

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6870	Bd. 14	5	S. 115-129	7 Abb., 2 Tab.	Innsbruck, März 1986
--------------------------------	----------------	--------	---	------------	----------------	----------------------

# SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN UND ILLITKRISTALLINITÄT IM PROFIL ÖFENBACH BEI SAALFELDEN (SALZBURG)

Th. Ohlenschläger, Frankfurt/Main

## INHALT

Zusammenfassung-Summary-Résumé-Resumen

### 1. Einleitung

- 1.1. Arbeitsrahmen und Zielsetzung
- 1.2. Probenentnahme und Aufbereitungsgang
- 1.3. Röntgendiffraktometrie

### 2. Ergebnisse

- 2.1. Mineralbestand der säureunlöslichen Fraktion  
    < 2 µm
- 2.2. Veränderung der Mineralführung im Profil
- 2.3. Illitkristallinität
- 2.4. Veränderung der Illitkristallinität im Profil  
    Öfenbach
- 2.5. Al/(Fe+Mg)-Verhältnis und Illitkristallinität
- 2.6. Detailuntersuchung im Reiflinger Knollenkalk

### 3. Diskussion der Ergebnisse

Literatur

Anhang

## ZUSAMMENFASSUNG

An 49 Proben aus dem Steinalmkalk und Reiflinger Knollenkalk des Öfenbach-Profiles wurden die säureunlöslichen, silikatischen Rückstände der Fraktion kleiner 2 µm röntgendiffraktometrisch auf ihren Mineralbestand überprüft.

In diesen Rückständen ist Illit als einziges Mineral in allen Proben anzutreffen, es spielt auch mengenmäßig die größte Rolle. Magnesiumreiche Chlorite sowie Quarz sind in ihrem Auftreten eng an die Reiflinger Knollenkalke gebunden. Auch bei Palygorskit und Albit kann eine Häufung in den Knollenkalcken beobachtet werden.

Untergeordnet treten Kaolinit, quellfähige Tonminerale (mixed-layer-Minerale), Kalifeldspat und Eisenoxide auf.

Pyrophyllit und Paragonit konnten nur in Spuren in je einer Probe nachgewiesen werden.

An Illiten durchgeführte K/Ar-Bestimmungen ergaben Alterswerte von 123 Mio. Jahren bis 178 Mio. Jahren.

Die an den Karbonatgesteinsproben ermittelte Illitkristallinität ergab einen arithmetischen Mittelwert von  $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \text{ Theta}$ , was neben den Spuren von Pyrophyllit und Paragonit auf eine stark anchizonale Metamorphose hinweist.

## SUMMARY

49 samples from the Steinalmkalk and the Reiflinger Knollenkalk members were treated by acid solution and analysed by means of X-ray diffraction to investigate the mineral constituents of the silicate residue, fraction below 2 micron.

Illite is the only mineral to be found in all samples, it is the main silicate mineral constituent.

Magnesium-rich chlorites and quartz are closely connected to the Reiflinger Knollenkalk.

In the Knollenkalk, also an accumulation of palygorskite and albite has been found.

Subordinate kaolinite, swelling mixed-layer minerals, potassium-feldspar and ironoxides occur in both members. Pyrophyllite and paragonite were found in two of the samples in traces.

K/Ar-investigations of illite-minerals yielded data of about 123 m.y. to 178 m.y.

Illite crystallinity derived from the carbonate rock samples shows a mean value of  $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \theta$ . With the small amounts of pyrophyllite and paragonite it points towards stronger anchimetamorphic conditions.

#### RESUME

49 échantillons pris du Steinalmkalk et du Reiflinger Knollenkalk furent traités par acidification et examinés au moyen de la diffraction X afin de déterminer les composants minéraux des résidus silicatés de la fraction inférieure à  $2 \mu\text{m}$ .

Illite est le seul minéral qui se trouve dans toutes les échantillons, constituant également le composant plus important des résidus silicatés.

Les chlorites magnésiens et le quartz sont étroitement liés au Reiflinger Knollenkalk. De même, on a trouvé une accumulation de palygorskite et d'albite dans le Knollenkalk. Le kaolinite, les minéraux argileux gonflants (mixed-layer minerals), potassium-feldspath, et des oxydes de fer sont de moindre importance. Seulement des traces de pyrophyllite et de paragonite apparaissent dans deux échantillons.

Des déterminations d'âge K/Ar de l'illite menèrent à des résultats d'environ 123 millions à 178 millions d'années.

La cristallinité de l'illite dérivée des échantillons de carbonate est d'une moyenne arithmétique de  $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \theta$ , indiquant des traces de pyrophyllite et de paragonite ainsi qu'un métamorphisme anchizonal fort.

#### RESUMEN

Se examinaron radiográficamente 49 pruebas de "Steinalmkalk" y de "Reiflinger Knollenkalk" del perfil de Öfenbach para determinar la composición mineralógica de los residuos silicáticos no solubles de fracción menor a  $2 \mu\text{m}$  por acidificación.

La illita es el único mineral encontrado en todos estos residuos, e igualmente el predominante en cantidad. Los cloritos de magnesio, junto con el cuarzo, aparecen estrechamente unidos al "Reiflinger Knollenkalk".

También se observa una acumulación de palygorskito y albite en los "Knollenkalk".

En segundo lugar se registran la caolinita, minerales de arcilla dilatables (mixed-layer minerals), feldspato de potasio y óxidos de hierro.

Se comprobaron rastros de pirofilita en una prueba, y de paragonito en otra.

Determinaciones radiométricas de K/Ar illita dieron una datación isotópica de 123 millones de años hasta 178 millones de años.

Determinaciones radiométricas de K/Ar illita dieron una datación isotópica de 123 millones de años hasta 178 millones de años.

La cristalinidad de la illita, obtenida en pruebas de carbonatos, demostraron un promedio aritmético de  $4.9 \text{ nm} = 0.245^\circ 2 \theta$ . Esto implica, junto con la presencia de rastros de pirofilita y paragonito, una metamorfosis anchizonal-alta.

## 1. EINLEITUNG

### 1.1. Arbeitsrahmen und Zielsetzung

Im Rahmen sedimentpetrographischer Untersuchungen an mitteltriadischen Gesteinen im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wurden 9 Profile auf ihre tonmineralogische Zusammensetzung sowie auf Anzeichen einer sehr schwachen Metamorphose hin untersucht (OHLENSCHLÄGER, 1984), worunter sich auch das bei Saalfelden gelegene Profil Öfenbach befand.

Lange Zeit galten die Nördlichen Kalkalpen gegenüber dem hochmetamorphen Tauernkristallin und der epimetamorphen Grauwackenzone als von der alpidischen Metamorphose unbeeinflusster Deckenstapel, zudem war das Auffinden einer niedrigstgradigen Metamorphose wegen des Fehlens von Metavulkaniten und den daraus bekannten Neubildungen in den karbonatisch-pelitischen Gesteinen nicht möglich.

Erst durch den verstärkten Einsatz der Röntgendiffraktometrie gelang es, auch nur in geringen Mengen vorhandene Mineralneubildungen nachzuweisen; außerdem war nach der Feststellung von WEAVER (1960), daß die Illit-Gitterordnung als ein Indikator für beginnende Metamorphose benutzt werden kann, der Petrologie eine Methode in die Hand gegeben, die es gestattete, auch solche Gesteine zu untersuchen, in denen infolge von Chemismus und Mineralzusammensetzung keine fazieskritischen Minerale gebildet werden können.

In der Folgezeit konnten von einer Reihe von Autoren alpidische Metamorphoseeinflüsse auf bisher als unmetamorph angesprochene Sedimentgesteine nachgewiesen werden (u.a. KUBLER, 1970; FREY, 1970; SCHRAMM, 1980; KRUMM, 1977, 1984).

Im Profil Öfenbach sollte die Zusammensetzung der säureunlöslichen silikatischen Rückstände und die Untersuchung der Illitkristallinität einen Hinweis auf die Höhe der Diagenese- bzw. Metamorphosebedingungen erbringen, denen diese Karbonate ausgesetzt waren.

### 1.2. Probenentnahme und Aufbereitungsgang

Die Beprobung erfolgte entlang der Fahrstraße zur Wiechenthaler Hütte zwischen der zweiten Kehre auf ca. 900 m ü.NN. und der Clessinsperre.

In einem Abstand von ca. 2 m wurde je eine Probe entnommen; davon abweichend wurde enger beprobt, wenn sich ein deutlicher Wechsel in der Lithologie einstellte oder sich Tufflagen einschalteten. Insgesamt wurden 49 Proben entnommen, wovon 19 Proben auf den Steinalmkalk, 28 auf die Reiflinger Knollenkalke und 2 Proben auf den Ramsaudolomit entfallen (vgl. Abb. 7 a). Es wurde darauf geachtet, möglichst frische Proben zu gewinnen, um den Verwitterungseinfluß auf die Tonminerale klein zu halten bzw. ganz auszuschließen.

Die mit einer harten Bürste gewaschenen Gesteine wurden mit dem Backenbrecher bis auf eine Korngröße von 2 mm zerkleinert und der hierbei anfallende Staubanteil mit einem Sieb abgetrennt, wodurch eventuell noch vorhandene Verwitterungskrusten entfernt werden. Von der groben Siebfraction (über 2 mm) wurden jeweils 20 g in einem Schraubdeckelglas mit 100 ml 20%-iger Ameisensäure versetzt. Nach der Karbonatauflösung müssen die silikatischen Rückstände ca. 15 x mit entsalztem Wasser gewaschen werden, um die bei der Reaktion mit der Säure entstandenen Kalzium-Formiate zu entfernen, da sich diese Salze bei der Röntgenaufnahme störend auswirken können.

Zur besseren Dispergierung wurden alle Proben 5-10 Minuten lang mit Ultraschall behandelt und mit einer 0.25%-igen  $\text{NH}_3$ -Lösung neutralisiert, bevor die Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  nach dem Atterberg-Verfahren abgetrennt wurde.

Um eine Vergleichbarkeit röntgenographischer Untersuchungen zu gewährleisten, wurde bei der Präparation des Texturpräparates auf eine einheitliche Belegungsdichte von 1 mg pro  $\text{cm}^2$  Präparatfläche geachtet. Ein Meßzylinder wird dabei mittels eines abdichtenden Gummiringes auf einen Glasobjektträger aufgedrückt und die erforderliche Substanzmenge in den Zylinder pipettiert.

### 1.3. Röntgendiffraktometrie

Die Untersuchungen wurden mit dem Röntgendiffraktometer Müller Mikro 111 unter folgenden Aufnahmebedingungen durchgeführt:

Röhre und Art der Strahlung : Cu-Röhre,  $K_{\alpha}$  -

Strahlung

Vertikalgoniometer: PW 1060/25

Anregungsspannung und Stromstärke der Röhre:

34 kV/30 mA

Filter im Strahlengang: Nickel-Filter

Blendensatz:  $1^{\circ}/0.2 \text{ mm}/1^{\circ}$

Art des Zählers: Proportionalitätszähler PW 1965/50

Goniometervortrieb:  $1/2^{\circ}$  pro Minute

Papiergeschwindigkeit: 600 mm/h

Verstärkung: Vollausschlag bei  $1 \times 10^3$  cps

Zeitkonstante: 4 Sekunden

Alle Aufnahmen umfassen den Winkelbereich zwischen  $2^{\circ}$  und  $35^{\circ} 2 \text{ Theta}$ . Anschließend wurde jedes Präparat 72 Stunden lang bei  $40^{\circ} \text{ C}$  einer an Monoäthylenglycol gesättigten Atmosphäre ausgesetzt und nochmals bis zu einem Winkel von  $16^{\circ} 2 \text{ Theta}$  geröntgt.

Diese Behandlung hat zur Folge, daß alle quellfähigen Anteile, bedingt durch die Aufweitung ihrer Basisabstände bei niedrigeren Glanzwinkeln, die jeweils charakteristischen Reflexe erzeugen.

Die Halbhöhen-Breiten wurden von den glycolbehandelten Präparaten mit einer Lupe mit 0.1-mm-Skala von der Mitte der Linienbreite des Schreiberstiftes zur gegenüberliegenden Mitte gemessen (s. Abb. 4).

Zur besseren Unterscheidung von Kaolinit und Chlorit sowie zur Bestimmung von eisen- und magnesiumreichen Chloriten wurden einige Präparate 60 Minuten lang im Muffelofen bei  $600^{\circ} \text{ C}$  erhitzt und nach langsamem Abkühlen - um ein Platzen des Objektträgers zu verhindern - erneut röntgenographisch untersucht.

Mit freundlicher Genehmigung von Prof. W. Frank wurden am Geologischen Institut der Universität Wien vier illitreiche Proben der Fraktion kleiner  $2 \mu\text{m}$  auf ihren K/Ar-Gehalt hin überprüft. Die gemessenen Daten sind im Anhang (Tab. 2) aufgelistet.

## 2. ERGEBNISSE

### 2.1. Mineralbestand der säureunlöslichen Fraktion $< 2 \mu\text{m}$

#### Illit

Unter dem Begriff Illit werden Tonminerale mit Muscovitstruktur zusammengefaßt, die bei  $10 \text{ \AA}$  den ersten Röntgen-Basisreflex erzeugen, aber nicht mehr das vollständige Muscovit-Diffraktogramm aufweisen.

Wie aus Abb. 3 zu entnehmen ist, kommt Illit in allen Proben vor und ist auch quantitativ das bedeutendste Schichtsilikat.

Wegen der Texturierung war die Unterscheidung der Illit-Polytypen anhand der Nichtbasisreflexe nur in wenigen Fällen möglich. Die Illite aus den Karbonaten scheinen überwiegend in der 2M-Modifikation vorzuliegen, während die Illite aus den Tuffen als 1M-Illit ausgebildet sind.

#### Chlorit

Chlorit ist leicht an den Basisreflexen der I. und II. Ordnung bei  $14 \text{ \AA}$  und  $7 \text{ \AA}$  zu erkennen.

Das Intensitätsverhältnis der beiden Basisreflexe (001)/(002) erlaubt nach BROWN (1961) Rückschlüsse auf den Chemismus der Chlorite. Wenn die Quotienten kleinere Werte als 0.3 annehmen, muß von eisenreichen Chloriten ausgegangen werden, die als diagenetisch neu gebildet angesehen werden.

Chlorite mit Intensitätsverhältnissen um/über 0.3 werden als magnesiumreich gedeutet und können entweder als Umwandlungsprodukte aus weniger stabilen eisenreichen Chloriten durch Temperaturerhöhung entstanden oder detritischen Ursprungs sein. Ein Großteil der Chlorite wies Verhältnisse über 0.3 auf, es traten aber auch in einigen Proben Verhältnisse zwischen 0.23 und 0.30 auf.

Nach dem Erhitzen auf  $600^{\circ} \text{ C}$  zeigten die (001)-Reflexe deutlich höhere Intensitäten an, während die (002)-Reflexe ebenso deutlich an Intensität verloren bzw. ganz verschwanden.

Aus diesen Ergebnissen ist zu schließen, daß die Chlorite im Profil Öfenbach überwiegend als magnesiumreiche Polytypen ausgebildet sind, während eisenreichere Chlorite meist fehlen bzw. unter der röntgenographischen Nachweisgrenze liegen.

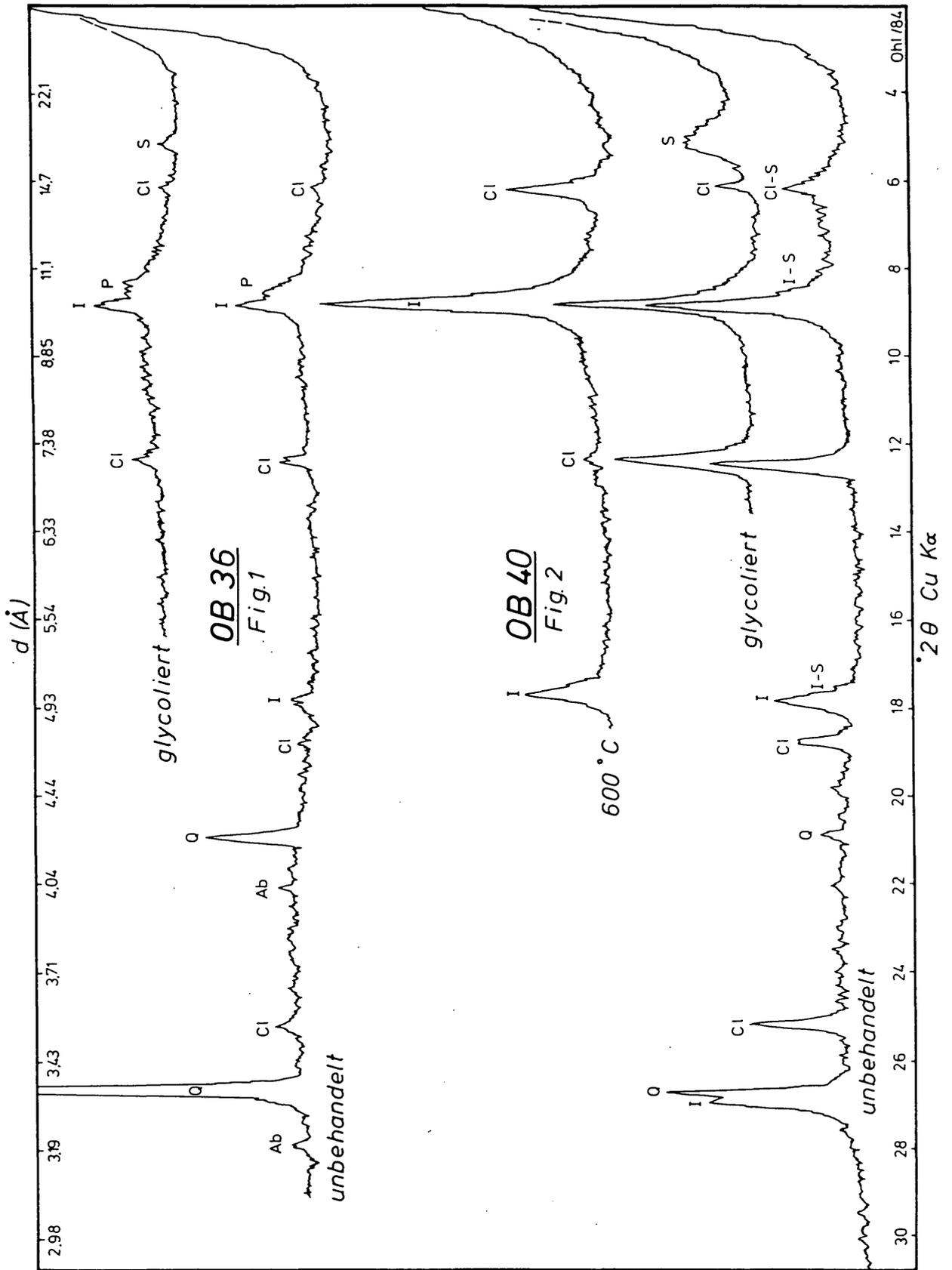


Abb. 1: Charakteristische Röntgendiagramme zweier Proben der Fraktion kleiner 2  $\mu\text{m}$ . I = Illit, Cl = Chlorit, S = Smektit-Anteil der Illit-Smektit- und Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale, I-S und Cl-S = Illit-Smektit- und Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale, Q = Quarz, Ab = Albit.

## Kaolinit

Zur Identifizierung von Kaolinit eignet sich am besten der (002)-Reflex bei  $3.58 \text{ \AA}$ , denn der (001)-Reflex bei  $7.16 \text{ \AA}$  kann wegen möglicher Koinzidenzen mit dem (002)-Reflex von Chlorit bei  $7.13 \text{ \AA}$  verfälscht werden.

Der Basisreflex II. Ordnung von Kaolinit bei  $3.58 \text{ \AA}$  ist leicht getrennt vom (004)-Reflex des Chlorit bei  $3.56 \text{ \AA}$ . Die scharfen Basislinien verschieben sich beim Glycolieren nicht. Die Temperaturbehandlung bei  $600^\circ\text{C}$  führt nach CARROLL (1970) zu einem Zusammenbruch der Struktur und damit zu einer röntgenamorphem Substanz.

Mit diesem Verfahren ist eine gute Unterscheidbarkeit mit evtl. vorhandenen Chloritmineralen gegeben, die bei diesen Temperaturen noch stabil bleiben.

## Pyrophyllit

Das Auftreten dieses fazieskritischen Minerals läßt sich in der Probe OB 9a durch die Basisreflexe bei  $9.2 \text{ \AA}$  und  $4.58 \text{ \AA}$  erkennen, allerdings sind die Intensitäten nur schwach ausgeprägt. Die Untersuchung der Fraktion  $< 0.63 \mu\text{m}$  derselben Probe erbrachte keine erhöhten Pyrophyllitintensitäten.

## Paragonit

In der Probe OB 26 ist Paragonit durch die Reflexe bei  $9.71 \text{ \AA}$  und  $4.43 \text{ \AA}$  nachzuweisen; nach KRALIK (1983) kann dieses Mineral sowohl detritischer Natur als auch während der Anchimetamorphose neu gebildet werden.

## Quellfähige Tonminerale

Unter diesem Sammelbegriff (in Abb. 1, S = Smektite) wurden hier alle quellfähigen Tonminerale zusammengefaßt, deren Basisreflex nach dem Glycolieren gegen  $17 \text{ \AA}$  lag.

Obwohl in fast der Hälfte aller Proben quellfähige Tonminerale nachzuweisen waren, spielen sie mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle.

Sie liegen, wie die Röntgendiagramme zeigen, meist als Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale und seltener als Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale vor.

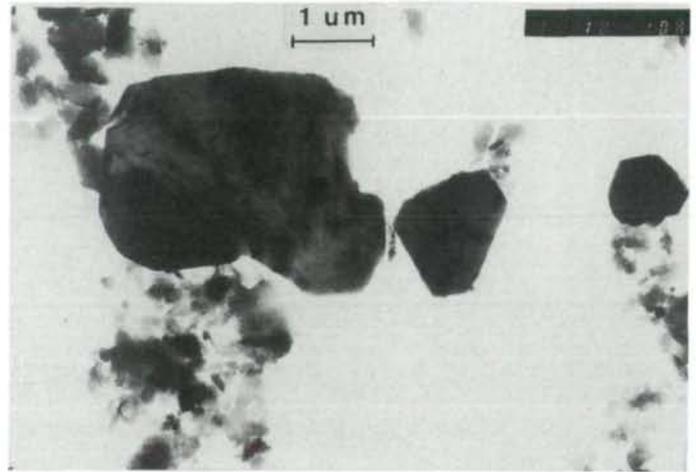


Fig. 1

OB 10

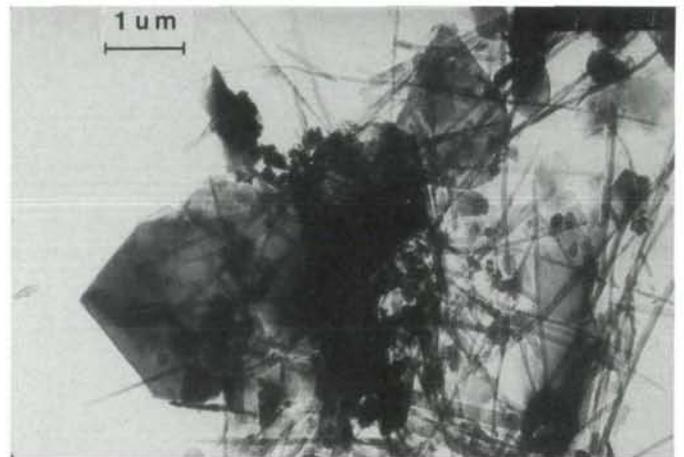


Fig. 2

OB 36

Abb. 2:  
Elektronenmikroskopische Aufnahmen von Illit, Quarz und Palygorskit. Vergrößerung 10.000-fach.  
Die Illite in Fig. 1 und 2 sind überwiegend hypidiomorph ausgebildet, die pseudohexagonale Struktur ist gut in Fig. 2 zu erkennen. Das Kettensilikat Palygorskit bildet bis zu  $6 \mu\text{m}$  lange Nadeln aus, die meist zu filzigen Büscheln angeordnet sind. Am rechten Bildrand der Fig. 1 ist ein nicht durchstrahlbares, hypidiomorphes Korn zu erkennen, bei dem es sich nach der energiedispersiven Röntgenmikroanalyse um Quarz handelt. Die Idiomorphie wird als Hinweis für die diagenetische Neubildung dieses Kristalls angesehen.

## Palygorskit

In 11 Karbonatgesteins- und Tuffproben konnte Palygorskit aufgrund des charakteristischen (110)-Reflexes bei  $10.5 \text{ \AA}$  und der folgenden Linien bei  $6.44 \text{ \AA}$ ,  $4.5 \text{ \AA}$  und  $3.23 \text{ \AA}$  röntgenographisch nachgewiesen werden.

Auch elektronenmikroskopische Untersuchungen bestätigten dies, wofür in Abb. 2, Fig. 2, ein Beispiel gegeben ist. Für die Bildung von Palygorskit stehen zwei Möglichkeiten im Vordergrund:

1. Durch Verwitterung palygorskitführender Ausgangsgesteine kann er detritisch ins Meer gelangt sein.
2. In marinem Flachwassermilieu kann bei hohen pH-Werten und entsprechendem Magnesiumangebot aus Smektiten und vulkanischen Gläsern Palygorskit neu gebildet werden.

## Quarz

Während Quarz in den Proben aus dem Steinalmkalk völlig fehlt, konnte er in allen Proben aus den Reiflinger Knollenkalken mit Ausnahme der Tuffe zum Teil mit hohen Intensitäten beobachtet werden. Charakteristisch für Quarz ist der bei  $4.26 \text{ \AA}$  gelegene (100)-Reflex, da der (101)-Hauptreflex bei  $3.3 \text{ \AA}$  durch den (003)-Basisreflex von Illit überlagert wird.

## Feldspäte

Während Albit überwiegend in den Proben aus dem Reiflinger Knollenkalk auftritt, ist der Mikroklin stärker an den Steinalmkalk gebunden. Beide spielen aber im Gesamtmineralbestand nur eine untergeordnete Rolle.

## Eisenoxide

Hämatit und seltener Goethit konnten in einigen Proben aus dem rotgefärbten Horizont im hangenden Bereich der Reiflinger Knollenkalken gefunden werden. Sie dürften für die rote Gesteinsfarbe verantwortlich sein.

## 2.2. Veränderung der Mineralführung im Profil

Die oben beschriebenen Minerale sind nicht gleichmäßig in allen Proben anzutreffen, sondern in Abhängigkeit von der Lithologie horizontweise angereichert.

In Abb. 3 wurden für die Säulendiagramme nur die Karbonatgesteins- und Mergelproben aus dem Steinalmkalk und dem Reiflinger Knollenkalk miteinander verglichen. Die Tuffe und Tuffite sowie die Dolomite aus dem Ramsaudolomit sind hier nicht dargestellt.

Während Illit in allen Proben auftritt, sind Chlorit und Quarz überwiegend an die Proben aus dem Reiflinger Knollenkalk gebunden. Quarz fehlt im Steinalmkalk völlig, während Chlorit hier nur in zwei Proben mit sehr geringen Intensitäten beobachtet wird.

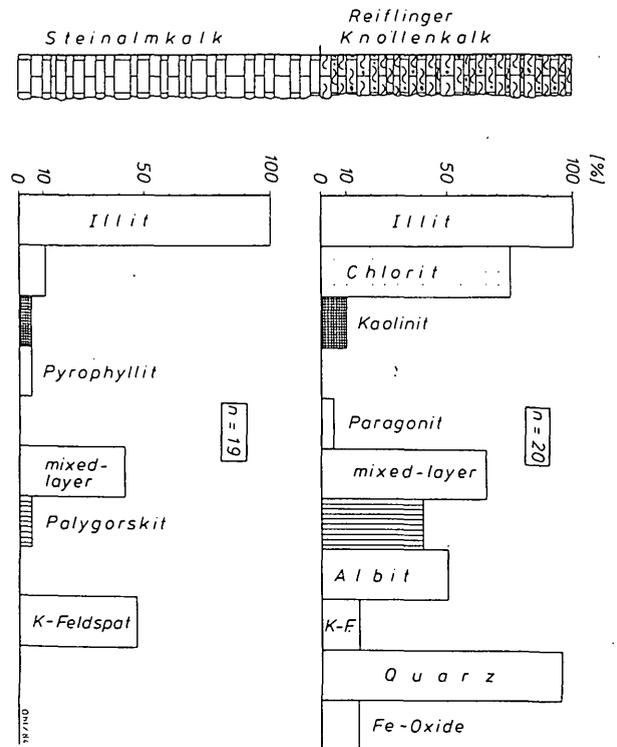


Abb. 3: Häufigkeitsverteilung der in den Proben aus dem Steinalmkalk und Reiflinger Knollenkalk nachgewiesenen Minerale. Tuffe und Tuffite sowie die Dolomite aus dem Ramsaudolomit sind hier nicht berücksichtigt. Quantitative Anteile sind daraus nicht ableitbar. n = Anzahl der Proben = 100%.

Palygorskit und Albit sind ebenfalls deutlich in den Knollenkalken angereichert, während Kalifeldspat häufiger im Steinalmkalk auftritt.

Die leicht erhöhten Gehalte an quellfähigen Tonmineralen (mixed-layer) in den Knollenkalken sind an die hier zusätzlich auftretenden Chlorit-Smektit-Wechsellaagerungsminerale gebunden.

In den 9 als Tuff oder Tuffit angesprochenen Proben ist Illit das einzige in allen Proben vorhandene und zudem das mengenmäßig bedeutendste Tonmineral.

Charakteristisch für die meisten an Tuffe gebundenen Illite ist deren schlechtere Illitkristallinität (vergl. Kap. 2.3.) bei gleichzeitig erhöhter Intensität des Basisreflexes gegenüber denjenigen in den benachbarten Karbonatgesteinsproben. Die Smektit-Gehalte liegen deutlich höher. Auch in der Chlorit- und Quarzführung unterscheiden sich die Tuffe deutlich von ihrem Nebengestein. Nur zwei Tuffe führen geringe Chloritgehalte, die Quarze weisen niedrigere Intensitäten auf bzw. fehlen ganz.

Chlorite wurden von KUBANEK (1969, S. 167) für die charakteristische Grünfärbung der Tuffe verantwortlich gemacht, was nach diesen Ergebnissen jedoch nicht als alleiniger Grund angesehen werden darf.

Albite sind in den Tuffen meist in großen Mengen vorhanden, auch die Kaolinitgehalte sind in den Tuffen höher als in den Karbonatgesteinen. Zeolithe konnten nicht festgestellt werden.

### 2.3. Illitkristallinität

2M-Muscovit stellt das stabile Endglied der glimmerartigen Tonminerale dar, alle Zwischenstufen des Glimmerabbaus zeichnen sich durch einen zunehmend ungeordneten Gitteraufbau aus, bei dem die räumliche Ausdehnung von kohärenten Gitterbereichen relativ klein und die Anzahl der Gitterfehlstellen relativ hoch ist. Dies geht Hand in Hand mit abnehmenden Kaliumgehalten.

Durch aufbauende Prozesse im Zusammenhang mit Kationenaustausch und zunehmenden Kaliumeinbau bei erhöhten Temperaturen nimmt die Größe der kohärenten Gitterbereiche wieder zu und die Fehl-

stellen werden weniger, d.h. die Kristallinität nimmt zu.

Schlecht kristallinierte Glimmer lassen sich röntgenographisch an einem breiten, unruhigen Basisreflex bei ca.  $10 \text{ \AA}$  erkennen, mit zunehmender Kristallinität wird der Reflex schlanker, gleichmäßiger, und die Intensität nimmt zu (siehe Abb. 4).

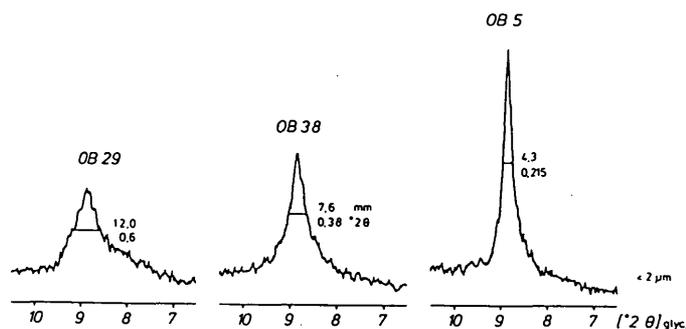


Abb. 4: Illit-Basisreflex und Halbhöhenbreite von drei Proben aus dem Profil Öfenbach. Fraktion kleiner  $2 \mu\text{m}$ . Von links nach rechts nimmt die Halbhöhenbreite der Illit-Basisreflexe ab, d.h. die Illitkristallinität nimmt zu! Die Probe OB 29 stammt aus einer Tufflage; OB 38 aus dem Reiflinger Knollenkalk und OB 5 aus dem Steinalmkalk.

Um nun eine Maßzahl für die Kristallinität des Illits zu erhalten, hat sich in den letzten Jahren der Vorschlag von KUBLER (1967, 1968) allgemein durchgesetzt, die Messung der Breite des I. Beugungsmaximums auf dessen halber Höhe über dem Untergrund durchzuführen.

Diese "Halbhöhenbreite" (abgekürzt HB) wird in Millimetern gemessen; zur besseren Vergleichbarkeit mit Werten anderer Autoren auch in Grad zwei Theta ( $^{\circ} 2 \theta$ ) angegeben. Da die Halbhöhenbreiten korngrößenabhängig sind (WEBER, 1972), werden hier nur die Daten aus der Fraktion kleiner  $2 \mu\text{m}$  Äquivalentdurchmesser verwendet, da man davon ausgehen kann, daß in dieser Fraktion die Beeinflussung durch detritische Illite klein ist.

#### 2.4. Veränderungen der Illitkristallinität im Profil Öfenbach

In Abb. 7 b sind die gemessenen Werte der Illitkristallinität gegen deren Lage im Profil aufgetragen, wobei die Karbonate, Mergel und Tuffe durch unterschiedliche Signaturen gekennzeichnet wurden. Wie aus der Abbildung zu entnehmen ist, sind zwei voneinander abweichende Halbhöhenbreiten-Verteilungen ausgebildet.

Innerhalb des Steinalmkalkes weisen die Illit-Halbhöhenbreiten eine eng begrenzte Streuung mit Meßwerten zwischen 3.5 und 5.5 mm HB auf. Mit der einsetzenden Reiflinger Knollenkalkfazies ab Profilmeter 53 nimmt die Streuung der Meßwerte sprunghaft zu, wobei in den Karbonatgesteinen die Halbhöhenbreiten zwischen 4 und 8 mm liegen. Die Tuffe und Mergel erreichen z.T. erheblich höhere HB-Werte. Die zwei Proben aus dem Ramsau-Dolomit nehmen wieder ähnliche Werte wie die des Steinalmkalkes an, was aber wegen der zu geringen Probenzahl nicht überbewertet werden darf.

#### 2.5. Al/(Fe+Mg)-Verhältnis und Illitkristallinität

ESQUEVIN (1969) konnte nach chemischen und kristallographischen Untersuchungen zeigen, daß das Verhältnis der Intensitäten des (002)-Beugungsreflexes bei  $5 \text{ \AA}$  und des (001)-Beugungsreflexes bei  $10 \text{ \AA}$  als ein ungefähres Index für das Al/(Fe+Mg)-Verhältnis in der Oktaederschicht angesehen werden kann. (Die ESQUEVIN-Schreibweise wird, um Mißverständnissen vorzubeugen, beibehalten). Er fand heraus, daß ein hohes Al/(Fe+Mg)-Verhältnis (größer 0.3) die Kristallinitätsverbesserung in der Anchi- und Epizone beschleunigt, wohingegen Magnesium-Illite mit  $I_{(002)}/I_{(001)}$ -Verhältnissen unter 0.3 in diesen Metamorphosebereichen deutlich schlechtere Illitkristallinitätswerte erbrachten.

DUNOYER DE SEGONZAC (1969) kam zu ähnlichen Ergebnissen, wobei er zeigen konnte, daß gleiche Ausgangssedimente (nur unterschiedlich in ihrem Metamorphosegrad) bei steigender Metamorphose neben einer IK-Verbesserung auch eine Verschiebung des Intensitätsverhältnisses von Werten um 0.3 auf über 0.5 aufweisen.

In Abb. 7 c sind die Intensitätsverhältnisse gegen die Profilmeter aufgetragen, wobei sich die Zweiteilung des Profils, wie sie sich in der IK-Verteilung auswirkt, auch in den Verhältniszahlen wiederfinden läßt.

Diese Werte liegen bei den Proben aus dem Steinalmkalk zwischen 0.5 und 0.6 sehr eng beieinander und verringern sich in den Reiflinger Knollenkalken bei einer größeren Streuung auf Werte zwischen 0.3 und 0.5. Die beiden Proben aus dem Ramsau-Dolomit liegen wieder um 0.5.

Wie eine Korrelationsberechnung der Daten aus den Karbonat- und Mergelgesteinen ergab, besteht eine signifikante Veränderung von Proben mit hohen Intensitätsverhältnissen und geringen Halbhöhenbreiten zu Proben mit geringen Intensitätsverhältnissen und hohen Halbhöhenbreiten.

#### 2.6. Detailuntersuchungen im Reiflinger Knollenkalk

Die Knollen der Reiflinger Kalke sind vielfach konzentrisch aufgebaut, wobei der Kern sich durch seine höheren Karbonatgehalte gegenüber den nach außen zunehmenden Tongehalten als verwitterungsresistenter erweist und morphologisch hervortritt.

Da für die Profilaufnahme nur die stärker karbonatisch ausgebildeten Knollen beprobt wurden, war es darüber hinaus von Interesse, die silikatischen Rückstände in den schalenförmigen Randpartien einer Knolle zu untersuchen, wozu eine Bank ausgesucht wurde, deren konzentrischer Aufbau sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden weitgehend erhalten war. Die Zeichnung in Abb. 5 gibt den beprobten Bereich wieder. Von jedem in sich makroskopisch homogenen Teilbereich wurde das Gestein herauspräpariert und nach dem in Kap. 1.2 beschriebenen Aufbereitungsverfahren behandelt und ausgewertet. Unterhalb der in der Zeichnung mit a-f gekennzeichneten Probenentnahmepunkte sind die Halbhöhenbreiten sowie die Intensitätsveränderungen der vier häufigsten Minerale in diesen Proben dargestellt.

Unter der Voraussetzung, daß bei der gleichen Belegungsdichte eine quantitative Veränderung eines Minerals innerhalb einer Probenserie durch zu- oder abnehmende Intensitäten des Reflexes erkennbar wird, gelangt man so zu einer relativen, halbquantitativen Mengenabschätzung.

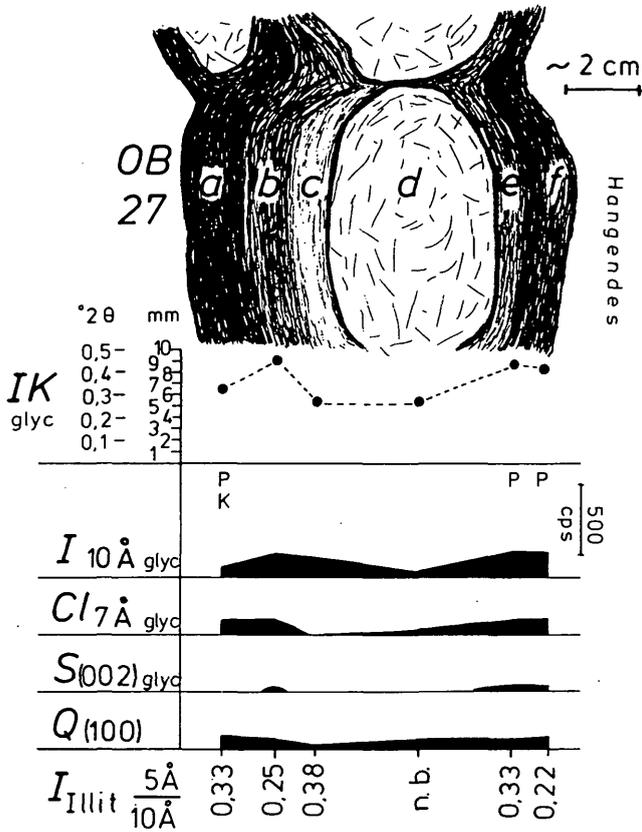


Abb. 5: Detailuntersuchung in den Reiflinger Knollenkalken. Die tonmineralogischen Unterschiede in den einzelnen Schalen wurden an 6 Proben untersucht. Neben der Illitkristallinität wurden die Intensitätsveränderungen der vier häufigsten Minerale in diesen Proben dargestellt. P = Palygorskit, K = Kaolinit.

Die Verteilung der Halbhöhenbreiten läßt erkennen, daß im Kernbereich die niedrigsten Halbhöhenbreiten um 5.3 mm gemessen werden. Mit zunehmenden Mergelgehalten nehmen die Halbhöhenbreiten bis auf 8.6 bis 9.0 mm zu. Der steigende Tonmineralgehalt macht sich auch in der Intensitätszunahme des Illit-Reflexes bei 10 Å bemerkbar.

Die Chlorite zeigen eine ähnliche, allerdings leicht verschobene Intensitätsverteilung.

Illit-Smektit- und Chlorit-Smektit-Wechselagerungsminerale sind nur in den Randbereichen anzutreffen.

Die Intensität der Quarzlinie (100) bleibt bei fast allen Proben konstant. Palygorskit wird nur in den tonmineralreichen Randpartien beobachtet, dort tritt auch Kaolinit auf.

Die Illit-Intensitätsverhältnisse ergaben Werte zwischen 0.22 und 0.38, liegen also nach ESQUEVIN (1969) im Bereich der eisen- und magnesiumreicheren, weniger stabilen Illite.

### 3. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Mit dem Übergang von der Diagenese zur beginnenden Metamorphose kommt es mit der Änderung der Mineralfazies und der chemischen Zusammensetzung der Schichtsilikate gleichzeitig zu einer Zunahme der Illitkristallinität sowie zur Neubildung fazieskritischer Minerale.

Dieser Übergangsbereich war in den Mergel- und Karbonatgesteinen in Ermangelung anderer fazieskritischer Minerale nur schwer einzugrenzen.

Mit dem Vorschlag von KUBLER (1967, 1968), die Halbhöhenbreite des Illit-Basisreflexes bei 10 Å als ein Maß für die Kristallinitätsverbesserung infolge Metamorphosezunahme zu benutzen, ist es nun möglich, die anchimetamorphe Zone, oder kurz Anchizone, als Bindeglied zwischen der stärkeren Diagenese und der Epizone genauer zu definieren.

Der Übergang von der Diagenese zur Anchizone wird nach KUBLER (1967, 1968) bei 7.5 mm HB (KUBLER-Index) und dem Erstauftreten des neugebildeten Pyrophyllits festgelegt; bei 4.0 mm HB ist nach KUBLER der Übergang von der Anchizone zur beginnenden Grünschieferfazies erreicht.

In Abb. 6 sind die Häufigkeitsverteilungen der Illit-Halbhöhenbreiten nach Karbonaten und Tuffen getrennt aufgetragen.

Nach den bisherigen Vergleichen der in unserem Labor gemessenen mm-Werte mit Proben, die durch das Labor von Herrn KUBLER bestimmt wurden, ergibt sich, daß 4.5 mm unserer Messung 0.25° 2 θ der Messung durch KUBLER entsprechen (Grenze Anchizone/Epizone), und daß 8.5 mm unserer Messung 0.42° 2 θ der Messung durch KUBLER entsprechen (Grenze Diagenese/Anchizone).

Bis zu einer endgültigen Absicherung dieser Vergleichbarkeit durch weitere Vergleichsproben, die zur Zeit erfolgt, können die beiden genannten Grenzziehungen in Abb. 6 nicht genau fixiert werden. Dies beeinflußt jedoch nicht das Ergebnis dieser Bearbeitung, durch die gezeigt werden kann, daß der wesentliche Teil der Illite aus den Karbonatgesteinen im anchimetamorphen Feld liegt. Die Illite aus den Tuffproben befinden sich dagegen zu einem großen Teil im unmetamorphen Bereich.

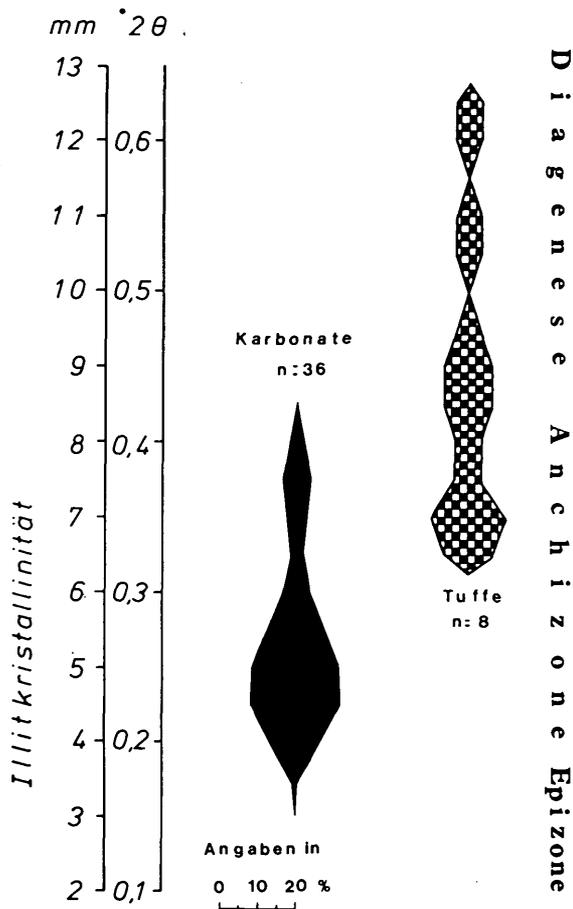


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung der Illit-Halbhöhenbreiten, getrennt nach Karbonaten und Tuffen.

Das kleinere Maximum der Karbonat-Illite am Übergangsbereich zur Diagenese wird durch schlechter geordnete Glimmer aus den Knollenkalken verursacht. Das arithmetische Mittel für die Illite aus den Karbonatgesteinen liegt bei 4.9 mm HB (glycoliert), was als Hauptargument für die schwach metamorphe Überprägung der Gesteine des Profils Öfenbach herangezogen wird. Seine Bestätigung findet dieses Ergebnis bei der Betrachtung der Mineralparagenese mit Pyrophyllit und Paragonit.

Die Neubildung von Illit erfolgt zum großen Teil aus Smektit und Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen bei zunehmender Kompaktion, Überlagerungsmächtigkeit und Temperatur.

Ab Temperaturen von 100-120°C sind u.a. nach DUNOYER DE SEGONZAC (1970) und KISCH (1983)

70-80% der quellfähigen Tonminerale in Illit umgewandelt; die verbliebenen 20-30% Smektit in den Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen sind allerdings über einen größeren Temperaturbereich stabil, ohne mit bestimmten Drücken und Temperaturen korrelierbar zu sein.

Die nach den Diagrammen von REYNOLDS & HOWER (1970) ermittelten Prozentsätze von Smektit-Schichten in den Wechselagerungsmineralen ergaben für die Proben von Öfenbach Gehalte zwischen 5 und 10% Smektit, selten reichen die Werte bis 20%, was bedeutet, daß die Karbonate dieses Profils zumindest so tief versenkt waren, daß die oben genannten Temperaturen überschritten waren.

Da im Zusammenhang mit dem prägosausischen Deckenbau mit Überlagerungsmächtigkeiten von 6000 m gerechnet werden kann, ist bei einem erhöhten Wärmefluß und nach den Berechnungen von THOMPSON (1970) mit Temperaturen über 230°C zu rechnen. Neben der primären Smektitführung im Sediment ist auch eine Neubildung durch Verwitterungseinflüsse denkbar, sie dürfte aber aufgrund der sorgfältigen Probenauswahl und aus den Beobachtungen in Kap. 2.6. zumindest für die Karbonatgesteinsproben vernachlässigbar klein sein.

Da der Bildungsbereich von Illit und Chlorit im alkalischen Milieu liegt und der von Kaolinit im sauren, kann von einer diagenetischen Kaolinit-Neubildung nicht ausgegangen werden; allenfalls kann detritisch ins Meer gelangter Kaolinit durch rasche Zementation in den Karbonatgesteinen erhalten bleiben.

Mit zunehmender Versenkungstiefe setzt in Abhängigkeit von den vorhandenen Kalium-, Magnesium- und Eisengehalten die Umwandlung von Kaolinit in Illit und/oder Chlorit ein. Bei Fehlen oder zu geringem Angebot dieser drei Kationen kann Kaolinit aber auch noch bis in weiter fortgeschrittene Stadien der Diagenese stabil bleiben. Spätestens mit Beginn der Anchizone sollte der noch verbliebene Kaolinit mit Quarz zu Pyrophyllit reagieren. Da nach den Illitkristallinitätsdaten das Profil Öfenbach in der Anchizone liegt, dürfte Kaolinit nicht mehr auftreten bzw. Pyrophyllit müßte in verstärktem Maß in den Röntgendiagrammen in Erscheinung treten, was aber nicht der Fall ist. Die relative Seltenheit dieses Minerals läßt sich damit erklären, daß entweder die Temperaturbedingungen für die Umbildung

nicht lange genug bestanden haben, wahrscheinlicher aber dadurch, daß infolge der Isolierung der Silikatphasen durch die Karbonatsedimentation und -diagenese keine Reaktion stattfand, da Berührungsparagenesen zwischen einem Kaolinit- und einem Quarzkorn statistisch nur sehr selten vorlagen.

Nach KUBANEK (1969) ist das Flaser-Knollen-Gefüge der Reiflinger Knollenkalke eindeutig als Drucklösungs- und nicht als Subsolutionsgefüge zu deuten, was sich auch durch einen partiellen Gitterabbau der Schichtsilikate zeigen sollte. Diese Annahme wurde durch die Illitkristallinitätsverteilung und Intensitätsverhältnisse in Abb. 7 bestätigt. Die nur in sehr engen Grenzen schwankenden IK-Werte aus dem Steinalmkalk ( $n = 22$ ,  $m_x = 4.76 \pm 0.52$ ) werden abrupt mit dem Einsetzen der Knollenkalke stärker zu größeren Halbhöhenbreiten-Werten gestreut ( $n = 20$ ,  $m_x = 6.50 \pm 1.50$ ). Auch die Intensitätsverhältnisse verschieben sich in Richtung diagenetisch neugebildeter eisenreicherer Illite.

Da Drucklösungsvorgänge, wie sie in Kap. 2.6. beschrieben wurden, sich in den Randbereichen der Knolle stärker abbauend auf die Tonminerale ausgewirkt haben dürften als in deren Kernbereich, sollte sich dies in einer Abnahme der Kristallinität und der Intensitätsverhältnisse sowohl bei den Illiten als auch bei den Chloriten bemerkbar machen. Solch eine Veränderung ist bei den 6 Illitproben feststellbar (siehe Abb. 5). Neben der deutlichen Kristallinitätsabnahme nach außen hin verschieben sich auch die Illit-Intensitätsverhältnisse zu etwas kleineren Werten nach außen. Bei den Chloriten kann eine Zonierung der Intensitätsverhältnisse nicht festgestellt werden; deren Werte liegen im Durchschnitt bei 0.32.

Da die Diageneseprozesse, die zur Knollenkalkbildung geführt haben, vor der Metamorphose wirksam waren, bedeutet dieses Ergebnis, daß die physikalisch-chemischen Bedingungen für eine einheitliche Aggradation der Illite nicht ausgereicht haben, um die Gesamtstreuung in den Knollenkalcken an die des Steinalmkalkes anzugleichen. Neubildungen von eisenreichen Chloriten hat es entweder nicht gegeben, oder die Temperaturen waren zumindest für die Chlorite schon hoch genug, um sie in die stabilere Phase umzubauen, was bei den

Illiten noch nicht oder nur in geringem Maß der Fall war.

Wie in Kap. 2.2. zum Ausdruck kommt, besteht eine deutliche Abhängigkeit zwischen Chlorit- und Quarzföhrung und der Lage im Profil. Die beiden Minerale sind überwiegend in den Reiflinger Knollenkalcken anzutreffen, im unterlagernden Steinalmkalk treten sie nur sehr selten auf bzw. fehlen ganz. Da nach KUBANEK (1969, S. 166) die überwiegende Anzahl der Quarze im Reiflinger Knollenkalk von Öfenbach nicht detritischer Natur ist, und auch eine überwiegend detritische Chloritanlieferung schwer vorstellbar ist, muß das Auftreten dieser beiden Minerale mit den vulkanischen Ablagerungen und den Drucklösungsvorgängen in den Knollenkalcken in Zusammenhang gebracht werden.

In den Tuffen und Tuffiten sind die Gehalte an Smektiten und Wechsellagerungsmineralen deutlich höher als in den Karbonatgesteinen, auch bilden sich aus den vulkanischen Gläsern in den Aschentuffen bei der Devitrifizierung bevorzugt Smektit-Minerale. Durch die Aufnahme von Kalium und Aluminium werden Smektite zu Illit umgebaut, was nach HOWER (1976) zur Folge hat, daß Silizium freigesetzt wird und zur Quarzbildung föhrt.

Bei entsprechenden Angeboten an Magnesium- und Eisenionen im Porenwasser können sich aus Kaolinit und Smektit eisenreiche Chlorite neu bilden (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969, 1970). Das bei der Smektit-Illit-Transformation freiwerdende Eisen kann ebenfalls der Chloritneubildung zur Verfügung gestellt werden.

Als Kieselsäurelieferanten stehen neben der schon angesprochenen Freisetzung im Verlauf des Smektit-Illit-Umbaus die vulkanischen Gläser sowie im Meerwasser gelöstes vulkanogenes Silizium aus (?) hydrothermalen Quellen zur Verfügung. Über die Transportweiten, Strömungsverhältnisse und Art der Kieselsäurebindung im damaligen mitteltriadischen Ozean kann nur spekuliert werden, da die mit den Tuffen zusammenhängenden Eruptionszentren noch nicht gefunden sind, bzw. die Verbindungen zum südalpinen Vulkanismus in einzelnen noch viele Fragen offen läßt.

Für einen erhöhten Kieselsäuregehalt im Meerwasser sprechen auch die in den Knollenkalcken in großer Anzahl anzutreffenden Kieselorganismen wie Radiolarien u.a.

Profil Ofenbach

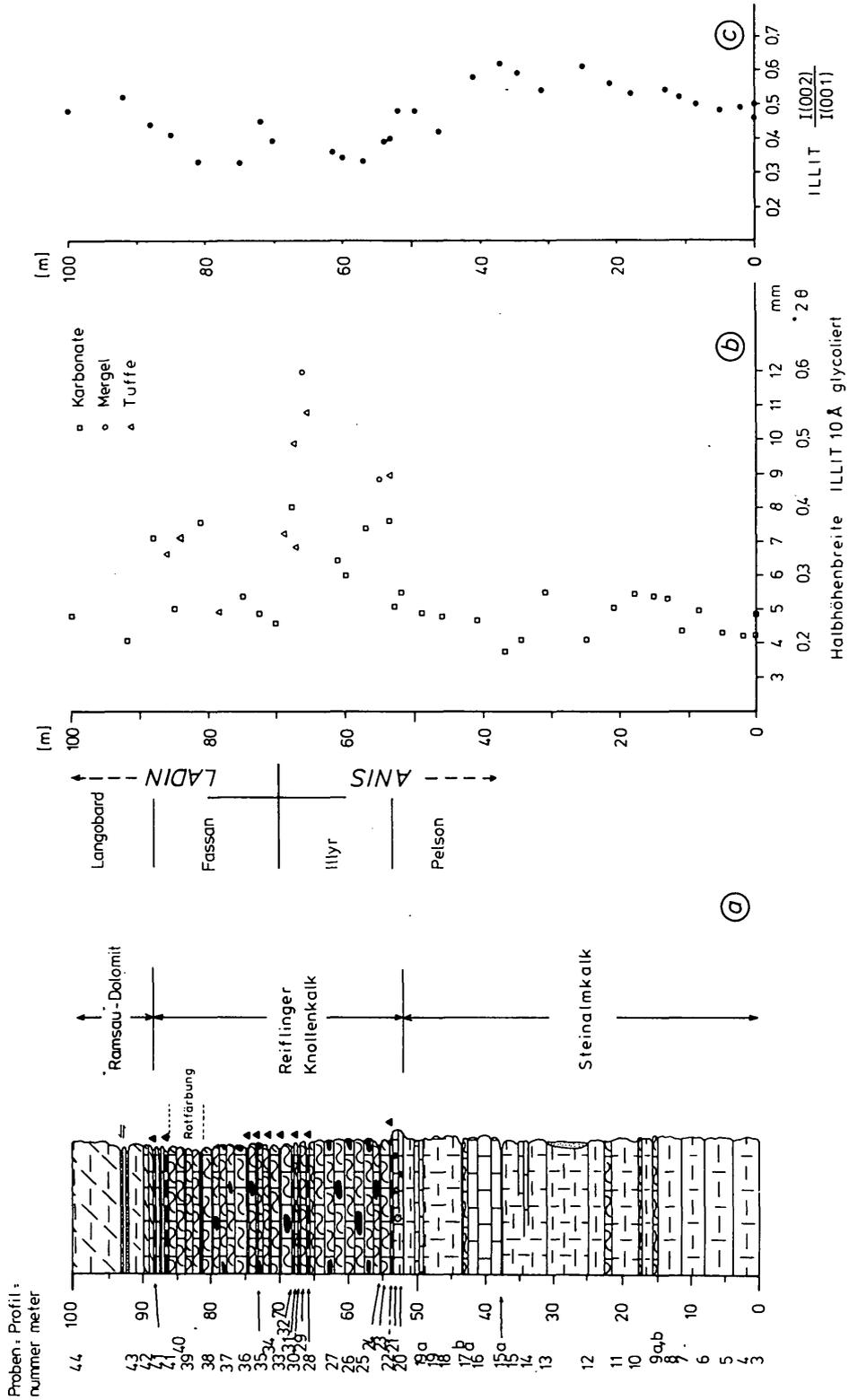


Abb. 7: Halbhöhenbreiten des 10-Å-Illit-Basisreflexes und Intensitätsverhältnisse zwischen dem Illit-5-Å- und Illit-10-Å-Basisreflex in Abhängigkeit von der Lage im Profil.

Für die schwach metamorphe Überprägung der Karbonatgesteine sprechen neben den Illitkristallinitätsdaten und der Mineralfazies auch die Ergebnisse der an 4 Proben durchgeführten K/Ar-Altersdatierung (s. Tab. 2). Neben den drei Proben vom Profil Öfenbach (OB 9, 22, 26) wurde eine illitreiche Probe aus den Partnachschiefern vom Profil Kampenwand/Chiemgauer Alpen (OHLENSCHLAGER, 1984) mit untersucht, von der man aufgrund der mineralogischen Daten und der tektonischen Position am Kalkalpenrand davon ausgehen konnte, daß sie nicht über das Diagenesestadium hinaus verändert wurde.

Aus den Werten für die K/Ar-Bestimmung wurde für die Probe KW 10 ein Alter von  $200 \pm 9$  Mio. Jahren errechnet, was man als stratigraphisch-diagenetisches Alter ansehen kann.

Im Gegensatz dazu liegen die errechneten Alterswerte aus dem stratigraphisch vergleichbaren Profil Öfenbach zwischen 123 und 178 Mio. Jahren deutlich niedriger, was auf eine mehr oder weniger starke Verjüngung infolge schwacher regionalmetamorpher Einflüsse zurückgeführt werden kann. Dabei sind die Proben OB 22 und OB 26 mit  $155 \pm 7$  Mio. J. bzw.  $178 \pm 11$  Mio. J. nur geringfügig thermisch beeinflusst und als Mischalter anzusehen, wohingegen die Probe OB 9 mit einem errechneten Alter von  $123 \pm 5$  Mio. J. nahe an ihrem Bildungsalter liegen dürfte. Dieses Alter deckt sich gut mit den von KRALIK (1983) am Hochkönig durchgeführten K/Ar-Datierungen, die in den Feinkfraktionen Alterswerte zwischen 125 und 92 Mio. J. erbrachten.

Die anchimetamorphe Überprägung des Profils Öfenbach ist demnach während der altpaläozoischen Metamorphose in der Unterkreide erfolgt.

## LITERATUR

- BROWN, G. (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - Min. Soc., Clay Minerals Group, 544, London.
- CARROLL, D. (1970): Clay minerals: a guide to their X-ray identification. - Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 126, 80, Boulder, Colorado.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr., no. 29, 320, Strasbourg.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. - *Sedimentology*, 15, 282-346, Amsterdam.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. - Bull. Centr. Rech. PAU, S.N.P., 3, 147-154, Pau.
- FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. - *Sedimentology*, 15, 261-275, Amsterdam.
- HOWER, J. et al. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment; 1. mineralogical and chemical evidence. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 87 (5), 725-737.
- KISCH, H.J. (1983): Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. - *Develop. Sediment.*, 25B, 289-493, Amsterdam.
- KRALIK, W. (1983): Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. - *Jber. 1982, Hochschulschwerpt. S 15*, 7-16, Graz.
- KRUMM, H. (1977): Problems and results in 'illite crystallinity'. - *Prov. Third Europ. Clay Conf.*, 91-92, Oslo.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. - *Geol. Rdsch.*, 73, 223-257, Stuttgart.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpenen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). - Unveröff. Diss. TH Berlin, 202, Berlin.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - *Coll. sur les Etages Tectoniques à la Baconnière*, 105-122, Pau.
- KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative de métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - *Bull. Centre Rech. PAU, S.N.P.A.*, 2, 385-397, Pau.
- KUBLER, B. (1970): Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. - *Fortschr. Mineral.* 47, Bh. 1, Berner Tagung 1969, 49-40.
- OHLENSCHLAGER, Th. (1984): Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose in mitteltriadischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kufstein und Saalfelden. - Unveröff. Dipl.-Arb., J.-W.-Goethe-Universität Frankfurt a.M., 153, 24 Taf., 19 Abb., 3 Tab., Frankfurt.
- REYNOLDS, R.C. & HOWER, J. (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays Clay Miner.*, 18, 25-36.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 71/72, 379-384, Wien.
- THOMPSON, A.B. (1970): A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. - *Am. J. Sci.*, 454-458.
- WEAVER, C.E. (1960): Possible use of clay minerals in search for oil. - *AAPG Bull.*, 44, 9, 1505-1518, Tulsa.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illites in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141, 3, 333-363, Stuttgart.

*Dipl.-Geol. Thomas Ohlenschläger, Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, D-6000 Frankfurt am Main.*

*Neue Anschrift: Dr. Friedrich W. Hug Geoconsult GmbH, Niederhöchstädter Str. 25, D-6242 Kronberg/Taunus.*

ANHANG:

Probennummer + Gest.-Art	Profilmeter	Halbhöhenbreite in mm (glyc.)	Probennummer + Gest.-Art	Profilmeter	Halbhöhenbreite in mm (glyc.)
44 K	100.0	4.85	21 K	53.0	5.1
43 K	92.0	4.1	20 K	52.0	5.5
42 K	88.0	7.1	19 K	49.0	4.9
41 T	86.2	6.6	18 K	46.2	4.8
40 K	85.0	5.05	17b K	43.0	4.8
39 TM	83.9	7.1	17a K	43.0	4.4
38 K	81.0	7.6	16 K	41.0	4.65
37 K	78.5	4.95	15 K	37.0	3.75
36 K	75.1	5.35	14 K	34.5	4.1
35 K	72.9	4.9	13 K	31.0	5.5
34 K	70.3	4.6	12 K	25.0	4.1
33 T	68.5	7.2	11 K	21.0	5.05
32a K	67.8	4.3	10 K	18.0	5.45
32 T	67.7	8.05	9b K	15.0	5.55
31 T	67.5	9.9	9a K	15.0	5.35
30 T	67.4	6.85	8 K	13.0	5.3
29 T	65.6	12.0	7 K	11.0	4.35
28 T	65.5	10.8	6 K	8.5	4.95
27f M	61.5	8.15	5 K	5.0	4.3
27e M	61.5	8.6	4 K	2.0	4.2
27d K	61.5	5.4	3b K	0.2	4.85
27c K	61.5	5.2	3a K	0.2	4.2
27b M	61.5	9.0	2 K	0.1	5.0
27a M	61.5	6.5	1 K	0.0	7.2
27 K	61.3	6.45			
26 K	60.0	6.0			
25 K	57.0	7.4			
24 M	55.4	8.8			
23 K	53.6	7.6			
22 T	53.5	8.95			

Tab. 1:  
Werte für die glycolierten Illit-Halbhöhenbreiten und deren Lage im Profil (s. Abb. 7). Gesteinsarten: K = Karbonat (Kalk, Dolomit), T = Tuff, TM = Tuffitischer Mergel, M = Mergel

Proben-Nr.	IK <sup>*</sup>	K (%)	Ar <sub>rad.</sub> (%)	<sup>40</sup> Ar <sub>rad.</sub> ccm · 10 <sup>-6</sup> NTP/g	Alter (m.y.)
OB 26	6.0	4.82	62	35.13	178 ± 11
OB 22	8.95	6.16	93	38.7	155 ± 7
OB 9	5.35	8.01	96	39.8	123 ± 5
KW 10 <sup>**</sup>	12.0	4.98	90	41.01	200 ± 9

Tab. 2:  
K/Ar-Isotopendaten von illitreichen Proben der Fraktion kleiner 2 µm Äquivalentdurchmesser.  
<sup>\*</sup>IK = Illitkristallinität, glycoliert; <sup>\*\*</sup>KW = Kampenwand. Probe aus den Partnachschiehten von der Kampenwand/  
Chiemgauer Alpen (s. OHLENSCHLÄGER, 1984).