

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	66 (1973)
<b>Heft:</b>	1
<b>Artikel:</b>	Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung
<b>Autor:</b>	Jäger, Emilie
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-164180">https://doi.org/10.5169/seals-164180</a>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 21.02.2026

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

# Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung

Von EMILIE JÄGER

Mineralogisch-petrographisches Institut, Universität Bern

## ZUSAMMENFASSUNG

Mit Hilfe von radiometrischen Altersbestimmungen konnte die Geschichte der alpinen Orogenese erarbeitet werden. Nach der Bildung der Ophiolithe (bis vor 170 Mio. Jahren) und frühen Bewegungsphasen vor etwa 120 Mio. Jahren kam es in den Ostalpen in der Oberkreide (vor 80 Mio. Jahren), in den West- und Zentralalpen an der Wende Kreide–Tertiär (vor ungefähr 65 Mio. Jahren) zu einer weiträumigen alpinen Phase, die vor allem in den Westalpen die Züge einer Hochdruckmetamorphose trägt. Es wird angenommen, dass diese Hochdruckphase auch das Lepontin erfasste, wo sie allerdings durch die intensive jüngere Metamorphosephase vor 35–38 Mio. Jahren weitgehend ausgelöscht wurde. Die jüngere Phase prägte auch die Tauern, die Rahmengesteine im SW und SE der Tauern wurden von der Kreidephase erfasst. Die regionale Abkühlung nach der Lepontinmetamorphose konnte in den Zentralalpen recht detailliert datiert werden, die Bildung des Bergeller Granits fällt in die frühe Phase dieser Abkühlung. Mit Altersdaten von mehr als 10 Mio. Jahren scheint die Bildung der Kluftminerale in den Zentralalpen an die regionale Abkühlung der Nebengesteine gebunden zu sein. Von Bedeutung ist auch die Aussage, dass die Lepontinmetamorphose weitgehend isochemisch verlaufen ist.

Für die Datierung des mesozoischen und tertiären alpinen Geschehens haben sich vor allem zwei Methoden der radiometrischen Altersbestimmung bewährt, die K-Ar- und die Rb-Sr-Methode. Die U-Pb-Methode, die meistens an Zirkon ausgeführt wird, eignet sich vor allem für die Erfassung der voralpinen Orogenesen. In Spezialfällen, wie z. B. der Datierung des Bergeller Granits, liefert sie jedoch Resultate, die der Intrusion am nächsten kommen. Die Rb-Sr-Methode an Gesamtgesteinssproben, die die chemische Bildung des Granitkörpers datiert, kann hier wegen der speziell für diesen jungen Alterswert ungünstig niederen Rb-Sr-Verhältnisse nicht angewendet werden.

Zusammenfassend darf man sagen, dass die Methoden der radiometrischen Altersbestimmung einen ganz wesentlichen Beitrag zur Erfassung der alpinen Orogenese liefern, wenn nur genügend Daten mit womöglich allen Methoden zur Verfügung stehen und wenn die so erhaltenen Resultate sinnvoll in das erdwissenschaftliche Gesamtbild eingebaut werden. Dabei fragt der Geochronologe nicht nur nach dem Wann, sondern auch nach dem Wie und Warum des geologischen Geschehens.

Wohl ebenso wichtig wie eine möglichst genaue Analyse ist die richtige Interpretation der Daten. Erfahrung mit geochronologischen Resultaten in anderen Gebieten ist zwar nützlich, die richtige Interpretation muss jedoch in jedem Gebiet immer wieder neu erarbeitet werden. Es kann hier gezeigt werden, dass im kleinen Raum um den Bergeller Granit in drei verschiedenen Regionen ganz verschieden interpretiert werden muss. Dies bedeutet mehr Arbeit, es braucht viele Daten mit verschiedenen Methoden und an verschiedenen Mineralien und Gesteinen, bevor eine sichere Synthese möglich ist. Dies vermindert aber nicht die Sicherheit der Aussage, wie das Beispiel der Sesiazone zeigt.

Auf Grund der zahlreichen alpinen Daten in der Sesiazone konnte J. C. Hunziker zeigen, dass hier die prägende Hochdruckmetamorphose alpin sein muss. Dies stand im klaren Widerspruch zur geologischen Meinung und zu einem als Karbon bestimmten Fossil (F. CARRARO und G. CHARRIER 1972). Eine paläontologische Überprüfung ergab sofort die Korrektur. B. SCHEURING et al. (im Druck) konnten überzeugend zeigen, dass es sich hier nicht um Karbon, sondern um Tertiär handelt, womit die geochronologische Synthese bestätigt wurde.

Nun soll versucht werden, die alpine Geschichte, wie sie sich aus geochronologischen Daten ergibt, kurz zu skizzieren, wobei mit den jüngsten Ereignissen begonnen werden soll.

Das jüngste alpine Geschehen stellen sicher die schönen Kluftmineralien dar. Es ist erstaunlich, dass bisher nur sehr wenige geochronologische Daten an Kluftmineralien vorliegen: neben wenigen Resultaten an Kluftglimmern der Schweizer Alpen (E. JÄGER, E. NIGGLI und E. WENK 1967) gibt es nur eine kurze Arbeit mit Datierungen aus den Westalpen (F. LEUTWEIN et al. 1970).

Nun konnte A. ARNOLD (1972) an Kluftmineralien des Lukmaniergebietes zeigen, dass Glimmer der Kluft und des Nebengesteins gleiche Alterswerte liefern und dass zwischen Kluft und Nebengestein ein vollkommener Strontiumaustausch stattgefunden haben muss. Dieser Sr-Austausch ist zwar vollständig zwischen Kluft und Nebengestein im Meterbereich, er besteht aber nicht von einer Kluft zur anderen über eine Distanz von 100 Metern.

J. W. PURDY und H. A. STALDER (im Druck) konnten mit K-Ar-Altersbestimmungen an verschiedenen Klüften in den Schweizer Alpen zeigen, dass die Kluftmineralien sich während der Abkühlphase gebildet haben, und zwar bei Temperaturen von z. T. noch über 300 °C Nebengesteinstemperatur. Damit ist es nicht erstaunlich, dass die Alterswerte an Glimmern und Adularen weitgehend bestimmt sind durch die Abkühlung des Nebengesteins, wie sie früher (E. JÄGER 1969 und J. C. HUNZIKER 1969) durch Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinsglimmern erarbeitet worden war. Klüfte sind im allgemeinen älter als 10 Millionen Jahre, die Bestimmung ist allerdings in Gebieten mit schwächerer alpiner Metamorphose schwierig, weil hier vor allem vom Adular Ar<sup>40</sup> im Überdruck eingebaut wird, was zu hohe K-Ar-Alter liefert. Dies bedeutet, dass das bei der Metamorphose durch Verjüngung voralpiner Mineralien freiwerdende Argon 40 nicht vollständig den Weg aus dem Gestein herausgefunden hat, auch nicht aus dem Raum einer Kluft.

Ebenfalls jünger als die Lepontinmetamorphose sind die Pegmatite des Verzascals; sie sind sicher postmetamorph und durchschlagen diskordant das Nebengestein. Trotzdem liefern Biotite aus den Pegmatiten dieselben Alterswerte wie die Nebengesteinsbiotite. Dies zeigt klar, dass mit K-Ar- und Rb-Sr-Altersdaten am Biotit nicht

die Zeit der Kristallisation, sondern ein Alter der regionalen Abkühlung datiert wird. Für die Interpretation der Abkühlalter und der Metamorphose im Lepontin wurde folgendes Schema erarbeitet, das mit Vorsicht vielleicht auch auf die Tauern angewendet werden kann: Mit der Rb-Sr- und K-Ar-Methode datiert Biotit die Abkühlung auf 300 °C, mit Rb-Sr datieren Phengit und Muskowit die Abkühlung auf 500 °C, wenn das Gestein überhaupt heißer als 500 °C war. Bei Gesteinen, die diese Temperatur nicht erreichten, datiert man mit Rb-Sr an den Hellglimmern direkt das Alter der Kristallisation. Obwohl K-Ar und Rb-Sr am Biotit die gleichen Abkühlalter auf 300 °C datieren (R. L. ARMSTRONG et al. 1966), konnten J. W. PURDY und E. JÄGER (in Vorbereitung) zeigen, dass Hellglimmer mit der K-Ar-Methode die Abkühlung auf 380 °C datieren, also eine wesentlich tiefere Abkühltemperatur als mit der Rb-Sr-Methode.

Die Schliessungstemperaturen waren in den Schweizer Alpen durch Vergleich mit alpinen Mineralparagenesen erarbeitet worden. Die Unsicherheit, mit der man diese Abkühltemperaturen angeben kann, beträgt wohl  $\pm 50$  °C. Dies bedeutet, dass die kritische Temperaturgrenze, Schliessungstemperatur oder «blocking temperature» im englischen Sprachgebrauch, in der Natur wohl viel schärfer sein muss, nur die Zuordnung bestimmter Temperaturen macht Schwierigkeiten. Sie ist jedoch sicher wertvoller als die Anwendung von Resultaten, die man im Kontaktbereich von Intrusionen (S. R. HART 1964 und G. N. HANSON und P. W. GAST 1967) gewonnen hat; diese Resultate sind ungenauer und können keinesfalls auf die Probleme der Regionalmetamorphose übertragen werden. Ebensowenig kann man Daten aus Experimenten direkt verwenden (A. W. HOFMANN und B. J. GILETTI 1970). Viel eher orientieren sich Bearbeiter von experimentellen Resultaten an den in den Alpen gewonnenen Ergebnissen (M. H. DODSON, im Druck).

Auf Grund der Daten in den Schweizer Alpen und mit Hilfe der obigen Interpretation kann man für den zentralalpinen Bereich folgende Aussagen machen:

**Rb-Sr-Biotit:** Wie die Alterskarten (E. JÄGER, E. NIGGLI und E. WENK 1967) sowie E. JÄGER (1969) und J. C. HUNZIKER (1969) zeigen, behält Biotit am Außenrand der alpinen Metamorphose und in den Südalen den voralpinen variszischen Alterswert (meist 270–300 Mio. Jahre). Gegen Zonen höherer Metamorphose, im Stabilitätsbereich von jungalpinem Stilpnomelan, finden sich Alterswerte zwischen Variszisch und Alpin, zwischen 270 und 40 Mio. Jahren. Diese Mischalter datieren selber kein geologisches Ereignis, sie sind abhängig von der Resistenz eines Gesteins gegen die Metamorphose; im zentralalpinen Raum formen die Mischalterswerte eine Zone, die denen der Isograden der Metamorphose parallel liegt, also eine neue Isograde. (Isograde nach E. NIGGLI und C. R. NIGGLI 1965, E. WENK 1962 und V. TROMMSDORFF 1966.) Auch wenn der einzelne Alterswert keine Bedeutung hat, ist doch der Hinweis, dass es sich um ein Mischalter handelt, eine wertvolle Aussage für die Intensität der Metamorphose.

In Gebieten noch intensiverer Metamorphose finden sich nur junge Biotitalter. An ihrem E- und W-Rand, und zwar der Mischalterszone benachbart, liegen Werte um 30 Mio. Jahre. Generell werden die Alter gegen das Zentrum, von E und W herkommend, jünger, wobei die jüngsten Alterswerte zwischen der Simplon-Centovalli-Störung und dem Val d'Antigorio mit Daten bis zu weniger als 12, aber doch nicht kleiner als 10 Mio. Jahre zu finden sind. Die Alter variieren kontinuierlich, für einen kleinen Raum sind sie konstant und unabhängig vom Gesteinstyp oder von der Korngrösse

des Biotits. Eine Ausnahme bildet nur die Simplon-Centovalli-Störung, an der die Verteilung der Altersdaten einen Sprung zeigt. Aus diesen Resultaten gewinnen wir folgende Aussagen: Die Tatsache, dass die höchsten alpinen Alterswerte am E- und W-Rand gefunden wurden, zeigt, dass die Tessiner Kulmination bei der Heraushebung des Gebirges und nicht schon beim Zusammenschub entstanden ist. Sie war beim Erreichen der 300 °C-Grenze weitgehend abgeschlossen, zumindest die Prägung der Doppelkulmination Verampio–Leventina, die sich auf der Rb-Sr-Biotitalterskarte nicht abzeichnet. Ein N-S-Profil durch das Lepontin zeigt stets höhere Alterswerte im S, nahe der insubrischen Linie. Dies bedeutet, dass die Hebung zuerst entlang der insubrischen Linie erfolgte, erst später pflanzt sich die Hebung gegen N fort. Nur so lassen sich die enormen Mächtigkeiten der Sedimente der Po-Ebene im Vergleich zu den geringen Mächtigkeiten der jungen Molasse im N der Zentralalpen erklären, worauf übrigens schon J. CADISCH (1961) hingewiesen hat. Eine gute Erklärung findet nun auch die enorme Differenz der Wärmeflusswerte zwischen Simplon- und Gotthardtunnel, die bisher nicht befriedigend interpretiert werden konnte (S. P. CLARK und E. R. NIBBLETT 1956). Nun zeigt sich, dass der Simplon wesentlich später auf 300 °C abgekühlt wurde als der Gotthard, 10 Mio. Jahre gegen 15 Mio. Jahre, was zu einem heute noch überhöhten Wärmefluss im Simplon führen muss (S. P. CLARK und E. JÄGER 1969). Mit der differentiellen Abkühlung und Hebung lassen sich nun auch die bisher bekannten Wärmeflussdaten der Alpen sinnvoll erklären.

*Rb-Sr an Hellglimmern:* Hier finden wir (E. JÄGER, E. NIGGLI und E. WENK 1967, E. JÄGER 1969 und J. C. HUNZIKER 1969) keine Mischalterszone. Da die Schliessungstemperatur bei 500 °C liegt, hat sich neuer Hellglimmer gebildet, bevor sich alter verjüngt. Dies geht so weit, dass ein voralpines Muskowitkorn von jungem Muskowit umwachsen werden kann, ohne dass dabei der voralpine Alterswert im Kern verändert wird. Da die Rb/Sr-Verhältnisse beim Muskowit niederer, also ungünstiger sind als beim Biotit, wird hier die Messung ungenauer, wobei Phengit besser ist als Muskowit. Durch diesen relativ hohen Fehler lassen sich die jungalpinen Hellglimmeralter nicht in einzelne Alterszonen aufgliedern.

Im Durchschnitt, vor allem im W des Lepontins, liegt im Zentrum der höheren Metamorphose, also dort, wo wir Abkühl- und nicht Bildungsalter datieren, der Alterswert am Muskowit um 8 Mio. Jahre höher als der von Biotit. Dies bedeutet, dass der W-Teil des Lepontins 8 Mio. Jahre gebraucht hat, um von 500 °C auf 300 °C abzukühlen, was bei einem Thermogradienten von 30 °C/km, wie er von S. P. CLARK Jr. und E. JÄGER (1969) wahrscheinlich gemacht worden war, eine Hebungsrate von 0,8 mm/Jahr bedeutet. Dies ist ein Wert, der durchaus den geologischen Erwartungen entspricht, was natürlich auch für unsere Angaben der Schliessungstemperaturen als gelungener Test betrachtet werden kann. Ein Gestein muss aber viel schneller abgekühlt sein, Verampio, mit dem jüngsten Muskowitalter von 15,0 Mio. Jahren und dem Biotitalter von 13,4 Mio. Jahren, was auf eine weit schnellere Hebung deutet. Dies zeigt, dass beim Erreichen der 500 °C-Grenze Verampio noch schneller herausgehoben wurde als die umliegenden, tektonisch höheren Gesteine. Auch die Muskowite der Leventina sind jünger als die der benachbarten Gesteine im E und W. Die Heraushebung zur Doppelkulmination war also zu dieser Zeit noch aktiv.

Die voralpinen Muskowitalter sind relativ stabil, sie reichen weit in den Bereich hoher alpiner Metamorphose. Der Sprung von voralpinen zu alpinen Alterswerten

liegt nur wenig ausserhalb der Übergangszone Staurolith–Chloritoid, was uns zur Annahme der 500 °C als Schliessungstemperatur bewogen hat. Es kommt übrigens relativ häufig vor, dass in einem Gestein der Biotit verjüngt wird, während der Muskowit den voralpinen Alterswert bewahrt. Am Aussenrand der jungen Alterswerte, nahe am Sprung zu den voralpinen Daten, finden wir im N, E und W des Lepontins Alterswerte von 35 bis 38 Mio. Jahren (siehe auch J. C. HUNZIKER 1969a). Dieses Datum interpretieren wir als Alter der Hellglimmerbildung. Nach P. BEARTH (1967) und R. TRÜMPY (1960 und dieses Heft) fand diese Phase der alpinen Bewegung an der Grenze Eozän–Oligozän statt, also genau zu der Zeit, zu der unsere Hellglimmer gebildet wurden. Dies muss bedeuten, dass zwischen Hauptzusammenschub und Temperaturmaximum kein Zeitintervall liegt. Dies ist nicht möglich, wenn zu dieser Zeit erst der Zusammenschub von relativ kühlen Gesteinspaketen erfolgt sein soll. Wir müssten dafür eine Temperaturverzögerung von mindestens 10 Mio. Jahren erwarten, vorausgesetzt, dass die Temperaturerhöhung durch Wärmeleitung erfolgte. Auf dieses Problem haben bereits E. NIGGLI und C. R. NIGGLI (1965) hingewiesen. Ein schnellerer Wärmetransport wäre nur mit Materialtransport möglich, wofür für das Lepontin allerdings keine Hinweise bestehen. Abgesehen von der extrem exponierten nördlichen Stirnpartie der penninischen Decken zeigen sämtliche bisher analysierten Proben von Tessiner Gneisen voralpine *Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter*.

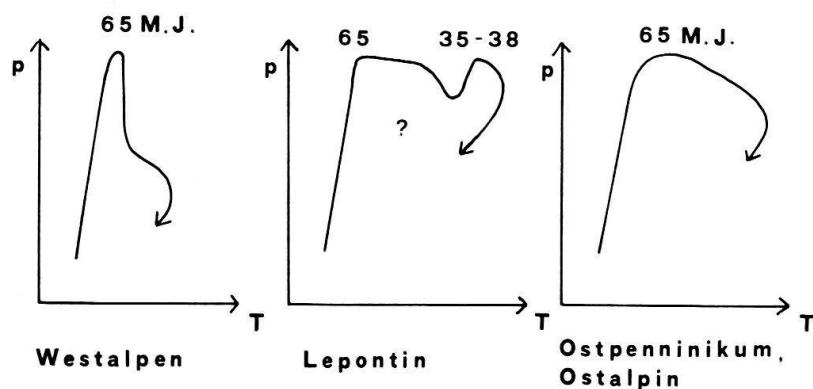
Dies bedeutet, dass die Rb-Sr-Verhältnisse in all diesen Gesteinen, vom Monte Rosa bis zum Simplon, über Verampio–Leventina zu Adula und Suretta voralpine Chemie haben müssen, denn Hauptelemente wie K und Ca, die weitgehend die Gesteinschemie bestimmen, sind sicher weniger mobil als Spurenelemente, die nicht so stabil im Kristallgitter eingebaut sind. Granitgneise waren also voralpin schon Granite, die alpine Metamorphose war weitgehend isochemisch, mit Migrationen nur im Meterbereich. Damit liefern uns die kristallinen Gesteine keinen grösseren Transport von fluiden Phasen, die einen schnellen Temperaturausgleich ermöglicht haben könnten. Aber auch die mesozoischen und tertiären Sedimente garantieren keinen grösseren Transport von fluiden Phasen. P. BAERTSCHI (1957) stellt mit Hilfe von  $O^{18}/O^{16}$ -Messungen an karbonatischen Gesteinen aus dem Tessin fest, dass nur dünne Lagen und den Gneisen direkt benachbarte Karbonate ihren Sauerstoff mit den kristallinen Gesteinen ausgetauscht haben, Karbonatgesteine von mehreren Metern Mächtigkeit zeigen noch marine  $O^{18}/O^{16}$ -Verhältnisse, was ebenfalls darauf hindeutet, dass wir im Lepontin keine wesentliche Migration fluider Phasen hatten; dies gilt sicher nicht für die Gesteinspakete mit vorwiegend jungsedimentären Gesteinen, wie z. B. für die helvetischen Decken.

Die Tatsache, dass uns für die Wärmeleitung keine Zeit bleibt, dass wir aber auch mit Wärmetransport nicht rechnen können, mag als erster Hinweis gelten, dass das Penninikum schon weitgehend in einer früheren alpinen Bewegungsphase zusammengezogen war. Ein frühalpiner Zusammenschub war bereits 1958 von R. STAUB postuliert worden, wie dies neuerdings auch I. THUM und W. NABHOLZ (1972) tun. Im Lepontin wurden die Gesteine durch die jüngere Phase, wir wollen sie Lepontinphase nennen, so weit umgeprägt, dass ein direkter Altersnachweis der frühalpinen Phase im Zentrum des Lepontins unmöglich ist; im E und W des Lepontins ist er mit Altersbestimmungen gelungen. G. V. DAL PIAZ et al. (1972) und J. C. HUNZIKER (1971) konnten eine frühalpine Hochdruckphase in der Sesiazone und im westlichen Pennini-

kum nachweisen, E. JÄGER und V. TROMMSDORFF (in Vorbereitung) gelang der Altersnachweis dieser ebenfalls druckbetonten frühlalpinen Phase im E des Bergeller Granits, von der Maloja zum Val Fedoz und Fextal und bis zum E-Rand des Malenco-Serpentins (siehe auch H. R. PFEIFER, Diplomarbeit ETH Zürich, 1972). Hier findet man Alterswerte von 60 bis 75 Mio. Jahren, ihre genaue Interpretation ist im Moment noch schwierig, da man in der Hochdruckmetamorphose mit Überschuss-Argon rechnen muss. Man weiss ja auch noch wenig, was petrographisch zu dieser Zeit passiert ist. Typische Mineralien für die frühlalpine Phase sind nach J. C. Hunziker im W des Lepontins Glaukophan, Jadeit, Omphazit und Phengit, im N und E des Bergeller Granits gehören zu dieser Phase die Neubildungen von Phengit, Muskowit, Biotit, Stilpnomelan (datiert) und Alkaliamphibol, wobei eine regionale Zoneneinteilung noch nicht möglich ist. Diese frühlalpine Phase findet man weiter im E im Schneeberger Zug (D. S. MILLER et al. 1967 und K. SCHMIDT et al. 1967). Hier gehört neben Neubildung von Glimmern auch Chloritoid zur frühlalpinen Phase, die mit Rb-Sr-Altern an Biotit zwischen 75 und 80 Mio. Jahren wohl etwas älter ist als im Gebiet um das Bergell.

Auffallend sind im Bereich dieser frühlalpinen Phase Muskowite mit einer intensiven Parallelverwachsung mit Biotit, die z. T. im Feld eine Unterscheidung Biotit-Muskowit nur durch Aufspalten in feine Blättchen möglich machen. Im Gneis des Val Malenco sprießt Alkaliamphibol aus diesen Glimmern. Wir interpretieren diese Muskowit-Biotit-Verwachsungen als Zerfallsprodukt eines früheren Phengits. Während wir im W des Lepontins typische Hochdruckmineralien, wie Glaukophan und Lawsonit, erhalten haben, sind diese Mineralien im E des Lepontins bis weit in die Ostalpen hinein umgewandelt worden in Paragenesen, die einem höheren Temperatur-Druck-Verhältnis entsprechen.

Wir stellen uns daher die beiden Bewegungs- und Metamorphosephasen im Zeitablauf so vor, wie dies die Figur zeigt.



Druck-Temperatur-Verlauf der orogenen Phasen im Raume der West- und Zentralalpen.

In den Westalpen erfolgte nach J. C. HUNZIKER (in Vorbereitung) ein schneller spätkretazischer Zusammenschub relativ kühler Gesteinspakete. Bevor die Wärme entsprechend der grossen Tiefe nachfolgen konnte, muss die Bewegung rückläufig geworden sein, nur so kann die Hochdruckparagenese erhalten geblieben sein. Im E des Bergells bis weit in die Ostalpen erfolgte ebenfalls dieser schnelle, frühlalpine Zusam-

menschub, die rückläufige Bewegung setzte aber erst später ein, so dass die Hochdruckparagenesen dem langsamen Temperaturanstieg ausgesetzt waren und umgewandelt wurden. Wir nehmen an, dass diese frühalpine Phase auch das Leontin erfasst hat, wo sie aber durch die nachfolgende intensive «Leontinphase» weitgehend ausgelöscht wurde. Für diese weiträumige frühalpine Hochdruckphase mit der schnellen Bewegung bietet sich eine Subduktionszone entsprechend dem Modell der Platten tektonik an, auch wenn vor einer detaillierten Anwendung auf die Alpen heute noch gewarnt werden muss. Zuerst sollten noch die sicher sehr aufschlussreichen «Diaphthorese»-Züge in den Ostalpen intensiv mit radiometrischen Altersbestimmungen bearbeitet werden.

Eine spezielle Erwähnung verdient die Datierung des Bergeller Granits. Dieser Granit durchbricht das alpine Deckengebäude, seine Gerölle finden sich bereits, allerdings mit nicht allzu guter Fossilevidenz, an der Grenze unteres gegen mittleres Oligozän in der Molasse bei Chiasso. Die Kristallisation dieses Bergeller Granits wurde von B. L. GULSON und T. E. KROGH (1973) mit U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkon um 30 Mio. Jahre bestimmt. K-Ar und Rb-Sr an Biotit ergaben für diesen Granit Alterswerte, die von E nach W jünger werden, von 25 bis 20 Mio. Jahren. Noch jüngere Biotitalter wurden im Novate-Granit, im SW der Bergeller Masse, gefunden. Die Biotitalter des Bergeller Granits entsprechen genau denen des Nebengesteins, der Muskowit (Promontogno) ist allerdings mit 35 Mio. Jahren älter als der Bergeller Granit. Daraus lassen sich folgende Aussagen machen: Der Bergeller Granit kristallisiert vor 30 Mio. Jahren, mindestens 5 Mio. Jahre nach der Leontinmetamorphose. Vor 25 Mio. Jahren ist er im NE bereits auf 300 °C abgekühlt, zusammen mit dem Nebengestein. Die zusätzliche Energie, die der Granit mitgebracht hat, ist also vor 25 Mio. Jahren bereits abgeklungen, also eine sehr schnelle Abkühlung. Der Westteil des Granits bleibt länger warm, wird später herausgehoben, wobei vorläufig noch offen ist, ob die Biotite des Novate-Granits jünger sind als die der Nachbargesteine. B. L. Gulson und T. E. Krogh datierten auch Gerölle aus der Molasse bei Chiasso, sie fanden mit der U-Pb-Methode an Zirkonen ebenfalls 30 Mio. Jahre mit den für den Bergeller Granit typischen hohen Urangehalten. Damit haben diese Autoren bewiesen, dass es sich bei diesen Geröllen, die von Dr. Longo gesammelt und uns von der ETH Zürich zur Datierung zur Verfügung gestellt worden waren, eindeutig um Bergeller Gerölle handelt. Interessant ist nun eine erste K-Ar-Altersbestimmung am Biotit aus einem Geröll, sie lieferte einen Alterswert von 28 Mio. Jahren, das heisst, dass dieses Gestein nicht erst vor 25, sondern schon vor 28 Mio. Jahren auf 300 °C abgekühlt sein muss, also einer wesentlich höheren, vielleicht auch noch weiter im E gelegenen Partie des Granitkörpers entstammt. Dies bringt uns wieder in Zeitnot: Wenn die Fossilevidenz richtig und die Zeitskala hier hinreichend genau ist, müsste dieses Geröll schon mehrere Jahre sedimentiert gewesen sein zu einer Zeit, als es gerade im überdeckten Gesteinsverband auf 300 °C abgekühlt wurde. Wir sind deshalb Prof. Gansser von der ETH Zürich sehr dankbar, dass er nun eine Neubestimmung dieser Fossilien veranlassen will. Die Abkühlung muss in diesem Gebiet sehr schnell gewesen sein, wie die Zeitspanne von nur 5 Mio. Jahren von der Kristallisation bis zur Abkühlung auf 300 °C zeigt. Unterstützt wird die Annahme dieser schnellen Abkühlung durch die K-Ar-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen, die von J. W. PURDY und E. JÄGER (in Vorbereitung) in den letzten Jahren ausgeführt worden waren. Da die Mus-

kowite mit der K-Ar-Methode ebenso genau zu datieren sind wie die Biotite, ist es nun sinnvoll, Altersdifferenzen zu betrachten. Durch Vergleich mit den Rb-Sr-Daten können die beiden Autoren zeigen, dass das K-Ar- wie das Rb-Sr-Alter am Biotit die Abkühlung auf 300 °C datiert, die Schliessungstemperatur für K-Ar am Muskowit liegt bei 380 °C. Trägt man nun die Differenz der K-Ar-Alter zwischen Hellglimmern und Biotiten auf einer Karte auf, so ergibt sich eine schöne regionale Änderung dieser Altersdifferenzen, von weniger als 1 Mio. Jahren im Gebiet um den Bergeller Granit bis zu Altersdifferenzen von 4 bis 8 Mio. Jahren im Simplongebiet. Dies bedeutet, dass das östliche Lepontin mit dem Bergeller Granit ganz schnell von 380 auf 300 °C abgekühlt worden ist, d. h. sich ganz schnell gehoben haben muss. Diese Hebung muss sich später verlangsamt haben. Im Simplongebiet ist dies umgekehrt, die langsame Hebung bis vor 10 Mio. Jahren muss sich später beschleunigt haben, ein weiterer Hinweis für einen überhöhten Wärmefluss im Simplongebiet.

Nun ist die frühlalpine Phase von 60 bis 75 Mio. Jahren nicht das älteste alpine Geschehen. Eine intensive Phase um 80 Mio. Jahre wurde im Altkristallin im W der Hohen Tauern im Schneeberger Zug (D. S. MILLER et al. 1967 und K. SCHMIDT et al. 1967) und im E der Hohen Tauern, ebenfalls im Altkristallin, von E. R. OXBURGH et al. (1966) und M. S. BREWER (1969) gefunden. Eine erste K-Ar-Altersbestimmung an einem Alkaliamphibol aus der Hallstätter Zone lieferte einen Alterswert von 110 Mio. Jahren, was eine frühlalpine Bewegungsphase in den nördlichen Kalkalpen datieren mag. Auf Grund dieses einen Alterswertes ist es noch zu früh zu diskutieren, ob man damit die austrische oder austroalpine Phase nach A. TOLLMANN (1963) erfasst. Diese Alkalihornblende verdanke ich Prof. Meixner, Salzburg.

Alterswerte von ungefähr 120 Mio. Jahren wurden von G. N. HANSON et al. (1969), ferner von J. C. HUNZIKER (1970) und von E. JÄGER (in Vorbereitung) am Nordrand der penninischen kristallinen Deckenstirnen gefunden. Wir interpretieren diese Alterswerte als Alter einer frühen Bewegung, die aus den benachbarten Sedimenten, aus den Bündnerschiefern, fluide Phasen freisetzte. Diese fluiden Phasen müssen die kristallinen Gesteine durchströmt und sie dabei verjüngt haben. Die Verjüngung ist nämlich nur auf schmale, den Bündnerschiefern benachbarte Gneiszonen beschränkt.

Die Ophiolithe, die in der Plattadecke mit Altersdaten von 100 bis 120 Mio. Jahren (V. DIETRICH 1969), in den Westalpen (J. BERTRAND 1970) und im Apennin (G. BIGAZZI et al. 1972) mit 170 Mio. Jahren datiert worden waren, bedeuten wohl eine Dehnungsphase, wie wohl auch die langsame Hebung der Ivreazone auf eine Dehnungsphase hinweist. So ist es vielleicht kein Zufall, dass man in der Ivreazone Glimmerabkühlalter von 180 Mio. Jahren findet. Grossräumige Zusammenhänge lassen sich allerdings erst dann erarbeiten, wenn der Glaukophan des kalabrischen Apennins und die als Deckscholle darüberliegende «Ivreazone» datiert ist.

Zum Abschluss soll noch auf die zahlreichen triadischen Alterswerte von 220 bis 230 Mio. Jahren hingewiesen werden. Sie bedeuten wohl eine erhöhte vulkanische Aktivität, wie sie aus der südalpinen Trias wohlbekannt ist. Solche Alter wurden gefunden an Pegmatiten des Penninikums und der Südalpen, von G. N. HANSON et al. (1966) und G. FERRARA et al. (1962). Von E. JÄGER und V. TROMMSDORFF (in Vorbereitung) wird die Vergrünung der Berninagranite, die wohl mit vulkanischer Aktivität im Zusammenhang steht, zu 230 Mio. Jahren datiert. Rb-Sr-Gesamtgesteinalter von 240 Mio. Jahren wurden von K. St. J. LAMBERT (1964) und E. JÄGER et al. (1969) an

Zentralgneisen der Hohen Tauern gefunden. Beide Autoren interpretieren diesen Alterswert als die präalpine Bildung dieser Gesteine. Vielleicht sollte man aber doch überprüfen, ob es sich bei diesen Altern nicht um Alter einer Verjüngung handeln kann. B. GRAUERT und G. SOPTRAJANOVA (1972) beschreiben neuerdings eine triadische Verjüngung im Granit des Val di Martello, Südtirol. Sie nehmen sogar an, dass die mit 220 Mio. Jahren datierten Pegmatite variszisch, also vielleicht 300 Mio. Jahre alt sind und nur durch eine triadische Aufheizung verjüngt sein sollen, eine Interpretation, die allerdings nicht sehr wahrscheinlich ist. Der nächsthöhere Alterswert von 270 Mio. Jahren, der an vielen Graniten der Alpen gefunden wird, gehört bereits sicher zur variszischen Orogenese und soll deshalb hier nicht mehr besprochen werden.

### VERDANKUNG

Ich möchte meinen Kollegen vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern für die gute Zusammenarbeit herzlich danken, speziell meinen Mitarbeitern im Alterslabor; nur durch gute Teamarbeit wurde diese Arbeit ermöglicht. Mein Dank gilt auch all den Petrographen und Geologen, die mit uns gearbeitet haben, den Kollegen des Geologischen Instituts Bern, der ETH Zürich sowie den Mitarbeitern der Universitäten Basel, Freiburg, Neuenburg, Turin, Pisa, Leyden, Kiel, Grenoble, Innsbruck, Salzburg, Graz, Wien und der Geologischen Bundesanstalt Wien.

Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanzierte die experimentellen Arbeiten.

### LITERATURVERZEICHNIS

ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E., und EBERHARDT, P. (1966): *A Comparison of K-Ar and Rb-Sr Ages on Alpine Biotites*. Earth Plan. Sci. Lett. 1, 13.

ARNOLD, A. (1972): *Rb-Sr-Untersuchungen an einigen alpinen Zerrklüften des Cristallina-Granodiorites im östlichen Gotthardmassiv*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 52, 537.

BAERTSCHI, P. (1957): *Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O<sup>18</sup> und C<sup>13</sup> in Karbonatgesteinen und Mineralien*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, 73.

BEARTH, P. (1967): *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N. F.] 132.

BERTRAND, J. (1970): *Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gêts (Haute-Savoie, France)*. Arch. Sci. Genève 23, 279.

BIGAZZI, G., FERRARA, G., und INNOCENTI, F. (1972): *Fission Track Ages of Gabbros from Northern Apennines Ophiolites*. Earth Plan. Sci. Lett. 14, 242.

BREWER, M. S. (1969): *Excess Radiogenic Argon in Metamorphic Micas from the Eastern Alps, Austria*. Earth Plan. Sci. Lett. 6, 321.

CADISCH, J. (1961): *Zur Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen*. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1961, S. 115.

CARRARO F., und CHARRIER, G. (1972): *Paleontological Evidence for the Late-Carboniferous Age of the Volcano-Detrital Cover of the 'Mica scisti eclogitici' (Sesia-Lanzo Zone, Western Alps)*. Bull. Geol. Soc. It. 91, 185.

CLARK, S. P., Jr., und JÄGER, E. (1969): *Denudation Rate in the Alps from Geochronologic and Heat Flow Data*. Am. J. Sci. 267, 1143.

CLARK, S. P., Jr., und NIBLETT, E. R. (1956): *Terrestrial Heat Flow in the Swiss Alps*. Monthly Notices Royal Astronom. Soc., Geophys. Suppl. 7, 176.

DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., und MARTINOTTI, G. (1972): *La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. It. 11.

DIETRICH, V. (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ost-schweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich*. Europ. Hochschulschriften, Reihe XVII/1.

DODSON, M. H. (im Druck): *Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems*; Contr. Miner. Petrol.

FERRARA, G., HIRT, B., JÄGER, E., und NIGGLI, E. (1962): *Rb-Sr and U-Pb Age Determinations on the Pegmatite of I Mondei*. Eclogae geol. Helv. 55, 443.

GRAUERT, B., und SOPTRAJANOVA, G. (1972): *U-Pb and Rb-Sr Isotopic Analyses on Minerals of a Pegmatite and its Country Rock from the Val di Martello, Italian Alps*. Carnegie Inst., Dept. Terr. Magn., Year Book 1971-1972, S. 305.

GULSON, B. L. (1971): *Age Relationships in the Bergell Region*. Ann. Soc. Géol. Belg. 94, 115.

- (im Druck): *Age Relations in the Bergell Region of the South-East Swiss Alps: with some Geochemical Comparisons*. Eclogae geol. Helv.

GULSON, B. L., und KROGH, T. E. (1973): *Old Lead Components in a Young Alpine Granitic Massif*. Fortschr. d. Min. 50, Beiheft 3, 78.

HANSON, G. N., EL TAHAWI, M. R., und WEBER, W. (1966): *K-Ar and Rb-Sr Ages of Pegmatites in the South Central Alps*. Earth Plan. Sci. Lett. 1, 407.

HANSON, G. N., und GAST, P. W. (1967): *Kinetic Studies in Contact Metamorphic Zones*. Geochim. Cosmochim. Acta 31, 1119.

HANSON, G. N., GRÜNENFELDER, M., und SOPTRAJANOVA, G. (1969): *The Geochronology of a Recrystallized Tectonite in Switzerland - the Roffna Gneiss*. Earth Plan. Sci. Lett. 5, 413.

HART S. R. (1964): *The Petrology and Isotopic-Mineral Age Relations of a Contact Zone in the Front Range, Colorado*. J. Geol. 72, 493.

HOFMANN, A. W., und GILETTI, B. J. (1970): *Diffusion of Geochronologically Important Nuclides in Minerals under Hydrothermal Conditions*. Eclogae geol. Helv. 63, 141.

HUNZIKER, J. C. (1969): *Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts*. Guide Book Field Trip, Switzerland.

- (1969a): *Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinssalzterswerte*. Eclogae geol. Helv. 62, 527.

- (1970): *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps*. Eclogae geol. Helv. 63, 151.

- (1971): *Rb-Sr and K-Ar Age Determinations and the Alpine Tectonic History of the Western Alps*. Ann. Soc. Belg. 94, 116.

JÄGER, E., NIGGLI, E., und WENK, E. (1967): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.

JÄGER, E., KARL, F., und SCHMIDEGG, O. (1969): *Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Grossvenedigerbereich (Hohe Tauern)*. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 13, 251.

JÄGER, E. (1969): *Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts*. Guide Book, Field Trip, Switzerland.

LAMBERT, R. ST. E. (1964): *Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster*. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1964, S. 16.

LEUTWEIN, F., POTY, B., SONET, J., und ZIMMERMANN, J. L. (1970): *Age des cavités à cristaux du Mont-Blanc*. C. r. Acad. Sci. Paris 271, 156.

MILLER, D. S., JÄGER, E., und SCHMIDT, K. (1967): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen)*. Eclogae geol. Helv. 60, 537.

NIGGLI, E., und NIGGLI, C. R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. Eclogae geol. Helv. 58, 335.

OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST. J., BAADSGAARD, H., und SIMONS, J. G. (1966): *Potassium-Argon Age Studies across the Southeast Margin of the Tauern Window, the Eastern Alps*. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1966, S. 17.

PURDY, J. W., und STALDER, H. A. (im Druck): *K-Ar Ages of Fissure Minerals from the Swiss Alps*. Schweiz. Min. Petr. Mitt.

PURDY, J. W., und JÄGER, E. (in Vorbereitung): *K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps*.

SCHEURING, B., AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C., und ZINGG, A. (im Druck): *Paleobotanical and Geochronological Evidence for the Alpine Age of the Metamorphism in the Sesia-Zone*. Geol. Rundschau.

SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., und GRÖGLER, N. (1967): *Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges*. Eclogae geol. Helv. 60, 529.

STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.

THUM, I., und NABHOLZ, W. (1972): *Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 144.

TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese*. Verlag F. Deuticke, Wien.

TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. Bull. Geol. Soc. Am. 71, 843.

– (1973, dieses Heft): *L' évolution de l' orogénèse dans les Alpes Centrales: Interpretation des données stratigraphiques et tectoniques*. Eclogae geol. Helv. 66.

TROMMSDORFF, V. (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 46, 431.

WENK, E. (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 139.

