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: 3: Diagenese und schwache Metamorphose

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165234

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

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

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 Einschlussmessungen 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

paläogeographischen Gründen kein stratigraphischer Horizont quer durch alle tektonischen Einheiten von Norden nach Süden. Eine grössere Verbreitung haben lediglich die «Berrias-Valanginien»-Mergel und die tertiären Sedimente. Vor allem im Tertiär sind jedoch häufige lithologische Wechsel zu beobachten. Wir verzichten hier darauf, die verschiedenen Schichten einzeln darzustellen, wie dies in der Originalfassung der Dissertation zu sehen ist. Generell lassen sich mit den Resultaten die folgenden Aussagen machen:

Verschiedene stratigraphische Horizonte in derselben tektonischen Position zeigen, wahrscheinlich aus lithologischen Gründen, zum Teil unterschiedliche IK-Werte. Selbst benachbarte Proben aus denselben Gesteinen ergeben nicht einheitliche Resultate im Diagenesebereich. Bei zunehmender Metamorphose jedoch können die Werte, sogar bei verschiedenen Flyschen, besser verglichen werden. Eine zusammenfassende Betrachtung der IK-Werte ist somit sinnvoll und gestattet im Bereich der Anchizone und der Epizone regionale Aussagen, wie dies zum Beispiel BARLIER (1974) in den französischen Westalpen gelang.

In Figur 13 wurden die verschiedenen IK-Werte in fünf Gruppen eingeteilt und mit Kreissymbolen dargestellt. Die Grenzziehung innerhalb der Diagenese bei 10,0 erwies sich nicht als aussagekräftig, da die einzelnen Werte zu stark schwanken. Die gebräuchliche Definition der Anchizone mit den Werten 7,5 bis 4,0 und die in dieser Arbeit verwendete Unterteilung in eine schwache und starke Anchizone beim Grenzwert 5,5 führen zu folgenden Ergebnissen im Querprofil (Fig. 13):

Die beiden unteren Kreisreihen zeigen, von Norden her betrachtet, vom Subalpinen Flysch über die Randkette bis in die Axen-Decke s.l. den Diagenesebereich an. Dann erfolgt auf eine relativ kurze Distanz innerhalb des Nordhelvetischen Flysches und des Autochthons der Übergang von der schwachen zur starken Anchizone bis in die Epizone. Dies ergibt den Eindruck, dass die Metamorphose generell von Norden nach Süden zunimmt, wie dies in FREY et al. (1976) noch vermutet wird. Die beiden oberen Kreisreihen decken nun aber eindeutige Abweichungen auf:

1. Ein Kreis in der Klippen-Decke zeigt bereits schwache Anchizone an, während der darunter liegende Flysch noch in der Diagenese bleibt.
2. Die Gitschen-Scholle weist anchizonale Bedingungen auf, während die seitlich und darüber liegende Axen-Decke s.l. nicht über den Diagenesebereich hinausreicht.
3. Die südlichste Axen-Decke s.l. liegt im Bereich der starken Anchizone und sogar am Beginn der Epizone, während der darunter liegende Flysch immer noch schwache Anchizone anzeigt.

Diese inversen Verhältnisse der IK-Werte sollen nun durch weitere Untersuchungsmethoden bestätigt werden.

3.3 *Inkohlung*

In Figur 14 sind die Messergebnisse der Inkohlung mit der mittleren Reflexion (Rm) graphisch dargestellt, wobei sich der Kreisdurchmesser proportional zum Metamorphosegrad verhält.

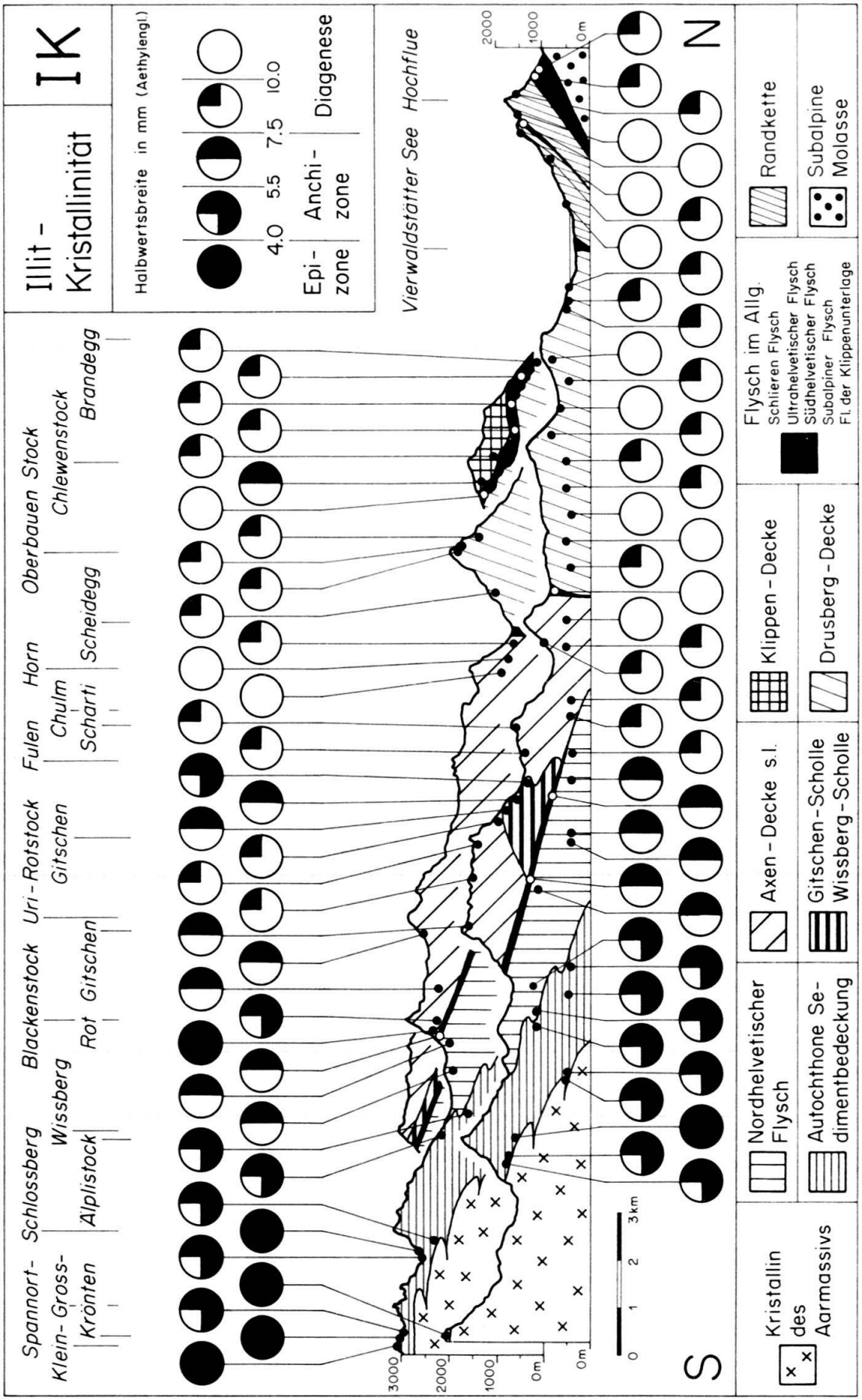

Fig. 13. Zusammenstellung der Illit-Kristallinität im Querprofil.

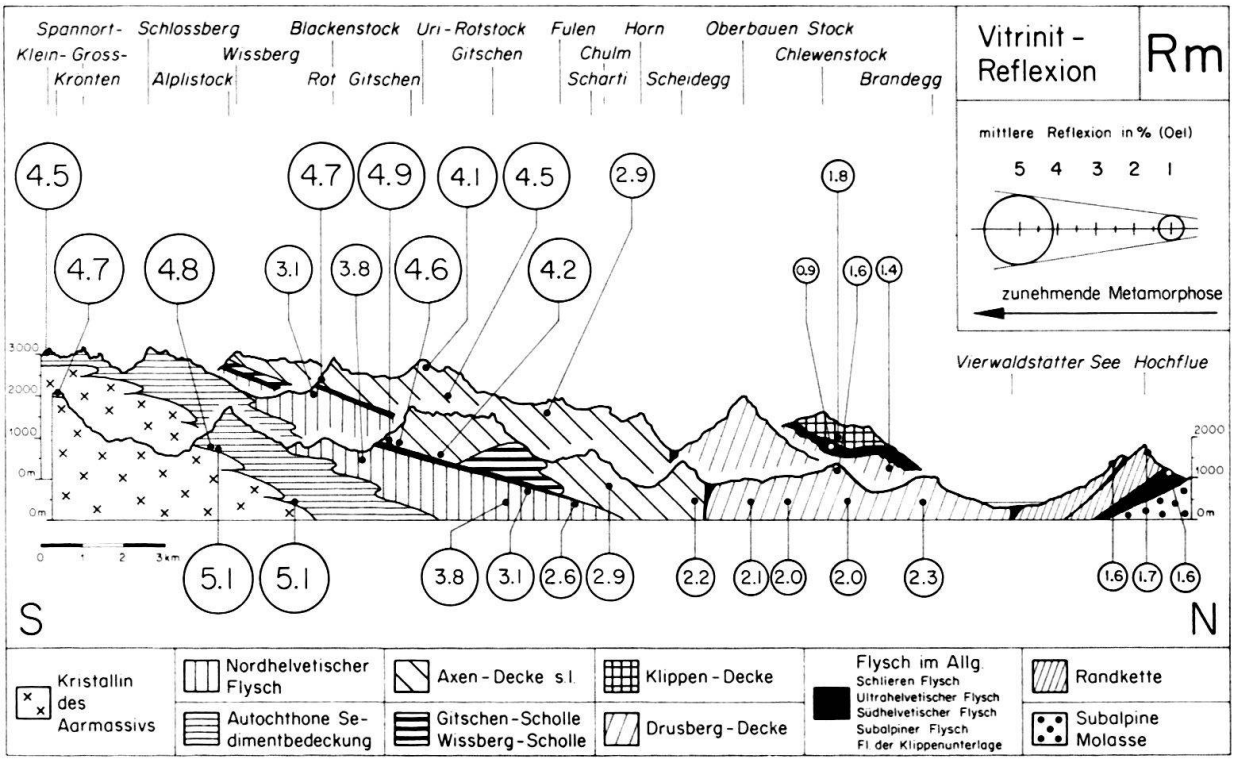

Fig. 14. Zusammenstellung der Vitrinit-Reflexion im Querprofil.

Die untere Kreisreihe zeigt eine kontinuierliche Zunahme der Diagenese und schwachen Metamorphose von 1,6 bis 5,1, wobei die Rm-Werte im Diagenesebereich viel weniger schwanken, als dies bei den IK-Werten der Fall war. In den beiden oberen Kreisreihen sind wieder zwei Anomalien zu erkennen, wie sie auch durch die IK-Werte belegt wurden:

1. Während die Rm-Werte in der Axen-Decke s.l. von Norden nach Süden von 2,9 auf 4,9 zunehmen, erreicht der darunter liegende Nordhelvetische Flysch nur höchstens 3,8.
2. Die Klippen-Decke scheint ebenfalls einen etwas stärkeren Diagenesegrad erreicht zu haben (1,8) als der darunter liegende Flysch (0,9) und die Drusberg-Decke (1,4 und 1,6). Diese Vermutung wird durch zusätzliche Fluoreszenzmessungen bestätigt, indem die Proben der Klippen-Decke keine Liptinit-Fluoreszenz mehr zeigen. Dagegen ist eine solche in einer Probe der Drusberg-Decke noch vorhanden, und im Flysch ist Bituminit mit rotbrauner Fluoreszenz zu beobachten (FREY et al. 1980a).

Die Rm-Werte des Autochthons variieren zwischen 4,5 und 5,1, während hier die IK-Werte einheitlich den Übergang von der Anchizone in die Epizone anzeigen.

3.4 *Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse*

Eine weitere Methode, um die schwache Metamorphose zu beschreiben, ist die Messung von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen (Fluids) in Kluftquarzen. Dabei können drei Fluidfelder (nach MULLIS in FREY et al. 1980b) ausgeschieden werden:

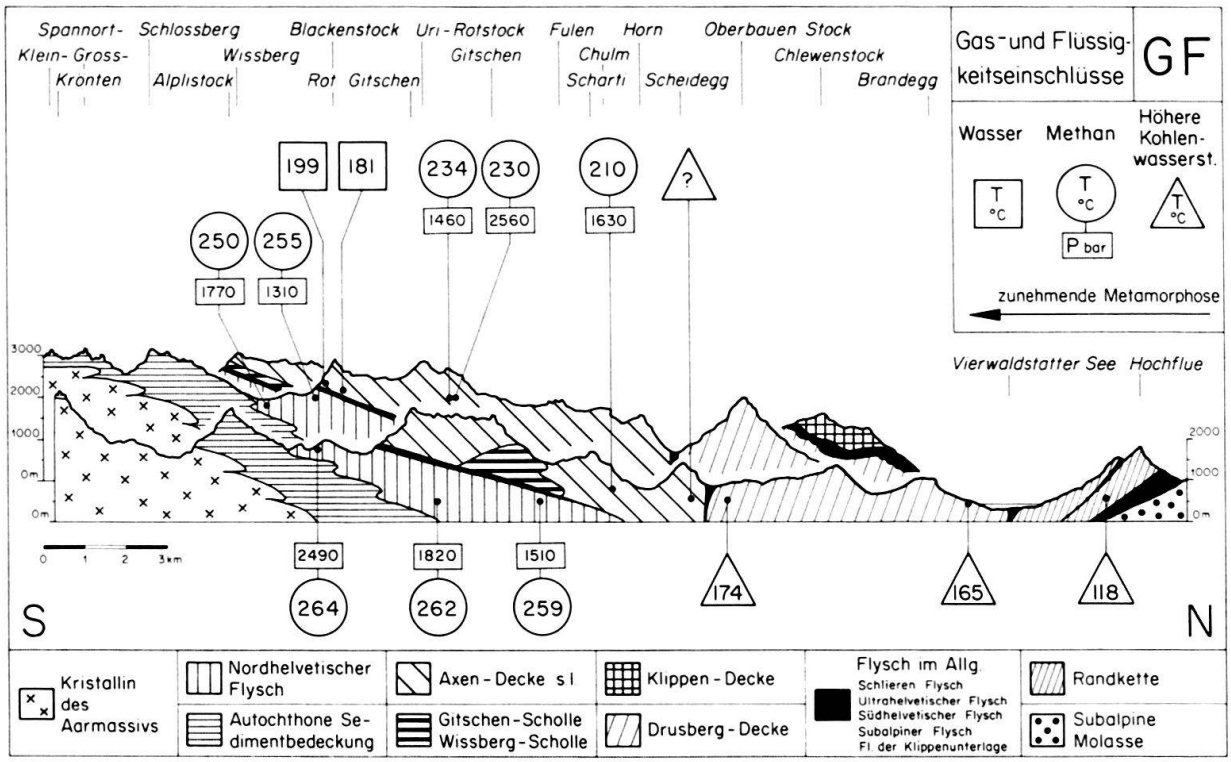

Fig. 15. Zusammenstellung der Messungen von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen im Querprofil.

1. Höhere Kohlenwasserstoffe (HKW) in der Diagenese.
2. Methan (CH_4) in der niedrig- und mittelgradigen Anchizone.
3. Wasser (H_2O) in der höhergradigen Anchizone und zu Beginn der Epizone.

In Figur 15 sind die Ergebnisse im Querprofil graphisch dargestellt. Die untere Symbolreihe zeigt, dass die Randkette und die Drusberg-Decke dem HKW-Fluidfeld angehören, während der Nordhelvetische Flysch bereits im CH_4-Fluidfeld liegt. Der oberen Symbolreihe kann entnommen werden, dass innerhalb der Axen-Decke s.l., wiederum auf relativ kurze Distanz (etwa 10 km), der Übergang vom HKW- über das CH_4- zum H_2O-Fluidfeld stattfindet.

Auch mit dieser Methode wird also bestätigt, dass im Profil inverse metamorphe Verhältnisse vorliegen, indem das H_2O-Fluidfeld der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) über dem CH_4-Fluidfeld des Nordhelvetischen Flysches liegt.

Dieselbe Methode ermöglicht ebenfalls Temperatur- und Druckangaben, die in Figur 15 in den entsprechenden Symbolen eingetragen sind. Sie dürfen als minimale Bildungsbedingungen aufgefasst werden. Die niedrigen Homogenisations-Temperaturen von wasserreichen Einschlüssen und die stark variierenden Drücke der methanreichen Proben sind bedeutungslos und dürfen nicht als reelle interpretierbare Daten verwendet werden (MULLIS 1979, FREY et al. 1980a).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Temperaturen von 118 °C in der Randkette bis auf 264 °C im Nordhelvetischen Flysch ansteigen und dass in der südlichen Axen-Decke s.l. die Temperatur von 270 °C überschritten wird, was dem Übergang vom CH_4-Fluidfeld zum H_2O-Fluidfeld entspricht (MULLIS 1979).

Eine interessante Temperaturangabe gibt SCHENKER (1980) für das Autochthon der Windgälle (Uri). An einer Vererzung kann mit Hilfe des Zinkblende-Barometers und Einschlussmessungen in Kluftquarzen eine Bildungstemperatur von 305 °C bis 430 °C und ein Druck von 2,1 ± 0,7 kbar bestimmt werden. Der angegebene Bereich ist zwar etwas gross, aber dennoch ist gesichert, dass bereits in der Epizone des Autochthons die Temperaturgrenze von 300 °C überschritten worden ist.

3.5 *Mineralneubildungen und Mineralreaktionen*

3.5.1 *Allgemeines*

Während der schwachen Metamorphose finden typische Mineralneubildungen statt, welche besonders gut in Vulkaniten oder Gesteinen mit vulkanischen Komponenten studiert werden können und eine zweckmässige Einteilung der schwachen Metamorphose erlauben. Am Alpennordrand eignet sich dafür der Taveyannaz-Sandstein (siehe Kap. 1.2), der aber im Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle in der Firrenband-Linse (SPÖRLI 1966) aufgeschlossen ist.

In tonig-mergeligen und zum Teil auch kalkigen Gesteinen von der Trias bis ins Eozän konnten folgende Index-Minerale und Umwandlungen nachgewiesen werden:

1. Verschwinden der unregelmässigen Wechsellagerung Illit/Montmorillonit.
2. Neubildung der Wechsellagerung Paragonit/Muskowit.
3. Auftreten von Kaolinit.
4. Neubildung von Pyrophyllit.
5. Auftreten von Glaukonit.
6. Neubildung von Stilpnomelan.
7. Auftreten von Alkaliamphibol (Riebeckit).

3.5.2 *Wechsellagerungsminerale*

In Kapitel 2.3 wurde gezeigt, dass die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit in fast allen Schichtgliedern vorkommen können, aber nicht über das ganze Untersuchungsgebiet gleichmässig verteilt sind. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit verschwindet von Norden herkommend innerhalb der Axen-Decke s.l. und des Nordhelvetischen Flysches, während die Wechsellagerung Paragonit/Muskowit im Autochthon vorkommt und gegen Norden in der Axen-Decke s.l. verschwindet. Hier und in der Gitschen-Scholle gibt es Proben, die beide Wechsellagerungen enthalten. An den Grenzen der tektonischen Einheiten sind jedoch keine markanten Änderungen festzustellen.

Die beobachtete Verbreitung der Wechsellagerungsminerale kann durch folgende Mineralumwandlungen beschrieben werden:

1. Die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit wandelt sich mit zunehmendem Diagenese- und Metamorphosegrad in Illit oder Chlorit um, wenn ein kaliumreiches Milieu vorherrscht.

2. Für ein natriumreiches Milieu beschreibt FREY (1969b, 1970) folgende mögliche Reaktionsreihe:

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

Eine regelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und Paragonit konnten im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden.

3.5.3 *Kaolinit und Pyrophyllit*

In Figur 16 sind die Vorkommen von Kaolinit und Pyrophyllit im Querprofil eingezeichnet. Der Kaolinit kommt nur in den nördlichen tektonischen Einheiten vor, und zwar schichtspezifisch in den «Berrias-Valanginien»-Mergeln, in den Orbitolinaschichten und im Ultrahelvetischen Flysch. Der Pyrophyllit hingegen lässt sich nur in den «Aalénien-Schiefern» des Autochthons nachweisen. Von anderen Feldbeispielen (FREY 1978, SCHRAMM 1978, WIELAND 1979) ist bekannt, dass folgende Reaktion möglich ist:

$$\text{Kaolinit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Pyrophyllit} + H_2O.$$

Es gibt zwei mögliche Gründe, weshalb in unserem Querprofil keine Reaktionsgrenze auskartiert werden konnte. Erstens ist es möglich, dass ehemals vorhandener Kaolinit in der Axen-Decke s.l. schon während der Diagenese in Illit oder Chlorit umgewandelt worden ist. Zweitens muss damit gerechnet werden, dass der Kaolinit

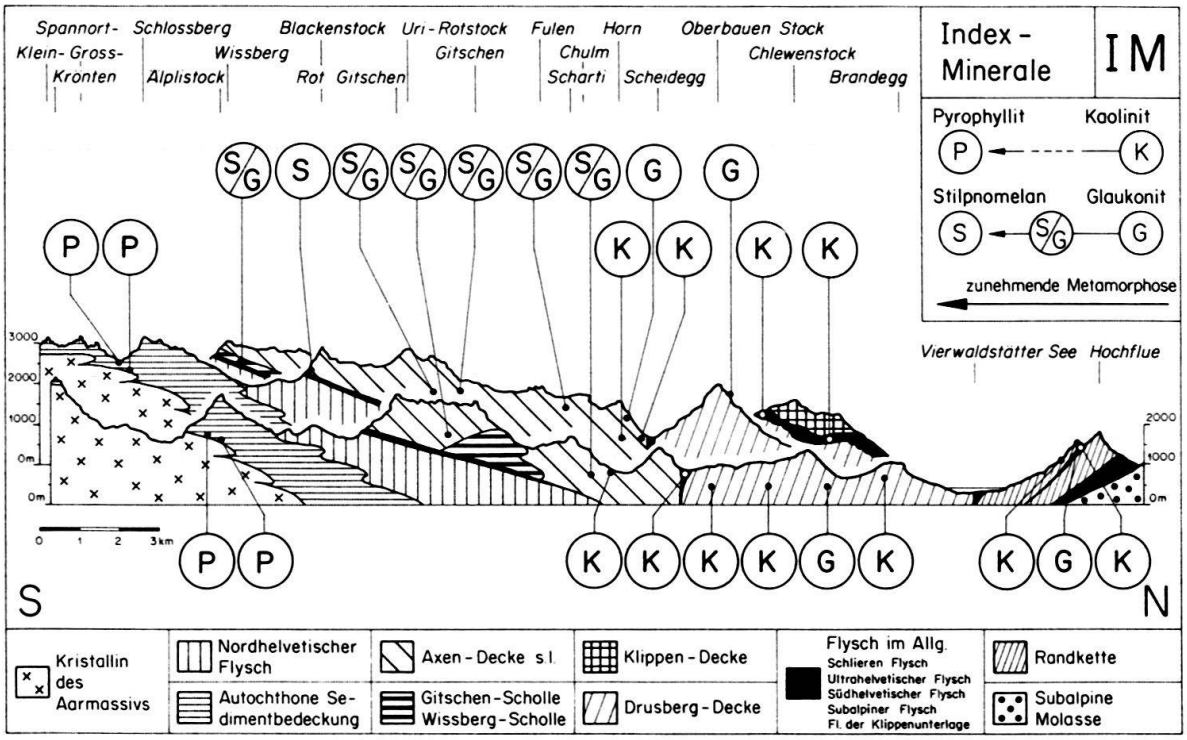

Fig. 16. Zusammenstellung der Vorkommen von Kaolinit, Pyrophyllit, Glaukonit und Stilpnomelan im Querprofil.

aus paläogeographischen Gründen schon primär fehlte, was im Kapitel 2.4 beschrieben wurde.

In den pyrophyllitführenden Gesteinen ist immer reichlich Chlorit vorhanden, so dass die folgende Reaktion möglich wäre:

$$\text{Pyrophyllit} + \text{Chlorit} \rightarrow \text{Chloritoid} + \text{Quarz} + H_2O.$$

Chloritoid konnte aber nirgends nachgewiesen werden, was bedeutet, dass diese Reaktion erst bei stärkerer Metamorphose innerhalb der Epizone stattfindet (FREY 1978). Allerdings sind auch Chloritoide in schwächer metamorphen Gesteinen bekannt (FREY & WIELAND 1975, BOUBIER & NICOLAS 1968). Das letztgenannte Vorkommen stellt KUBLER (1967) sogar in die höhergradige Anchizone.

3.5.4 *Glaukonit und Stilpnomelan*

Die metamorphe Veränderung glaukonitführender Gesteine wurde erstmals von FREY et al. (1973) im Helvetikum der Ostschweiz beschrieben. In unserem Untersuchungsgebiet stehen folgende Glaukonithorizonte zur Verfügung, alle innerhalb der Kreide:

1. Gemsmättli-Schichten,
2. Lidernen-Schichten,
3. Altmann-Schichten,
4. «Gault».

In den meist sehr kalkhaltigen Gesteinen wurden Glaukonit und Stilpnomelan im Dünnschliff bestimmt. In Zweifelsfällen konnte der Stilpnomelan in der Tonfraktion mit dem Röntgendiffraktometer erkannt werden. Die Resultate sind in Figur 16 im Querprofil eingezeichnet. In der Randkette, in der Drusberg-Decke und im Axen-Nordlappen tritt nur Glaukonit auf. Vom Axen-Südlappen an bis zu den südlichen Anteilen der Axen-Decke s.l. erscheint jedoch in allen Proben neugebildeter Stilpnomelan, der in einer Probe den Glaukonit ganz ersetzt (Dünnschliff aus der Sammlung SCHUHMACHER 1949). In den Lidernen-Schichten der Firrenband-Linse unter der südlichen Axen-Decke (Urirotstock-Decke) hingegen ist der Glaukonit noch schön erhalten und wird nur ganz schwach von Stilpnomelan verdrängt (Dünnschliff aus der Sammlung SPÖRLI 1966).

Offensichtlich findet eine Mineralreaktion statt, die FREY et al. (1973) wie folgt beschreiben:

$$\text{Glaukonit} \pm \text{Chlorit} + \text{Quarz} \rightarrow \text{Stilpnomelan} + \text{Kalifeldspat} + H_2O + O_2.$$

Obwohl alle vorhandenen Dünnschliffe auf Kalifeldspat gefärbt wurden, konnte dieses Mineral nicht beobachtet werden. Dass der Stilpnomelan gerne entlang von Korngrenzen zwischen Quarz und Chlorit entsteht, deutet auf die Anwesenheit einer fluiden Phase hin, mit welcher das Kalium abgewandert ist. FREY et al. (1973) konnten Kalifeldspat mit der Guinier-Kamera nachweisen, obschon einzelne Dünnschliffe keinen Kalifeldspat entdecken liessen.

Eine weitere Bildung von Stilpnomelan wäre nach FREY et al. (1973) durch folgende Reaktion möglich:

$$\text{Chlorit} + \text{Kalifeldspat} \rightarrow \text{Biotit} + \text{Stilpnomelan} + \text{Quarz} + H_2O.$$

BROWN (1975) ist allerdings der Meinung, dass Stilpnomelan in obiger Reaktion als Edukt und nicht als Produkt auftreten sollte. In unseren untersuchten Dünnschliffen konnte aber kein neugebildeter Biotit beobachtet werden.

3.5.5 *Alkaliamphibol*

In Dünnschliffen von glaukonitführenden Gesteinen konnte mehrmals Alkaliamphibol (Riebeckit) bestimmt werden, der als Neubildung Glaukonit, Karbonat und Quarz in strahligen Büscheln durchspiesst. Es stellte sich heraus, dass es sich immer um Proben aus den Lidernen-Schichten handelt, was auch schon SCHINDLER (1959, 1969) und FREY et al. (1973) festhielten.

Das Vorkommen am Urner See scheint an persistente Brüche gebunden zu sein (SPÖRLI 1966) und befindet sich im Diagenesebereich, während die gesteinsbildenden Alkaliamphibole in der Axen-Decke s.l. des Kleintals in der schwachen Anchizone anzutreffen sind. Der Alkaliamphibol (Riebeckit) scheint also nicht an einen gewissen Metamorphosegrad gebunden zu sein, was auch durch das Auftreten im Autochthon des Kistenpassgebietes bestätigt wird (NIGGLI et al. 1956), wo zusätzlich noch Stilpnomelan, Biotit und Kalifeldspat beobachtet werden. Das zur Bildung notwendige Natrium kann nach FREY et al. (1973) eventuell aus der Porenlösung stammen. Diese speziellen Verhältnisse waren aber nur lokal verwirklicht. In den Lidernen-Schichten aus der nördlichen Blüemlisalpgruppe (Berner Oberland) ist in der Doldenhorn-Decke wohl Stilpnomelan und in der Wildhorn-Decke Glaukonit zu beobachten, vom Alkaliamphibol fehlt jedoch jede Spur (SUSEDKA 1979).

3.6 *Vergleich der verschiedenen Methoden*

Die vier besprochenen Hauptmethoden sollen nicht nur die regionalen metamorphen Verhältnisse aufzeigen, sondern ihre Resultate erlauben, Vergleiche untereinander anzustellen, wie dies zum Teil in der gemeinsamen Arbeit FREY et al. (1980a) vorpubliziert worden ist. In Figur 17 sind alle Methoden einander graphisch gegenübergestellt. Mit dem Schwerpunkt der Illit-Kristallinität wurde die Unterteilung in Diagenese, Anchizone und Epizone vorgenommen, die nun einzeln besprochen werden.

3.6.1 *Diagenese*

In der Diagenese schwanken die IK-Werte derart, dass eine Unterteilung in schwache und starke Diagenese mit Hilfe der Grenze bei 10,0 nicht brauchbar ist. Der Einfluss der detritisch zugeführten Illite ist offensichtlich gross und verfälscht den tatsächlichen Diagenesegrad. Hier würde die Methode von JOHNS & KURZWEIL (1979) mehr Klarheit bringen, da die Erfassung der Wechsellagerungen Illit/Montmorillonit in der Fraktion $< 0{,}2$ µm herangezogen wird, was den detritischen Einfluss wesentlich verringert.

Die Rm-Werte der Inkohlung zeigen eine Zunahme von 1,6 bis 1,7 am Alpennordrand bis 3,1 auf der Höhe von Altdorf, wobei die Schwankungen wesentlich geringer sind als bei den IK-Werten. In FREY et al. (1980a) wird aus der Gegenüberstellung der IK-Werte mit den Rm-Werten eine Grenze von der Diagenese zur Anchizone bei 3,4 bestimmt.

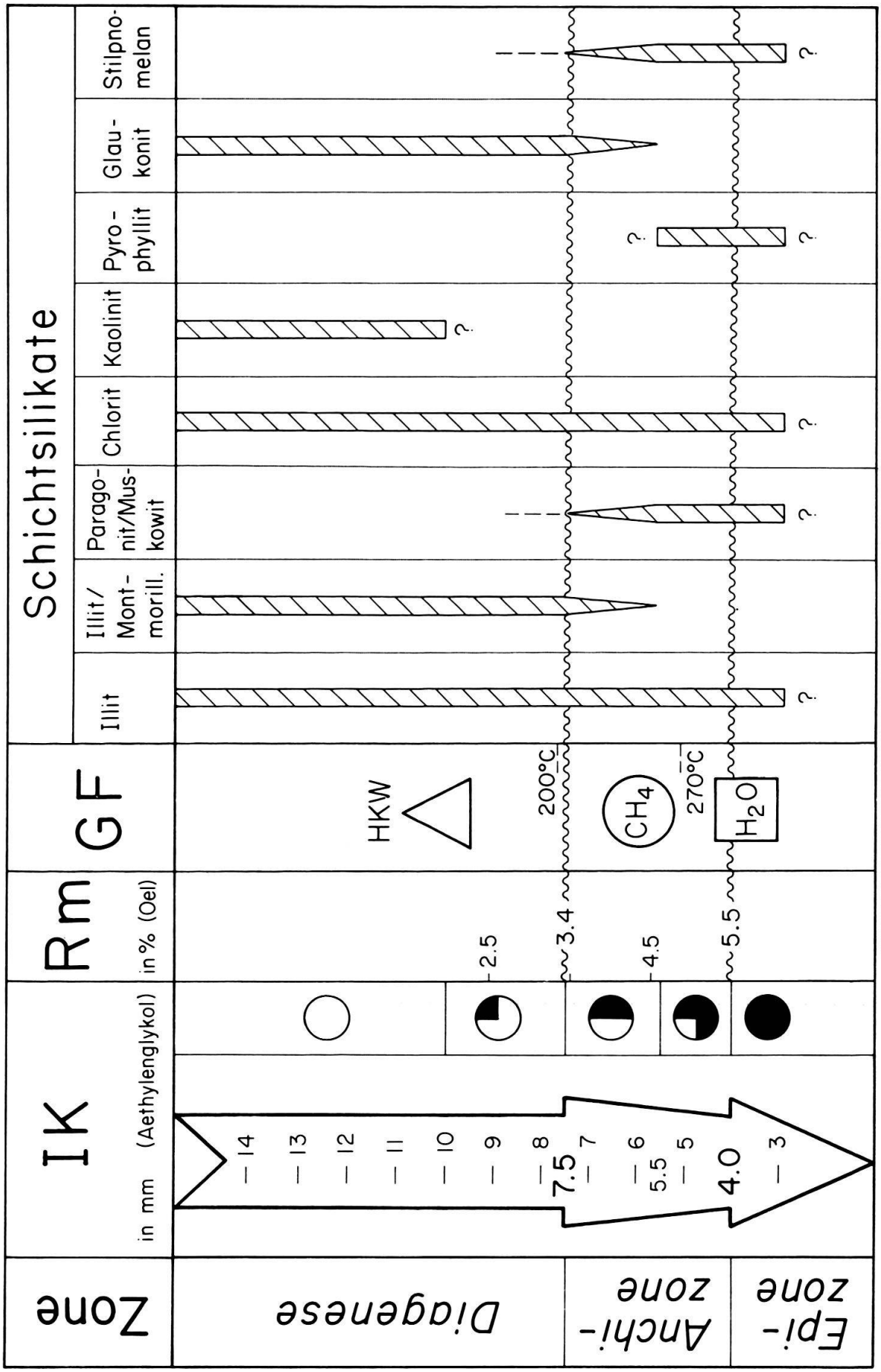

Fig. 17. Vergleich zwischen Illit-Kristallinität (IK), mittlerer Vitrinit-Reflexion (Rm), Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen (GF) und dem Auftreten der Schichtsilikate.

Mit der Methode der Einschlussmessungen kann der Übergang vom HKW-Fluidfeld zum CH_4-Fluidfeld knapp an der Grenze Diagenese–Anchizone bei einer Temperatur von 200 °C festgelegt werden.

3.6.2 *Anchizone*

Innerhalb der schwachen Metamorphose ist die Abgrenzung der Anchizone ein zentrales Problem. Die Grenze zur Diagenese mit einem IK-Wert von 7,5 scheint nicht eindeutig zu sein, da die Werte in diesem Bereich in Abhängigkeit von der Lithologie schwanken können. Der Rm-Wert von 3,4 würde also eine sichere Grenzziehung erlauben. Bei der Abgrenzung zur Epizone drängt sich der IK-Wert von 4,0 auf, welcher in unserem Querschnitt einem Rm-Wert von 5,5 entspricht (FREY et al. 1980a).

Eine weitere Aufteilung in eine schwache und starke Anchizone hat sich in unserem Untersuchungsgebiet mit dem IK-Wert 5,5 als sinnvoll erwiesen, was ungefähr einem Rm-Wert von 4,6 entspricht. In diesem Bereich liegt bei den Messungen an Einschlüssen in Kluftquarzen der Übergang vom CH_4-Fluidfeld mit etwa 270 °C in das H_2O-Fluidfeld. Als Vertreter der wichtigen Schichtsilikate verschwinden bei diesen Werten am Übergang von der schwachen zur starken Anchizone die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit und der Glaukonit. Der Stilpnomelan erscheint schon zu Beginn der Anchizone und vereinzelt bereits am Ende der Diagenese. Das Fehlen von Kaolinit und das Auftauchen von Pyrophyllit darf in unserem Untersuchungsgebiet nicht als typische Erscheinung für einen bestimmten Metamorphosegrad betrachtet werden, da die beiden Verbreitungsgebiete etwa 10 km auseinander liegen.

2.6.3 *Epizone*

Die Grenze Anchizone–Epizone kann mit dem IK-Wert von 4,0 gut beschrieben werden. Mehrere Werte $<4{,}0$ gestatten die Aussage, dass die Epizone in den Sedimenten des Autochthons sicher erreicht wird.

Das Spektrum der Schichtsilikate zeigt aber diesen Übergang nicht an. Der Illit und der Chlorit sind Durchläufer, und ein Verschwinden der Wechsellagerung Paragonit/Muskowit, von Pyrophyllit oder von Stilpnomelan konnte nicht festgestellt werden. In allen Proben mit Pyrophyllit ist auch Chlorit vorhanden, ohne dass sich aber die mögliche Reaktion in Chloritoid einstellen würde:

$$\text{Pyrophyllit} + \text{Chlorit} \rightarrow \text{Chloritoid} + \text{Quarz} + H_2O\,.$$

Daraus kann geschlossen werden, dass der Chloritoid in unserem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich erst bei stärkerer Metamorphose gebildet würde. Dadurch liesse sich eventuell die Epizone weiter unterteilen. Allerdings sind in anderen Regionen auch Chloritoide in schwächer metamorphen Gesteinen bekannt (FREY & WIELAND 1975, BOUBIER & NICOLAS 1968, KUBLER 1967).

3.6.4 *Vergleich der Resultate mit anderen Untersuchungsgebieten*

In den letzten zwölf Jahren wurden wesentliche Fortschritte in der Untersuchung der schwachen Metamorphose erzielt. Dabei drängte sich die Frage auf, ob

AUTOREN	ANCHIZONE			
	Beginn IK = 7.5		Ende IK = 4.o	
	Rm	Rmax	Rm	Rmax
BREITSCHMID in FREY et al. (1980)	3.4	4.0	5.5	6.5
TEICHMüLLER & WEBER (1979)	3.5	4.0	-	5-10
KüNZI in FREY et al. (1980)	2.65	3.0	5.0	5.7
KUBLER et al. (1979)	2.6-2.8	-	4.0	-
KISCH (1974)	~2.25	-	~4.0	-
KISCH (1980)	-	2.3-3.3	-	-

Tabelle 1: *Die Anchizone im Vergleich der Illit-Kristallinität mit Reflexionsmessungen.*

die Resultate der verschiedenen Methoden auf andere Gebiete übertragen werden dürfen.

Im Vordergrund steht die Gegenüberstellung der Illit-Kristallinität mit der Inkohlung. KISCH (1974) und FREY & NIGGLI (1971) korrelieren mit den konventionellen Inkohlungsstadien, während die folgenden Arbeiten einen Vergleich der IK-Werte mit Reflexionsmessungen zulassen. Vergleichslinien sind der Beginn der Anchizone mit dem IK-Wert von 7,5 und das Ende der Anchizone mit 4,0.

Die Resultate von TEICHMÜLLER et al. (1979) in Westfalen stimmen gut mit denjenigen aus unserem Untersuchungsgebiet überein, jedoch weichen die anderen zum Teil beträchtlich davon ab. Schwierigkeiten der Gegenüberstellung zeigen ebenfalls die Ergebnisse in der Falknis-Decke (GRUNER in FREY et al. 1980a). Widersprüchliche Daten führten schon WOLF (1975) zur Äusserung, dass jede Region ihre eigene Korrelation besitze. Obschon die Illit-Kristallinität und die Inkohlung im wesentlichen von der Temperatur abhängig sind, verhindern offensichtlich andere Parameter wie die Zeit, die Lithologie, die tektonische Beanspruchung und die Verwitterung eine eindeutige Beziehung.

Die Neubildung oder Umwandlung von Schichtsilikaten kann ebenfalls nicht eindeutig mit anderen Untersuchungsgebieten parallelisiert werden. Hier spielt im Gegensatz zur Inkohlung zusätzlich noch das chemische Milieu eine Rolle. Bei FREY (1978) kommt die unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit in der Anchizone nicht mehr vor, während sie KUBLER et al. (1979) noch finden, was auch in unserem Gebiet der Fall ist. Auch das erste Auftreten der Wechsellagerung Paragonit/Muskowit am Ende der Diagenese stimmt eher mit KUBLER et al. (1979) überein, wogegen FREY (1978) dieses Mineral erst zu Beginn der Anchizone erwähnt. Die Umwandlung von Kaolinit passt in die Zone der schwachen Diagenese, wie es auch FREY (1978) und KUBLER et al. (1979) darstellen. Der Pyrophyllit kann aber im Untersuchungsgebiet bis in die Epizone belegt werden, während ihn die beiden Autoren nur in der Anchizone beobachten. Das erste Auftreten von Stilpnomelan im Glarnerland korrelieren FREY et al. (1973) mit IK-Werten entsprechend

der Mitte der Anchizone. In unserem Querschnitt kann der Stilpnomelan bereits am Ende der Diagenese röntgenographisch nachgewiesen werden. Das Verschwinden von Glaukonit fällt aber in beiden Regionen etwa in die Mitte der Anchizone.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass eventuell einzelne Methoden, aber besser noch eine Kombination verschiedener Methoden, die metamorphen Verhältnisse einer bestimmten Region darstellen können. Die Resultate dürfen aber nicht vorbehaltlos auf andere Gebiete übertragen werden.

3.7 *Geologische Interpretation*

3.7.1 *Metamorphosekarte*

Die erhaltenen Untersuchungsresultate von der Diagenese und der schwachen Metamorphose sollen nun geologisch interpretiert werden. So können die vielen IK-Werte und die Index-Minerale in einer Metamorphose-Karte verarbeitet und im Querprofil dargestellt werden. Damit gelingen Aussagen über die Beziehung zwischen alpiner Metamorphose und orogenen Bewegungen.

In Figur 18 sind auf der Grundlage der geologisch-tektonischen Kartenskizze vier Zonen mit verschiedenen Rastertönen ausgeschieden worden. Dazu dienten die IK-Werte mit folgenden drei Isolinien:

1. Grenze Diagenese–Anchizone mit dem IK-Wert 7,5,
2. Grenze schwache–starke Anchizone mit dem IK-Wert 5,5,
3. Grenze Anchizone–Epizone mit dem IK-Wert 4,0.

Da die Bestimmung der Illit-Kristallinität eine statistische Methode ist, wurden die Isolinien nicht beim ersten Auftreten des jeweils entscheidenden IK-Wertes gezogen, sondern erst nach einem allgemeinen Überschreiten mehrerer Messungen. So wurde zum Beispiel die Klippen-Decke in der Diagenese belassen, obwohl ein einzelner Wert bereits 5,9 ergibt. Ebenso wurden die Drusberg-Schichten bei Isleten am Urner See (IK = 7,3) immer noch dem Diagenesebereich zugeteilt, weil andere Proben aus der Umgebung deutlich grössere IK-Werte (schwächere Diagenese) aufweisen. Auch die am Südrand der Axen-Decke (Urirotstock-Decke) vereinzelt gemessenen IK-Werte $< 4{,}0$ begründen noch kein Feld der Epizone.

Ein grosser Teil des Untersuchungsgebietes (Fig. 18), vom Subalpinen Flysch bis in den nördlichen Teil der Axen-Decke s.l., liegt im Diagenesebereich. Kaolinit und Glaukonit sind häufig anzutreffen, wobei letzterer bereits Umwandlungen in Stilpnomelan zeigt. Proben mit Glaukonit und Stilpnomelan sind typisch für die nördlichen Teile der Axen-Decke s.l.

Ohne sich an tektonische Grenzen zu halten, folgt gegen Süden der Übergang innerhalb der Axen-Decke s.l. in die schwächere Anchizone und nach nur etwa 3 km in die stärkere Anchizone. Hier ist nur noch Stilpnomelan ohne Glaukonit vorhanden. Auffallend ist also die Tatsache, dass auf eine kurze Distanz von rund 5 km die gesamte Anchizone durchschritten wird, da bereits einzelne Werte in die Epizone fallen.

Beim Betrachten der Metamorphosekarte (Fig. 18) fallen drei Situationen auf, aus denen hervorgeht, dass die schwache Metamorphose nicht gleichmässig von Norden nach Süden zunimmt.

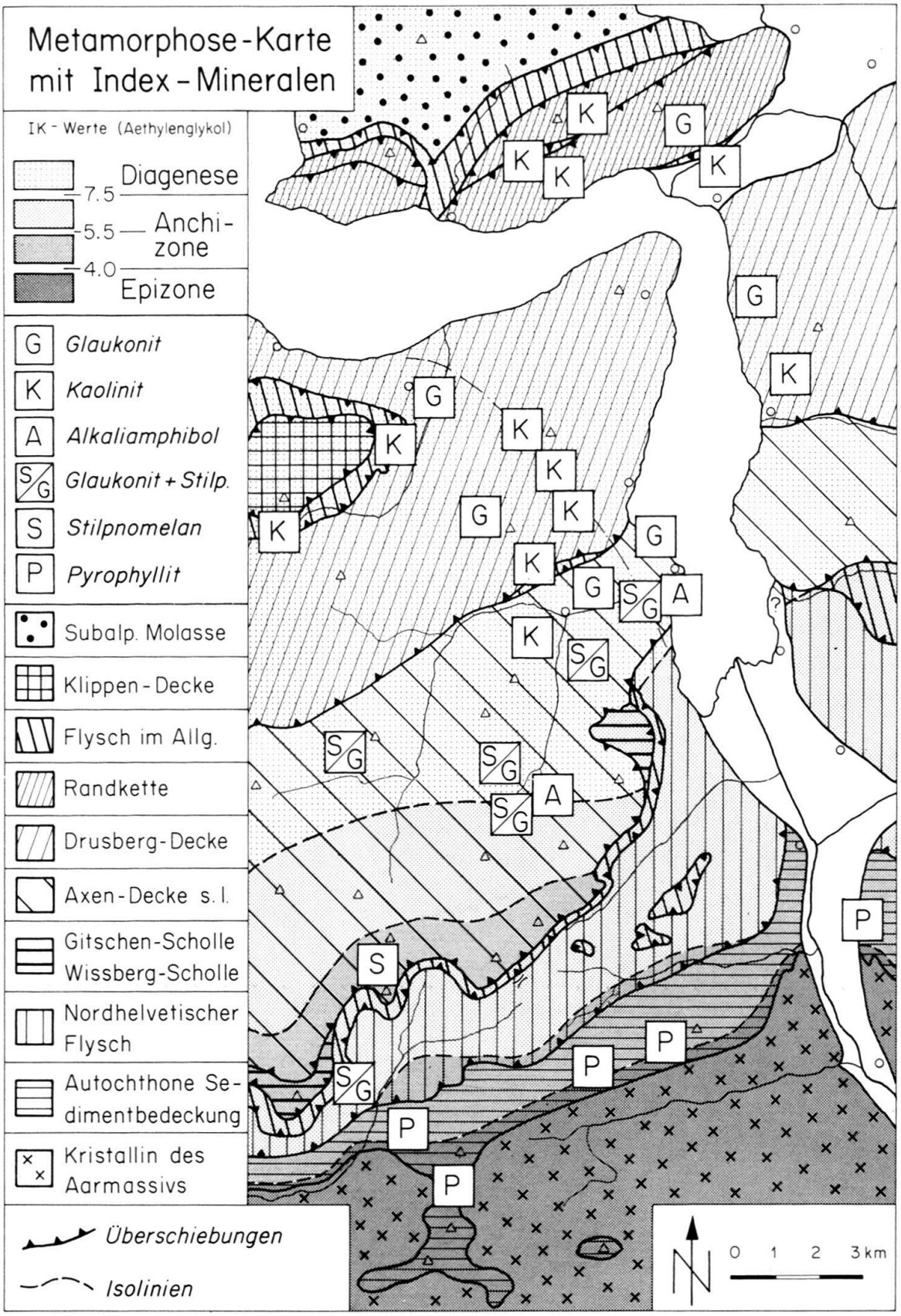

Fig. 18. Metamorphosekarte mit Index-Mineralen.

1. Die südlichste Axen-Decke s.l. fällt bereits in die stärkere Anchizone, während der darunter liegende Nordhelvetische Flysch noch in der schwächeren Anchizone bleibt. Bemerkenswert ist ebenfalls die Tatsache, dass der dazwischen eingeschlossene Südhelvetische Flysch auch in die schwache Anchizone eingestuft werden muss, obschon dieser als Gleithorizont für den Transport der Axen-Decke s.l. diente.
2. Eine weitere Anomalie kann in der Firrenband-Linse zwischen Engelberg und dem Surenenpass festgestellt werden, was auf der Karte durch das Auftreten einer Probe mit Glaukonit und Stilpnomelan zum Ausdruck kommt. Die darüber liegende Wissberg-Scholle und die Axen-Decke s.l. weisen bereits stärkere Anchizone auf, und der Glaukonit ist vollständig in Stilpnomelan umgewandelt worden.
3. Die Gitschen-Scholle am Südende des Urner Sees weist schwächere Anchizone auf, während die seitlich und darüber liegende Axen-Decke s.l. nicht über den Diagenesebereich hinausreicht.

Diese Stellen mit inverser metamorpher Lagerung von Gesteinseinheiten kommen noch besser im Querschnitt in Figur 19 zur Geltung.

Der Metamorphosekarte ist schliesslich noch zu entnehmen, dass im Nordhelvetischen Flysch am Urner See die Isolinie Diagenese–Anchizone liegt und dass die Isolinie zwischen schwacher und starker Anchizone zum Teil noch vor dem Kontakt zum Autochthon gezogen werden muss. Parallel dazu folgt schliesslich der Übergang in die Epizone noch in den autochthonen Sedimenten, wo der Pyrophyllit häufig anzutreffen ist. Der Alkaliamphibol kommt in der Diagenese und in der schwächeren Anchizone vor und zeigt keinen bestimmten Metamorphosegrad an.

3.7.2 *Beziehungen zwischen Metamorphose und Kinematik*

In Figur 19 sind die in der Karte ausgeschiedenen Zonen der Diagenese und der schwachen Metamorphose im Profil dargestellt. Unten sind die Bereiche auf der tektonischen und oben auf der geologischen Vorlage eingezeichnet. Diese Situationen führen zu folgenden Erkenntnissen:

1. Die Isolinien der stärkeren Anchizone in der autochthonen Sedimentbedeckung und im parautochthonen Nordhelvetischen Flysch liegen relativ flach und parallel zum Kontakt vom Kristallin zum Sediment.
2. Die Isolinien in der Axen-Decke s.l. verlaufen steiler und durchschneiden die lithologischen Kontakte und Faltenstrukturen. Ähnliche Verhältnisse sind im Glarner Querschnitt (Frey et al. 1973) und im Berner Oberland (Masson et al. 1980) beschrieben worden.
3. Es sind verschiedene, inverse metamorphe Situationen ersichtlich, die mit Pfeilen speziell bezeichnet sind.

Mit diesen Feststellungen lassen sich folgende Überlegungen in bezug auf die orogenen Bewegungen anstellen. Grundsätzlich kommen für den Zeitpunkt der Metamorphose in den untersuchten Sedimentgesteinen drei Möglichkeiten bezüglich der orogenen Bewegungen in Betracht:

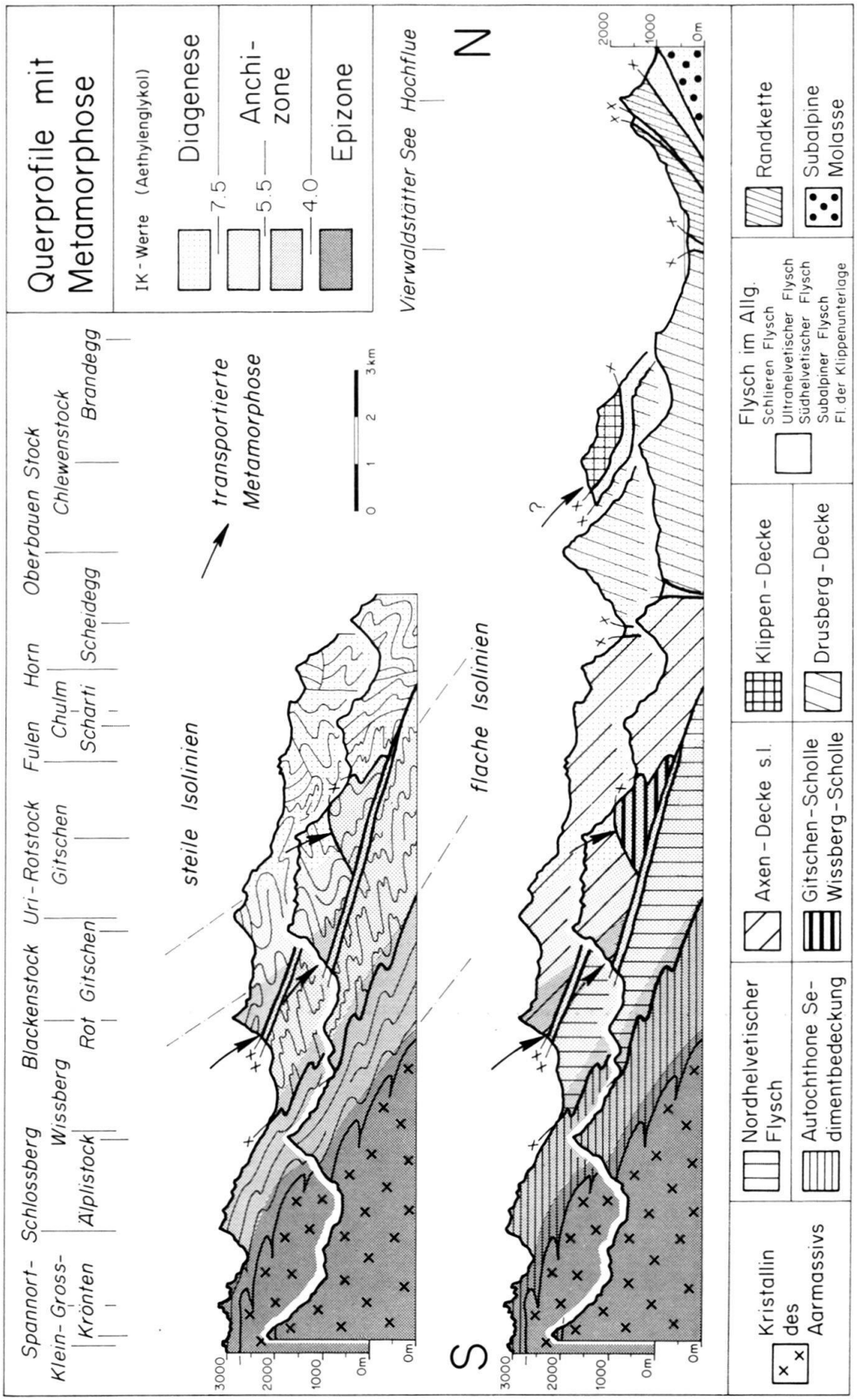

Fig. 19. Geologisch-tektonische Darstellung mit den Zonen der Diagenese und schwachen Metamorphose im Querprofil.

1. präkinematisch, 2. synkinematisch, 3. postkinematisch.

Aus den vorhin ausgeführten Feststellungen kommt nur die synkinematische Metamorphose in Frage. Wäre die Metamorphose präkinematisch erfolgt, so würden die Falten und lithologischen Kontakte nicht durch die Isolinien geschnitten. Durch den Nachweis der transportierten Metamorphose wird die postkinematische Möglichkeit ausgeschlossen.

Die Abläufe der synkinematischen Metamorphose können durch die vorliegenden Verhältnisse noch näher beleuchtet werden:

1. Da die Isolinien im Nordhelvetischen Flysch parallel zum Kontakt Kristallin-Sediment verlaufen, lagen die Flyschmassen während der Metamorphose etwa in der heutigen Lage, jedenfalls wurden sie später nicht wesentlich verschoben.
2. Die Axen-Decke s.l. wurde in einer alpeninterneren Position metamorphisiert und später, also postmetamorph, mindestens 5–10 km nach Norden transportiert. Dabei wurde die Gitschen-Scholle überfahren und noch etwas weiter gegen Norden gestossen.
3. Die Inkohlungsmessungen und ein IK-Wert in der Klippen-Decke deuten an, dass diese ebenfalls etwas alpeninterner die stärkere Diagenese erhielt und später auf den schwächer diagenetischen Flysch aufgeschoben wurde. Ähnliche Verhältnisse sind in der Niesen-Decke im Berner Oberland beschrieben worden (Frey et al. 1980a).

Diese Aussagen bezüglich der Metamorphose und einer bestimmten orogenen Situation müssen nun in einen sinnvollen geologischen Ablauf eingebaut werden. Dabei können mit Sicherheit prämetamorphe, synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen ausgeschieden werden.

3.7.3 *Die Metamorphose als Folge der orogenen Ereignisse*

Die heutige geologisch-tektonische Situation der nördlichen Alpen wurde durch vier wichtige Ereignisse verursacht und gestaltet:

1. Allmähliche Verlagerung der Flyschtröge von Süden nach Norden, mit Auffüllung der Sedimentationsbecken.
2. Deckenbewegungen und Verfaltungen als Folge der Krustenverkürzungen.
3. Alpine Metamorphose mit einer Temperatur von mindestens 300 °C und einem Druck von 1 bis 2 kbar.
4. Abtrag des alpinen Deckenreliefs und fluvioterrestrischer Transport des Materials in den Molassetrog.

Diese vier verschiedenen Vorgänge fanden nicht einzeln zu einer bestimmten Zeit statt, sondern sie sind voneinander abhängig und greifen ineinander über, was ihr Studium sehr erschwert. In der Folge soll nun versucht werden, diese Ereignisse in einen vernünftigen Zusammenhang zu bringen und die zum Teil hypothetischen Situationen sehr schematisch in verschiedenen Zeitepochen darzustellen (Fig. 20). Im wesentlichen bezieht sich diese Zusammenstellung auf die Entwicklung im Raume Innerschweiz.

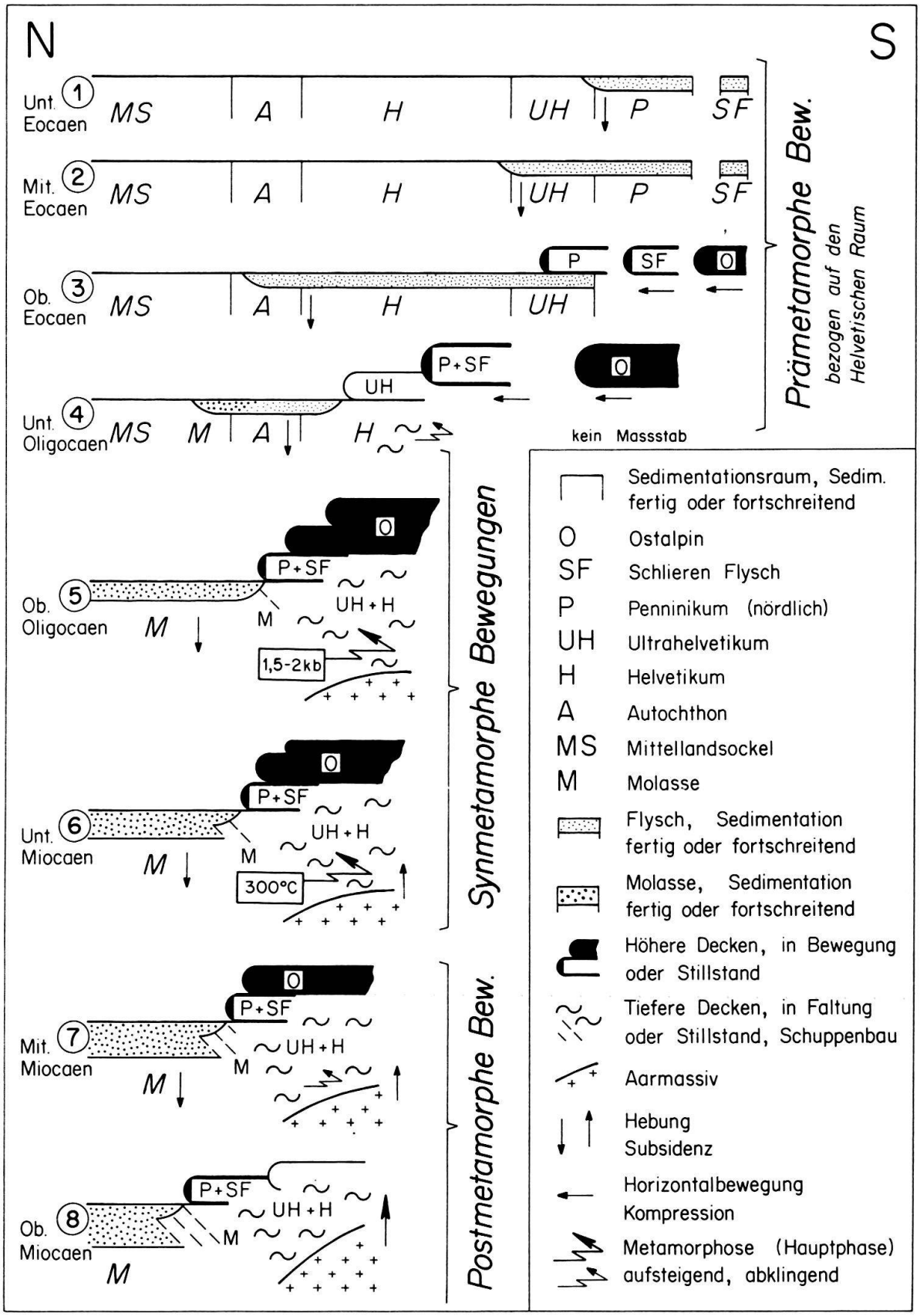

Fig. 20. Schematisches orogenes Entwicklungsmodell mit den Beziehungen zwischen Flyschsedimentation, Deckentransport, Metamorphose und Molassesedimentation.

Pos. 1: Unteres Eozän. – Im nördlichen penninischen Raum ist die Flyschsedimentation im Gang oder zum Teil schon abgeschlossen (TRÜMPY 1960, 1980). Die Tertiär-Transgression greift von Südosten her auf helvetisches Gebiet (HERB 1965). Im nördlich davon gelegenen Festland herrscht Erosion der dort liegenden mesozoischen Sedimente.

Pos. 2: Mittleres Eozän. – Der Flyschtrog verlagert sich nordwärts in den ultrahelvetischen Raum (TRÜMPY 1960, 1980). Das Tertiärmeer stösst in der Zentralschweiz rasch gegen Nordosten vor bis ins Autochthon und überflutet den ganzen helvetischen Bereich (HERB 1965).

Pos. 3: Oberes Eozän. – Der Flyschtrog verlagert sich weiter nordwärts bis ins Autochthon (TRÜMPY 1980), nachdem das neritische Tertiär und die Globigerinenmergel abgelagert worden sind (HERB 1965). Ganz im Süden erscheinen durch die Kompression die ersten Decken des Ostalpins (STAUB 1934) und, als penninische Anteile, die Klippen-Decke und der Schlieren-Flysch. Diese beiden Einheiten liefern zuerst Material für den Ultrahelvetischen Flysch (GIGON 1952) und stossen später zusammen auf den helvetischen Raum.

Pos. 4: Unteres Oligozän. – Die ostalpinen Einheiten dringen weiter nach Norden vor, während die penninischen Anteile und das Ultrahelvetikum fast den gesamten helvetischen Raum bedecken. Dies führt zu einem Druckanstieg und ersten Faltungen in den darunter liegenden Sedimenten, was den Beginn der neoalpinen Metamorphose (TRÜMPY 1980) bedeutet. Im nordhelvetischen Bereich werden die Fischschiefer von Engi abgelagert, und allmählich wird der Übergang in die Molassesedimentation eingeleitet. Es gelangen vorerst mehrheitlich penninische und ultrahelvetische Gesteine zum Abtrag (GASSER 1968).

Pos. 5: Oberes Oligozän. – Die ostalpinen Decken überfahren den gesamten helvetischen Raum und bilden mit den penninischen Anteilen zusammen eine Überlast von rund 5 bis 6 km Mächtigkeit (FREY et al. 1973, TRÜMPY 1969), was zu einem Druckanstieg von etwa 1,5–2 kbar führt. Durch fortschreitende Kompression kommt es zur Anlage des Helvetischen Deckenstapels, während zusätzlich erhöhte Temperatur die neoalpine Metamorphose verstärkt. Das Molassebecken füllt sich unter ständiger Subsidenz nun auch mit ostalpinen, mehrheitlich kristallinen Geröllen (MATTER 1964, GASSER 1968).

Pos. 6: Unteres Miozän. – Durch ständig fortschreitende Erosion nimmt die Überlast ab, während die Metamorphose mit zunehmenden Temperaturen von mindestens 300 °C immer noch anhält (NIGGLI 1970). Das Aarmassiv beginnt sich leicht zu heben, und die helvetischen Decken stossen weiter nach Norden vor, die nördlichsten Partien bereits über ältere Molasse (TRÜMPY 1980). Die penninischen Anteile (Klippen-Decke, Schlieren-Flysch) werden in die Faltungen nur zum Teil miteinbezogen (GEIGER 1956). Die Molassesedimentation geht mit etwas weniger Reliefenergie (CADISCH 1927) weiter unter ständiger Subsidenz des Molassebeckens.

Pos. 7: Mittleres Miozän. – Die ostalpinen Decken sind zum grössten Teil abgetragen, und das Molassebecken füllt sich unter reduzierter Subsidenz weiter (CADISCH 1927). Die Metamorphose klingt ab, die Bewegungen der Deckeneinheiten gehen aber weiter. Dies ist der Beginn der postmetamorphen Bewegungen. Die

Axen-Decke s.l. wird mit den erhaltenen Metamorphosezonen nach Norden verfrachtet, während in der Ostschweiz die Glarner Hauptüberschiebung, die schon im Oligozän angelegt wurde, weiter fortschreitet (PFIFFNER 1977, MILNES & PFIFFNER 1977, SCHMID 1975).

Pos. 8: Oberes Miozän. - Das Aarmassiv hebt sich weiterhin, und die postmetamorphen Bewegungen laufen weiter. Dabei gleitet die Axen-Decke s.l., unter sich die Gitschen-Scholle und die Wissberg-Scholle mit der Firrenband-Linse, auf dem Flysch weiter nach Norden. Dies geschieht auch mit der Klippen-Decke auf ihrer Flyschunterlage. Grosse Teile der ostalpinen Decken sind abgetragen. In der Molasse im Hörnli-Schuttfächer (TANNER 1944) erscheinen die ersten helvetischen Gerölle, da nun erstmals das Helvetikum freigelegt ist. Die postmetamorphen Bewegungen klingen langsam ab, während im Norden an der Grenze zum Pliozän die Jurafaltung vor sich geht (TRÜMPY 1980). Das Aarmassiv verbleibt als Folge der Entlastung in der Hebungsphase, die bis heute noch anhält (NEUGEBAUER et al. 1980).

3.7.4 *Gegenüberstellung der Interpretationen mit radiometrischen Altersbestimmungen und strukturgeologischen Untersuchungen*

Die Interpretationen sind ausschliesslich auf den helvetischen Raum und seine Nachbargebiete beschränkt, unter Berücksichtigung der speziellen Verhältnisse in unserem Untersuchungsgebiet. Die Dreiteilung in prämetamorphe, synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen ist ebenfalls unter diesem Blickwinkel zu betrachten.

FREY et al. (1973) leiten aus recht unterschiedlichen Altersdaten einen Höhepunkt der neoalpinen Metamorphose zwischen 31 und 36 my, was Unteres bis Mittleres Oligozän bedeutet. Nach unserer Darstellung in Figur 20 (Pos. 4) findet im Norden der Übergang von Flysch- in Molassesedimentation statt, während das Helvetikum erst allmählich unter eine geringe Überlast von Ultrahelvetikum und penninischen Anteilen gelangt. Die höchste Wärmeentwicklung wird ausserdem erst nach der maximalen Überlast durch höhere Decken angenommen (Pos. 6).

HUNZIKER (1979) misst eine Abnahme der Illitalter in den helvetischen Decken im Glarner Querschnitt von Norden mit 56 my nach Süden mit 18 my. Daraus schliesst er, dass die Metamorphose während einer Deckensituation stattfand, die von der heutigen Lage unwesentlich abweicht. Aus unserer Darstellung der orogenen Entwicklung der Alpen in Figur 20 geht hervor, dass die Metamorphose nicht während einer bestimmten stationären Situation im Deckenbau stattfand, sondern dass die metamorphe Entwicklung während des Deckentransportes angenommen werden muss. Die verschiedenen Alterswerte von FREY et al. (1973) und HUNZIKER (1979) wären somit als transportierte Alter zu interpretieren. Dabei kann man sich vorstellen, dass gewisse Einheiten in damaliger südlicher Position den Beginn der neoalpinen Metamorphose (35 my) anzeigen und später im Dach des Deckenstapels diese Alterswerte mitgenommen haben. Ihre Überlast hat dazu beigetragen, dass die darunter liegenden Elemente während der fortschreitenden, synkinematischen Metamorphose jüngere Alter erhalten haben. Einen Hinweis auf eine ältere Metamorphose in einem alpeninterneren Raum gibt die Niesen-Decke (FREY et al.

BEWEGUNGEN IN BEZUG AUF DIE METAMORPHOSE IM HELVETIKUM	POSITION Figur 20	TEKTONISCHE PHASEN TRÜMPY (1969)	MILNES & PFIFFNER (1977)
prämetamorphe Bewegungen	4	Oligocaene Divertikel	Pizol-Phase
prämetamorphe bis synmetamorphe Bewegungen	5	Frühhelvetische Ueberfaltungsphase	Cavestrau-Phase
	6	Helvetische	Calanda-Phase
postmetamorphe Bewegungen	7	Hauptphasen	Ruchi-Phase
	8	Späthelvetische Stauch- und Gleitphase	(unbenannt)

Tabelle 2: *Die Bewegungsabfolgen im Vergleich der Metamorphose mit der Tektonik.*

1980a). Diese erhielt ihre anchizonale Metamorphose noch in alpeninternerer Position und glitt dann später auf das Helvetikum in die heutige Lage (BADOUX 1945, Profile, BERNOULLI et al. 1979).

Im Laufe unserer Untersuchungen wurden keine strukturgeologischen Aufnahmen gemacht. Dennoch bietet sich eine mutmassliche Zuordnung der tektonischen Phasen von TRÜMPY (1969) und von MILNES & PFIFFNER (1977) in die schematische orogene Entwicklung von Figur 20 an. Die strukturgeologischen Detailuntersuchungen von SPÖRLI (1966) müssten im Sinne dieser Phasen überarbeitet werden.

Diese Beziehungen sollen einstweilen nur als Modellvorstellungen aufgefasst werden. PFIFFNER (1977) beobachtet als Metamorphose-Anzeiger neugewachsenen Chloritoid, den er der Ruchi-Phase zuordnet. Bezogen auf dieses Chloritoid-Wachstum wäre die Calanda-Phase prämetamorph, und die Ruchi-Phase müsste in synmetamorphe und postmetamorphe Bewegungen unterteilt werden. Die metamorphen Verhältnisse für eine Bildung von Chloritoid sind noch unklar (siehe Kap. 3.5.5), und in unserem Untersuchungsgebiet konnte dieses Mineral nicht entdeckt werden, so dass keine diesbezüglichen Vergleiche gelingen.

Ferner sehen MILNES & PFIFFNER (1980) im Querschnitt St. Gallen-Como keine Späthelvetische Stauch- und Gleitphase. Mehr Klarheit würden eingehende strukturgeologische Untersuchungen in unserem Arbeitsgebiet und mehr metamorphe Daten in den Untersuchungsgebieten von MILNES & PFIFFNER (1977, 1980) ergeben.

LITERATURVERZEICHNIS

ANDEREGG, H. (1940): *Geologie des Isentals (Kanton Uri).* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *77.*

BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *84.*

BAILEY, E.H., & STEVENS, R.E. (1960): *Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections.* - Amer. Mineralogist *45*, 1020-1025.