ISSN 0251-7493

89 (1996) 179-199

Wien, Dezember 1998

#### Schlüsselwörter

Ostalpen Känozoikum Abkühlpfad Denudation Geomorphologie Apatit Spaltspuranalyse

## Uber die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspuranalyse

EWALD HEJL\*)

11 Abbildungen, 4 Tabellen und 2 Kartenbeilagen

#### Inhalt

	Zusammenfassung	179
	Abstract	180
1.	Einleitung	180
2.	Geologische Situation	180
	2.1 Metamorphosegrade und geochronologische Daten	180
	2.2 Fazielle, tektonische und thermische Entwicklung der inneralpinen Molassebecken	181
	2.3 Geomorphologische Aspekte	182
З.	Durchführung der Apatit-Spaltspuranalysen	183
	3.1 Probenahme und Gesteinsaufbereitung	183
	3.2 Datierung nach der Kornpopulationsmethode	183
	3.3 Längenmessungen an vollständig eingeschlossenen Spuren	185
	3.4 Thermochronologische Modellrechnungen	186
4.	Grundsätzliche Überlegungen zur Altersinterpretation	189
	4.1 Tektonische Hebung, Abtragung und morphologische Hebung	189
	4.2 Bildungsalter, Abkühlalter und Mischalter	190
	4.3 Vertikale Altersvariation	190
	4.4 Horizontale Altersvariation	190
5.	Diskussion der regionalen Ergebnisse	191
	5.1 Schladminger und Wölzer Tauern	191
	5.2 Westliche Gurktaler Alpen (Nockgebiet)	192
	5.3 Gailtal und Umgebung von Villach	193
	5.4 Seckauer Alpen und Murtal bei Scheifling	194
	5.5 Koralpe	195
6.	Schlußfolgerungen	196
	Danksagung	197
	Literaturverzeichnis	198

#### Zusammenfassung

Die Apatit-Spaltspuralter von 28 Gesteinsproben aus den Zentralalpen östlich des Tauernfensters wurden nach der Kornpopulationsmethode bestimmt. Die gemessenen Alter liegen zwischen 14 und 61 Ma, wobei die niedrigsten Werte (<24 Ma) in den Schladminger Tauern und die höchsten Werte (>43 Ma) in den Seckauer Alpen und in der Umgebung des Packsattels auftreten. An zwölf Proben wurden auch die Häufigkeitsverteilungen der Längen spontaner Spaltspuren bestimmt. Zwei Proben aus den Seckauer Alpen weisen eine deutlich bimodale Spurenlängenverteilung auf. Ihre Spaltspuralter sind daher als Mischalter zu interpretieren. Auch die Spurenlängenverteilungen der anderen Proben sind dem Abkühlaltertyp zuzuordnen. Die entsprechenden Spaltspuralter können daher als 100 °C-Abkühlalter interpretiert werden. Anhand von thermochronologischen Modellrechnungen unter Mitberücksichtigung publizierter Biotitalter (K-Ar und Rb-Sr) konnten Abkühlpfad de (<300 °C) für verschiedene Bereiche der östlichen Zentralalpen erstellt werden.

Die Apatit-Spaltspuralter von zwei periadriatischen Tonaliten ( $25,2 \pm 1,9$  Ma und  $26 \pm 2$  Ma) werden als unmittelbar postmagmatische Abkühlalter interpretiert. Die Abkühlpfade der anderen Probengruppen werden im Zusammenhang mit der regionalen Abtragung diskutiert.

Das Seckauer Kristallin östlich der Pölslinie und das nördliche Koralpenkristallin (Packsattel und Hebalpe) sind schon vor dem Beginn des Tertiärs auf Temperaturen unter 200 °C abgekühlt. Diese Gebiete haben sich praktisch während des gesamten Känozoikums in oberflächennaher Position unter nicht einmal anchimetamorphen Bedingungen befunden. Eine bedeutende postkretazische Krustenverdickung, die wohl eine stärkere Hebung und Denudation bewirkt hätte, ist demnach auszuschließen.

In den westlichen Teilen des Untersuchungsgebiets (Schladminger Tauern, westliche Gurktaler Alpen) macht sich eine stärkere postkretazische Denudation bemerkbar. Im Jungtertiär ist das Schladminger Kristallin gegenüber den westlichen Gurktaler Alpen herausgehoben worden. Die vertikale Relativbewegung liegt in der Größenordnung von 1000 m. Morphologische Äquivalente der Nockfläche müßten in den Schladminger Tauern schon durch die Abtragung zerstört worden sein.

<sup>\*)</sup> Anschrift des Verfassers: Doz. Dr. Ewald HEJL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.



#### Cenozoic Cooling and Denudation of Central Eastern Alps to the East of the Tauern Window – An Apatite Fission Track Analysis

#### Abstract

E. HEJL

Apatite fission-track ages of 28 samples from the central Alps east of the Tauern Window were determined by the grain population method. The measured ages range between 14 and 61 Ma. The length distributions of confined spontaneous tracks were determined on 12 samples. Two samples from the Seckau Alps exhibit clear bimodal track length distributions and therefore must be interpreted as mixed ages. A complex cooling path is also inferred for a sample from the western margin of the Styrian Basin. The track length distributions of the other samples belong to the cooling type. The corresponding fission-track ages indicate roughly the time when the samples cooled to 100 °C. The cooling paths (<300 °C) of several regions in the central Eastern Alps were deciphered by foreward modelling of the measured fission-track data and by the additional consideration of published biotite ages (K-Ar and Rb-Sr).

The apatite fission-track ages of two periadratic tonalites ( $25,2 \pm 1,9$  Ma und  $26 \pm 2$  Ma) closely approach their age of emplacement and are the consequence of shallow intrusion levels and subsequent fast cooling. The cooling paths of the other samples are discussed in the context of regional denudation.

The Seckau Crystalline east of the Pöls Line and the region of the northern Koralpe cooled to temperatures below 200 °C in late Cretaceous times. These regions were near to the surface during the whole Cenozoic. Important post-Cretaceous thickening of the crust in this area can also be excluded, because it would have produced much higher amounts of uplift and erosion.

Further westward, in the Schladming Tauern and in the western Gurktal Alps a stronger post-Cretaceous denudation took place. During the Neogene, the Schladming Crystalline experienced a pronounced uplift with respect to the western Gurktal Alps. The vertical displacement was in the order of 1000 m. Therefore, morphological features corresponding to the uppermost planation surfaces of the Gurktal Alps are not preserved in the area of the Schladming Tauern.

#### 1. Einleitung

Die kristalline Zentralzone der Ostalpen besteht aus zwei tektonischen Haupteinheiten, die sich in ihrer petrogenetischen und thermochronolgischen Entwicklung grundlegend unterscheiden. Im Gegensatz zu dem in mehreren tektonischen Fenstern zutage tretenden Penninikum, das eine tertiäre Metamorphose unter grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Bedingungen erfahren hat, sind im Ostalpin hauptsächlich kretazische und voralpidische Metamorphoseereignisse nachweisbar. Mit Ausnahme der Kontakthöfe um die periadriatischen Intrusionen und einer sehr schmalen Zone am Rande des Tauernfensters gibt es keinerlei Anzeichen für eine postkretazische Rekristallisation des ostalpinen Grundgebirges.

Aus der Verteilung von Indexmineralen ist die Wirkung der tertiären Tauernkristallisation ersichtlich (HÖCK, 1980). Die an der Südabdachung der Hohen Tauern auftretenden Eklogite sowie Mineralrelikte einer Blauschieferfazies sind auf zwei ältere, alpidische Metamorphose-Ereignisse zurückzuführen (FRANK et al., 1987). Das Alter dieser druckbetonten Metamorphosen ist umstritten, Oberkreide oder Alttertiär steht zur Debatte (CHRISTENSEN et al., 1994; ZIMMERMANN et al., 1994). Die Mineralparagenesen der variszischen Metamorphose des penninischen Grundgebirges sind meistens nur undeutlich erkennbar.

Wesentlich besser bekannt ist die prätertiäre Geschichte des ostalpinen Grundgebirges. Zuletzt haben NEUBAUER & FRISCH (1993) seine voralpidische Entwicklung in den Gebieten östlich des Tauernfensters zusammengefaßt. Der Zeitpunkt und die Intensität der altalpidischen Metamorphose sind durch geochronologische Daten sowie durch entsprechende Mineralparagenesen verhältnismäßig gut belegt (FRANK, 1987). Dagegen konnte die postkretazische Denudationsgeschichte dieses Raumes bisher nur indirekt aus der Verbreitung und Zusammensetzung von Molassesedimenten sowie aus geomorphologischen Befunden abgeleitet werden.

Durch Apatit-Spaltspurdatierungen kann die Abkühlgeschichte im Temperaturbereich zwischen 120 und 60 °C untersucht werden. Bis vor kurzem waren solche Daten nur für das Tauernfenster (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; STAUFENBERG, 1987), das Silvrettakristallin (FLISCH, 1986) und Teile der Nördlichen Kalkalpen (HEJL & GRUNDMANN, 1989) verfügbar. Die Zentralalpen östlich der Hohen Tauern waren in dieser Hinsicht noch weitgehend unbearbeitet. Durch die nun vorliegende Arbeit sollte die Abkühlungs- und Denudationsgeschichte dieses Gebiets im Anschluß an die altalpidische Metamorphose untersucht werden.

#### 2. Geologische Situation

#### 2.1 Metamorphosegrade und geochronologische Daten

Die regionale Verbreitung der kretazischen Metamorphosegrade im ostalpinen Kristallin ist durch K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen an Glimmern sowie durch petrologische Befunde untersucht worden. Abgesehen von einigen kleineren Kristallingebieten, wie z. B. den Seetaler Alpen und den Wölzer Tauern, existiert ein flächendeckendes Datennetz von prätertlären Metamorphose- bzw. Abkühlaltern (FRANK et al., 1987).

Für das Kristallin der Kor- und Saualpe, in dem stellenweise eine zweite Staurolithgeneration gebildet wurde (KLEIN-SCHMIDT, 1979), gilt eine kretazische Amphibolitfazies als sehr wahrscheinlich, zumal auch die Hellglimmer vollständig verjüngte Rb-Sr-Alter von rund 85 Ma ergeben haben. Der Großteil des Muralpenkristallins dürfte in altalpidischer Zeit aber nur die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erfahren haben. Die Hellglimmer haben zwar auch hier ausschließlich kretazische K-Ar-Alter, jedoch weisen umfangreiche retrograde Mineralreaktionen darauf hin, daß die Stabilitätsbedingungen amphibolitfazieller Mineralparagenesen in den meisten Gebieten nicht mehr erreicht wurden (EXNER, 1980, S. 176 ff; FRANK, 1987, S. 386 ff.). Innerhalb des Kristallins zwischen dem Tauernfenster und der Gurktaler Decke nimmt die Radentheiner Serie eine Sonderstellung ein. Im Gegensatz zur polymetamorphen Prägung der Priedröfgneise und der Millstätter Serie zeigt die Radentheiner Serie nur eine Metamorphose. Diese erfolgte unter amphibolitfaziellen Bedingungen und ist als altalpidisches Ereignis aufzufassen. Die Rb-Sr-Kleinbereichsisochrone eines Glimmerschiefers der Radentheiner Serie hat ein Kristallisationsalter von 84 ± 1 Ma ergeben (SCHIMANA, 1986)

Im westlichen Schladminger Kristallin erreichte die kretazische Metamorphose offenbar nur den Bereich der niedrig

temperierten Grünschieferfazies (<400 °C), da die variszischen Hellglimmer nicht wesentlich verjüngt wurden. Die K-Ar-Alter der Hellglimmer dieses Gebiets liegen meistens zwischen 270 und 320 Ma; sie werden als variszische Abkühlalter mit allenfalls geringfügiger alpidischer Beeinflussung interpretiert (SLAPANSKY & FRANK, 1987; HEJL et al., 1987).

Die regionale Abkühlung des ostalpinen Kristallins unter die K-Ar-Schließungstemperatur der Hellglimmer und Biotite (ca. 380 bzw. 300 °C), die vor 95 bis 70 Ma stattfand (FRANK, 1987) kann durch die Subduktion relativ kühler penninischer Einheiten unter das kretazisch erwärmte Ostalpin erklärt werden (HEJL, 1984).

Derzeit gibt es nur wenige geochronologische Belege für die Metamorphoseentwicklung der Gurktaler Decke und des Grazer Paläozoikums (siehe FRANK et al., 1987). Die Unterscheidung von variszischen und alpidischen Mineralparagenesen ist in diesen Gebieten praktisch nicht möglich.

Der Großteil der Gurktaler Decke liegt in Grünschieferfazies vor, wobei die Metamorphose der Murauer Decke anscheinend etwas höher temperiert war als jene der hangenden Stolzalpendecke (NEUBAUER, 1984, 1987). An den Muskoviten eines Orthogneisgerölls aus dem Stangalmkarbon hat SCHIMANA (1986) ein K-Ar-Alter von 295  $\pm$  12 Ma gemessen. Der zentrale Teil der Gurktaler Decke ist in geochronologischer Hinsicht noch unbearbeitet.

Die niedriggradige Metamorphose des Grazer Paläozoikums ist erstmals von HASENHÜTTL & RUSSEGGER (1992) genauer erforscht worden. Die regionalen Verteilungen der von ihnen gemessenen Vitrinitreflexionen und Illitkristallinitäten ergeben ein konsistentes Bild: In den meisten Decken ist eine Metamorphosezunahme von SW nach NE erkennbar. Die Meßwerte entsprechen dem Temperaturbereich von der Diagenese bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies. Diagenetische Bedingungen konnten nur für Teile der Rannachdecke belegt werden. K-Ar-Alter von Glimmern aus den tieferen bzw. östlichen Teilen des Grazer Paläozoikums (z. B. Raasbergserie) weisen auf die Wirksamkeit einer altalpidischen Metamorphose hin (FLÜGEL et al., 1980).

Isotopengeologische Daten über die tertiäre Abkühlung der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern und die damit ursächlich zusammenhängende Exhumierungsgeschichte dieses Raumes waren bis vor kurzem nicht verfügbar. Der Bearbeitungsstand der Alpen bezüglich Spaltspurdatierungen an Apatit und Zirkon wurde zuletzt von HEJL & WAGNER (1991) zusammengefaßt. Zu diesem Zeitpunkt waren noch keine Spaltspuralter aus den Zentralalpen östlich der Hohen Tauern bekannt. Es gab auch keine anderen geochronologischen Daten, aus denen sich die postkretazische Abkühlungsgeschichte hätte ableiten lassen. Mittlerweile wurden vier Apatit-Spaltspuralter von Kristallingesteinen der Sau- und Koralpe sowie das Zirkon-Spaltspuralter eines Permoskyth-Sandsteins aus dem Liegenden der Krappfeldgosau veröffentlicht (PUCH et al., 1994). Die Apatitalter liegen zwischen 18 und 28 Ma; das Zirkonalter beträgt 110 ± 17 Ma.

#### 2.2 Fazielle, tektonische und thermische Entwicklung der inneralpinen Molassebecken

Die Sedimente der intramontanen Molassebecken sind für die Untersuchung der Ostalpendenudation in mehrfacher Hinsicht interessant. Einerseits stellt die Molassebasis gewissermaßen ein plombiertes Relief dar. Der unmittelbar unter den Sedimenten befindliche Grundgebirgsanteil muß sich zu Beginn der Sedimentakkumulation an der Oberfläche befunden haben. Andererseits belegen die klastischen Anteile der Bekkenfüllungen das Abtragungsgeschehen der jeweiligen Liefergebiete. Die derzeitigen Umrisse des Verbreitungsgebiets neogener Sedimente entsprechen allerdings nur in seltenen Fällen der genauen Grenze zwischen den einstigen Denudations- und Akkumulationsgebieten, da manche inneralpinen Molasseanteile durch die plio-pleistozäne Abtragung wieder entfernt wurden. Daher ist die räumliche und zeitliche Korrelation des Sedimentationsgeschehens mit reliefbildenden Prozessen in den Abtragungsräumen nicht im Detail bekannt.

Innerhalb bzw. in der unmittelbaren Umgebung des hier behandelten Gebiets liegen das Ennstaltertiär, die Norische Senke, das Steirische, das Lavanttaler und das Klagenfurter Becken. Eine Zusammenfassung der Schichtfolgen und des Baustils dieser Molassebecken sowie entsprechende Literaturhinweise können TOLLMANNS "Geologie von Österreich" (Band 2, 1985) entnommen werden. Auch die "Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark" (FLügEL & NEUBAUER, 1984) vermitteln einen kurzen Überblick über das Ennstaltertiär, die Norische Senke und das Steirische Becken. Im folgenden sollen nur die Grundzüge der Beckenentwicklungen rekapituliert werden.

Das Steirische Becken wird im W durch die Koralpe, im N durch das Grazer Bergland, das Joglland und den Gschriebenstein, im SE durch die oberflächlich kaum in Erscheinung tretende Südburgenländische Schwelle und im SW durch den Poßruck begrenzt. Die von Graz nach S ziehende Mittelsteirische Schwelle trennt das ungefähr 800 m tiefe Weststeirische vom bis über 3000 m tiefen Oststeirischen Becken. Letzteres wird in das Gnaser und das Fehring-Fürstenfelder Becken gegliedert. Die Auffüllung des Steirischen Beckens begann im Ottnang mit Rotlehmen, Brekzien und Blockschottern, die verschiedene Lokalbezeichnungen tragen. Die Komponenten der über 1000 m mächtigen Radlschotter am Südrand des Weststeirischen Beckens bestehen vorwiegend aus Gesteinen des Koralpenkristallins, wobei Geröllgrößen von mehr als einem Meter keine Seltenheit sind. Der Hauptanteil der gleichfalls limnisch-fluviatilen Eibiswalder und Köflacher Schichten gehört schon dem Karpat an und enthält mehrere Kohlenhorizonte. Gegen E verzahnt sich diese Fazies mit marinem Schlier. Der im Karpat einsetzende und bis ins untere Baden andauernde kaliumbetonte Vulkanismus ließ im Oststeirischen Becken mächtige Schildvulkane entstehen. Sie sind heute fast vollständig unter jüngeren Sedimenten begraben und bestehen größtenteils aus Trachyandesiten und Trachyten. Am Beginn des Baden griff die Meeresbedeckung auch auf das Weststeirische Becken über. Im seichten Wasser der Mittelsteirischen Schwelle bildeten sich Lithothamnienkalke (Leithakalk), während in den Beckenlagen Sande und Tegel (z. B. Florianer Schichten) abgelagert wurden. Nach einer Regression im oberen Baden wurde das Oststeirische Becken im Sarmat neuerlich überflutet, wobei Tone, Tonmergel und Sande in brackischer Fazies gebildet wurden. Der fluviatile Carinthische Schotter stieß im Obersarmat aus westlicher Richtung weit in das Becken vor. Im Pannon setzte sich die Aussüßung fort. Die großen Restseen wurden mit Tonmergeln und Sanden aufgefüllt, dann folgte eine vorwiegend fluviatile Sedimentation mit Schottern, sandig-tonigen Zwischenlagen und geringmächtigen Kohlenflözen. Ablagerungen des Pont (Wechsellagerung von Sanden und Tonen mit Lignitbänken) blieben nur im Nordostteil des Beckens bis in die Gegenwart erhalten. Die basaltischen Laven und Tuffe des oststeirischen und südburgenländischen Vulkangebietes (Klöch, Stradnerkogel, Kapfenstein, Neuhaus, Riegersburg etc.) extrudierten im Oberpliozän und vielleicht auch noch im ältesten Pleistozän. Nach einer flächendeckenden postbasaltischen Zuschotterung entwickelten sich allmählich die heuti-

Das Tertiärbecken des unteren Lavanttales erhielt seine straffe NNW-SSE Ausrichtung durch die obermiozäne und jüngere Bruchtektonik des Lavanttaler Störungssystems. Zu Beginn der Beckeneintiefung waren diese Bruchlinien noch nicht wirksam. Die fluviatilen Granitztaler Schotter (Karpat bis unterstes Baden) erfüllen im südlichen Bereich eine WSW-ENE streichende Mulde. Ihr karpatischer Anteil enthält Blockschotter mit Wildbachcharakter, die von NW aus der Saualpe geschüttet wurden. Im unteren Baden (obere Lagenidenzone) erfolgte eine marine Ingression aus östlicher oder südöstlicher Richtung, wobei mergelige bis sandig-mergelige Schichten abgelagert wurden. Vom Mittel- bis zum Oberbaden süßte das Becken allmählich aus. Es wurden fluviatile Schotter, zum Teil aber auch Süßwassermergel mit eingeschalteten Lignitflözen gebildet. Auch die Extrusion des Basaltes von Kollnitz, an dem ein K-Ar-Alter von 15 Ma gemessen wurde (LIPPOLT et al., 1975), fällt noch ins Badenien. Dieses Basaltvorkommen liegt im südwestlichen Teil des Beckens, ungefähr 2,5 km nordwestlich von St. Paul. Im Untersarmat drang das Meer neuerlich von E ein und hinterließ eine mergelig-sandige Serie mit eher brackischem Charakter. Über einer mittelsarmatischen Lücke lagern diskordantes Obersarmat in tonig-sandiger Süßwasserfazies mit zwei Kohlenflözen und schließlich die bis zu 400 m mächtigen limnisch-fluviatilen Sande, Schotter und Tone des Pannon. Das Lavanttaler Tertiär erreicht im zentralen Teil der Beckenachse eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 1000 m.

Das Klagenfurter Becken erstreckt sich entlang des Nordrandes der Karawanken über eine Gesamtlänge von 80 km. Marine Anteile sind bisher nicht nachgewiesen worden. Die Schichtfolge umfaßt mäßig mächtige limnisch-fluviatile Sedimente des jüngeren Miozäns (Sarmat bis Pont). Die hangende Abdeckung bildet das fossilleere Sattnitzkonglomerat, dessen Alter nicht genau bekannt ist (Pliozän oder Pleistozän). Hervorzuheben ist die Tatsache, daß die jungtertiäre Beckenfüllung an ihrem Südrand vom Mesozoikum der Karawanken-Nordkette an einer flachen bis mittelsteilen Bewegungsfläche überschoben wurde (VAN HUSEN, 1984). Gefaltete quartäre Schotter des Vorlandes belegen eine bis in die Gegenwart anhaltende Einengungstendenz.

Das Neogen der Norischen Senke folgt ungefähr der Mur-Mürz-Längstalung und gliedert sich in viele Teilbecken, die aber ursprünglich einen mehr oder weniger zusammenhängenden Ablagerungsraum bildeten. Es handelt sich durchwegs um limnisch-fluviatile Sedimente des Karpats und des ältesten Badens. Ein mariner Einfluß ist nicht feststellbar. Die meisten Beckenfüllungen sind geringmächtig - im allgemeinen nicht mehr als 300 m. Eine Ausnahme bildet das Fohnsdorfer Becken, das sich am Kreuzungspunkt der Mur-Mürz-Furche mit der Pöls-Lavanttaler Störung befindet. Hier erreicht das Karpat die enorme Mächtigkeit von mehr als 3000 m (POLESNY, 1970). Die starke Absenkung des Beckens begann schon während der Sedimentation. Heute bildet sein Sedimentinhalt eine große Synklinale, deren Südschenkel sogar überkippt ist. Im äußersten W der Norischen Senke - unmittelbar am Rande des Tauernfensters - liegt das Tamsweger Becken. Da sein Geröllbestand trotz vorherrschender Schüttung aus westlicher Richtung Komponenten des ostalpinen Kristallins aber keine Gesteine des Penninikums und des unterostalpinen Mesozoikums enthält (HEINRICH, 1977), muß das östliche Tauernfenster erst später freigelegt worden sein.

Das Ennstaltertiär umfaßt spärliche Reste von Süßwasserablagerungen, die oft stark gefaltet oder in den präoligozänen Untergrund eingeklemmt sind. Sie sind biostratigraphisch nicht genau eingestuft. Es handelt sich wahrscheinlich um die südliche Fortsetzung der Augensteinschotter auf den Hochplateaus der Nördlichen Kalkalpen. Die Flußsysteme der nicht mehr erhaltenen Augensteinlandschaft gelten als Sedimentlieferanten der grobklastischen Molassesedimente mit zentralalpinem Detritus (Puchkirchener Serie). Demnach käme für das Ennstaltertiär ein oberoligozänes bis frühmiozänes Alter in Frage.

Die paläogeothermischen Bedingungen in den Tertiärbekken können zumindest semiquantitativ aus der regionalen und vertikalen Verteilung der Inkohlungsgrade abgeleitet werden. Die Untersuchungen von SACHSENHOFER (1989, 1992) – insbesondere seine an zahlreichen Proben durchgeführten Messungen der Vitrinitreflexion – haben hier zu neuen Erkenntnissen geführt.

Die Inkohlung im Steirischen Beckens ist besonders gut erforscht, da für die Untersuchungen viele Proben aus Tiefbohrungen zur Verfügung standen. Die Tiefenabhängigkeit der Vitrinitreflexion ermöglichte die Abschätzung der Paläo-Temperaturgradienten und der entsprechenden Wärmeflußdichten. Lokale Inkohlungsmaxima treten im Karpat des südwestlichen und nordöstlichen Beckenbereichs auf. Innerhalb eines Radius von ungefähr 10 km um die miozänen Vulkane weisen die Inkohlungsprofile auf einen erhöhten Paläo-Temperaturgradienten hin. Nach dieser Phase vulkanischer Aktivität nahm der Wärmefluß wieder ab. Der plio-pleistozäne Vulkanismus beeinflußte die regionale Inkohlung anscheinend nicht. Gegenwärtig liegen die Temperaturgradienten im Steirischen Becken zwischen 4,0 und 5,6 °C/100 m (SACHSENHO-FER, 1992).

Für das Lavanttaler Becken leitet SACHSENHOFER (1992) einen relativ normalen Paläotemperaturgradienten ab. Derzeit beträgt er 3 °C/100m. Ähnliches dürfte auch für den Großteil des Klagenfurter Beckens gelten. Allerdings ist hier die Vitrinitreflexion nur an Oberflächenproben unmittelbar an der Karawankenüberschiebung gemessen worden.

Wegen unterschiedlicher Sedimentmächtigkeiten und regional schwankender geothermischer Verhältnisse verlief die Inkohlung in den einzelnen Teilbecken der Norischen Senke räumlich stark differenziert (SACHSENHOFER, 1989). Die höchsten Inkohlungsgrade (Flammkohlenstadium) wurden im Tamsweger und im Fohnsdorf-Knittelfelder Neogenbecken erreicht. SACHSENHOFER führt den hohen Paläotemperaturgradienten in der westlichen Norischen Senke (Tamsweger Bekken) auf den schnellen Aufstieg des noch relativ warmen Tauernpenninikums während des Miozäns zurück.

Ein ähnlicher Inkohlungstrend kennzeichnet auch das Ennstaltertiär (SACHSENHOFER, 1989). Während im Wagrainer Tertiär noch das Flammkohlenstadium erreicht wurde, nimmt die Inkohlung in Richtung E kontinuierlich bis zum Weichbraunkohlenstadium ab (Hieflau).

#### 2.3 Geomorphologische Aspekte

Ein Rückblick auf die zum Teil kontrovers geführte Diskussion um die Reliefgenese der Ostalpen ist bei TOLLMANN (1986 a und b) nachzulesen. Eine Zusammenfassung aller älteren Modelle zur Morphogenese im weiteren Umkreis des Lungauer Beckens hat SCHNEIDER (1988) gegeben.

Die meisten Autoren stimmen darin überein, daß ein erstes zusammenhängendes Relief im Ostalpenraum zur Ablagerungszeit der Augensteinschotter existierte. Wenn auch von dieser sog. Augensteinlandschaft kein morphologischer Rest mehr erhalten ist, so kann ihr oligozänes Alter wenigstens indirekt aus dem Eintreffen der ersten ferntransportierten Kri-

stallingerölle am Südrand des nördlichen Molassemeeres (Puchkirchener Serie) abgeleitet werden. In den Nördlichen Kalkalpen wurden die Augensteinschotter später mehrfach umgelagert, weshalb ihr gegenwärtiges Verbreitungsgebiet nicht als Relikt einer oligozänen Altlandschaft interpretiert werden darf.

Die Idee einer "Raxlandschaft" (LICHTENECKER, 1923), also einer ursprünglich einphasig entstandenen, miozänen Rumpffläche, die später durch tektonische Zerstückelung in Niveaus verschiedener Höhenlage zerlegt wurde, ist heute weitgehend diskreditiert. Demgegenüber gibt es das Modell einer Rumpfbzw. einer Piedmonttreppe (SPREITZER, 1932), deren Fluren in Zeiten tektonischer Ruhe zwischen einzelnen kräftigen Hebungsphasen des Gebirges entstanden sind. Durch den mehrmaligen Wechsel zwischen vorherrschender linearer Erosion und flächenhafter Denudation sollen sich weiträumig verfolgbare Flächen- bzw. Talniveaus gebildet haben. Die Genese der einzelnen Reliefgenerationen kann je nach Form und Alter entweder durch Flächenspülung in Zeiten tropischer Intensivverwitterung, durch die Ausbildung von Pedimenten unter ariden bis semiariden Bedingungen oder durch talgebundene Terrassierung erklärt werden.

SEEFELDNER (1973) unterschied in den Salzburger Kalkalpen drei Hochflurensysteme und mehrere Talniveaus. Die von ihm vorgenommene Korrelation kalkalpiner Hochfluren mit Reliefgenerationen der Hohen Tauern ist angesichts der enormen neogen-quartären Hebung und Abtragung im Bereich des Tauernfensters strikt abzulehnen. Nachdem bereits EXNER (1949) darauf hingewiesen hatte, daß eine der Nockfläche entsprechende Altlandschaft westlich der Katschbergzone schon längst abgetragen sein muß, haben spätestens die Ergebnisse der Apatit-Spaltspurdatierungen von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) sowie von STAUFENBERG (1987) die Existenz präpliozäner Reliefreste in den Hohen Tauern eindeutig widerlegt (TOLLMANN, 1986b). Im Gebiet der Venedigergruppe wurden seit dem Ende des Pannons noch fast 3000 m und im östlichen Tauernfenster (Reißeckgruppe) ungefähr 1000 m Gesteinsmächtigkeit abgetragen. Damit ist jede Spekulation über miozäne oder ältere Reliefreste im Bereich des Tauernfensters hinfällig geworden.

Anders verhält es sich mit dem Großrelief östlich des Tauernfensters. In den höheren Lagen der Gurktaler Alpen und der östlich anschließenden Gebiete gibt es auffällige Verflachungen, für die ein miozänes Alter nicht auszuschließen ist. Exner (1990) hat die Lage der in 1700 bis 2200 m Höhe gelegenen Nockfläche auf seiner "Geologischen Karte des mittleren Lungaus" dargestellt und erwähnt sogar (1989, 1990) das Auftreten mutmaßlicher jungtertiärer Reliktböden in diesem Gebiet.

WINKLER-HERMADEN hat sich ungefähr fünfzig Jahre lang mit der Morphogenese am Alpenostrand beschäftigt und seine Ergebnisse nicht nur in vielen Aufsätzen veröffentlicht, sondern zuletzt auch in dem Buch "Geologisches Kräftespiel und Landformung" (1957) umfassend dargestellt. Leider wird dieser Autor manchmal etwas mißverständlich zitiert (z. B. bei TOLLMANN, 1986a; SCHNEIDER, 1988), indem behauptet wird, er habe sich in seinem Spätwerk für eine fast auschließlich postmiozäne Entstehung des gegenwärtig noch erhaltenen Reliefs ausgesprochen und die Existenz älterer Flächenreste in Abrede gestellt. Dabei darf nämlich nicht übersehen werden, daß das Pliozän WINKLER-HERMADENS nicht mit dem Pliozän des heutigen Sprachgebrauchs übereinstimmt, sondern mit dem höheren Unterpannon des Wiener Beckens begann. Nachdem er auf Seite 324 ff. seines "Kräftespiels" die Grenze zwischen Miozän und Pliozän in diesem Sinne definiert hatte, schrieb WINKLER-HERMADEN (1957) auf Seite 748 wörtlich:

"Abgesehen von verschütteten und teilweise wieder aufgedeckten oder durch Bohrungen ermittelten älteren Formenelementen sind die ältesten, noch erkennbaren Oberflächenreste nicht älter als das jüngere Obermiozän. Die ausgedehnten Hochflächen gehen nicht über die Zeit des ältesten Pliozän zurück". Aus dem historischen Zusammenhang gerissen, vermittelt dieses Zitat heute einen falschen Eindruck. Mit dem "ältesten Pliozän" war hier das Pannon gemeint, dem die Hochflächensysteme des "Wolscheneck-Niveaus" und des "Glashüttener Niveaus" zugeordnet wurden. Die als Inselberge erhaltenen Reste eines sarmatischen Reliefs wurden dem "Korniveau" zugeordnet. Somit wurden die drei ältesten der noch sichtbaren Reliefgenerationen in das Obermiozän der modernen stratigraphischen Nomenklatur eingereiht.

Die Erforschung der großräumigen Morphogenese der Ostalpen ist schon seit einigen Jahren ins Stocken geraten, da die alten Verflachungen kaum Ansatzpunkte für eine unmittelbare Datierung bieten. Diesbezügliche Altersangaben beruhen meistens auf weitläufigen Parallelisierungen und Analogieschlüssen. Wegen der Dominanz des klimamorphologischen Paradigmas wird die Bedeutung reliefwirksamer Tektonik heute nur in Ausnahmefällen gewürdigt. Die vorliegende Spaltspuruntersuchung soll hier einen neuen Blickwinkel eröffnen.

#### 3. Durchführung der Apatit-Spaltspuranalysen

#### 3.1 Probenahme und Gesteinsaufbereitung

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) umfaßt große Teile der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern. Es erstreckt sich im E bis zur Koralpe bzw. bis zum Westrand des Steirischen Tertiärbeckens. Folgende Regionen wurden beprobt:

Das Gailtal, die Gurktaler Alpen, die Schladminger, Wölzer und Seckauer Tauern, die Umgebung des Packsattels sowie die Koralpe. Insgesamt wurden 53 Proben aufbereitet. Mit Ausnahme von zwei Tonalitgneisen des periadriatischen Intrusivkomplexes (Lokalitäten: Finkenstein und Nampolach) handelt es sich dabei ausschließlich um Gesteine des präpermischen ostalpinen Grundgebirges. Die Probenlokalitäten sind in Tab. 1 und in der Kartenbeilage 1 dokumentiert.

Die ungefähr 3 bis 5 kg schweren Gesteinsproben wurden mit einem Backenbrecher und einem Walzwerk zerkleinert und im trockenen Zustand maschinell gesiebt. Die für die weitere Bearbeitung ausgewählte Korngrößenfraktion von 100 bis 250  $\mu$ m wurde mehrmals mit agua dest. ausgewaschen und dekantiert, um Staubanteile zu entfernen. Durch die anschließende Flotation des gewaschenen Probenguts nach dem von HEJL & NEY (1994) beschriebenen Verfahren wurde der Apatit in einer relativ kleinen Teilmenge der ursprünglichen Fraktion konzentriert. Das flotierte Mineralkonzentrat wurde bei 40 °C getrocknet. Die Endanreicherung des Apatits erfolgte mittels Magnetscheidung und Dichtesortierung (Tetrabromethan und Dijodmethan). Die im Jahr 1992 aufbereiteten Proben (SASP 1 bis 16) wurden nicht flotiert sondern nach der Siebung gewaschen, getrocknet und dann gleich der Magnetscheidung und Dichtesortierung unterzogen.

#### 3.2 Datierung nach der Kornpopulationsmethode

Die Apatit-Spaltspuralter wurden nach der Kornpopulationsmethode bestimmt. Eine Teilmenge jedes Apatitkonzentrats wurde 24 Stunden lang bei 550 °C gelagert und anschließend



Abb. 1

Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen. Der Rahmen zeigt den Ausschnitt der Kartenbeilagen 1 und 2. Schraffierte Gebiete: Penninikum und Flysch.

in der thermischen Säule des ASTRA-Reaktors (Forschungszentrum Seibersdorf) mit thermischen Neutronen bestrahlt.

Im Primärkreislauf des Reaktorkühlwassers liegt die Temperatur zwischen 38 und 45 °C, also in einem Bereich, in dem praktisch keine Spurenausheilung stattfindet. In der thermischen Säule liegt die Flußdichte thermischer Neutronen in der Größenordnung von 5×10<sup>10</sup> cm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Der Anteil epithermischer Neutronen am gesamten Neutronenfluß beträgt weniger als ein Promille.

Die ausgeheizten Apatitproben wurden in kleine Polyäthylenröhrchen eingeschweißt. Diese Probenröhrchen wurden in Gruppen von bis zu 14 Stück gemeinsam mit zwei Co-Monitoren in einer Polyäthylenkapsel bestrahlt. Die Kapsel ist 60 mm lang und hat einen Innendurchmesser von 12 mm. In der Bestrahlungskammer nimmt die Neutronenflußdichte vom einen zum anderen Ende der Kapsel um ungefähr 25% ab. Normal zur Längsachse tritt jedoch kein Gradient auf. Da die Abnahme in Richtung der Längsachse annähernd linear ist, kann die Gesamtfluenz durch eine zweimalige Bestrahlung mit jeweils entgegengesetzter Orientierung der Kapsel homogenisiert werden. Die thermische Neutronenfluenz wurde durch gammaspektrometrische Aktivitätsmessungen an den Co-Monitoren bestimmt (VAN DEN HAUTE et al., 1988).

Beide Kornpopulationen jeder Probe (natürlich und bestahlt) wurden getrennt in Epoxidharz eingebettet, angeschliffen, poliert und dann gleichzeitig in 5% HNO<sub>3</sub>, bei 20 °C 60 Sekunden lang geätzt. Die Spaltspuren wurden mit einem Olympusmikroskop (BHT) im Durchlicht bei 1000-facher Vergrößerung über eine quadratische Einheitsfläche (Okularstrichplatte) ausgezählt.

Für die Altersberechnung wurde die von GALLIKER et al. (1970) bestimmte Spaltungskonstante  $\lambda_f = 8,46 \times 10^{-17}a^{-1}$  ver-

wendet. Zur Überprüfung der Kalibrierung wurden zwei Altersstandards unter den gleichen Bedingungen wie die anderen Proben datiert: Apatit von "Cerro de Mercado" (Durango, Mexiko) und Apatit aus dem Mt.-Dromedary-Banatit (Neusüdwales, Australien).

E. HEJL

Mehrere Referenzproben, die nicht den Anforderungen eines Altersstandards entsprechen (88-2, 88-3 und HDSP 310) wurden ebenfalls datiert. Bei den Proben 88-2 und 88-3 handelt es sich um Apatite, die anläßlich eines Interlaborversuchs von mehreren Bearbeitern mit unterschiedlichen Spaltspurtechniken datiert wurden (MILLER et al., 1990). HDSP 310 ist ein Apatit aus dem Selber Granit (Nordostbayern), an dem HEJL et al. (1997, Tab. 2b) ein Spaltspuralter von 72  $\pm$  3,6 Ma (1 $\sigma$ ) bestimmt haben. Eine ausgeheizte Teilmenge dieses Apatits befand sich bei jeder Bestrahlung in der Polyäthylenkapsel. Nach jeder Bestrahlung wurde HDSP 310 neu datiert.

Die Datierungsergebnisse, die an den Standards und Proben gewonnen wurden, sind in den Tab. 2 und 3 entsprechend den Empfehlungen der "I.U.G.S. Subcommission on Geochronology" (HURFORD, 1990a, b) dargestellt. Das Spaltspuralter des Mt.-Dromedary-Banatits stimmt innerhalb 1 $\sigma$  mit dem Rb-Sr-Alter überein. Das Spaltspuralter des Durangoapatits stimmt innerhalb von 2 $\sigma$  mit dem K-Ar-Alter überein. Auch die Alterswerte von 88-2 und 88-3 stimmen innerhalb von 1 $\sigma$  bzw. 2 $\sigma$  mit den Mittelwerten, der von den anderen Bearbeitern gemessenen Alter überein. Das fehlergewichtete Mittel der Alter aller Teilproben von HDSP 310 (A bis G) beträgt 75,1 ± 3 Ma (2 $\sigma$ ). Es liegt innerhalb des 2 $\sigma$ -Fehlers jeder Einzelmessung (Abb. 2) und innerhalb des 1 $\sigma$ -Fehlers der Messung von HEJL et al. (1997). Die Gültigkeit der Kalibrierung ist somit erwiesen.

Tab 1

Schladminger und Wölzer Tauern

**Region Probenbe-**

Ve	erzeichnis der	datierten Proben ur	nd ihrer Fundorte.		
n	Probenbe-	Kartenblatt der	Probenlokalität	Höhe [m]	Gesteinsart und
	zeichnung	ÖK 1:50.000		über NN	geologische Einheit
	SASP 8	127 Schladming	Schladminger Obertal, Forststraße zur Raben-	1080	Orthogneismylonit des
			steinwand, Spitzkehre 300 m E' vom Bärnhoferwirt	1	Schladminger Kristallins
	SASP 9	127 Schladming	Schladminger Untertal, Straßenaufschluß 150 m S'	1010	Metatonalit des
	-		vom Schipplechner		Schladminger Kristallins
	SASP 16	127 Schladming	Hinteres Lessachtal, am Ostfuß des Hochgollings,	1710	Amphibolit des
			100 m SE' der Kote 1751		Schladminger Kristallins
	SASP 29	129 Donners-	Donnersbachtal, beim G von Grenner	1170	Glimmerschiefer des
		bach			Wölzer Kristallins
	SASP 30	128 Gröbming	Kleinsölktal, 50 m NW' vom Kesslerkreuz	990	Granitgneis des
		_			Schladminger Kristallins
	SASP 31	128 Gröbming	Großsölktal, 500 m SE' der Hansenalm	1330	Zweiglimmergneis des
					Wölzer Kristallins
	SASP 12	184 Ebene	Forstweg am Westhang der Sumperhöhe,	1400	Bundschuh-Orthogneis
		Reichenau	700 m NNW' der Aicheralm	l	
	SASP 13	184 Ebene	400 m NNE' von Turrach, unter der Brücke über	1250	Bundschuh-Orthogneis
		Reichenau	die Turrach	ļ	
	SASP 14	184 Ebene	Steinbruch 900 m WNW' von Turrach	1580	Bundschuh-Orthogneis
		Reichenau		Į.	
,	SASP 15	183 Radenthein	900 m S' von Innerkrems, im Bachbett des	1560	Bundschuh-Orthogneis

neu	SASP 12	184 Ebene Reichenau	Forstweg am Westhang der Sumperhöhe, 700 m NNW' der Aicheralm	1400	Bundschuh-Orthogneis
er Alf	SASP 13	184 Ebene Reichenau	400 m NNE' von Turrach, unter der Brücke über die Turrach	1250	Bundschuh-Orthogneis
rktale jebie	SASP 14	184 Ebene Reichenau	Steinbruch 900 m WNW von Turrach	1580	Bundschuh-Orthogneis
le Gu lockç	SASP 15	183 Radenthein	900 m S' von Innerkrems, im Bachbett des Heiligenbachs	1560	Bundschuh-Orthogneis
stlich (N	SASP 21	183 Radenthein	Bundesstraße von Radenthein nach Millstatt, erster Parkplatz ober dem Millstätter See	620	Granat-Zweiglimmergneis der Millstätter Serie
We	SASP 22	157 Tamsweg	1300 m SSE' von Rennweg, Felsen bei Brugg zwischen der Tauernautobahn und der Lieser	1120	Orthogneismylonit des Nockkristallins
lach	SASP 1	201 Villach	2700 m SW' von Finkenstein, orographisch linkes Ufer der Feistritz	650	Tonalitgneis der Periadriatischen Naht
ind n Vill	SASP 2	201 Villach	Alter Steinbruch in Landskron, 750 m W von St. Michael	520	Villacher Granitgneis
iltal u ng vo	SASP 5	199 Hermagor	Matschiedl, kleiner Graben S' vom Gailtalerhof	850	Diorit des Gailtal- kristallins
Ga	SASP 6	199 Hermagor	Graben S' von Nampolach, E' vom Rauter	680	Tonalitgneis der Periadriatischen Naht
ů n mč	SASP 7	199 Hermagor	1000 m N' von Radnig, am Weg zum Steinbruchgraben	760	Augengneis des Gailtalkristallins
ue de	SASP 24	131 Kalwang	Gipfel des Hochreichharts	2416	Granitgneis des Seckauer Kristallins
er Alp Aurta Neiflir	SASP 27	130 Trieben	Bärntal, am Fuß der Felswand S' vom Schellberg, 1600 m W' der Franzlbauerhütte	1280	Granitgneis des Seckauer Kristallins
ckau und N i Sch	SASP 48	160 Neumarkt	750 m SE' von Pichl, an der Bundesstraße	750	Granitgneis des Wölzer Kristallins
pe Se	SASP 49	160 Neumarkt	An der Straße nach Lindberg, NW' von Lind bei Scheifling	970	Granatglimmerschiefer des Wölzer Kristallins
	SASP 35	188 Wolfsberg	250 m SW vom Oberländer an der Packer Straße	880	Pegmatit des Koralpenkristallins
	SASP 36	188 Wolfsberg	Alter Steinbruch 300 m SSE' vom Packsattel (Vier Tore)	1165	Pegmatit des Koralpenkristallins
ē	SASP 37	188 Wolfsberg	150 m W vom gasthof Steinbauer an der Hebalpenstraße	1290	Pegmatit des Koralpenkristallins
oralp	SASP 38	188 Wolfsberg	Handalm, NNW der Weinebene	1850	Stainzer Plattengneis des Koralpenkristallins
Ŷ	SASP 39	189 Deutsch- landsberg	250 m W' vom Jagdhaus Kupper, S' von Osterwitz	1060	Stainzer Plattengneis des Koralpenkristallins
	SASP 40	189 Deutsch- landsberg	Steinbruch 100 m W' von Bad Gams	510	Stainzer Plattengneis des Koralpenkristallins
	SASP 43	205 St. Paul	Spitzkehre an der Bundesstraße von Lavamünd	570	Zweiglimmergneis des

nach Soboth, 3000 m SE' von Lavamünd

Die chemische Zusammensetzung einiger Apatitproben wurde mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (JEOL, Super Probe JXA-8600) analysiert. Es handelt sich um Fluorapatite mit Chlorgehalten unter 0,5% (Tab. 4).

#### 3.3 Längenmessungen an vollständig eingeschlossenen Spuren

Im Zuge der Ausheilung von Spaltspuren verringert sich ihre anätzbare Länge. Proben mit verschiedenen Temperaturgeschichten unterscheiden sich daher durch die Häufigkeitsverteilung ihrer Spurenlängen. Für Alterskorrekturen bzw. für die Rekonstruktion von Zeit-Temperatur-Pfaden mißt man entweder die projizierten Längen von Oberflächenspuren (MÄRK et al., 1973) oder die wahren Längen vollständig eingeschlossener Spuren (BHANDARI et al., 1971). Letztere können durch eine Ätzung sichtbar gemacht werden, wenn sie die an der Oberfläche austretenden Spaltspuren oder Risse durchqueren. Die Länge jener eingeschlossenen Spuren (confined tracks), die parallel zur anpolierten Mineraloberfläche bzw.

Koralpenkristallins

186

#### Tab. 2

Datierungsergebnisse an den Apatit-Altersstandards (Durango und Mt. Dromedary) und an den Referenzproben (88-2, 88-3 und HDSP 310).  $N_s$ ,  $N_i$ : Anzahlen der gezählten Spuren (spontan, induziert)  $\rho_s$ ,  $\rho_i$ : Durchschnittliche flächenhafte Spurendichten (spontan, induziert). Verwendete Zerfallskonstanten:  $\lambda_f = 8,46 \times 10^{-17} a^{-1}$ ,  $\lambda_d = 1,55125 \times 10^{10} a^{-1}$ . Natürliches Isotopenverhältnis  ${}^{235}U/{}^{238}U = 7,2527 \times 10^{-3}$ . Spaltungsquerschnitt von  ${}^{235}U = 580,2 \times 10^{-24} cm^2$ .

Bezeichnung	Anzahi	Anzahl	zahl Spontane Sj	ne Spuren	Spuren Induzierte Spuren		Rel. Fehler Neutronen-		Gemessenes	Referenzalter [Ma]
	der Flächen	N <sub>s</sub>	ρ <sub>s</sub>	N,	ρι	von $\rho_s/\rho_i$		Spaltspuralter $\pm 1\sigma$	(Datierungsmethode)	
	n <sub>s</sub> /n <sub>i</sub>		$[10^{\circ}.cm^{-2}]$		$[10^{5} \text{ cm}^{-2}]$	[%]	$[10^{17} \text{ cm}^2]$	[Ma]		
Durango	500/500	826	1,033	1245	1,556	4,7	8,98	29,6 ± 1,6	31,4 ± 0,5 (K/Ar Feldspat)	
Mt. Dromedary	200/340	1103	7,200	927	3,559	6,0	9,55	95,4 ± 6,2	98,8 ± 0,6 (Rb/Sr Biotit)	
88-2	200/200	3449	10,778	2977	9,303	5,5	10,30	59,1 ± 3,6	56,8 ± 11,6 (Spaltspuren Apatit)	
88-3	200/180	3799	11,872	1673	5,809	4,0	10,30	103,9 ± 4,9	113,7 ± 9,1 (Spaltspuren Apatit)	
HDSP 310 A	100/100	2056	26,841	1320	17,232	4,1	9,55	73,6 ± 3,6		
HDSP 310 B	100/100	2137	27,898	1450	18,930	4,0	10,30	75,1 ± 3,5		
HDSP 310 C	100/100	1630	28,299	1054	18,299	4,8	10,06	76,9 ± 4,2		
HDSP 310 D	100/100	1647	28,594	1036	17,986	4,5	8,98	70,6 ± 3,6		
HDSP 310 E	100/100	1436	24,931	919	15,955	4,9	10,04	77,6 ± 4,2		
HDSP 310 F	100/100	1537	26,684	966	16,771	4,1	10,00	78,7 ± 3,8		
HDSP 310 G	100/100	1656	28,750	552	9,583	5,4	5,03	74,6 ± 4,4		

normal zur optischen Achse des Mikroskops liegen, kann besonders leicht gemessen werden. Die Auswirkung bestimmter Zeit-Temperatur-Pfade auf die Häufigkeitsverteilung solcher Spurenlängen in Apatit ist von GLEADOW et al. (1986) untersucht worden. In vielen Fällen ist es möglich, gleichmäßig abgekühlte Proben von solchen des Mischaltertyps zu unterscheiden (siehe Kap. 4). Die Interpretation projizierter Spurenlängen ist einstweilen noch problematisch, da der Einfluß der Spurenfragmentierung in den gegenwärtig verfügbaren Modellen nicht berücksichtigt wird (HEJL, 1995).



Abb. 2

Ergebnisse (±  $2\sigma$ ) der mehrfach wiederholten Datierung der Apatitprobe HDSP 310. Die horizontalen Linien geben den fehlergewichteten Mittelwert bzw. den entsprechenden  $2\sigma$ -Vertrauensbereich an (75,1 ± 3 Ma). Für die vorliegende Untersuchung wurden nur vollständige Spurenlängen gemessen. Zu diesem Zweck wurden einige Präparate mit unbestrahlten Apatiten nach dem Auszählen der flächenhaften Spurendichten nochmals geätzt. Diese zweite Ätzung erfolgte bei 20 °C in 25% HNO<sub>3</sub>, und dauerte 20 Sekunden. Die Längenmessungen an den subhorizontalen, vollständig geätzten Spuren erfolgten bei 1000-facher Vergrößerung (Ölimmersion) im Durchlicht mit einem Zeichentubus und einem Digitalisiertablett. Das Verfahren ist bei WAG-NER & VAN DEN HAUTE (1992) beschrieben. Die Ergebnisse der Längenmessungen wurden als Histogramme in Abb. 3 dargestellt.

E. HEJL

#### 3.4 Thermochronologische Modellrechnungen

In den letzten Jahren wurden mehrere Modellierungsverfahren für die Vorhersage von Apatit-Spaltspuraltern und den entsprechenden Häufigkeitsverteilungen vollständiger Spurenlängen (confined tracks) entwickelt. Gebräuchlich sind z. B. die PC-kompatiblen Programme AFTA70 und LENMO-DEL. Die theoretischen Grundlagen von AFTA70 sind in den Aufsätzen von GREEN et al. (1986), LASLETT et al. (1987), DUDDY et al. (1988) und GREEN et al. (1989) ausführlich beschrieben. Die reaktionskinetischen Gleichungen und der Integrationsalgorithmus von LENMODEL wurden von CROWLEY et al. (1991) und CROWLEY (1993) publiziert. In beiden Programmen wird der eingegebene Zeit-Temperatur-Pfad durch eine Reihe isothermer Ausheizschritte angenähert dargestellt. Die Produktion spontaner Spaltspuren als Funktion der Zeit und die Spurenausheilung als Funktion von Zeit und Temperatur werden zunächst für jedes dieser Zeitintervalle berechnet. Die Zwischenergebnisse werden dann über den gesamten Zeitraum summiert. Man erhält schließlich die zu erwartende Häufigkeitsverteilung der Längen vollständig eingeschlosse-

Ergebnisse der Apatit-Spaltspurdatierungen.

Proben-	Zahl der Flächen	Spontane Spuren		Induzierte Spuren		Rel. Fehler	Neutronen-	Spaltspuralter $\pm 1\sigma$
bezeichnung	bzw. Körner	N <sub>s</sub>	ρ <sub>s</sub>	N <sub>i</sub>	ρ <sub>i</sub>	von $\rho_s/\rho_i$	fluenz	[Ma]
	n <sub>s</sub> /n <sub>i</sub>		$[10^{5}.cm^{-2}]$		$[10^5 \text{ cm}^2]$	[%]	[10 <sup>14</sup> .cm <sup>-2</sup> ]	
SASP 1	200/200	583	3,805	1063	6,939	7,1	9,55	26 ± 2
SASP 2	598/450	459	1,002	550	1,596	6,7	9,55	29,8 ± 2,1
SASP 5	300/300	203	0,883	271	1,179	13,5	10,35	38,5 ± 5,3
SASP 6	300/200	483	2,102	606	3,956	7,1	9,55	25,2 ± 1,9
SASP 7	200/180	774	5,052	1510	10,952	9,0	9,55	21,9 ± 2
SASP 8	350/250	736	2,745	1381	7,211	7,8	10,35	19,6 ± 1,6
SASP 9	400/250	532	1,736	1186	6,193	6,9	10,35	14,4 ± 1,1
SASP 12	600/600	308	0,670	490	1,066	9,9	10,35	32,3 ± 3,3
SASP 13	500/500	745	1,945	1321	3,449	7,7	10,35	29 ± 2,4
SASP 14	500/500	2809	7,334	4365	11,397	7,8	10,30	32,9 ± 2,7
SASP 15	450/450	493	1,430	718	2,083	8,4	10,30	35,1 ± 3,1
SASP 16	500/300	159	0,199	201	0,419	14,5	10,10	23,8 ± 3,5
SASP 21	500/300	1694	2,118	2208	4,600	5,9	10,10	23,1 ± 1,5
SASP 22	400/250	1658	2,591	2994	7,485	6,5	10,06	17,3 ± 1,2
SASP 24	400/400	4749	20,612	3909	16,966	6,5	10,04	60,4 ± 4,2
SASP 27	200/200	1042	3,256	1187	3,709	5,1	10,04	43,7 ± 2,5
SASP 29	400/300	652	1,019	745	1,552	7,3	5,96	19,4 ± 1,5
SASP 30	250/200	258	0,645	643	2,009	9,7	10,04	16 ± 1,6
SASP 31	400/300	355	0,555	863	1,798	7,8	10,04	15,4 ± 1,3
SASP 35	70/70	1604	14,321	1549	13,830	9,5	10,00	51,3 ± 5
SASP 36	300/300	792	1,650	777	1,619	14,1	10,00	50,5 ± 7,2
SASP 37	300/300	696	4,028	652	3,773	7,8	10,00	52,9 ± 4,4
SASP 38	300/300	2362	4,921	2716	5,658	5,0	10,00	43,1 ± 2,4
SASP 39	300/300	2223	4,631	2988	6,225	3,8	10,00	36,9 ± 1,7
SASP 40	400/400	884	3,837	1670	7,248	4,8	10,00	26,3 ± 1,4
SASP 43	300/300	206	0,429	327	0,681	11,2	10,00	31,3 ± 3,6
SASP 48	300/300	593	1,235	531	1,106	14,0	5,96	33 ± 4,7
SASP 49	400/400	661	1,033	415	0,648	8,7	5,96	47,1 ± 4,3

ner Spuren sowie das zu erwartende Spaltspuralter und kann nun diese berechneten Werte mit den tatsächlich gemessenen vergleichen.

Anhand der verfügbaren geochronologischen Daten und anderer geologischer Informationen gibt man in das Programm zunächst einen plausibel erscheinenden t-T-Pfad ein. Die Ergebnisse dieser ersten Berechnung werden im allgemeinen nicht genau mit den Meßergebnissen übereinstimmen. Durch geringfügige Veränderungen des t-T-Pfades kann die Übereinstimmung nun schrittweise verbessert werden (Versuch und Irrtum), bis schließlich eine zufriedenstellende Lösung erreicht ist. Der zuletzt ausgewählte t-T-Pfad sollte die folgenden Bedingungen erfüllen:

O Das Spaltspuralter der Modellrechnung soll mit dem ge-

messenen innerhalb der Fehlergrenzen ( $2\sigma$ ) übereinstimmen.

O Das arithmetische Mittel der berechneten Längenverteilung soll möglichst nahe an jenem der gemessenen Längenverteilung liegen. Der Standardabweichung wird geringere Bedeutung beigemessen, da sich schon öfter gezeigt hat, daß sie nicht so gut reproduzierbar ist wie das arithmetische Mittel. Das liegt anscheinend an dem Umstand, daß die Fähigkeit, kurze vollständig eingeschlossene Spuren (<10 µm) zu erkennen, nicht bei jedem Bearbeiter gleich ist. Kleinere Schwankungen in der gemessenen Häufigkeit dieser kurzen Spuren haben nur einen kleinen Einfluß auf das arithmetische Mittel, aber einen relativ großen auf die Standardabweichung der Häufigkeitsverteilung.





Abb. 3

Die Häufigkeitsverteilungen der Längen vollständiger spontaner Spaltspuren in Apatit. t = gemessenes Spaltspuralter  $\pm 1\sigma$ , N = Anzahl der gemessenen Spurenlängen, L = durchschnittliche Spurenlänge [ $\mu$ m], S = Standardabweichung [ $\mu$ m].

- O Die Formen des berechneten und des gemessenen Längenhistogramms sollen wenigstens in den Grundzügen übereinstimmen (Ein- oder Zweigipfeligkeit, Position und Größenverhältnisse der einzelnen Peaks, Schiefe).
- O Widersprüche zwischen dem Modell und bekannten geologischen Tatsachen sollen vermieden werden. Dies gilt aller-

dings nur für Erkenntnisse, die als einigermaßen gesichert gelten können.

E. HEJL

In der vorliegenden Untersuchung wurden die thermochronologischen Modellrechnungen mit dem Programm AFTA70 durchgeführt. Die Ergebnisse werden im regionalgeologischen Zusammenhang diskutiert (siehe Kap. 5).



#### Tab. 4

EMS-Analysen der Fluor- und Chlorgehalte einiger ausgewählter Apatitproben. Es wurden jeweils drei bis sieben Körner gemessen. A.M. = arithmetisches Mittel- Stdabw. = Standardabweichung.

Proben-		F	CI	Molares Verh.
bezeichnung		[Gew. %]	[Gew. %]	CI/F
SASP 21	A.M. =	3,1	0,42	0,073
	Stdabw. =	0,1	0,03	
SASP 22	A.M. =	3,3		< 0,003
	Stdabw. =	0,3	[	
SASP 24	A.M. =	3,2	0,05	0,008
	Stdabw. =	0,2	0,02	
SASP 27	A.M. =	2,7	0,04	0,008
	Stdabw. =	0,1	0,01	
SASP 35	A.M. =	3,4	0,15	0,024
	Stdabw. =	0,2	0,05	
SASP 38	A.M. =	3,1		< 0,003
	Stdabw. =	0,3		
SASP 39	A.M. =	3,0		< 0,004
	Stdabw. =	0,2		
SASP 40	A.M. =	3,2		< 0,003
	Stdabw. =	0,4		

### 4. Grundsätzliche Überlegungen zur Altersinterpretation

#### 4.1 Tektonische Hebung, Abtragung und morphologische Hebung

Die mißverständliche Verwendung des Begriffes "Hebungsrate" im Zusammenhang mit Spaltspurdatierungen hat schon öfter zu Fehlinterpretationen geführt. Eine genaue Begriffsbestimmung erscheint mir daher notwendig.

Man kann drei vertikale Bezugssysteme verwenden: Das erste ist mit dem Geoid (bzw. Meeresspiegel) fix verbunden, das zweite mit der Geländeoberfläche, das dritte mit einem nicht verformten oder rotierten Gesteinsbereich. In allen Fällen wird die Höhe nach oben aufgetragen. Den Nullpunkt wird man in den ersten beiden Bezugssystemen üblicherweise so wählen, daß er mit dem Meeresspiegel bzw. mit der Höhe der Geländeoberfläche übereinstimmt. Bohrteufen erhalten demnach ein negatives Vorzeichen. Die Relativbewegungen der drei Bezugssysteme ergeben drei Arten von Hebung bzw. Senkung, die wie folgt definiert werden können: Die tektonische Hebung ( $\Delta G$ ) ist die Abstandsänderung zwischen einem Gesteinspunkt und dem Geoid, wobei ein negatives Vorzeichen von AG einer tektonischen Absenkung entspricht. Die Exhumierung (AE) ist die Abstandsänderung zwischen einem Gesteinspunkt und der darüber liegenden Geländeoberfläche, wobei ein negatives Vorzeichen von ∆E einer Versenkung entspricht. Die morphologische Hebung bzw. Senkung ( $\Delta M$ ) ist die Abstandsänderung zwischen der Geländeoberfläche und dem Geoid (bzw. Meeresspiegel). Wenn die Exhumierung nur durch die oberflächliche Abtragung verursacht wird, gilt die folgende Gleichung (HEJL & WAGNER, 1990):

Abb. 4 soll diesen Zusammenhang verdeutlichen. Nehmen wir an, daß ein Krustenblock in einem bestimmten Zeitraum ohne interne Verformung um den Betrag  $\Delta G$  angehoben wird. Wenn die tektonische Hebung größer als die im gleichen Zeitraum erfolgte Abtragung gewesen ist, erhält die morphologische Hebung ein positives Vorzeichen: Die Geländeoberfläche hat sich gegenüber dem Geoid gehoben. Im umgekehrten Fall, wenn die tektonische Hebung kleiner als die Abtragung gewesen ist, erhält die morphologische Hebung ein negatives Vorzeichen: Die Geländeoberfläche hat sich gegenüber dem Geoid gesenkt. Die Division durch das entsprechende Zeitintervall ( $\Delta t$ ) ergibt die Durchschnittsgeschwindigkeiten der Relativbewegungen (= durchschnittliche Hebungsraten):

$$\Delta G/\Delta t - \Delta E/\Delta t = \Delta M/\Delta t \tag{2}$$



#### Abb. 4

Schema zur Verdeutlichung des Zusammenhangs zwischen tektonischer Hebung, Abtragung und morphologischer Hebung (Erklärung im Text, Kap. 4.1).  $\Delta G$ : tektonische Hebung,  $\Delta E$ : Exhumierung,  $\Delta M$ : morphologische Hebung oder Senkung.

(3)

Für ein infinitesimales Zeitintervall (dt) gelten die momentanen Hebungsraten:

190

$$dG/dt - dE/dt = dM/dt$$

Die tektonische und die morphologische Hebung können aus geochronologischen Abkühlaltern nicht direkt abgeleitet werden, da die Höhenlage der Isotherme der effektiven Schließungstemperatur fast nur vom geothermischen Gradienten und von der Höhe der Geländeoberfläche abhängt. Der vertikale Gradient der atmosphärischen Durchschnittstemperaturen ist wesentlich kleiner als der geothermische Gradient und kann daher vernachlässigt werden. Wenn also ein Gebiet tektonisch angehoben, aber nicht abgetragen wird, dann werden auch die Gesteinsisothermen um den gleichen Betrag mitgehoben. Mit anderen Worten: Es findet keine Rejativbewegung zwischen den Gesteinen und den Isothermen statt. Die langfristige regionale Gesteinsabkühlung ist daher vorwiegend eine Folge der Denudation. Wenn der geothermische Gradient bekannt ist, kann aus der Gesteinsabkühlung auf die Denudationsrate geschlossen werden.

#### 4.2 Bildungsalter, Abkühlalter und Mischalter

Die Bedeutung eines Apatit-Spaltspuralters hängt vom Verlauf des t-T-Pfades der Probe ab. Zur Erklärung dieses Sachverhalts werden drei Temperaturzonen unterschieden (WAG-NER & VAN DEN HAUTE, 1992): Bei Temperaturen über 120 °C heilen neu gebildete Spuren so schnell aus, daß keine Spurenakkumulation stattfindet. Zwischen 60 und 120 °C findet in geologischen Zeiträumen (>105a) eine teilweise Spurenausheilung statt. Unterhalb von 60 °C sind die Spuren praktisch unbeschränkt lange stabil. Wenn der Apatit unmittelbar nach seiner Entstehung die Temperaturzone der vollständigen Spurenstabilität erreicht und danach nicht mehr erwärmt wird, gibt das gemessene Alter den Zeitpunkt der Kristallisation an. Man spricht dann von einem Bildungsalter. Falls der Apatit nach seiner ersten Abkühlung nochmals in die Temperaturzone der teilweisen Spurenausheilung gelangt und dann endgültig abkühlt, erhält man ein Mischalter. Nach einer gleichmäßigen langsamen Abkühlung bis zur Oberflächentemperatur wird ein Abkühlalter gemessen. Es entspricht dem Zeitpunkt des Erreichens der sog. effektiven Schließungstemperatur, die für Apatit bei ungefähr 100 °C liegt.

Wenn für ein bestimmtes Zeitintervall ( $\Delta t$ ) sowohl die Abkühlrate des Gesteins als auch der geothermische Gradient bekannt sind, kann die Denudationsrate berechnet werden:

Denudationsrate = Abkühlrate / geothermischer Gradient (4)

Die durchschnittliche Abkühlrate seit dem Zeitpunkt des Erreichens der effektiven Schließungstemperatur ergibt sich aus der Differenz zwischen der effektiven Schließungstemperatur (T<sub>eff</sub>) und der Oberflächentemperatur (T<sub>g</sub>) sowie aus dem gemessenen Abkühlalter (t<sub>FT</sub>). Der geothermische Gradient wird als Temperaturdifferenz ( $\Delta$ T) pro Teufenintervall ( $\Delta$ H) angegeben. Die durchschnittliche Denudationsrate ( $\Delta$ E/ $\Delta$ t) berechnet sich dann wie folgt:

$$\Delta E/\Delta t = \left[ \left( T_{eff} - T_{g} \right) / t_{FT} \right] / \left( \Delta T/\Delta H \right)$$
(5)

#### 4.3 Vertikale Altersvariation

Im Zuge des Aufstiegs eines größeren Krustenbereichs an die Erdoberfläche kühlen die höher gelegenen Bereiche früher ab als die tiefer gelegenen. Infolgedessen ist in tektonisch einheitlich gehobenen Gebieten oft eine Zunahme der gemessenen Apatit-Spaltspuralter mit der topographischen Höhe der Probenlokalität zu beobachten. Zur graphischen Veranschaulichung dieses Sachverhalts werden die gemessenen Spaltspuralter manchmal als Funktion der Höhe aufgetragen.

Im einfachsten Fall sind sowohl der geothermische Gradient als auch die Abtragungsrate während eines längeren Zeitraums konstant. Innerhalb eines Gesteinsbereichs, der die Temperaturzone der partiellen Spurenausheilung mit gleich bleibender Geschwindigkeit durchschritten hat, besteht eine lineare Beziehung zwischen der topographischen Höhe der Probenlokalität und dem jeweiligen Spaltspuralter. Der Anstieg einer mit mehreren Alters-Höhen-Paaren berechneten Regressionsgeraden (Höhendifferenz/Altersdifferenz) entspricht dem Betrag der Denudationsrate (ΔE/Δt in Gleichung 2). Bei Probenlokalitäten, die nicht genau vertikal übereinander liegen, gilt diese Aussage jedoch nur, wenn die Isotherme der effektiven Schließungstemperatur unter allen Probenpunkten in der gleichen Höhe gegenüber dem Meeresspiegel liegt, also eine genau horizontale Fläche bildet. Im Hinblick auf die Apatit-Spaltspurdatierung stellt sich daher die Frage, ob und in welchem Maße die Form der 100 °C-Isotherme durch das Relief beeinflußt wird. Mittels zweidimensionaler Wärmeflußberechnungen konnten MANCKTELOW & GRASEMANN (1997, S. 187 f.) zeigen, daß der Einfluß der Zertalung auf die Form der 100 °C-Isotherme praktisch vernachlässigbar ist, wenn die Reliefamplitude kleiner als 3000 m. die topographische Wellenlänge kleiner als 6000 m und die Denudationsrate kleiner als 1 mm/a ist.

Trotzdem kann nicht ieder vertikale Altersgradient als unmittelbarer Ausdruck der Denudationsrate betrachtet werden, denn in der Zone mit partieller Spurenausheilung bildet sich auch bei gleich bleibender Temperatur jedes einzelnen Gesteinspunktes ein Altersgradient, der nur die Temperaturabhängigkeit der flächenhaften Spurenakkumulationsrate widerspiegelt. Wenn ein solches Profil durch spätere Denudation in geringere Tiefen gelangt, spricht man von einer fossilen PAZ (für partial annealing zone). WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992, S. 151 ff.) haben sich eingehend mit den Auswirkungen verschiedener Denudationsgeschichten auf die Form des vertikalen Altersprofils befaßt. Damit ein vertikaler Altersgradient als Denudationsrate interpretiert werden darf, muß es sich auf jeden Fall um Abkühlalter handeln. Genau genommen müssen sogar alle Proben eines Alters-Höhen-Profils die ganze Temperaturzone der teilweisen Spurenausheilung mit konstanter Geschwindigkeit passiert haben, damit der Altersgradient genau der Denudationsrate entspricht.

Sicher ist es auch vernünftig, für die Erstellung eines Alters-Höhen-Profils nur solche Daten zu verwenden, deren Probenlokalitäten in horizontaler Richtung nicht zu weit voneinander entfernt sind.

#### 4.4 Horizontale Altersvariation

Auch bei gleicher Höhenlage der Probenlokalitäten können die in einem größeren Gebiet gemessenen Abkühlalter signifikante Unterschiede aufweisen. Als Ursachen kommen vor allem regionale Schwankungen des geothermischen Gradienten und der Abtragungsrate in Frage, aber auch das Großrelief kann eine gewisse Rolle spielen. Im Gegensatz zur kleinräumigen Zertalung, deren Einfluß auf die Form und die lokale Tiefe der 100 °C-Isotherme offenbar sehr gering ist, können die großräumigen Höhenunterschiede der Geländeoberfläche nicht mehr vernachlässigt werden. Bei gleichen Rahmenbedingungen (radiogene Wärmeproduktion, Wärmeleitfähigkeit, Denudationsrate) liegen die Isothermen unter einem weitläufigen Hochplateau sicher höher als unter einer Tiefebene (siehe MANCKTELOW & GRASEMANN, 1997). Bei kleineren Gebieten kann man aber im allgemeinen davon ausgehen, daß die

191

100 °C-Isotherme eine nahezu ebene horizontale Fläche bildet.

Bei gleichzeitiger nivellierender Abtragung bewirken vertikale Relativbewegungen oft eine charakteristische horizontale Altersverteilung. Eine plötzliche Änderung der in einer bestimmten Höhe gemessenen Abkühlalter weist auf eine bruchtektonische Aktivität hin, während eine kontinuierliche Zubzw. Abnahme der Alter in horizontaler Richtung eine regionale Kippung anzeigt (Abb. 5). Der Angelpunkt der Rotation in Abb. 5b entspricht genau der Grenze zwischen dem Denudations- und dem in dieser Abbildung nicht dargestellten Akkumulationsgebiet. In einem Gebiet mit einer oder mehreren listrischen Abschiebungen sind beide Arten der Altersvariation vertreten, wobei aus dem horizontalen Altersgradienten innerhalb eines Blockes das Ausmaß der Kippung ersichtlich ist.

Die Kombination von Bruchtektonik, Kippungen, regionalen Schwankungen des geothermischen Gradienten und Mor-



Abb. 5

Der Zusammenhang zwischen großräumiger Tektonik und nivellierender Langzeitabtragung. Im Fall A ist eine sprunghafte Änderung der an der Oberfläche gemessenen Abkühlalter zu erwarten. Im Fall B sollten die Abkühlalter von rechts nach links kontinuierlich abnehmen. phologieeffekten kann sehr komplizierte räumliche Altersverteilungen bewirken. Soferne keine zwingenden Gründe dagegen sprechen, wird man bei der Interpretation von Apatit-Spaltspurdaten aber zunächst versuchen, den vorhandenen Datensatz mit einem möglichst einfachen Modell zu erklären.

In jedem Fall aber gilt folgendes Prinzip: Eine durch Abtragung entstandene Form ist niemals älter als ihr geologischer Inhalt. So ist auch das Alter einer Verflachung immer jünger als das 100 °C-Abkühlalter ihrer oberflächlich anstehenden Gesteine (TOLLMANN, 1986b).

#### 5. Diskussion der regionalen Ergebnisse

#### 5.1 Schladminger und Wölzer Tauern

Drei Orthogneise, ein Paragneis und ein Amphibolit aus dem Schladminger Kristallin ergaben Apatit-Spaltspuralter zwischen 14,4  $\pm$  1,1 und 23,8  $\pm$  3,5 Ma. Nur an der aus dem Schladminger Obertal stammenden Orthogneisprobe (SASP 8) konnte eine signifikante Längenverteilung vollständiger spontaner Spuren ermittelt werden. Die Form des Histogramms dieser Probe sowie ihre durchschnittliche Spurenlänge von 13,76  $\mu$ m entsprechen dem Abkühlaltertyp. Die anderen Proben haben niedrigere natürliche Spurendichten und dementsprechend wenige vollständig eingeschlossene Spuren, die die geforderten Bedingungen erfüllen (siehe Kap. 3.3). An einem Glimmerschiefer aus den Wölzer Tauern (SASP 29) wurde ein Apatit-Spaltspuralter von 19,4  $\pm$  1,5 Ma gemessen. Auch von dieser Probe ist keine Spurenlängenverteilung verfügbar.

Die Lokalitäten der genannten Proben liegen zwischen 990 und 1710 m über Meereshöhe. Im Altershöhendiagramm (Abb. 6) zeigt sich eine undeutliche Höhenabhängigkeit der gemessenen Alter. Der Altersanstieg der mit allen sechs Probenpunkten berechneten Regressionsgeraden beträgt 9,38 Ma/km. Unter der Annahme einer abtragungsbedingten Abkühlung bei konstantem geothermischen Gradienten entspräche das einer Denudationssrate von 107 m/Ma im Zeitraum zwischen 23 und 16 Ma vor der Gegenwart. Wegen der schlechten Korrelation ( $R^2 = 0,53$ ) und der Tatsache, daß das Alter von SASP 31 um mehr als 20 von der Regressionsgeraden abweicht, sollte der auf diese Weise berechneten Denudationsrate nur eine semiquantitative Bedeutung beigemessen werden. Außerdem darf nicht übersehen werden, daß die größte horizontale Entfernung innerhalb dieser Probengruppe 37 km beträgt und somit die vertikale Streuung (720 m) um das Fünfzigfache übertrifft. Wenn man die Proben SASP 29 und SASP 31 wegläßt, verringert sich das Verhältnis zwischen dem größten horizontalen und dem größten vertikalen Abstand auf ca. 26, wobei sich die Lage der Regressionsgeraden nur geringfügig ändert (Alter [Ma] = 5,37+Höhe [m]×  $10,9 \times 10^{-3}; R^2 = 0,81$ 

Die Modellierung der Spaltspurdaten von Probe SASP 8 (Abb. 7) spricht für eine relativ gleichmäßige, eventuell leicht beschleunigte Abkühlung dieser Probe während der letzten 24 Ma. Die K-Ar-Alter der Biotite des Schladminger Kristallins liegen größtenteils zwischen 90 und 95 Ma (HEJL, 1984), wodurch sich der Eindruck einer insgesamt beschleunigten Abkühlungstendenz seit der mittleren Kreide ergibt (Abb. 11). Unter der Annahme eines geothermischen Gradienten von 30 °C/km muß für die letzten 10 Ma ein Abtrag von fast 1500 m veranschlagt werden. Reliefreste, die der Auflagefläche des Tamsweger Tertiärs (Karpat) entsprechen könnten, sind in den Schladminger Tauern sicher nicht mehr vorhanden.

#### Abb. 6

Die Höhenabhängigkeit der in den Schladminger und Wölzer Tauern sowie im Nockgebiet gemessenen Apatit-Spaltspuralter. Die horizontalen Balken stellen den 2σ-Fehler der Alter dar. Für die Berechnung der Regressionsgeraden wurden jeweils die Alters-Höhen-Paare, die durch schwarze Punkte dargestellt sind, verwendet. Probe 22 wurde nicht berücksichtigt. R ist der Korrelationskoeffizient.

#### 5.2 Westliche Gurktaler Alpen (Nockgebiet)

In diesem Gebiet wurden die Apatite von einem Zweiglimmergneis der Millstätter Serie, vier Orthogneisen des Bundschuhkristallins und einem Granitgneis bei Rennweg mittels Spaltspuren datiert. Die gemessenen Alter liegen zwischen 17,3  $\pm$  1,2 und 35,1  $\pm$  3,1 Ma. An drei Proben aus dieser Gruppe (SASP 14, 21 und 22) wurden die Längenverteilungen vollständiger spontaner Spuren bestimmt. Die durchschnittlichen Spurenlängen liegen zwischen 13,33 und 14,03  $\mu$ m. Es dürfte sich in allen Fällen um Abkühlalter handeln.

Die Höhen der Probenlokalitäten variieren von 620 bis 1580 m über Meeresniveau. Die Höhendifferenz beträgt somit 960 m. Aus dem Altershöhenprofil (Abb. 6) ist sofort ersichtlich, daß die Berechnung einer Ausgleichsgeraden mit allen sechs Probenpunkten nicht sinnvoll ist. Wenn man SASP 22 nicht berücksichtigt, erhält man mit den verbleibenden fünf Probenpunkten eine sehr gute Korrelation ( $R^2 = 0.95$ ) mit einem Altersanstieg von 11,55 Ma/km.

Das würde einer Denudationsrate von 87 m/Ma während der Zeit von 34 bis 23 Ma vor der Gegenwart entsprechen. Der größte horizontale Abstand innerhalb dieser Probengruppe beträgt 36 km und übertrifft die vertikale Streuung um den Faktor 38.

Die Modellierung von SASP 14 (Abb. 7) soll zeigen, daß die Annahme einer miozänen Abtragungsverlangsamung mit den Meßwerten zu vereinbaren ist. Allerdings ergibt sich die zuletzt wieder beschleunigte Abkühlung nicht zwingend aus den Meßwerten, da der Informationsgehalt der Apatitspaltspuren für diesen Temperaturbereich (<40 °C) gering ist. Die gewählte Form des Abkühlpfades im Niedertemperaturbereich beruht auf folgender Überlegung: Wenn die Nockfläche tatsäch-



lich der Auflagefläche des Lungauer Tertiärs entspräche, würde nur eine sehr geringe obermiozäne und jüngere Abtragung auf dieser Fläche stattgefunden haben. Probe SASP 14 stammt allerdings aus einer Hanglage, ungefähr 600 m unter der Nockfläche. Daher wurde die plio-pleistozäne Zertalung durch eine zuletzt wieder schnellere Abkühlung im Modell berücksichtigt. Bei Proben, die unmittelbar unter der Nockfläche entnommen werden, sollte dieser Effekt nicht auftreten. Die Längenverteilung ihrer natürlichen Spaltspuren müßte dem Typus der stark verlangsamten Abkühlung – ev. mit einem arithmetischen Mittel über 14  $\mu$ m – entsprechen. Aus Mangel an geeigneten Proben konnte die Gültigkeit dieser Hypothese nicht getestet werden.

Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen ...

193

#### Abb. 7

Modellberechnungen mit dem Programm AFTA70 für die Proben SASP 8 und SASP 14. A: eingegebener Zeit-Temperatur-Pfad. B: berechnete Häufigkeitsverteilung spontaner Spurenlängen.

Die Kombination des modellierten Abkühlpfades mit einem Rb-Sr-Biotitalter von HAWKESWORTH (1976), das bei  $92 \pm 6$  Ma liegt, ergibt für das Gebiet von Turrach den Eindruck einer relativ gleichmäßigen Abkühlungstendenz seit der mittleren Kreide (Abb. 11).

#### 5.3 Gailtal und Umgebung von Villach

Zu dieser Probengruppe gehören zwei periadriatische Tonalite, ein Metadiorit und ein Augengneis aus dem Gailtalkristallin sowie ein feinkörniger Villacher Granitgneis.

Die Apatit-Spaltspuralter der beiden Tonalite (SASP 1 und 6) stimmen innerhalb der Fehlergrenzen überein. Sie betragen  $26 \pm 2$  bzw.  $25,2 \pm 1,9$  Ma. Diese Werte sind nur wenig niedriger als die Rb-Sr-Biotitalter des in tektonisch ähnlicher Position befindlichen Tonalitgneises von Eisenkappel (Nordkarawanken), die bei 28  $\pm$  4 und 29  $\pm$  6 Ma liegen (CLIFF et al., 1975; SCHARBERT, 1975). In Anbetracht der von EXNER (1976) beschriebenen Kontaktmetamorphose am Nordrand des Tonalitkörpers von Finkenstein, die zur Bildung von Cordierit geführt hat, muß man wohl annehmen, daß die tonalitische Schmelze in ein seichtes Krustenniveau intrudiert und schnell abgekühlt ist. Demnach dürfte es sich bei den gemessenen

Spaltspuraltern um unmittelbar postintrusive Abkühlalter bzw. um nur wenig verjüngte Bildungsalter handeln. Für diese Interpretation spricht auch die Tatsache, daß an den Apatiten des Tonalits von Finkenstein (SASP 1) die höchste durchschnittliche Länge spontaner Spuren gemessen wurde: Sie beträgt 14,36 µm.

Die Apatite eines Augengneises nördlich von Hermagor (SASP 7) ergaben ein Spaltspuralter von 21,9 ± 2 Ma. Die Häufigkeitsverteilung der natürlichen Spurenlängen dieser Probe (arithmetisches Mittel = 13,88 µm) spricht für ein Abkühlalter. Die Apatite eines Metadiorites bei Matschiedl (SASP 5) ergaben 38,5 ± 5,3 Ma. Wegen des relativ großen Fehlers und der nicht verfügbaren Spurenlängenverteilung sollte dieser Wert einstweilen mit Vorsicht betrachtet werden.

An dem Villacher Granitgneis (siehe Göd, 1976) aus dem Steinbruch in Landskron (SASP 2) wurde ein Apatit-Spaltspur-



alter von 29,8 ± 2,1 Ma gemessen. Wegen der relativ niedrigen natürlichen Spurendichte dieser Probe war die Bestimmung der Längenverteilung spontaner Spuren nicht möglich. Unter der unbewiesenen Annahme, daß es sich bei dem gemessenen Spaltspuralter um ein 100 °C-Abkühlalter handelt, erhält man für die letzten 30 Ma eine durchschnittliche Abkühlrate 3,1 °C/Ma (gegenwärtige Oberflächentemperatur = 7 °C). Das entspräche einer durchschnittlichen Denudationsrate von 103 m/Ma (bei einem angenommenen geothermischen Gradienten von 30 °C/km).

Alle Proben dieser Gruppe liegen zwischen 520 und 850 m über Meereshöhe. Da die vertikale Streuung gering ist und wegen der Nähe des periadriatischen Lineamentes sehr verschiedene Abkühlpfade zu erwarten sind, kann auf die Darstellung eines Altershöhenprofils in diesem Fall verzichtet werden.

#### 5.4 Seckauer Alpen und Murtal bei Scheifling

194

Aus den Seckauer Alpen sind erst zwei Apatit-Spaltspuralter verfügbar. Ein Orthogneis vom Gipfel des Hochreichharts (SASP 24; Höhe = 2416 m) ergab das überraschend hohe Alter von 60,4 ± 4,2 Ma. Ein Orthogneis aus dem Bärntal (SASP 27; Höhe = 1280 m) ergab 43,7 ± 2,5 Ma. Der horizontale Abstand zwischen diesen Lokalitäten beträgt nur 15 km. Die Division der Höhendifferenz (1136 m) durch die Altersdifferenz (16,7 Ma) der beiden Proben ergibt 68 m/Ma. Wenn man unter Berücksichtigung der zwei Proben aus der Umgebung von Scheifling (SASP 48 und 49) eine Ausgleichsgerade mit vier Alters-Höhen-Paaren berechnet (Abb. 8, oben), erhält man einen Anstieg von 72 m/Ma bei relativ guter Korrelation (R<sup>2</sup> = 0,83). Trotzdem kann dieser Wert nicht als Denudationsrate betrachtet werden, da die Häufigkeitsverteilungen der natürlichen Spurenlängen von SASP 24 und 27 deutlich bimodal sind und somit auf eine komplexe Abkühlgeschichte schließen lassen (Mischaltertyp). Außerdem liegen die Lokalitäten von SASP 48 und 49 westlich der Pölslinie, an der ein jungtertiärer Vertikalversatz nicht auszuschließen ist. Solange kein dichteres Datennetz existiert, sollte der Altershöhenkorrelation von Abb. 8 keine zu große Bedeutung beigemessen werden.

Die Modellierung der Spaltspurdaten von Probe SASP 24 (Abb. 9) und deren Kombination mit von SCHARBERT (1981) gemessenen Biotitaltern (74  $\pm$  3 bis 91  $\pm$  2 Ma) weist auf eine mindestens zweiphasige, känozoische Abkühlung hin. Nach einem relativ schnellen Aufstieg in der Oberkreide verharrte dieses Gestein anscheinend bis zum mittleren Oligozän bei ca. 80 °C. Die dann einsetzende schnellere Abkühlung steht offenbar im Zusammenhang mit dem Beginn der nordalpinen Molassesedimentation. Wegen der miozänen Sedimentation in der Norischen Senke (Seckauer und Fohnsdorfer Becken) und der damit zusammenhängenden Höherlegung der Erosionsbasis wurde im Modell eine zweite Erosionsverlangsamung angenommen. Sie ergibt sich nicht eindeutig aus den Meßwerten, ist aber mit ihnen zu vereinbaren.

Die bahnbrechende Bedeutung der überraschend hohen Apatit-Spaltspuralter aus den Seckauer Tauern liegt in der

zwingenden Konsequenz, daß selbst eine anchizonale postkretazische Metamorphose für dieses Gebiet nun auszuschließen ist. Die höchsten Anteile des Seckauer Kristallins sind praktisch während des gesamten Känozoikums in geringer Tiefe gelegen (<3000 m). Auch im Bereich der gegenwärtigen Tallagen dürfte eine Temperatur von 130 °C nicht mehr überschritten worden sein. Falls kalkalpine Äquivalente in diesem Raum jemals vorhanden waren - was wohl anzunehmen ist -, müssen diese schon im ältesten Tertiär weitgehend abgetragen oder tektonisch entfernt worden sein.

E. HEJL

Wegen der geringen tertiären Abtragung der Seckauer Alpen könnten die Grundzüge ihrer gegenwärtigen Morphologie (Hauptwasserscheiden) schon im Oligozän angelegt worden sein. Das damalige Relief lag ungefähr 2000 m über dem gegenwärtigen Gipfelniveau.

#### Abb. 8

Die Höhenabhängigkeit der Apatit-Spaltspuralter in den östlichen Teilen des Untersuchungsgebiets. Im Alters-Höhen-Diagramm der Koralpe wurden die Proben SASP 35, 36 und 37 nicht zur Berechnung der Regressionsgeraden herangezogen.





Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.a

#### Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen ...

Abb. 9

Modellberechnungen mit dem Programm AFTA70 für die Proben SASP 24 und SASP 35. Siehe auch Text zu Abb. 7.

#### 5.5 Koralpe

Drei Pegmatitproben (SASP 35 bis 37) aus der Umgebung des Packsattels ergaben Apatit-Spaltspuralter von 51,3 ± 5,  $50.5 \pm 7.2$  und  $52.9 \pm 4.4$  Ma. An drei Stainzer Plattengneisen (SASP 38 bis 40) und an einem Augengneis (SASP 43) aus den südlicheren Bereichen der Koralpe wurden jüngere Alter gemessen. Sie liegen zwischen 26,3  $\pm$  1,4 und 43,1  $\pm$  2,4 Ma und zeigen eine deutliche Höhenabhängigkeit. Aus dem Altershöhendiagramm (Abb. 8, unten) ist klar ersichtlich. daß die südliche und die nördliche Probengruppe eine unterschiedliche Abkühlgeschichte erfahren haben. Die Regressionsgerade, die mit den vier südlichen Proben berechnet wurde, zeigt eine gute Korrelation ( $R^2 = 0.91$ ) mit einem Altersanstieg von 11,16 Ma/km. Das würde einer Denudationsrate von 90 m/Ma während der Zeit von 44 bis 29 Ma vor der Gegenwart entsprechen.

Die Annahme einer gleichmäßig langsamen Abkühlung der südlichen Probengruppe wird durch die Modellierung der Spaltspurdaten von SASP 38 und 39 (Abb. 10) bestätigt. Bei der Modellierung von SASP 39 sollte gezeigt werden, daß eine beschleunigte Abtragung infolge zunehmender Zertalung ab dem Pliozän nicht im Widerspruch zu den Meßwerten steht. Geringfügige zeitliche Schwankun-

gen der Abtragungsrate sind prinzipiell möglich, aber der Bereich um die Weinebene muß auch während der Sedimentation im Steirischen und im Lavanttaler Becken ein festländisches Abtragungsgebiet gewesen sein. Eine Ausnahme in dieser Hinsicht bildet möglicherweise die Probe SASP 40, die aus dem Grundgebirge unmittelbar am Rande der marinen Florianer Schichten (Unterbaden) stammt. Ihre angedeutete mehrgipfelige Spurenlängenverteilung (Abb. 3) könnte auf einen mehrmaligen Wechsel von Denudation und sedimentationsbedingter Versenkung im westlichen Randbereich des Steirischen Beckens zurückzuführen sein.

Im Gebiet des Packsattels und der Hebalpe, wo die Alter knapp über 50 Ma gemessen wurden, dürfte die känozoische Denudation ungleichmäßiger als im Bereich Weinebene verlaufen sein. Die durchschnittliche Länge der spontanen Spuren von SASP 35 liegt bei fast 14 µm und weist somit auf eine



relativ lange Verweilzeit im Temperaturbereich unter 60 °C hin. Die Modellierung der Abb. 9 (unten) ergab eine gute Übereinstimmung mit den Meßwerten. Der Eindruck einer ungleichmäßigen Abkühlung wird durch die Einbeziehung eines von MORAUF (1982) gemessenen Rb-Sr-Biotitalters der Hebalpe (79  $\pm$  3 Ma) verstärkt (Abb. 11).

Unter Berücksichtigung einer plio-pleistozänen, klimatischen Abkühlung von ca. 10 °C muß mit ungefähr 600 m postsarmatischem Abtrag gerechnet werden. Das Alter der hohen Verflachungen (Wolscheneck- und Glashüttener Niveau) ist nicht genau feststellbar. Vielleicht wurden sie im Pannon angelegt und durch die plio-pleistozäne, flächenhafte Denudation um einige hundert Meter tiefer verlegt.

Der deutliche Altersunterschied zwischen der nördlichen und der südlichen Probengruppe könnte durch eine bruchtektonische Relativbewegung oder eine regionale Kippung wäh-



Modellberechnungen mit dem Programm AFTA70 für die Proben SASP 38 und 39. Siehe auch Text zu Abb. 7.

rend der letzten 40 Ma bedingt sein. Auf jeden Fall muß der Südteil ein stärkere Hebung und Denudation erfahren haben. Für eine Präzisierung dieser Aussage wäre ein dichteres Datennetz notwendia.

Unter der Annahme, daß sich im Gebiet der Koralpe eine prämiozäne Rumpffläche gebildet hatte und daß die gegenwärtige Gebirgsform nur durch eine spätere Heraushebung bzw. pultschollenartige Kippung nach E entstanden ist, würde man an der Tertiärbasis die höchsten Alter erwarten. Da dies aber nicht der Fall ist (siehe Probe SASP 40), muß schon im Miozän ein akzentuiertes Relief existiert haben. Eine Meeresverbindung zwischen dem Steirischen und dem Lavanttaler Becken kann nur im S bestanden haben.

#### 6. Schlußfolgerungen

Aus der regionalen Verteilung der Apatit-Spaltspurdaten sind signifikante Unterschiede zwischen den känozoischen Denudationsgeschichten der untersuchten Gebiete ersichtlich. In den Zentralalpen östlich der Hohen Tauern sind die Apatit-Spaltspuralter erwartungsgemäß höher als innerhalb des Tauernfensters, das somit als junges Hebungsgebiet ausgewiesen ist. Aber auch im Ostalpin verlief die Denudation nicht einheitlich, sondern räumlich stark differenziert.

Anhand der durchgeführten Apatit-Spaltspuranalysen und der verfügbaren K-Ar und Rb-Sr-Alter von Biotiten können für viele Gebiete der östlichen Zentralal-

pen exemplarische Abkühlpfade erstellt werden (Abb. 11). Die effektive Schließungstemperatur des Biotits für beide Isotopensysteme liegt bei ungefähr 300 ° (± 50 °C). Ihr genauer Wert hängt von verschiedenen Faktoren wie z. B. der Korngrö-Be, der Abkühlgeschwindigkeit oder dem Ar-Partialdruck in der fluiden Phase ab. Wegen der geringen Genauigkeit dieser Schließungstemperatur ist die exakte Höhenlage der Probenlokalitäten in diesem Fall unerheblich. Innerhalb des aufgeschlossenen vertikalen Krustenprofils (Relief) ist die maximale höhenbedingte Altersdifferenz sicher kleiner als der Fehler, der auf die ungenaue Kenntnis der Schließungstemperatur zurückzuführen ist. Für die Erstellung der Abkühlpfade wurden die Datierungsergebnisse dieser Untersuchung mit publizierten Biotitaltern nahe gelegener Lokalitäten kombiniert (HAWKESWORTH, 1976; HEJL, 1984; MORAUF, 1980 u. 1982;



E. HEJL

SCHARBERT, 1981). Der Abkühlpfad der westlichen Reißeckgruppe wurde der Arbeit von STAUFENBERG (1987) entnommen.

Die thermochronologische Analyse der Seckauer Alpen und der nördlichen Koralpe (Packsattel und Hebalpe) zeigt, daß diese Bereiche des Ostalpins schon vor dem Beginn des Tertiärs auf Temperaturen unter 200 °C abkühlten und daß während des gesamten Känozoikums nicht einmal anchimetamorphe Bedingungen verwirklicht waren. Jegliche Art von retrograder Metamorphose muß daher in diesen Gebieten ein prätertiäres Alter haben. Wegen der geringen känozoischen Denudation kann auch eine bedeutende postkretazische Krustenverdickung ausgeschlossen werden. Eine großräumige tertiäre Subduktion mit anschließender Kontinentkollision hätte wohl zu einer stärkeren Hebung und Abtragung geführt.

197

#### Abb. 11

Ausgewählte regionale Abkühlpfade der Ostalpen. Der Abkühlpfad der westlichen Reißeckgruppe wurde der Arbeit von STAUFENBERG (1987) entnommen. Für die anderen Gebiete wurden die Abkühlpfade im Niedertemperaturbereich (<120 °C) mit dem Programm AFTA70 berechnet (Proben SASP 8, 14, 24 und 35). Die Abkühlung auf 300 °C kann aus publizierten K-Ar und Rb-Sr-Altern von Biotiten benachbarter Lokalitäten abgeleitet werden (Hawkesworth, 1976; Hejl, MORAUF, 1982; SCHARBERT, 1984; 1981)



Die hangendsten Teile des Seckauer Kristallins sind schon zu Beginn des Tertiärs unter 100 °C abgekühlt. Falls kalkalpine Äqui-

valente in diesem Bereich der Ostalpen jemals vorhanden waren, – was wohl anzunehmen ist –, müssen diese schon in der Oberkreide weitgehend abgetragen und/oder tektonisch entfernt worden sein. Die Ansicht CLARS (1973), wonach die Nördlichen Kalkalpen einschl. Grauwackenzone vorgosauisch von ihrer Basis abgeschert wurden und noch in der Oberkreide aus dem zentralalpinen Bereich gravitativ nach N abglitten, gewinnt durch die nun vorliegenden Daten eine neue empirische Grundlage. Geochronologische Untersuchungen von NEUBAUER et al. (1995) belegen auch für den sog. Gleinalmdom einen vorwiegend oberkretazischen Aufstieg. Der Zeitpunkt der Abkühlung auf ca. 200 bis 250 °C wird durch ein Zirkon-Spaltspuralter von  $61, 1 \pm 5, 8$  Ma belegt.

In Anbetracht der äußerst geringen tertiären Abtragung der Seckauer Alpen könnten die Grundzüge des Entwässerungsnetzes und der gegenwärtigen Zertalung dieses Gebietes relativ alt sein (wahrscheinlich Miozän oder älter). Die Lage der heutigen Grate und Gipfel könnte in groben Zügen mit alten Wasserscheiden und Inselbergen übereinstimmen.

Die Rekonstruktion der Dekompressionspfade alpidischer Eklogite der Koriden ist wichtig für das Verständnis der geodynamischen Entwicklung des Ostalpins. Isotopengeologische Untersuchungen von THÖNI & JAGOUTZ (1992 u. 1993) haben gezeigt, daß zumindest manche Eklogite der Saualpe und der südlichen Koralpe während der alpidischen Orogenese entstanden sind. Das Alter der Hochdruckmetamorphose konnte auf ca. 150 bis 90 Ma eingeengt werden. Die P-T-Bedingungen am Höhepunkt dieser Metamorphose waren zuvor von MILLER (1990) mit 18 kb und 580 bis 630 °C angegeben worden. Neuere Untersuchungen von THÖNI & MILLER (1996) bestätigten und verfeinerten diese Erkenntnisse. Granate aus Staurolith-Disthen-Glimmerschiefern des Eklogitnebengesteins ergaben Sm-Nd-Alter von ca. 90 ± 3 Ma; Phengit-Geothermobarometrie an den selben Gesteinen wies auf Metamorphosebedingungen von 20 kbar und 680 °C hin. Der Druck entspricht einer Versenkungstiefe von 50 bis 60 km. Es steht außer Zweifel, daß der Aufstieg der Eklogite größtenteils tektonisch und nur zum kleineren Teil durch oberflächliche Abtra-



gung erfolgt ist. Da sich das südliche Koralpenkristallin seit ca. 40 Ma in weniger als 5 km Tiefe befindet, fallen mindestens 90% der Eklogitdekompression in die Kreide und ins Alttertiär.

Eine regional einheitliche, prämiozäne Abtragung im Gebiet der Koralpe ist sehr unwahrscheinlich, da man dann erwarten würde, daß an der Basis des Steirischen Tertiärs die höchsten Spaltspuralter auftreten. Dies ist jedoch nicht der Fall. Man muß daher annehmen, daß schon im Miozän ein akzentuiertes Relief existiert hat, wobei die gegenwärtigen Hochlagen der Koralpe schon damals deutlich höher gelegen sind als der Westrand der Steirischen Bucht. Wegen der geringen postmiozänen Abtragung ist ein obermiozänes Alter der höher gelegenen Formengemeinschaften prinzipiell möglich.

Die westlichen Teile des Untersuchungsgebiets (Nockgebiet und Schladminger Tauern) sind durch höhere känozoische Denudationssbeträge gekennzeichnet. Im Jungtertiär haben die Schladminger Tauern gegenüber dem Nockgebiet eine deutlich stärkere Hebung und Abtragung erfahren. Der morphologische Gegensatz zwischen dem schroffen Relief der Niederen Tauern und den wesentlich sanfteren Formen der Gurktaler Alpen scheint diese Aussage zu bestätigen. Die neogen-quartäre Relativbewegung beider Gebiete liegt in der Größenordnung von 1000 m. Morphologische Äquivalente der Nockfläche sind in den Schladminger Tauern nicht mehr vorhanden.

#### Danksagung

Die vorliegende Untersuchung wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen eines zweijährigen Projektes (PO8655 GEO) finanziert. Durch diese großzügige Förderung konnte ein dem heutigen wissenschaftlichen Standard entsprechender Arbeitsplatz für Spaltspurdatierungen am Institut für Geologie und Paläontologie der Univ. Salzburg eingerichtet werden. Mein besonderer Dank gilt Prof. V. Höck für die Unterstützung dieses Forschungsprojekts in der Antragsphase sowie für zahlreiche fachliche Diskussionen. Mit dem Ausdruck des Dankes möchte ich auch erwähnen, daß einige Proben am geochronologischen Labor von Prof. W. Frank (Univ. Wien) aufbereitet werden konnten. Meinem

Kollegen Mag. Dan Topa danke ich für die Erstellung der Mikrosondenanlysen. Dr. P. Green von der Univ. Melbourne schickte mir freundlicherweise eine Kopie des Programmes AFTA70 mit der Erlaubnis, sie für wissenschaftliche Zwecke zu verwenden. Prof. M. Thöni und einem anonymen Gutachter verdanke ich Anregungen zur Verbesserung dieser Publikation.

#### Literaturverzeichnis

198

- BHANDARI, N., BHAT, S. G., LAL, D., RAJAGOPALAN, G., TAMHANE, A. S. J. & VENKATAVARADAN, V. (1971): Fission fragment tracks in apatite: recordable track length. – Earth Planet. Sci. Lett., **13**, 191-199, Amsterdam (Elsevier).
- CHRISTENSEN, J. N., SELVERSTONE, J., ROSENFELD, J. L. & DE PAOLO, D. J. (1994): Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **118**, 1-12, Berlin-Heidelberg (Springer).
- CLAR, E. (1973): Review of the structure of the Eastern Alps. In: JONG, K. & SCHOLTEN, E. (Hrsg.): Gravity and Tectonics, 253-270, New York (Wiley).
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F. & REX, D. C. (1975): The age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the history of the Periadriatic Lineament. – Verh. Geol. B.-A., **1974**/2-3, 347-350, Wien.
- CROWLEY, K. D. (1993): Lenmodel: a foreward model for calculating length distributions and fission-track ages in apatite. – Computers & Geosciences, **19**, 619-626, Oxford (Pergamon).
- CROWLEY, K. D., CAMERON, M. & SCHAEFER, R. L. (1991): Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. – Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 1449-1465.
- DUDDY, I. R., GREEN, P. F. & LASLETT, G. M. (1988): Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour. – Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.), **73**, 25-38, Amsterdam (Elsevier).
- EXNER, CH. (1949): Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, 91, 186-196, Wien.
- EXNER, CH. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A., 1976/2, 3-64, Wien.
- EXNER, CH. (1980): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72,** 167-189, Wien.
- EXNER, CH. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **36**, 1-38, Wien.
- FLISCH, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., 53/123, 23-49.
- FLÜGEL, H. W., MAURITSCH, H. J., HEINZ, H. & FRANK, W. (1980): Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 201-211, Wien.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000, 55-57, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379-406, Wien (Deuticke).
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH. (1987): Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34-54, Wien (Deuticke).
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THONI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLüGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272-281, Wien (Deuticke).
- GALLIKER, D., HUGENTOBLER, E. & HAHN, B. (1970): Spontane Kernspaltung von <sup>238</sup>U und <sup>241</sup>Am. – Helv. Phys. Acta, **43**, 593-606.

GLEADOW, A. J. W., DUDDY, I. R., GREEN, P. F., & LOWERING, J. F. (1986): Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. – Contrib. Mineral. Petrol., 94, 405-415, Heidelberg (Springer).

- Göb, R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen ("Villacher Granitgneis", Kärnten, Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., **23**, 251-273, Wien.
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R. & LASLETT,
  G. M. (1986): Thermal annealing of fission tracks in apatite 1.
  A qualitative description. Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.),
  59, 237-253, Amsterdam (Elsevier).
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., LASLETT, G. M., HEGARTY, K. A., GLEADOW, A. J. W. & LOWERING, J. F. (1989): Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. – Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.), **79**, 155-182, Amsterdam (Elsevier).
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from apatite fission track ages. – Jb. Geol. B.-A., **128**,197-216, Wien.
- HASENHÜTTL, CH. & RUSSEGGER, B. (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 287-297, Wien.
- VAN DEN HAUTE, P., JONCKHEERE, R. & DE CORTE, F. (1988): Thermal neutron fluence determination for fission-track dating with metal activation monitors: a re-investigation. Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.), **73**, 233-244, Amsterdam (Elsevier).
- HAWKESWORTH, C. J. (1976): Rb/Sr geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **54**, 225-244, Berlin-Heidelberg (Springer).
- HEINRICH, M. (1977): Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. geol. B.-A., **120**, 295-341, Wien.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289-318, Wien.
- HEJL, E. (1995): Evidence for unetchable gaps in apatite fissiontracks. – Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), **122**, 259-269, Amsterdam (Elsevier).
- HEJL, E., COYLE, D., NAND LAL, VAN DEN HAUTE, P. & WAGNER, G. A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. Geol. Rundsch., **86**, 210-219, Berlin (Springer).
- HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989): Apatit-Spaltspurdaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 191-212, Wien.
- HEJL, E. & NEY, P. (1994): Flotationsverfahren zur Abtrennung von Apatit und Zirkon aus silikatischen Paragenesen. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 129-133, Wien.
- HEJL, E., ROCKENSCHAUB, M. & SLAPANSKY, P. (1987): Geochronologische Daten aus den Schladminger Tauern und ihre geologische Interpretation. – Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Bl. 127 Schladming, 94-103, Wien.
- HEJL, E. & WAGNER, G. (1990): Geothermische und tektonische Interpretation von Spaltspurdaten am Beispiel der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz. – Naturwissenschaften, **77**, 201-213, Heidelberg (Springer).
- HEJL, E. & WAGNER, G. (1991): Spaltspuren in Apatit und Zirkon-Schlüssel zur Niedertemperatur- und Hebungsgeschichte der Alpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 71, 63-71, Zürich (Stäubli).
- HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 119-127, Wien.
- HURFORD, A. J. (1990 a): Letter to the Editor: Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. – Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.), 80, 171-178, Amsterdam (Elsevier).

#### Über die kanozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen ...

- HURFORD, A. J. (1990 b): International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. – Nucl. Tracks Radiat. Meas., **17**, 233-236, Oxford (Pergamon).
- VAN HUSEN, D. (1984): Synsedimentäre Gleitschollen großen Ausmaßes im terrestrischen Jungtertiär der Karawanken. – Geol. Rundschau, 73, 433-445, Amsterdam (Elsevier).
- KLEINSCHMIDT, G. (1979): Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. – Clausthaler geol. Abh., **30**, 74-94.
- LASLETT, G. M., GREEN, P. F., DUDDY, I. R. & GLEADOW, A. J. W. (1987): Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. – Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.), 65, 1-13, Amsterdam (Elsevier).
- LICHTENECKER, N. (1923): Der Kalkalpensüdrand zwischen Saalach und Großache. – Diss. Univ. Wien, 185 S., Wien.
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon-Alter des Basaltes vom Lavant-Tal in Kärnten. – Der Aufschluß, 26/6, 238-242.
- MANCKTELOW, N. S. & G RASEMAN N, B. (1997): Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. – Tectonophysics, 270, 167-195, Amsterdam (Elsevier).
- MÄRK, T. D., PAHL, M., PURTSCHELLER, F. & MÄRK, T. D. (1973): Thermische Ausheilung von Uran-Spaltspuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beiträge zur Geothermochronologie. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, 131-154, Wien (Springer).
- MILLER, CH. (1990): Petrology of the type locality, eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**, 287-300, Zürich.
- MILLER, D. S., EBY, N., MCCORKELL, R., ROSENBERG, P. E. & SUZUKI, M. (1990): Results of the interlaboratory comparison of fission track ages for the 1988 Fission Track Workshop. – Nuci. Tracks Radiat. Meas, **17**, 237-245, Oxford (Pergamon).
- MORAUF, W. (1980): Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 27, 169-185, Wien (Springer).
- MORAUF, W. (1982): Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz f
  ür eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 29, 255-282, Wien (Springer).
- NEUBAUER, F. (1984): Das Murauer und Gurktaler Paläozoikum. In: FLügeL, H. W. & NEUBAUER, F., Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000, 55-57, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal thrust system within the Austroalpine region-some structural and geometrical aspects. In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.) Geodynamics of the Eastern Alps, 226-236, Wien (Deuticke).
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R. D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – Tectonophysics, 242, 79-98, Wien.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. – In: VON RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 515-536, Berlin etc. (Springer).
- POLESNY, H. (1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. – Diss. Univ. Wien, 233 S., Wien.
- PUCH, T., NEUBAUER, F. & DUNKL, I. (1994): Spaltspurdatierungen in den südöstlichen Ostalpen: Hinweise auf kretazische und neogene tektonische Prozesse. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb.1, 152-154, Göttingen.
- SACHSENHOFER, R. F. (1989): Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 489-505, Wien.

- SACHSENHOFER, R. F. (1992): Coalification and thermal histories of Tertiary basins in relation to late Alpidic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., 81, 291-308, Stuttgart.
- SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 301-304, Wien.
- SCHARBERT, S. (1981): Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 173-188, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 221-232, Wien.
- SCHNEIDER, TH. (1988): Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. – Augsburger geographische Hefte, 7, 267 S., Augsburg (Lehrstuhl für Physische Geographie der Univ. Augsburg).
- SEEFELDNER, E. (1973): Zur Frage der Korrelation der kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **115**, 106-123, Wien.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987): Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244-262, Wien (Deuticke).
- SPREITZER, H. (1932): Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. Geogr. Ges. Wien, **75**, 327-364, Wien.
- STAUFENBERG, H. (1987): Apatite fission-track evidence for postmetamorphic uplift and cooling history of the eastern Tauern Window and the surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571-586, Wien.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/ Styria, southeastern Austria). – Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, 347-368, (Pergamon).
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 73, 177-189, Zürich (Stäubli).
- THÖNI, M. & MILLER, CH. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. – J. metamorphic Geol., 14, 453-466.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2. XVI + 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986 a): Geologie von Österreich. Band 3. X + 718 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986 b): Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. Mitt. österr. geograph. Ges., **128**, 62-72, Wien.
- WAGNER, G. A. & VAN DEN HAUTE, P. (1992): Fission-Track Dating. XIV + 285 S., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. XX + 822 S., Wien (Springer).
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps) evidence from 40Ar-39Ar dating and petrological investigations. – Contrib. Mineral. Petrol., **117**, 175-186, Berlin-Heidelberg (Springer).

Manuskript eingegangen am: 02. 03. 1995 🏶

Manuskript akzeptiert am: 10. 10. 1998 •

Revidierte Fassung eingegangen am: 18. 06. 1998 •







# **BEILAGE 2: Regionale Verteilung der Apatit-Spaltspuralter**



# **ZOBODAT - www.zobodat.at**

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: 89

Autor(en)/Author(s): Hejl Ewald

Artikel/Article: Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern - eine Apatit-Spaltspuranalyse. 179-199