

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE HINWEISE AUF GLEICHZEITIGE THERMISCHE
BEEINFLUSSUNG DES MITTEL- UND OBEROSTALPINEN ANIS-LADIN DER
KALKKÖGELGRUPPE (TIROL, REPUBLIK ÖSTERREICH)

von H. Krumm und G. Schneider*)

mit 11 Abb. und 2 Tab.

Zusammenfassung

Anis-Ladin-Profile aus dem Bergstock der Kalkkögel südwestlich von Innsbruck wurden unter Berücksichtigung von Vergleichsproben aus dem gesamten Brennermesozoikum auf Tonmineralzusammensetzung, Illitkristallinität und das Calcium/Magnesium-Verhältnis in den Karbonaten untersucht. Die bearbeiteten Proben wurden hinsichtlich ihrer tektonischen Einordnung in Ober-, Mittel- und Unterostalpin gesondert betrachtet.

Das Anis-Ladin aus dem Oberostalpin und dem Mittelostalpin weist im Bereich der Kalkkögel ähnliche Illitkristallinität auf. Innerhalb enger Grenzen ist eine Zunahme der Ordnung von Norden nach Süden und auch vom Hangenden zum Liegenden angedeutet.

Bei den untersuchten Karbonatgesteinsproben aus dem Oberostalpin handelt es sich ausschließlich um Kalke, bei den Karbonaten aus dem Mittelostalpin dagegen ausschließlich um Dolomite. Diese unterschiedlichen Bildungen werden syngenetisch gedeutet.

Zusammenfassung der Diplomarbeit von Gabriele Ochs: "Sedimentpetrographische Hinweise auf eine regionale thermische Beeinflussung im Anis-Ladin der Kalkkögelgruppe (Tirol, Republik Österreich)"
Institut für Geochemie der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt am Main, 1980

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Hans Krumm und Dipl.-Min. Gabriele Schneider, Institut für Geochemie, J.-W.-Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, D-6000 Frankfurt am Main.

Summary

Anisian-Ladinian profiles from the Kalkkögel mountains southwest of Innsbruck were investigated on their clay mineral content, their illite crystallinity and the calcium/magnesium ratio in the carbonate rocks, with consideration of comparison samples from the whole Brenner-Mesozoic.

The samples were treated separately according to their tectonic affiliation to Upper, Middle and Lower Austroalpine.

The Anisian-Ladinian rocks from the Upper Austroalpine and the Middle Austroalpine of the Kalkkögel region show similar illite crystallinity. Within a small range there is an increase of this illite crystallinity from north to south and from the hanging wall to the footwall.

The investigated carbonate samples from the Upper Austroalpine consist entirely of lime and those from the Middle Austroalpine entirely of dolomite. This difference is believed to be syngenetic.

EINLEITUNG

Aus der tektonischen Abfolge der oberostalpinen Decken über den mittelostalpinen (im Sinne TOLLMANNs, 1963, 1977) geht hervor, daß bei der alpinen Orogenese die tektonisch liegenden Einheiten stärkeren allseitigen Druck- und Temperatureinflüssen ausgesetzt waren als die höheren Einheiten. Im Bereich von äußerlich noch "unmetamorph" aussehenden oder nur sehr schwach beeinflussten Sedimentserien (z.B. der alpinen Trias) erschien es daher lohnend, die postsedimentäre Veränderung der Ordnungsgüte der Illite (die sog. "Illitkristallinität") für beide tektonischen Niveaus vergleichend zu untersuchen.

Das Brennermesozoikum bot sich hierfür wegen seines Aufbaus aus ober- über mittelostalpinen Baueinheiten, auflagernd auf Ötztalkristallin, besonders an. Durch seine Lage am Westende des Tauernfensters stand zudem auch unterostalpinen Vergleichsmaterial aus räumlich geringer Entfernung zur Verfügung. Als Untersuchungsobjekte wurden anisich-ladinische Gesteine, bevorzugt in Profilaufnahmen, ausgewählt, weil für diese stratigraphische Abfolge ein reiches Vergleichsmaterial an Ergebnissen eigener Untersuchungen aus der kalkalpinen Trias nördlich des Inns zwischen Arlberg und Achensee zur Verfügung steht.

Der mesozoische Bergstock der Kalkkögel weist nach J. GEYSSANT (1973) Gesteine der mittelostalpinen und der oberostalpinen Fazies auf. Diese sind dem Ötztalkristallin direkt aufgelagert. Getrennt werden die beiden Faziesbereiche nach J. GEYSSANT durch eine tektonische Grenze, wobei das Mittelostalpin dem Oberostalpin aufgelagert ist. J. GEYSSANT deutet den oberostalpinen Span in Übereinstimmung mit TOLLMANN (1963) als eine Spurscholle, die die oberostalpinen nördlichen Kalkalpen beim Überqueren des mittelostalpinen Kristallins zurückgelassen haben, und die anschließend gemeinsam mit dem Mittelostalpin in einer Sekundärbewegung eingewickelt wurde. Durch Bestimmung der Illitkristallinität sowie die Ermittlung des Calcium/Magnesium-Verhältnisses in den Karbonaten sollte versucht werden, ob ein Unterschied zwischen der höher metamorphen mittelostalpinen und der niedriger metamorphen oberostalpinen Einheit festgestellt werden kann. Aus Vergleichsgründen wurden außer im Hauptprofil an der Pfremieswand (1) noch

Proben am Hoadlsattel (2), am Halsl (3), am Wanderweg nördlich Fulpmes in Richtung Halsl (4) und an der Bergstation des Fronebenliftes (5) entnommen. Ebenfalls zu Vergleichszwecken wurden noch Proben aus dem gesamten Brennermesozoikum und der näheren Umgebung untersucht. Sie stammen von der Kesselspitze (6, Mittelostalpin), vom unteren Trunabach im Gschnitztal (7, Mittelostalpin), vom Pflerschtal bei Amichen (8, Mittelostalpin), vom Martinsbühl östlich Zirl (10, Oberostalpin), vom Bachaufschluß oberhalb Thaur (11, Oberostalpin), vom Gnadenfall und vom Nesselgraben in den Radstädter Tauern (Unterostalpin) und von der Mölser Scharte auf dem Gelände des Truppenübungsplatzes Wattener Lizum in den Tarntaler Bergen (9, Unterostalpin). Einen Überblick gibt Abb. 1.

PROBENNAHME

Bei der Aufnahme des Profils an der Pfiemeswand sowie der Vergleichsproben vom Hoadlsattel, vom Halsl und vom Wanderweg nördlich Fulpmes wurde darauf geachtet, jeweils quer zu den von J. GEYSSANT (1973) kartierten Grenzen zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin zu beproben, um ein breites Gesteinsspektrum aus beiden Einheiten zu erhalten. Im direkten Bereich der Auflagerung wurde die Probendichte erhöht. Bei den Vergleichsproben wurden keine Profile aufgenommen, jedoch wurde auch hier versucht, möglichst viele Formen der faziell unterschiedlichen Gesteine zu erfassen. Die Proben stammen ausschließlich aus Übertageaufschlüssen. Es wurde darauf geachtet, möglichst unverwittertes Material zu nehmen, um den Einfluß der Verwitterung auf die Halbhöhenbreite (vgl. u.a. WEBER, 1972; HIERONYMI, 1978; TRILLER, 1980) klein zu halten.

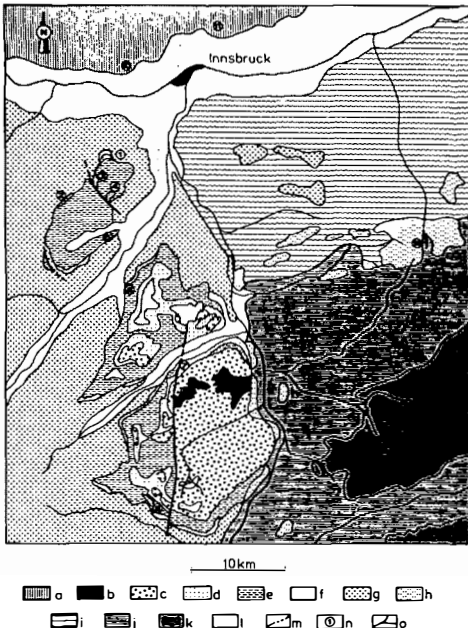


Abb. 1:
Geologische Karte des Unter-
suchungsgebietes nach
J. GEYSSANT (1971)

Oberostalpin :

- a = Mesozoikum
- b = Karbon
- c = Paläozoikum

Mittelostalpin :

- d = Serien jünger als Trias
- e = Trias
- f = Permoskyth
- g = Ötztalkristallin

Unterostalpin :

- h = Mesozoikum
- i = Paläozoikum

Penninikum :

- j = Schieferhülle
- k = Zentralgneis

- l = Quartär, m = Störung,
- n = Probenentnahmestelle,
- o = Flüsse

| | Karbonate | Mergel | Sonstiges |
|-------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Oberostalpin : | | | |
| Pfriemeswand | 16 | 11 | |
| Hoadlsattel | 3 | | |
| Halsl | 4 | | |
| Fulpmes | 6 | | |
| Martinsbühel | 3 | 1 | |
| Thaur | | 8 | |
| Mittelostalpin : | | | |
| Pfriemeswand | 11 | | |
| Hoadlsattel | 4 | 2 | |
| Halsl | 4 | | |
| Fulpmes | 1 | | |
| Fronebenlift | 5 | | |
| Pinnistal | 6 | | 3 |
| Gschnitztal | 2 | | |
| Pflerschtal | 3 | | |
| Unterstalpin : | | | |
| Tarntaler Berge | 1 | 10 | 3 |
| Radtsädter Tauern | 1 | 2 | |
| Summe | 70 | 34 | 6 |

Tab. 1: Probenverteilung

PRÄPARATION

Die gereinigten Proben wurden im Backenbrecher vorgebrochen und anschließend mit der Kreuzschlagmühle gemahlen, der Staubanteil wurde abgesiebt. Erfahrungsgemäß kann hiermit auch der letzte Rest von Verwitterungsbinden eliminiert werden. Von jeder Probe wurden dann 20 g mit 100 ml 20%iger Ameisensäure versetzt. Versuche zeigten, daß durch die Behandlung mit Ameisensäure der Karbonatanteil in den Proben vollständig entfernt wird, ohne jedoch, wie das etwa bei Monochloressigsäure und bei Essigsäure der Fall ist, die Tonminerale anzugreifen und damit deren Kristallinität zu beeinflussen (HIERONYMI, 1978). Die Reaktion der Ameisensäure mit der Probe wurde als abgeschlossen angesehen, wenn der pH-Wert der über der Probe stehenden Lösung kleiner als 4.5 blieb. Bevor die so gewonnene Tonmineralanreicherung weiterverarbeitet wurde, war ein etwa zwölfmaliges Auswaschen mit destilliertem Wasser notwendig, um die bei der Reaktion mit der Ameisensäure entstandenen Calcium-Formiate zu entfernen, da diese Salze bei der Röntgenaufnahme stören können. Der anschließend bestimmte Salzgehalt in der Probe durfte nicht größer als 0.05 mg/ml sein. Um eine bessere Dispergierung zu erreichen, wurden alle Proben im folgenden 15 Minuten lang mit Ultraschall behandelt, bevor die Fraktion < 2 µm nach dem Atterberg-Verfahren abgetrennt wurde. Eine sehr viel aufwendigere Abtrennung der Fraktion 2-6 µm, wie sie WEBER (1972) für die Bestimmung der Illitkristallinität vorschlägt, erwies sich als nicht zweckmäßig, da HIERONYMI (1978) zeigen

konnte, daß innerhalb der gleichen Proben kein Unterschied im Ordnungsgrad des Illits für diese beiden Fraktionen besteht.

Zur Herstellung des Röntgentexturpräparats wurde eine Suspension des Probenmaterials in Wasser in einem Messingzylinder auf Objektträger aus PVC aufsedimentiert. Zu beachten war hierbei, daß die Belegungsichte, d.h. die Menge des auf den Objektträger aufgebrauchten Materials, die Messung der Halbhöhenbreite beeinflusst. Durch Bestimmung des Feststoffgehaltes der Suspension konnte die Flüssigkeitsmenge, die einer bestimmten Belegdichte entspricht, errechnet und vor dem Füllen der Messingzylinder abpipetiert werden. Als konstante Belegungsichte wird bei allen Untersuchungen unserer Arbeitsgruppe 1 mg Substanz auf 1 cm² Präparatfläche verwendet.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE

Nach der Sedimentation und dem Eintrocknen des Wassers wurden die Röntgenaufnahmen mit einem Diffraktometer unter folgenden Bedingungen durchgeführt:

| | |
|---------------------------------------------|----------------------------------------|
| Röhre und Art der Strahlung | Cu-Röhre/K-Alpha-Strahlung |
| Generator | Philips PW 1320 |
| Anregungsspannung und Stromstärke der Röhre | 40 kV/20 mA |
| Filter im Strahlengang | Ni-Filter |
| Blendensatz | 1°/0.2°/1° |
| Zählrohr | Proportionalzähler 1700 U _B |
| Goniometervortrieb | 1/2°/Min |
| Papiervorschub | 600 mm/h |

Es wurden Aufnahmen der hergestellten Texturpräparate und der unbehandelten Pulverpräparate angefertigt. Anschließend wurden alle Texturpräparate routinemäßig 72 Std. in einer gesättigten Monoethylenglycol-(Ethandiol)-Atmosphäre bei 60°C aufbewahrt und anschließend sofort geröntgt, um bei eventuellen Wechsellagerungen des Illits mit quellfähigen Tonmineralen die Form des eigentlichen Illitreflexes zu rekonstruieren.

BESTIMMUNG DER ILLITKRISTALLINITÄT

Die Kristallinität eines Stoffes wird bestimmt durch die räumliche Ausdehnung von homogenen kohärenten Gitterbereichen sowie die Anzahl der in diesen Bereichen auftretenden Gitterfehlstellen. Bei dem unterschiedlichen Wärmefluß der verschiedenen Metamorphosegrade kann davon ausgegangen werden, daß mit steigender Temperatur der Illit mehr Möglichkeit hat, Gitterteilbereiche gleichzurichten und Gitterfehlstellen auszuheilen. Aus diesem Grund kann man die Illitkristallinität als ein Maß für geringe Metamorphosehöhen verwenden.

Auf die Form des Röntgendiagramms wirkt sich eine schlechte Kristallinität durch Verbreiterung der Reflexe bei verminderter Intensität aus. Eine Messung der Breite des Beugungsmaximums auf der halben Höhe abzüglich des Untergrunds ist daher ein Maß für die Kristallinität dieser Glimmerminerale (Halbhöhenbreite, gemessen in mm, vgl. auch KUBLER, 1966, 1968).

Beim Illit wird hierzu das 002-Beugungsmaximum benutzt, es entspricht einer Gitterkonstanten von ca. 10 Å.

Die ausschließliche Verwendung der Fraktion < 2 µm gewährleistete eine Untersuchung ausschließlich der neugebildeten Illite, eine Verfälschung durch detritische Illite mit besserer Kristallinität konnte ausgeschlossen werden.

BESTIMMUNG DES Ca/Mg-VERHÄLTNISSES IN DEN KARBONATMINERALEN

Entsprechend dem Ca/Mg-Verhältnis in den Mineralen Calcit-Dolomit-Magnesit unterscheiden sich die Reflexlagen derselben im Röntgendiagramm. Der Hauptreflex eines stöchiometrischen Dolomits entspricht einem d-Wert von 2.886 Å, bei einem Einbau von Ca⁺⁺ anstelle von Mg⁺⁺ weitet sich das Gitter auf, bedingt durch den größeren Ionenradius des Calciums, der Reflex verschiebt sich in Richtung des Hauptreflexes von Calcit, der einem d-Wert von 3.035 Å entspricht. Nach D.K. RICHTER (1974) hat diese Verschiebung einen linearen Charakter und eignet sich daher direkt zur Bestimmung des Ca/Mg-Verhältnisses in den Proben.

DAS PROFIL AN DER PFRIEMESWAND

Die Pfriemeswand ist eine 2103 m NN hohe Erhebung, die zum Bergstock der Kalkkögel südwestlich Innsbruck gehört. Der untere Anfang des Profils befindet sich oberhalb Mutters, am Weg von der Mutterer Alm zur Birgitzkopfhütte, direkt oberhalb der Auflagerung auf das Ötztalkristallin. Nach J. GEYSSANT (1973) ist unterhalb der Pfriemeswand, die aus Gesteinen der mittelostalpinen Triasserie besteht, ein Span von Oberostalpin eingeschoben. Es handelt sich hierbei um Muschelkalk und Partnachsichten. Morphologisch läßt sich das Einsetzen der weicheren, weniger verwitterungsresistenten Schichten durch eine leichte Verebnung gut erkennen. Bereits F. FRECH (1905) beschäftigte sich mit dem Profil und deutete die Mergel und Tonschiefer als Raibler Schichten, denen Hauptdolomit auflagert. Die darauf erneut folgenden Ton- und Kalkschiefer bezeichnet er als Pyritschiefer und ordnet sie stratigraphisch nicht ein. Darauf läßt er erneut Hauptdolomit folgen. SANDER (1915) bezeichnet die weicheren Gesteine, die er als Pyritmergelschiefer und schwarze, breccienbildende Kalke anspricht, als Basalgesteine und ordnet sie in das Ladin ein und damit dem Bereich der Partnachsichten zu. SPITZ (1918) stellt die dem Ötztalkristallin direkt auflagernden Gesteine in das Anis und spricht sie deshalb als Muschelkalk an. Darauf folgen die schon bei SANDER (1915) beschriebenen Partnachsichten und schließlich Wettersteindolomit, gefolgt von Raibler Schichten und Hauptdolomit, was mit der Deutung von J. GEYSSANT (1973) übereinstimmt. Das für diese Arbeit aufgenommene und beprobte Profil erfaßt oberhalb der Auflagerung auf das Ötztalkristallin die oberostalpinen Gesteine in ihrer Gesamtmächtigkeit, quert nach J. GEYSSANT (1973) die Störung zu den überlagernden mittelostalpinen Gesteinen und endet direkt am Fuß der Pfriemeswand im Wettersteindolomit (vgl. Abb. 2).

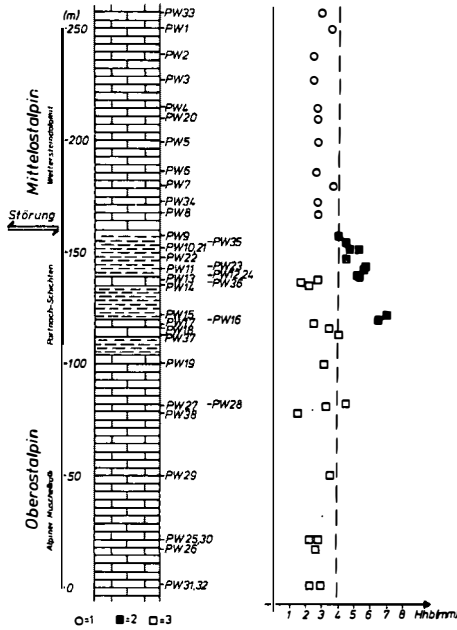


Abb. 2:
 Werte für die Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes in Abhängigkeit zur Lage im Profil an der Pfriemeswand (gestrichelte Gerade = Regressionsgerade).
 1 = mittelostalpine Karbonatgesteine
 2 = oberostalpine Mergel
 3 = oberostalpine Karbonatgesteine

ILLITKRISTALLINITÄT IM PROFIL AN DER PFRIEMESWAND

Die Halbhöhenbreite des 10-Å-Reflexes wurde in Abb. 2 in Abhängigkeit zur Lage im Profil aufgetragen. Sie schwankt in einem Bereich zwischen maximal 7.5 mm und minimal 2.0 mm, wobei die Werte für die oberostalpinen Partnachmergel zwischen 4.0 mm und 7.5 mm liegen, und damit deutlich höher sind als die Werte der Kalke und Dolomite. Eine Berechnung des Mittelwertes ergibt für den oberostalpinen Teil des Profils einen Wert von 3.92 mm. Im Gegensatz dazu liegt der Mittelwert der mittelostalpinen Proben bei 3.05 mm. Der geringe Unterschied der Mittelwerte für das Anis-Ladin in den beiden tektonischen Einheiten zeigt nicht signifikante Unterschiede in der Metamorphosehöhe an, sondern ist vielmehr das Ergebnis unterschiedlicher Probenbeschaffenheit (Oberostalpin: 16 Kalke und 11 Mergel, Mittelostalpin: 11 Kalke). Hierbei fällt auch auf, daß die Variationsbreite der Werte in den Karbonat-

gesteinen des Mittelostalpins deutlich geringer ist als im Oberostalpin. In beiden Einheiten liegen die Meßergebnisse mit Werten unter 4.0 mm Halbhöhenbreite nach KUBLER (1966, 1968) bereits im epimetamorphen Bereich.

ILLITKRISTALLINITÄT IN DEN VERGLEICHSPROBEN AUS DEM GEBIET DER KALKKÖGEL

Analog zur Kristallinität des Illits in den beiden tektonisch unterschiedlichen Einheiten im Profil an der Pfremieswand zeigen auch die gemessenen Halbhöhenbreiten der Vergleichsproben vom Hoadlsattel, vom Halsl, vom Wanderweg nördlich Fulpmes und von der Bergstation des Fronebenlifts keinen signifikanten Unterschied zwischen den von J. GEYSSANT (1973) als Mittelostalpin bzw. Oberostalpin bezeichneten Kartiereinheiten. Der Mittelwert der oberostalpinen Proben liegt bei 2.94 mm, der der oberostalpinen bei 3.31 mm. Auch hier läßt sich also allenfalls ein geringer metamorphosebedingter Unterschied feststellen. In Abb. 3 sind die Werte für die Halbhöhenbreite der Vergleichsproben dargestellt.

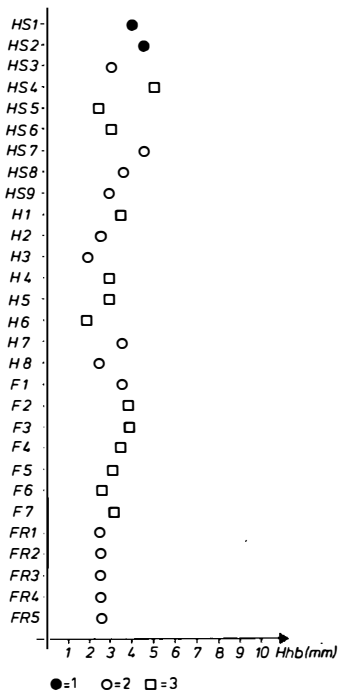


Abb. 3: Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes in den Vergleichsproben aus der Kalkkögelgruppe.

- 1 = mittelostalpine Mergel
- 2 = mittelostalpine Karbonatgesteine
- 3 = oberostalpine Karbonatgesteine

ILLITKRISTALLINITÄT IN DEN VERGLEICHSPROBEN PINNISTAL, GSCHNITZTAL, PFLERSCHTAL, TARNTALER BERGE, RADSTÄDTER TAUERN, MARTINSBÜHEL UND THAUR

Diese Proben, die ihrer Herkunft nach nicht in die direkte Nachbarschaft des Profils an der Pfrimeswand und damit nicht zur Kalkkögelgruppe gehören, zeigen, entsprechend ihrer Zugehörigkeit zum Unterostalpin, Mittelostalpin bzw. Oberostalpin einen markanten Unterschied in den Werten für die Halbhöhenbreite des Illitreflexes. Unterostalpin und Mittelostalpin des zentral-alpinen Gebietes bilden eine Gruppe mit gut geordneten Illiten, die den oberostalpinen Proben nördlich der Inntallinie gegenüberstehen. Die Illitkristallinität der mittelostalpinen Proben dieser Probengruppe (Brennermesozoikum) unterscheidet sich nicht von derjenigen aus dem Bereich der Kalkkögelgruppe.

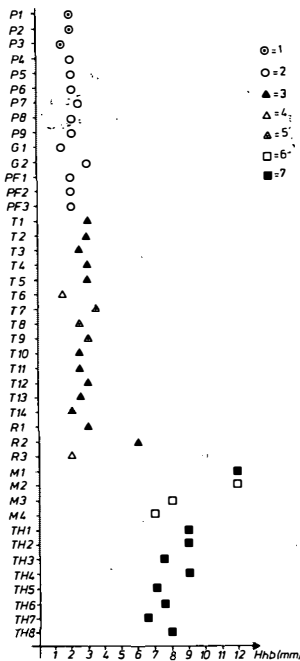


Abb. 4: Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes in den Vergleichsproben Pinnistal, Gschnitztal, Pflerschtal, Tarntaler Berge, Radstädter Tauern, Martinsbühel und Thaur.

- 1 = mittelostalpine Klastite
- 2 = mittelostalpine Karbonatgesteine
- 3 = unterostalpine Mergel
- 4 = unterostalpine Karbonatgesteine
- 5 = unterostalpine Klastite
- 6 = oberostalpine Karbonatgesteine
- 7 = oberostalpine Mergel

Der Mittelwert der unterostalpinen Proben aus den Tarntaler Bergen und den Radstädter Tauern beträgt 2.85 mm, für die mittelostalpinen Proben beläuft er sich auf 2.04 mm. Im Gegensatz dazu liegt der Mittelwert der oberostalpinen Proben aus den Südhängen des Karwendels bei 8.42 mm. In Abb. 4 sind die Werte für die Halbhöhenbreite dieser Vergleichsproben dargestellt.

Ca/Mg-VERHÄLTNIS DER KARBONATE IM PROFIL AN DER PFRIEMESWAND

Eine Bestimmung des Ca/Mg-Verhältnisses in den Karbonaten liefert für das Profil an der Pfriemeswand eine klare Unterteilung der Gesteine in zwei Gruppen. Zum einen handelt es sich um stöchiometrisch fast reine Dolomite, während die zweite Gruppe mit 93% bis 100% Calcium aus nahezu reinen Kalken besteht. Auffällig ist hierbei, daß diese beiden Gruppen exakt durch die von J. GEYS-SANT (1973) kartierte Störung zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin getrennt werden. Oberhalb der Störung in den mittelostalpinen Gesteinen wurde ausschließlich Dolomit festgestellt, während unterhalb der Störung im oberostalpinen Teil des Profils mit Ausnahme zweier Proben nur Kalké vorhanden sind. Abb. 5 zeigt das Ca/Mg-Verhältnis der Proben in Abhängigkeit zur Lage im Profil.

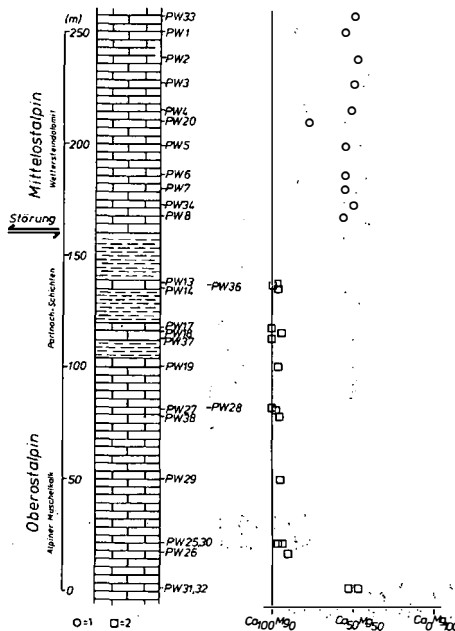


Abb. 5:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonate im Profil an der Pfriemeswand
1 = Mittelostalpin
2 = Oberostalpin

Ca/Mg-VERHÄLTNIS IN DEN VERGLEICHSPROBEN AUS DEM KALKKÜGELGEBIET

Eine Untersuchung der anderen Proben aus dem Gebiet der Kalkkögel ergab das gleiche Ergebnis. Wiederum wurden im Mittelostalpin nur Gesteine dolomitischer Zusammensetzung mit einem Ca-Gehalt zwischen 50% und 60% angetroffen, im Oberostalpin dagegen nur Kalke mit 90% bis 100% Calcium. Die auftretenden Werte sind in Abb. 6 zusammengestellt.

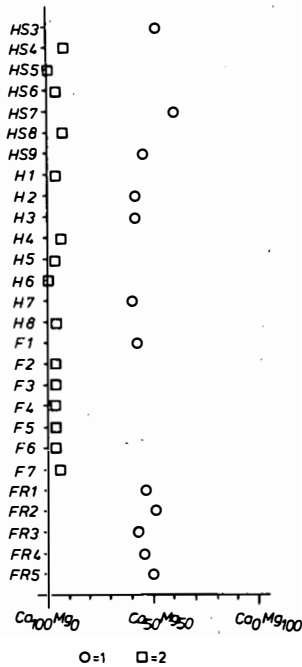


Abb. 6:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonate in den Vergleichsproben aus der Kalkkögel-
gruppe
1 = Mittelostalpin
2 = Oberostalpin

**Ca/Mg-VERHÄLTNIS DER KARBONATE IN DEN VERGLEICHSPROBEN
PINNISTAL, GSCHNITZTAL, PFLERSCHTAL, TARNTALER BERGE,
RADSTÄDTER TAUERN, MARTINSBÜHEL UND THAUR**

Das zum größten Teil mittelostalpine Material hat analog zu den anderen Proben einen Ca-Gehalt von 45% bis 62%. Die drei Proben aus dem Pflerschalt weisen einen noch höheren Mg-Gehalt von 80% auf. Auch hier unterscheiden sich jedoch wieder die oberostalpinen Proben mit einem Ca-Gehalt von 96% bis 100% von dem anderen Material, so daß die bei den anderen Proben vorgenommene Unterteilung in oberostalpine Kalke und mittelostalpine Dolomite bestätigt wird. Die entsprechenden Werte sind in Abb. 7 zusammengestellt, die beiden unterostalpinen Proben wurden nur der Vollständigkeit wegen mit dargestellt. Auf sie trifft die im vorstehenden erläuterte Unterscheidbarkeit nicht mehr zu.

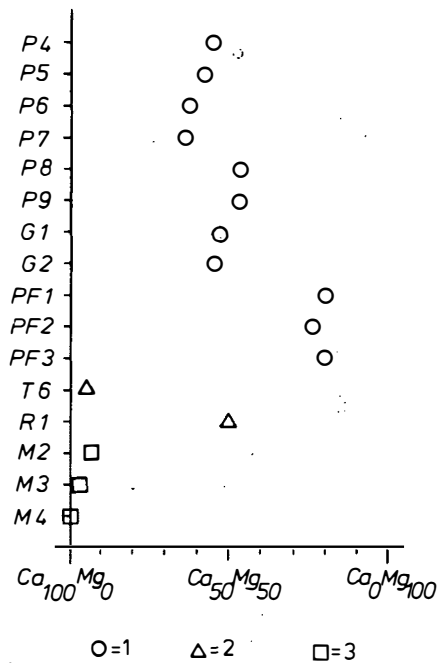


Abb. 7:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonate in den Vergleichsproben Pinnistal, Gschnitztal, Tarntaler Berge, Radstädter Tauern, Martinsbühel und Thaur.
1 = Mittelostalpin
2 = Unterostalpin
3 = Oberostalpin

DISKUSSION DER ERGEBNISSE

a) Betrachtung der Illitkristallinität

Abb. 8 zeigt die unterschiedlichen Werte für die Illitkristallinität im Profil an der Pfriemeswand und an den verschiedenen Vergleichsprobenpunkten, aufgliedert nach oberostalpinen, mittelostalpinen und unterostalpinen Zuordnung.

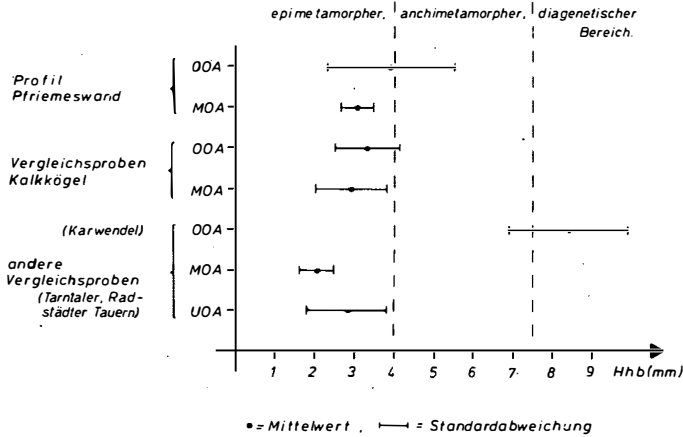


Abb. 8: Zusammenstellung der Werte der Halbhöhenbreite des 10-Å-Illit-Reflexes nach Zugehörigkeit zu den tektonischen Einheiten

Während fast alle Werte im Bereich zwischen 1.5 mm und 6.0 mm liegen, fallen die oberostalpinen Gesteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Martinsbühel und Thaur) mit Werten größer als 7.0 mm deutlich heraus. Sie liegen mit ihrem Mittelwert und dem wesentlichen Teil der Variationsbreite noch im (nach KUBLER, 1966, 1968) diagenetischen Bereich, während die südlich der Inntallinie gelegenen unter-, mittel- und oberostalpinen Vorkommen mit einer engen Häufung zwischen 2.0 mm und 4.0 mm bereits dem epimetamorphen Bereich zuzuordnen sind. Weiterhin deutet sich innerhalb dieses Bereiches tektonisch von oben nach unten (ober-/mittelostalpin) und geographisch von Norden nach Süden (Pfriemeswand, Kalkkögel, sonstige Vorkommen im Brennermesozoikum) eine Zunahme des Ordnungsgrades an. Im heutigen Aufschlußbild trennt die Inntallinie Gesteine des Anis-Ladin in nordalpinen Fazies, die dem diagenetischen Bereich angehören, auf wenige km Entfernung von faziell und in der Altersstellung gleichen Gesteinen in epimetamorphem Zustand (vgl. Abb. 8). Das vollständige Fehlen des dazwischen zu erwartenden anchimetamorphen Bereiches weist darauf hin, daß jüngere tektonische Vorgänge diese Teile der ehemaligen Gesteinsabfolge unterdrückt haben müssen.

Geht man davon aus, daß grundsätzlich die oberostalpine Einheit geringerer Metamorphosebeeinflussung unterlegen war als die mittelostalpine, so ist bemerkenswert, daß die Illite in den Gesteinen oberhalb und unterhalb der von J. GEYSSANT (1973) im Gebiet der Kalkkögel angenommenen Störung einen nur geringfügig unterschiedlichen Ordnungsgrad aufweisen.

J. GEYSSANT (1973) begründet seine Einteilung der Gesteine am Nordrand der Kalkkögelgruppe vor allem durch fazielle Beobachtungen und Vergleiche. Diesen faziellen Betrachtungen stellt er tektonische Erwägungen gegenüber. Die faziell eigenständig ausgebildeten Gesteine der oberen (mittelostalpinen) Einheit können am Südrand der Kalkkögelgruppe als dem mittelostalpinen Kristallin ungestört auflagernd bezeichnet werden. Da dieser ungestörte Verband von Trias in zentralalpiner Fazies auf Ötztalkristallin jedoch am Nordrand des Kalkkögelmassivs durch die Gesteine in nordalpiner Fazies unterbrochen wird, muß mit einer anomalen Lagerung gerechnet werden. Die beiden faziell unterschiedlichen Gesteinsgruppen lassen sich also nicht einer ostalpinen tektonischen Einheit zuordnen. Eine Erklärung für den nur geringen Unterschied in der Illitkristallinität ist in der thermischen Geschichte der betrachteten Einheiten zu suchen und in der Ausbreitung von Temperaturerhöhungen in vertikaler Richtung durch bereits bestehende Deckenstapel hindurch.

HOERNES & FRIEDRICHSEN (1978) weisen in der permoskythischen Unterlage des Brennermesozoikums für die frühalpidische Metamorphose Temperaturen von ungefähr 500°C nach. PURTSCHELLER (1971) beschreibt für dieses Gebiet p-T-Bedingungen, die der Grünschieferfazies entsprechen. Aus den Raibler Schichten des Brennermesozoikums ist seit längerem (MILLER et al., 1967) ein an Biotit gemessenes Rb/Sr-Alter von ca. 77 Mio. Jahren bekannt, dem jüngst ein K/Ar-Alter an Hellglimmern derselben Serie von 83 ± 5 Mio. Jahren an die Seite gestellt worden ist (THÖNI, 1982). Sie werden als alpidische Abkühlungsalter interpretiert.

Die in Abb.8 aufgezeigte leichte Staffelung der Ordnungsgrade der Illite anisich-ladinischer Gesteine vom Mittel- zum Oberostalpin legt die Schlußfolgerung nahe, daß zum Zeitpunkt des zugrundeliegenden thermischen Ereignisses die Deckenstapelung bereits erfolgt war. Die Aufbereitung weiterer Proben zur Verfolgung dieser Frage ist in Arbeit.

Als thermisches Ereignis würde die Subduktion des Penninikums unter das Ostalpin in gutem zeitlichen Zusammenhang mit den genannten Altersangaben stehen (W. FRISCH, 1979).

Aus eigenen vorläufigen Untersuchungen ist zu schließen, daß Werte für die Halbhöhenbreite des $10^{\text{Å}}$ -Illit-Reflexes zwischen 2.0 mm und bis zu 4.0 mm unter experimentellen Bedingungen weitgehend unabhängig vom Druck (Untersuchungsbereich in der Gasdruckapparatur zwischen 0.25 kb und 2.5 kb) bei Temperaturen zwischen etwa 300°C bis 400°C eingestellt werden.

Diese Glimmer-Abkühlungsalter aus dem Brennermesozoikum selber, wie auch die Temperaturangaben, machen die geschilderte Deutung sehr wahrscheinlich. Der mögliche Einfluß jüngerer alpidischer Temperaturerhöhungen einschließlich der Tauernkristallisation für diesen regionalen Bereich nahe dem Tauernfenster kann jedoch erst durch radiometrische Altersdaten der die Halbhöhenbreiten liefernden neugebildeten Glimmerminerale ausgeschlossen werden.

b) Betrachtung des Ca/Mg-Verhältnisses in den Karbonaten

Alle untersuchten oberostalpinen, anis-ladinischen Karbonatgesteinsproben setzen sich aus nahezu reinem Calcit zusammen, während in den entsprechenden mittelostalpinen Gesteinen der Trend zu Dolomit hingeht. In Abb. 9 ist die statistische Verteilung des Ca/Mg-Verhältnisses unter Berücksichtigung der tektonischen Zuordnung dargestellt.

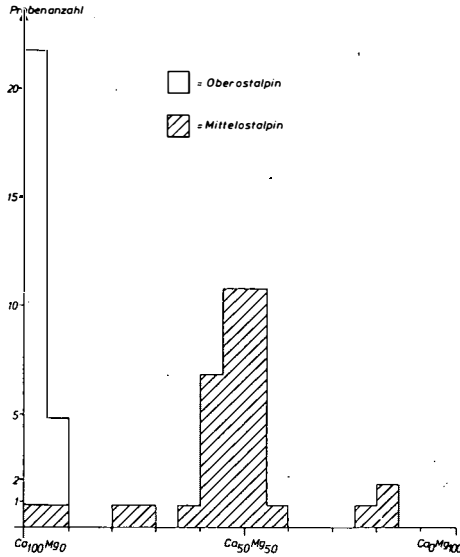


Abb. 9:
Ca/Mg-Verhältnis der Karbonatgesteine in Abhängigkeit zur tektonischen Stellung

Da der Unterschied nicht nur im Profil an der Pfriemeswand auffällt, sondern auch bei sämtlichen Vergleichsproben, muß geklärt werden, ob es sich um eine primäre Eigenschaft oder um eine spätere Beeinflussung handelt.

Zwar wäre eine posttektonische Dolomitisierung im Profil an der Pfriemeswand durchaus so denkbar, daß die unterhalb der Störung eingeschalteten Mergel diese Dolomitisierung gestoppt, d.h. die magnesiumführenden Lösungen nicht durchgelassen hätten, und somit eine partielle Dolomitisierung nur in den oberen Bereichen des Profils erfolgt wäre. Jedoch ist damit noch keine Erklärung für die Unterschiede an den anderen Probeentnahmestellen gegeben. Hinzu kommt, daß im Profil an der Pfriemeswand der oberostalpine Teil derjenige ist, der direkt dem Ötztalkristallin und seiner permoskythischen Bedeckung aufliegt, während der mittelostalpine Teil durch eben jene oberostalpinen Gesteine vom Ötztalkristallin getrennt ist. Somit erhebt sich

die Frage, warum der dem Kristallin näher liegende Teil von einer Dolomitierung verschont geblieben sein soll, während der weiter entfernte Teil des Profils davon betroffen wurde. Durch mikroskopische Untersuchungen des Karbonatgefüges wird bestätigt: Gut erkennbare Sedimentstrukturen und fast fehlende Rekristallisierungserscheinungen deuten auf primär sedimentäre bzw. frühdiagenetische Dolomitbildung, nicht aber auf epigenetische, mit Gefügeveränderungen verbundene Vorgänge hin. Die nur leicht zunehmenden Rekristallisierungserscheinungen in Richtung auf die Störung zu verlangen die Annahme, daß der Stoffbestand in seiner jetzigen Form bereits vor der tektonischen Bewegung, die diese Überschiebung hervorgerufen hat, vorgelegen haben muß, da außer dieser geringen Zunahme der Rekristallisation als Folge der Überschiebung in ihrem Nahbereich keine weitgehenden metamorphen Überprägungen des Dolomitgefüges vorliegen.



Abb. 10:
Dünnschliffbild der Probe PW 6 (mittelostalpiner Dolomit), + Nicols

Unterhalb der Störung beginnt abrupt der Wechsel zu fast reinen Kal-
ken. Hier nehmen die Rekristallisierungserscheinungen des Calcits in Rich-
tung auf das unterlagernde Ötztalkristallin stark zu. Im untersten Teil kann
man bereits größere Körner in einer feinen Grundmasse von Calcit beobachten.

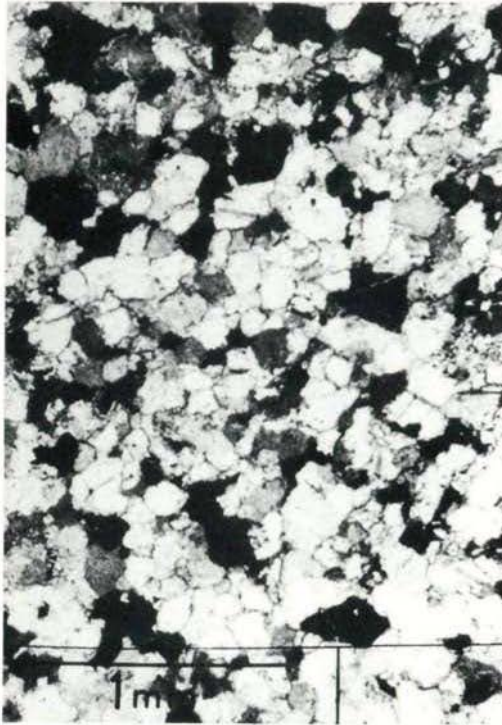


Abb. 11:
Dünnschliffbild der Probe PW 28 (oberostalpiner Kalk), + Nicols

Bei dieser gegen das Liegende zunehmenden Rekristallisierung handelt es sich um einen nach unten zunehmenden Temperatureffekt, bedingt durch die Annäherung an das Öztalkristallin. Die nach oben abnehmenden Rekristallisierungserscheinungen in den hangenden Dolomiten zeigen analog den Ergebnissen der Illitkristallinitätsbestimmungen, daß ein frühalpiner Temperatureffekt das Profil an der Pfriemeswand in seiner gesamten Länge erfaßt hat.

Es kann also davon ausgegangen werden, daß die Dolomite prätektonisch vorlagen und nicht später gebildet wurden. Eine Unterscheidung der mittelostalpinen und der oberostalpinen Proben in Kalke und Dolomite ist daher schlüssig und bestätigt die vorhergehenden Untersuchungen.

ANHANG

| Pr.-Nr. | Hhb | Pr.-Nr. | Hhb | Pr.-Nr. | Hhb | Pr.-Nr. | Hhb |
|---------|-----|---------|-----|---------|-----|---------|------|
| PW 1 | 3.8 | PW 29 | 3.5 | F 2 | 4.0 | T 4 | 3.0 |
| PW 2 | 2.5 | PW 30 | 2.0 | F 3 | 4.0 | T 5 | 3.0 |
| PW 3 | 2.5 | PW 31 | 2.3 | F 4 | 3.5 | T 6 | 1.5 |
| PW 4 | 3.0 | PW 32 | 2.8 | F 5 | 3.0 | T 7 | 3.5 |
| PW 5 | 3.0 | PW 33 | 3.0 | F 6 | 3.0 | T 8 | 2.5 |
| PW 6 | 3.0 | PW 34 | 3.0 | F 7 | 3.5 | T 9 | 3.0 |
| PW 7 | 3.8 | PW 35 | 4.5 | FR 1 | 2.5 | T 10 | 2.5 |
| PW 8 | 3.0 | PW 36 | 2.0 | FR 2 | 2.0 | T 11 | 2.5 |
| PW 9 | 4.0 | PW 37 | 4.0 | FR 3 | 2.0 | T 12 | 3.0 |
| PW 10 | 5.0 | PW 38 | 1.5 | FR 4 | 2.0 | T 13 | 2.5 |
| PW 11 | 6.0 | HS 1 | 4.0 | FR 5 | 2.0 | T 14 | 2.0 |
| PW 12 | 5.5 | HS 2 | 4.5 | P 1 | 2.0 | R 1 | 3.0 |
| PW 13 | 3.0 | HS 3 | 3.0 | P 2 | 2.0 | R 2 | 6.0 |
| PW 14 | 2.5 | HS 4 | 5.0 | P 3 | 1.5 | R 3 | 2.0 |
| PW 15 | 7.5 | HS 5 | 2.5 | P 4 | 2.0 | M 1 | 12.0 |
| PW 16 | 6.5 | HS 6 | 3.0 | P 5 | 2.0 | M 2 | 12.0 |
| PW 17 | 2.5 | HS 7 | 4.5 | P 6 | 2.0 | M 3 | 8.0 |
| PW 18 | 3.5 | HS 8 | 3.5 | P 7 | 2.5 | M 4 | 7.0 |
| PW 19 | 2.9 | HS 9 | 3.0 | P 8 | 2.0 | TH 1 | 9.0 |
| PW 20 | 3.0 | H 1 | 3.5 | P 9 | 2.0 | TH 2 | 9.0 |
| PW 21 | 5.5 | H 2 | 2.5 | G 1 | 1.5 | TH 3 | 7.5 |
| PW 22 | 4.5 | H 3 | 2.0 | G 2 | 3.0 | TH 4 | 9.0 |
| PW 23 | 6.0 | H 4 | 3.0 | PF 1 | 2.0 | TH 5 | 7.0 |
| PW 24 | 6.0 | H 5 | 3.0 | PF 2 | 2.0 | TH 6 | 7.5 |
| PW 25 | 2.5 | H 6 | 2.0 | PF 3 | 2.0 | TH 7 | 6.5 |
| PW 26 | 2.5 | H 7 | 3.5 | T 1 | 3.0 | TH 8 | 8.0 |
| PW 27 | 3.0 | H 8 | 2.5 | T 2 | 3.0 | | |
| PW 28 | 4.5 | F 1 | 3.5 | T 3 | 2.5 | | |

Tab. 2: \n
 Werte für die Halbhöhenbreite in mm der Aufnahmen der glycolierten Proben
 (PW = Pfiemeswand, HS = Hoadlsattel, H = Halsl, F = Fulpmes, FR = Fron-
 ebenlift, P = Pinnistal, G = Gschnitztal, PF = Pflerschtal, T = Tarntaler
 Berge, R = Radstädter Tauern, M = Martinsbühel, TH = Thaur)

LITERATUR

- FRECH, F. (1905): Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. - *Wiss. Erg.-Hefte D. u. Ö. AV*, II. Bd., Innsbruck.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - *Tectonophysics*, 60, 121-139, Amsterdam.
- GEYSSANT, J. (1971): Tectoniques tangentielles successives dans les Alpes de Stubai au Tyrol. - *Rév. de Géogr. Phys. et Géol. Dynamique*, Vol. XIII, fasc. 4, 351-358.
- GEYSSANT, J. (1973): Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. - *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1973, 3, 377-396, Wien.
- HIERONYMI, C. (1978): Untersuchungen zu Sedimentpetrographie und Metamorphoseeinflüssen im Anis-Ladin zwischen Imst und Füssen. - *Unveröff. Dipl.-Arb.*, Frankfurt.
- HOERNES, S. & H. FRIEDRICHSEN (1978): Oxygen and hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol). - *Contrib. Min. Petr.* 67, 305-315.
- KUBLER, B. (1966): La cristallinité de l'illite dans les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - *Colloque sur les étages tectoniques de la Bacconnière*, 105-122, Neuchâtel.
- KUBLER, B. (1986): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - *Etat des progrès réalisés ces dernières années*, *Bull. Centr. Rech. PAU, S.N.P.A.*, 2, 385-397, Pau.
- MILLER, D.S.; JÄGER, E. & K. SCHMIDT (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). - *Eclog. Geol. Helv.*, 60, 537-541, Basel.
- PURTSCHELLER, F. (1971): Ötztaler und Stubai Alpen. - *Sammlung geol. Führer 53*, Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- RICHTER, D.K. (1974): Entstehung der devonischen und permotriassischen Dolomite der Eifel. - *Contrib. to Sedimentol.*, Stuttgart.
- SANDER, B. (1915): Über das Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen, I: Kalkkögel. - *Verh. Geol. R.-A.*, 140-148, Wien.
- SPITZ, A. (1918): Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. - *Jb. Geol. R.-A.*, 68, 171-204, Wien.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 28, 17-34, Wien.
- TRILLER, E. (1980): Sedimentpetrographische Untersuchungen zu Vulkanismus, Diagenese und Anchimetamorphose in den Partnach-Schichten des Arlberg-Gebietes (Vorarlberg und Tirol). - *Unveröff. Dipl.-Arb.*, Frankfurt.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpen-Synthese. - 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1. - Deuticke, Wien.
- WEBER, K. (1972): Notes on the determination of illite crystallinity. - *N. Jb. Min. Mh.*, 267-276, Stuttgart.