse und Fallstein sind die größten und diagenetisch am wenigsten veränderten Gesteine der gesamten Region. Sie enthalten daher das reichhaltigste Schwermineralspektrum (SG- und GS-Paragenese, s. 5.1.1.3.4)<sup>+</sup>. Dazu gehören in z.T. erheblichen Mengen gegenüber Diagenese und Verwitterung sehr instabile Schwerminerale wie Disthen, Staurolith und Granat.

Diese Paragenese setzt hochmetamorphe Ausgangsgesteine voraus, die heute im Harz und im Flechtinger Höhenzug nicht vorkommen. Da in beiden Gebieten bis heute nur relativ seichte Krustenstockwerke angeschnitten sind, gilt dies erst recht für die Zeit des Oberen Keupers. Auch aus paläozoischen Sedimentgesteinen des Harzes bzw. des Flechtinger Höhenzuges können diese Mineralparagenesen nicht abgeleitet werden, wenngleich darüber bisher nur wenige schwermineralanalytische Untersuchungen vorliegen (z.B. MATTIAT 1960: Kulmgrauwacken, PAUL 1975: Sandanteil der Wissenbacher Schiefer). Dasselbe gilt für Buntsandsteinserien aus Harznähe (Rhüdener Sattel, Vienenburger Sattel, südlicher Harzrand) mit auffällig hohen Apatitgehalten (WUNDERLICH 1957).

Mikroklin und Plagioklas sind wie die Schwerminerale im genannten Gebiet nicht in größerer Menge als andernorts abgelagert worden. Sie sind lediglich ebenfalls vor diagenetischer Auflösung bewahrt geblieben (s. 6.3.2.1.1.).

Die Häufung von Quarzitbruchstücken (bei JÜNGST 1928: Gangquarze, s. 5.1.1.1.) ist nicht Ausdruck geringer Transportweite (vom Harz). Sie entspricht vielmehr der Grobkörnigkeit der Sandsteine des Unterräts im Fallsteingebiet. Die feinkörnigen Gesteinstypen enthalten auch hier nicht mehr Quarzitbruchstücke als sonst im nördlichen Harzvorland (s.6.3.1.).

Schließlich ist auch die von JÜNGST (1928) angenommene Mächtigkeitzunahme auf den Harz hin kein stichhaltiges Argument für eine Materialanlieferung aus dem Harz: Mindestens lokal beträgt die Mächtigkeit aller Sandsteine des Räts zusammen direkt am heutigen Harzrand (Goslar, Aufschl. 16) nur wenige Meter.

---

<sup>+</sup> Die von JÜNGST (1928) angekündigte, aber unterbliebene Schwermineraluntersuchung hätte seine Vorstellungen vermutlich verändert.

Materialanlieferung vom Flechtinger Höhenzug in das Subherzynes Becken wird durch das Auftreten von Orthoklas in dessen südlichem Vorland nicht bewiesen. Er ist teilweise authigener Entstehung und kommt zudem in anderen Gebieten mit ähnlicher Sandsteindiagenese genauso häufig vor (s. 6.3.2.1.1).

#### 7.1.2. Rekonstruktion der Liefergebiete

Für das Unter- und Mittelrät des Subherzynen Beckens und seiner nordwestlichen Nachbargebiete ist seit den Arbeiten von MESTWERDT (1910), JÜNGST (1928), RICHTER (1940), v. ENGELHARDT (1942) und SCHOTT (1942) die Materialanlieferung aus allgemein östlichen Richtungen gesichert. Dafür sprechen Schrägschichtungsmessungen, die bereits JÜNGST (1928) durchgeführt hat, und die im Zuge der hier vorgestellten Untersuchungen voll bestätigt und ergänzt wurden (s. Taf.1). Abweichende Schüttungsrichtungen sind allein an fluviatile Rinnensedimente (Aufschl. 19) bzw. an flachmarine oder deltalische Sandsteine (z.B. Velpke, ZEINO-MAHMALAT 1970) gebunden. In diesen genetischen Regimen sind jedoch selbst von der Generalrichtung stark abweichende Richtungen zu erwarten (Mäanderbildung, Küstenversatz etc.). Sie geben keinen Hinweis auf die Lage des Liefergebiets (s. 7.1.1.).

Die auffällige Zunahme des Sand/Ton-Verhältnisses von Westen nach Osten, die aus Erdölbohrungen (RICHTER 1940, SCHOTT 1942) zwischen Weser und Aller seit langem bekannt ist, und die gleichgerichtete Korngrößenzunahme innerhalb der Sandsteinkörper (JÜNGST 1928, s. aber 5.1.2.1) belegen diese Transportrichtung ebenfalls (s. auch Taf. 1). v. ENGELHARDT (1942) hat nach vergleichenden Größenuntersuchungen an Zirkonen auf nordwestliche Transportrichtung geschlossen.

Die Korngrößenverteilung im Untersuchungsgebiet läßt sich gut an die Verhältnisse im benachbarten Westteil der DDR anschließen. Dort nehmen die Medianwerte in den Rätssandsteinen von Mecklenburg/Pommern im Norden ( $Md_{\bar{x}} \approx 0,2 \text{ mm}^+$ ) nach Süden in Richtung Thüringen/Sachsen ( $Md_{\bar{x}} \approx 0,1 \text{ mm}$ ) und zugleich nach

<sup>+</sup>  $Md_{\bar{x}}$  = arithmetisches Mittel der Medianwerte einer Region.

Westen deutlich ab (HÄUSSER & KURZE 1975). Quantitativ sind diese Werte mit denen aus dem nördlichen Harzvorland nicht unbedenklich vergleichbar, weil sie jeweils Gesamtprofile durch das Rät (aus Bohrungen) repräsentieren.

Zuersten Mal wird damit jedoch tendenziell die sedimentologische Verbindung zwischen dem Rät des nördlichen Harzvorlands und den Vorkommen des "Rätolias" in Schonen (BÖLAU 1951, TROEDSON 1951) und des Räts im Dänischen Becken (LARSEN 1966) hergestellt. Die dort beobachtete Korngrößenverteilung deutet auf Materialtransport aus Osten bis Südosten hin, wobei sich jedoch in der Gesteinszusammensetzung lokal und regional Zulieferungen aus Norden abzeichnen (LARSEN 1966): Das Dänische Becken und Schonen liegen direkt am Nordrand des "Rätbeckens".

Für die Ableitung der Liefergebiete aus dem Gesteinsinhalt sind die Leichtminerale wegen ihrer geringen Differenzierung von untergeordneter Bedeutung. Immerhin beweist aber bereits der (korngrößenabhängig) z.T. sehr hohe Gehalt an Quarzbruchstücken (s. 5.1.1.1), daß ein nicht unerheblicher Teil des Materials primär metamorpher Entstehung sein muß. Dabei deuten die nur vereinzelt vorkommenden Quarz/Muskovit-Verwachsungen auf eine größere Gesteinsvielfalt im Liefergebiet als im Ablagerungsraum hin.

Fragliche Körner aus Gangquarz, vor allem aber die mengenmäßig immer dominierenden Einzelkörner aus klaren Kristallbruchstücken sind aus "sauren" magmatischen Gesteinen abzuleiten. Undulös auslöschende Körner stammen vermutlich aus tektonisch stark beanspruchten Gesteinen (CONOLLY 1965). Schließlich läßt die bekannt hohe Resistenz von Quarz gegenüber chemischer und mechanischer Beanspruchung erwarten, daß ein Teil aus Sedimentgesteinen und nicht direkt aus den eigentlichen Muttergesteinen abzuleiten ist.

Schwieriger ist die paläogeographische Ausdeutung der Feldspatgehalte in den Rätssandsteinen:

"Orthoklas" ist z.T. authigen-diagenetischer Entstehung, zum anderen aber oft stark korridiert (s. 6.3.2.1.), so daß die Ableitung direkt aus sauren Magmatiten für den Großteil der "Orthoklaskörner" zwar wahrscheinlich, wenngleich problematisch ist.

Mikroclin bzw. Albit/Oligoklas sind nur der von Zerstörung durch Transport, Diagenese und Verwitterung verschont gebliebene Rest eines weiter gefächerten Ausgangsspektrums (s. 6.3.1.1. u. 6.3.2.1.). Sie bestätigen immerhin, daß im Liefergebiet "saure" bis "intermediäre" Magmatite und/oder Metamorphite angestanden haben müssen.

Obwohl die Angaben über die Quarz/Quarzit- und die Feldspatanteile in den Rätssandsteinen aus den Nachbarregionen bislang spärlich sind, stützen sie doch die Vorstellung von einem zusammenhängenden Sedimentationsraum:

Aus dem Bereich des Niedersächsischen Beckens und dem benachbarten Teil der DDR liegen bisher keine Daten vor. Aus dem Dänischen Becken (Jütland) hat LARSEN (1966) stark schwankende Feldspatgehalte von z.T. weit über 50 Kornprozent beschrieben. Der Feldspat ist dort vornehmlich Kalifeldspat ("Orthoklas", Mikroclin), doch sind Anorthit-arme Plagioklase (Albit/Oligoklas) nicht selten. Plagioklase mit höheren An-Gehalten kommen dagegen nur vereinzelt vor. Ähnliche Zusammensetzungen werden aus Schonen berichtet (LARSEN 1966).

Qualitativ vollständig und quantitativ weitgehend stimmen die Rätssandsteine Thüringens (KLAUA 1969) mit denen des nördlichen Harzvorlands überein. Fehlen von Feldspat geht auch in den thüringischen Rätssandsteinen mit starker Quarzitisierung und Kaolinitbildung einher (s. 6.3.2.1.).

Über den Schwermineralbestand der Rätssandsteine liegen aus dem Ostteil des Niedersächsischen Beckens (v. ENGELHARDT 1942), dem benachbarten Nordteil der DDR (HÄUSSER & KURZE 1975), dem Dänischen Becken und Schonen (LARSEN 1966) sowie aus Thüringen (KLAUA 1969), der Oberpfalz (SCHNEIDER 1955, u.a.) und Franken (HAUNSCHILD 1957, u.a.) bereits detaillierte Angaben vor.

Allen gemeinsam sind sehr geringe Apatitgehalte (s. 5.1.3.2.). Sonst unterscheiden sie sich jedoch z.T. so stark voneinander, daß die jeweiligen Liefergebiete für die Gesteine einer Region meist in deren Nähe gesucht worden sind.

Dabei ist auffällig, daß innerhalb des Gesamtraums die Schwermineralparagenesen von Norden nach Süden ärmer werden: Zeichnen sich die Gesteine in Schonen und im Dänischen Becken durch reiche Gehalte an Mineralen metamorpher Entstehung (vor allem Granat, Staurolith, Disthen, Epidot, aber auch Hornblende, Pyroxen) aus, so tritt in Thüringen und der Oberpfalz allenfalls Granat auf. Allen Gebieten ist gemeinsam, daß die Schwermineralspektren des Räts auch im tieferen Lias anzutreffen sind.

In Franken ändert sich mit dem Verschwinden von Apatit und Titanit gerade an der Grenze Mittelkeuper/Rät das Schwermineralspektrum (u.a. HAUNSCHILD 1957) und entspricht dann dem Thüringens (KLAUA 1969).

Der Nordteil der DDR, das Niedersächsische Becken und das nördliche Harzvorland nehmen eine Sonderstellung ein, weil sie einen zwischen Norden und Süden vermittelnden Mineralbestand aufweisen.

Da das fleckenhafte Verteilungsmuster der Schwermineralparagenesen im nördlichen Harzvorland auf die diagenetische Verminderung eines ursprünglich umfangreicheren, durch den Transport "vorsortierten" Mineralbestandes zurückgeht (s. 6.3.), besteht begründeter Anlaß, auch für die Entstehung der Spektren in den Rätssandsteinen Thüringens und vielleicht sogar Nordbayerns entsprechende Dezimierungsvorgänge anzunehmen: Dann sind die bisher bekannten Schwermineralassoziationen im Gebiet zwischen Weser und Oder im Westen und Osten sowie Jütland/Schonen im Norden und Franken (mindestens Thüringen) im Süden offensichtlich durch das Gesteinsinventar eines Liefergebietes geprägt. Das schließt zeitlich wechselnd die regional oder lokal unterschiedliche Materialzulieferung nicht

aus, wie sie LARSEN (1966) vom Nordrand des Dänischen Beckens (örtlicher "Reichtum" an Epidot und Titanit) beschreibt. Beide Minerale sind sehr empfindlich gegenüber diagenetischer Zersetzung, doch tritt Epidot auch im Nordteil der DDR z.T. noch häufig auf (HÄUSSER & KURZE 1975).

Im Liefergebiet der Rät-sedimente müssen Gesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades angestanden haben, aus denen die gegen Diagenese und Verwitterung anfälligen Schwerminerale Granat, Staurolith, Disthen, Epidot, Hornblende und Pyroxen sowie (?) Spinell und Korund abzuleiten sind. Aus denselben Gesteinsserien kann auch ein nicht unerheblicher Teil des Feldspat- und Quarzanteils (Quarzitkörner) stammen. Die stabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Rutil, Spinell und Korund sowie Quarz und ein Teil des Feldspats können außerdem aus magmatischen und/oder Sedimentgesteinen abgeleitet werden.

Alle genannten Gesteinsgruppen gehören zum Inventar des fenno-skandisch-sarmatischen Kontinents, der sich damit als einzig nachweisbares Liefergebiet für die sedimentologisch zusammengehörige (s.o.) Region zwischen Harz und Schonen erweist (s. aber 7.2.). Für gleichzeitige Materialzulieferung aus Süden von der "Böhmischen Masse" ("Mitteldeutsche Schwelle") gibt es hier keine Hinweise. Vielmehr wird auch für die Rät-vorkommen in Thüringen und Franken (!) ein solches Liefergebiet infrage gestellt.

## 7.2. Die paläogeographischen Beziehungen zwischen dem nördlichen Harzvorland und benachbarten Rätgebieten

Der Widerspruch zwischen den aus der Lage von Liefergebieten und Ablagerungsräumen zueinander zu erwartenden (nach Süden und Südwesten) und den tatsächlichen Transportrichtungen (oft nach Westen bzw. sogar Nordwesten, s. 7.1.2., Taf. 1) läßt sich bislang nur spekulativ deuten. Er ist besonders auffällig im Dänischen Becken (LARSEN 1966, s. Abb. 1), wo alle Gefügemerkmale (aus Erdölbohrungen) auf Transport parallel zum Nordrand des Beckens (nach Nordwesten) hinweisen. Im Nordteil der

DDR zeichnet sich - wie im nördlichen Harzvorland - eine mehr nach Westen orientierte Schüttung ab, wobei auch Transport nach Süden auftreten soll (HÄUSSER & KURZE 1975). Diese Westtendenz setzt sich in den Rätgebieten von Thüringen (KLAUA 1969) und Lippe (DUCHROW 1968) fort. Im Gebiet der oberen Weser ist jedoch durchaus Transport nach Norden nachgewiesen (DUCHROW 1968).

Bei Umdeutung der stratigraphischen Einstufung der Rätssandsteine mit Hilfe der Kriterien SCHOTTs (1942, s. 3.2.) ergibt sich für Thüringen (KLAUA 1969) und das benachbarte Franken (ZIEGLER 1964), daß marines Mittelrät (Fossilien) nur geringmächtig vorhanden ist und Oberrät (sensu SCHOTT 1942 und WILL 1969, s. Tab. 1 u. 2) überhaupt fehlt. Nach LUND (1977) ist Oberrät auch in Polen und Schonen nicht entwickelt. In all diesen Gebieten überlagert (marines) Mittelrät mit (?)deltaischen Sandsteinen fluviatiles Unterrät bzw. flachmarinen Steinmergelkeuper (s. 6.1.1.) und wird selbst von marinem Lias überlagert.

Aus der Tatsache, daß die mächtigen deltaischnen Sandschüttungen des Oberen Keupers von Süden nach Norden immer "jünger" werden (Franken, Thüringen: zum Großteil Unterrät, ZIEGLER 1964, KLAUA 1969); nördliches Harzvorland: Mittelrät; Schonen: noch Lias, u.a. TROEDSON 1951, LUND 1977), muß generell auf eine Verlagerung des Beckenrandes von Süden nach Norden geschlossen werden. Die unterschiedlichen - vermutlich auf das Beckentiefste orientierten - Transportrichtungen in den deltaischnen Sedimenten des Beckenrandes lassen zugleich vermuten, daß sich dieser Bereich zwischen "Mittelkeuper" und "Lias" diskontinuierlich nach Norden verlagert und dabei immer westlich bzw. nordwestlich der einzelnen Rätregionen gelegen hat.

Im Sinne der in dieser Arbeit vorgestellten Faziesentwicklung zwischen Mittlerem Keuper und Lias (s. 6.1. u. 6.2.) ergibt sich aus diesen Informationen folgende Vorstellung für die paläogeographische Entwicklung des Großraums zwischen Franken und Schonen:

Mit der klimatischen Veränderung von ariden bis semiariden zu

humiden Bedingungen an der Wende Mittelkeuper/Oberkeuper (s. 6.2.) geht die Überflutung des bis dahin offensichtlich weitgehend einheitlichen flachmarinen Sedimentationsraums der Steinmergelkeuperfazies einher. Sie führt über ein Randmeers stadium (Mittelrät) mit deltaischen Sedimenten und - bei geeigneter Morphologie des Beckengrundes (Norddeutschland) - ein Flachscheffstadium mit extremen Bedingungen der Frühdiagenese (Oberrät, s. 6.2. u. 6.3.2.2.2.) zu den normalmarinen Verhältnissen des Lias. Der Transgressionsvorgang verursacht eine Verschiebung der Faziesbereiche Unterrät/Steinmergelkeuper und anschließend Mittelrät nach Norden bzw. Nordosten und kommt erst am nördlichen Rand (Schonen, Norddänemark) des Rät/Lias-Beckens, dem "Fuß" der fennoskandisch-sarmatischen Landmasse zum Stillstand.

#### 8. ZUSAMMENFASSUNG

Die Rätssandsteine des nördlichen Harzvorlandes wurden petrographisch untersucht und beschrieben.

Ihr Mineralbestand ist durch das Vorherrschen stabiler Minerale (Quarz bzw. stabile Schwerminerale) geprägt. Dieser kompositionellen Reife entsprechen das Fehlen generell sehr grober Sedimente und die gute Sortierung fast aller Sandsteine.

Das lokale Auftreten von "instabilen" Schwermineralen (hauptsächlich Granat, Staurolith, seltener Disthen, "Epidot" u.a.) sowie schwankende Feldspatgehalte erforderten gezielte Untersuchungen zum Verhalten der Komponenten während Transport und Diagenese: Danach ist die heutige Mineralverteilung nicht auf Anlieferung aus verschiedenen nahegelegenen Liefergebieten (Harz, Flechtinger Höhenzug) zurückzuführen. Das Material ist vielmehr durch Transportsonderung und durch unterschiedlich starke diagenetische Mineralauflösung differenziert worden.

Die Diagenese ist im Unterrätssandstein unter alkalischen Porenwasserbedingungen abgelaufen. Dadurch blieben auch instabile Schwerminerale erhalten. Die Diagenese des Mittelrätssandsteins war im Anfangsstadium dagegen mindestens lokal

durch extrem saure Bedingungen gekennzeichnet. Hier wurden die Schwerminerale außer Zirkon, Turmalin, Rutil sowie z.T. Feldspat angegriffen oder aufgelöst. Quarz und Kaolinit bildeten sich neu. In Gebieten mit hydraulischer Verbindung zwischen den Sandsteinkörpern kam es zur Überlagerung beider Diageneseabläufe.

Die frühdiagenetischen Vorgänge spiegeln die Sedimentationsbedingungen wider:

Nach der Entwicklung eines ersten unterrätischen Flußsystems am Nordostrand des Gebietes (Allertal-Schüttung) mit zugehörigen Deltasedimenten (Schüttung nach Nordwesten) dringen Arme eines neuen Systems in zunächst schmalen Strängennach Westen bzw. Nordwesten vor. Sie hinterlassen im Südteil des Gebiets den Unterrätsandstein der Fallstein-Schüttung, der sich im Überflutungsbereich der Flüsse mit Sedimenten der flachmarinen (hyperhalinen) Steinmergelkeuper-Fazies verzahnt.

Durch Meeresspiegelanstieg bildet sich im Westteil des Untersuchungsgebiets ein Becken mit marinen Ablagerungsbedingungen (Mittelrät) aus. Das alte Flußsystem wird zugleich nach Osten abgedrängt. Im Süden bleibt das Gebiet Halberstadt/Fallstein Zentrum eines Deltavorbaus (Fallstein-Schüttung), der jedoch schnell an Bedeutung verliert. Statt dessen breitet sich vom Raum Helmstedt ausgehend eine neue Deltaschüttung (Lappwald-Schüttung) bis über die Weser hinaus nach Westen aus. Besonders im Lappwald-Delta kommt es zu einer reichen Faziesdifferenzierung in den Sedimenten des Deltadachs. Die in beiden Regionen entstehenden Moorablagerungen verursachen die Versauerung des Porenwassers, das die Frühdiagenese beeinflusst. Weiterer Meeresspiegelanstieg beendet die deltaische Sedimentation auch im Bereich der Lappwald-Schüttung.

Die paläogeographische Entwicklung des nördlichen Harzvorlands ist einsinnig verlaufen. Die Sedimente des nördlichen Harzvorlands enthalten keine Hinweise auf zeitweilige Regression größeren Ausmaßes. Die Verlagerung der Sedimentationsintensi-

tät von der Fallstein-Schüttung auf die Lappwald-Schüttung entspricht vielmehr einer großräumigen Entwicklung, in deren Verlauf sich die Deltabildung zwischen Franken und Nord-Dänemark von Süden nach Norden verlagert.

## 9. LITERATURVERZEICHNIS

### 9.1. Angeführte Schriften

- ANDEL, T.H.v. (1959): Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. - J. Sedim. Petrol., 29: 153-163.
- APPEL, D. (in Vorber.): Untersuchungen zum Einfluß von Transportsonderung und Diagenese auf den Schwermineralbestand der Unter- und Mittelrätssandsteine im nördlichen Harzvorland.
- BAAS BECKING, L.G.M., KAPLAN, I.R. & MOORE, D. (1960): Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation - reduction potential.- J.Geol., 68: 243-284.
- BAAS BECKING, L.G.M. & MOORE, D. (1959): The relation between iron and organic matter in sediments.- J.Sedim. Petrol., 29: 454-458.
- BARTENSTEIN, H. (1962): Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW-Deutschlands und der Schweiz.- Senck. Leth., 43: 135-142.
- BENDA, L. unter Mitarbeit von HEIMBACH, W. & MATTIAT, B. (1963): Über die Anreicherung von Uran und Thorium in Phosphoriten und Bonebeds des nördlichen Harzvorlands.- Geol. Jb., 80: 313-348.
- BÖL AU, E. (1951): Recent Tectonics and the Rhaetic Sedimentation in N.W. Scania.- Geol. Fören. Förh., 73: 434-444.
- .-- (1959): Der Südwest- und Südostrand des Baltischen Schildes (Schonen und Ostbaltikum).- Geol. Fören. Förh., 81: 167-230.
- BRANDES, TH. (1912): Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Eggegebirge mit einer Revision seiner Gliederung.- N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 33:325-508.
- BRAUNS, D. (1862): Der Sandstein bei Seinstedt unweit des

Fallsteins und die in ihm vorkommenden Pflanzenreste. - *Palaeontographica*, 9 : 44-52.

- BRAUNS, D. (1866): Der Sandstein bei Seinstedt unweit des Fallsteins und die in ihm vorkommenden Pflanzenreste, nebst Bemerkungen über die Sandsteine gleichen Niveaus anderer Örtlichkeiten Norddeutschlands. - *Palaeontographice*, 13, Lfg. 5:237-246.
- BROWN, G. (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - 544 S., London.
- BURST, J.F. (1965): Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. - *J. Sedim. Petrol.*, 35: 348-497.
- CHILINGAR, G.V. & BISSEL, H.J. (1963): Is dolomite formation favoured by high or low pH? - *Sedimentology*, 2: 171-172.
- CHILINGAR, G.V. & TERRY, R.D. (1954): Relationship between porosity and chemical composition of carbonate rocks. - *Petrol Engr.*, 26: 341-342.
- COLEMAN, J.M. & GAGLIANO, S.M. (1965): Sedimentary Structures: Mississippi River Deltaic Plain. - *S.E.M.P. Spec. Pub.*, 12: 133-148.
- CONOLLY, J.R. (1965): The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. - *J. Sedim. Petrol.*, 35: 116-135.
- CONYBEARE, C.E.B. & CROOK, K.A.W. (1968): Manual of sedimentary structures. - 327 S., Canberra (Bureau of Mineral Resources),
- DAPPLES, E.C. (1967): Diagenesis of sandstones. - In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Hrsg.): Diagenesis in Sediments. - *Developments in Sedimentology*, 8: 91-125.
- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). - *Z. deutsch. geol. Ges.*, 117: 620-622.
- ECKHARDT, F.J. (1958): Über Chlorite in Sedimenten. - *Geol. Jb.*, 75: 437-474.
- ENGELHARDT, W.v. (1942): Untersuchungen an den Schwermineralen des nordwestdeutschen Rät. - *Öl und Kohle*, 38: 259-265.
- (1961): Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung. - *Geol. Rdsch.*, 51: 457-477.

- ENGELHARDT, W.v. (1967): Interstitial solutions and diagenesis in sediments. - In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Hrsg.): Diagenesis in Sediments. - Developments in Sedimentology, 8: 502-521.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1967): Phases of diagenesis and authigenesis. - In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Hrsg.): Diagenesis in Sediments. - Developments in Sedimentology, 8: 19-89.
- FISK, H.N. (1955): Sand facies of Recent Mississippi delta deposits. - 4<sup>th</sup> World Petrol. Congr. (Rome), Proc., 1-C: 377-398.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters.- J. Sedim. Petrol., 27: 3-26.
- FREISE, F.W. (1931): Untersuchungen über die Abnutzbarkeit von Mineralien bei der Verfrachtung in Wasser. - Miner. Petr. Mitt., 41: 1-7.
- FRIEDMAN, G.M. (1962): On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain size distribution of sandstones. - J. Geol., 70: 737-756.
- (1967): Dynamic processes and statistical parameters for size frequency distribution of beach and river sands. - J. Sedim. Petrol., 37: 327-354.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl und Kohle, 12: 605-613.
- (1961): Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. - Erdöl u. Kohle, 14: 169-173.
- (1967): Influence on different types of diagenesis on sandstone porosity. - Proc. 7th World Petrol. Congr. Mexico, 2: 253-369.
- (1974): Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. - Geol. Rdsch., 63: 904-925.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1963): Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. - Proc. Intern. Conf. Clay, 1: 99-111.
- (1965): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingen der Dolomite. - Geol. Rdsch., 55: 29-40.
- GEHLEN, K.v. (1962): Chlorit und Sulfide im "Grünen Sandstein" aus dem Rhätder Bohrung Adlitz (Lkr. Pegnitz). - Geol. Bl. NO-Bayern, 12: 80-91.

- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales. - Jber. niedersächs. geol. Ver., 4: 1-102.
- GRUPE, O. & HAACK, W. (1914): Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. - Jber. niedersächs. geol. Ver., 7: 145-200.
- HÄUSSER, J. & KURZE, M. (1975): Sedimentationsbedingungen und Schwermineralführung im Mesozoikum des Nordteils der DDR. - Z. geol. Wiss., 3: 1317-1332.
- HARMS, J.C. & FAHNESTANGE, R.K. (1965): Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). - In: MIDDLETON, G.V. (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. - S.E.P.M. spec. Pub., 12: 84-115.
- HAUNSCHILD, H. (1957): Schwermineralanalytische Untersuchungen an der Keuper/Jura-Grenze im nördlichen Franken, insbesondere zwischen Erlangen und Forchheim. - Geol. Bl. NO-Bayern, 7: 33-42.
- HELING, D. (1963): Zur Petrographie des Stubensandsteins. - Beitr. Mineral. Petrogr., 9: 251-284.
- (1965): Zur Petrographie des Schilfsandsteins. - Beitr. Mineral. Petrogr., 11: 272-296.
- HERRMANN, F. (1964): Stratigraphie und Tektonik zwischen Hildesheimer Wald und Salzgitterer Höhenzug. - Diss. TU Braunschweig, 137 S.
- HESSLER, W. (1979): Kartierung des nordöstlichen Teils des Meßtischblattes Süpplingen (Nr. 3731) (Teil A) und Sedimentpetrographische Untersuchungen an Silt-/Sandsteinen des oberen Keuper, des unteren Jura (Hettangium, Sinemurium) sowie Sanden und Kiesen des Tertiär (Eozän) und Quartär (Pleistozän) im kartierten Gebiet und benachbarten Regionen (Teil B). - Dipl.-Arbeit TU Braunschweig, 159 S.
- HOFFMANN, K. (1969): Übersicht über die Lias-Eisenerze NW-Deutschlands mit besonderer Berücksichtigung der kleineren Vorkommen. - Beih. Geol. Jb., 79: 22-39.
- HUBERT, J.F. (1962): A zircon-tourmaline-rutil maturity index and the interdependence of the heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sand stones. - J. Sedim. Petrol., 32: 440-450.

- HUCKRIEDE, R. (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpultit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. - Beih. Geol. Jb., 67, 203 S.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. - Geol. Jb., A 10, 77 S.
- JOHNS, W.D. (1963): Die Verteilung von Chlor in rezenten marinen und nicht marinen Sedimenten. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10: 215-230.
- JOHNS, W.D. & GRIMM, R.E. (1958): Clay-mineral composition of recent sediments from the Mississippi river delta. - J. Sedim. Petrol., 28: 186-199.
- JÜNGST, H. (1928): Rät, Pylonoten- und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorlande. - Geolog. u. Paläont. Abh., N.F. 16, H. 1, 194 S.
- .-- (1929): Zur vergleichenden Stratigraphie des Rhät zwischen Harz und Elsaß. - Notizbl. Ver. Erdkd., V, 11: 130-193.
- .-- (1934): Zur geologischen Bedeutung der Synärese. - Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. - Geol. Rdsch., 25: 312-325.
- KLAUA, D. (1969): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rhätsandsteine Thüringens. - Geologie, Beih. 64, 82 S.
- KOCH, J. & ARNEMANN, H. (1975): Die Inkohlung in Gesteinen des Rhät und Lias im südlichen Nordwestdeutschland. - Geol. Jb., A 29: 45-55.
- KOZUR, H. (1975): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Gliederung. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. - Freib. Forsch. H., C 304: 51-77.
- KRÖMMELBEIN, K. (1977): Abriß der Geologie, zweiter Band: Historische Geologie. - 400 S., Stuttgart (Encke).
- KRUMM, H. (1965): Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone. - Beitr. Mineral.Petrogr., 11: 91-137.
- KULKE, H. (1969): Petrographie und Genese des Stubensandsteins (mittlerer Keuper) aus Tiefbohrungen im Raum Memmingen (Bayern). - Contr. Mineral. Petrogr., 20: 135-169.

- KUMM, A. (1941): Trias und Lias. - In: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens 2. - Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N.F. 2, 1. Abt., 328 S., Oldenburg i.O.
- LARSEN, G. (1966): Rhaetic-Jurassic-Lower Cretaceous Sediments in the Danish Embayment (A Heavy Mineral Study). - Danm. geol. Unders., II. Serie, 91, 128 S.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, W.v. & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchung im Ostteil der ungefalteten Molasse des südlichen Alpenvorlandes. - Beih. Geol. Jb., 11, 110 S.
- LIPPMANN, F. (1960): Röntgendiagramme von Tonmineralen mit unregelmäßiger Wechsellagerung Glimmer-Montmorillonit. - Fortschr. Miner., 38: 176-182.
- LOVE, L.G. (1964): Early diagenetic pyrite in fine-grained sediments and the genesis of sulphide ores. - In: AMSTUTZ, G.C. (Hrsg.): Sedimentology and Ore Genesis: 11-17, Amsterdam (Elsevier).
- LUDWIG, G. (1960): Primäre und sekundäre Einflüsse auf den Mineralbestand rezenter Ostseesande und von Gesteinen der Wealdenfazies Norddeutschlands. - Z. deutsch. geol. Ges., 112: 358-367.
- LUND, J.J. (1977): Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. - Danm. geol. Unders., II, 109, 105 S.
- MATTIAT, B. (1960): Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulm-Grauwacken. - Beitr. Min. Petrogr., 7: 242-280.
- MCKEE, E.D. (1954): Primary structure in some recent sediments (U.S. and Mexico). - Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull., 41: 1704-1747.
- (1965): Experiments on ripple lamination. - In: MIDDLETON, G.V. (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. - S.E.P.M. Spec.Pub., 12: 66-83.
- MESTWERDT, A. (1910): Über Faziesverhältnisse im Rät und untersten Lias in Nordwest-Deutschland. - Jb. preuß. geol. Landesanst., 31: 420-429.
- (1914a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Bl. Gr. Twülpstedt. - Lfg. 185, 61 S., Berlin.

- MESTWERDT (1914b): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Bl. Heiligendorf. - Lfg. 185, 78 S., Berlin.
- MILLOT, G. (1970): Geology of Clays - Weathering, sedimentology, geochemistry. - 489 S., New York u.a. (Springer).
- MILNER, H.B. (1962): Sedimentary petrography Bd. 1. - 643 S., New York (Macmillan).
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. - 303 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- .--. (1967): Diagenesis in argillaceous sediments. - In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Hrsg.): Diagenesis in Sediments. - Developments in Sedimentology, 8: 127-177.
- NICKEL, E. (1973): Experimental solution of light and heavy minerals in comparison with weathering and interstratal solution. - Contrib. Sedimentology, 1: 1-68.
- ODOM, I.E., DOE, T.W. & DOTT, R.H. (1976): Nature of feldspar-grain size relations in some quartz-rich sandstones. - J. Sedim. Petrol., 46: 862-870.
- PAUL, O.J. (1975): Sedimentologische Untersuchungen zur Rekonstruktion des Ablagerungsraums vor und nach der Bildung der Rammelsberger Pb-Zn-Lager. - Geol. Jb., D 12: 3-93.
- PETTIJOHN, F.J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. - J. Geol. 49: 610-625.
- .--. (1957): Sedimentary rocks. - 2. Aufl., 718 S., New York (Harper & Bros.).
- PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. (1964): Atlas and glossary of primary sedimentary structures. - 370 S., Berlin u.a. (Springer).
- PFLÜCKER Y RICO, L. (1868): Das Rhät (die Rhätische Gruppe) in der Umgebung von Göttingen. - Z. deutsch. geol. Ges., 20: 397-432.
- PILLER, H. (1951): Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit nördlich St. Andreasberg. - Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr., 2: 523-537.
- PITTMAN, E.D. (1972): Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. - J. Sedim. Petrol., 42: 507-519.

- POLDERVAART, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. - *Nature*, 165:574-575.
- REINECK, H.E. & SINGH, J.B. (1973): Depositional sedimentary environments. - 439 S., Berlin u.a. (Springer).
- RICHTER, W. (1940): Die Ergebnisse der neueren Erdölaufschlußbohrungen für die Paläogeographie des nordwestdeutschen Rät. - *Öl u. Kohle*, 37: 337-339.
- RITTENHOUSE, G. (1943): Transportation and deposition of heavy minerals. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, 54: 1725-1780.
- ROEMER, H. (1874): Über ein neues Vorkommen des Rhät bei Hildesheim. - *Z. deutsch. geol. Ges.*, 26: 349-354.
- RÜGER, L. (1924): Versuche einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura-Wende. - *Verh. d. Naturhist.-Mediz. Vereins zu Heidelberg, N.F.*, 15: 95-184.
- RUSITZKA, D. (1967): Paläogeographie der Trias im Nordteil der DDR. - *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 12: 243-257.
- RUSSEL, R.D. (1937): Mineral composition of Mississippi river sands. - *J. Sedim. Petrol.*, 6: 1307-1348.
- SCHERP, A. (1963): Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 11: 251-282.
- SCHLOENBACH, U. (1862): Beitrag zur genauen Niveaubestimmung des auf der Grenze zwischen Keuper und Lias im Hannoverschen und bei Braunschweig auftretenden Sandsteins. - *N. Jb. Min. etc.*: 146-177.
- SCHMIERER, TH. (1914a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Bl. Helmstedt. - Lfg. 185, 114 S., Berlin.
- (1914b): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Bl. Gr. Twülpstedt. - Lfg. 185, 82 S., Berlin.
- SCHMITZ, H.H. (1968): Untersuchungen am nordwestdeutschen Posidonienschiefer und seiner organischen Substanz. - *Beih. geol. Jb.*, 58, 220 S.
- SCHNEIDER, E. (1955): Parallelisierung der Randfazies des Keupers von Hirschau (Opf.) mit der Normalfazies. - *Erlanger geol. Abh.*, 16: 1-17.

- SCHNEIDERHÖHN, P. (1954): Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Ab-  
rundung und Form an Sandkörnern (im Hinblick auf  
die Verwendbarkeit an Dünnschliffen). - Heidel-  
berger Beitr. Miner. Petrogr., 4: 172-191.
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rät-  
becken. - Ber. Reichsamt Bodenforsch., 1942:  
61-77, Wien.
- SCHULZ, E. (1967): Sporenpaläontologische Untersuchungen rät-  
liassischer Schichten im Zentralteil des Germa-  
nischen Beckens. - Paläont. Abh., B, 2: 541-633.
- SEILACHER, A. (1964): Sedimentological classification and  
nomenclature of trace fossils. - Sedimentology,  
3: 253-256.
- . (1967): Bathymetrie of trace fossils. - Marine Geol.,  
5: 413-429.
- SEITZ, O. & WICHER, C.A. (1950): Über die im Bereich der Tem-  
pelburger Struktur gestoßenen Tiefbohrungen und  
ihre Bedeutung für die Stratigraphie und Paläo-  
geographie der Trias. - Geol. Jb., 65: 463-496.
- SINGH, J.B. (1966): Sedimentologie der Keuper-Lias-Jura-  
Schichten von Württemberg (Deutschland). - Arb.  
Geol. Paläontol. Inst. Techn. Hochsch., N.F. 52,  
96 S., Stuttgart.
- SORGENFREI, Th. & BUCH, A. (1964): Deep tests in Denmark 1935  
- 1959. - Danm. geol. Unders., III, Serie, 36,  
146 S.
- STARKE, R. (1970): Verteilung und Faziesabhängigkeit der Ton-  
minerale in den geologischen Systemen. - Freib.  
Forsch. Forsch. H., C 254, 185 S.
- STROMBECK, A.v. (1852): Über den oberen Keuper bei Braunschweig.  
- Z. deutsch. geol. Ges., 4: 54-82.
- TARR, W.A. (1927): Alternative deposition of pyrite, marcasite,  
and possibly melnikovite. - Amer. Min., 12: 417-422.
- TAYLOR, J.M. (1950): Pore space reduction in sandstones. -  
Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 34: 701-716.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1967): Diagenesis of coal  
(coalification). - In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V.  
(Hrsg.): Diagenesis in Sediments. - Developments  
in Sedimentology, 8: 391-415.

- THOMSON, A. (1959): Pressure solution and porosity. - In: IRELAN, H.A. (Hrsg.): Silica in sediments. - S.E.P.M. Spec. Pub., 7: 92-110.
- THÜRACH, H. (1889/1890): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. - Geognost. Jh., 1: 75-162, Teil 1; 2: 1-90, Teil 2.
- TRASK, P.D. (1932): Origin and environment of source sediments of Petroleum. - 323 S., Houston/Tex.
- TROEDSON, G.T. (1951): On the Höganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias). - Lunds Univ. Årsskrift N.F., Avaz, 47: 296 S.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. - 822 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- TWENHOFEL, W.H. (1942): The rate of deposition of sediments: a major factor connected with alteration of sediment after deposition. - J. Sedim. Petrol., 12: 99-110.
- UHLENHAUT, G. (1937): Stratigraphisch-photometrische Untersuchung von Rät, Lias und Dogger in NW-Deutschland. - Jber. nieders. geol. Ver., 28: 13-73.
- URLICHS, M. (1972): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., II, 21: 661-710.
- VINKEN, R. (1971): Erläuterungen zu Bl. Dingelbe, Nr. 3826. - Geol. Karte Niedersachsen 1:25000, 225 S., Hannover.
- VISHER, G.S. (1963): Use of the vertical profile in environmental reconstruction (abstract). - Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull., 47: 374.
- (1965): Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. - In: MIDDLETON, G.V. (Hrsg.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. - S.E.P.M. Spec. Pub., 12: 116-132.
- WALGER, E. (1966): Untersuchungen zum Vorgang der Transportsonderung von Mineralen am Beispiel der westlichen Ostsee. - Meyniana, 16: 55-106.
- WEAVER, CH.E. (1959): The clay petrology of sediments. - Clays Clay Minerals, Proc. Nat. Conf. Clays Minerals, 6: 154-187.

- WEYL, R. (1953): Die Schwermineralassoziation der Liether Kaolinsande. - Erdöl u. Kohle, 6: 6-7.
- WICHER, C.A. (1957): Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keuper. - Erdöl u. Kohle, 10: 3-7.
- WICHER, C.A. & BARTENSTEIN, H. (1962): Trias. Ausgewählte Beispiele aus dem norddeutschen Keuper. - In: Leitfossilien der Mikropaläontologie : 67-72, Berlin (Boroträger).
- WIENHOLZ, R. (1960): Das Keuperprofil der Struktur Marnitz. - Z. angew. Geol., 6, 9 : 434-435.
- WIESENER, H. (1953): Über die Veränderung des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. - Erdöl u. Kohle, 6: 369-372.
- WILL, H.J. (1953): Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. - Diss. Univ. Tübingen 1953 (Auszug gedruckt 1955).
- (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. - Beih. Geol. Jb., 54, 233 S.
- WINCIERZ, J. (1973): Küstensedimente und Ichnofauna aus dem oberen Hettangium von Mackendorf (Niedersachsen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 144, 1:104-141.
- WOLDSTEDT, P. (1925): Zur Tektonik des Subherzynen Beckens. - Z. deutsch. geol. Ges., 76: 103-201.
- WUNDERLICH, H.G. (1953): Bau und Entwicklung des Narznordrandes bei Bad Harzburg. - Geol. Rdsch., 41: 200-224.
- (1957): Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1957: 123-143.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 140 S.
- ZEINO-MAHMALAT, H. (1970): Die Geologie der Mittelrät-Schichten von Velpke (nördl. Helmstedt). - Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, 9 : 3-40.
- ZIEGLER, J.H. (1964): Beschreibung einer Foraminiferenfauna aus dem Rät vom Großen Haßberg (Nordbayern). Bemerkungen zur Stratigraphie und Paläogeographie des Räts in Franken. - Geol. Bavar., 53: 36-62.

ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambri-sche Liefergebiete? - Geol. Rdsch., 61: 116-139.

## 9.2. Verzeichnis der ausgewerteten geologischen Karten

Alle Karten im Maßstab 1:25000, herausgegeben von der Preußischen geologischen Landesanstalt bzw. dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Erscheinungsjahr nach 1945).

Blatt-Nr.	Blattname (Erscheinungsjahr/Erscheinungsjahr der Erläuterungen - jeweils jüngste Ausgabe)
3828	Barum (1924/1932)
3926	Bockenem (1929)
3729	Braunschweig (1928)
3826	Dingelbe (1971)
3530	Fallersleben (1928)
4028	Goslar (1919/1924)
3727	Groß Ilsede (1932)
3631	Groß Twülpstedt (1912)
4129	Harzburg (1907/1914)
3630	Heiligendorf (1914)
3732	Helmstedt (1900/1914)
3930	Hessen (1926)
3825	Hildesheim (1930)
3832	Hötensleben (1927)
3929	Hornburg (1926)
3931	Jerxheim (1926)
3730	Königslutter (1913)
4026	Lamspringe (1908/1915)
3625	Lehrte (1973)
3827	Lesse (1932)
4027	Lutter (1905/1912)
3927	Ringelheim (1924/1937)
3928	Salzgitter (1899/1912/1937)
3831	Schöningen (1926)
3830	Schöppenstedt (1928)
3925	Sibbesse (1929)
3731	Süplingen (1912)
4029	Vienenburg (1936)
3632	Weferlingen (1910)
3829	Wolfenbüttel (1928)

10. ANHANG

10.1. Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

	<u>Seite</u>
Abb. 1: Lage des Arbeitsgebiets im Rahmen benachbarter Regionen mit Rätvorkommen.	8
Abb. 2: Anteil von Quarzitkörnern in Unter- und Mittelrätsandsteinen in Abhängigkeit von deren Korngröße.	20
Abb. 3: Summenhäufigkeitskurve der Durchmesser von Einzelpartikeln in Quarzitkörnern.	20
Abb. 4: Feldspatgehalt in Unter- und Mittelrätsandsteinen in Abhängigkeit von deren Korngröße.	21
Abb. 5: Summenhäufigkeitskurve der Schwermineralgehalte in Unter- und Mittelrätsandsteinen.	26
Abb. 6: Summenhäufigkeitskurven der Medianwerte von Sandsteinproben und deren Schwermineralanteilen.	38
Abb. 7: Korngrößensummenkurven für einzelne Schwerminerale, Schwerminerale insgesamt und Gesamtprobe (Einzelproben).	40
Abb. 8: Schwermineralzusammensetzung von Einzelfraktionen und Korngrößenverteilung der Schwerminerale.	41
Abb. 9: Summenhäufigkeitskurve für Medianwerte von Unter- und Mittelrätsandsteinen.	45
Abb. 10: Summenhäufigkeitskurve für Sortierungswerte von Unter- und Mittelrätsandsteinen.	47
Abb. 11: Summenhäufigkeitskurve für Schiefewerte von Unter- und Mittelrätsandsteinen.	48
Abb. 12: Korngrößensummenkurven von Sandstein-Einzelproben aus verschiedenen Faziesbereichen.	52
Abb. 13: Fazies- und Mächtigkeitsveränderung zwischen Goslar und Salzgitter/Nord	71
Abb. 14: Faziesverzahnung zwischen Steinmergelkeuper und Unterrät bzw. zwischen Rinnen- und Überflutungsfazies des Unterräts am Fallstein.	73
Abb. 15: Übergangsbereich zwischen Steinmergelkeuper und Unterrät bei Seinstedt/Fallstein.	75

Seite

Abb. 16:	Korngrößenabhängiges Verhalten von Schwermineralen.	86
Abb. 17:	Summenhäufigkeitskurven von Zirkon mit Anwachssäumen für die einzelnen Schwermineralparagenesen.	97
Abb. 18:	Anteil farblosen Granats am Gesamtgranatgehalt.	97
Tab. 1:	Gliederungen verschiedener Autoren für das Rät Nordwestdeutschlands.	11
Tab. 2:	Fazielle Rätgliederung dieser Arbeit.	14
Tab. 3:	Kornrundung in Abhängigkeit von Korngröße und Transportweite.	51
Tab. 4:	Tonmineralbestand und Faziesmerkmale der Rättonsteine im nördlichen Harzvorland.	55
Tab. 5:	Relative Häufigkeit von Gesteinskomponenten in Abhängigkeit von Transportweite und Korngröße.	88
Tab. 6:	Diageneseabläufe in den Rätssandsteinen.	91

10.2. Aufschlußverzeichnis

Abkürzungen und Zeichen:

a = aufgelassener Steinbruch	ZTR = ZTR-Paragenese
b = aufgelassene Sandgrube	GS = GS-Paragenese
? = unsichere Zuordnung	SG = SG-Paragenese
L = Lesesteinproben	der Schwerminerale

Bereits vorliegende Literatur (außer geol. Karten u. Erl.):

BENDA (1963):	Aufschlüsse	17-19
HESSLER (1979):	Aufschlüsse	23, 24, 31
JÜNGST (1928):	Aufschlüsse	1, 2, 4-9, 13, 17-19, 22, 23, 25-28, 30-33
MESTWERDT (1910):	Aufschlüsse	25-28, 30-32
SCHLOENBACH (1862):	Aufschlüsse	13, 18
ZEINO-MAHMALAT		
(1970):	Aufschlüsse	32, 33

Reihenfolge der Angaben in der Aufschlußbeschreibung:

Aufschlußnummer, -name, -art/TK 25 Blattnummer, -name, Koordinaten/Faziesseinheit, Gesteinstyp und Genese/Schwermineralparagenese

- 1 "Schiebenkamp", a-b/ 3825 Hildesheim, R:35 62450-625 H:57 83820-84200/ Unterrät, fluviatiler Sandstein, Überflutungssedimente/ GS
- 2 "Bungenpfuhl", a/ 3825 Hildesheim, R:35 62760 H:57 83425/ Unterrät, fluviatiler Sandstein/ GS
- 3 "Mühlenberg/Söhre", Weganschnitt/ 3825 Hildesheim, R:35 65800 H:57 74940/ Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein, deltalimnischer Ton-, Siltstein/ ZTR, GS
- 4 "Hockeln-Süd", a/ 3926 Bockenem, R:35 74030 H:57 73125/ ? Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein, Prodelta- bzw. Beckentonstein, mariner Sandstein/ ZTR, GS
- 5 "Kanzelberg", a/ 3926 Bockenem, R:35 75175 H:57 73125/ ? Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Rinnensandstein mit Rutschstrukturen/ ZTR, GS
- 6 "Kanzelberg-Ost", a/ 3926 Bockenem, R:35 75850 H:57 73325/ ? Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein, Überflutungssedimente mit Wurzelboden, deltalimnischer bis -lagunärer Sand- u. Siltstein/ ZTR
- 7 "Derneburg-Südwest", a/ 3926 Bockenem, R:35 76350-500 H:57 73325-400/ ? Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein, deltalimnischer o. - lagunärer Ton- bis Siltstein, am Südeingang Deltafrontsandstein mit Pflanzenhäcksel/ ZTR
- 8 "Mausoleum", a/ 3926 Bockenem, R:35 77200 H:57 73975/ ?Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein/ ZTR
- 9a "Wohldenberg-Nord", a/ 3926 Bockenem, R:35 79350 H:57 70675/ Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein, lagunärer Ton- und Siltstein/ GS, ZTR
- 9b "Wohldenberg-Süd", a/ 3926 Bockenem, R:35 79315 H 57 70000/ Unterrät, fluviatiler Sandstein - Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein und Deltafrontsandstein/ GS

- 10 "Eichenberg" bei Volkersheim, a/ 3927 Ringelheim,  
R:35 31800 H:57 65775/ Mittelrät, Deltafrontsandstein/  
GS
- 11L "Vorhof"/ 3826 Dingelbe, R:35 78830 H:57 77540/ ?Unter-  
rät und Mittelrät, fluviatiler Sandstein/ GS, ZTR
- 12 "Haverlahwiese", Straßenanschnitt/ 3828 Barum, R:35  
92855 H:57 75100/ Mittelrät, mariner Tonstein (Fossil-  
lien), Deltafront- und deltafluviatiler Sandstein/  
ZTR, (?GS)
- 13L "Steinlah, Krählah, Bartelszeche"/ 3928 Salzgitter/  
Mittelrät, Sandstein/ ZTR, GS
- 14 "Liebenburg", a/ 3928 Salzgitter (Bad), R:35 96850  
H:57 66490/ Unterrät, fluviatiler Sandstein/ GS -  
Mittelrät, deltaischer Sandstein/ ZTR, ?GS
- 15L "Langelsheim", Eisenbahnböschung/ 4027 Lutter, R:35  
89375 H:57 57825/ ?Unterrät - Mittelrät, (? delta-  
fluviatiler) Sandstein/ ZTR, GS
- 16 "Osterfeld-Goslar", Böschung/ 4028 Goslar, R:35 99650  
H57 53375/Steinmergelkeuper - Unterrät, Überflutungs-  
sedimente/ ZTR - Mittelrät, marine Beckensedimente  
und Prodeltasandsteine/ ZTR - Oberrät, Beckenton- bzw.  
-siltstein, -sandstein/ GS, ZTR - Lias, mariner Ton-  
stein und Sandstein/ ZTR
- 17 "Seinstedt-West", Mergelgrube/ 3929 Hornburg, R:44 06350  
H:57 69050/ Steinmergelkeuper - Unterrät, fluviatiler  
Sandstein mit Bonebed, Überflutungssedimente/ GS
- 18 "Fuchsberg", a-b/ 3929 Hornburg, R:44 08375 H:57 70625/  
Unterrät, fluviatiler Sandstein, Ton- bis Siltstein  
mit Bonebed und Phosphorit (Überflutungssedimente)/  
GS - Mittelrät, deltaischer Sandstein/ ZTR, (GS)
- 19 "Klotzberg", b/ 3930 Hessen, R:44 11850 H:57 70130/  
Unterrät, fluviatiler Rinnensandstein/ GS
- 20 "Groß Denkte I", b/ 3829 Wolfenbüttel, R:44 05350  
H:57 80650/ Unterrät, fluviatiler Rinnensandstein/ SG
- 21 "Groß Denkte II", b/ 3829 Wolfenbüttel, R:44 05475  
H:57 81050/ Unterrät, fluviatiler Rinnensandstein,  
Überflutungssedimente mit Bonebed/ SG, GS
- 22 "Wohlenberg", b/ 3829 Wolfenbüttel, R:44 07950 H:57  
80550/ Unterrät, fluviatiler Rinnensandstein mit  
großen Kalkkonkretionen, Überflutungssedimente/ GS

- 23 "Stuy 1", a/ 3731 Süplingen, R:44 29500 H:57 93150/  
Mittelrät, ? deltafluviatiler Rinnensandstein, lagunä-  
rer oder flachmariner Sandstein mit tiefen Diplocra-  
terionbauten/ GS, ZTR
- 24 "BAB-Brücke Marienthal", Straßenböschung/ 3731 Süpp-  
lingen, R:44 30825 H:57 92575/ Mittelrät, delta-  
fluviatiler Sandstein, Überflutungssedimente mit Wur-  
zelböden, deltalimnische Sandsteine und Tonsteine,  
Deltafrontsandstein/ GS, (ZTR)
- 25a "Obere Holzmühle", a/ 3732 Helmstedt, R:44 36425  
H:57 89850/ Mittelrät, deltafluviatile Sandsteine und  
Überflutungssedimente bzw. deltalimnische Bildungen  
mit Wurzelböden und autochthoner Braunkohle/ ZTR
- 25b "Untere Holzmühle", a u. Mergelgrube/ 3732 Helmstedt,  
R:44 37300 H:57 89075/ Steinmergelkeuper, Sonderfazies  
der Allertal-Schüttung mit (?Algen-)Kalkstein, Mergel-  
stein mit Chalzedonausscheidungen, Siltstein - Lese-  
steine oberhalb d. Aufschl.: Unterrät (Lappwald-Schüt-  
tung), ? deltaischer Sandstein/ GS
- 26 "Harbker Berg Süd u. Nord", a/ 3732 Helmstedt, R:44  
37570 H:57 88700 u. R:44 37300 H:57 89075/ Mittelrät,  
deltafluviatiler Rinnensandstein/ ZTR
- 27 "Almke-Schießstand", a-b/ 3631 Groß Twülpstedt, R:44  
23050 H:58 01980/ Unterrät, fluviatiler Sandstein/  
ZTR, (GS)
- 28 "Querenhorst", a/ 3631 Groß Twülpstedt, R:44 30930  
H:58 01375/ deltafluviatiler Rinnensandstein mit  
Rutschstrukturen/ ZTR
- 29 "Steinberg", a/ 3631 Groß Twülpstedt, R:44 31075 H:58  
02975/ Mittelrät, ? deltaischer Sandstein, flachmariner  
(Küsten-) oder lagunärer Sand- u. Ton-/Siltstein mit  
Skolithosbauten/ ZTR
- 30 "Ziegelei Mackendorf", Tongrube/ 3632 Weferlingen,  
R:44 31875 H:58 01850/ Mittelrät, deltafluviatiler  
Sandstein, deltalimnische Gesteine mit allochthoner  
Kohle, flachmariner Sandstein und mariner Tonstein/  
ZTR
- 31a "Haus Emmert", a/ 3631 Groß Twülpstedt, R:44 30950  
H:58 00850/ Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein  
u. Überflutungsserien bzw. deltalimnischer Ton-/  
Siltstein mit Kohle/ ZTR
- 31b "Brandseeberg", a/ 3631 Groß Twülpstedt, R:44 31550  
H:58 00500/ Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein  
mit Wurzelböden und Linsen allochthoner Kohle/ ZTR

- 32 "Körner II", a/ 3531 Oebisfelde, R:44 26350 H:58 09350/  
Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein und deltalim-  
nischer Tonstein (evtl. Küstensandstein und lagunärer  
Tonstein) mit Wurzelböden/ ZTR
- 33 "Eiserloch", a/ 3531 Oebisfelde, R:44 26575 H:58 09550/  
Mittelrät, deltafluviatiler Sandstein, Übergang zu  
marinem Beckensand- u. tonstein - Oberrät, Beckenton-  
stein mit Toneisensteinkonkretionen/ ZTR



MITTEILUNGEN AUS DEM GEOLOGISCHEN INSTITUT  
DER UNIVERSITÄT HANNOVER

-----

- Heft 1: BERNHARD, H.: Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in NW-Niedersachsen. - 108 S., 5 Taf., 1963. DM 5.-
- Heft 2: RICHTER, K.: Beziehungen zwischen lokalem Grundwasserstand und Kryoturbationen auf Bornholm. - SICKENBERG, O.: Neue Säugetierfunde aus dem Gipskarst von Osterode/Harz. - MICHAEL, E.: Mikroplankton und Sporomorphe aus dem NW-deutschen Barrême. - 48 S., 7 Taf., 1964. DM 3.-
- Heft 3: RICHTER, K.: Der Salzstock von Lüneburg im Quartär. - BENDA, L. & MICHAEL, E.: Ein neues Vorkommen von marinem Holstein-Interglazial bei Lüneburg. - RICHTER, K.: Konnektierungsmöglichkeiten niedersächsischer Flugsandrhythmen. - 50 S., 10 Taf., 1966. DM 2.50
- Heft 4: SCHRAPS, A.: Schwermineraluntersuchungen an quartären Sanden im Bereich der ostfriesischen Inseln Baltrum, Langeoog und Spiekeroog. - 149 S., 17 Taf., 1966. DM 5.50
- Heft 5: VIERHUFF, H.: Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - 100 S., 36 Abb., 1967. DM 5.-
- Heft 6: LOOK, E.-R.: Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in Sedimenten der Elster- und Saale-Eiszeit (Pleistozän) am Elm, östlich Braunschweig. - 108 S., 18 Abb., 4 Tab., 27 Taf., 1968. DM 6.60
- Heft 7: SCHÜTT, G.: Die cromerzeitlichen Bären aus der Einhornhöhle bei Scharzfeld. - 121 S., 3 Abb., 32 Tab., 6 Taf., 1968. vergriffen
- Heft 8: Sonderheft zum 65. Geb.-Tag von K. RICHTER mit Beitr. von J.-D. BECKER-PLATEN, H. BERNHARD, J.-P. GROETZNER, H.-U. HARK, H. HILTERMANN, E.-R. LOOK, G. LÜTTIG, E. MALZAHN, R. MARCZINSKI, H. PUTZER, W.G. SCHRAPS, G. SCHÜTT, E.-G. SCHULZE, O. SICKENBERG, H. VIERHUFF. - 190 S., 1968. DM 8.-
- Heft 9: ZEINO-MAHMALAT, H.: Die Geologie der Mittelrätsschichten von Velpke (nördl. Helmstedt). - PAPE, Hg.: Die Malmschichten vom Langenberg bei Oker (nördl. Harzvorland). - 134 S., 21 Abb., 1 Tab., 16 Taf., 1970. DM 6.-

- Heft 10: Sonderheft zum 70. Geb.-Tag von O. Sickenberg mit Beiträgen von C. BRAUCKMANN, G. HILLMER, U. LEHMANN, E. MICHAEL, Hg. PAPE, K. RICHTER, G. SCHÜTT, H. TOBIEN. - 162 S., 1971 DM 8.50
- Heft 11: GROETZNER, J.-P.: Geschiebeführung und Stratigraphie saaleeiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsens).- 76 S., 20 Abb., 7 Tab., 2 Taf., 1972. DM 5.-
- Heft 12: PREUSS, H.: Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassenkörper bei Bodenfelde (mit einer geologischen Kartierung). - RAUSCH, M.: Der "Dropstein-Laminit" von Bögerhof und seine Zuordnung zu den Drenthezeitlichen Ablagerungen des Wesertales bei Rinteln. - 86 S., 6 Tab., 4 Taf., 1975 DM 9.90
- Heft 13: (Unterkreideheft). - GEORGI, K.-H.: Mikrofaunistische Untersuchungen d. Hils sandstein-Region (Apt/Alb) im Raum Salzgitter-Goslar. - SEILER, W.C.: Mikropaläont. Untersuchungen z. stratigraph. Einstufung des Hils sandsteins (Unterkreide) in der Hils mulde (Südniedersachsens). - HEINEMANN, B.: Lateritische Verwitterungsböden aus Hils-Sandstein (Unterkreide) und Dogger-tonen im Harzvorland bei Goslar. - 152 S., 7 Taf., 24 Abb., 2 Tab., 1976. DM 11.-
- Heft 14: RAUSCH, M.: Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktionsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und der Innerste - ein Beitrag zur pleistozänen Flußgeschichte Südniedersachsens. - 84 S., 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf., 1977. DM 7.-
- Heft 15: KRÜGER, S.: Zur Taxionomie und Systematik isolierter Schwammklerden mit Beispielen aus der Unter-Kreide Ostniedersachsens. - DENEKE, E.: Ein Profil von den Ornaten-Schichten (Callovium-Dogger) bis zum unteren Korallenoolith (Oxfordium-Malm) im Grubenfeld "Konrad", Salzgitter-Bleckenstedt (Ostniedersachsen). - HENNINGSEN, D.: Schwermineral-Untersuchungen in quar-tär-zeitlichen Sanden nordwestlich von Hannover. - 146 S., 3 Taf., 1978. DM 11.50
- Heft 16: FISCHER, U.: Der Schichtaufbau des tieferen Lias am Egge-Osthang zwischen Horn und Langeland (Westfalen). - MUTTERLOSE, J.: Ontogenie und Phylogenie der Belemnitenart Hibolites jaculoides SWINNERTON, 1937 aus dem Hauterivium (Unterkreide) von NW-Deutschland (Sarstedt) und NE-England (Speeton). - 120 S., 7 Taf., 1978. DM 12.-

- Heft 17: SNIEHOTTA, M.: Bodenbewegungen von 1945 - 1974 im Subrosionsbereich des Salzstocks von Benthe (SW Hannover). - HOHM, D.: Über Erdfälle am nordwestlichen Harzrand zwischen Hahausen und Osterode am Harz (Niedersachsen). - NEUSS, P.: Zur Biostratigraphie und Fazies der Unterkreide-Serien (Hauterivium - Aptium) im Eisenerz-Tagebau "Morgenstern" N Goslar (SE Niedersachsen). - 222 S., 11 Taf., 1979 DM 25.-
- Heft 18: MAUTHE, F.: Probleme und Risiken bei der geplanten Einlagerung radioaktiver Abfälle in einen nordwestdeutschen Salzstock. - 60 S., 5 Abb., 1979. DM 4.-
- Heft 19: JÄGER, M.: Die Crinoiden der nordwestdeutschen Unterkreide. - 136 S., 12 Abb., 1 Tab., 16 Taf., 1981 im Druck

Die angegebenen Preise sind Selbstkostenpreise, daher Rabattgewährung nicht möglich.

Anfrage und Bezugsmöglichkeiten bei:

Institut für Geologie und Paläontologie  
der Universität Hannover,  
Callinstraße 30, D 3000 Hannover 1.





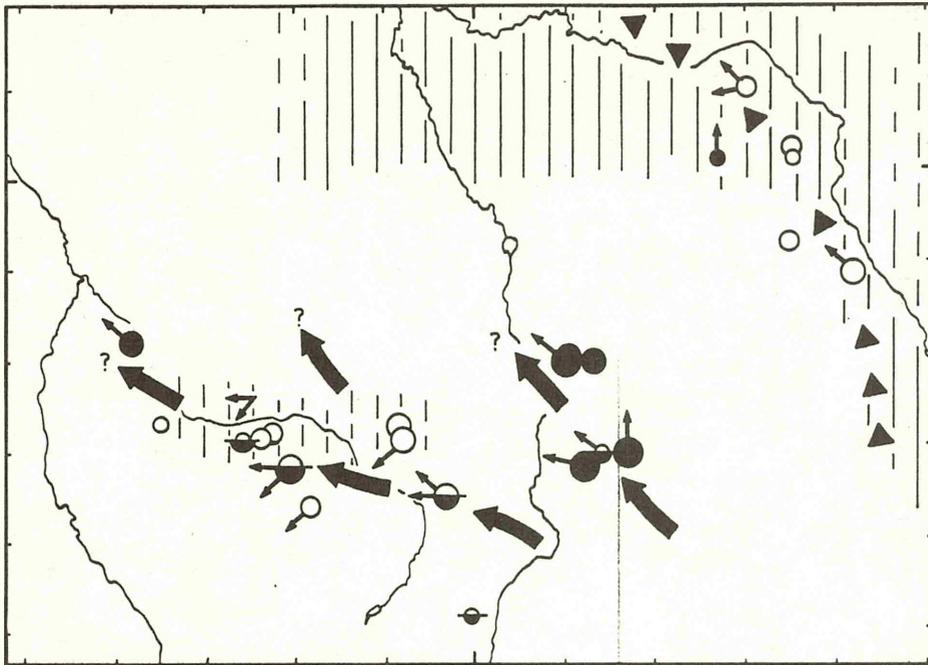






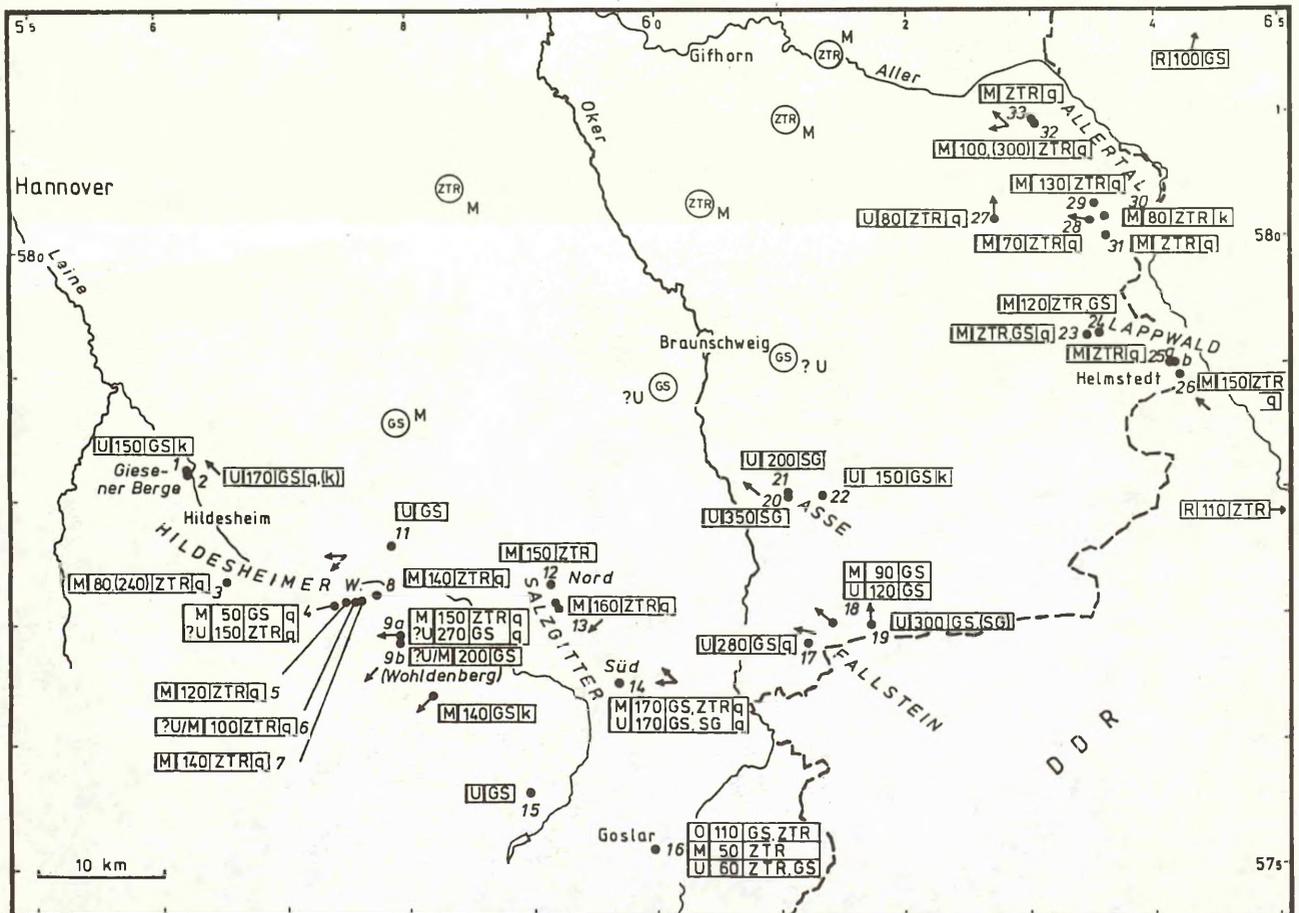






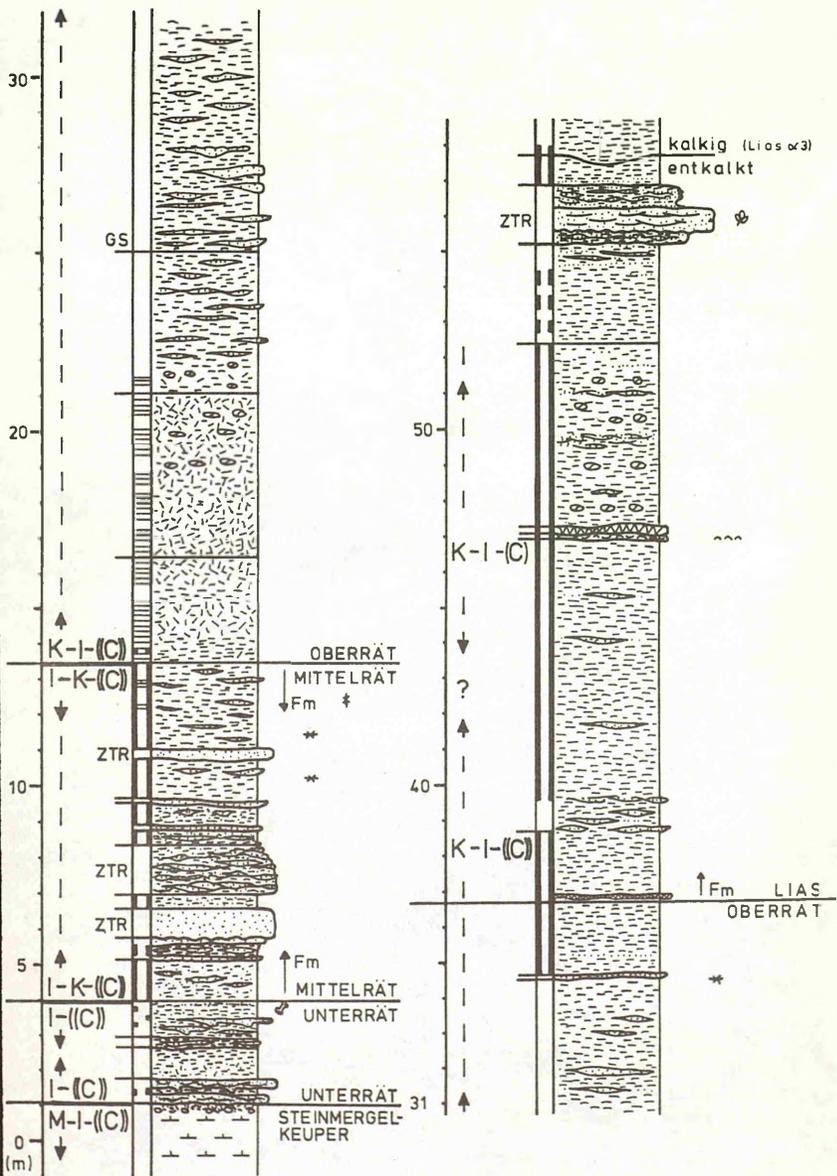
- größte Medianwerte ( $\mu$ ) in Aufschlüssen  
 u. Aufschlußgruppen  
 < 100  
 100 - 149  
 150 - 249  
 $\geq$  250
- Mittelträt  
 ● Unterträt
- ||||| nichtarenärer Mittelträtsandstein nur mit Schwermineralparagenese ZTR vorliegend
- ← Fallstein - Schüttung: mutmaßlicher Verlauf von Rinne (Unterträt)
- ▲▲▲ Allerträt - Schüttung: ungefähre Rinneverlauf
- ← Schüttungsrichtung

- ? Aufschlußpunkt  
 ○ Tiefbohrpunkt (nach v. ENGELHARDT 1942, Befunde z.T. umgedeutet)
- M** | **ZTR** | **GS** | **SG** | **q** | **a** | **b** | **c** | **d**
- a) U, M, O Unter-, Mittel-, Oberrätsandstein  
 R Mittelwerte für das gesamte Rät in Tiefbohrungen in der DDR (nach HAUSSE & KÜRZE 1975)
- b) 120 größter in einem Aufschluß ermittelter Medianwert ( $\mu$ )
- c) ZTR, GS, SG Schwermineralparagenese (nur in Einzelproben)
- d) q, k Bindeanteile: Quarz, Karbonat (i.a. Kalzit)

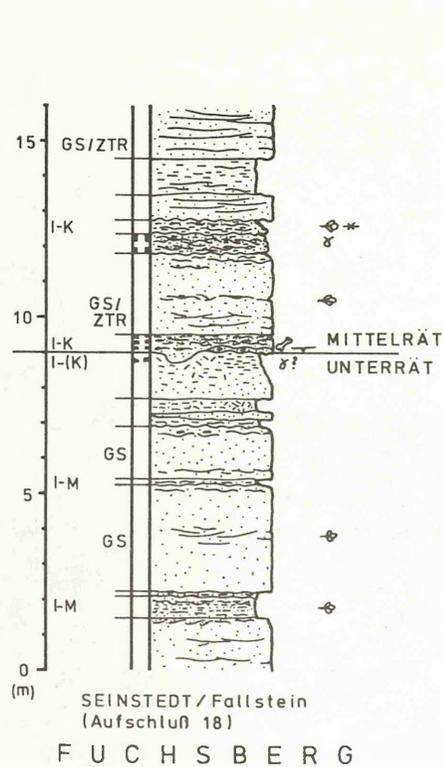


Tafel 1

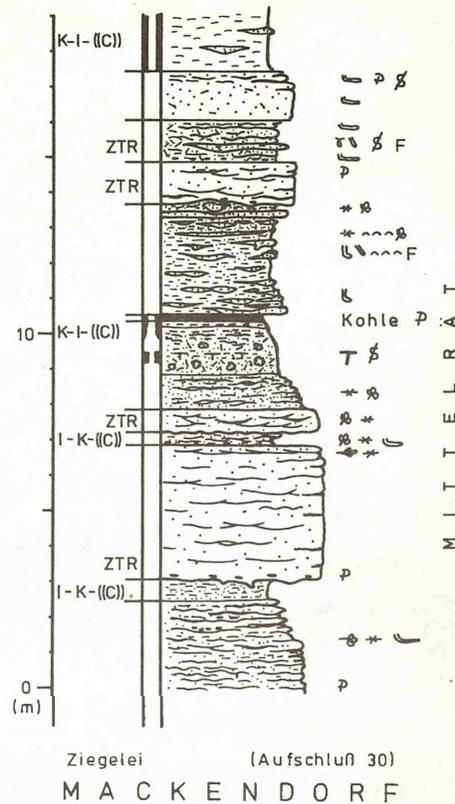
Kartendarstellung petrographischer Eigenschaften der Rätsandsteine des nördlichen Harzvorlands.  
 unten: Daten der einzelnen Aufschlüsse  
 oben: paläogeographische Beziehungen



OSTERFELD  
GOSLAR (Aufschluß 16)



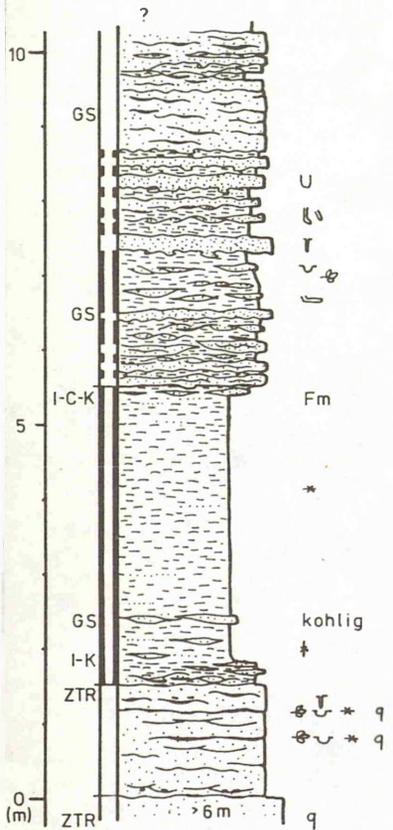
SEINSTEDE/Fallstein  
(Aufschluß 18)  
FUCHSBERG



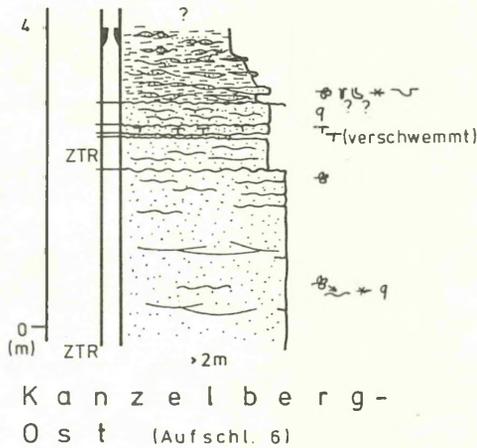
Ziegelei (Aufschluß 30)  
MACKENDORF

Tafel 2

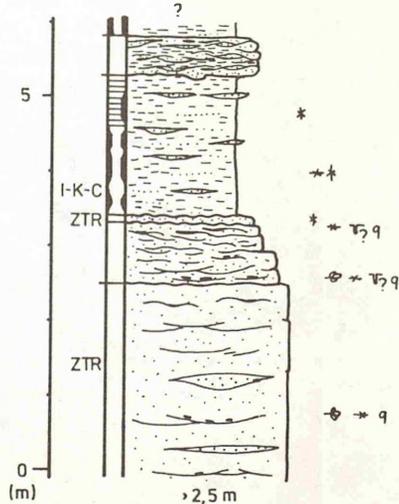
Petrographische Einzelprofile  
(Goslar, Seinstedt/Fallstein, Mackendorf)  
Zeichenerklärung siehe Taf. 4



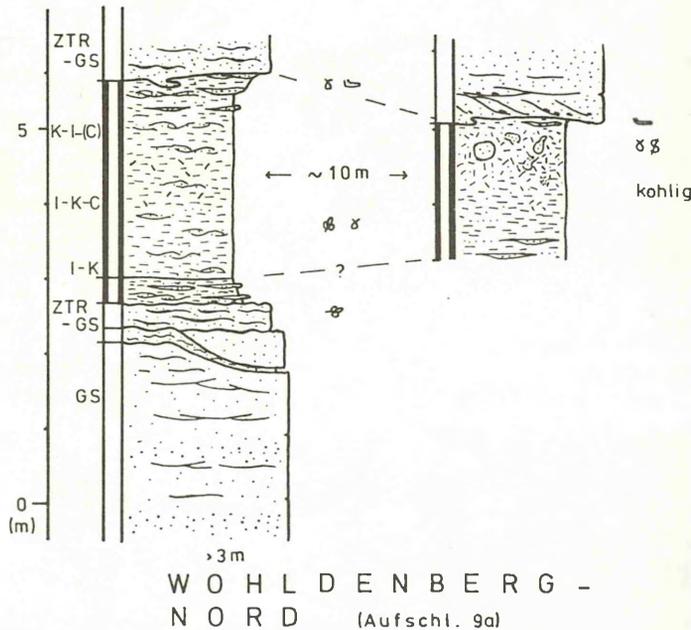
Hockeln-Süd  
(Aufschl. 4)



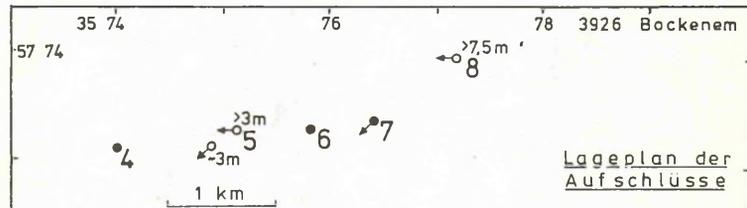
Kanzelberg-  
Ost (Aufschl. 6)



DERNEBURG -  
SÜDWEST (Aufschl. 7)



WOHLDENBERG -  
NORD (Aufschl. 9a)



Tafel 3

Faziesverteilung (Mittelrät) im Gebiet  
Hildesheimer Wald / Wohldenberg, dargestellt  
an petrographischen Einzelprofilen

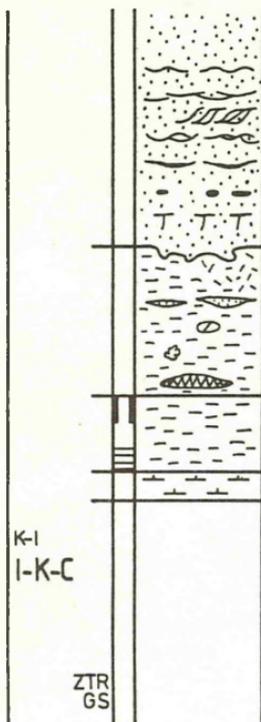
○ Aufschluß nur mit Sandstein,  
>3m aufgeschlossene Mächtigkeit

● Aufschluß mit Profildarstellung,  
>12m Schüttungsrichtung

Zeichenerklärung für Profile siehe Taf. 4

9a

>12m  
9b



SANDSTEIN / sandig  
 welligschichtig / Rippelmarken  
 trogförmige tabulare Schrägschichtung  
 Flaser- / Linsenschichtung  
 Tonbestege  
 Tongerölle  
 Wurzelboden  
 Belastungsmarken

TONSTEIN / SILTSTEIN / tonig/siltig  
 Sand(stein)linie  
 Toneisensteinkonkretion  
 Kieselsäurekonkretion  
 "Tutenmergel"  
 schwarz, dunkelgrau  
 hellgrau, mittelgrau, grün  
 braun, rot

MERGELSTEIN, grau  
 TONMINERALBESTAND

Einzelproben  
 Profilabschnitte (nach Anteilen geordnet)  
 C = Chlorit u. Chlorit/Montmorillonit; K = Kaolinit  
 I = Illit u. ILLIT/ Montmorillonit; M = Montmorillonit  
 Montmorillonit nur bei regelmäßig hohem Anteil

SCHWERMINERALBESTAND (Einzelproben)

ZTR - Paragenese  
 GS - Paragenese

Y	Trockenrisse	Fm	"marine" Fossilien (i.d.R. unbestimm. Muscheln)
	Spurenfossilien	F	Foraminiferen
U	Rhizocorallium	~ ~ ~	Muschelpflaster
U	Diplocraterion u.ä.	☞	Bonebed
V	Skolithos u.ä.	☞ ☞	Pflanzenreste / eingeregelt
~	Ruhsuren (Cubichnia u.ä.)	* *	"viel" Glimmer / eingeregelt
X	unregelmäßige Gänge	Ⓟ	Pyrit
g	durch Bioturbation (teilw.) entschichtet	q	stark quarzitisches

## Tafel 4

### Zeichenerklärung für Tafeln 2 und 3

D. Appel: Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 20, 1981