

Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Lias-Profil im Schweizer Jura (Frick)

Autor(en): **Peters, Tjerk**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **44 (1964)**

Heft 2

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-34349>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Lias-Profil im Schweizer Jura (Frick)*)

Von *Tjerk Peters* (Bern)**)

Mit 9 Textfiguren, 9 Tabellen und 1 Tafel

Abstract

X-ray diffraction, DTA, TGA, optical and electronoptical methods and chemical analyses were used to study the mineralogical composition, especially of the clay fraction, of an upper Triassic and lower Liassic section in the Swiss Jura.

The facies-changes in the section studied are reflected in the clay mineral composition: The clays in the evaporites of the „Gipskeuper“ contain illite with abundant corrensites and chlorite. In the continental clays and sandy clays of the „Schilfsandsteingruppe“, which contain little or no dolomitic material, illite is predominant, some chlorite (diabantite) is present. The dolomites and dolomitic marls of the overlying formations, „Gansinger Dolomit“ and „Obere Mergelgruppe“ contain only illite. The „Insektenmergel“ (lowest liassic strata in our section), composed of very fine grained shales, deposited in a quiet shallow bay, contain illite, chlorite and some kaolinite. Overlying are fossiliferous, glauconite bearing limestones with marl interlayers belonging to the „Angulaten-Arietiten-Schichten“. The marls contain illite, chlorite and kaolinite; in the slightly marly limestones almost half of the illite is replaced by mixed-layer illite/montmorillonite 1:1. This mixed-layer appears to be formed from illite by leaching in a highly calcareous environment. The upper part of the section investigated is built up by marine-epicontinental dark sandy clays, which contain illite, kaolinite and chlorite. The relative kaolinite content decreases with decreasing grain size.

The illite in these dark sandy clays is unusual: it gives in the air-dry state a basal reflection with a broad shoulder towards higher d-values. This shoulder disappears upon glycollation and also after heating up to 400° C. It seems that the hygroscopic action of the glycerol draws water from between the sheets, but the glycerol is not entering between the sheets itself. (This illite is intermediate between a normal illite and a mixed-layer illite/montmorillonite).

*) Erscheint gleichzeitig als „Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen Nr. 32“.

***) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern, Tonlaboratorium.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit stellt einen weiteren Beitrag zu den tonmineralogischen Untersuchungen an schweizerischen Tonen und Mergeln dar, wie sie seit einigen Jahren an unserem Institut durchgeführt werden. Die Untersuchungsmethoden sind etwa dieselben geblieben: sie wurden ausführlich in unseren früheren Veröffentlichungen (PETERS, 1961 und 1962) beschrieben. Einige kleine Verbesserungen seien noch angeführt: Für die quantitativen Quarz- und Feldspatbestimmungen wurde durch Beimischen von Lithiumfluorid als innerem Standard versucht, eine grössere Genauigkeit zu erreichen. Die chemische Zusammensetzung einiger Proben konnte nach der Methode der sogenannten Rapid Analyses (WEIBEL, 1961) bestimmt werden, wobei wir allerdings den Fe^{2+} - und den Wassergehalt nach den herkömmlichen Methoden ermitteln mussten.

Für die vorliegende Arbeit fassten wir die Untersuchung der auffällig bunten Abfolge von Ton, Mergel und Dolomit des mittleren und oberen Keupers ins Auge; wir glaubten in dieser wechselvollen Schichtreihe auch eine mannigfache Tonmineralführung zu finden. Diese Hoffnungen wurden jedoch enttäuscht: Wir stellten eine sehr eintönige, gleichförmige Tonmineralzusammensetzung fest, die uns zwang, das Profil nach oben bis in den Lias fortzusetzen, um doch wenigstens am starken Fazieswechsel zwischen Lias und Trias eine Änderung in der Tonmineralführung zu finden. Eher als kleine Rekognoszierung untersuchten wir weiter einige Proben aus dem Gipskeuper.

Die Proben des mittleren und oberen Keupers, der Insektenmergel, der Angulaten- und Arietiten-Schichten¹⁾ stammen aus der Ton- und Mergelgrube der Dachziegelwerke Frick (Koord. 642.9/262.0) (BRAUN, 1920), wo ein fast vollständiges Profil vom Gipskeuper bis in die Obtusustone aufgeschlossen ist. So erhielten wir sehr frische, von der Verwitterung kaum beeinflusste Proben; einzig die obersten Schichten in der Grube schienen von der Oberflächenverwitterung angegriffen. Deshalb entstammen die Proben der Obtusustone einer Kernbohrung (KB 16, Koord. 642.035/261.51), die in der Nähe der Grube abgeteuft wurde. Die Schicht wurde dort in etwa 12,5 m Tiefe angebohrt, dürfte also kaum von der Verwitterung beeinflusst sein. Für die Überlassung der Bohrproben sei dem Dachziegelwerk Frick an dieser Stelle bestens ge-

¹⁾ In der vorliegenden Arbeit wurden die Angulaten- und Arietiten-Schichten zusammengefasst.

dankt. Die Proben 158 und 159 (vgl. Tafel 1) des Gipskeupers stammen aus der Gipsgrube am Bänkerjoch (Koord. 654.250/253.850) (MÜHLBERG, 1908).

Korngrößenanalyse

Die Proben wurden in Atterbergzylindern in bestimmte Korngrößenklassen zerlegt, an welcher letzteren wir sodann den Mineralbestand und -gehalt studieren konnten. Selbstverständlich können hier auch prozen-

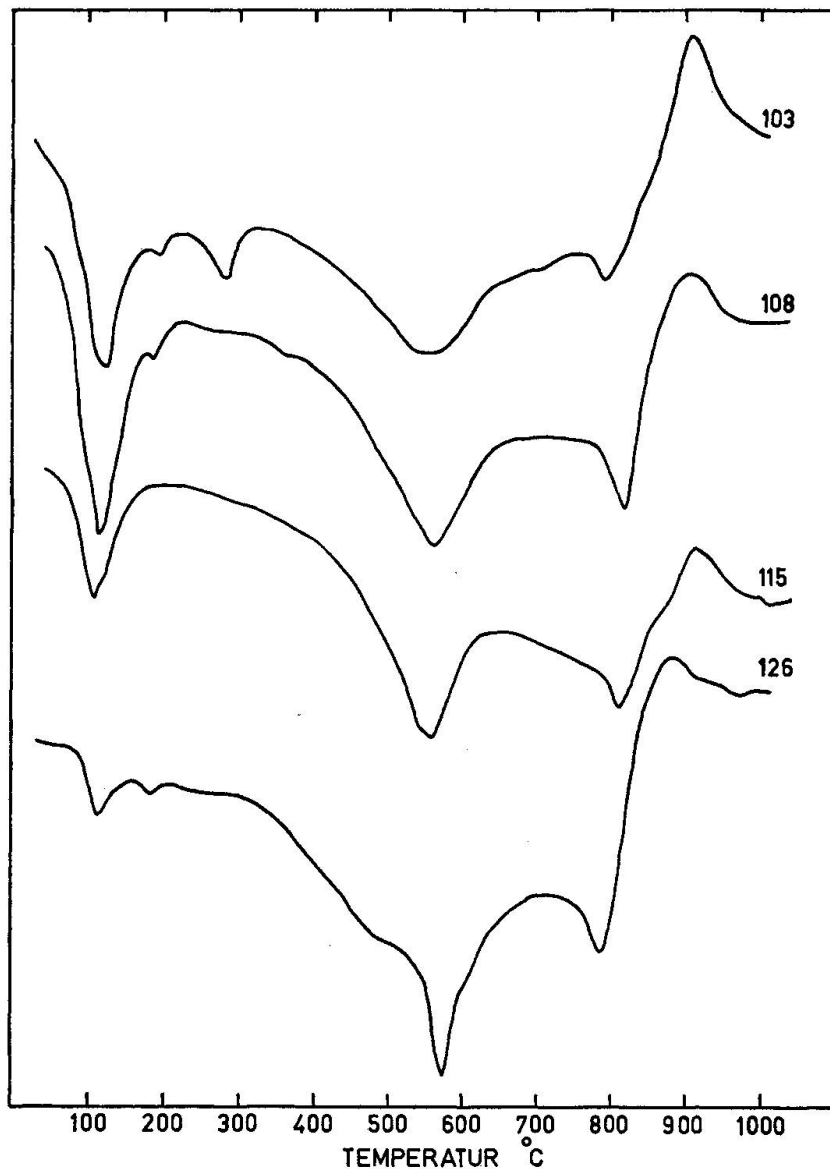


Fig. 1. DTA-Kurven von Proben aus dem mittleren und oberen Keuper. Dekarbonatisierte Fraktion $< 2 \mu$, aufgeheizt in N_2 -Atmosphäre mit $9,5^\circ C$ pro Minute. Die Nummern der Kurven entsprechen den Proben-Nummern auf Tafel I.

Tabelle 1. Korngrößenanteil in Gewichtsprozent einiger unbehandelter Proben nach Trennung in Atterbergzylindern

Probe	Gestein	Fraktionen							< 2 μ
		> 500 μ	100—500 μ	63,5—100 μ	20—63,5 μ	6,3—20 μ	2—6,3 μ		
m 14	Obtuston		0,3	7,6	51,0	15,6	8,3	17,2	
m 17	Obtuston		0,5	13,0	44,3	16,3	9,5	16,4	
m 19,5	Obtuston		0,6	7,8	35,7	24,7	11,0	20,2	
m 21	Obtuston		3,5	9,8	36,9	19,8	10,8	19,2	
m 22	Obtuston		1,8	8,8	38,9	20,5	9,9	20,1	
m 24	Obtuston		4,3	6,2	39,4	21,5	9,8	18,8	
173	Arietitenkalk	7,3	17,8	7,0	24,9	16,8	8,4	17,8	
175	Insektenmergel		2,8	3,9	16,6	20,8	18,3	37,6	
176	Obere Mergelgruppe		5,3	4,9	11,9	29,1	24,2	24,6	
184	Obere Mergelgruppe		11,9	7,7	17,9	17,1	18,6	26,8	
108	Obere Mergelgruppe								
103	Obere Mergelgruppe								
115	Schilfsandstein								
117	Schilfsandstein								
121	Schilfsandstein								
126	Schilfsandstein								
		> 500 μ	100—500 μ	40—100 μ	20—40 μ	6,3—20 μ	2—6,3 μ	< 2 μ	
			6,5	2,7	5,0	37,6	23,4	24,8	
			4,0	4,4	23,3	41,5	14,0	12,8	
			11,5	11,1	25,2	21,5	11,3	19,4	
			7,8	7,9	12,1	14,9	13,3	44,0	
			1,0	3,5	8,2	23,1	28,2	36,0	
			0,4	5,0	6,9	15,4	32,6	39,7	

tuale Zusammensetzungen der Korngrößenanteile bestimmt werden. In Tabelle I sind diese Werte von einigen Proben angeführt.

Unter dem Mikroskop stellt man oft fest, dass viele Körner der verschiedenen Fraktionen, trotz mehrtägigem Aufschütteln, aus Aggregaten bestehen. Es fragt sich nun, ob in solchen Fällen die Bestimmung der Korngrößenverteilung überhaupt nützlich sein kann. Je nach Dauer und Intensität des Aufrührens, Schüttelns oder Zerdrückens der Probe sind mehr oder weniger Aggregate oder auch nur noch Splitter vorhanden. Die hier untersuchten Ton- und Mergelgesteine sind offenbar durch die Diagenese schon zu stark verfestigt worden. Vom sedimentologischen Standpunkt aus ist die Korngrößenverteilung unterhalb 30μ kaum von Bedeutung, sind doch schon bei der Sedimentation die Tonpartikel nicht einzeln, sondern in Aggregaten ausgeflockt. Aus diesen Gründen wurde hier darauf verzichtet, die Korngrößenverteilungskurven, die mit einer Sedimentationswaage, geeignet für den Bereich $2-40 \mu$, aufgenommen wurden, zu veröffentlichen.

Wohl ist für eine industrielle Verwendung der untersuchten Tone der Tonanteil von grossem Interesse. Er kann aber eigentlich nur an dem vom Betrieb selber bearbeiteten Material bestimmt werden, da er, wie wir sahen, sehr stark von der Art des Aufbereitungsprozesses abhängig ist.

MITTLERER UND OBERER KEUPER

Da die lithologische und stratigraphische Abfolge der Schichten deutlich aus Tafel I hervorgeht, sei hier auf eine eingehende Beschreibung des Profils verzichtet (BRÄNDLIN, 1911, und BRAUN, 1920). Der mittlere und obere Keuper besteht aus einer buntgefärbten Wechsellagerung von Dolomiten, dolomitischen Mergeln, Tonen und sandigen Tonen. Über dem deutlich hervortretenden Gansinger Dolomit (Hauptsteinmergel) folgen dolomitische Mergel oder Dolomite (obere bunte Mergel) (siehe Tafel I). Unter dem Gansinger Dolomit finden wir eine vorwiegend tonige Abfolge, die ab und zu von einem Dolomitbänkchen unterbrochen wird. Die Tone sind zum Teil sandig bis siltig mit einer vorherrschenden Korngrösse von $20-30 \mu$. Zuunterst in der Grube, gegen den Gipskeuper zu, werden die Schichten wieder dolomitreicher. Die ganze Abfolge unter den unteren bunten Mergeln wird zur Schilfsandsteingruppe gerechnet; die Ausbildung ist aber nicht typisch, indem der eigentliche Sandsteinhorizont nur durch einige sandige Lagen vertreten ist.

Mikroskopisches Gefüge

Die Dünnschliffe aus der oberen und unteren bunten Mergelgruppe (vgl. Tafel I) zeigen eine sehr feinkörnige Dolomit-Grundmasse (Korndurchmesser um $1\ \mu$), in welcher entweder vereinzelt oder in Lagen angeordnet Quarz-, Glimmer- und Feldspatkörner schwimmen. Die feinsandigen Lagen der Schilfsandsteingruppe zeigen im Schliff vorwiegend Quarz-, weniger Muskowit-, Biotit-, Chlorit- und Feldspatkörner, die durch eine tonige und meistens hämatitreiche Masse zementiert sind. In den tonigen Lagen beobachtet man eine tonreiche Grundmasse mit vereinzelt Quarz-, Feldspat- und Glimmerindividuen. Die blätterigen Mineralien sind alle parallel zur Schichtung angeordnet.

Aus den Dünnschliffen ist gut zu sehen, wodurch die Farben der Schichten verursacht werden: Die roten Farben stammen von Hämatit, der vor allem die gröberen Mineralien oder Tonmineralaggregate umgibt. Führt eine Schicht sehr viele Tonmineralaggregate, wird das Rot dieses Hämatits von der grünen Eigenfarbe der Tonmineralien übertönt. Vielleicht wäre hier noch folgendes zu bemerken: Eine bestimmte Menge von sehr feinem, pigmentartig verteiltem Hämatit kann eine Schicht viel intensiver färben als derselbe Anteil gröberer Körnchen. Die gelbe Farbe ist vor allem an die dolomitreichen Mergel oder die Dolomite gebunden; sie wird von Goethit verursacht, der meist äusserst fein verteilt in den Dolomitmörnern auftritt. Die dunkelgrauen und schwarzen Farbtöne rühren alle von kleinen Mengen organischer Substanzen her.

Mineralbestand der gröberen Fraktionen

Die im folgenden beschriebenen Mineralien wurden optisch in Pulverpräparaten aus den verschiedenen Korngrössenklassen untersucht.

Der *Muskowit* ist farblos und enthält ab und zu Einschlüsse von Rutil. $N_y = 1,601$ und $2V_x = 35-40^\circ$.

Der *Biotit* kommt in vielen Farbvarietäten, alle mit starkem Pleochroismus, vor. X ist meist fast farblos, Y und Z variieren von dunkelbraun über grünlichbraun bis grasgrün. $2V_x$ ist bei allen praktisch 0° . N_y der dunkelbraunen Biotite ist 1,640, N_y der grünen Varietät zwischen 1,625 und 1,640. In den letzteren hat sich oft Hämatit ausgeschieden, der möglicherweise bei der Umwandlung von braunem zu grünem Biotit frei wurde.

Der *Chlorit* zeigt folgenden Pleochroismus: X = farblos. Y = Z =

bläulichgrün. $N_y = 1,610$ und $2V_x$ sehr klein. Seine Doppelbrechung ist relativ hoch. Wahrscheinlich ist es ein *Diabantit*-ähnlicher Typ.

Feldspäte. Man stellt sowohl Albit als auch Kalifeldspat, der meist Mikroklingitterung zeigt, fest. Fast immer sind die Körner recht scharfkantig, seltener sind sie aber auch abgerundet. Dieselbe Beobachtung konnten wir auch an den *Quarzkörnern* machen: Die Grosszahl war eckig, man konnte aber auch immer abgerundete Individuen finden. Ein Teil der Feldspäte wandelt sich in Aggregate von glimmerartigen Mineralien um.

Karbonate. *Dolomit* ist das weitaus wichtigste Karbonat; der weniger vorhandene *Calcit* ist nach dem Dolomit auskristallisiert und tritt meist in feinen Rissen und Adern im Gestein auf.

Hämatit trifft man aggregatförmig vor allem in den gröberen Korngrössenklassen, dies im Gegensatz zu *Goethit*, der vorwiegend in den feinen Fraktionen anzutreffen ist.

Die wichtigsten Akzessorien sind: *Zirkone*, neben schön idiomorph ausgebildeten auch stark abgerundete; grüne und graublau *Turmaline*; *Rutil* in feinen Nadeln oder grösseren Körnern; *Titanit*; goldgelber *Anatas*; *Apatit*; *Baryt* in blätteriger Ausbildung; sehr selten *Granate*; *Analcim* wurde vermutet, konnte aber nicht eindeutig nachgewiesen werden.

Mineralbestand der feinen Fraktionen

Illit. Illit ist das weitaus wichtigste Tonmineral in den Mergeln und Tonen des mittleren und oberen Keupers. In den Schichten der oberen Mergelgruppe baut er sogar fast die ganze Tonfraktion auf. Am reichsten ist die dekarbonatisierte Fraktion $< 2 \mu$ der Probe 108; sie enthält ausser Illit nur ganz kleine Mengen von Hämatit (1—2%), Quarz (0,5%), Feldspat ($< 0,5\%$) und Anatas ($\approx 1\%$). Für die genaueren Studien der Eigenschaften des Illits ist also diese Probe besonders schön geeignet. Im Mikroskop erscheinen die Illitblättchen farblos oder sehr schwach grün. Im Elektronenmikroskop erkennt man unscharf begrenzte Blättchen, die sich oft zu wolkigen Aggregaten anordnen. (Vgl. Fig. 3.)

In Tabelle 2 sind die Röntgendaten des hier gefundenen Illits zusammengestellt. Der (060)-Reflex bei $1,505 \text{ \AA}$ lässt auf einen dioktaedrischen Typ schliessen. Wenig trioktaedrischer Illit könnte aber vorhanden sein, ohne dass wir ihn feststellen würden. Der starke (002)-Reflex auf 10 \AA ist in Richtung nach höheren d-Werten ausgeschmiert, was auf eine Wechsellagerung von Illit- mit Montmorillonitschichten hindeuten könnte; nach einer Glycerinbehandlung stellten wir aber keine Verschie-

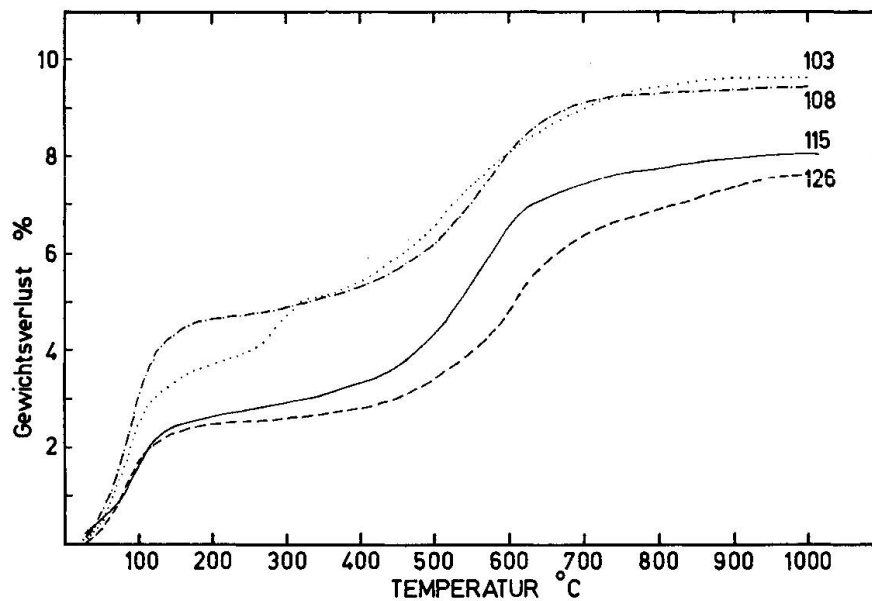


Fig. 2. TGA-Kurven von Proben aus dem mittleren und oberen Keuper. Dekarbonatisierte Fraktionen $< 2 \mu$. Aufgeheizt in N_2 -Atmosphäre mit $2,5^\circ C$ pro Minute. Die Nummern der einzelnen Kurven entsprechen den Proben-Nummern auf Tafel I.

Tabelle 2. Röntgendaten des Illits der Fraktion $< 2 \mu$ der Probe 108

I	d in Å	I	d in Å
s	10,01	m	2,57
m	4,99	mw	2,45
vs	4,50	w	2,39
vs	3,35 + Quarz	mw	2,26
vw	2,93	w	1,99
m	2,59	ms	1,505

bung der Linie fest. Wir müssen also eine solche Wechsellagerung ausschliessen.

In den gröberen Fraktionen (über 2μ) finden wir die für den $2M_1$ -Typ kennzeichnenden Linien auf $3,97 \text{ Å}$, $3,88 \text{ Å}$, $3,74 \text{ Å}$ und $2,87 \text{ Å}$. Der Illit der Tonfraktion, der ein Md-Typ ist, wird somit wohl durch Abbau aus einem $2M_1$ -Typ entstanden sein, da der Kristallisationsgrad von den groben zu den feinen Fraktionen abnimmt.

Die DTA-Kurve Fig. 5, Nr. 108, zeigt die für Illit typischen Ausschläge: einen grossen endothermen Peak bei $100^\circ C$, der die Abgabe des hygroskopischen Wassers am Rande der Teilchen kennzeichnet, mit einem kleinen Knick in seinem aufsteigenden Ast bei etwa $180^\circ C$; der letztere wird durch das zwischen den Schichten gelagerte Wasser ver-

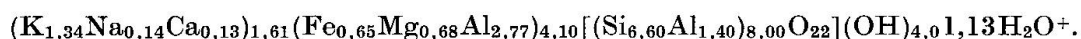
ursacht, das begreiflicherweise etwas stärker gebunden ist. In den Röntgenaufnahmen erzeugt dieses Zwischenschichtwasser die erwähnte Verschmierung des 10-Å-Reflexes nach höheren d-Werten. Die Abgabe des Hydroxylwassers verursacht den grossen endothermen Peak bei 560° C. Der ebenfalls endotherme Peak bei etwa 820° C schliesslich kann, wie die TGA-Kurve Fig. 2, Nr. 108, beweist, nicht von einem Gewichtsverlust herrühren. Seine Entstehung wird wie folgt gedeutet: Für den endgültigen Zerfall des Illitgitters vor einer Rekristallisation wird viel Energie gebraucht, was sich eben in besagtem Peak äussert. Bei einer darauffolgenden Rekristallisation wird ein Teil dieser Energie wieder abgegeben, was zum exothermen Peak bei etwa 900° C führt.

Da, wie wir oben sahen, diese Fraktion < 2 μ der Probe 108 fast ausschliesslich aus Illit besteht, wurde sie chemisch analysiert. Die Analyse ist in Tabelle 3 zusammengestellt.

Tabelle 3. *Chemische Analyse von Illit aus Probe 108. Fraktion < 2 μ . Korrigierte Analyse für Verunreinigungen von Quarz (0,5%), Hämatit (1—1,5%) und Anatas (0,7%). Analysensubstanz bei 110° C getrocknet.*

	Gew.-%	Korrig. für Verunreinig.		Kat. Äq.	Kat./22 O
SiO ₂	47,45	46,6	Si	768	6,60
Al ₂ O ₃	24,95	24,8	Al	486	4,17
Fe ₂ O ₃	7,64	6,1	Fe	76	0,65
MgO	3,18	3,18	Mg	79	0,68
CaO	0,85	0,85	Ca	15	0,13
Na ₂ O	0,53	0,52	Na	16	0,14
K ₂ O	7,4	7,3	K	157	1,34
MnO	0,02	0,02			
TiO ₂	0,72	—			
P ₂ O ₅	0,02	—			
H ₂ O ⁺	6,56	6,56	H	728	6,26
	<u>99,32</u>				<u>19,97</u>

Wir erhielten so ungefähr die chemische Zusammensetzung des Illits, deren Genauigkeit wir noch erhöhen konnten durch Einbeziehen der geringfügigen Korrekturen für den Quarz-, Hämatit-, Feldspat- und Anatasgehalt. Auf diese Weise gelangen wir zu folgender Mineralformel:



Im Vergleich mit einem idealen Muskowit wird die Abnahme des K-Gehaltes und die Zunahme des Si-Gehaltes im Illit hier sehr deutlich.

Das in der Formel auftretende Ca dürfte wenigstens teilweise als austauschbares Kation gebunden sein, da die Probe während der Aufbereitung mit Ca^{2+} -Ionen abgesättigt worden war.

Chlorit. Die Basisreflexe des Chlorits (001), (002), (003), (004) und (005) sind alle vorhanden. Nach Erhitzen bis 550°C ist nur noch der (001)-Reflex feststellbar. Der (060)-Reflex wird leider von einem Quarz-Reflex überlagert, so dass eine genaue röntgenographische Bestimmung dieses Chlorits nach der von BRINDLEY (1961) angegebenen Methode ungenau war. Die relativen Intensitäten der geraden und ungeraden Basisreflexe deuten auf einen verhältnismässig eisenreichen Chlorit hin; dies und die Lage des Basisreflexes (001) auf $14,33\text{ \AA}$ lässt die Varietät Diabantit vermuten.

In den DTA-Aufnahmen finden wir keine eindeutig dem Chlorit zuzuschreibenden Reaktionen. Sie scheinen alle von den starken Illitreaktionen überprägt zu sein. Einzig in den TGA-Aufnahmen (Fig. 2, Nr. 115 und 126) sieht man, dass die chlorithaltigen Proben nach 700°C einen grösseren Gewichtsverlust zeigen als die chloritfreien Proben (Fig. 2, Nr. 103 und 108).

Corrensit. (Chlorit/Vermiculit? in regelmässiger Wechsellagerung.) Im Gegensatz zu den Mergeln und Tonen des mittleren und oberen Keupers in Mitteldeutschland, die nach LIPPMANN (1954) und ECHLE (1961) sehr corrensitreich sind, konnten wir lediglich in einem Mergel des mittleren Keupers ein wenig Corrensit feststellen. Die Menge war aber so klein (5–10%), dass wir nur wenig Daten erhalten konnten. Wir verzichten deshalb hier auf eine genauere Beschreibung, werden dies aber in einer späteren Arbeit über den Gipskeuper, wo wir sehr viel von diesem Mineral fanden, nachholen.

Goethit. Die gelblichbraune Farbe vieler Proben und die mikroskopischen Beobachtungen liessen die Anwesenheit von Goethit vermuten, was die röntgenographischen Untersuchungen bestätigten. Die Röntgendaten des Goethits einer sehr reichen Probe sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

Tabelle 4. Röntgendaten des Goethits aus Probe 103. Fraktion $< 2\ \mu$

I	d in Å	I	d in Å
mw	4,96	vw	2,252
s	4,18	w	2,192
mw	2,69	breit	1,72
mw	2,45	mw	1,564

In der DTA-Kurve (Fig. 1, Nr. 103) ist der OH-Verlust des Goethits an einem endothermen Peak bei etwa 300° C zu erkennen; entsprechend stellt man in der TGA-Kurve (Fig. 2, Nr. 103) eine deutliche Stufe bei 300° C fest. Die Elektronenmikroskop-Aufnahme Fig. 4 zeigt, dass der Goethit in Stengelchen, die zu Rosetten vereinigt sind, auskristallisiert ist.

Feldspäte. Röntgenographisch kann man bis in die feinste Fraktion Feldspäte feststellen. In vielen Proben des mittleren und oberen Keupers ist sogar soviel Feldspat vorhanden, dass sich die Spezies bestimmen lässt. Aus den Aufspaltungen der (130)- und (131)-Linien kann man nach GOLDSMITH und LAVES (1954) und MACKENZIE (1954) die Triklinität der Kalifeldspäte bestimmen. In unseren Proben fanden wir praktisch nur Kalifeldspat hoher Triklinität. Die Plagioklase liessen sich nach der Methode von GOODYEAR und DUFFIN (1954) als Albit bestimmen. Wir konnten auch feststellen, dass mit abnehmender Korngrösse sich der Albitgehalt stärker verringert als der Kalifeldspatgehalt.

Quarz. Der Quarzgehalt liess sich in allen Proben röntgenographisch feststellen. Mit der DTA konnten wir ihn in den feinsten Fraktionen aber nicht mehr nachweisen.

Hämatit. Hämatit liess sich oft bis in die feinste Fraktion an den Reflexen auf 2,69 Å, 2,51 Å, 1,84 Å und 1,69 Å nachweisen.

Anatas. Anatas erkennt man gut an seinem starken Reflex bei 3,51 Å. Dieser ist jedoch nur mit Röntgenkameras mit guter Auflösung von Chlorit- und Muskowit-Reflexen, die sich an etwa derselben Stelle befinden, zu unterscheiden. Ferner zeigte Anatas spezifische Reflexe auf 1,89 Å und 1,699 Å.

Mineralgehalt

In Tabelle 5 sind die genauen mineralogischen Zusammensetzungen der feineren Fraktionen einiger etwas genauer untersuchter Proben zusammengestellt. Die Tonmineralzusammensetzung der anderen Proben ist aus Tafel I ersichtlich.

Die Probe 103 fällt durch ihre hohen Goethit- und Quarzgehalte im dekarbonatisierten Rückstand auf. Der hohe Quarzgehalt ist aber nicht von einem höheren Feldspatgehalt begleitet, wie beispielsweise in den Proben 115, 119 und 123. Wir vermuten deshalb, dass diese schmale Schicht ein alter Verwitterungshorizont ist: Ein Teil des Gansinger Dolomits verwitterte, wobei vor allem Quarz und Goethit übrig blieben.

Tabelle 5. Mineralgehalt der dekarbonatisierten feinen Fraktionen einiger Proben aus dem mittleren und oberen Keuper. In Gewichtsprozent.

Probe	Fraktion	Illit	Chlorit	Corrensit	Quarz	Kalifeldsp.	Albit	Goethit	Hämatit	Anatas
176	2—6,3 μ	65—70	—	—	24	5	3			
	<2 μ	95	—	—	2	<1	<1			
184	2—6,3 μ	65—70	—	—	27	4	2		+	
	<2 μ	95	—	—	3	<1	<1		+	
108	2—6,3 μ	80—85	—	—	4	10	2		+	0,5—1
	<2 μ	95—100	—	—	<1	1—2	—		+	0,5—1
103	2—6,3 μ	55—60	—	—	30	8	3	+	+	0,5—1
	<2 μ	80	—	—	5	4	<1	5—10		0,5—1
115	2—6,3 μ	23—30	5—10	—	35	15	15		+	0,5—1
	<2 μ	80	5—10	—	7	2	1		+	0,5—1
117	2—6,3 μ	50—55	5—10	—	22	5	12			0,5—1
	<2 μ	80—85	5—10	—	4	<1	<1			0,5—1
121	2—6,3 μ	30—35	15—20	—	30	12	10		+	0,5—1
	<2 μ	65—70	15—20	—	7	2	1		+	0,5—1
126	2—6,3 μ	35—40	5—10	5—10	32	17	—			—
	<2 μ	70	10	10	7	4	—			—

Tj. Peters

Diskussion

Betrachten wir nochmals die mineralogische Zusammensetzung des mittleren und oberen Keupers: Das ganze Profil führt, im Vergleich mit gleichaltrigen Keuperprofilen in Mitteldeutschland und Frankreich, relativ wenig Chlorit. Die groben Fraktionen sind im ganzen Profil in ihrer Zusammensetzung ungefähr gleich. In den feinen Fraktionen unter $2\ \mu$ fällt vor allem folgender Unterschied auf: Die Schichten über dem Gansinger Dolomit sind sozusagen chloritfrei, diejenigen darunter führen immerhin zwischen 10 und 30% Chlorit.

Europäische und nordafrikanische Keuper-Sedimente untersuchten neben anderen LIPPMANN (1954), ECHLE (1961), MARTIN-VIVALDI und MAC EWAN (1960) und LUCAS (1962). Sie alle fanden in den Tonfraktionen Illit, Chlorit und Corrensit in wechselnden Mengenverhältnissen, durchwegs geben sie aber wesentlich höhere Chlorit- und Corrensitgehalte an als wir sie in unserem Profil fanden.

LUCAS (1962) kommt zu folgenden Schlüssen: Am Rande des Sedimentationstrogos wird vorwiegend Illit abgelagert; mehr gegen sein Inneres zu wird der Gehalt an Corrensit und Illit grösser. Diese beiden letzteren Mineralien entstehen seiner Meinung nach durch den langen Aufenthalt des Illits im Meerwasser, der dabei Magnesium und Wasser aufnimmt und sich langsam in Chlorit oder Corrensit umwandelt.

ECHLE (1961) zieht aus seinen Untersuchungen etwas andere Schlüsse: Er diskutiert eine Neu- und Umbildung von Illit in Corrensit und Chlorit während der diagenetischen Verfestigung, wobei er das Magnesium und Wasser aus den Porenlösungen der Umgebung bezieht. Diese Umbildungen können natürlich auch am Beckenrand stattfinden.

Wie lassen sich nun *unsere* Resultate deuten? Nach FRANK (1930 und 1936), BRUNNSCHWEILER (1948) und TRÜMPY (1959) erstreckte sich der Sedimentationsraum der bunten Mergel von Mitteldeutschland bis an die Zentralmassive der Alpen, und FRANK gibt an, dass die bunten Mergel eher in der Mitte des Beckengebietes abgelagert wurden. In unserem Falle denken wir nicht an ein grosses, tiefes Becken, sondern eher an mehrere kleinere, so dass ein kurzer Transportweg in Frage kommen kann. Der durchwegs niedrige Chlorit- und Corrensitgehalt wäre hier mit der Annahme von LUCAS besser zu erklären. Das Material unserer Proben scheint einen kurzen Transportweg zu haben, da die Proben im allgemeinen verhältnismässig grobkörnig sind. Im Gegensatz dazu führt der sehr feinkörnige Gipskeuper wohl viel Chlorit und Corrensit. Wäre das Magnesium, wie ECHLE (1961) annimmt, während der

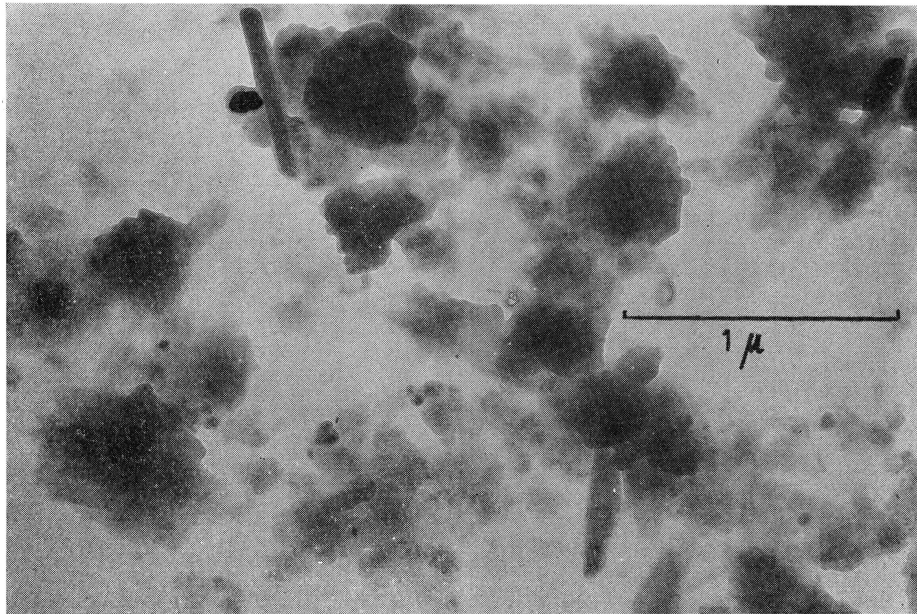


Fig. 3. Elektronenmikroskopische Aufnahme der dekarbonatisierten Fraktion $< 2 \mu$ der Probe 108. Diese Probe besteht praktisch nur aus Illit.

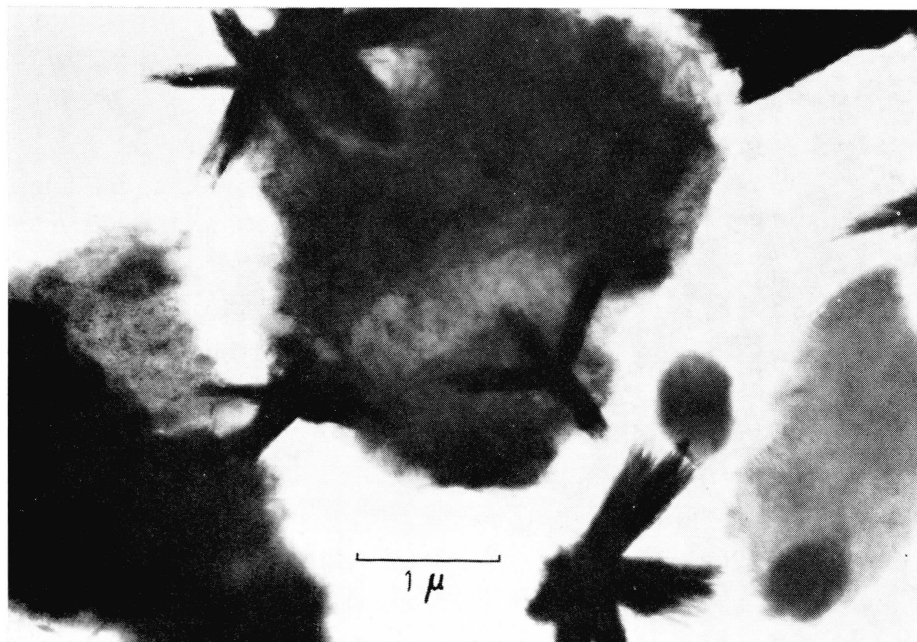


Fig. 4. Elektronenmikroskopische Aufnahme der dekarbonatisierten Fraktion $< 2 \mu$ der Probe 103 (vgl. Tafel I). Neben dem unscharf begrenzten Illit erkennt man deutlich die strahlig angeordneten Goethitindividuen.

Diagenese eingebaut worden, so sollten eigentlich beide feinen Fraktionen, sowohl die des Gipskeupers als auch die der oberen Schichten, reagiert und Magnesium eingebaut haben. Die Unterschiede im Chloritgehalt der Tonfraktion über und unter dem Gansinger Dolomit seien wie folgt gedeutet: Wie aus den Analysen hervorgeht (Tabelle 8), sind die Magnesiumgehalte der karbonatfreien Gesamtproben alle etwa gleich, auch etwa gleich denjenigen der Insektenmergel und Opalinustone; das Magnesium dürfte also detritisch zugeführt worden sein, waren doch während diesen Zeiten die Ablagerungsmilieus sehr verschieden, die Zufuhrgebiete aber gleich (Schwarzwald, Vogesen, Zentralmassive und Böhmisches Masse). In den Gesteinen dieser Kristallinmassive ist das meiste Magnesium im Biotit enthalten. Dieser kann sich nun bei der Verwitterung oder während des Transportes in Chlorit oder trioktaedrischen Illit umwandeln. In den oberen Schichten, mit chloritfreien Tonfraktionen, dürfte das Magnesium in trioktaedrischen Illit eingebaut worden sein; unsere chemische Analyse gibt ja einen verhältnismässig hohen Magnesiumgehalt des Illits an. In den Schichten unter dem Gansinger Dolomit scheint das Magnesium in Chlorit eingegangen zu sein, was durch ein anderes Ablagerungsmilieu bedingt sein könnte: Über dem Gansinger Dolomit sind die Schichten ja karbonatreicher.

Die mineralogische Zusammensetzung der groben Fraktionen ist in der ganzen Abfolge ungefähr gleich, was uns, wenn wir an die schon erwähnten ähnlichen kristallinen Einzugsgebiete denken, leicht erklärbar scheint.

INSEKTENMERGEL UND ANGULATEN-ARIETITEN-SCHICHTEN

Die Insektenmergel sind sehr einheitliche dunkelgraue, schwach kalkhaltige und sehr fossilarme Tone. Im Dünnschliff sieht man eine äusserst feinkörnige Masse mit starker Paralleltexur, die vor allem durch *Muskowit*blättchen hervorgerufen wird. Diese sind etwa 5μ gross, nur wenige haben einen Durchmesser bis 100μ . Seltener treffen wir auch hellbraunen *Biotit* und blaugrünen *Chlorit*. *Quarz* ist eher feinkörnig, einzelne Körner können aber bis etwa 30μ grosse Durchmesser haben. Das Karbonat (*Calcit*) ist vorwiegend feindispers verteilt, hie und da findet man auch Fossilbruchstücke. Auffallend sind etwa 50μ grosse, undurchsichtige Kügelchen, die oft zu Aggregaten zusammengeballt sind.

Streupräparate aus diesem Gestein sind praktisch unbrauchbar, da man kaum Einzelkörner, sondern nur Aggregate beobachten kann. Eine Korngrößenverteilungskurve dürfte hier also auch ziemlich nutzlos sein.

Die Angulaten-Arietitenschichten bestehen vorwiegend aus groben Kalkbänken mit mergeligen Zwischenlagen. Der unterste Teil (Angulatenzone) besteht makroskopisch vorwiegend aus Fossilresten. Die Dünnschliffe der Kalkbänke zeigen zahlreiche, meist organogene Kalkbruchstücke. Die Zwischenmasse bilden sehr feinkörniger Calcit und toniges Material, das oft Fossilreste auffüllt. An Korn- oder Fossilrändern beobachtet man ziemlich viel Eisenhydroxyde.

In den mehr mergelig-tonigen Schichten treten Calcit- und Quarzbruchstücke eher zurück, die tonige Matrix überwiegt, und man trifft sehr häufig *Glaukonit*. Der reichlich auftretende Pyrit und organische Substanz sind pigmentartig durch den Schliff verteilt. In den Körnerpräparaten der einzelnen Fraktionen dieser Mergel sind neben Quarz und Glaukonit Muskowit, Chlorit, brauner und grüner Biotit zu sehen. Unter den Akzessorien treten vor allem *Turmalin* und *Zirkon* hervor.

Röntgenographisch bestimmter Mineralbestand

Illit. In den Insektenmergeln und in den Mergeln der Angulaten-Arietitenschichten überwiegt Illit stark, der sehr dem in den Obtusustonen vorkommenden Illit gleicht. Er zeigt in lufttrockenen Präparaten eine deutliche Verschiebung des 10-Å-Reflexes nach höheren d-Werten, der nach Glyzerinbehandlung verschwindet (vgl. Fig. 8). Weiter ist er dioktaedrisch und ist in den feinen Fraktionen weder ein eindeutiger 1 Md noch ein eindeutiger 2M-Typ (der Illit in den größeren Fraktionen ist ein 2M-Typ), so dass offenbar mit abnehmender Korngröße die Unordnung zunimmt. Die DTA- und TGA-Kurven (Fig. 5 und 6) sind charakteristisch für Illit, merkwürdig ist nur der doppelte, exotherme Peak zwischen 950° und 1000° C.

Kaolinit. Der Kaolinit zeigt eine Aufspaltung des 4,12-Å- und 4,19-Å-Reflexes, und auch seine weiteren Reflexe, die ziemlich scharf sind, deuten auf einen guten Ordnungsgrad hin. In den elektronenmikroskopischen Aufnahmen finden wir aber selten schön begrenzte Blättchen.

Mixed-layer-Illit/Montmorillonit 1:1. In lufttrockenen Präparaten findet man einen ziemlich breiten Basisreflex von 10—12 Å, der durch Überlagerung des 10-Å-Reflexes von Illit und einem Basisreflex eines Mixed-layer-Minerals entstehen muss. Nach Glyzerinbehandlung verschiebt sich dieser 10—12-Å-Reflex nach 13,8 Å, den (003)-Reflex treffen wir auf 4,65 Å, und den (004)-Reflex auf 3,46 Å. Nach Brennen bis 330° C fallen alle diese Reflexe mit Illitreflexen zusammen, was bedeutet, dass wir es hier mit einem Mixed-layer-Illit/Montmorillonit zu tun haben.

Aus der Lage der Basisreflexe nach der Glyzerinbehandlung lässt sich auf eine ziemlich regelmässige Wechsellagerung von einer Illit- mit einer Montmorillonitschicht schliessen.

Chlorit. Chlorit trifft man untergeordnet in den feinsten Fraktionen. Er ist an seinen Basisreflexen auf 14,2 Å und 4,75 Å zu erkennen.

Goethit. Röntgenographisch findet man nur sehr schwache Reflexe,

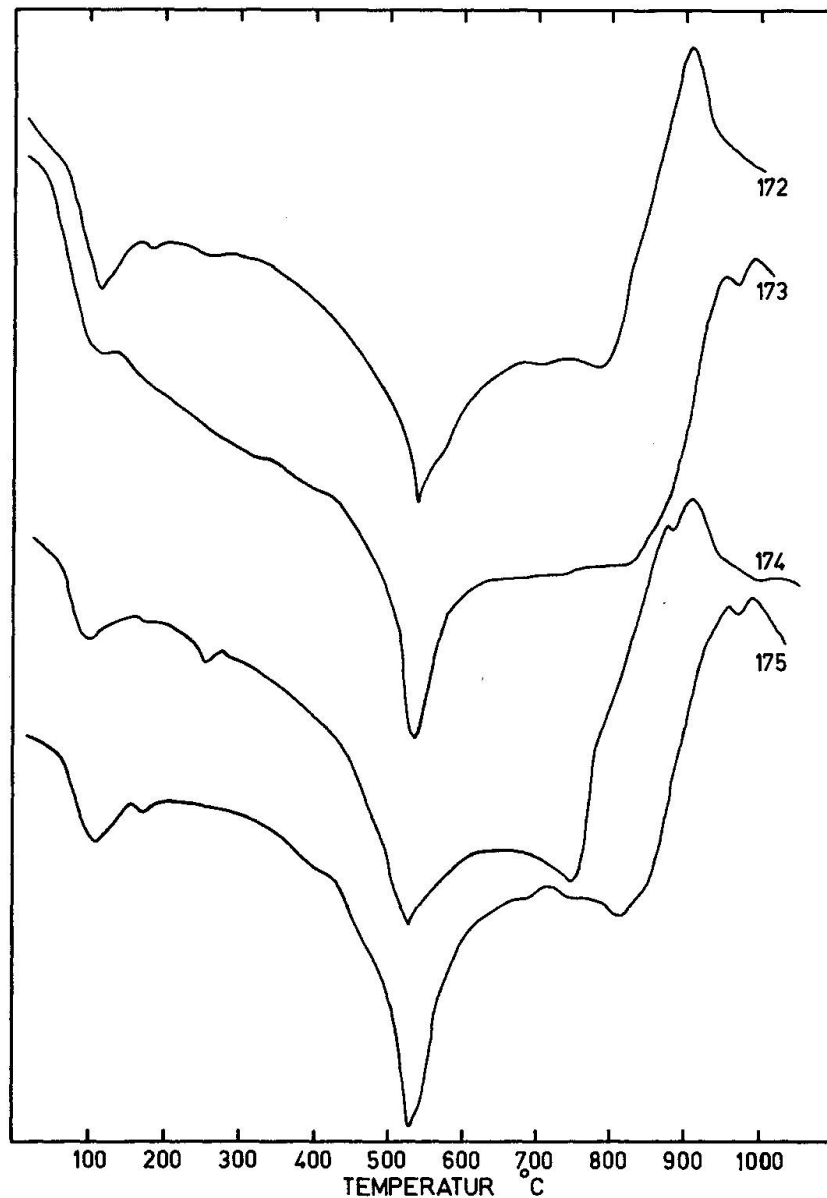


Fig. 5. DTA-Kurven von dekarbonatisierten Fraktionen $< 2 \mu$. 175 = Insektenmergel. 173 = Mergel aus den Angulaten-Arietiten-Schichten. 172 und 174 sind Kalke aus den Angulaten-Arietiten-Schichten. Aufgeheizt in N_2 -Atmosphäre mit $9,5^\circ C$ pro Minute.

die auf das Vorhandensein von Goethit deuten. In den DTA-Kurven (Fig. 5, Nr. 174 und 172) finden wir seinen charakteristischen endothermen Zerfallspeak zwischen 250 und 300° C, der auch die Stufen bei 250° C in der TGA-Kurve (Fig. 6, Nr. 174) verursacht. Diese niedrige Zerfallstemperatur und das schwache Streuvermögen beim Röntgen deuten auf einen ziemlich schlechten Kristallisationsgrad hin. In den elektronenmikroskopischen Aufnahmen sind Goethitstengel und -rosetten zu erkennen.

Feldspäte. Bis in die Tonfraktion trifft man wenig *Albit* und triklinen Kalifeldspat (*Mikroclin*).

Quarz. In der Tonfraktion der Insektenmergel und in den Mergeln der Angulaten-Arietiten-Schichten ist relativ mehr Quarz vorhanden als in den Kalken.

Pyrit und *Anatas.* Pyrit und Anatas finden wir nur akzessorisch, beide Mineralien sind aber röntgenographisch gut nachweisbar.

Glaukonit. Schlecht quellbarer Glaukonit tritt relativ häufig in den größeren Fraktionen auf.

Mineralgehalt

Die Karbonatgehalte der Proben und die Quarz- und Feldspatgehalte der dekarbonatisierten Proben sind aus Tafel I ersichtlich. Die feinen Fraktionen der Insektenmergel sind wie folgt zusammengesetzt:

	Fraktion < 2 μ	Fraktion 2—6,3 μ
Illit	80 Gew.-%	65 Gew.-%
Chlorit	5—10 „	5—10 „
Kaolinit	5—10 „	5—10 „
Quarz	4 „	19 „
Albit	< 1 „	1,25 „
Kalifeldspat	< 1 „	1,1 „
Anatas	0,5—1 „	0,5—1 „

Der Kaolinitgehalt ist verhältnismässig so niedrig, dass nur unter sehr günstigen Bedingungen (durch Unterdrückung der Untergrundschrägung) der (060)-Reflex bei 1,49 Å zu sehen ist. Seine Anwesenheit war wegen dem Chloritgehalt kaum eindeutig aus den Basisreflexen herzuleiten, auch dann nicht, wenn man die Präparate auf bestimmte Temperaturen erhitzte. Die dekarbonatisierten feinsten Fraktionen eines Mergels der Angulaten-Arietiten-Schichten sind wie folgt zusammengesetzt:

	Fraktion $< 2 \mu$	Fraktion $2-6,3 \mu$
Illit	65—70 Gew.-%	50 Gew.-%
Chlorit	5—10 „	5—10 „
Kaolinit	20—25 „	20—25 „
Quarz	4 „	16 „
Albit	< 1 „	1,25 „
Kalifeldspat	< 1 „	1,0 „
Anatas	0,5—1 „	0,5—1 „
Pyrit	1 „	1—2 „

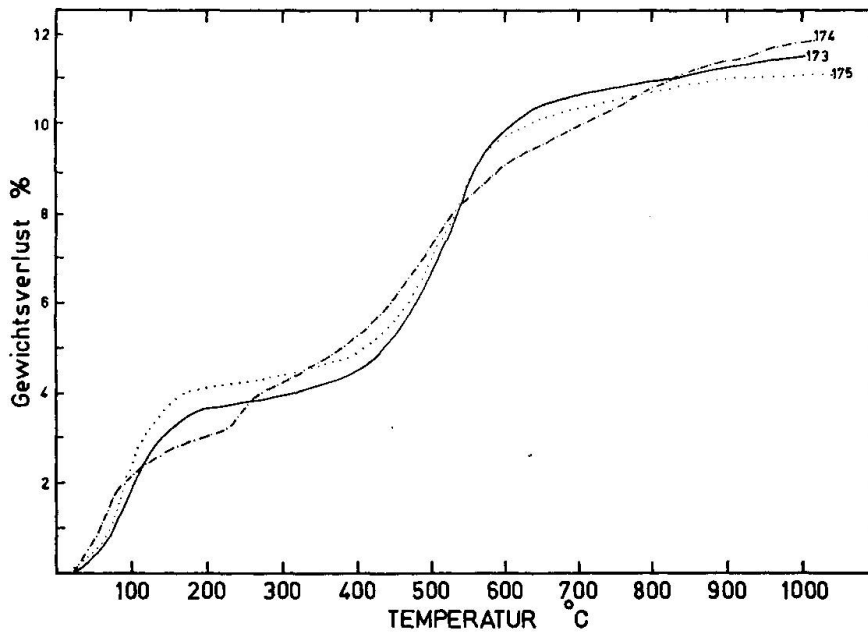


Fig. 6. TGA-Kurven von dekarbonatisierten Fraktionen $< 2 \mu$. 175 = Insektenmergel, 173 = Mergel, 174 = Kalk aus den Angulaten-Arietiten-Schichten. Aufgeheizt in N_2 -Atmosphäre mit $2,5^\circ C$ pro Minute.

Die dekarbonatisierten Tonfraktionen ($< 2 \mu$) zweier Kalke aus den Angulaten-Arietiten-Schichten zeigen folgende mineralogische Zusammensetzung:

	Fraktion $< 2 \mu$	
	Probe 172	Probe 174
Illit	35—40 Gew.-%	50 Gew.-%
Mixed-layer-Illit/ Montmorillonit	35—40 „	40 „
Chlorit	5 „	5—10 „
Kaolinit	10—15 „	< 5 „
Goethit	5—10 „	< 5 „
Quarz	2 „	0,5 „
Anatas	0,5—1 „	0,5 „

Diskussion

Vergleicht man die Zusammensetzungen der Tonfraktionen der Insektenmergel und der Angulaten-Arietiten-Schichten, so fällt auf, dass die Kalkbänke im Gegensatz zu den mergelig-tonigen Lagen, sehr viel Mixed-layer-Illit/Montmorillonit enthalten. Auch konnten wir beobachten, dass der Illit der Kalkbänke eine stärkere Tendenz zum wenig geordneten 1Md-Typ zeigt als jener der mergelig-tonigen Lagen. Es scheint uns ziemlich wahrscheinlich, dass sich das Mixed-layer-Mineral vorwiegend aus dem Illit bildete, indem ein Teil der K^+ -Ionen aus den Illitschichten herausgelöst und, zum Teil wenigstens, durch Ca^{2+} -Ionen ersetzt wurde; dazu kam noch eine Änderung des Si/Al-Verhältnisses. Die beobachtete Verringerung des Kaolinitgehaltes in den Kalkbänken scheint ebenfalls durch das karbonatreiche Milieu bedingt zu sein, da der Kaolinit, wie immer wieder beobachtet wird, eher in saurem Milieu stabil ist.

OBTUSUSTONE

Die Obtusustone sind hell- bis dunkelgraue Schiefertone worin schon makroskopisch etwa 0,1 mm grosse Muskowitblättchen auffallen. Sie scheinen von unten bis oben ziemlich gleichmässig entwickelt zu sein, wobei die oberen Schichten etwas gröberkörnig sind als die unteren. In stark pyritisierten Partien ist ein Teil des FeS_2 als *Markasit* auskristallisiert (bis 5 cm grosse Kristallgruppen).

Mikroskopische Untersuchung

Die Dünnschliffe zeigen eine enge Vermischung von tonigem, siltigem und calcitischem Material, wobei sich aber dennoch eine Art Schichtung (mm- bis cm-Bereich) aus mehr siltigem und mehr tonigem Material herausbildet. Das siltige Material besteht vorwiegend aus Quarzkörnern (Durchmesser von etwa 30μ) und Glimmerblättchen. Die tonige Substanz wird von organischem Pigment dunkel gefärbt. Der Calcit ist detritisch als abgerundete Körner oder als Bruchstücke von Fossilien vorhanden, seltener bildet er das Bindemittel in größeren Lagen. Hier und da trifft man ein Glaukonitkorn.

In den Körnerpräparaten der verschiedenen Fraktionen wurden folgende Mineralien festgestellt:

Muskowit mit einer Lichtbrechung $N_y = 1,602$ und $2V_x = 35-40^\circ$.

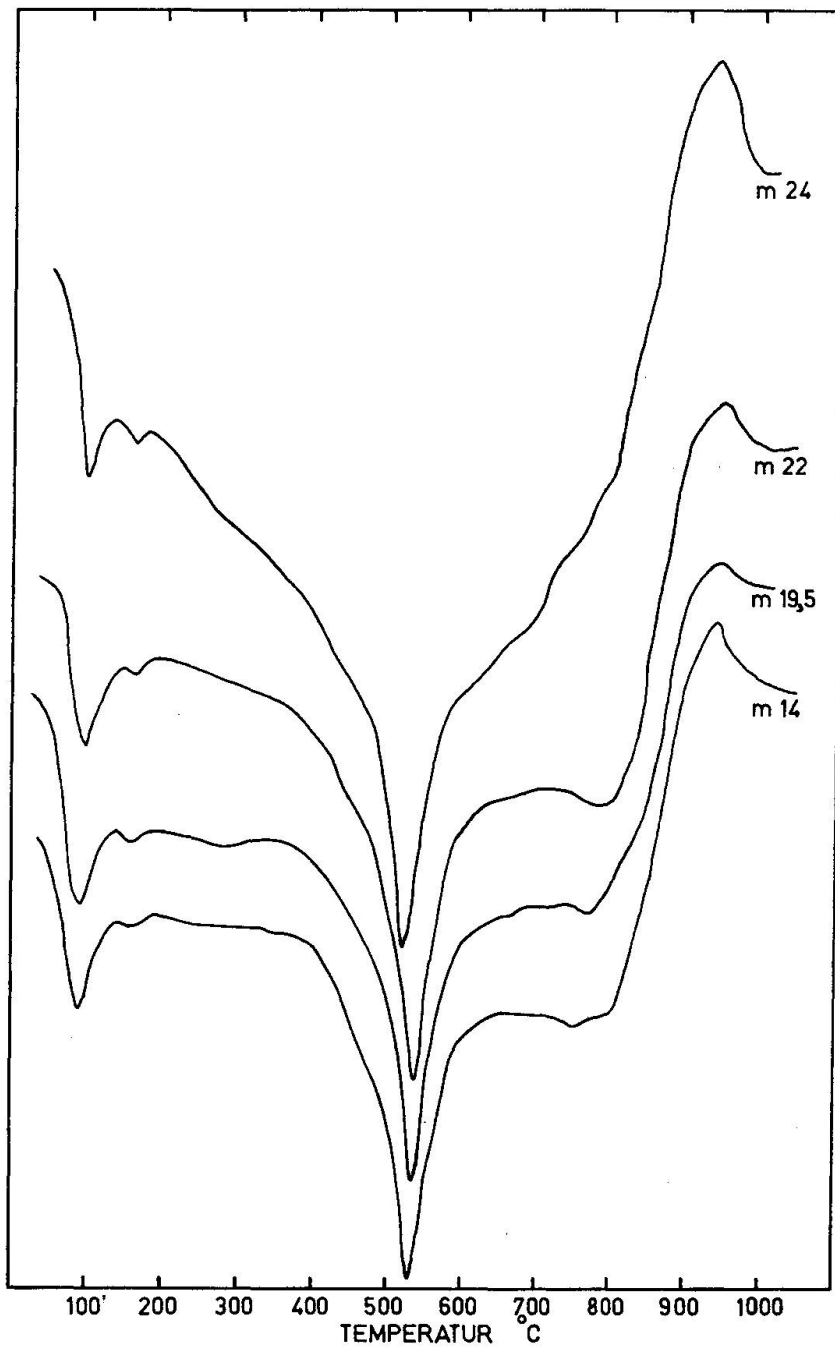


Fig. 7. DTA-Kurven der dekarbonatisierten Fraktion $< 2 \mu$ von Obtusustonen. Aufgeheizt in N_2 -Atmosphäre mit $9,5^\circ C$ pro Minute. Die zu den Kurven gesetzten Zahlen entsprechen den Proben-Nummern auf Tafel I.

Biotit in verschiedenen Farben. $Y \approx Z$ wechselt von dunkelbraun bis grasgrün. N_y variiert von 1,630 bei den braunen bis 1,620 bei den grünen Körnern. Alle Individuen haben sehr kleine Achsenwinkel.

Chlorit mit Pleochroismus $X = \text{farblos}$ und $Y \approx Z = \text{bläulichgrün}$. $N_y = 1,608$. $2V_x \approx 0^\circ$. Doppelbrechung relativ hoch. Auch hier handelt es sich um die Varietät *Diabantit*.

Kaolinit. Nur in den feinen Fraktionen beobachtet man Kaolinit mit $N_y \approx 1,560$. Die meisten Blättchen zeigen keine idiomorphen Begrenzungen, selten trifft man aber wohl einige schöne, sechseckige Umrisse.

Als Karbonat trifft man praktisch nur Calcit, Dolomit ist selten.

Pyrit kommt vorwiegend in Aggregaten vor.

Als Akzessorien treten auf: *Apatit*, *Zirkone* mit schön idiomorphen oder abgerundeten Formen, graugrüner *Turmalin*, goldgelber *Anatas* und meist nadeliger *Rutil*.

Mineralbestand der feinen Fraktionen

Illit. Auch in den Obtusustonen ist der Illit, dessen Röntgendaten in Tabelle 6 zusammengestellt sind, das vorherrschende Mineral der Tonfraktion. Diese Reflexe deuten auf einen $2M_1$ -Typ hin, was der Illit in der Fraktion $2-6,3 \mu$ noch besser zeigt. Der (002)-Reflex hat eine deutliche schulterähnliche Verbreiterung nach höheren d-Werten (siehe Fig. 8). Nach Glyzerinbehandlung wird der Reflex symmetrisch, dagegen erkennt man keine Andeutung eines neuen Reflexes bei niedrigen d-Werten. Da sich der Reflex bei Glyzerinbehandlung auch nicht teilweise nach höheren d-Werten verschiebt, rührt die Asymmetrie nicht von einer Wechsellagerung von Illit mit Montmorillonit her. Diese Behandlung hat übrigens auf den Illit die gleiche Wirkung wie das Erhitzen (siehe Fig. 8). Das oben beschriebene Verhalten lässt sich etwa wie folgt erklären: In lufttrockenem Zustand (relative Feuchtigkeit etwa 50%) lagert zwischen einzelnen Illitschichten Wasser, was eine ähnliche Verbreiterung der Basisreflexe hervorruft wie eine Wechsellagerung mit Montmorillonitschichten (Mixed-layer-Illit/Montmorillonit). Bei Behand-

Tabelle 6. Röntgendaten des Illits der Fraktion $< 2 \mu$, Probe KB 16 m 17

I	d in Å	I	d in Å
vs	10,04	w	3,21
m	4,99	w	3,00
		w	2,87
vs	4,49	s	2,59
w	3,89	vs	2,56 (+ Kaol.)
vs	3,35 (+ Qz)	s	1,502

lung mit Glycerin wird durch die starke hygroskopische Wirkung des Glycerins dieses Wasser zwischen den Schichten herausgeholt, ohne dass das Glycerin selber zwischen die Schichten dringt. Den hier gefundenen Illit können wir somit als ein Übergangsglied zwischen gut kristallisiertem Illit und Mixed-layer-Illit/Montmorillonit auffassen. In leicht verwittertem Obtususton entsteht, wie wir feststellen konnten, aus diesem Illit tatsächlich ein Mixed-layer-Illit/Montmorillonit, was die oben erwähnte Annahme unterstützt.

Dieses Zwischenschichtwasser ergibt in den DTA-Kurven (Fig. 7, Nr. m 14, m 19,5 etc.) die kleine endotherme Reaktion bei etwa 160°C . Daneben zeigt die DTA-Kurve den Verlauf, wie ihn normalerweise stark illithaltige Proben zeigen.

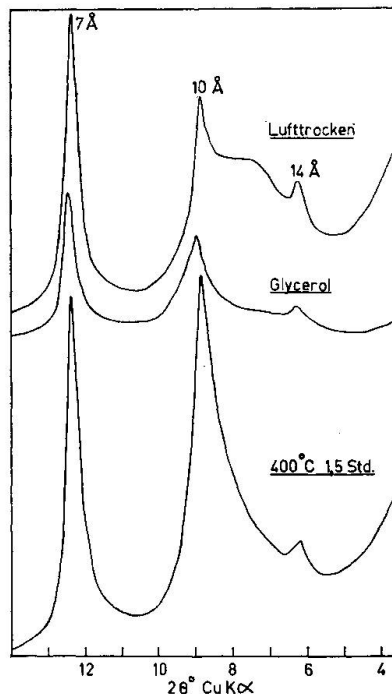


Fig. 8. Röntgendiagramme der Fraktion $< 2 \mu$ eines Obtusustones mit dem merkwürdigen Illit.

Kaolinit. Der hier auftretende Kaolinit ist relativ gut geordnet, wie aus seinen Röntgendaten, die in Tabelle 7, zusammengestellt sind, hervorgeht. Da er in relativ grossen Mengen auftritt, bietet seine röntgenographische Identifizierung trotz der Anwesenheit von Chlorit keine Schwierigkeiten. Aus den DTA-Kurven Fig. 7 wäre er nicht zu bestimmen, denn die charakteristischen Reaktionen werden alle von denen des Illits überlagert. Wenn in einem Tongestein Kaolinit und Illit zusammen vorkommen, kann man immer wieder feststellen, dass die Wasserabgabe und Rekristallisation des Kaolinites mit der des Illits zusammenfällt. Allerdings ist in diesem Falle der Ausschlag bei 550°C etwas schärfer,

Tabelle 7. Röntgendaten des Kaolinitis aus Probe KB16 m 14

I	d in Å	I	d in Å
vs	7,16	w	2,53
s	4,47 (+ Illit)	m	2,490
m	4,36	m	2,379
w	4,18	m	2,339
w	4,12	w	2,188
w	3,83	s	1,490
m	3,74		
vs	3,57		
vs	2,56 (+ Illit)		

und die TGA-Kurve zeigt (Fig. 9) einen relativ steileren Verlauf zwischen 500 und 600° C.

Im Elektronenmikroskop sind nur sehr selten schöne, idiomorphe Kaolinit-Blättchen zu erkennen.

Chlorit. Der Chlorit ist röntgenographisch an seinen Basisreflexen auf 14,2 Å und 4,74 Å zu erkennen. Seine weiteren Basisreflexe fallen praktisch mit denjenigen von Kaolinit zusammen; der 3,57-Å-Reflex von Kaolinit zeigt nach niedrigen d-Werten zu eine Stufe, die vom (004)-Reflex des Chlorits verursacht wird. Beim Erhitzen wird der (001)-Reflex (14 Å) des Chlorits stärker und die anderen Basisreflexe schwächer. Bei 550° C ist der (001)-Reflex etwa doppelt so stark geworden und der (002)-Reflex etwa um die Hälfte geschwächt.

Quarz. In den Fraktionen $< 2 \mu$ stellten wir Quarz nur röntgenographisch fest, in den gröbereren Fraktionen dagegen ist sein Anteil so gross, dass er auf den DTA-Kurven deutliche Ausschläge verursacht.

Feldspäte. Im Gegensatz zu den Keupersedimenten tritt hier nur sehr wenig Feldspat auf. Deshalb konnten wir beim Kalifeldspat auch nicht feststellen, ob er monoklin oder triklin ist. Der Plagioklas ist Albit.

Anatas. Die Reflexe von Anatas sind auf 3,51, 2,379, 1,891 und 1,698 Å bis in die feinsten Fraktionen deutlich zu erkennen. Mit künstlichen Mischungen stellten wir fest, dass auf Guinier-Aufnahmen Gehalte bis zu etwa 1% Anatas diese Reflexe noch gut erzeugen. Viele hochbrechende, gelbe Nadelchen, die man mit dem Phasenkontrast- und Elektronenmikroskop beobachtet, können nicht, wie wir zuerst vermuteten, Rutil sein, weil wir den gesamten TiO₂-Gehalt (siehe Analyse m 14, Tab. 8) für den röntgenographisch ermittelten Anatas brauchen. Allgemein wird angenommen, dass der Anatas in den Sedimenten authigen durch Umwandlung von Ilmenit gebildet wird. Uns schiene es nicht

Tabelle 8. *Chemische Analysen von dekarbonatisierten und bei 110° C getrockneten Gesamtproben*

Die Proben 103 und 108 entstammen der oberen Mergelgruppe; 115, 117, 121 und 126 der Schilfsandsteingruppe; 173 den Angulaten-Arietiten-Schichten; 175 den Insektenmergeln. Die mit m 14 und m 24 bezeichneten Proben sind aus einer Bohrung in den Obtusustonen.

	103	108	115	117	121	126	173	175	m 14	m 24
SiO ₂	68,7	52,9	66,9	57,7	58,6	60,5	55,2	56,9	72,8	65,3
Al ₂ O ₃	12,4	19,9	14,0	17,45	17,5	17,2	17,9	22,2	12,75	16,3
Fe ₂ O ₃	5,65	7,60	3,70	5,70	6,40	3,85	9,0	3,10	2,20	2,35
FeO	0,66	0,52	1,06	0,96	1,07	0,98	1,55	1,70	0,73	1,83
MgO	1,78	3,61	2,10	3,13	2,53	3,29	3,90	3,05	2,20	2,90
CaO	0,23	0,18	0,09	1,30	0,40	0,09	0,63	0,38	0,56	0,63
Na ₂ O	0,42	0,38	1,15	0,75	0,76	0,36	0,52	0,54	0,66	0,63
K ₂ O	4,5	7,4	4,95	6,15	6,75	7,65	3,87	4,76	2,85	3,42
MnO	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
TiO ₂	0,60	0,89	0,75	0,81	0,84	0,55	0,80	0,76	0,84	0,76
P ₂ O ₅	0,09	0,02	0,02	0,03	0,06	0,01	0,12	0,06	0,09	0,10
H ₂ O ⁺	4,31	6,67	4,31	4,87	5,03	5,02	4,82	5,38	3,32	4,60
S + C							1,50	1,02	0,85	0,93
	99,36	100,09	99,05	98,89	99,98	99,43	99,84	99,98	99,88	99,78

Tabelle 9. *Zusammensetzung der dekarbonatisierten Tonfraktionen einiger Proben der Obtusustone. In Gewichtsprozent.*

Probe	Fraktion	Illit	Chlorit	Kaolinit	Quarz	Kali-feldsp.	Albit	Anatas
m 14	2—6,3 μ	40	15	20—25	22	1,5	1,5	1
	< 2 μ	60	15	20—25	3	< 1	< 1	1
m 17	2—6,3 μ	40	15	20—25	19	1,2	2	1
	< 2 μ	60	15	20—25	3	< 1	< 1	1
m 19,5	2—6,3 μ	45	15	15—20	19	1,5	1,5	1
	< 2 μ	60—65	15	15—20	3	< 1	< 1	1
m 21	2—6,3 μ	45	15	15—20	19	1,5	2	1
	< 2 μ	60—65	15	15—20	3	< 1	< 1	1
m 22	2—6,3 μ	50	15	15	19	1,5	2	1
	< 2 μ	65—70	15	15	3	< 1	< 1	1
m 24	2—6,3 μ	45	20	15	19	1,2	2	1
	< 2 μ	65—70	15	15	3	< 1	< 1	1

unmöglich, dass wir hier eine Pseudomorphose von Anatas nach Rutil vor uns haben.

Pyrit. Bis in die feinsten Fraktionen finden wir die für Pyrit charakteristischen Reflexe auf 1,633 Å, 2,708 Å, 2,423 Å und 2,211 Å. In den gröbereren Fraktionen ist eine bedeutende Zunahme des Pyritgehaltes festzustellen.

Röntgenographisch ergab sich, dass die Proben vier- bis fünfmal mehr *Calcit* als *Dolomit* führen.

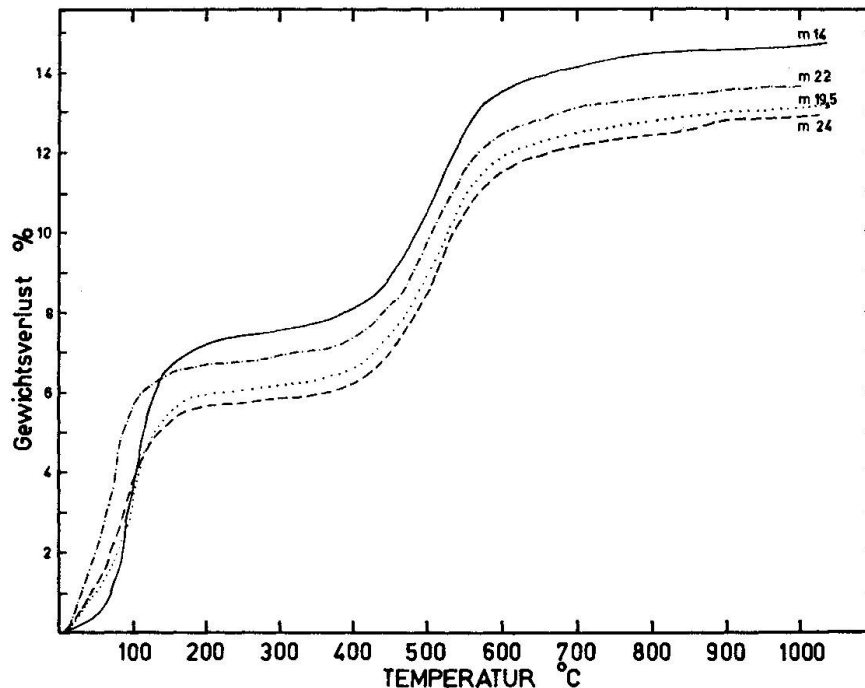


Fig. 9. TGA-Kurven einiger Fraktionen $< 2 \mu$ von Obtusustonen. Aufgeheizt in N_2 -Atmosphäre mit $2,5^\circ C$ pro Minute.

Diskussion

Die Tonmineralgehalte der Obtusustone sind ziemlich einheitlich. Trotzdem können wir aber folgende Veränderungen von unten nach oben feststellen (vgl. Tafel I und Tabelle 9): der Kaolinitgehalt nimmt relativ zu, der Illitgehalt entsprechend ab; die mittlere Körnung wird grösser.

FÜCHTBAUER und GOLDSCHMIDT (1963) nehmen eine Kaolinitbildung bei der frühen Diagenese an. Sie beobachteten, dass die neugebildete Kaolinitmenge um so grösser wird, je sandiger die Probe ist. Eine zweite mögliche Erklärung geben uns GRIFFIN und INGRAM (1955): An rezenten

Sedimenten konnten sie zeigen, dass der Kaolinitgehalt mit zunehmender Entfernung von der Küste geringer wird, trotzdem vom Festland her immer das gleiche detritische Material, wie Kaolinit, Illit, Chlorit und anderes, zugeführt wird. Der Kaolinitgehalt nimmt demnach in den feinkörnigen Schichten wegen des längeren Transportweges ab. Dabei sind unserer Meinung nach allerdings wiederum zwei mögliche Erklärungen für diese Beobachtung gegeben: Entweder ist der Kaolinit relativ grobkörnig und daher in den gröberen Lagen angereichert, oder er ist während des Transportes im Meerwasser zerstört worden.

In unseren Proben konnten wir nirgends Anzeichen einer diagenetischen Neubildung von Kaolinit feststellen, wie etwa Kaolinitprossung, zunehmende Kaolinitisierung der Feldspäte oder schön idiomorphe Kaolinitblättchen. Daher neigen wir eher dazu, die letztgenannten Erklärungen zur Deutung unserer Beobachtungen zu gebrauchen. Ob die Grobkörnigkeit des Kaolinites oder die Zerstörung während des Transportes der Grund für die Unterschiede in der Kaolinitführung ist, können wir nicht entscheiden.

Übrigens stellte auch KRUMM (1961) in Mitteldeutschland fest, dass im unteren Lias die terrestrischen Ablagerungen vorwiegend Kaolinit führen, gleichzeitige marine Ablagerungen dagegen Illit. Diese Beobachtung erklärt er durch Umwandlung von Kaolinit während des Transportes im Meerwasser.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Nachfolgend sei versucht, die untersuchten Formationen zu vergleichen und zu sehen, wie sich die zeitlichen und faziellen Änderungen auf die mineralogische Zusammensetzung auswirkten.

Das ganze Profil ist einem Gebiet entnommen, in welchem die Überlagerung wahrscheinlich nie mehr als 450—500 m betragen hat, so dass der Einfluss der Versenkungstiefe relativ gering sein dürfte. Nach FÜCHTBAUER und GOLDSCHMIDT (1963) verschiebt sich das Verhältnis Kaolinit zu Chlorit erst bei Überlagerung von 500—1000 m zugunsten des Chlorits. Montmorillonit und Mixed-layer-Mineralien bleiben nach WEAVER (1956) bis zu einer Versenkungstiefe von etwa 2500 m noch erhalten. Neuerdings glaubt man allerdings, dass diese Tiefe etwas geringer ist. Unsere Proben sind aber niemals so stark versenkt gewesen, so dass wir eine eventuelle Montmorillonit-Illit-Umwandlung ausser Betracht lassen können.

Paläogeographische Studien über die Trias-Lias-Zeit betrieb vor allem

FRANK (1930 und 1936). Seine Ergebnisse wurden später von TRÜMPY (1959) etwas abgeändert. Im folgenden seien die Verhältnisse, sofern sie für unsere Probleme von Interesse sind, kurz geschildert: Das Untersuchungsgebiet lag im Bereiche der germanischen Trias, wobei während des Gipskeupers stark salzige, lagunäre Verhältnisse, die zu Evaporitbildungen führten, herrschten. Es folgen die eher kontinentalen Ablagerungen des Schilfsandsteins mit starker detritischer Zufuhr. Marine Bildungen führten zum Gansinger Dolomit und der oberen Mergelgruppe. Der kontinentale Einfluss war hier allerdings noch gross. Während dieser ganzen Zeit erstreckte sich der Sedimentationsraum im Süden bis zu den Zentralmassiven, im Osten bis an die Böhmisches Masse und im Nordwesten endlich bis an die Vogesen und den Schwarzwald.

Gegen Ende der Trias trat eine Hebung auf, welche unser Gebiet während des ganzen Rhäts über Wasser hielt. Erst zu Beginn des Hettangiens wurde es wieder vom Meere überflutet, was zur Sedimentation der Insektenmergel, die sich nach FRANK (1930) in einer ruhigen Bucht des Meeres absetzten, führte. Die Sedimentationsräume waren in jener Zeit durch eine Schwelle westlich des untersuchten Gebietes ins schwäbische und fränkische Becken geteilt. Der Schwarzwald und die Vogesen lagen damals unter Meeresspiegel, während sich im Süden das alemannische Land weit über die Nordgrenze der Zentralmassive hinaus erstreckte. Die Angulaten- und Arietiten-Schichten, wie auch die Obtusustone wurden alle im Meer abgelagert, wobei das detritische Material einerseits aus aufgearbeiteten Sedimenten des alemannischen Landes und andererseits von der Verwitterungskruste der Böhmisches Masse zugeführt wurde. Während der Sedimentation der Angulaten- und Arietiten-Schichten setzte sich sehr viel Karbonat in Form von Organismenresten ab.

Die geschilderten Milieuänderungen kann man mit Änderungen in der Tonmineralzusammensetzung korrelieren: Die Tone der Evaporitserie des Gipskeupers führen neben Illit viel Corrensit und Chlorit. Auf diese spezielle Fazies werden wir in einer späteren Arbeit zurückkommen. Die Tone und sandig-siltigen Tone der Schilfsandsteingruppe führen vor allem Illit und wenig Chlorit. Die dolomitischen Mergel des Gansinger Dolomits und der oberen Mergelgruppe enthalten nur Illit. Die sehr feinkörnigen mergeligen Tone des Insektenmergels führen Illit, etwas Chlorit und sehr wenig Kaolinit. In den marinen detritischen Kalken der Angulaten-Arietiten-Schichten trifft man neben Illit Mixed-layer-Illit/Montmorillonit, in den mehr tonigen Schichten dieser Zone nur Illit, Kaolinit und Chlorit. Ähnlich zusammengesetzt sind die Obtusustone, auch marin epikonti-

mentale Bildungen. Erklärungen für die Zusammenhänge zwischen Milieuänderungen und Tonmineralzusammensetzung sind gegenwärtig noch schwierig zu geben, liegt hierüber doch noch sehr wenig Material vor. Die Unterschiede innerhalb der einzelnen untersuchten Sedimentserien wurden in den dortigen Diskussionen versucht zu erklären. Für die Unterschiede in der Tonmineralführung zwischen den Keuper- und Lias-Sedimenten ist sicher, neben Unterschieden im Ablagerungsmilieu, auch das Klima im Hinterland verantwortlich, das ja entscheidend die Art der Verwitterung und somit die Bildung der Verwitterungsminerale beeinflusst. Es schiene uns aber voreilig, aus unseren spärlichen Daten hierüber Näheres auszusagen. Wesentlich mehr Untersuchungen an anderen ähnlichen Profilen werden uns erst erlauben, Zusammenhänge herauszuarbeiten. Zum Schluss sei zusammengefasst, welche Minerale unseres Erachtens detritisch zugeführt wurden und welche authigen sind.

Detritisch zugeführt wurden: Illit, Kaolinit, Quarz, Feldspäte und Schwerminerale. Chlorit ist zum Teil sicher detritisch, zum Teil könnte er auch authigen entstanden sein.

Authigen sind: die Karbonate, Corrensit, Goethit, Gips, Anhydrit, Glaukonit, Pyrit und Markasit. Eine Zwischenstellung nimmt der Mixed-layer-Illit/Montmorillonit ein, der wahrscheinlich während des Transportes aus Illit entstanden ist. Auch der Anatas scheint durch Umwandlung, nämlich aus Rutil, entstanden zu sein.

Herrn Prof. Dr. E. Niggli möchte ich für die Förderung dieser Arbeit und die anregenden Diskussionen herzlich danken. Der Schweizerischen Geotechnischen Kommission sei für die finanzielle Unterstützung bestens gedankt; ihrem Präsidenten, Herrn Prof. F. de Quervain, möchte ich für die kritische Prüfung dieser Arbeit danken. Herrn Dr. H. R. Oswald und R. Giovanoli danke ich sehr für die Hilfe bei den elektronenmikroskopischen Aufnahmen. Herr Prof. Dr. W. Nowacki (Abt. für Kristallographie und Strukturlehre) stellte mir wieder freundlicherweise das Diffraktometer zur Verfügung.

Literatur

- BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördl. Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. Verh. Natf. Ges. Basel. 12.
 BRAUN, L. (1920): Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1:25000). Verh. Natf. Ges. Basel. 31.
 BRINDLEY, G. W. (1961): In: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. G. Brown editor. Mineralog. Soc. London.
 BRUNNSCHWEILER, R. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. Diss. Zürich.

- ECHLE, W. (1961): Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen. Heidelberg Beitr. z. Min. u. Petr. 8.
- FRANK, M. (1930): Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. N. Jb. Min. Geol. Pal. Abt. B., Beil. Bd. 64.
- (1936): Der Faziescharakter der Schichtgrenzen in der süddeutschen und kalkalpinen Trias. Zbl. Min. Geol. Pal. Abt. B.
- FÜCHTBAUER, H. und GOLDSCHMIDT, H. (1963): Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. Int. Clay Conf. Stockholm.
- GOLDSMITH und LAVES, F. (1954): The microcline-sanidine stability relations. Geoch. et Cosmochim. Acta, Vol. 5.
- GOODYEAR, J. and DUFFIN, W. J. (1954): The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method. Min. Mag. 30.
- GRIFFIN, G. M. and INGRAM, R. L. (1955): Clay minerals of the Neuse River Estuary. J. Sed. Petr. 25.
- KRUMM, H. (1962): Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone. Geol. Rdsch. 51/2.
- LIPPMANN, F. (1954): Über einen Keuperton von Zaisenweiher bei Maulbronn. Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. 4.
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argilleux dans la sédimentation études sur les argiles du Trias. Mém. serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine. 23.
- MACKENZIE, W. S. (1954): The orthoclase-microcline inversion. Min. Mag. 30.
- MARTIN-VIVALDI, J. L. and MAC EWAN, D. M. C. (1960): Corrensite and swelling Chlorite. Clay Min. Bull. 4.
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helv. 54/1.
- MÜHLBERG, F. (1908): Geol. Karte der Umgebung von Aarau 1:25000.
- PETERS, TJ. (1961): Tonmineralogische Untersuchungen an Glazialmergeln von Zollikofen und an aquitanen Tonen und Mergeln von Pieterlen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41/1.
- (1962): Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinustonen und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42/2.
- TRÜMPY, R. (1959): Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. Eclogae geol. Helv. 52/2.
- WEIBEL, M. (1961): Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41/2.

Manuskript eingegangen am 11. Juni 1964.

PROFIL UND ZUSAMMENSETZUNG DER UNTERSUCHTEN KEUPER- LIAS-GESTEINE AUS DEM SCHWEIZER TAFELJURA

Das Profil wurde aufgenommen in der Tongrube Frick und ergänzt nach einem Lias-Bohrprofil aus der Umgebung der Grube und einem Profil durch den obersten Gipskeuper bei Bäckerjoch

Lias

Trias (Keuper)

