

Datierungen an Alkaliampfibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden)

Autor(en): **Deutsch, Alexander**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **76 (1983)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165362>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden)

VON ALEXANDER DEUTSCH¹⁾

ABSTRACT

Six new K–Ar ages on blue amphiboles from the southern Platta nappe indicate an eoalpine event already in Aptian–Albian times in this region. Conventional K–Ar- and Rb–Sr ages as well as a crude stepwise heating experiment give evidence that stilpnomelane is inadequate for geochronological work. Presumably its structural properties lead to a ready resetting of the K–Ar and Rb–Sr systems so that only the last recrystallization is dated. Under this point of view attempts of stilpnomelane dating previously reported are discussed.

1. Einleitung

Schon in der klassischen Epoche der Alpenerforschung wurden Deckenbewegungen während der Kreidezeit aufgrund von sedimentologischen und stratigraphischen Beobachtungen angenommen. 1966 erbrachten OXBURGH et al. in der Region südwestlich des Tauernfensters erste isotopengeologische Beweise, dass auch Kristallinareale von einem frühalpinen Ereignis erfasst wurden. Mittlerweile zeigten SCHMIDT et al. (1967), HARRE et al. (1968), CLIFF et al. (1971), SATIR (1975), MORAUF (1980), THÖNI (1981, 1982) sowie FRANK und Mitarbeiter (Jahresbericht des geochronologischen Labors der Universität Wien 1981) die weite Verbreitung kretazischer Metamorphose in den ostalpinen Einheiten.

Im lepontinischen Bereich der Zentralalpen verschleiert die oligozäne Phase weitgehend frühalpidische Ereignisse. In den Westalpen jedoch weisen Datierungen von HUNZIKER (1974), BOCQUET et al. (1974) und DELALOYE & DESMONS (1976) auf eine Hochdruckmetamorphose zwischen 60 und 100 m.a. hin.

Für das Penninikum in Graubünden postulierte KRAUS (1932) aufgrund von vermutetem helvetischen Faziesenschlag in der Kreide der Falknis-Decke einen bereits in der Kreide stark eingeeengten Sedimentationsraum. Basierend auf zwei K–Ar-Altern (Alkali amphibol: 58 m.a., Stilpnomelan: 63 m.a.), legen FREY et al. (1974) die eoalpine Metamorphose nördlich und östlich des Bergells in die Oberkreide (80 bis 60 m.a.)

¹⁾ Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich. Derzeitige Adresse: Institut für Mineralogie, Westfälische Wilhelms-Universität, Corrensstrasse 24, D-4400 Münster.

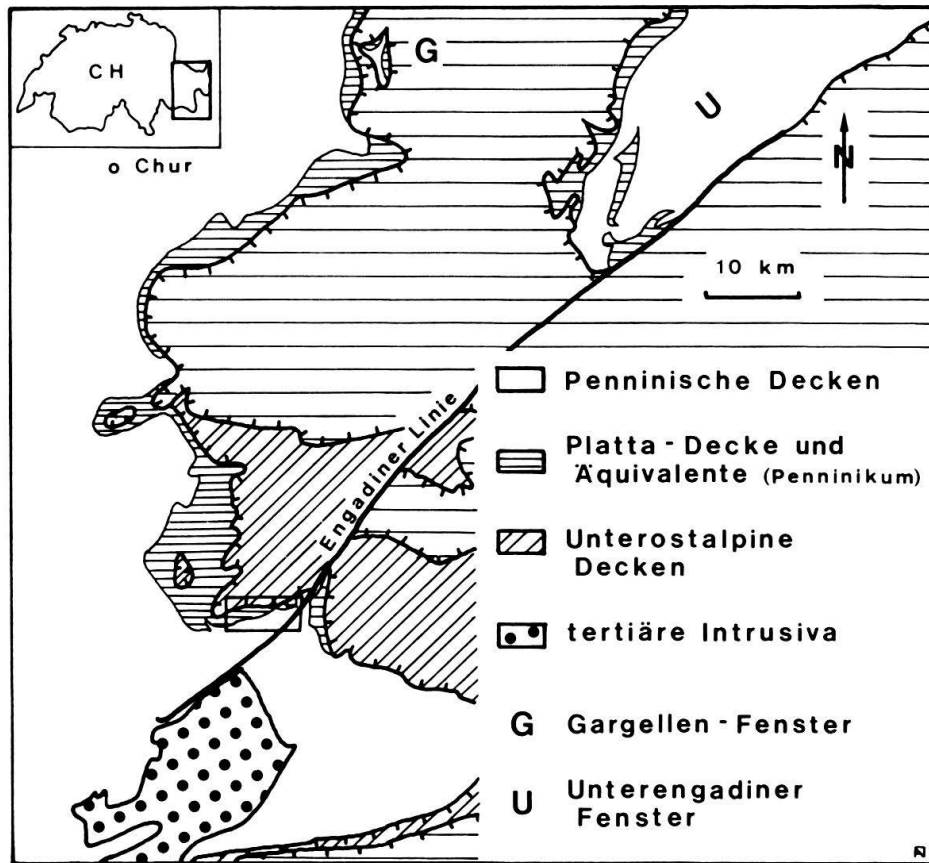


Fig. 1. Tektonisches Schema Graubündens. Lage des Arbeitsgebietes.

Ziel dieser Arbeit war es, den Zeitraum der Metamorphose und des tektonischen Geschehens an der Grenze Penninikum-Unterostalpin genauer einzugrenzen.

2. Geologische Situation (Fig. 1)

Die oberpenninische Platta-Decke trennt im Bereich westlich St. Moritz (Graubünden) die Margna-Decke von den unterostalpinen Einheiten (Err-Corvatsch-Decke). Ihrem Gesteinsbestand nach – Ophiolite, stark tektonisierte Radiolarite, Linsen von Dolomiten und Dolomitbrekzien, Phylliten und Kalkphylliten – stellt die Platta-Decke den Rest des paläogeographisch südlichsten piemontesischen ozeanischen Troges dar.

Die geologischen Zusammenhänge in diesem Raum wurden belegt durch eine Fülle von Detailbeobachtungen von CORNELIUS in drei Monographien (1935, 1950, 1951) publiziert. DIETRICH stellte 1970 eine verfeinerte Stratigraphie in der Platta-Decke auf. Die Schichtfolge reicht von der Trias bis zu fossilführenden Phylliten und Kalkphylliten des Aptien-Albien, das Alter eines vereinzelt auftretenden Kalkarenites mit Inoceramenbruchstücken wird mit «oberes Albien, evtl. jünger» angegeben.

4. Altersbestimmungen

a) Experimentelle Methoden

Kalium wurde massenspektrometrisch mit der Isotopenverdünnungsmethode an je zwei Probenaliquots bestimmt, der Analysenfehler, berechnet aus Doppelmessungen, ist kleiner als 0,9% (95%-Vertrauensintervall). Argon wurde ohne Zusatz eines Tracerisotops an der neuen Edelgasapparatur unseres Labors mit der Peakhöhenvergleichsmethode gemessen. Die Ganzmetallanlage besteht aus einem Elektronenstossofen mit Temperaturregelung über Leistungsregelung, kontrolliert durch ein Thermoelement, einer neu entwickelten Extraktionslinie sowie einem automatisierten Edelgasmassenspektrometer (umgebautes MS MAT-240 mit zwei Austrittsspalten mit je einem Faradayauffänger und einem Sekundärelektronenervielfacher, 120 mm Bahnradius, 90° Magnetablenkung), das statisch betrieben wird. Das MS wurde mit reinem Luftargon volumetrisch und über Druckmessung geeicht. Eine Publikation über den technischen Aufbau des Instruments und über Messresultate an Standardproben ist in Vorbereitung (BAUR, DEUTSCH & SIGNER).

Für alle Altersberechnungen wurden die von der IUGS-Subkommission für Geochronologie empfohlenen Konstanten verwendet (STEIGER & JÄGER 1977).

Die bei K-Ar-Modellaltern gegebenen Fehler sind 1σ -Standardabweichung, berechnet mit Gaußscher Fehlerfortpflanzung aus dem Wägefesler, der Regressionsanalyse der Argonmessung und dem Analysenfehler der Kaliumbestimmung. Isochronenberechnungen wurden mit einem modifizierten Last-square-fitting-Programm durchgeführt (YORK 1969). Rubidium- und Strontiumanalysen wurden mit Standardmethoden an einem Finnigan-MAT-261-Festkörpermassenspektrometer ausgeführt.

b) Resultate

An den Alkalamphibolen wurden K-Ar-Modellalter von 62,3 bis 111,7 m.a. bestimmt; die Luftargonteile der 4 Stunden bei 200 °C vorgeheizten Proben variierten von 23 bis 78% (Tab. 2, Fig. 2).

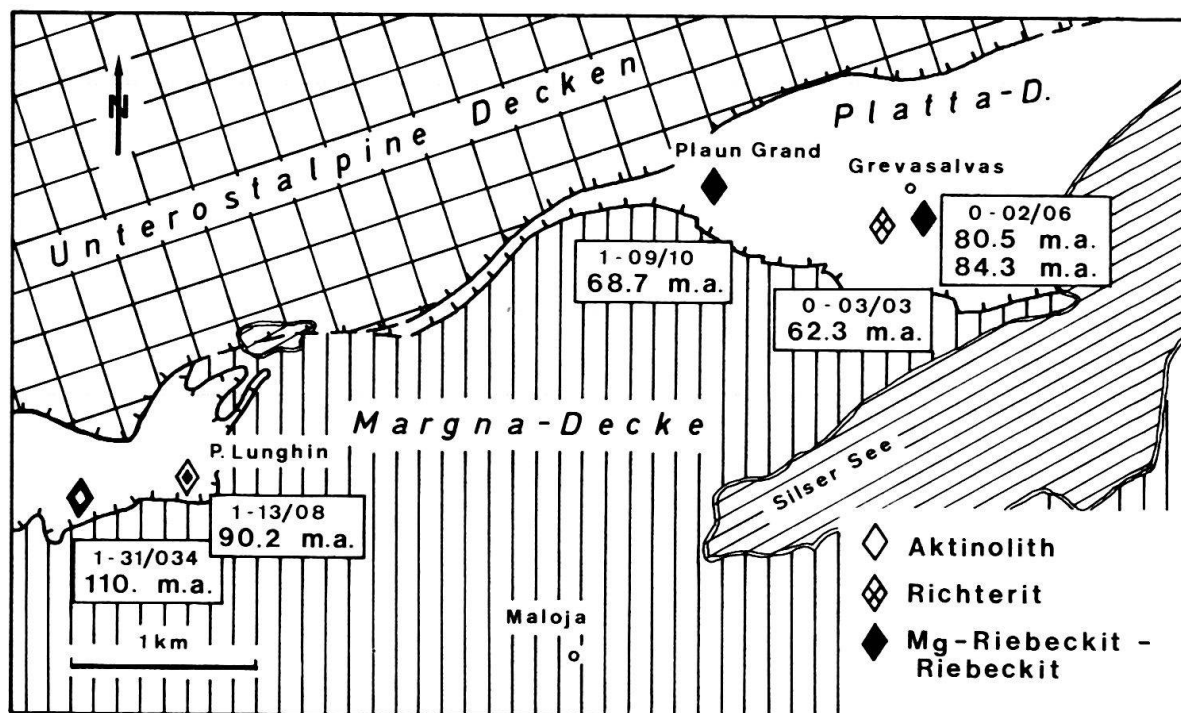


Fig. 2. Regionale Verteilung der K-Ar-Modellalter an Alkalamphibolen in der südlichen Platta-Decke.

Zwei Aliquots von Mg-Riebeckiten der Probe 1-31/034 lieferten die höchsten Alterswerte, die durch die aktinolithischen Zentren der Amphibole bedingt sein könnten. CORNELIUS (1913) beschreibt vereinzelt die Durchdringung der farblosen korrodierten Kerne mit blauen Alkali amphibolen und deutet diese Beobachtung als verheilte Rupturen in den älteren Kernen.

Ebenfalls zonierte Riebeckite der Probe 1-13/08 haben ein K-Ar-Modellalter von 90,2 m.a., hier tritt Aktinolith jedoch als Saum um blaue Kerne auf.

Die an zwei verschiedenen Siebfraktionen der Probe 0-02/06 gemessenen Modellalter stimmen innerhalb des Fehlers überein; diese Ergebnisse sprechen gegen Gasverlust nach der Mineralbildung.

Mg-Riebeckite von Plaun Grand (1-09/10) ergaben K-Ar-Modellalter von 68,6 m.a.; von dieser Lokalität liegt ein mit der gleichen Methode an «Crossit» bestimmtes Alter von 58 m.a. vor (FREY et al. 1974).

Richterite der Probe 0-03/03 haben scheinbare K-Ar-Alter von 62,3 m.a. Dieser Wert ist jünger als «Abkühlungsalter» der frühalpiner Metamorphose aus dem Ostalpin (THÖNI 1981) oder Altersdaten von blauen Amphibolen aus den Westalpen (BOCQUET et al. 1974). Die Herabsetzung des Modellalters ist auf eine geringfü-

Tabelle 2: Resultate der K-Ar-Messungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke.

SAMPLE NUMBER	MATERIAL	GRAIN SIZE (MICRONS)	K (PPM)	AR36 (IN UNITS 1.E-8)	AR38 (CC/G)	AR40 (CC/G)	AR40 (%RAD)	WEIGHT (MG)	CALCULATED AGE (MY)
ALKALI AMPHIBOLES									
0-02/06	MC-RIEB	125 - 220	2640	.4318	.0805	215.85	41	79.7	84.3+- 1.3
0-02/06	MC-RIEB	315 - 425	2470	.0780	.01446	102.09	77	88.6	80.5+- 1.3
0-03/03	RICHTERIT	90 - 125	11570	.2383	.0443	355.14	80	27.1	62.3+- .5
1-09/10	MC-RIEB	125 - 135	3820	.3259	.0614	203.40	53	23.8	70.8+- 1.2
1-09/10	MC-RIEB	125 - 135	3820	.3445	.0637	202.21	50	33.2	66.5+- 1.1
1-13/08	RIEB #	53 - 90	1519	.6652	.1243	251.16	22	33.2	90.2+- 1.9
1-31/034	MC-RIEB	150 - 220	1660	.1790	.03407	124.87	58	74.1	108.3+- 1.9
1-31/034	MC-RIEB	150 - 220	1660	.5144	.0962	226.33	33	90.2	111.7+- 2.0
SAMPLE 1-13/08 : ARTIFICIAL MIXTURES BETWEEN RIEBECKITE AND STILPNOMELANE									
1-13/08	A "PURE" #	53 - 90	1519	.6652	.1243	251.16	22	33.2	90.2+- 1.9
	A 92 %	53 - 90	1466	.1362	.02541	85.622	53	50.8	78.0+- 1.6
	A 63 %	53 - 90	4400	.3277	.0611	146.46	34	64.0	28.8+- .6
	A 40 %	53 - 90	7600	1.197	.2260	398.47	11	15.7	15.1+- .6
1-13/08	ST "PURE"	53 - 90	13810	.1070	.02008	54.401	42	103.1	4.24+- .09
1-13/08	ST "PURE"	53 - 90	13810	.5807	.1101	196.71	13	59.3	4.68+- .11
STILPNOMELANE 1-13/08 : STEPWISE HEATING EXPERIMENT									
	200 DEG	53 - 90	13810	4.964	*****	1459.2	0	164.9	-1.+- -0.
	450 DEG	53 - 90	13810	12.617	*****	3750.2	1	164.9	4.1+- 1.6
	1700 DEG	53 - 90	13810	.0337	*****	29.301	66	164.9	3.61+- .07
	TOT 3 STEP	53 - 90	13810	17.61	*****	5238.6	1	164.9	6.2+- 2.1
# = SAME ANALYSIS									
	A "PURE"	= AMPHIBOLE 98 +- 1 VOL.-%							
	ST "PURE"	= STILPNOMELANE 95 +- 1 VOL.-%							
	A 63 %	= AMPHIBOLE 63 +- 2 VOL.-%							

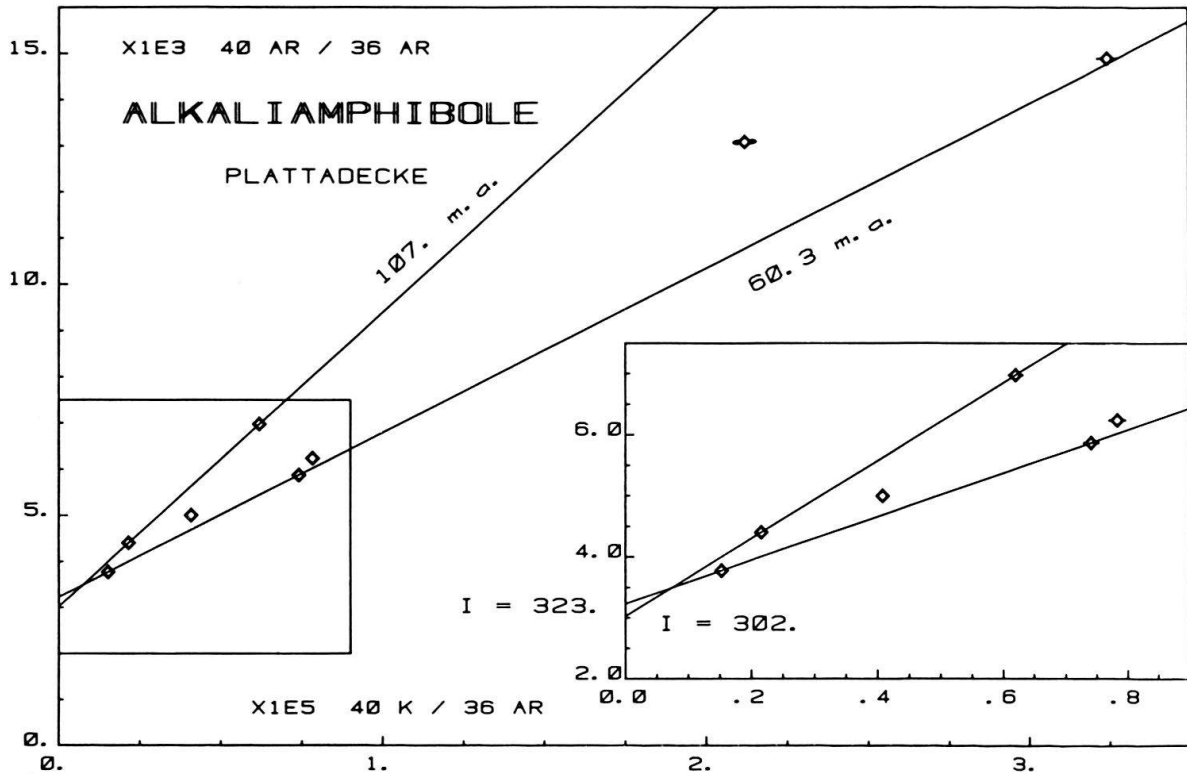


Fig. 3. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ -Diagramm der analysierten Alkali amphibole. Die gezeigten Fehler sind 1σ -Fehlerellipsen, soweit die verwendete Symbolgröße diese nicht überschreitet.

gige Verunreinigung mit Stilpnomelan zurückzuführen, der haarfein in den Amphibolspaltrissen zu finden ist.

Aus der Darstellung von $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ gegen $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ in Figur 3 zeigt sich, dass die Alkali amphibole keine für die Modellalter relevanten Mengen an Überschussargon eingebaut haben. Die $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$ -Werte der beiden Einhüllenden liegen nahe dem Luftverhältnis bei 302 bzw. 323.

Daraus ergibt sich:

1. Den Messresultaten kann eine Bedeutung als geologisch interpretierbares Alter zugeordnet werden.
2. Auch mit einer Korrektur, die geringe Mengen ererbtes $^{40}\text{Ar}^{\text{rad}}$ berücksichtigt, sind die Alterswerte der Alkali amphibole klar einem eoalpinen Ereignis zwischen 110 und 70 m.a. zuzuordnen.

Stilpnomelan der Probe 1-13/08 zeigt ein extrem junges, reproduzierbares K-Ar-Modellalter von 4,5 m.a., die Zusammensetzung der Probe betrug 95 Vol.-% Stilpnomelan und 5 Vol.-% Riebeckit.

Durch ein Entgasungsexperiment mit drei Temperaturschnitten (200 °C, 450 °C, Totalextraktion bei 1700 °C) an einer nicht vorgeheizten Probe wurde überprüft, ob bei normaler Ausheiztemperatur $^{40}\text{Ar}^{\text{rad}}$ ausgetrieben und dadurch das scheinbare Alter des Stilpnomelans künstlich herabgesetzt wurde.

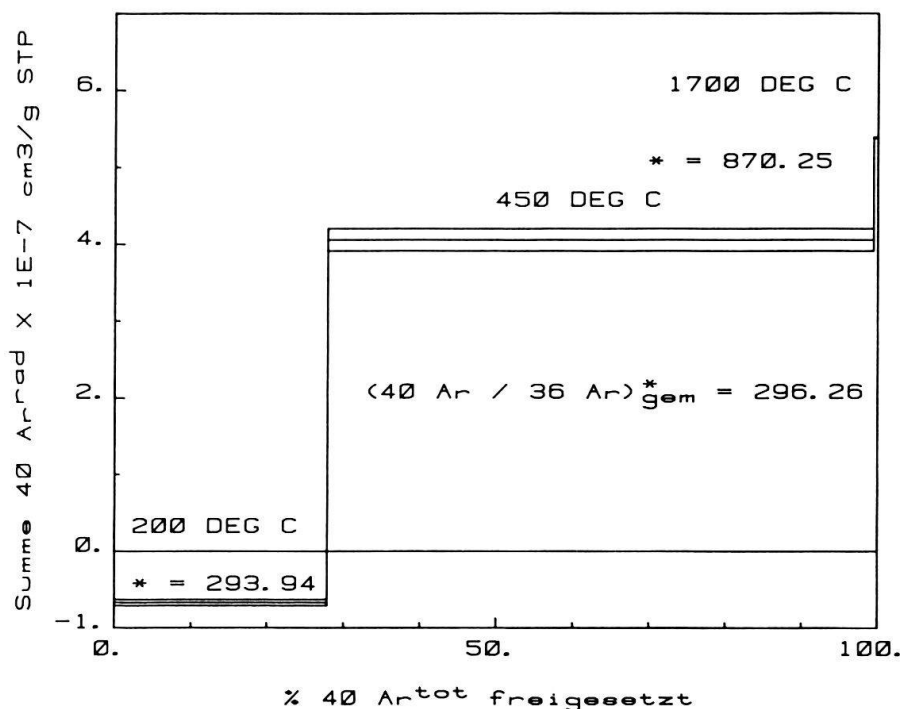


Fig.4. Stilpnomelan 1-13/08: Entgasungsexperiment mit drei Temperaturschritten (200 °C, 450 °C, 1700 °C). Die Fehlerbalken zeigen den Fehler im ⁴⁰Ar^{rad} des Einzelsteps, errechnet aus der jeweiligen Regressionsanalyse von acht Ablesungen pro Isotop (36,40).

Bei nominal 200 °C²⁾ werden 28% des gesamten Argons freigesetzt (Tab.2, Fig.4), entsprechend $1,5 \times 10^{-5}$ cm³ STP/g⁴⁰ Ar^{Luft}. Vermutlich ist dieses Argon nicht oberflächlich absorbiert, sondern in der Kristallstruktur inkorporiert, denn ein ebenso nicht vorgeheizter Standard (Biotit LP-6) hatte in derselben Messreihe den normalen ⁴⁰Ar^{rad}-Anteil von 95%.

Bei nominal 450 °C²⁾ wurden mehr als zwei Drittel des gesamten radiogenen Argons freigesetzt, total waren bereits 99,44% des ⁴⁰Ar entwichen.

Das K-Ar-Alter aus der Summe der drei Entgasungsschritte ($6,22 \pm 2,11$ m.a.) führte zu einem höheren, jedoch innerhalb des Analysenfehlers gleichen Ergebnis wie die aus den Gasmengen des konventionellen Aufschlusses errechneten Modellalter. Die Differenz von 0,8 m.a. kann ein Hinweis sein, dass bei der Vorheizung des Proben Tellers (4 Std. bei 200 °C) tatsächlich ⁴⁰Ar^{rad} entwichen ist.

Als unabhängige Kontrolle der K-Ar-Resultate können die Ergebnisse des Rb-Sr-Systems angesehen werden (Tab.3). Die Steigung der Verbindungsgeraden Gesamtgestein-Stilpnomelan entspricht einem Alter von 4.20 m.a., die ebenfalls durch den Stilpnomelanpunkt bestimmte Linie Amphibol-Stilpnomelan definiert ein Alter von 5,20 m.a. Für das Alter des Stilpnomelans ist es ohne Bedeutung,

²⁾ Da die Temperatur mittels W-Rh-Thermoelement am äusseren Tiegelrohr (BAUR, DEUTSCH & SIGNER, in Vorb.) gemessen wurde, ist es fraglich, ob während der Extraktionszeit im Tiegelinnern tatsächlich die Nominaltemperatur erreicht wurde. Der Fehler dürfte bei 200 °C etwa 30°, bei 450 °C etwa 20° hin zu niedrigeren Temperaturen betragen.

Tabelle 3: Probe 1-13/08: Resultate der Rb-Sr-Altersbestimmungen.

	PPM RB	PPM SR	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{NORM} [*]	ALTER IN M.A. [®]
WR	26.1	7.88	9.593	.70958 [3]	4.2 +- .45
STILPNOMELAN	81.7	6.97	33.96	.71103 [13]	5.2 +- .55
RIEBECKIT	25.1	21.7	3.346	.70877 [17]	

DER MAXIMALE FEHLER FUER DAS ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr - VERHAELTNIS BETRAEFT +- 2%

* DER FEHLER (2σ_m) BEZIEHT SICH AUF DIE LETZTEN SIGNIFIKANTEN STELLEN DES (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{NORM}-VERHAELTNISSES

® FEHLER = 2σ

welcher (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-Wert zur Korrektur herangezogen wird. Rb/Sr- und K/Ar-Alter zeigen, dass im Stilpnomelan beide untersuchten Isotopensysteme bis zu einem sehr späten Zeitpunkt der abschliessenden Hebung und Abkühlung des Orogens offen waren.

Zur Überprüfung, ob Beimengungen von Stilpnomelan tatsächlich die Modellalter der Amphibole herabzusetzen vermögen, wurden aus der Probe 1-13/08 Amphibol und Stilpnomelan separiert und unter dem Binokular gereinigt. Zudem wurden nach Entfernung aller felsischen Minerale mittels Dichtekolonne Mischungen beider Phasen abgetrennt und die Zusammensetzung der Gemenge durch Auszählung an Körnerpräparaten ermittelt.

Die K-Ar-Messungen zeigen, dass zwischen Stilpnomelangehalt der Mischung, Kaliumgehalt sowie der Menge an ⁴⁰Ar^{rad} eine gute lineare Korrelation besteht (Fig. 5). Bedingt durch das extrem junge K-Ar-Modellalter des Stilpnomelans reduziert eine Beimengung von 8 Vol.-% Stilpnomelan das Alter der Mischung bereits um 15%. Die Dichte der Schwereflüssigkeit wurde für die Mischung Amphibol₉₂-Stilpnomelan₀₈ nur um 0,06 g/cm³ herabgesetzt.

5. Ist Stilpnomelan für absolute Altersbestimmung geeignet?

Die an zwei voneinander unabhängigen Isotopensystemen gewonnenen jungen, geologisch bedeutungslosen Modellalter des Stilpnomelans können folgende durch die Struktur und kristallchemische Eigenschaften dieses Schichtsilikates bedingten Ursachen haben:

- Nach EGGLETON & CHAPPEL (1978) sind Alkalien und Kalzium in zwei kleinen und drei grossen Hohlräumen in der Zwischenschicht koordiniert. Da die O-Atome an den Ecken der verkehrten Tetraeder jedoch 4 Å von den Zentren der grossen Hohlräume entfernt sind, ist die Bindung dort sehr schwach. Ähnlich wie bei Zeolithen sind Na, K, Rb sowie Ca und Sr leicht austauschbar. Nach Versuchen von HAEBERLE (1969) können Ca²⁺-Ionen bis zu 80% im Gitter durch H₃O⁺-Gruppen ersetzt werden, eine vergleichbar schwache Bindung des ⁸⁷Sr^{rad} wäre zu erwarten. Bedingt durch die grossen «Kanäle» der Kristallstruktur,

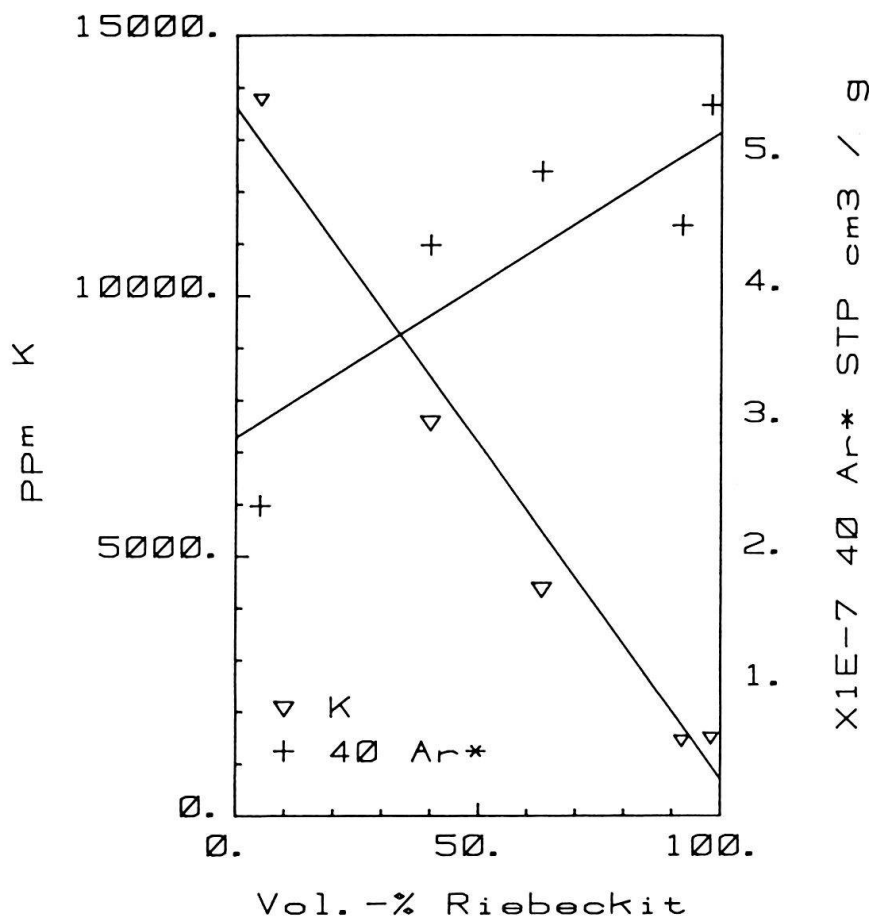


Fig.5. Probe 1-13/08: Resultate der K-Ar-Analyse an Riebeckit-Stilpnomelan-Gemengen; Vol.-% Riebeckit in der Mischung gegen ppm Kalium und gegen $^{40}\text{Ar}^{\text{ad}}$. Die Geraden wurden mit Regressionsanalyse berechnet.

sollte Argonverlust durch Diffusion bereits bei geringer thermischer Beeinflussung auftreten können.

- Die Erweiterung der Zwischenschichten durch H_3O^+ -Gruppen beim Ionenaustausch kann die Aufnahme von Argon aus der fluiden Phase begünstigen. KRÄUTNER & MEDEŞAN (1969) beobachteten bei DT- und thermogravimetrischen Analysen einen deutlichen Wasserverlust des Stilpnomelans um 150°C ; korrespondierend fanden wir beim ersten Temperaturschritt eine ungewöhnliche Verschlechterung des Hochvakuums um Größenordnungen und die grossen Mengen von Luftargon.
- Die Abgabe von $3,71 \times 10^{-5} \text{cm}^3 \text{STP/g}^{40}\text{Ar}^{\text{Luft}}$ bei dem Entgasungsschritt 450°C in unserem Aufheizexperiment steht mit der Oxidation des Fe^{2+} und damit der Rekristallisation des Stilpnomelans in Zusammenhang. Bei DTA-Untersuchungen wird diese exotherme Umwandlung zwischen 360° und 450°C gefunden (KRÄUTNER & MEDEŞAN 1969).

Abhängig von f_{O_2} kann nach HAEBERLE (1969) die untere Grenze der thermischen Rekristallisation von Stilpnomelan im Bereich der Diagenese liegen. EGGLE-

TON & CHAPPEL (1978) geben ein Beispiel, in dem eine Abhängigkeit des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses im Stilpnomelan von der Korngrösse des Minerals und der Lagerungszeit der Bohrkerne an Luft gezeigt wird! So vermuten wir, dass seit der Bildung des Stilpnomelans 1-13/08 kogenetisch oder knapp nach dem Riebeckit die radiogenen Tochterprodukte durch Rekristallisation entweder episodisch oder laufend verloren gingen.

In der Literatur sind nur wenige an «Stilpnomelan» gewonnene geochronologische Daten zu finden. K–Ar-Modellalter an Stilpnomelan um 0 m.a. bestimmten FREY et al. (1973) in Proben aus den Glarner Alpen. Da aufgrund anderer geologischer Beobachtungen diesen Zahlen keine Bedeutung über das Alter der Abkühlung oder der Bildung zukommen kann, vermuteten diese Autoren, dass nur ein Teil des Argons analysiert wurde – bedingt durch den Karbonat- und Sulfidgehalt der Probe.

In der Arbeit von FREY et al. (1973) werden jedoch auch K–Ar-Modellalter von Stilpnomelan angeführt, die mit scheinbaren Altern von Riebeckit korrelieren. Die «Stilpnomelan»-Alter wurden an Mineralgemengen $< 2 \mu\text{m}$ gewonnen; das radiogene Argon wurde vermutlich von den röntgengenographisch nachgewiesenen Verunreinigungen (Biotit, Kalifeldspat) geliefert. Gemäss diesen Autoren soll die «Schliessungstemperatur» des Stilpnomelans für Kalium und das radiogene Tochterprodukt ungefähr 300°C betragen. FREY et al. (1973) leiten diesen Temperaturwert aus einer groben Übereinstimmung von K–Ar-Altern an Biotit und Stilpnomelan–Biotit-Mischungen in den autochthonen Sedimenten des Aarmassivs her – für Biotit wurde die Schliesstemperatur auf 300°C geschätzt (JÄGER et al. 1967).

Unserer Meinung nach kann für Stilpnomelan jedoch keine «Schliessungstemperatur» angegeben werden, da zum einen diese Temperatur weit über der unterstmöglichen Rekristallisationstemperatur liegt und andererseits die Rekristallisation, verbunden mit einem Freisetzen des $^{40}\text{Ar}^{\text{rad}}$ sowie der grossen Kationen, weitgehend von f_{O_2} abhängig ist.

M. Thöni (mündliche Mitteilung) bestimmte an Stilpnomelan aus der Tauernnordrandzone mit der K–Ar-Methode ebenfalls Alter um 0 m.a., FREY et al. (1974) hingegen geben für ein Stilpnomelankonzentrat von Plaun Grand (Fig. 3) ein K–Ar-Modellalter von 62,9 m.a. an; dieses Alter könnte durch die Verunreinigung mit «Crossit» zustande gekommen sein. Entgegen der Meinung von FREY et al. (1973) und STEINITZ & JÄGER (1981) werden Ferri- und Ferrostilpnomelan als unbrauchbar für Datierungen mit der K–Ar- und Rb–Sr-Methode erachtet. Ferrostilpnomelan könnte zwar höhere Alter liefern, deren Interpretation jedoch wegen der bereits angeführten kristallchemischen Besonderheiten ebenfalls schwierig sein dürfte.

6. Geologische Interpretation

Die hier neu vorgestellten Amphibolalter streuen zwischen 112 und 66,5 m.a. (Aptien–Maastrichtien) – die mit Stilpnomelan verunreinigte Richteritprobe 0-03/03 kann bei diesen Betrachtungen ausser acht gelassen werden. Sie werden als wahre Alter angesehen. Aus den Resultaten können wichtige geologische Aussagen hergeleitet werden:

- Spätestens im Aptien müssen die Ophiolite und Sedimente des oberpenninischen Sedimentationsraums in Graubünden zumindest im Süden von unterostalpinen Einheiten überschoben sein. Gleichzeitig findet aber in den oberen Platta-Schuppen noch Sedimentation statt (DIETRICH 1970). Olistostromartig eingelagerte Trias-Karbonate der kalkalpinen Arlberg-Formation in vor-oberceromanen Alpbach-Schiefern der Arosa-Zone (BURGER 1978) zeigen, dass zu dieser Zeit auch oberostalpine Einheiten bereits weit vorgerückt waren.
- Gegen Ende der Oberkreide waren die penetrative Durchbewegung und die Kleinfaltenbildung in der südlichen Platta-Decke abgeschlossen. Jene nicht durchgreifende Schieferung, die vereinzelt zum Zerbrechen und zur Einregelung der Amphibolstengel führt, steht mit einem weiteren Vordringen des mit der Platta-Decke bereits verbundenen ostalpinen Deckenstapels (TRÜMPY 1975) in Zusammenhang. Dieser Vorschub führt jedoch nicht zum Aufbau eines pT-Feldes, das eine Umkristallisation der Alkalamphibole bewirkt hätte. Die jüngsten durch Fossilfunde belegten Schichtglieder im Oberhalbstein (Aptien-Albien; DIETRICH 1970), im Unterengadiner Fenster (Turonien in der Fimber-einheit; OBERHAUSER 1976) und gesichertes Cenomanien in der Arosen Zone des Gargellenfensters (BERTLE 1973) sprechen für einen völligen Zuschub der südpenninischen Einheiten in der Oberkreide. TRÜMPY (1980) legt diese Deformationsphase ins Albien bis Turonien. Im unterostalpinen Sedimentationsraum spiegeln sich unterkretazische Bewegungen in Schichtlücken und in einer Flyschserie wider, die im Cenomanien mit einer Transgressionsbrekzie einsetzt (ROESLI 1944). In den Einheiten der Julier-Bernina-Decke transgredieren stellenweise «Couches rouges» (Cenomanien) direkt auf triadische und liasische Sedimente (FINGER 1978).

Fossilführender Prättigau-Flysch im Gargellenfenster (BERTLE 1973), paleozäne bis untereoazäne Foraminiferen in einer Wildflyschfolge im Nordwesten des Unterengadiner Fensters (RUDOLPH 1982), ein Fossilfund im Arblatsch-Flysch (ZIEGLER 1956) und das Auftreten von Äquivalenten des Ruchberg-Sandsteins (Paleozän bis Unteres Eozän) im Oberhalbstein (THUM & NABHOLZ 1972) belegen, dass das Vorrücken oberostalpinen Einheiten gemeinsam mit der Platta-Decke in heutige Position frühestens im Eozän stattfand.

Die aus geologischer Sicht äusserst wichtige Frage nach dem Maximalalter des kretazischen Ereignisses an der tektonischen Grenze Penninikum-Unterostalpin im untersuchten Gebiet bleibt offen. Die Streuung der Modellalter könnte auf eine mehrphasige Bildung der Alkalamphibole hinweisen, eine ähnliche Bandbreite geochronologischer Daten liegt auch für das eoalpine Geschehen in den Westalpen vor (BOCQUET et al. 1974). Zur Klärung einer Mehrphasigkeit könnten Datierungen mit der $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Methode an Alkalamphibolen beitragen.

Die Parallelisierung der frühalpiner Metamorphosephase in Graubünden mit der kretazischen Hochdruckphase in den Westalpen (BEARTH 1974, BOCQUET et al. 1974, DELALOYE & DESMONS 1976) ist nur bedingt möglich. Weder in der südlichen Platta-Decke (CORNELIUS 1935, PHILIPP 1982) noch in den von OBERHÄNSLI (1978) beschriebenen Paragenesen mit Natriumamphibolen aus dem Hinterrheingebiet und dem Avers gibt es Beweise für eine druckbetonte Metamorphose, obwohl z. B.

in der Adula-Decke trotz der jungalpidischen Überprägung Relikte von Hochdruckmineralen zu finden sind (HEINRICH 1982). Nördlich der Linie Juf-Julierpass sind Paragenesen mit Pumpellyit aus basischen Gesteinen bekannt (DIETRICH et al. 1974), die auf etwas höhere Drucke hinweisen.

Sicher besteht ein Zusammenhang zwischen den hier neu publizierten Amphiboldaten in Graubünden und der flächenmässig mit absoluten Altersbestimmungen erfassten frühalpidischen Metamorphose in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies im oberostalpinen Ötztal-Kristallin und dem aufliegenden Schneeberger Zug (SATIR 1975, THÖNI 1981). Dort wurde das thermische Maximum der Metamorphose mit der Rb/Sr- und der K/Ar-Methode an Biotit und Hellglimmern bei etwa 100 m.a. bestimmt. Wir vermuten, dass derselbe Mechanismus der Krustenverkürzung, verbunden mit Aufeinanderstapelung der einzelnen Einheiten, in beiden Gebieten (Platta-Decke-Unterostalpin; Ötztal-Kristallin) wirksam war.

Datierungen von HANSON et al. (1969) und HUNZIKER (1970) zeigten, dass auch die zentrale penninische Region partiell von der kretazischen Tektonik erfasst wurde; im Penninikum der Ostalpen gelang wegen der tertiären Überprägung bislang kein geochronologischer Nachweis des eoalpinen Ereignisses.

Verdankungen

Für anregende Diskussionen über physikalische und geologische Aspekte dieser Arbeit danke ich den Herren Prof. P. Signer und V. Trommsdorff. H. Baur investierte viele Stunden, um ein störungsfreies Funktionieren der Edelgasmessapparatur zu gewährleisten, ihm sei dafür herzlicher Dank ausgesprochen. Die Separationsarbeiten wurden von R. Philipp ausgeführt. Diese Arbeit wurde mit dem ETH-Forschungskredit 0.330.079.31/0 (Prof. STEIGER) finanziert und profitierte von Einrichtungen, die mit dem Nationalfondskredit 2.480/0.79 (Prof. SIGNER) angeschafft wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

- BEARTH, P. (1974): Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 385-397.
- BERTLE, H. (1973): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens - Österreich. - Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr. 22, 1-60.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J.C., & KRUMMENACHER, D. (1974): K-Ar und Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas and Associated Minerals from the Western Alps. - Contr. Mineral. Petrol. 47, 7-26.
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). - Eclogae geol. Helv. 71, 255-266.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R., & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Risseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. - Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 114, 121-272.
- CORNELIUS, H.P. (1913): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. - N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd. 35, 374-498.
- (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil: Das Baumaterial. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70.
- (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe, II. Teil: Gebirgsbau. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70.
- (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe, III. Teil: Quartär und Oberflächengestaltung. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70.

- DELALOYE, M., & DESMONS, J. (1976): K-Ar Radiometric Age Determinations of White Micas from the Piemont Zone, French-Italian Western Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.* 57, 297-303.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. - *Eclogae geol. Helv.* 63, 631-671.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M., & BERTRAND, J. (1974): Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 291-332.
- EGGLETON, R. A., & CHAPPEL, B. W. (1978): The crystal structure of stilpnomelane. Part III: Chemistry and physical properties. - *Mineral. Mag.* 42, 361-368.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. - *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 224.
- FRANK, W. (1981): Geochronologische Datierung frühalpiner Metamorphosevorgänge in den Ostalpen (Jahresbericht 1980 des Geochronologischen Labors). In: Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15), H2. - Montanuniversität Leoben.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILLER, P., & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. - *Contr. Mineral. Petrol.* 39, 185-218.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E., & NIGGLI, E. (1974): Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247-290.
- HAEBERLE, H. (1969): Die Stilpnomelan-Mineralien und ihr Vorkommen in Österreich. - *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* 13, 85-110.
- HANSON, G. N., GRÜNENFELDER, M., & SOPTRAJANOVA, G. (1969): The Geochronology of a Recrystallized Tectonite in Switzerland - the Roffna Gneis. - *Earth and planet. Sci. Lett.* 5, 413-422.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I., & SCHMIDT, K. (1967): Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). - *Geol. Jb. Hannover* 86, 797-826.
- HEINRICH, CH. (1982): Kyanite eclogite to amphibolite facies evolution of mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.* 81, 30-38.
- HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. - *Eclogae geol. Helv.* 63, 151-161.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. - *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 134.
- KRÄUTNER, H. G., & MEDEŞAN, A. (1969): On Stilpnomelane in Some Romanian Carpathian Crystalline Formations. - *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* 13, 203-217.
- KRAUS, E. (1932): Über den Schweizer Flysch. - *Eclogae geol. Helv.* 25, 39-123.
- MORAU, W. (1980): Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. - *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* 27, 169-185.
- OBERTHÄNSLI, R. (1978): Chemische Untersuchungen an Glaukophanführenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58, 139-156.
- OBERTHAUSER, R. (1976): Bericht 1975 über paläontologisch-sedimentologische Aufnahmen im Engadiner Fenster (Fimbartal) auf Blatt 170, Galtür. - *Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1976*, A 158-A 159.
- OSBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST. J., BAADSGAARD, H., & SIMONS, J. G. (1966): Kalium-Argon-Altersbestimmungen am Südostrand des Tauernfensters (Ostalpen). - *Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1966*, 17-46.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkalamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/437-455.
- ROESLI, F. (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. - *Eclogae geol. Helv.* 37, 355-383.
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal, Unterengadiner Fenster. - *N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.] 1982*, 181-183.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. - *Eclogae geol. Helv.* 60, 529-536.

- STEIGER, R. H., & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - *Earth and planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.
- STEINITZ, G., & JÄGER, E. (1981): Rb-Sr and K-Ar studies on rocks from the Suretta Nappe, Eastern Switzerland. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61, 121-131.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determination on Micas. - *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 124, 111-174.
- (1982): Der Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.* 28, 17-34.
- THUM, I., & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. - *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 144.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss alps: a presumed former continental margin and its problems. - *Amer. J. Sci.* 275-A, 209-238.
- (1980): *Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland.* - Wepf & Co., Basel, New York.
- YORK, D. (1969): Least-square fitting of a straight line with correlated errors. - *Earth and planet. Sci. Lett.* 5, 320-324.
- ZIEGLER, W. H. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.* 49, 1-78.