

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 75 (1982)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock)  
**Autor:** Breitschmid, Alfred  
**Kapitel:** 2: Tonmineralogie  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-165234>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 01.04.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Methoden werden zusammen mit den Messungen der Illit-Kristallinität in FREY et al. (1980a) kurz beschrieben.

Die Auswertung der Diffraktogramme ergab folgende Informationen:

1. Qualitative Ermittlung der Tonminerale durch die Basisreflexe.
2. Semiquantitative Bestimmung der Tonmineralverteilung nach der Äthylenglykol-Behandlung, mit einer empirisch belegten Methode anhand der gemessenen Peak-Höhen (z. T. nach WEAVER 1956 und JOHNS et al. 1954). Wir betrachten die Genauigkeit der Resultate mit einer Abweichung von  $\pm 5\%$ .
3. Berechnung der Illit-Kristallinität (IK-Wert) nach KUBLER (1967) auf den Diffraktogrammen lufttrocken und nach der Äthylenglykol-Behandlung. Dabei wird die Breite des 10-Å-Illit-Peaks auf halber Höhe in Millimeter gemessen. Die Werte wurden mit einem Standard korrigiert, den uns freundlicherweise Herr Kubler in Neuenburg zur Verfügung stellte. Auf die Messung des IK-Wertes wurde bei Anwesenheit von Pyrophyllit verzichtet, da dieser den Illit-Peak verzerrt.

Die glaukonithaltigen Gesteine wurden in Dünnschliffen betrachtet, nachdem sie mit der Färbmethode auf Kalifeldspat nach BAILEY & STEVENS (1960) behandelt worden waren.

## 2. Tonmineralogie

### 2.1 Allgemeines

In tonhaltigen Gesteinen der geeigneten stratigraphischen Einheiten von der Trias bis ins Tertiär wurde in 364 Proben das Tonmineralspektrum bestimmt.

Tonminerale in einem marinen Sedimentgestein haben eine komplexe Geschichte hinter sich, die schwierig zu rekonstruieren ist.

Nach der Erosion bringt sie das Oberflächenwasser ins Meer, wo sie mit anderen Gemengteilen sedimentiert werden. Schon dieser Transport und der Wechsel Süßwasser/Salzwasser können Umbildungen der Tonminerale hervorrufen. Weitere Veränderungen bewirken die überlagernden Sedimente während der Diagenese und später bei zunehmenden Druck- und Temperaturbedingungen während der Metamorphose bei Gebirgsbildungen. Dies wird jedoch im nächsten Hauptkapitel, «Diagenese und schwache Metamorphose», besprochen. In diesem Kapitel erfolgt vorerst eine Bestandesaufnahme der Tonminerale in verschiedenen stratigraphischen Horizonten.

### 2.2 Tonminerale

Es wurden folgende Tonminerale qualitativ und semiquantitativ bestimmt:

1. Illit
2. Wechsellagerung Illit/Montmorillonit
3. Wechsellagerung Paragonit/Muskowit
4. Kaolinit
5. Pyrophyllit
6. Chlorit

### 2.2.1 Illit

Mit dem Begriff Illit wird eine Gruppe von Tonmineralen mit Muskowit-Struktur angesprochen, die durch den Basisreflex (001) bei 10 Å erkannt wird. Nach der Äthylenglykol-Behandlung verschiebt sich der Peak kaum. Illit kommt in allen untersuchten Gesteinen vor und ist mit einem semiquantitativen Anteil von über 50% das am meisten verbreitete Tonmineral. Bis zu 100% Illit sind in einigen Proben im Lias, in den Zementsteinschichten und im Schrättkalk vorhanden. Illit kann detritisch eingeschwemmt, aber auch diagenetisch neu gebildet worden sein. Mit zunehmender Metamorphose ändert sich das Kristallgitter, was eine Zuspitzung des 10-Å-Peaks hervorruft und zur Berechnung des IK-Wertes führt. Die Unterscheidung in 1M- oder 2M-Illit anhand der Nichtbasisreflexe wurde nicht vorgenommen.

### 2.2.2 Wechsellagerung Illit/Montmorillonit

Wir verwenden hier noch diesen Ausdruck, während neuerdings auch der Begriff Illit/Smektit gebraucht wird. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit-Montmorillonit hat mehr als 10% quellbare Schichten. Sie lässt sich leicht erkennen durch die Verschiebung der Peak-Schulter von 10 bis 13 Å beim lufttrockenen Präparat, auf 12–14 Å nach der Äthylenglykol-Behandlung. Nach dem Brennvorgang bei 550 °C verschwindet die ganze Peak-Schulter. Reiner Montmorillonit und die regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit konnten nirgends nachgewiesen werden, ob schon eigens dafür ausgesuchte Proben in der Fraktion <0,6 µm untersucht wurden. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit aber kommt, ausser in einigen Proben im «Gault», in allen untersuchten Gesteinen im Diagenesebereich vor. Bei zunehmender Beanspruchung in der Anchizone verschwindet der Anteil allmählich. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit kann detritisch zugeführt worden sein oder aus dem Illitisierungs-Prozess von Montmorillonit diagenetisch entstanden sein.

### 2.2.3 Wechsellagerung Paragonit/Muskowit

Dieses Tonmineral, erstmals von FREY (1969b) beschrieben, ist vermutlich eine unregelmässige Wechsellagerung von Paragonit- und Muskowitschichten mit einem eindeutigen Basisreflex bei 3,24 Å, wo sich auch ein starker Reflex von Kalifeldspat befindet, was die Identifikation erschwert. Ausser den Proben vom Lias und dem Nordhelvetischen Flysch kommt diese Wechsellagerung, wenn auch nur vereinzelt, in allen untersuchten Gesteinen vor, und zwar erst vom Grenzbereich Diagenese-Anchizone an bis in die Epizone. Eine detritische Zufuhr kommt demnach kaum in Frage.

### 2.2.4 Kaolinit

Der Kaolinit kann am besten durch den (002)-Peak bei 3,6 Å erkannt werden, da der (001)-Peak vom Chlorit-Peak (002) überlagert wird. Nach dem Brennvorgang bei 550 °C kann kein Kaolinit mehr nachgewiesen werden. Für die Bildung von Kaolinit stehen zwei Möglichkeiten im Vordergrund:

1. Bei Verwitterung im feuchtwarmen Klima kann er detritisch in ein Meeresbecken geschüttet worden sein.

2. Bei schwacher Diagenese kann Kaolinit neu gebildet, aber auch abgebaut worden sein.

Der Kaolinit konnte als typisches Tonmineral in folgenden Schichtgliedern bestimmt werden:

1. In den «Berrias-Valanginien»-Mergel.
2. In den Orbitolinaschichten.
3. Im Ultrahelvetischen Flysch.

Der Anteil am Tonmineralspektrum ist allgemein gering und steigt nie über 25%, so dass zu wenig Material zur Verfügung stand, um spezielle Kaolinminerale zu bestimmen.

### 2.2.5 *Pyrophyllit*

Die Anwesenheit von Pyrophyllit zeigt sich leicht durch die Basisreflexe bei 9,2, bei 4,6 und 3,06 Å, wenn zusätzlich durch den (006)-Peak bei 1,49 Å der Talk ausgeschlossen werden kann. Pyrophyllit konnte nur in dunkeln, zum Teil auch recht kalkhaltigen Schiefen des Doggers (Aalénien) nachgewiesen werden. Diese Proben stammen aus dem Autochthon, in dessen unmittelbarer Nachbarschaft die Illit-Kristallinität im Grenzgebiet der stärkeren Anchizone und der Epizone liegt. In schwächer metamorphen, lithologisch und stratigraphisch gleichwertigen Gesteinen fehlt aber der Pyrophyllit, so dass eine detritische Einschwemmung nicht in Frage kommt. Es handelt sich um eine Neubildung als Umwandlung aus Kaolinit infolge zunehmender Druck- und Temperaturbedingungen. Der semiquantitative Anteil von Pyrophyllit schwankt ziemlich stark von 6 bis 35%.

### 2.2.6 *Chlorit*

Der Chlorit ist einfach zu bestimmen mit der Reihe von Basisreflexen (001) bei 14,0 Å, (002) bei 7,0 Å, (003) bei 4,7 Å und (004) bei 3,5 Å. Nach dem Brennen bei 550 °C zeigten die starken (002)- und (004)-Reflexe und die verstärkten (001)-Reflexe in allen Proben eisenreichen Chlorit an. Wechsellagerungen Chlorit/Montmorillonit konnten nirgends nachgewiesen werden, und weitere Untersuchungen an Chlorit wurden nicht durchgeführt. In allen Gesteinen ist Chlorit, abgesehen von einzelnen Proben, immer reichlich vorhanden. Einzig im «Gault» fehlt auffallend oft der Chlorit, oder er ist nur spärlich vorhanden. Mit fortschreitender Metamorphose nimmt der Chlorit eher zu, was durch die Umwandlung aus der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit oder aus dem Kaolinit zu erklären ist. Chlorit kann auch schon diagenetisch gebildet worden sein, aber vielfach handelt es sich um eingeschwemmten Chlorit, wie dies aus der Häufung in den verschiedenen Flyschen geschlossen werden kann.

## 2.3 *Stratigraphische Verbreitung der Tonminerale*

### 2.3.1 *Trias*

(6 Proben.) Die Trias wurde nur in der Klippen-Decke untersucht (Fig. 4). Drei Proben in den bunten dolomitischen Mergeln zeigen einen durchschnittlichen Gehalt von 70% Illit, 10% unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit



und 20% Chlorit. Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, in der Region Arvigrat (Nidwalden), stellte freundlicherweise Herr Ramseyer auch Proben aus anderen Schichten zur Verfügung. Die blonden dolomitischen Tone haben keine Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mehr, während die Kössener Schichten noch solche aufweisen. In einer Probe aus der Rauhewacke wurde fraglicher Corrensit, eine regelmässige Wechsellagerung Chlorit/Montmorillonit, festgestellt.

### 2.3.2 *Lias*

(5 Proben.) Gesteine aus dem Lias stehen nur in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) zur Verfügung. Die Obere Sexmor-Serie enthält hier bis zu 100% Illit, wenig Chlorit und keine Wechsellagerungs-Mineralen (Fig. 4). Der untere Lias (Cardinienschichten) führt nach KÜNZI (1975) in der Wildhorn-Decke im Kiental mit 40% relativ viel Chlorit. Eine ausführliche tonmineralogische Beschreibung von Liassedimenten vom Jura bis in die Alpen gibt FREY (1978).

### 2.3.3 *Dogger*

(39 Proben.) In Figur 4 werden Kalke und Schiefer des Doggers unterschieden. Letztere sind dunkle Schiefertone des Aaléniens, die in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) von SPÖRLI (1966) als Bommerstein-Serie s.l. benannt wurden. Abgesehen von einer Probe, welche zusätzlich die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit enthält, sind als Tonminerale ausschliesslich Illit und Chlorit mit sehr wechselnden Anteilen vorhanden (Chlorit: 8–60%).

Aus der stark reduzierten Schichtreihe des Autochthons wurden dunkle Tonschiefer und zum Teil auch Kalke untersucht. Vor allem in tonig-schiefrigen, aber auch in sehr kalkhaltigen Schichten konnte bis zu 35% Pyrophyllit nachgewiesen werden. In vielen Proben, mit oder ohne Pyrophyllit, ist die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit bis zu 20% vorhanden, während der Illit bis zu 95% und der Chlorit zwischen 3 und 30% überall auftritt. Das Aalénien der Wildhorn-Decke im Kiental (KÜNZI 1975) passt gut in dieses Bild, jedoch mit zusätzlichem Vorkommen von wenig Paragonit.

Ganz anders sind die faziellen Verhältnisse im Dogger der Klippen-Decke (RAMSEYER 1977), aber ohne wesentliche Änderung des Tonmineralspektrums. Hier bieten sich mergelige Partien der Zoophycossschichten zur Untersuchung an. In allen Proben ist noch die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit bis zu 15% beteiligt, während der Illit bis zu 85% und der Chlorit bis zu 20% ausmachen. Ein ähnliches Spektrum, mit etwas weniger Chlorit, zeigen die Hütletsboden-Schichten ausserhalb des Untersuchungsgebietes in der Region Arvigrat (Nidwalden).

### 2.3.4 *Schilt-Schichten*

(18 Proben.) Aus der Schichtreihe des Malms eignen sich im Autochthon und in der Axen-Decke (Urirotstock-Decke) die kalkigen Schiefer der Schilt-Schichten für tonmineralogische Untersuchungen (Fig. 5). In den meisten Proben kommt auffallenderweise die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit vor. Obschon dieses Tonmineral in fast allen untersuchten Gesteinsschichten vereinzelt auftritt, ist die Häufig-

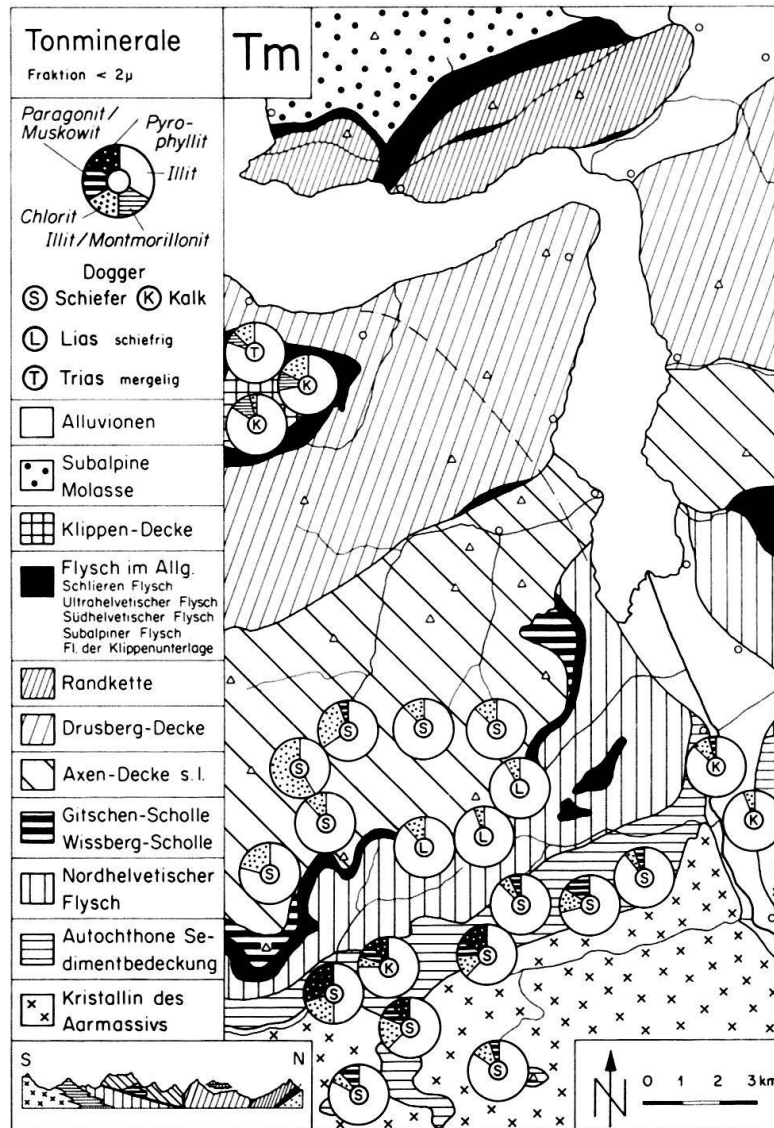


Fig. 4. Tonmineralverteilung in der Trias, im Lias und im Dogger.

keit in den Schilt-Schichten bemerkenswert. Ebenso bezeichnend ist der geringe Anteil von Chlorit, der selten über 10% ausmacht. Dagegen ist der Illit meistens reichlich vorhanden, vereinzelt sogar bis zu 100%.

### 2.3.5 Zementsteinschichten

(12 Proben.) Ebenfalls in Figur 5 ist der Tonmineralgehalt der Zementsteinschichten graphisch dargestellt. Innerhalb dieser Wechsellagerung von Kalkbänken und Mergelschiefen liegt nach GERBER (1930) in den untersten Partien die Malm-Kreide-Grenze. Im Gegensatz zu den Schilt-Schichten führen die Zementsteinschichten selten die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit, und der Chloritgehalt kann sehr stark von 0 bis 35% variieren. In wenigen Fällen ist ausschliesslich Illit vorhanden und in nördlich gelegenen Proben noch ein geringer Anteil der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit. In der Doldenhorn-Decke

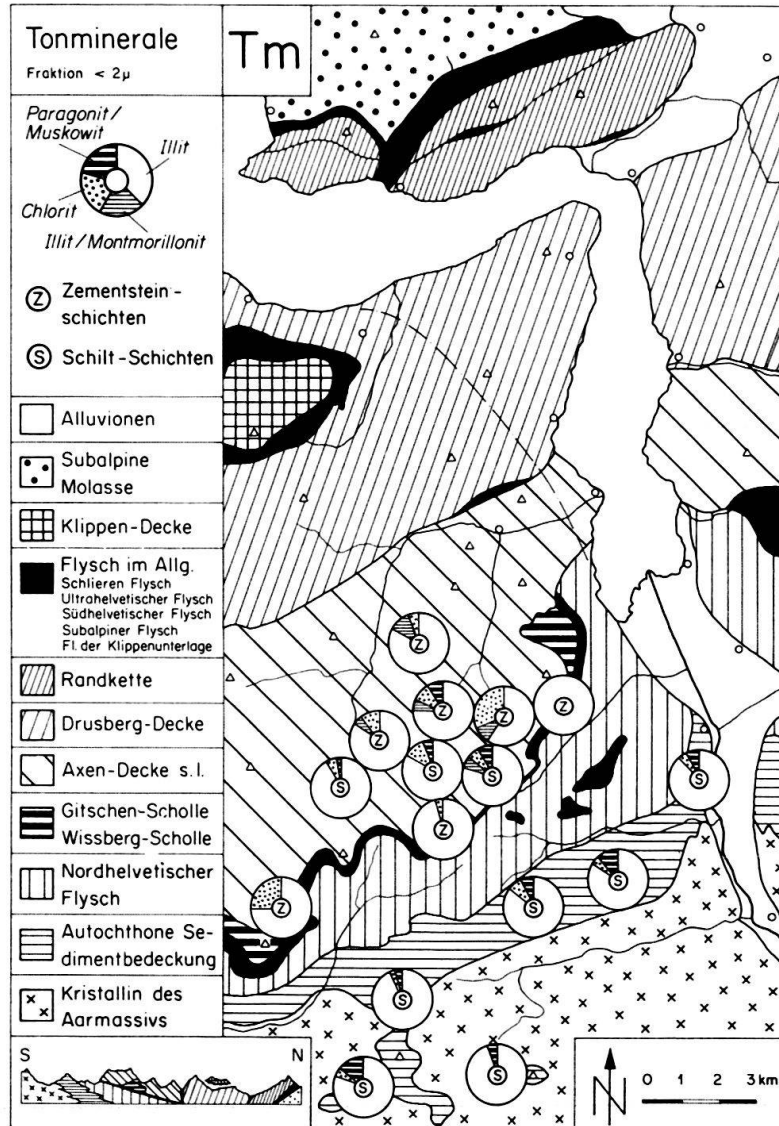


Fig. 5. Tonmineralverteilung in den Schilt-Schichten und in den Zementsteinschichten.

und in der Gellihorn-Decke im Kiental beschreibt KÜNZI (1975) nur Chlorit (20–30%) und Illit (70–80%).

### 2.3.6 Öhrli-Mergel

(16 Proben.) Weiter aufwärts in der Schichtreihe der Kreide bieten sich die Öhrli-Mergel für tonmineralogische Untersuchungen an. Damit die «Berrias-Valanginien»-Mergel allein dargestellt werden können, sind die Ergebnisse der Öhrli-Mergel in Figur 6 mit denjenigen des Kieselkalkes zusammengestellt. Im Gegensatz zu den Zementsteinschichten kommt in den Öhrli-Mergeln, vor allem in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke), die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit häufiger und mit relativ hohen Gehalten (bis zu 20%) vor. Der Chlorit ist immer reichlich anzutreffen, so dass der Illit nie über 75% ausmacht. Die unregel-

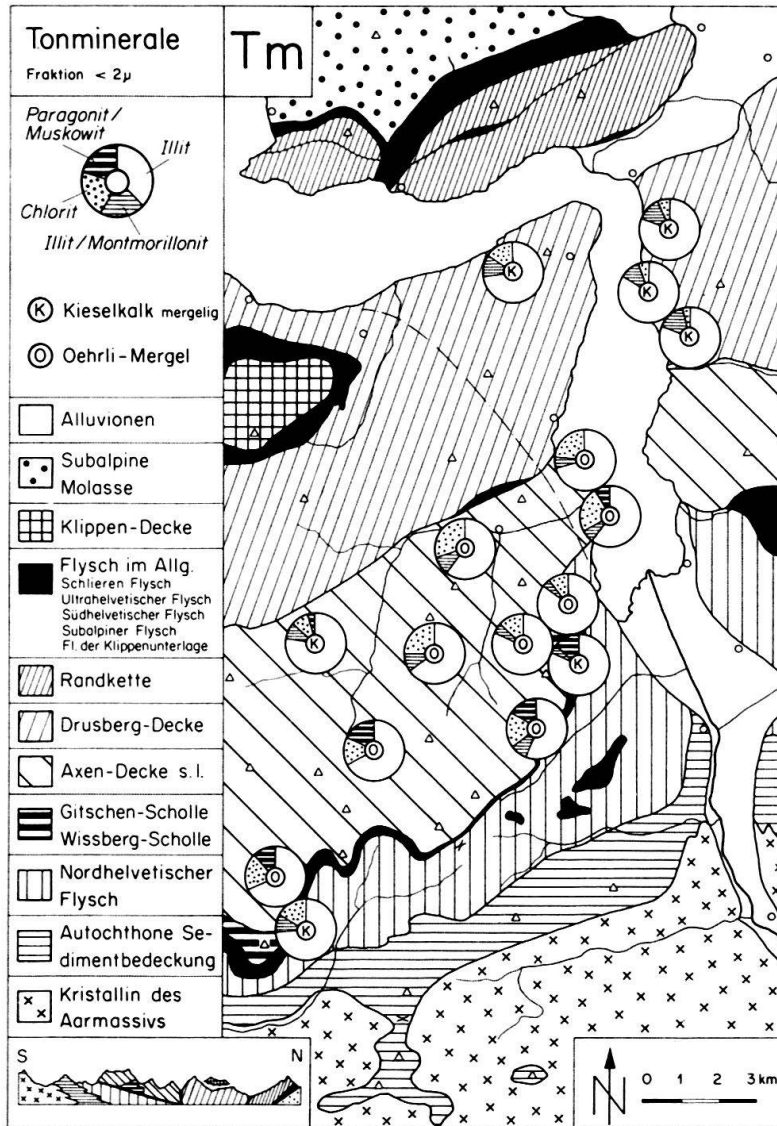


Fig. 6. Tonmineralverteilung in den Öhrli-Mergeln und im Kieselkalk.

mässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet gegen Süden, ähnlich wie bei den Zementsteinschichten.

### 2.3.7 «Berrias-Valanginien»-Mergel

(43 Proben.) Figur 7 zeigt, dass die «Berrias-Valanginien»-Mergel über ein grosses Gebiet verteilt sind. Sie fehlen nur in der Klippen-Decke und im Autochthon. Innerhalb der einzelnen Deckenelemente weisen aber die «Berrias-Valanginien»-Mergel eine lithologische Vielfalt auf, wie sie ISCHI (1978) eindrücklich beschreibt. Am häufigsten kommen Tonschiefer und kalkhaltige Gesteine vor. Das Tonmineralspektrum wird auffallend in der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen durch den Kaolinit bereichert (bis über 20%). In den südlichen Einheiten der Axen-Decke s.l. jedoch fehlt er. Der Chlorit kommt dagegen in allen Proben mit 5–35% vor und der Illit mit 45–85%. Die unregelmässige Wechsel-

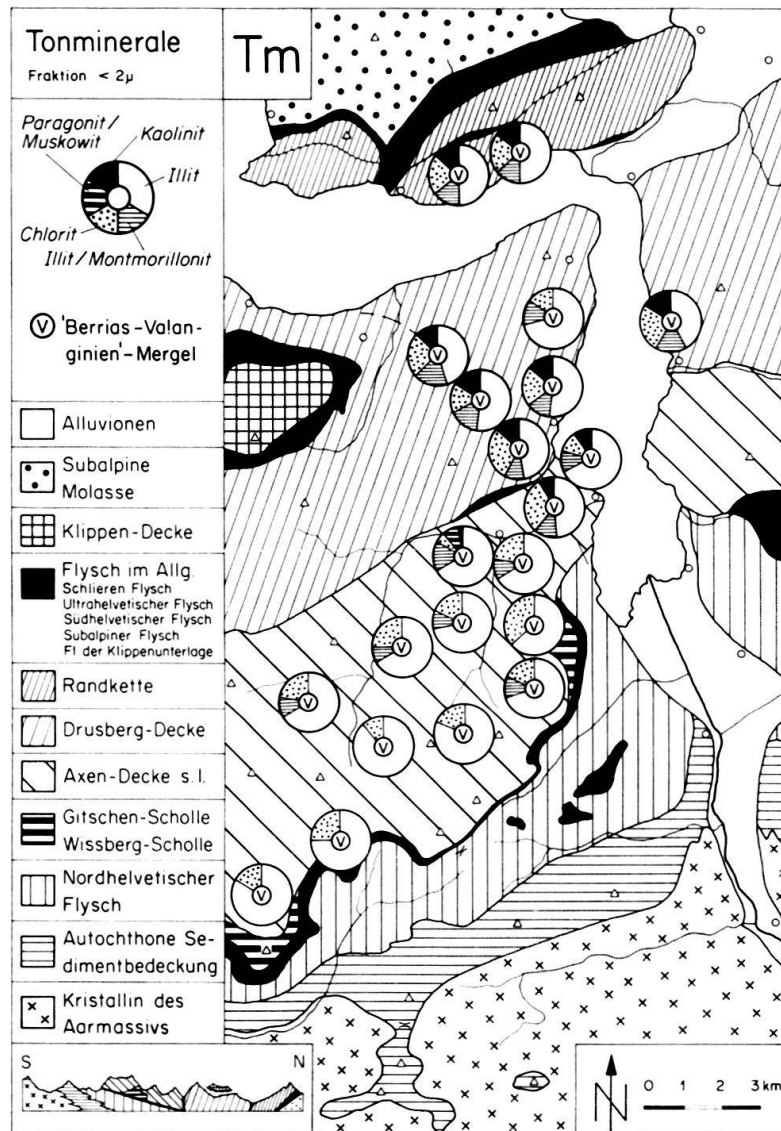


Fig. 7. Tonmineralverteilung in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln.

lagerung Illit/Montmorillonit erscheint von der Randkette im Norden bis weit in die Axen-Decke s.l. im Süden, während die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit nur in einer Probe im Axen-Nordlappen nachgewiesen wurde. In der Wildhorn-Decke und in der Doldenhorn-Decke im Kiental fehlt der Kaolinit ebenfalls, dagegen findet KÜNZI (1975) noch 5% Paragonit und 5% Paragonit/Muskowit in der Wildhorn-Decke.

### 2.3.8 Kieselkalk

(14 Proben.) Obschon der Kieselkalk eine grosse Verbreitung aufweist, wurden nur wenig Proben aus mergelig-schiefrigen Partien untersucht (Fig. 6). Verglichen mit anderen Schichtgliedern, ist der Chlorit mit 0-25% nur dürftig vertreten. Auch der Kieselkalk in der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet (LAUBER 1975) enthält wenig Chlorit. Die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit kann vereinzelt vorkommen, während die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit selbst in der



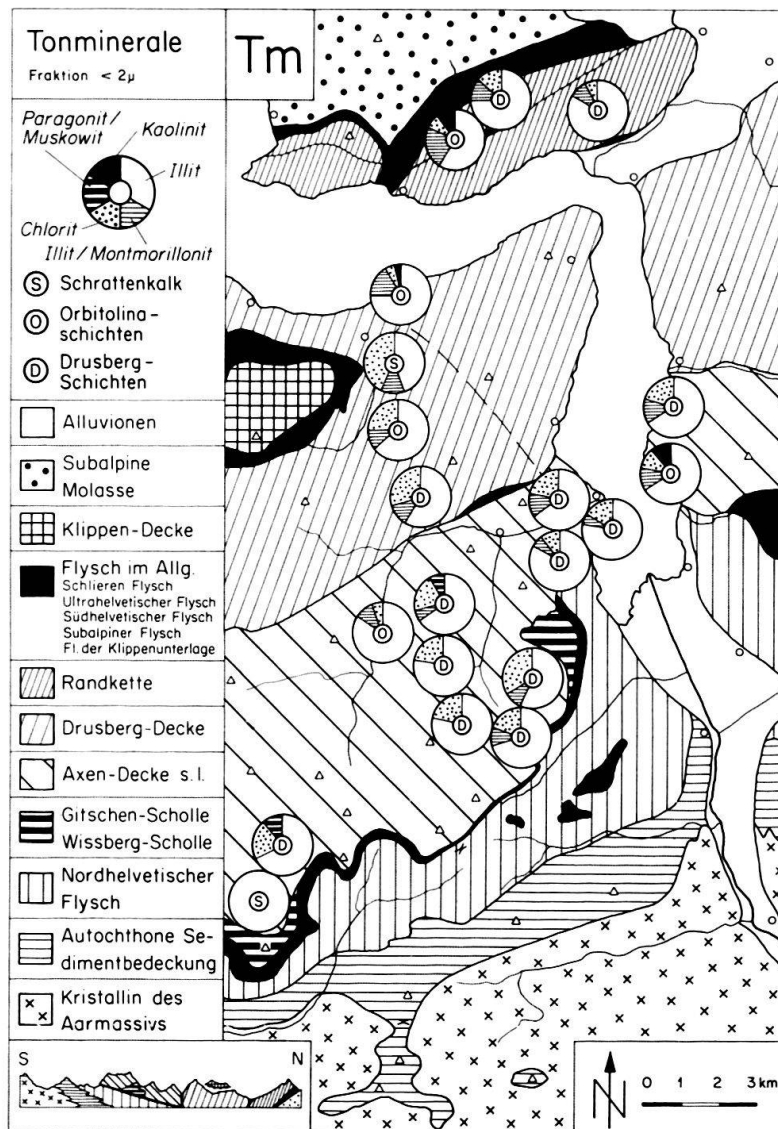


Fig. 8. Tonmineralverteilung in den Drusberg-Schichten, in den Orbitolinaschichten und im Schrattekalk.

Gitschen-Scholle und in der Firrenband-Linse unter der Axen-Decke s.l. anzutreffen ist.

### 2.3.9 Drusberg-Schichten

(24 Proben.) Die mergelig-kalkigen Wechsellagerungen der Drusberg-Schichten eignen sich gut für tonmineralogische Untersuchungen (Fig. 8). Das Spektrum ist jedoch eintönig mit unterschiedlichen Gehalten an Chlorit (10–40%). Ähnliche Verhältnisse wurden in der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet (LAUBER 1975) und in der Drusberg-Decke am Gräfimattstand (Nidwalden) von KORNER (1975) beschrieben. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet erst in der südlichen Axen-Decke s.l., wo vereinzelt auch die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit auftritt. In den Drusberg-Schichten der Axenmättli-Mulde am Faulen sind beide Wechsellagerungs-Mineraler vorhanden.



### 2.3.10 *Orbitolinaschichten*

(8 Proben.) Wie in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln kann auch in den Orbitolinaschichten der Kaolinit schichtspezifisch auftreten (Fig. 8). In Proben der Randkette, der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen konnte dieses Tonmineral nachgewiesen werden, im Axen-Südlappen jedoch nicht mehr. Neben dem Illit schwanken die Werte vom Chlorit und der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit beide zwischen 5 und 25%.

### 2.3.11 *Schrattenskalk*

(4 Proben.) Vom Schrattenskalk wurden nur wenig Proben untersucht, um eventuell noch Kaolinit zu finden, was jedoch nicht gelang (Fig. 8). Auch in der Wildhorn-Decke im Rawilgebiet (LAUBER 1975) fehlt der Kaolinit, aber in der Drusberg-Decke am Gräfimattstand (Nidwalden) (KORNER 1975) ist er im Oberen und Unteren Schrattenskalk sowie in den dazwischen liegenden Orbitolinaschichten immer vorhanden.

### 2.3.12 «*Gault*»

(19 Proben.) Das Tonmineralspektrum der mergeligen Gesteine des Gargasien und vom «Albien-Grünsand»-Zyklus (KORNER 1978) ist aus Figur 9 ersichtlich. Es besteht aus relativ wenig Chlorit und der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit, womit für den Illit meistens mehr als 80% übrigbleiben. Am Gräfimattstand (Nidwalden) (KORNER 1975) ist auf Kosten des Illits jeweils mehr Chlorit anzutreffen.

### 2.3.13 *Choltal-Schichten*

(3 Proben.) Die Proben der Choltal-Schichten (Seewerschiefer, siehe OBERHÄNSLI 1978) zeigen einen kleinen Anteil von Chlorit und der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mit dementsprechend viel Illit (70–90%), wie in Figur 9 zu sehen ist.

### 2.3.14 *Amdener Mergel*

(14 Proben.) Etwas mehr Handstücke standen von den Amdener Mergeln zur Verfügung, jedoch nur aus der Drusberg-Decke (Fig. 9). Im Gegensatz zu den Choltal-Schichten fällt hier durchwegs der relativ hohe Chloritgehalt auf mit 20–40%. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit macht etwa 10% aus, so dass dem Illit mit über 50% immer noch der Hauptanteil am Spektrum zufällt.

### 2.3.15 *Wang-Schichten*

(4 Proben.) In den Proben der Wang-Schichten, die ebenfalls nur aus der Drusberg-Decke stammen, schwankt der Chloritgehalt von 0 bis 20%. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit ist mit rund 10% immer vertreten. Demnach bleibt für den Illit mindestens ein Anteil von 70% übrig.

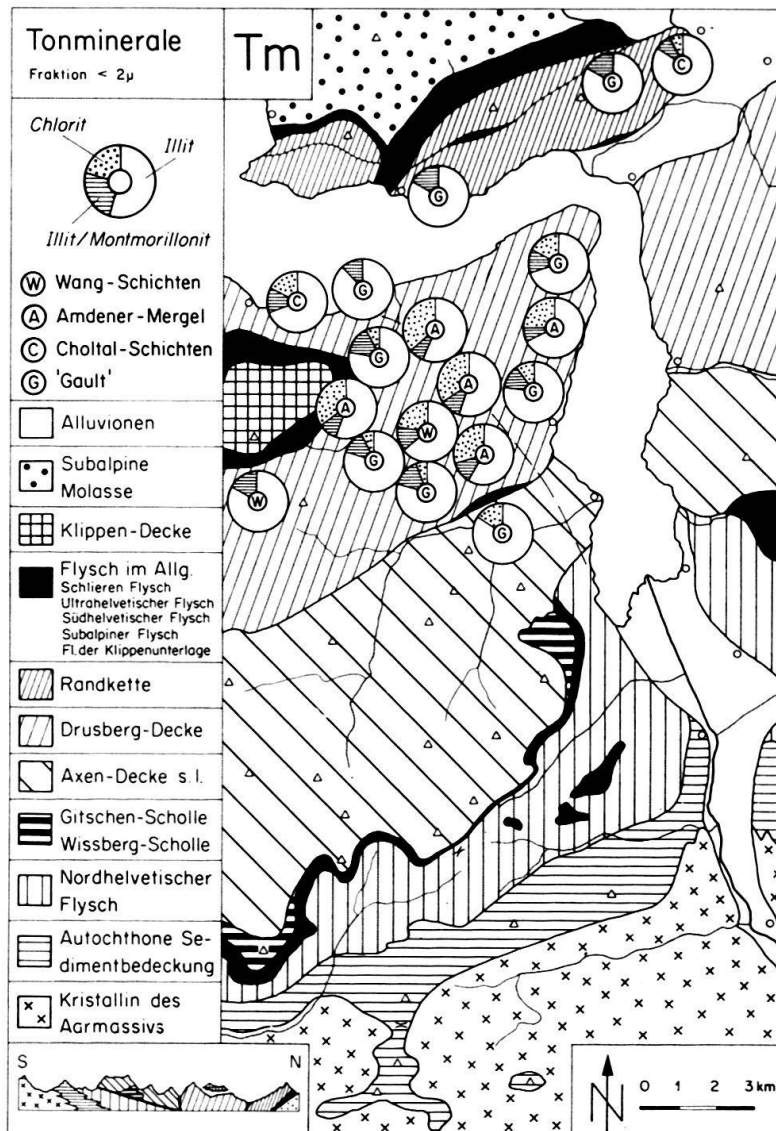


Fig. 9. Tonmineralverteilung im «Gault», in den Choltal-Schichten, in den Amdener Mergeln und in den Wang-Schichten.

### 2.3.16 Tertiär (ohne Flysche)

(51 Proben.) Tertiäre Gesteine bieten sich fast über das gesamte Gebiet zur Untersuchung an. Auf Figur 10 wird zwischen mergelig-schiefrigen (Globigerinenmergel, sandige Schiefer) und kalkigen Proben (Nummulitenkalke) unterschieden. Es zeigen sich aber nur geringfügige Veränderungen im Tonmineralspektrum. Der Chlorit kann in Kalken von 0 bis 45% variieren, in Mergeln und Schiefen ist er aber immer relativ hoch mit 20–60%. Ferner wurde die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit nur in mergeligen Proben nachgewiesen. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet in der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) und ist ebenfalls im Autochthon nicht mehr vorhanden. Eine ähnliche Tonmineralverteilung beschreibt KÜNZI (1975) aus Schiefen und Mergeln der Gellhorn-Decke im Kiental mit zusätzlichem sporadischem Auftreten von Paragonit. In der Randkette am Schimberg (Entlebuch) (BIERI 1974) sind bemerkenswer-

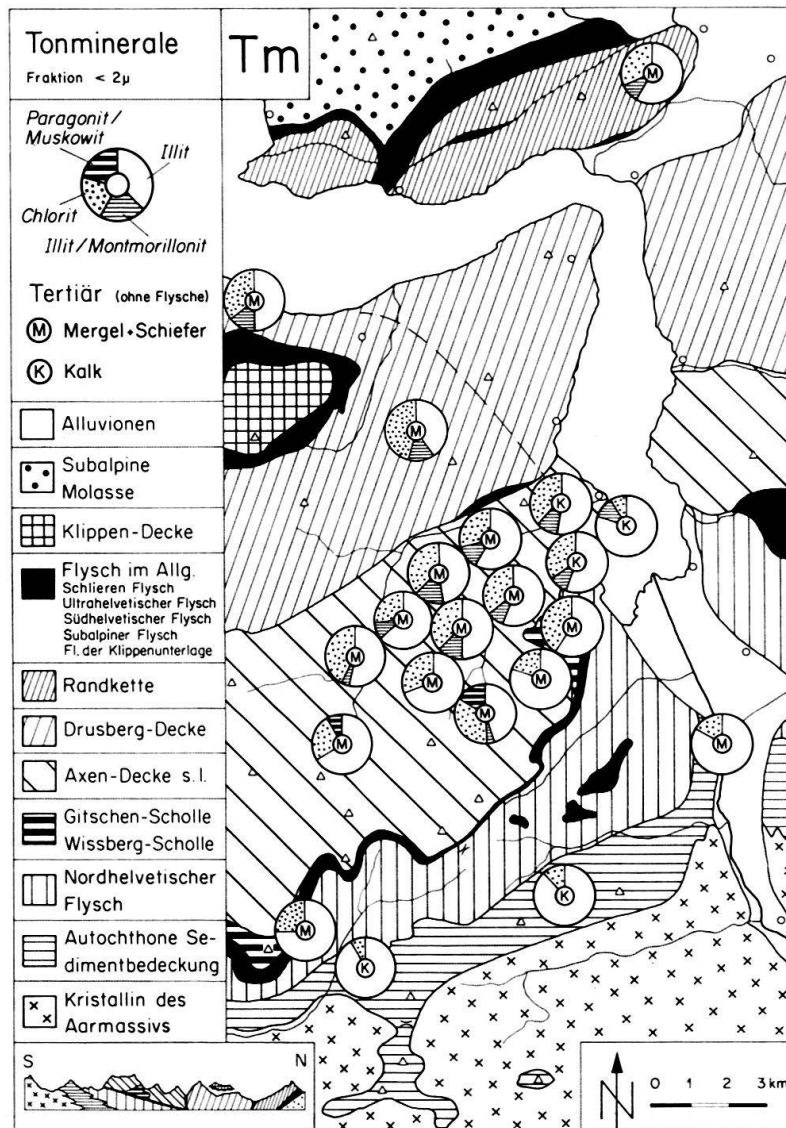


Fig. 10. Tonmineralverteilung im Tertiär (ohne Flysche).

terweise in der gesamten Tertiärabfolge (Hohgant-Serie, Globigerinenschiefer) 5–30% Kaolinit vorhanden.

### 2.3.17 Nordhelvetischer Flysch

(6 Proben.) Der Nordhelvetische Flysch zeigt im gesamten Untersuchungsgebiet ein konstantes Tonmineralbild (Fig. 11). Neben dem Illit ist immer reichlich Chlorit (15–45%) vorhanden. In nördlichen Proben, zwischen Attinghausen und dem Urner See, ist zusätzlich die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mit etwa 10% beteiligt.

### 2.3.18 Südhelvetischer Flysch

(20 Proben.) Der Südhelvetische Flysch unter der Axen-Decke s.l. und an den Gibelstöcken unterscheidet sich im Tonmineralspektrum nicht vom Nordhelveti-

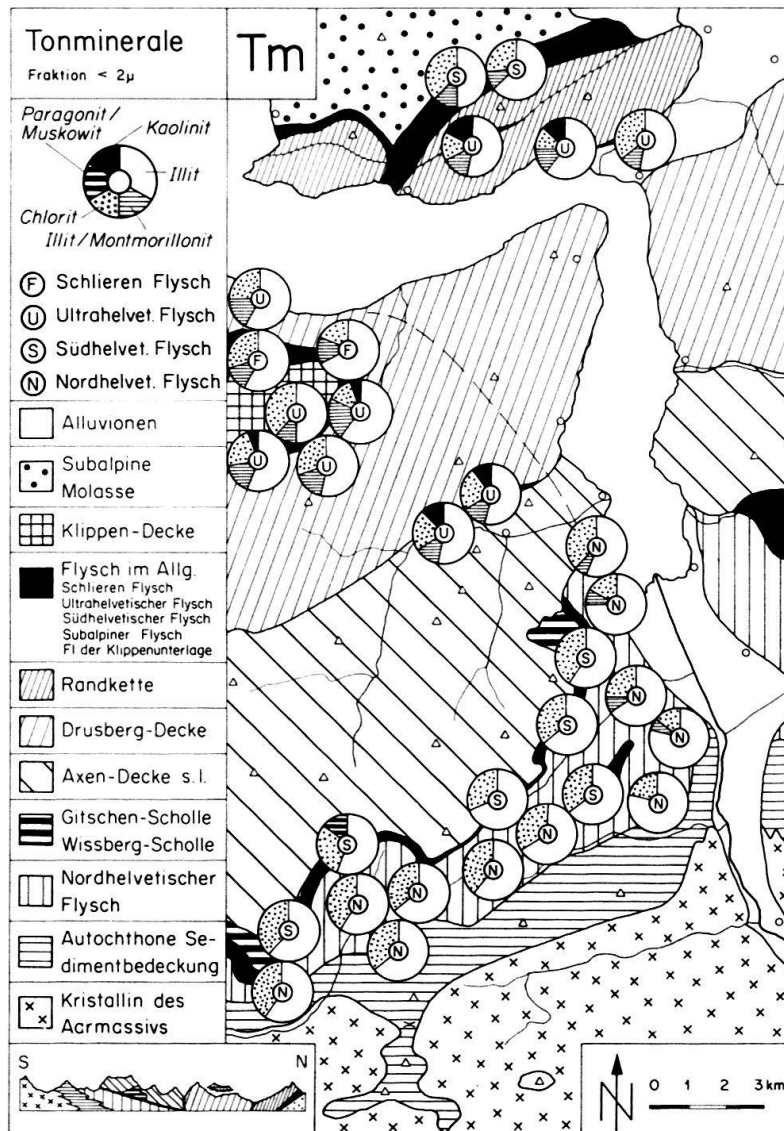


Fig. 11. Tonmineralverteilung im Nordhelvetischen Flysch, im Südhelvetischen Flysch, im Ultrahelvetischen Flysch und im Schlieren-Flysch.

schen Flysch (Fig. 11). Einzig in zwei Proben konnte die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit zusätzlich gefunden werden. Im Subalpinen Flysch unter der Randkette ist noch die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit mit etwa 10% vorhanden.

### 2.3.19 Ultrahelvetischer Flysch

(32 Proben.) Der Ultrahelvetische Flysch erscheint unter der Klippen-Decke, in der Randkette zwischen Urmiberg und Rigi-Hochfluh, zwischen der Randkette und der Drusberg-Decke und vermutlich auch zwischen der Drusberg-Decke und der Axen-Decke s.l. (Fig. 11). In den meisten Proben kann überraschenderweise Kaolinit nachgewiesen werden. Der Chloritgehalt schwankt zwischen 10 und 45% und die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit zwischen 10 und 25%. Für

den Illit bleiben meistens noch mehr als 50% übrig. Im Ultrahelvetischen Flysch des Entlebuch beschreiben ISCHI (1973) und BIERI (1974) ebenfalls Kaolinit. Auch im Gebiet des Arvigrates (Nidwalden) enthält der Flysch der Habkern-Mulde (Benennung nach GEIGER 1956) Kaolinit, während er im Gebiet von Habkern selbst nur vereinzelt im Flysch mit Leimernpaketen (Benennung nach GIGON 1952) anzutreffen ist.

### 2.3.20 Schlieren-Flysch

(7 Proben.) Der Schlieren-Flysch ist im Untersuchungsgebiet nur unter der Klippen-Decke anstehend. Er enthält 20–30% Chlorit, aber keinen Kaolinit, wie auch im Gebiet des Arvigrates (Nidwalden) nicht. Im Unterschied zum Ultrahelvetischen Flysch ist hier die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit nur mit höchstens 10% vertreten. In der Region Habkern wurden diesbezüglich einige Proben untersucht mit dem Resultat, dass sowohl im Ultrahelvetischen Flysch (Flysch mit Leimernpaketen) als auch im Schlieren-Flysch Kaolinit festgestellt wurde. Auch STUIJVENBERG (1979) findet im Gurnigel-Flysch in fast allen Proben mehr oder weniger Kaolinit. Im Schlieren-Flysch stellt WINKLER (1981) neben dem Kaolinit auch vereinzelt reinen Montmorillonit fest.

## 2.4 Geologische Interpretation

### 2.4.1 Allgemeines

Ähnlich wie die Schwerminerale bieten sich auch die Tonminerale für geologische Aussagen an, allerdings verbunden mit der Schwierigkeit, dass die Tonminerale weniger stabil sind und sich schon in der Diagenese verändern können. Diese Eigenschaft wiederum kann man sich zunutze machen, um die Vorgänge während der Diagenese und der schwachen Metamorphose zu verstehen und zu erklären, z. B. mit der Illit-Kristallinität oder mit Mineralneubildungen, wie dies im Hauptkapitel 3 geschieht.

In diesem Kapitel sollen einige Gedanken über das Auftreten eines Tonminerals oder eventuell ein typisches Tonmineralverhältnis in einem bestimmten Schichtglied besprochen werden. Diese Aussagen müssen aber lithostratigraphisch oder paläogeographisch verstanden werden, nicht aber chronostratigraphisch. PERSOZ & REMANE (1976) versuchen zwar mit dem Auftreten von Kaolinit die Jura-Kreide-Grenze im Faltenjura und im Vocontischen Trog festzulegen. BLÄSI (1980) zeigt aber, dass das Erscheinen oder Fehlen von Kaolinit auch faziell bedingt sein kann.

### 2.4.2 Illit

Der Illit ist im Tonmineralspektrum in allen untersuchten Gesteinen mit über 50% vorhanden, so dass keine schichtspezifischen Aussagen gelingen. Als einziges Tonmineral wurde er in einzelnen Proben aus dem Lias, den Schilt-Schichten, den Zementsteinschichten, dem Schrattenkalk und dem Tertiär, jedoch in keinen Flyschen, festgestellt.



### 2.4.3 Unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit

Auch dieses Tonmineral kann in allen untersuchten Schichtgliedern auftreten, jedoch verschwindet es bei zunehmender Metamorphose, was im Hauptkapitel 3 besprochen wird.

### 2.4.4 Wechsellagerung Paragonit/Muskowit

Dieses Tonmineral kann vereinzelt in fast allen Gesteinen vorkommen, jedoch nur vom Grenzbereich Diagenese-Anchizone an bis in die Epizone. Die Bildung wird aber nicht nur durch zunehmenden Druck oder erhöhte Temperatur bedingt, sondern es müssen bestimmte milieuhängige Verhältnisse vorliegen. FREY (1969b, 1970) postuliert für ein Na-reiches Milieu folgende Reaktionsreihe:

Unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit → regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit → Wechsellagerung Paragonit/Muskowit → Paragonit.

Die regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und der Paragonit konnten in unserem Untersuchungsgebiet nirgends nachgewiesen werden. Dagegen findet KÜNZI (1975) Paragonit im Kiental in den «Aalénien-Schiefern», in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln, im Taveyannaz-Sandstein und im Ultrahelvetikum.

Die Bildungsbedingungen für die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit müssen besonders gut in den Schilt-Schichten erfüllt gewesen sein, da sie hier häufig erscheint.

### 2.4.5 Kaolinit und Pyrophyllit

Da der Pyrophyllit aus ursprünglich vorhandenem Kaolinit entstehen kann (siehe Kap. 3), werden hier beide Tonminerale gemeinsam besprochen.

Kaolinit entsteht vor allem vordiagenetisch bei der Verwitterung in feuchtwarmem Klima und wird dann detritisch ins Meer geführt. Neubildung von Kaolinit während der Diagenese ist selten, jedoch kann er vor allem in Sandsteinen in Illit oder in geringem Mass auch in Chlorit umgewandelt werden.

Mit dem tatsächlichen Auftreten von Kaolinit oder Pyrophyllit zeigen sich geologisch interessante Aspekte. Diese zwei Tonminerale wurden in unserem Untersuchungsgebiet in folgenden Schichten nachgewiesen:

1. Pyrophyllit im Dogger nur in den «Alénien-Schiefern».
2. Kaolinit in der Kreide nur in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln und in den Orbitolinaschichten.
3. Kaolinit im Tertiär nur im Ultrahelvetischen Flysch.

Diese Schichtglieder führen aber nicht in allen tektonischen Einheiten Pyrophyllit oder Kaolinit, sondern:

1. die «Aalénien-Schiefer» den Pyrophyllit nur im Autochthon;
2. die «Berrias-Valanginien»-Mergel den Kaolinit nur in der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen;
3. die Orbitolinaschichten den Kaolinit ebenfalls nur in der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen.



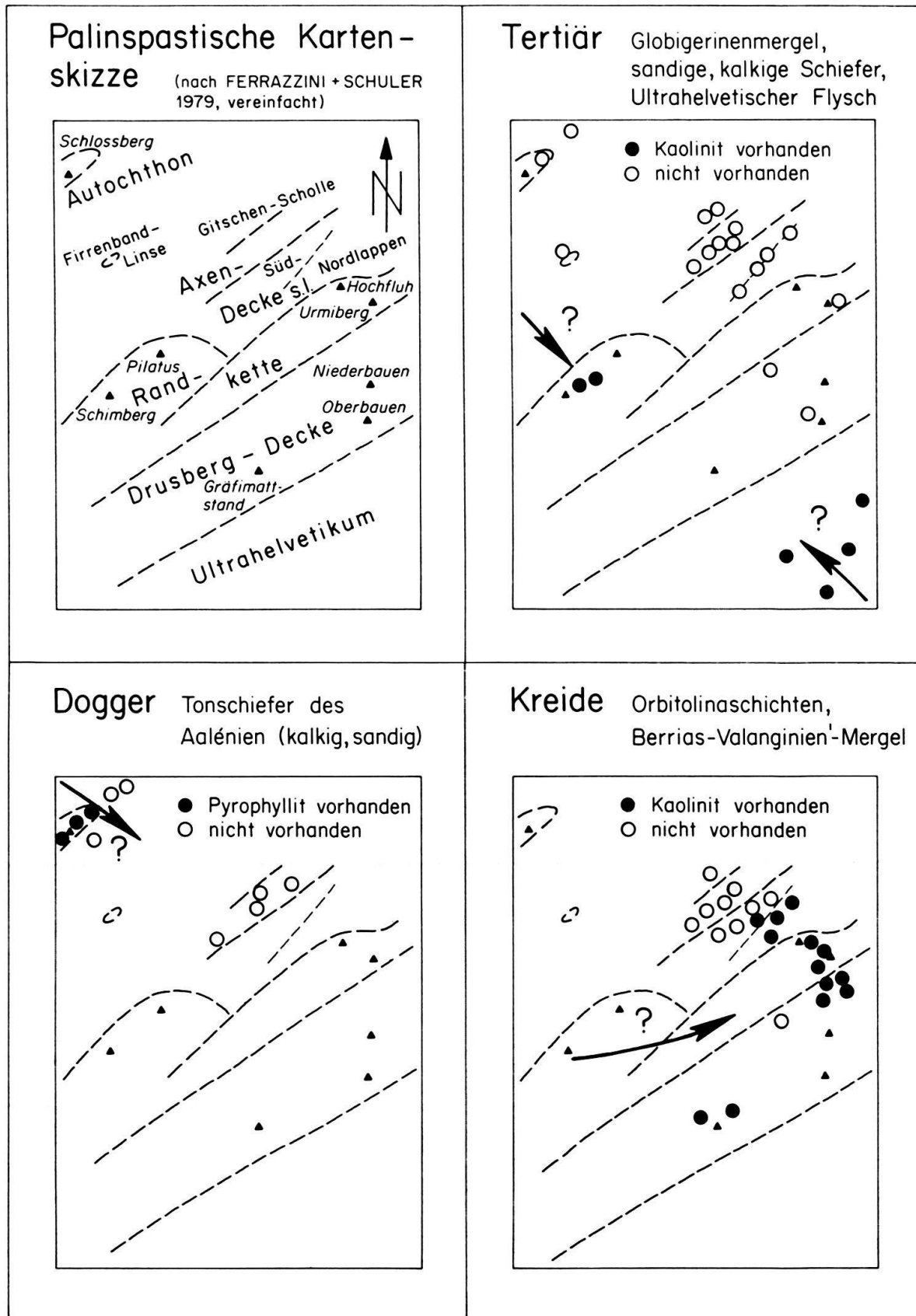


Fig. 12. Paläogeographische Verteilung der Vorkommen von Kaolinit und Pyrophyllit.

Diese Feststellungen ergeben folgendes paläogeographisches Bild, wie es in Figur 12 skizziert ist:

1. Dogger: Die Schüttungen im Dogger (Bommerstein-Serie) erfolgten aus nordöstlicher Richtung, wie dies SPÖRLI (1966) in der Axen-Decke s.l. vermutet. Weil der Pyrophyllit nur im Autochthon vorkommt, kann angenommen werden, dass der ursprüngliche Kaolinit nur bis hier geschüttet wurde und nicht weiter ins Becken hinaus in den Sedimentationsraum der Axen-Decke s.l., da hier weder Kaolinit noch Pyrophyllit gefunden wurden.
2. Kreide: ISCHI (1978) bestimmte für die «Berrias-Valanginien»-Mergel eine Schüttungsrichtung von Westen nach Osten, mit dem paläogeographischen Schüttungszentrum bei Merligen. Dies stimmt nun mit den gefundenen Kaolinitvorkommen gut überein. Der Kaolinit wurde also trogparallel in etwas landferneren Mergelablagerungen der Drusberg-Decke, der Randkette und des Axen-Nordlappens geschüttet. Der küstennähere Ablagerungsraum (Karbonatplattform) der paläogeographisch nördlicheren Axen-Decke s.l. und der Gitschen-Scholle wurde dabei nicht betroffen, unter der Voraussetzung, dass der Kaolinit nicht in Illit oder in Chlorit umgewandelt wurde. Ähnliche Verhältnisse scheinen während der Sedimentation der Orbitolinaschichten geherrscht zu haben, da hier der Kaolinit ebenfalls nur in der Drusberg-Decke, in der Randkette und im Axen-Nordlappen vorkommt.
3. Tertiär: In allen untersuchten Tertiärproben (etwa 50 Stück) erscheint nirgends Kaolinit. Einzig die Mergel bei Furggelen, nördlich von Isenthal, zwischen Axen-Nordlappen und der Drusberg-Decke führen Kaolinit. In den Bohrkisten aus dem nahen Seelisbergtunnel wurden keine mergeligen Gesteine aus diesem Bereich entdeckt. Dies lässt die Vermutung zu, dass es sich bei Furggelen um ein Relikt aus eingepresstem Ultrahelvetischem Flysch handelt, wie dies auch zwischen Urmiberg und Rigi-Hochfluh sowie zwischen der Randkette und der Drusberg-Decke der Fall ist. In der tektonischen Kartenskizze und in den Profilen wurde diese Vermutung berücksichtigt.

Entgegen der Meinung von KUBLER (1970), Flysche seien kaolinitfrei, konnte in fast allen Proben des Ultrahelvetischen Flysches etwas Kaolinit nachgewiesen werden, wie übrigens auch von STUIJVENBERG (1979) im Gurnigel-Flysch und WINKLER (1981) im Schlieren-Flysch. Der Kaolinit kann also selbst eine Resedimentation innerhalb eines Turbidites und eine gewisse tektonische Beanspruchung gut überstehen.

Da im Reussquerschnitt im gesamten Deckenraum während des Tertiärs kein Kaolinit vorkommt, müsste für den Ultrahelvetischen Flysch eine Schüttung aus südlichen Richtungen angenommen werden, wie dies HOMEWOOD (1977) beschreibt. Das Material für den Südhelvetischen Flysch dagegen, das keinen Kaolinit enthält, könnte aus diesem Grunde gut von Norden stammen.

#### 2.4.6 Chlorit

Der Chlorit wurde überall mehr oder weniger angetroffen, ohne dass er in einer speziellen stratigraphischen Schicht durchwegs fehlen würde. Durch das Verhältnis mit anderen Tonmineralen lassen sich einige Aussagen machen:

1. Verhältnis Chlorit/Kaolinit: Eine lithostratigraphische Trennung zweier kaolinitführender Schichten durch das Verhältnis Chlorit/Kaolinit gelang ISCHI (1973) und BIERI (1974) im Raume Entlebuch. ISCHI (1973) konnte so den Subalpinen Flysch mit dem Verhältnis  $> 1$  und die darübergeschobenen «Berrias-Valanginien»-Mergel  $< 1$  unterscheiden. Ebenso können die Schimbrig-Schiefer mit dem Verhältnis  $< 1$  von den hangenden Globigerinenschiefern  $> 1$  getrennt werden (BIERI 1974). In einem stratigraphischen Profil innerhalb eines regional beschränkten Gebietes mag diese Methode gelingen. Sie wird aber bei grossräumigen Betrachtungen versagen, da in den einzelnen Schüttungen die Verhältnisse wechseln können, je nachdem wie weit das Schüttungszentrum entfernt ist.
2. Verhältnis Illit/Chlorit: Die gleichen Argumente gelten auch hier. Zusätzliche Unsicherheiten entstehen, wenn berücksichtigt wird, dass der Illit während der schwachen Metamorphose teilweise in Chlorit umgewandelt werden kann. Dennoch sollen hier einige Besonderheiten der Verhältnisbildung Illit/Chlorit hervorgehoben werden. Relativ hohe Verhältniszahlen (wenig Chlorit) ergeben die Schilt-Schichten (etwa 20), der Kieselkalk (etwa 10) und die Choltal-Schichten (etwa 10). Relativ hohe Verhältniszahlen (viel Chlorit) errechnen sich in den Amdener Mergeln (etwa 2) und in den Mergeln des Tertiärs (etwa 2). Der Versuch misslang, mit dem Verhältnis Illit/Chlorit den Nordhelvetischen Flysch (etwa 3) einwandfrei vom Südhelvetischen Flysch (etwa 2) zu trennen, da die Werte zu ähnlich sind.

### 3. Diagenese und schwache Metamorphose

#### 3.1 Allgemeines

Als zentrale Aufgabe der vorliegenden Arbeit sollen die metamorphen Verhältnisse der Sedimente im Untersuchungsgebiet aufgeklärt und interpretiert werden. Als Hauptstütze dient die Bestimmung der Illit-Kristallinität (IK) von tonigmergeligen bis kalkigen Gesteinen. Um diese Resultate zu untermauern, wurden mehrere Messungen des Inkohlungsgrades an denselben Handstücken und Einschliessmessungen in Kluftquarzen durchgeführt. Zusätzliche Informationen geben Mineralneubildungen, die mit dem Röntgendiffraktometer oder unter dem Mikroskop an Dünnschliffen festgestellt wurden. Damit wird hier zusätzlich die Möglichkeit geboten, an einem Querprofil durch den Alpennordrand diese verschiedenen Untersuchungsmethoden untereinander zu vergleichen, wie dies zum Teil in der gemeinsamen Arbeit von FREY et al. (1980a) vorpubliziert wurde.

Aufgrund der Ergebnisse von SASSI (1972) wurde vermutet, dass in unserem Querschnitt die  $d(006)$ -Werte von Illit als Anzeiger der schwachen Metamorphose eingesetzt werden könnten. Die 68 Messungen mit der Guinier-Kamera an ausgewählten Proben ergaben jedoch keine eindeutigen Resultate.

#### 3.2 Illit-Kristallinität

In allen Proben, in denen das Tonmineralspektrum bestimmt wurde, ist durch spezielle Messungen auch die Illit-Kristallinität (IK) bekannt. Leider zieht aus