

Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt  
der ostalpinen Einheit:  
Interpretation geochronologischer Daten

von  
Martin THÖNI\*)

mit  
1 Tab. und 5 Fig. im Text

Schlüsselwörter

Ostalpin  
Frühalpidische Metamorphose  
Kretazische Orogenese  
K/Ar-, Rb/Sr-Datierung  
Polymetamorphose

\*) Anschrift des Verfassers:  
Dr. Martin Thöni  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7,  
A-1010 Wien, Österreich

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	28	S. 17–34	Wien, Mai 1982
---------------------------------------	----	----------	----------------

### Zusammenfassung

Auf Grund petrographischer Beobachtungen und geochronologischer Ergebnisse (K/Ar- und Rb/Sr-Analysen an Glimmern) werden Zonen mit unterschiedlicher alpidischer Überprägung, reichend von der Anchizone bis in die niedriggradige Amphibolit-Fazies, im Ostalpin W des Tauernfensters ausgeschieden. Diese kretazische Überprägungsmetamorphose war im wesentlichen ein thermisches Ereignis, nur zonenweise ist intensive begleitende Strukturprägung dokumentiert.

Der Aufbau des Temperaturfeldes für diese Metamorphose wird mit frühen tektonischen Einengungs- und Versenkungsvorgängen in der Zeit von ca. 130–100 Mio. J. in Verbindung gebracht. Nach dem Erreichen des Temperaturmaximums im Cenoman/Unterturon (ca. 100–90/85 Mio. J.) wurde die ostalpine Platte endgültig von ihren tieferen Krustenteilen abgeschert und dem nördlich vorgelagerten Penninikum aufgeschoben. Dieses Ereignis war neben rasch voranschreitender Erosion während der frühen Gosauzeit eine wesentliche Ursache für die relativ rasche und gleichmäßige Abkühlung im Ostalpin (Abkühlalter um 90/85–70 Mio. J.).

### Abstract

On the basis of petrographic and geochronological results different Alpine temperature zones, reaching from anchizonal to lower amphibolite grade, are distinguished within the Austroalpine basement in the area W of the Tauern Window.

This Cretaceous overprinting metamorphism was only locally accompanied by penetrative deformation. The evolution of the Early Alpine temperature field is correlated with early tectonic movements and burial in the time between 130–100 m. y.

The thermal peak was reached in Cenomanian/Lower Turonian times (ca. 100–90/85 m. y.).

During the Turonian the heated Austroalpine plate was sheared off from its deeper crustal parts and moved rapidly to the north onto the cooler Pennine series. Apart from the notable erosion during Gosavian times this overthrusting process may be regarded as the main reason for the fairly rapid and uniform cooling of the greater Austroalpine unit (cooling ages of 90/85–70 m.y.).

### Problemstellung

Die im Rahmen des österreichischen erdwissenschaftlichen Hochschulforschungsschwerpunktes N 25 bzw. S 15 seit 1977 durchgeführten Untersuchungen waren auf die weitere Aufklärung des früh-alpidischen Ereignisses im Ostalpin W des Brenners konzentriert. Eine ausführliche Darstellung des bisherigen Datenmaterials findet sich im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Band 124, Heft 1–2.

In der vorliegenden Arbeit werden folgende Fragen im Rahmen dieses Themenkreises behandelt:

- I. Alpidische Deformation und Rekristallisation im voralpidischen Mineralbestand;
- II. Geochronologische Ergebnisse;
- III. Voralpidische und alpidische Ereignisse im Lichte radiometrischer Datierungen.

#### I. Alpidische Deformation und Rekristallisation im voralpidischen Mineralbestand

Fig. 1 bringt einen Überblick über die bisherige Kenntnis der alpidischen Metamorphose im Untersuchungsgebiet. Die Gliederung in vier verschiedene Mineralzonen sei kurz erläutert.

a) **Variscische Zone.** Bei ausschließlich variscischen Glimmeraltern liegen meist gut erhaltene voralpidische Paragenesen vor. Beachtliche Deformation in den Korngefügen ist zonenweise durch Deformationslamellen (Quarz), kink bands (Glimmer), etc. dokumentiert. Das kretazische Alter dieser „postkristallinen“ Deformation ist derzeit nicht gesichert, da Glimmer aus solchen stark kaltdeformierten Paragenesen ebenfalls variscische Alter liefern. Spätvariscische Deformation kann daher nicht ausgeschlossen werden. Die alpidischen Metamorphosetemperaturen blieben in dieser Zone unter 300° C, da Quarz weiträumig kein Rekristallisationsverhalten zeigt (VOLL 1976).

Retrograde Mineralreaktionen werden selten beobachtet und bleiben von geringer Intensität (z. B. leichte Serizitisierung bei Staurolith, Disthen). Die teilweise beachtliche retrograde Umwandlung in Glimmerschiefern der Phyllitgneiszone (MOSTLER 1972, M. ROCHMES 1981, pers. Mitt.) dürfte nach den intakten variscischen Glimmeraltern eine Begleiterscheinung der variscischen Abkühlung darstellen. Für die östliche Phyllitgneiszone ist außerdem auch alpidische Diaphthorese anzunehmen.

b) Stilpnomelan-Zone. Typisch (z. B. in der Scarl-Einheit) ist rege Rekristallisation in feinkörnigen (permomesozoische Sedimente) bzw. stark gestrainten (Kristallin) Quarzaggregaten sowie Subkornbildung/Polygonisation in grobklastischen bzw. grobkörnigen Quarzdomänen. Insgesamt zeigen jedoch auch die kretazischen Mylonite an der Schlingüberschiebung nur mangelnde Rekristallisation. Neugebildet werden Phengit (teilweise als Randbildung um alte Großglimmer), Stilpnomelan, Chlorit, Epidot/Klinozoisit, lokal Biotit. Die Deformation in den Sedimenten (Verrucano, jurassische Radiolarite) ist zum Teil sicher früh- bis synmetamorphen Alters (E-W-Linearität!), zum Teil jedoch deutlich zweiphasig (? Tertiäre Komponente). Als Stilpnomelan-Zone wird hier der Temperaturbereich von etwa 280/300–350° C aufgefaßt.

c) Chloritoid-Zone. Chloritoid soll hier die alpidische Grünschiefer-Fazies charakterisieren, obwohl dieses Mineral vermutlich schon bei noch schwächeren Metamorphosebedingungen gebildet werden kann (WINKLER 1979). Meist wurde Chloritoid (neben Serizit) retrograd aus Staurolith gebildet und steht namensgebend für zahlreiche andere retrograde Mineralreaktionen im Altkristallin dieser Zone, wie Chloritisierung von Granat, Verglimmerung von Disthen, zum Teil auch von Sillimanit. Biotit wird gebleicht und zunehmend chloritisiert, in anderen Fällen ist intensive Ausscheidung von Ilmenit zu beobachten. Variscischer Ilmenit zeigt Leukoxenränder, bei Hellglimmer sind öfters zwei Generationen erkennbar. Polygonisation und Rekristallisation bei Quarz halten an, alte Deformationslamellen verschwinden; im höher temperierten Bereich dieser Zone stellt sich durch normales Kornwachstum deutliche Kornvergrößerung bei vorherrschenden Mosaikgefügen ein. Gesteine mit hoher Strainrate, wie z. B. die Serizitphyllite des mittleren Vinschgaues, sind ausgezeichnet rekristallisiert und können zum Teil als alpidische Blastomylonite aufgefaßt werden. Hier, wie in zahlreichen anderen Fällen zeigt sich, daß Rekristallisationsprozesse die kretazische Deformation oft überdauert haben (zum Teil unregelmäßige Mineralblastese im Schneeberger Kristallin, Brennermesozoikum, etc.). Abgesehen von vereinzelt Zonen kann für das Altkristallin im allgemeinen gesagt werden, daß die retrograde Umwandlung in der Chloritoid-Zone von keiner durchgreifenden Durchbewegung begleitet war (z. B. wurden in der Texelgruppe bis 10 cm lange, grob rekristallisierte Pseudomorphosen von Hellglimmer nach voralpidischem Staurolith beobachtet, die keinerlei Deformation bzw. Mineralregelung erkennen lassen). Vielmehr spiegeln diese Bereiche eine Überprägung bei Temperaturbedingungen der Grünschiefer-Fazies und bei Anwesenheit geringer Mengen von fluider Phase wider.

Unabhängig von der Metamorphose in den permomesozoischen Deckschichten (Brenner) weisen zwei Tatsachen darauf hin, daß die retrograden Reaktionen im variscischen Mineralbestand im wesentlichen auf alpidische Wiederaufwärmung, und nicht etwa auf (spät-)variscische Vorgänge zurückzuführen sind:

- die eindeutige Beziehung der Zonen mit retrograder Metamorphose zu den Bereichen, wo Mischalter auftreten;
- die retrograden Metamorphosezonen schneiden die voralpidischen Großstrukturen und Mineralzonen diskordant.

Es soll damit jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß – ähnlich wie in der Phyllit-

gneiszone – untergeordnet im Altkristallin auch variscische Diaphthorite vorliegen. Unter Berücksichtigung der geochronologischen Ergebnisse sollte diese rückschreitende variscische Metamorphose jedoch mindestens 270–300 Mio. J. alt sein.

d) Staurolith-Zone. Diese Zone ist auf einen relativ kleinen ovalen Bereich im Gebiet N und NW Meran beschränkt. Eine genauere Abgrenzung steht vor allem im S noch aus. Für den SE (Bereich St. Leonhard/P.) wird derzeit eine Abgrenzung dieses alpidisch hoch aufgeheizten Bereiches gegen eine (alpidisch) sehr schwach metamorphe Zone (Stilpnomelan) S der Passer an einer tektonischen Trennfläche diskutiert. Das Auftreten von Chloritoid bei Meran weist jedoch darauf hin, daß das thermische Hoch der Texelgruppe zumindest durch eine schmale Chloritoid-Zone im S flankiert wird.

Typisch für diese Zone sind frische, grob rekristallisierte Gefüge mit postkinematisch gewachsenem Staurolith und Disthen (HOINKES 1981; eventuell auch Sillimanit, vgl. GREGNANIN & PICCIRILLO 1969 a). Titanit zeigt dicke Ilmenitränder. Das Ausmaß der alpidischen Deformation im Schneebergerzug wird verschieden interpretiert. Für den Westteil wird angenommen, daß alpidische Deformation von untergeordneter Bedeutung ist und die Hauptstrukturen im wesentlichen variscisches Alter haben. Jedoch ist sicher, daß auch hier das alpidische Temperaturmaximum erst „spät- bis postdeformativ“ erreicht wurde. Retrograde Mineralreaktionen fehlen aber auch in diesem Bereich nicht vollkommen (lokal leichte Chloritisierung von Biotit).

## II. Geochronologische Ergebnisse

Permomesozoikum. Die größtenteils aus Permoskythgesteinen der Scarl-Einheit separierten Feinfraktionen (meist  $< 2 \mu$ ) bestehen vorwiegend aus Bruchstücken neugebildeter Hellglimmer; diese erreichen (im Dünnschliff) häufig Korngrößen von 5–30  $\mu$ , haben muskowitzische bis phengitische Zusammensetzung und gehören ausschließlich der 2M-Modifikation an. Eine gewisse Beeinflussung der Rb/Sr-Isotopenergebnisse durch detritische Komponenten kann nicht ausgeschlossen werden. Für die überwiegende Mehrzahl der K/Ar-Analysen liegt diese Unsicherheit jedoch innerhalb des analytischen Fehlerbereiches.

Die K/Ar-Alter der analysierten Proben sind in Fig. 4 dargestellt. Insgesamt verteilen sich die Alterswerte über den Zeitraum 72–94 Mio. J.

Betrachten wir jedoch ihre regionale Verteilung, so zeigt sich ein  $\pm$  deutliches Jüngerwerden der Modellalter von N gegen S. Während in der zentralen Scarl-Einheit Alter um  $90 \pm 5$  Mio. J. weitaus überwiegen, läßt sich für den südlicheren Bereich (Umbrail, Stilfs, Ortler, Vinschgau) ein Mittelwert von  $80 \pm 6$  Mio. J. errechnen. Entsprechend der zunehmenden alpidisch-metamorphen Beeinflussung von N nach S, werden die höheren Alter im N als Bildungsalter, jene im S als Abkühlalter der kretazischen Metamorphose interpretiert. Für diese Interpretation sprechen vor allem auch folgende zwei Fakten:

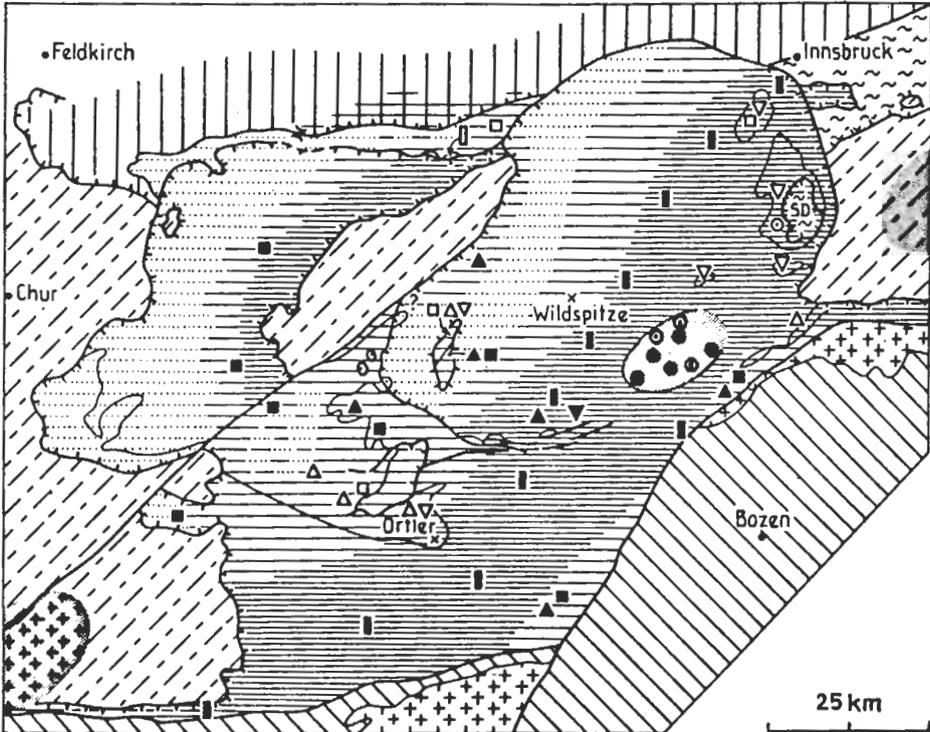
- der Großteil der K/Ar-Hellglimmer-Abkühlalter aus dem alpidisch wesentlich höher metamorphen Schneebergerzug (SATIR 1975) fallen in den Zeitraum von 86–76 Mio. J. (Fig. 4);

Fig. 1: Die Mineralzonenkarte weist auf recht unterschiedliche Aufwärmung in den altkristallinen Sockelgesteinen des Ostalpins hin. Folgende Korrelation mit den geochronologischen Daten ergibt sich:

Variscische Zone = Zone mit variscischen Glimmerabkühlaltern – Chloritoid-(Stilpnomelan-)Zone = Zone der Mischalter – Staurolith-Zone = Zone mit alpidischen Glimmeraltern (Rb/Sr-Hellglimmeralter zum Teil noch erhöht!)

# REGIONALE VERBREITUNG DER ALPIDISCHEN METAMORPHOSE IM OSTALPIN W DES TAUERNFENSTERS

M. THÖNI 1981



## MINERALNEUBILDUNGEN

### MINERALZONEN

-  a) Variscische Zone
-  b) Stilpnomelan-Zone
-  c) Chloritoid-Zone
-  d) Staurolith-Zone

	Meta- sedimente	Alt- kristallin
Stilpnomelan	□	■
Phengit	△	▲
Biotit	▽	▼
Chloritoid	▢	▣
Staurolith	○	●
Disthen	⊙	⦿

- in der zentralen und nördlichen Scarl-Einheit blieben die alpidischen Metamorphosetemperaturen nach vorläufiger Kenntnis unter der Schließungstemperatur für das K/Ar-System in Hellglimmer. K/Ar-Alter an diesem Mineral sollten damit das letzte Temperaturmaximum anzeigen.

Die am gleichen Material durchgeführten Rb/Sr-Analysen lieferten keine aussagekräftigen geochronologischen Ergebnisse. Mangelnde Isotopenhomogenisation sowie zu geringe Variation in den Rb/Sr-Verhältnissen beeinträchtigen die Arbeit mit Kleinbereichsisochronen. Die Ergebnisse stimmen jedoch mit der Annahme eines thermischen Maximums um 90 Mio. J. überein.

Fünf K/Ar-Alter an Gesamtgesteinen des Scarl-Permoskyths mit unterschiedlichen Gehalten an grobdetrithischen Komponenten liegen bei 104–97 Mio. J. Obwohl diese Werte wegen der unvollständigen Entgasung des Gesteins als Mischalter aufgefaßt werden müssen, weisen sie dennoch darauf hin, daß der Temperaturhöhepunkt dieser Metamorphose erst nach dem Zeitpunkt von ca. 100 Mio. J. (Alb/Cenoman) erreicht wurde.

Aus dem wesentlich höher metamorphen Brennermesozoikum sind seit langem Rb/Sr-Alter um 77 Mio. J. an Biotit bekannt (MILLER et al. 1967). Ein neues K/Ar-Alter an Hellglimmer derselben Serie liegt bei  $83 \pm 5$  Mio. J. Beide Werte passen sehr gut in das alpidische Abkühlungsgeschehen.

Ein relativ verlässlicher Alterswert einer Rb/Sr-Kleinbereichsisochrone, ermittelt an Feinfraktionen ( $< 2 \mu$ ) aus einem Mylonit an der Schlinigüberschiebung liegt bei  $113 \pm 2$  Mio. J. Dieses Datum wird mit frühen tektonischen Einengungsvorgängen im Ostalpin in Verbindung gebracht (S. 30). Das Gestein bietet ein Beispiel dafür, daß durchgreifende Deformation der Korngefüge Rekristallisations- und Kristallisationsvorgänge, und damit die Isotopenhomogenisation beschleunigt. Voraussetzung dafür dürfte jedoch – vor allem bei derartig niedrigen Metamorphosetemperaturen: um  $300^\circ\text{C}$  – das ausreichende Vorhandensein fluider Phase sein.

**Altkristallin.** Die isotopegeologischen Ergebnisse an Glimmern aus den altkristallinen Sockelgesteinen zeigen eine deutliche Korrelation zur kretazischen Metamorphosezonierung – siehe Fig. 1. Wir interpretieren hier die K/Ar- und Rb/Sr-Daten im Sinne der Schließungstemperaturen bei Glimmern (PURDY & JÄGER 1976) und machen die Voraussetzung, daß sich Schließungstemperatur und Öffnungstemperatur für ein gegebenes Mineral bzw. Isotopensystem innerhalb des Fehlerbereiches decken. Unter diesen Prämissen stimmen die geochronologischen Ergebnisse gut mit der auf Grund petrographischer-gefügekundlicher Beobachtungen zu erwartenden alpidischen Temperaturzonierung überein.

- a) **Variscische Zone.** Da in dieser Zone die alpidischen Metamorphosetemperaturen nicht merklich über  $300^\circ\text{C}$  anstiegen, sind voralpidische Alterswerte bei allen Glimmern zu erwarten. Ergebnis: Mittelwert von 39 K/Ar- und Rb/Sr-Analysen an Biotit:  $291 \pm 20$  Mio. J.; Mittelwert von 25 K/Ar-Analysen an Hellglimmer:  $306 \pm 11$  Mio. J.; Mittelwert von 19 Rb/Sr-Analysen an Hellglimmer:  $309 \pm 17$  Mio. J. (vgl. Fig. 2). Der Zeitraum 325–280 Mio. J. entspricht in der relativen Zeitskala dem Ober-Karbon. Eine erste, sehr schwache Beeinflussung kann für einzelne Biotitalter überlegt werden, da wir uns im Bereich der Öffnungstemperatur bewegen (um  $300^\circ\text{C}$ ). Die Frage sogenannter spätvariscischer Rb/Sr-Alter an Hellglimmer wurde an anderer Stelle diskutiert (THÖNI 1981).
- b) **Stilpnomelan-Zone.** Das K/Ar- und/oder Rb/Sr-System in Biotit öffnet leicht, die entsprechenden Modellalter (Mischalter) liegen jedoch meist noch über 200 Mio. J.

Hellglimmer ergeben mit der K/Ar-Methode noch durchwegs variscische Alter. Argonüberschuß wurde nicht beobachtet.

- c) Chloritoid-Zone. Dies ist die typische Zone der Mischalter (die Stiplnomelan-Zone kann der Mischalterszone zugerechnet werden). Dabei zeigt sich sowohl regional als auch für ein und dasselbe Gestein in der Regel folgende Konfiguration der (geologisch bedeutungslosen) Modellalter:

Biotit Rb/Sr < Biotit K/Ar < Hellglimmer K/Ar < Hellglimmer Rb/Sr. Große und sehr variable Mengen an Überschlußargon wurden nur bei Biotit beobachtet.

Wichtig, obwohl selbstverständlich, scheint uns darauf hinzuweisen, daß totale Mineralverjüngung erst in einem Temperaturbereich eintritt, der deutlich höher liegt als die entsprechende Schließungs-/Öffnungstemperatur. Daraus könnte man schließen, daß Isotopenverlust ein relativ kontinuierlicher, temperaturkorrelierter Prozeß ist.

Passen wir die berechneten Modellalter aus den verschiedenen Mischalterszonen schrittweise in die Mineralzonenkarte (Fig. 1) ein, so kommen wir nach groben Schätzungen zu dem Schluß, daß die Temperaturen für die totale und regionale Verjüngung (Neueinstellung) eines gegebenen Minerals/Isotopensystems um etwa 70–100°C höher liegen müssen als die entsprechenden Öffnungstemperaturen\*). Demnach wären rein alpidische (Abkühl-)Alter in voralpidischen Glimmern zu erwarten:

bei	für
ca. 370–400°C	Biotit, K/Ar und Rb/Sr
ca. 420–450°C	Hellglimmer K/Ar
ca. 570, und höher	Hellglimmer Rb/Sr.

(korngrößenabhängig!)

Vollkommene Rekristallisation ist jedoch nicht unbedingt Voraussetzung für totale Verjüngung.

Staurolith-Zone. K/Ar- und Rb/Sr-Analysen an Biotit fallen in den Zeitraum 73–81 Mio. J. (31 Analysen, größtenteils aus der Literatur), K/Ar-Alter an Hellglimmer (SATIR 1975) liegen bei 76–90 Mio. J. (20 Analysen). Die wenigen analytisch verlässlichen Rb/Sr-Alter an Hellglimmer (SATIR 1975) stammen aus dem Grenzbereich zur alpidischen Amphibolit-Fazies und liegen deutlich über 100 Mio. J. Vermutlich stellen diese Werte keine wahren Alter dar, sondern sind erhöht durch ererbtes bzw. sekundär eingebautes radiogenes Sr. Eine ähnliche Erklärung mag für die hohen K/Ar-Alter an Hornblenden aus der Texelgruppe gelten (MAURACHER 1980, unpubl.). Neue, noch unpublizierte Rb/Sr-Alter an Hellglimmern aus dem vermutlich am höchsten aufgeheizten Bereich der östlichen Texelgruppe liegen bei 80–90 Mio. J. Diese Alter werden als Abkühlalter aufgefaßt, sie dürften jedoch dem letzten Temperaturmaximum ziemlich nahekommen.

### III. Voralpidische und alpidische Ereignisse im Lichte radiometrischer Datierungen

#### Voralpidische Geschichte.

Die in Fig. 2 dargestellten Glimmeralter zwischen 270 und 320/330 Mio. J. weisen auf eine langsame Abkühlung nach der intensiven variscischen Metamorphose hin. Eine grobe Berechnung unter Einbeziehung aller Abkühlalter ergibt Hebungsraten im Be-

\*) Diese Zahlen wurden auf Grund der regionalen Metamorphoseverteilung unter der Voraussetzung ermittelt, daß die Temperaturzunahme/-abnahme innerhalb der einzelnen „Mineralzonen“ (s. Fig. 1) ±kontinuierlich verläuft. Natürlich stellen sie bloß Größenordnungen dar und dürfen u. U. nicht direkt auf Gebiete mit anderer metamorpher Entwicklung übertragen werden.

reich von 0,1–0,2 mm/Jahr.

Weniger gut geklärt ist die Entwicklung, interne Untergliederung sowie die zeitliche Ausdehnung dieses variscischen Metamorphoseereignisses.

## VARISCISCHE GLIMMERABKÜHLALTER

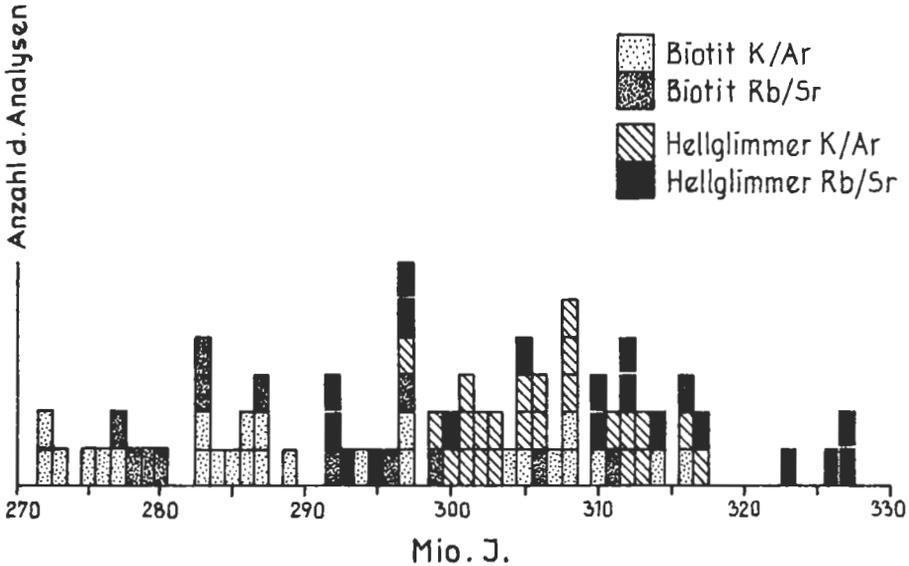


Fig. 2: Die Glimmeralter zwischen 270 und 320/330 Mio. J. (O-Karbon/U-Perm) weisen auf eine langsame Abkühlung nach der variscischen Metamorphose hin. Die daraus errechneten Hebungsraten liegen im Bereich von 0,1–0,2 mm/Jahr.

Auf Grund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen (ausschließlich an Orthogneisen) sowie der Verbreitung kritischer metamorpher Minerale wie Disthen, Andalusit, Sillimanit, Granat und Staurolith und deren Kristallisationsbeziehung untereinander wird seit längerem ein „kaledonisches Ereignis“ einem variscischem gegenübergestellt (GRAUERT 1969, HOERNES 1971, PURTSCHELLER 1969, PURTSCHELLER & SASSI 1975, SASSI et al. 1974 b, SCHARBERT & SCHÖNLAUB 1980). Dieses kaledonische Ereignis ist u. a. mit Isochronenalterswerten von 427 Mio. J. (GRAUERT 1969), 445 Mio. J. (HAMMERSCHMIDT 1981), 434 Mio. J. (BORSI et al. 1973), 410 Mio. J. (HARRE et al. 1968), 414 Mio. J. (MILLER et al. 1967), 436 Mio. J. (SATIR 1975) belegt. Diesen Werten kann eine Gruppe wesentlich jüngerer Gesamtgesteinsisochronen gegenübergestellt werden: 351 Mio. J. (GRAUERT 1969), 361/366 Mio. J. (GRAUERT 1981), 347/322 Mio. J. (SATIR & MORTEANI 1979), 336/325 Mio. J. (THÖNI 1981). Die Frage, ob es sich beim kaledonischen Ereignis um eine Metamorphose mit oder ohne stärkere Tektogenese gehandelt hat, wird je nach Autor verschieden beantwortet (vgl. HERZBERG et al. 1977). S. SCHARBERT (in SCHARBERT & SCHÖNLAUB 1980) spricht sich für ein metamorphes Ereignis mit Sr-Isotopenhomogenisation aus. Diese Homogenisation hätte Gesteinsserien erfaßt, die im Zeitraum 450–500 Mio. J. (zum Teil als Vulkanite) entstanden wären.

Das variscische Ereignis ist als komplexer, durchgreifend strukturprägender ther-

modynamischer Prozeß belegt. Das Gros der amphibolitfaziellen Mineralparagenesen des Altkristallins wurde in variscischer Zeit gebildet (z. B. GREGNANIN & PICCIRILLO 1974), auch ein Gutteil der Großstrukturen (HELBIG & SCHMIDT 1978, GRAUERT 1981), und eine teilweise Sr-Isotopenhomogenisation in den Gesamtgesteinen ist damit zumindest zu erwarten (vgl. SATIR & MORTEANI 1979). Setzen wir den Höhepunkt der variscischen Metamorphose etwa bei 360–320 Mio. J. an, so lägen zwischen variscischem und kaledonischem Ereignis nur etwa 50 Mio. J. — ein relativ kurzer Zeitraum, in dem Abkühlung und Abtragung sowie der Aufbau eines neuen Temperaturfeldes untergebracht werden müssen. HEINISCH & SCHMIDT (1976) widersprechen der Auffassung, daß es sich beim kaledonischen Ereignis um eine echte, zeitlich getrennte Orogenese (SASSI et al. 1974 b) gehandelt habe, entschieden. Vielmehr leiten nach diesen Autoren die „altpaläozoischen tektonisch-magmatischen Prozesse“ das variscische Ereignis ein und  $\pm$  nahtlos dazu über.

Die Mehrphasigkeit in den voralpidischen Metamorphoseabläufen ist also geochronologisch und durch das Vorhandensein verschiedener, zeitlich nacheinander gebildeter metamorpher Faziesserien nachgewiesen. Im einzelnen ist jedoch die Korrelation geochronologischer Daten, beispielsweise mit druckbetonten (Eklogite, Disthen) bzw. temperaturbetonten (Andalusit) Ereignissen noch nicht befriedigend gelöst (SASSI et al. 1974 b, PURTSCHELLER & SASSI 1975, HOERNES 1971, BOCCHIO et al. 1981, ZWART 1969; GREGNANIN & PICCIRILLO 1974, SATIR & MORTEANI 1979).

#### Das frühalpidische Ereignis.

Die regionale Verteilung von K/Ar- und Rb/Sr-Altern an Biotit aus kretazisch stark aufgeheizten ostalpinen Serien zeigt, daß die letzte Abkühlung nach der frühalpidischen Metamorphose, regional gesehen, einen sehr einheitlichen Prozeß darstellt (Fig. 3). Das Maximum dieser Biotitalter liegt bei 77/75 Mio. J. (Untercampan). Die Mehrheit der als Abkühlalter interpretierten K/Ar-Daten an Hellglimmern fällt in den Zeitraum 74–86 (bis 90) Mio. J. (Fig. 4). Dazu kommen etliche Rb/Sr-Alter an Hellglimmern mit Altern um 80–90 Mio. J. (s. S. 23 ; vgl. auch MORAUF 1980, 1981).

Für die Abkühlung können verschiedene Modelle diskutiert werden:

- a) Abkühlung durch Hebung und Erosion;
- b) Abkühlung durch Aufschiebung/Auflagerung der aufgewärmten ostalpinen Platte auf kühleren Untergrund;
- c) Abkühlung durch rasche Entlastung des kristallinen Sockels, bedingt durch tektonisches Abgleiten von überlagernden bzw. überschobenen Serien.

Modell a) kann aller Wahrscheinlichkeit nach nicht als einzige Erklärung dienen, da in diesem Falle eher eine konzentrische Verteilung von Abkühlwerten, u. U. auch weiter streuende Abkühlalter erwartet werden sollten. Typische Beispiele für Abkühlung durch Hebung und Erosion bieten etwa das Tauernfenster (SATIR 1975) oder die Schweizer Zentralalpen (PURDY & JÄGER 1976, WAGNER et al. 1977).

Ad b). Für den Zeitraum nach der weitgehenden Abscherung des ostalpinen Kristallins von seinen tieferen Krustenteilen werden relativ rasche Nordbewegungen für diese tektonische Einheit angenommen. Diese Aufschiebung eines noch warmen Kristallinblockes auf die wesentlich kühleren Gesteinsserien des südlichen Penninikums könnte eine Hauptursache für darauffolgende rasche Unterkühlung von unten und damit für einheitliche Abkühlalter darstellen (FRANK 1975, FRANK et al. 1978).

Ad c). Auch wenn wir verschiedene Entwicklungsmodelle für die gesamte ostalpine Einheit betrachten, so muß das heutige ostalpine Kristallin jedenfalls große Teile

## ABKÜHLALTER AN BIOTIT

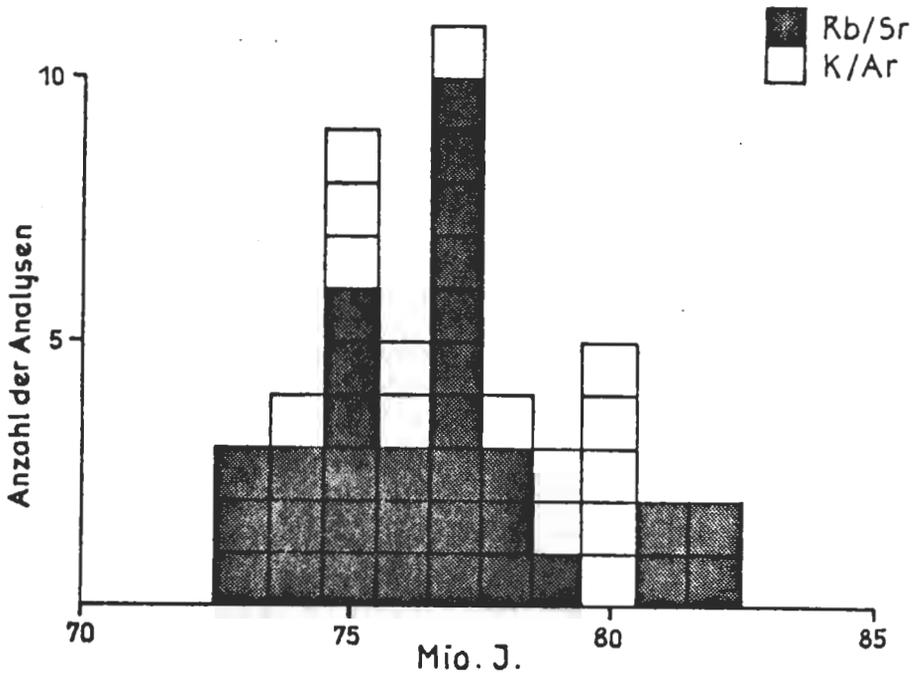


Fig. 3: Die Rb/Sr- und K/Ar-Alter an Biotiten aus kretazisch stärker aufgeheizten Bereichen (höhere Grünschiefer-Fazies und niedriggradige Amphibolit-Fazies) des ostalpinen Altkristallins fallen in einen eng begrenzten Zeitraum von 82–73 Mio. J. mit einem Maximum bei 77 Mio. J. (= Untercampan). Sie weisen auf eine einheitliche Abkühlung nach der kretazischen Metamorphose hin. In diesem Diagramm sind nur verlässliche Werte dargestellt (48 Analysen); sie sind der folgenden Literatur entnommen: FRANK et al. 1976, GRAUERT et al. 1974, MILLER et al. 1967, MORAU 1980, SATIR 1975, SCHARBERT 1980, SCHMIDT et al. 1967, THÖNI 1980 b, 1981.

seiner permomesozoischen Hülle bzw. aufgeschobener Sedimentserien noch vor dem Ende der kretazischen Abkühlung verloren haben: nach stratigraphisch-sedimentologischen Informationen vollzog sich an der Wende Santon/Campan bzw. während des Campans (= 77–70 Mio. J.) ein bedeutender Wandel in den Sedimenten der Gosauabfolge (Wechsel Seichtwassergosau/Flyschgosau; FAUPL 1979; vgl. WOLETZ 1967). Die mengenmäßig stark zunehmenden Kristallingerölle werden von freigelegtem ostalpinem Kristallin abgeleitet, das während des „intragosauschen Ereignisses“ (FAUPL l. c.) seiner Sedimenthaut weitgehend entblößt wurde und infolge kräftiger Subduktion des Penninikums unter das Ostalpin weiter nach N vorstieß. Damit ist gezeigt, daß weite Teile des penninischen Raumes schon vor dem Ende der Oberkreide durch ostalpine Serien begraben waren (TOLLMANN 1963 a, 1966 a; vgl. dagegen CLAR 1973, OBERHAUSER 1973, TRÜMPY 1973). Das Ostalpin übergreift jedoch die penninischen Ablagerungsräume schräg: im W (Engadin/Prätigau) wird im Mittelpenninikum bis ins mittlere Alttertiär weitersedimentiert (NÄNNY 1946, TORRICELLI

## KRETAZISCHE K/Ar-ALTER AN HELLGЛИMMERN

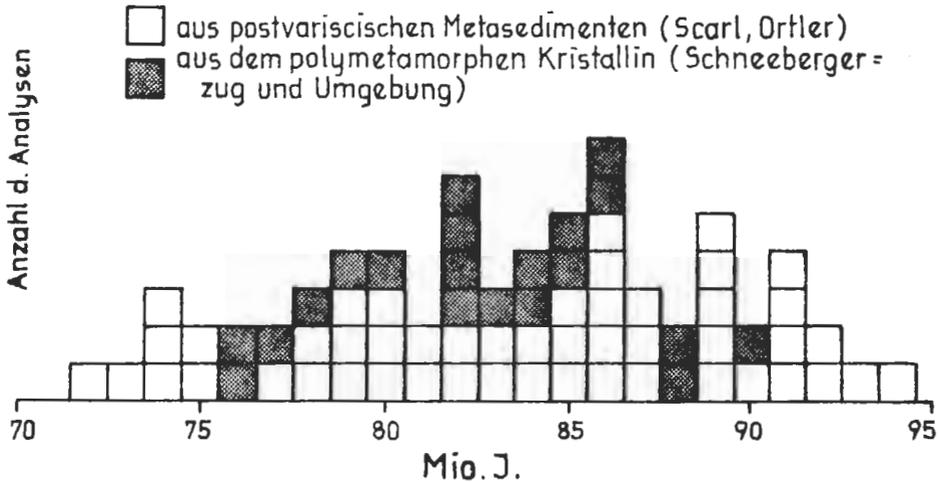


Fig. 4: Die K/Ar-Alter an hellglimmerreichen Feinfraktionen ( $< 2 \mu$ ) aus der Scarl-Einheit fallen in den Zeitraum 72–94 Mio. J. Die Werte um 90 Mio. J. werden als Alter aufgefaßt, die das letzte thermische Maximum vor dem Einsetzen des eigentlichen Abkühlungsprozesses in diesen Metasedimenten widerspiegeln; die Werte um ca.  $80 \pm 6$  Mio. J. stimmen mit den K/Ar-Abkühlaltern an Hellglimmern aus dem wesentlich höher aufgeheizten Schneeberger Bereich überein und werden als Abkühlalter aufgefaßt. Die Daten entstammen folgender Literatur: SATIR 1975, TESSADRI 1981 (unpubl.), THÖNI 1980 a, b.

1956, RUDOLPH 1979, unpubl.). Damit sind bedeutende tertiäre tektonische Bewegungen für diesen westlichen Bereich des Ostalpins (Silvretta, Scarl) anzunehmen (TRÜMPY 1975).

Wir kommen demnach zu dem Schluß, daß wohl alle drei der oben aufgeführten Modelle an der einheitlichen oberkretazischen Abkühlung beteiligt waren, das Schwerkraft jedoch (zumindest für tektonisch tieferliegende Bereiche) auf b) liegen mag: Mit dem Obercenoman/Turon (= ca. 94–87 Mio. J.) wird der Paroxysmus der vorgosauischen Tektonik im Ostalpin erreicht. Sowohl im Südpenninikum des Engadiner Fensters als auch in den südwestlichen Engadiner Dolomiten endet die Sedimentation etwa mit dem Cenoman/Unterturon (OBERHAUSER 1980; TRÜMPY 1981, pers. Mitt.). Dieses Ausschalten von Sedimentationsräumen kann mit weiterer Einengung, Stapelung von Sedimentserien, der unmittelbar darauf folgenden weitgehenden Abscherung und dem im Vergleich zur Unter-Mittelkreide stark beschleunigten Vortrieb dieser warmen Gesteinsplatte auf nördlich vorgelagerte unterostalpine/penninische Einheiten korreliert werden. In der Folgezeit kühlte das Kristallin durch stark herabgesetzten Wärmefluß von unten her ziemlich rasch aus (Hellglimmerabkühlalter von 85/90–75 Mio. J.). Die in den oberen Anteilen zügig voranschreitende Erosion während der Gosauzeit mag zusätzlich das Auskühlen der warmen Gesteinsplatte beträchtlich beschleunigt haben. Das Maximum der Biotitabkühlalter bei 75/77 Mio. J. (Untercompan) schließlich könnte in einer raschen Entlastung des Kristallins durch tektonische Entfernung auflagernder Serien (Nördliche Kalkalpen bzw. äquivalenter, heute erodierter Serien) bedingt sein, was sich in einem raschen Durchlaufen der  $300^\circ \text{C}$ -Iso-

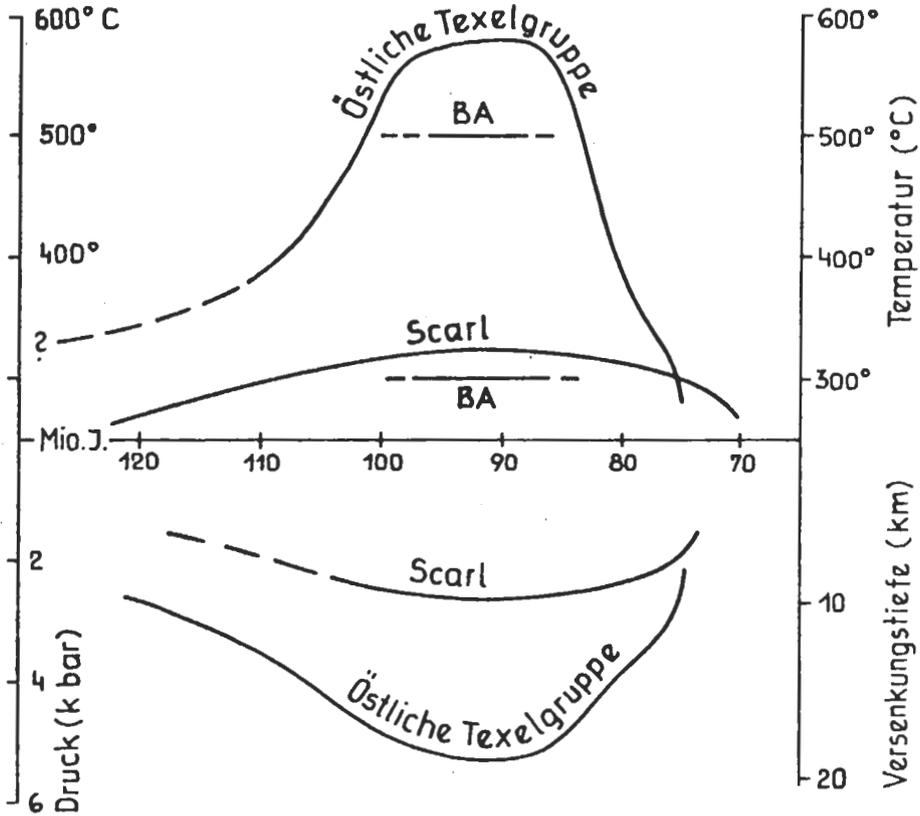


Fig. 5: Sehr hypothetisches Schema zur Temperatur- und Druckentwicklung während der früh-alpidischen Metamorphose für zwei verschieden hoch aufgeheizte Bereiche im Ostalpin W des Tauernfensters. Das Diagramm gilt in der Scarl-Einheit für den Transgressionshorizont Verrucano über Kristallin, in der Texelgruppe für ein Niveau, das etliche km unter dem Transgressionshorizont des Permoskyths liegen mag. Mineralbildungsalter sollten nach der hier gegebenen Vorstellung in den Zeitraum von etwa 100–85 Mio. J. fallen (= BA, durch Balkensignatur markiert).

therme ausdrückt (Modell c)). Ein solches tektonisches Ereignis wird, wie oben beschrieben, für den Mittelabschnitt der Ostalpen auf Grund des sedimentologischen Umbruches in den Gosasedimenten durch das „intragosausche Ereignis“ postuliert (FAUPL 1979).

Viel komplexer und noch nicht ausreichend geklärt ist die Frage, wann und auf Grund welcher Ursachen die metamorphen Prozesse im Ostalpin begannen und vor allem, wann das thermische Maximum erreicht wurde. Folgen wir regionaltektonischen bzw. plattentektonischen Überlegungen (DIETRICH & FRANZ 1976, FRISCH 1977, HAWKESWORTH et al. 1975, TOLLMANN 1978, OBERHAUSER 1980), so dürften die ersten Einengungen im Ostalpin mit der sich ankündigenden krustalen Subduktion des Südpenninikums unter eben dieses Ostalpin entlang einer südfallenden Benioffzone zusammenhängen. Regional haben diese Bewegungen oberes Unter- bis Mittelkreidealter (ca. 125–100 Mio. J.). Die Roßfeldschichten sind beispielsweise ein sedimentologisches Dokument für die ersten orogenen Einengungsbewegungen (FAUPL & TOLLMANN 1979; s. Tab. 1).

Tabelle 1: Korrelation geochronologischer Daten mit wichtigen geologischen Ereignissen im Ostalpin während der Kreidezeit

Absolute Zeitskala	Stratigraphische Gliederung EYSINGA 1975 FAURE 1977	Derzeit vorhandene radio- metrische Alterswerte		Wichtige sedimentäre tektonische und metamorphe Prozesse im Ostalpin während der Kreidezeit
		Mineralalter	Interpretiert als	
ca. 77–70 Mio. J.	Campan	Maximum der Biotitalter bei 77/75 Mio. J.	Abkühlalter (Unterscheiden der 300°C-Iso- therme)	Beschleunigte Abkühlung im Kristallin durch Entfernen der Sedimenthaut bzw. durch weiteren Nordtransport. Umschwingung in der Sedimentation: Seichtwassergosau/Flyschgosau (FAUPL 1979) und in der Schwermineralzusammensetzung: von Chrom-Spinell- zu Granat-reichen Spektren (WOLLETZ 1967). Intragosausches Ereignis (FAUPL 1979) $\cong$ Intragosausische Phase (OBERHAUSER 1973). Seichtwassergosau Abkühlung im Ostalpin durch Erosion (von oben) und „Unterkühlung“ (von unten).
ca. 90/85– 77/75 Mio. J.	Coniac– Untercampan	K/Ar- (z.T. auch Rb/Sr-) Alter an Hell- glimmern u. Biotiten	Abkühlalter	
ca. 100– 90/85 Mio. J.	Alb/Cenoman- Turon	K/Ar-Alter an Hellglimmern aus schwach metamorphen Sedimenten	Bildungsalter z. T.	Deckenstapelung. Im Kristallin: maximale Aufheizung/Versenkung. Im Turon: Abscherung und stark beschleunigter Nordtransport des Ostalpins auf penninische Einheiten beendet Sedimentation im Südpenninikum, Unterostalpin; im Kalkalpin: Schichtlücke im Oberturon. Tektonische Phasen: austrische Phase und mediterrane $\cong$ vorgosausische Phase (TOLLMANN 1966 a, OBERHAUSER 1973).
ca. 125– 110/100 Mio. J.	Neocom– Apt/Alb	Rb/Sr-Alter an Hellglimmern, K/Ar-Alter an Hornblendenden	Mischalter bzw. Überschußalter (keine wahren Alter in hoch aufgewärmten Bereichen)	Roßfeldschichten (FAUPL & TOLLMANN 1979) Einegnungen, Faltungs- und interne Abscherungsprozesse. Aufbau des Temperaturfeldes und Strukturprägung im Kristallin $\approx$ Austroalpine Phase z. T. (TOLLMANN 1966 a). „Wärmeaufstieg“ möglicherweise begünstigt durch leichte Hochlage der Isothermen auf Grund von Krustenausdünnung im Jura

Für diesen Zeitraum erwarten wir den Aufbau eines bedeutenden Temperaturfeldes, zum Teil infolge interner tektonischer Veränderungen (Verkürzungen, Verdickungen) innerhalb der GroÙeinheit Ostalpin (Fig. 5). Demgegenüber mag ein bedeutender Teil der alpidischen Strukturen in diese frühe Zeit zu datieren sein (s. S. 22). Folgt man weiter diesem Modell, so war der Überdeckungseffekt zur Erzeugung der Metamorphose im heute aufgeschlossenen ostalpinen Kristallin durch etwa von S angeschobene und später nach N abgeglittene ostalpine Einheiten (Nördliche Kalkalpen) nicht, oder jedenfalls nicht allein von erstrangiger Bedeutung: der Ötztaler Block z. B. kann keine gleichmäßige Versenkung in der Mittelkreide erfahren haben! Während etwa in der Texelgruppe 15–20 km Überlagerungsmächtigkeit zur Bildung von alpidischem Staurolith und Disthen notwendig sind und das Brennermesozoikum noch immer 10–15 km tief versenkt sein mußte, damit die höhere Grünschiefer-Fazies erreicht wurde, zeigen weite Teile im N und W kaum alpidisch-metamorphe Überprägung. Für diese recht ungleiche Verteilung der kretazischen Wiederaufwärmung fehlen derzeit plausible Erklärungen. Neben wechselnder interner tektonischer Aktivität mögen drastische Unterschiede in der Orientierung von schon vorhandenen (voralpidischen) Gefügeelementen, wie z. B. steilstehende s-Flächensysteme im Bereich von Großfalten, etc., wechselnde thermische Konduktion und damit einen ungleichen Aufstieg der Isothermen ins Deckgebirge bewirkt haben. Die dreidimensionale Ausdehnung der alpidischen Isograde ist außerdem kaum bekannt. Nach diesen Ausführungen kann damit auch das oben unter c) beschriebene Entlastungsmodell zumindest nicht hauptsächlich und allein für die einheitliche und rasche oberkretazische Abkühlung im Ostalpin herangezogen werden.

Suchen wir nach allgemeinen Ursachen und nach den Mechanismen für die Erzeugung der Regionalmetamorphose im Ostalpin, so kommen prinzipiell drei Möglichkeiten in Betracht:

1. Erhöhter Wärmefluß durch ausgedehnte magmatische Prozesse in der Kruste;
2. Erzeugung der Metamorphose durch tektonische Stapelung von Deckschichten und dadurch Versenkung der Kristallinplatte;
3. Verstärkter Wärmefluß durch ein Ausdünnen der Kruste.

Für alle drei Möglichkeiten gilt, daß die Wärme

- a) entweder konvektiv, also durch relativ reichlich vorhandene fluide Phase, oder
- b)  $\pm$  konduktiv, d. h. mit nur sehr geringer Beteiligung von fluider Phase transportiert werden kann.

Möglichkeit 1. kommt für das ostalpine Kristallin zur Zeit der Unter-/Mittelkreide kaum, Möglichkeit 3. wohl nur untergeordnet in Betracht. Wir wollen hier in diesem stark vereinfachten Modell weiters Wärmetransport durch Materialwanderung (tektonisch) sowie lokale Wärmeerzeugung, z. B. an Mylonitzonen, nicht berücksichtigen. Für den Wärmetransport können wir für das weitgehend „trockene“ ostalpine Kristallin wohl Möglichkeit b) wählen.

Folgen wir also Punkt 2. und versuchen wir ein „relativ trockenes“ Kristallin bis auf 500° C und mehr aufzuheizen, indem Wärmetransport vorrangig konduktiv erfolgt, so sind dafür nach theoretischen Überlegungen mehrere Millionen Jahre notwendig – s. OXBURGH & TURCOTTE 1974. Nach diesen und den oben gegebenen Vorstellungen sollte das thermische Maximum dieser früh-alpidischen Metamorphose im Ostalpin nicht vor ca. 100 Mio. J. (Alb/Cenoman) erreicht worden sein (Tab. 1).

Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß diese schon mehrfach vertretene

Äußerung (THÖNI 1980 a, b, 1981) weiterhin eine Arbeitshypothese bleibt. Mehr verlässliches Datenmaterial ist vor allem von Seiten der Geochronologie beizubringen, um die Annahme eines thermischen Höhepunktes für den Zeitraum Cenoman/Turon zu erhärten. Andere Autoren setzen die frühalpide Metamorphose beispielsweise früher (SATIR 1975, S. 52: Höhepunkt um ca. 120–110 Mio. J.) oder später an (OBERHAUSER 1980, S. 42: Höhepunkt im Coniac–Untercampan, also vor ca. 90–80 Mio. J.).

In den das Ostalpin unterlagernden penninischen Serien der Ostalpen konnte die seit langem bekannte frühalpide Hochdruckmetamorphose bisher zeitlich nicht erfaßt werden (vgl. MILLER et al. 1980), da die tertiäre Tauernmetamorphose (ca. 40 Mio. J.; SATIR 1975; vgl. HUNZIKER 1974) die Hochdruckparagenesen weitgehend überprägt hat. Im Piemontais der Westalpen wird diese frühalpide Hochdruckphase von HUNZIKER (1974) in das Zeitintervall 100–80 Mio. J. gestellt. Dies entspricht dem Zeitraum, in dem schon weite Teile des Penninikums unter das Ostalpin subduziert waren und auch im überlagernden Ostalpin maximale Mächtigkeiten erreicht waren.

Dank. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich folgenden Herren: P. FAUPL, W. FRANK, A. TOLLMANN. Feld- und Laborarbeiten wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich finanziert.

#### Literatur

- BOCCHIO, R., DE CAPITANI, L., LIBORIO, G., MOTTANA, A., NICOLETTI, M., PETRUCCIANI, C., 1981: K-Ar radiometric age determinations of the south-Alpine metamorphic complex, western Orobic Alps (Italy). – N. Jb. Miner. Mh., 1981, H. 7, 289–307, Stuttgart.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G., 1973: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. – Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 549–571, Pisa.
- CLAR, E., 1973: Review of the Structure of the Eastern Alps. – (In:) JONG, K. de & SCHLOTEN, E.: Gravity and Tectonics, 253–270, New York (John Wiley).
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U., 1976: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – Geol. Rdsch., 65, 361–374, Stuttgart.
- DIETRICH, H., HOINKES, G., PURTSCHELLER, F., RAMMLMAIR, D. & TESSADRI, R., 1981: Bericht über petrologische Arbeiten im Kristallin westlich des Brenners. – Jber. 1980 Hochschulschwerpunkt S 15, 101–103, Graz.
- EYSINGA, F. W. B., 1975: Geological Time Table. – Amsterdam (3rd edit., Elsevier).
- FAUPL, P., 1979: Turbiditserien in den Kreideablagerungen des Ostalpins und ihre paläogeographische Bedeutung. – IUGS Series A, No. 6, 403–411, Stuttgart.
- & TOLLMANN, A., 1979: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., 68, 93–120, Stuttgart.
- FAURE, G., 1977: Principles of Isotope Geology. – 464 pp., New York (John Wiley).
- FRANK, W., 1975: Bericht über geochronologische Arbeiten. – Geol. Tiefbau Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 2. Bericht 1974, 3–5, Graz–Wien.
- , KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S., 1976: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 23, 191–203, Wien.

- , PURTSCHELLER, F., SASSI, F. P., ZANETTIN, B., 1978: Eastern Alps. – (In:) Metamorphic Map of the Alps 1 : 1.000 000, Explanatory text (compiled by E. NIGGLI), 228–237, Leiden.
- FRISCH, W., 1977: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 263–275, Wien.
- GRAUERT, B., 1969: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, 166 S., München (Photodruck).
- 1981: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta–Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Fortschr. Mineral., 59, Beiheft 1, 54–56, Stuttgart.
- , SEITZ, M. G. & SOPTRAJANOVA, G., 1974: Uranium and Lead Gain of Detrital Zircon studied by Isotopic Analyses and Fission-Track Mapping. – Earth Plan. Sci. Lett., 21, 389–399, Amsterdam.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M., 1969 a: Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austridici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige). – Mem. Mus. Trid. Sci. Nat., 18/2, 1–54, Trento.
- 1974: Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige). – Estr. Mem. Soc. Geol. Ital., 13, 13–27, Pisa.
- HAMMERSCHMIDT, K., 1981: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. – Mem. Sci. Geol., 34, 271–296, Padova.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I., SCHMIDT, K., 1968: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – geol. Jb., 86, 797–826, Hannover.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J., 1975: Plate Tectonics in the Eastern Alps. – Earth Plan. Sci. Lett., 24, 405–413, Amsterdam.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K., 1976: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., 65, 459–482, Stuttgart.
- HELBIG, P. & SCHMIDT, K., 1978: Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., 121 (2), 177–217, Wien.
- HERZBERG, C., RICCIO, L. et al., 1977: Petrogenetic Evolution of a Spinel-garnet-lherzolite in the Austridic Crystalline Basement from Val Clapa (Alto Adige, Northeastern Italy). – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 30, 1–29, Padova.
- HOERNES, S., 1971: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 15, 56–70, Wien.
- HOINKES, G., 1981: Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztaler Alpen). – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 28, 31–54, Wien.
- HUNZIKER, J. C., 1974: Rb-Sr and K-Ar Age Determination and the Alpine Tectonic History of the Western Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 31, 1–54, Padova.
- MAURACHER, J., 1980: Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen). – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 155 S., Wien.
- MILLER, D. S., JÄGER, E., SCHMIDT, K., 1967: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Ecl. Geol. Helv., 60, 537–541, Basel.

- MILLER, Ch., SATIR, M. & FRANK, W., 1980: High-pressure Metamorphism in the Tauern Window. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, 89–97, Wien.
- MORAU, W., 1980: Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralm, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 27, 169–185, Wien.
- 1981: Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 28, 113–129, Wien.
- MOSTLER, H., 1972: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 20, 171–174, Wien.
- NÄNNY, P., 1946: Neuere Untersuchungen im Prätigauflisch. — *Ecl. geol. Helv.*, 39, 115–132, Basel.
- OBERHAUSER, R., 1973: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — *Geol. Rdsch.*, 62, 96–106, Stuttgart.
- 1980: Das Altpaläozoikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). — [In:] *Der Geologische Aufbau Österreichs*, (Hrsg.): Geologische Bundesanstalt, 35–55, Wien (Springer).
- OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L., 1974: Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overthrust Terrains with Special Reference to the Eastern Alps. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54, 641–662, Zürich.
- PREY, S., 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69, 1–25, Wien.
- PURDY, J. W. & JÄGER, E., 1976: K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. — *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, 1–31, Padova.
- PURTSCHALLER, F., 1969: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai-Altmetakristallins. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 13, 35–54, Wien.
- , HOINKES, G. et al., 1980: Bericht über petrologische Neuergebnisse im Brennermesozoikum, Schneeberger Zug und Altmetakristallin im Jahre 1979. — *Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15, H. 1*, 84–85, Leoben.
- & SASSI, F. P., 1975: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 22, 175–199, Wien.
- SASSI, F. P. & ZANFERRARI, A., 1972: Il significato geologico del Complesso del Turrntaler (Pusteria), con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austroalpino delle Alpi Orientali. — *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 91, 533–557, Roma.
- , ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G., 1974 b: Aspetti dinamici dell'evento „Caledoniano“ nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. — *Mem. Mus. Trid. Sci. Nat.*, 20, 3–32, Trento.
- SATIR, M., 1975: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, 1–84, Padova.
- & MORTEANI, G., 1979: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. — *Geol. Rdsch.*, 68, 1–40, Stuttgart.
- SCHARBERT, S., 1981: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. — *Mitt.*

- Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 173–188, Wien.
- & SCHÖNLAUB, P., 1980: Das Prävariszikum und Variszikum. – [In:] Der Geologische Aufbau Österreichs (Hrsg.): Geologische Bundesanstalt, 3–20, Wien (Springer).
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., et al., 1967: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Ecl. Geol. Helv., 60, 529–536, Basel.
- TESSADRI, R., 1981: Untersuchungen zur frühalpinen Metamorphose im Raum NW Sterzing. – Unpubl. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, Innsbruck (in Vorbereitung).
- THÖNI, M., 1980 a: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingigüberschiebung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 26, 247–275, Wien.
- 1980 b: Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 139–165, Wien.
- 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 Determinations on Micas. – Jb. geol. B.-A., 124, 111–174, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963 a: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- 1966 a: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., 21, 1–156, Stuttgart.
- 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges., 69, 291–351, Wien.
- TORRICELLI, G., 1956: Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz-Gruppe. – Inaug. Diss. Univ. Bern – (In:) Jber. Naturf. Ges. Graubündens, 85, 1–83, Chur (Bischofsberger & Co.).
- TRÜMPY, R., 1973: The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. – [In:] Gravity and Tectonics (Hrsg.): DE JONG, K. A. & SCHLOTEN, R., 229–251, New York (John Wiley).
- 1975: Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A Presumed former Continental Margin and its Problems. – Am. Journ. Sci., 275-A, 209–238, New Haven.
- VOLL, G., 1976: Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., 56, 641–647, Zürich.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M., JÄGER, E., 1977: Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 30, 1–27, Padova.
- WINKLER, H. G. F., 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 348 pp., New York (Springer).
- WOLETZ, G., 1967: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., 56, 308–320, Stuttgart.