Zeitschrift: Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure

Herausgeber: Vereinigung Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure

Band: 52 (1986)

Heft: 123

Artikel: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide

Autor: Flisch, Markus

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-210052

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 15.07.2025

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

Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., Vol. 53, Nr. 123, Oktober 1986 - S. 23-49

Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide

mit 6 Tabellen und 13 Figuren

von Markus FLISCH *

Abstract

The alpine uplift history of the upper austroalpine Silvretta nappe (Austria - Switzerland) since middle Cretaceous has been reconstructed. New Rb-Sr and K-Ar muscovite and biotite as well as fission track apatite and zircon analyses have been carried out. From the radiometric age determinations the following uplift events can be distinguished and timed:

a) Central W-E trending, W dipping updoming of the Silvretta nappe (between ca. 110-35 Ma, with a conciderable portion older than 80 Ma).
b) Updoming of the Engadine Window (sometime between 60 and 35 Ma).
c) Uniform uplift of the whole Silvretta nappe (between ca. 35 and ca. 2 Ma).
d) Chur uplift and the corresponding tilting to the east (ca. 2 Ma until today).

The climax of the alpine metamorphism has been estimated at about 110 Ma (fission track zircon cooling ages of 106 and 105 Ma). In the central Silvretta the alpine overprint is of a higher grade than in the northeastern and southwestern part. Near the Engadine Window the highest grade overprint has been recognised. The alpine metamorphism can be expained without or with only a little covering by other tectonic units. Because of the differential uplift, levels with different alpine overprint (diagenesis to greenschist facies) outcrope today.

Zusammenfassung

Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke (Österreich - Schweiz) seit der oberen Kreide wurde rekonstruiert. Neue Rb-Sr and K-Ar Muscovit- und Biotit- sowie Kernspaltspur Apatit- und Zirkonanalysen wurden durchgeführt. Aufgrund der radiometrischen Altersbestimmungen konnten folgende Hebungsphasen unterschieden und zeitlich eingestuft werden:

a) Zentrale W-E verlaufende, nach W fallende Aufwölbung der Silvretta-Decke (zwischen ca.110-35 Ma, ein bedeutender Teil ist älter als 80 Ma).
b) Aufwölbung des Engadiner Fensters (irgendwann zwischen 60 und 35 Ma).
c) Gleichmässige Hebung der ganzen Silvretta-Decke (zwischen ca. 35 und ca. 2 Ma)
d) Churer Hebung und die damit verbundene Ostkippung der Decke (ca. 2 Ma bis heute).

Der Höhepunkt der alpinen Metamorphose wurde vor ca. 110 Ma angenommen (Kernspaltspur-Abkühlalter am Zirkon von 106 und 105 Ma). Die alpine Überprägung ist in der zentralen Silvretta höher als in den nordöstlichen und südwestlichen Teilen. In der Nähe des Engadiner Fensters ist sie am stärksten. Die alpine Metamorphose kann ohne oder mit nur geringer Bedeckung durch andere tektonische Einheiten erklärt werden. Durch die differentielle Hebung sind heute Niveaus mit unterschiedlicher alpiner Überprägung (Diagenese bis Grünschieferfazies) aufgeschlossen.

---

* Markus FLISCH, Abteilung für Isotopengeologie der Universität, Erlachstrasse 9a, 3012 Bern
Zum Vortrag, gehalten an der Jahresversammlung der Vereinigung schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure in Davos am 14. Juni 1986.

1. Einleitung

Die oberostalpine Silvretta-Decke (Österreich/Schweiz) gehört zu den höchsten tektonischen Einheiten der Alpen. Das paläozoische Silvretta-Kristallin sowie die auflagernden triadischen Sedimente sind alpin nur schwach metamorph. In der Umrahmung des Engadiner Fensters, in der Region Paznauntal - Piz Buin - Piz Linard - Zernez (siehe Fig. 1) sind heute Gesteine mit grünschieferfazieller Überprägung aufgeschlossen (Thöni 1981). Die restliche Silvretta-Decke ist anchizonal, Teile der Sedimente sind sogar nur diagenetisch überprägt (Dunoyer de Segonzac und Bernoulli 1976, Thöni 1981). Der Höhepunkt der alpinen Metamorphose wird der eo-alpinen Phase der Oberkreide zugerechnet. Nach dem Metamorphosehöhepunkt können verschiedene Hebungsphasen unterschieden werden: eo-alpine Hebung, Aufwölbung des Engadiner Fensters, homogene tertiäre Hebung, rezente Churer Hebung (vgl. Gubler 1976, Kahle und Klingelé 1979). Diese Hebungs- und Aufwölbungsereignisse zeigen lokal unterschiedliche Auswirkungen. Sie äussern sich in den heute unterschiedlichen Anschnittniveaus der Silvretta-Decke. Je tiefer das Anschnittniveau, desto stärker die eo-alpine Überprägung. Die Verteilungen der alpin nicht, teilweise oder vollständig verjüngten Mineralalter geben uns Auskunft über die Stärke und die zeitliche Entwicklung der alpinen Metamorphose. Damit lassen sich die Hebungs- und Aufwölbungsereignisse zeitlich einstufen. Die Hebungsbeträge können abgeschätzt werden. Die bestehenden Rb-Sr und K-Ar Altersbestimmungen an Muscovit und Biotit (Grauert 1969, Thöni 1981, Kreczy 1981, Krähenbühl 1984) wurden ergänzt. An Gneisproben wurden zusätzlich 10 Apatit- und 14 Zirkondatierungen mit der Kernspaltspurmethode (im Folgenden als FT-Methode = Fission track Methode bezeichnet) durchgeführt. Die bearbeiteten KAW-Proben sind im Anhang beschrieben und in Fig. 1 eingezeichnet.

2. Experimentelles

Jede 30kg-Gesteinsprobe wurde im Backenbrecher und in der Scheibenmühle zerkleinert. Aus den jeweils optimalen Kornfraktionen wurden mit Hilfe von Trocken - und Nassschütteltisch, Magnetseparation und Schweretrennung hochreine Konzentrate von Muscovit und/oder Biotit und/oder Zirkon und/oder Apatit hergestellt. Für die Korrektur der Rb-Sr Mineralanalysen wird von den entsprechenden Proben ein analysenfeines Gesamtgesteinsaliquot benötigt. Hierzu wurden jeweils 100g Backenbrecherfraktion 15 h unter reinem Äthanol in der Achatmühle gemahlen.

FT - Datierung:
Einführende Beschreibungen der FT-Methode geben u.a. Wagner und Zaun (1985) und Hurford (1986).

Die Apatitdatierung erfolgte mit Hilfe der Populationsmethode (Gleadow 1981). Dabei werden die induzierten und die spontanen Kernspaltspuren in verschiedenen Präparaten gezählt. Das Aliquot in welchem die induzierten

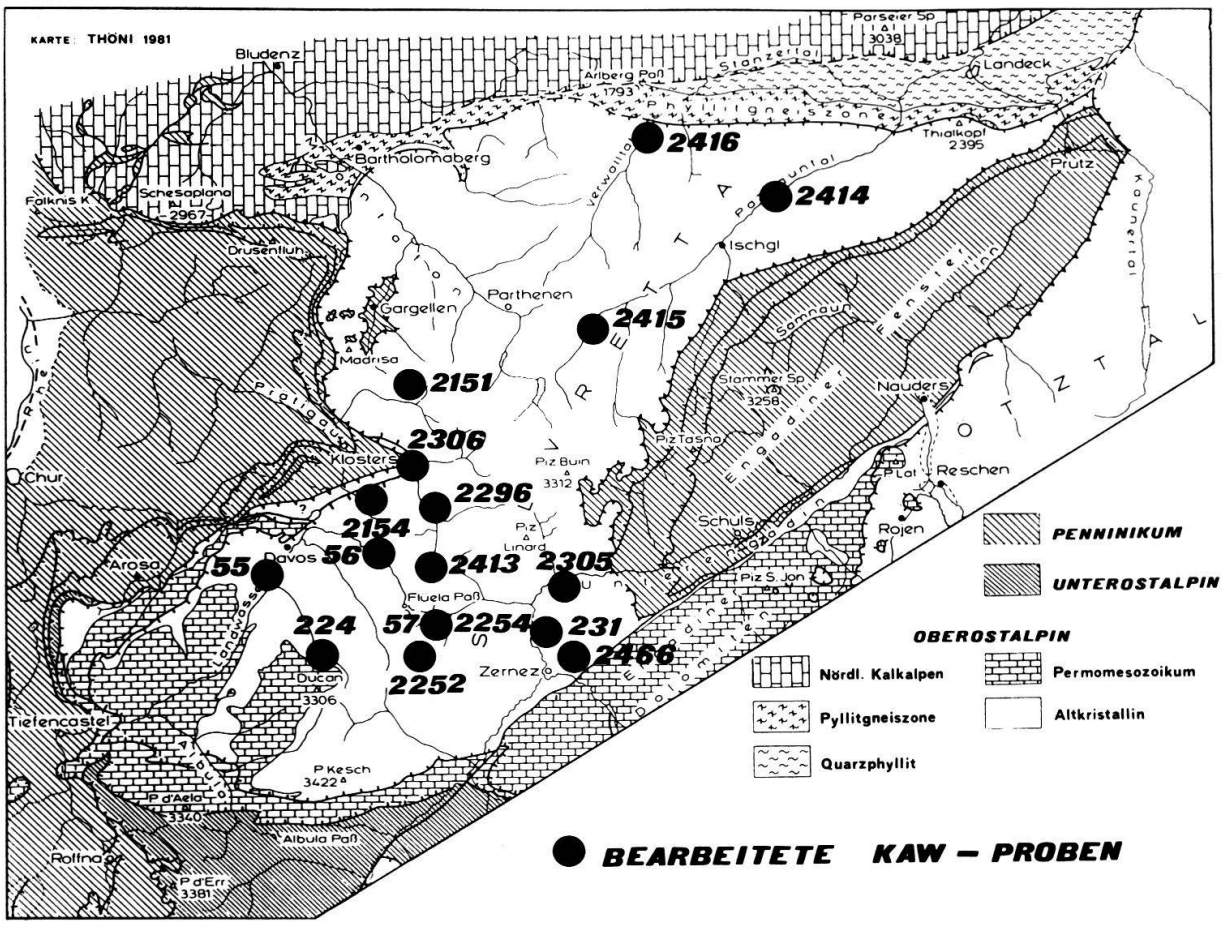

Fig. 1:
Die tektonischen Einheiten im Silvretta-Gebiet (Thöni 1981) mit den bearbeiten KAW-Proben aus der Silvretta-Decke (siehe Anhang).

Spaltspuren durch Bestrahlen mit thermischen Neutronen im Reaktor erzeugt werden sollen, wird zuvor für fünf Stunden auf 500°C aufgeheizt, um die spontanen Spaltspuren auszuheilen. Nach dem Bestrahlen werden die Aliquots mit den spontanen und den induzierten Spaltspuren mit Hilfe eines Zweikomponentenklebers auf ein Objektträgerglas montiert, poliert und danach für 45 Sekunden in 1 N HNO_3 bei 20°C geätzt, um die Spaltspuren sichtbar zu machen. Die Spaltspurdichte in den einzelnen Proben wurde unter einem Leitz Orthoplan Mikroskop bei 1575-facher Vergrösserung (Trockenobjektiv) bestimmt.

Für die Zirkonanalyse gelangte die "External Detector Method" = EDM (Gleadow 1981) zur Anwendung. Die spontanen Spaltspuren werden dabei im Zirkonkristall und die induzierten Spaltspuren in einem vor der Bestrahlung auf das Zirkonpräparat gelegten Glimmerplättchen ausgezählt. Die Zirkone werden in FEP-Teflon montiert, poliert und anschliessend in einer eutektischen Schmelze von NaOH und KOH bei 220°C für 24 Stunden geätzt (Gleadow et al 1976). Durch Ätzen des Glimmerdetektors während 40 Min. bei 20°C in 40% HF werden die Spaltspuren sichtbar und anschliessend unter Verwendung eines Ölimmersionsobjektives bei 1250-facher Vergrösserung ausgezählt.

Alle Bestrahlungen mit thermischen Neutronen (zum Erzeugen der induzierten Spaltspuren) wurden im Herald Reaktor, Aldermaston, Grossbritannien durchgeführt (Hurford und Green 1983). Zur Referenzierung des Neutronenflusses werden die induzierten Spaltspuren in Glimmerdetektoren von den drei Dosimetergläsern SRM 612, CN-1 und CN-2 (Hurford und Green 1982) ausgezählt (vgl. Tabelle 4a).

Die Altersberechnungen erfolgten nach der sog. Zeta-Kalibrierungsmethode (Fleischer und Hart 1972; Hurford und Green 1982). Durch wiederholte Altersanalysen an Standardmaterialien wird für jedes Dosimeterglas (SRM 612, CN-1, CN-2) ein persönlicher Zeta-Faktor bestimmt (vgl. Tabelle 4b). So kann auf die genaue Festlegung der Konstanten λ_f für die spontane, Spaltspuren erzeugende ^{238}U-Spaltung und die genaue Bestimmung des Neutronenflusses im Reaktor verzichtet werden. Durch die Berechnung von Zeta-Werten für die drei Dosimetergläser SRM 612, CN-1 und CN-2 erfolgt die Altersberechnung der Proben in Bezug auf alle drei Dosimeter, was eine Kontrolle der internen Konsistenz der drei Dosimetergläser erlaubt (vgl. Tabelle 4c). Die Altersfehler wurden mit Hilfe der Poisson-Statistik (konventioneller Fehler nach Green 1981) unter Berücksichtigung der Unsicherheit der Zeta-Kalibrierung berechnet.

K-Ar-Datierung:

K-Ar-Alterbestimmungen wurden an reinen Biotit- und Muscovitkonzentraten durchgeführt. Der Kaliumgehalt der Proben wurde flammenphotometrisch ermittelt, wobei der mittlere Fehler einer Analyse ±1% beträgt (Flisch 1986). Die Argon-Analyse erfolgte nach der massenspektrometrischen Isotopenverdünnungsmethode (Kirsten 1966, Dalrymple and Lanphere 1969) unter Verwendung des 99.9997% reinen Referenzisotops (Spike) ^{38}Ar (Schumacher 1975). Der Spike wurde gegen genau bekannte Luftvolumina und gegen die Standardmineralien B-4M, B-4B, LP-6 und GL-O (Flisch 1982,1986) geeicht. Pro Analyse werden je nach Alter und K-Gehalt 0.1-0.01g Probe mit Hilfe eines HF-Generators in der Hochvakuum-Extrationsanlage in einem Molybdäntiegel geschmolzen und entgast. Nach der Zugabe einer genau bekannten Spikemenge (ca. $1x10^{-6}$ cm^3 STP) erfolgt die Reinigung des Probengases mit Hilfe von Ti- und Zr/Al-Gettern. Die Isotopenverhältnisse, aus welchen sich die absoluten Mengen der einzelnen Isotope errechnen lassen, werden statisch im Massenspektrometer VG MM 1200 bestimmt. Der ^{40}Ar "Hot Blank" für den ganzen Analysengang betrug zwischen 3 und $7x10^{-9}cm^3STP$. Das $^{40}Ar/^{36}Ar$ Luftverhältnis wurde mit 302.6 ± 0.3 (1σ) gemessen Die Fehlerberechnung für die errechneten Alter erfolgt nach dem Gauss´schen Fehlerfortpflanzungsgesetz unter Berücksichtigung der Unsicherheiten auf der Kaliumbestimmung, der Einwaage, der Diskriminierungskorrektur, den Isotopenverhältnissen und der Spikekalibrierung.

Rb-Sr-Datierung:

Die Biotit- und Muscovitalter wurden als Zweipunktisochronen ($^{87}Sr/^{86}Sr$ gegen $^{87}Rb/^{86}Sr$) zwischen Mineral und Gesamtgestein berechnet. Die Rb-

und die Sr-Analysen erfolgten nach der Isotopenverdünnungsmethode, wobei hochreine ^{87}Rb- und ^{84}Sr-Spikes als Mengenreferenzen zur Anwendung gelangen. Mit Hilfe von Ionenaustauscherkolonnen werden hochreine Rb- und Sr-Fraktionen hergestellt. Gemessen wurde auf einem "Ion Instruments" Festkörper- Massenspektrometer mit 35 cm Radius und einer 3-Band Ionenquelle. Der Analysenfehler auf dem $^{87}Sr/^{86}Sr$ - Verhältnis betrug zwischen 0.01% und 0.005% und auf dem ^{87}Rb / ^{86}Sr - Verhältnis ca.1%. Der Standard NBS 987 wurde während der Bearbeitung der nachfolgend diskutierten Proben 22 mal gemessen und ergab folgende Reproduzierbarkeit ($\pm 1\sigma$): .710286±21 (±0.003%).

Die Alter sind mit den IUGS-Konstanten (Steiger und Jäger 1977) berechnet.

3. Analytische Resultate und Diskussion

3.1 Die Abkühltemperaturen

Als Abkühltemperatur (Tabelle 1) wird diejenige mittlere Temperatur bezeichnet, ab welcher ein Mineral bei der Abkühlung in Bezug auf ein bestimmtes radiometrisches Zerfallssystem (z.B. Rb-Sr, K-Ar) eine geschlossene Einheit darstellt; d.h. ab dieser bestimmten Temperatur beginnt die radiometrische Uhr zu laufen (vgl. Wagner et al 1977).

Bei der Aufheizung z. B. eines "alten" Glimmers über die sog. Abkühltemperatur beginnt dessen Verjüngung. Um sein Alter aber auf Null

Tabelle 1: Mineral-Abkühltemperaturen

Rb - Sr	Hellglimmer	500 ± 50 °C
K - Ar	Hellglimmer	350 ± 50 °C
Rb - Sr	Biotit	300 ± 50 °C
K - Ar	Biotit	300 ± 50 °C
FT	Zirkon	200 - 250 °C
FT	Apatit	120 ± 20 °C

nach: Wagner und Reimer 1972
Purdy und Jäger 1976
Wagner, Reimer und Jäger 1977
Hurford 1986

zurückzusetzen, muss die Abkühltemperatur um etwa 70-100°C (Thöni 1982) überschritten werden. Erfolgte bei einem späteren Ereignis eine nur partielle Verjüngung des "alten" Glimmers , so zeigt er ein sog. Mischalter.

Die Abkühltemperaturen, welche den FT Apatit- und FT Zirkondatierungen zugrunde liegen, sind abhängig von der Abkühlrate. In der Literatur (Wagner und Reimer 1972, Wagner und Zaun 1985) wird für eine Hebungsrate von 0.1 mm/a eine Apatit Abkühltemperatur von 100°C und für eine Hebungsrate von 1 mm/a eine solche von 120°C vorgeschlagen.

Tabelle 2: Rb-Sr Analysendaten

Probe	Mineral und Korngrösse		Rb total (ppm)	Sr total (ppm)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Alter (Ma) (± 1 Sigma)
KAW 2151	Total(*)		138.72	162.104	0.72789	2.480	
	Muscovit	40-60	237.30	29.554	0.85501	23.566	423.3 ± 5.2
		60-100	234.76	22.055	0.89845	31.372	421.5 ± 4.2
		100-200	228.79	25.858	0.86105	25.984	397.9 ± 4.8
	Biotit	60-100	512.58	3.382	3.00533	537.113	299.4 ± 3.0
KAW 2252	Total		188.59	104.983	0.74343	5.215	
	Muscovit	60-100	433.56	12.838	1.17620	102.187	313.6 ± 3.5
	Biotit	35-60	868.89	2.794	7.57688	1504.631	320.2 ± 3.2
KAW 2254	Total		252.25	63.159	0.78505	11.643	
	Muscovit	60-100	853.53	8.820	2.13957	319.224	309.4 ± 3.3
		80-100	930.01	7.850	2.48123	402.232	305.2 ± 3.2
KAW 2296	Total		151.42	150.293	0.72874	2.921	
	Muscovit	>100	315.52	17.625	0.96661	53.107	333.0 ± 3.4
	Biotit	>90	617.45	5.057	2.45189	413.520	294.9 ± 3.0
		70-100	589.51	4.479	2.63028	452.394	297.3 ± 3.0
		100-200	524.38	6.988	1.65909	237.332	279.0 ± 3.0
KAW 2305	Total		176.92	70.327	0.75993	7.316	
	Muscovit	50-80	218.04	74.313	0.76336	8.535	197.9 ± 26
	Biotit	50-80	582.28	4.692	1.76898	396.355	182.4 ± 1.9
KAW 2306	Total		129.53	180.428	0.72443	2.080	
	Biotit	>100	500.01	5.696	1.81247	281.436	273.8 ± 2.8
KAW 2413	Total		178.11	74.167	0.75393	6.979	
	Muscovit	>90	419.08	24.958	0.93786	49.675	302.7 ± 4.0
KAW 2414	Total		163.64	145.443	0.72938	3.262	
	Musvovit	>90	451.38	15.734	1.06243	85.882	283.3 ± 3.1
	Biotit	60-90	807.17	2.654	3.63233	1131.849	180.9 ± 1.8
KAW 2415	Total		165.93	73.320	0.75186	6.576	
	Muscovit	>90	434.60	7.165	1.52500	189.514	297.0 ± 3.2
	Biotit	>90	893.23	3.050	3.81037	1104.678	195.9 ± 2.0
KAW 2416	Total		72.54	155.618	0.72017	1.350	
	Muscovit	>90	246.07	77.672	0.75288	9.207	292.6 ± 4.0
	Biotit	>90	425.57	6.086	1.65960	221.162	300.3 ± 3.0

(*) Das Total KAW 2151wurde bei der herzynischen(?) Metamorphose mit gewöhnlichem Strontium kontaminiert,deshalb ergeben die Total-Muscovit-Isochronen zu hohe Alter !

Für die FT-Zirkonanalysen wurde eine Abkühltemperatur von 220°C verwendet (vgl. Hurford 1986).

3.2. Rb-Sr und K-Ar Hellglimmer - und Biotitaltersverteilung

In den Fig. 2,3,4 und 5 sind die in der Literatur zugänglichen (Grauert 1969, Thöni 1981, Kreczy 1981, Krähenbühl 1984) und die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Rb-Sr und K-Ar Glimmerdatierungen (siehe Tab. 2,3) dargestellt. Die geschlossenen Quadrate repräsentieren herzynische Abkühlalter, die offenen Quadrate herzynisch-alpine Mischalter. Als Obergrenze zwischen herzynischem Abkühlalter und herzynisch-alpinem Mischalter wurden für die Rb-Sr Hellglimmerdatierungen 280 Ma eingesetzt. Für die Rb-Sr Biotit- und die K-Ar Hellglimmer- und Biotitdatierungen wurden 270 Ma angenommen (vgl. Thöni 1981). Diese Werte erscheinen realistisch, da die vulkanische Ruinaformation ab unterem Perm auf dem Silvretta-Kristallin abgelagert wurde (Dössegger 1974, Furrer 1985). Die postherzynische Abkühlung kann deshalb kaum jünger sein.

Tabelle 3: K-Ar Analysendaten

Probe	Mineral und Korngrösse		K%	$^{40}Ar_{rad}$ x10^{-6} cm^3STP/g	%$^{40}Ar_{rad}$	Alter (Ma) (± 1sigma)
KAW 55	Muscovit	60-80	7.52	115.44	98.54	357.1 ± 4.1
KAW 56	Muscovit	50-60	8.75	118.00	98.30	317.3 ± 3.3
	Biotit	>60	7.53	103.06	98.07	321.7 ± 3.7
KAW 57	Biotit	80-100	7.73	104.67	99.00	318.5 ± 3.4
KAW 2151	Muscovit	60-100	8.84	121.46	96.83	322.8 ± 3.1
	Biotit	60-100	7.78	87.40	97.74	268.1 ± 2.8
KAW 2252	Muscovit	60-100	8.68	124.58	96.83	335.9 ± 3.4
	Biotit	35-60	7.84	107.00	98.74	320.8 ± 3.6
KAW 2254	Muscovit	60-100	8.49	116.31	99.25	322.0 ± 3.2
KAW 2296	Biotit	>70	7.47	82.40	98.86	263.6 ± 3.2
		70-100	7.33	78.22	98.57	255.5 ± 3.0
KAW 2305	Muscovit	50-80	7.56	87.18	98.72	274.7 ± 3.4
	Biotit	50-80	6.97	64.66	99.59	224.1 ± 3.0
KAW 2306	Biotit	100-200	4.89	36.08	97.86	122.9 ± 1.6
KAW 2414	Muscovit	>90	9.03	75.22	99.00	202.5 ± 2.2
	Biotit	60-90	7.85	64.28	99.06	199.3 ± 2.3
KAW 2415	Muscovit	>90	9.00	97.15	98.06	258.3 ± 2.9
	Biotit	>90	7.66	64.94	99.40	205.9 ± 2.4
KAW 2416	Muscovit	>90	8.35	111.19	98.74	313.7 ± 3.2
	Biotit	>90	6.57	86.99	99.28	312.0 ± 3.6
KAW 2466	Biotit	35-60	7.68	110.70	99.22	337.3 ± 4.0
		60-90	7.71	107.12	99.09	326.1 ± 3.8

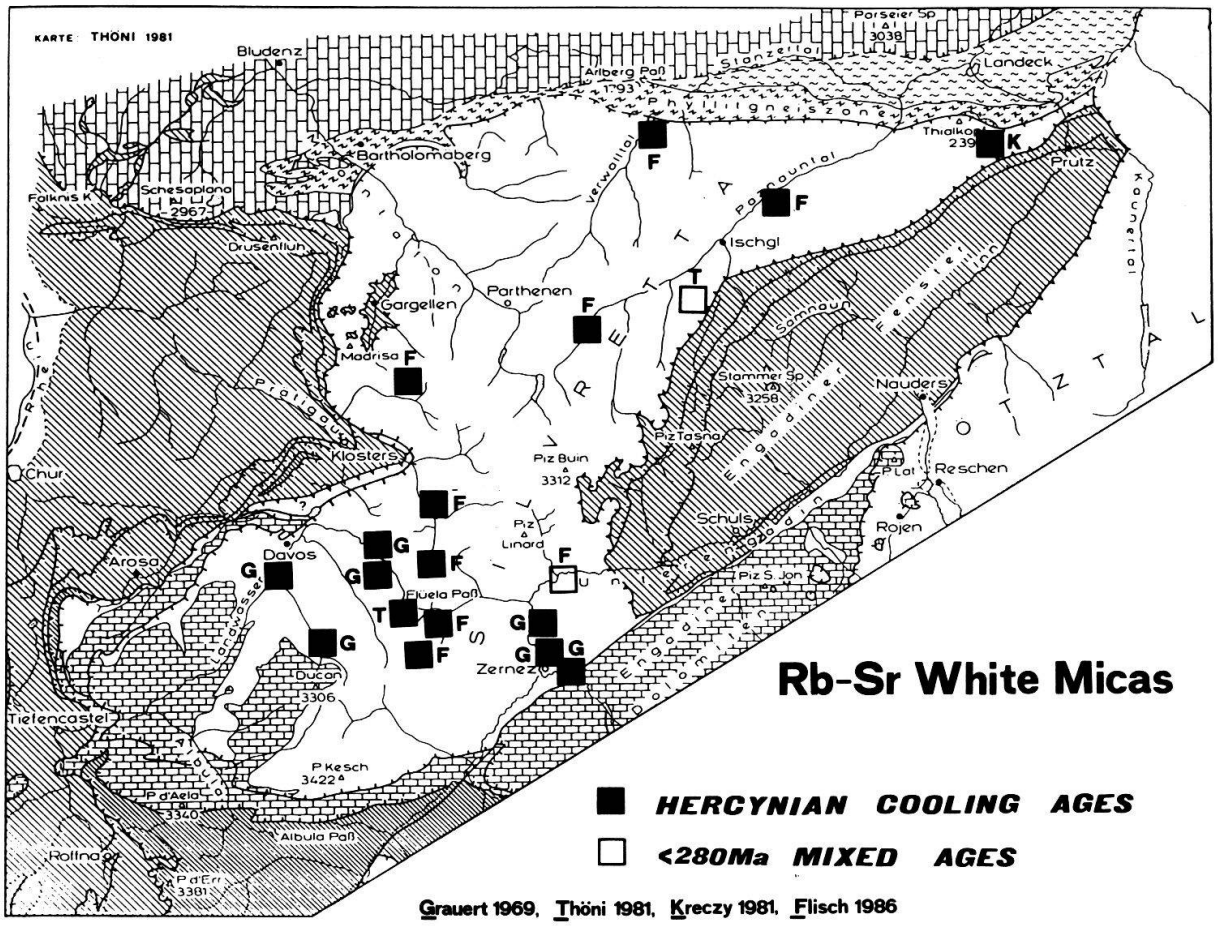

Fig. 2:
Rb-Sr Hellglimmer-Altersverteilung (geschlossene Quadrate: herzynische Abkühlalter >280 Ma, offene Quadrate: herzynisch-alpine Mischalter <280 bis >110 Ma).

Die Verteilung der Rb-Sr Hellglimmeralter (Fig. 2, Abkühltemperatur: 500 ± 50°C) zeigt, dass in der Silvretta-Decke während der alpinen Metamorphose eine Temperatur von 500°C höchstens knapp erreicht wurde. Nur zwei Proben zeigen Mischalter. Bei der Probe aus dem Engadin (Paragneis, KAW 2305, Bohrung Lavin) liegen der Glimmerpunkt (^{87}Rb / ^{86}Sr: 8.535) und der Gesamtgesteinspunkt (^{87}Rb / ^{86}Sr : 7.316) sehr nahe beeinander. Eine Korrektur für den Gehalt an gewöhlichem Strontium (wurde bei der Glimmerbildung eingebaut) ist deshalb nur mit grosser Unsicherheit möglich. Das K-Ar Hellglimmeralter derselben Probe ergibt ein herzynisches Alter. Es ist deshalb anzunehmen, dass auch die Probe KAW 2305 während der alpinen Metamorphose die Temperatur von 500°C nicht erreichte. Auch die aus dem Raume Zernez von Grauert (1969) mit Rb-Sr datierten Hellglimmer zeigen alle herzynische Alter. Als einziges, bis heute bekanntes, alpin-herzynisches Rb-Sr Hellglimmermischalter bleibt somit die von Thöni (1981) analysierte Probe südwestlich von Ischgl aus der Basis des Silvretta-Kristallins.

Die Rb-Sr Biotitanalysen (Fig. 3, Abkühltemperatur: 300 ± 50°C) zeigen im Bereich Paznauntal - Piz Buin - Piz Linard - Zernez herzynisch-alpine

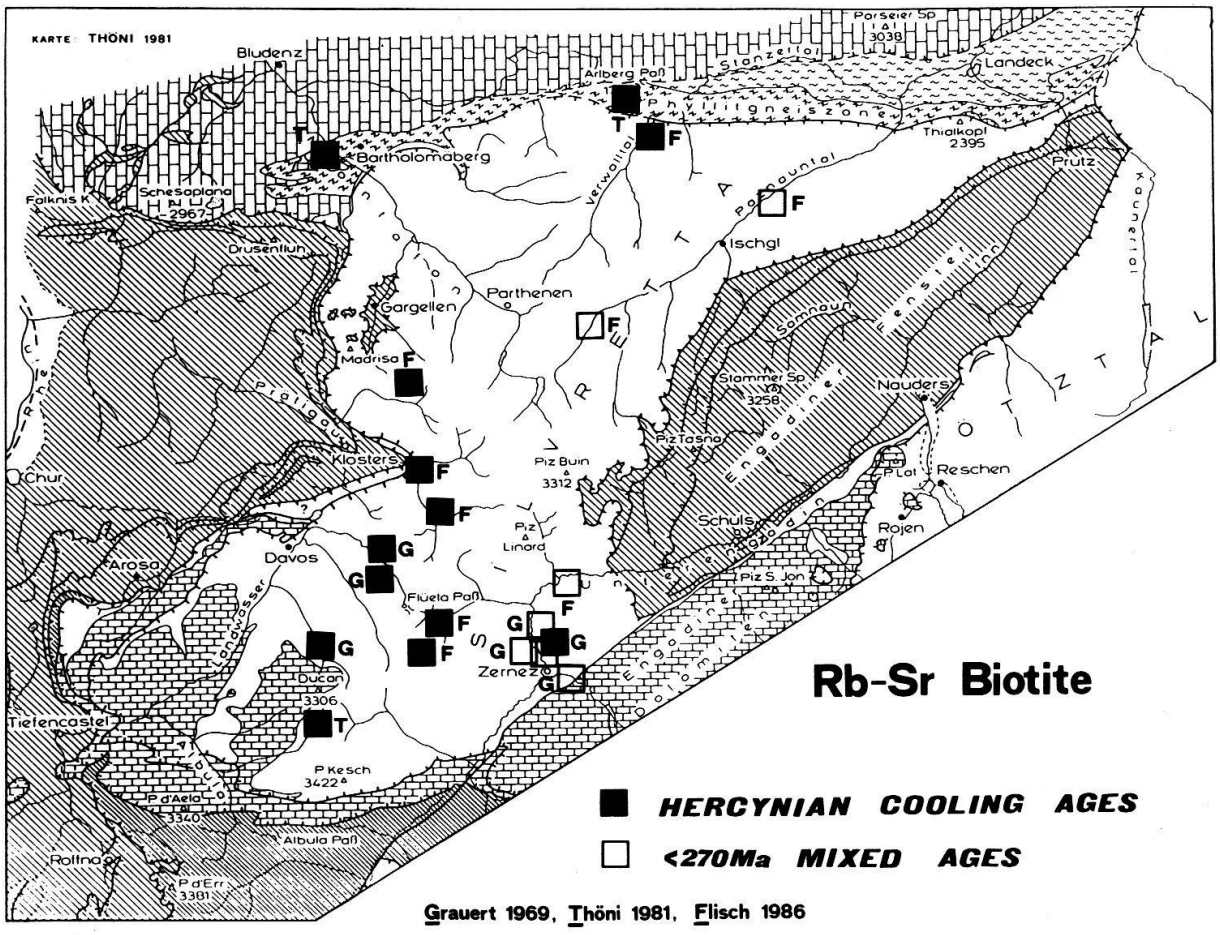

Fig. 3:
Rb-Sr Biotit-Altersverteilung (geschlossene Quadrate: herzynische Abkühlalter >270 Ma, offene Quadrate: herzynisch-alpine Mischalter <270 bis >110 Ma).

Mischalter. In der nördlichen und westlichen Silvretta finden sich rein herzynische Abkühlalter.

Die K-Ar Hellglimmeralter (Fig. 4, Abkühltemperatur: 350 ± 50°C) zeigen eine ähnliche Verteilung wie die Rb-Sr Biotitalter. Der Mischaltersbereich ist auf die Umgebung des Engadiner Fensters beschränkt.

Anders präsentiert sich das Bild bei den K-Ar Biotitanalysen (Fig. 5, Abkühltemperatur: 300 ± 50°C). Die ganze zentrale Silvretta-Decke fällt in die Mischalterszone. Bei theoretisch gleicher Rb-Sr und K-Ar Biotitabkühltemperatur zeigt das K-Ar-System für die Verjüngung im vorliegenden Fall eine etwas grössere Empfindlichkeit. In den Proben KAW 2151, KAW 2296 und KAW 2306 (vgl. Fig. 1) kann am Quarz alpine, straininduzierte Grenzflächenwanderung (Suturierung) und Polygonisation (Subkornbildung) beobachtet werden (vgl. Krähenbühl 1984). Dies setzt nach Voll (1976) eine Temperatur von minimal 275°C voraus. Die alpine Höchsttemperatur lag also für die erwähnten Proben zwischen etwa 275±50 und 300±50°C, da, wie bereits erwähnt, das Rb-Sr Biotitsystem nicht verjüngte.

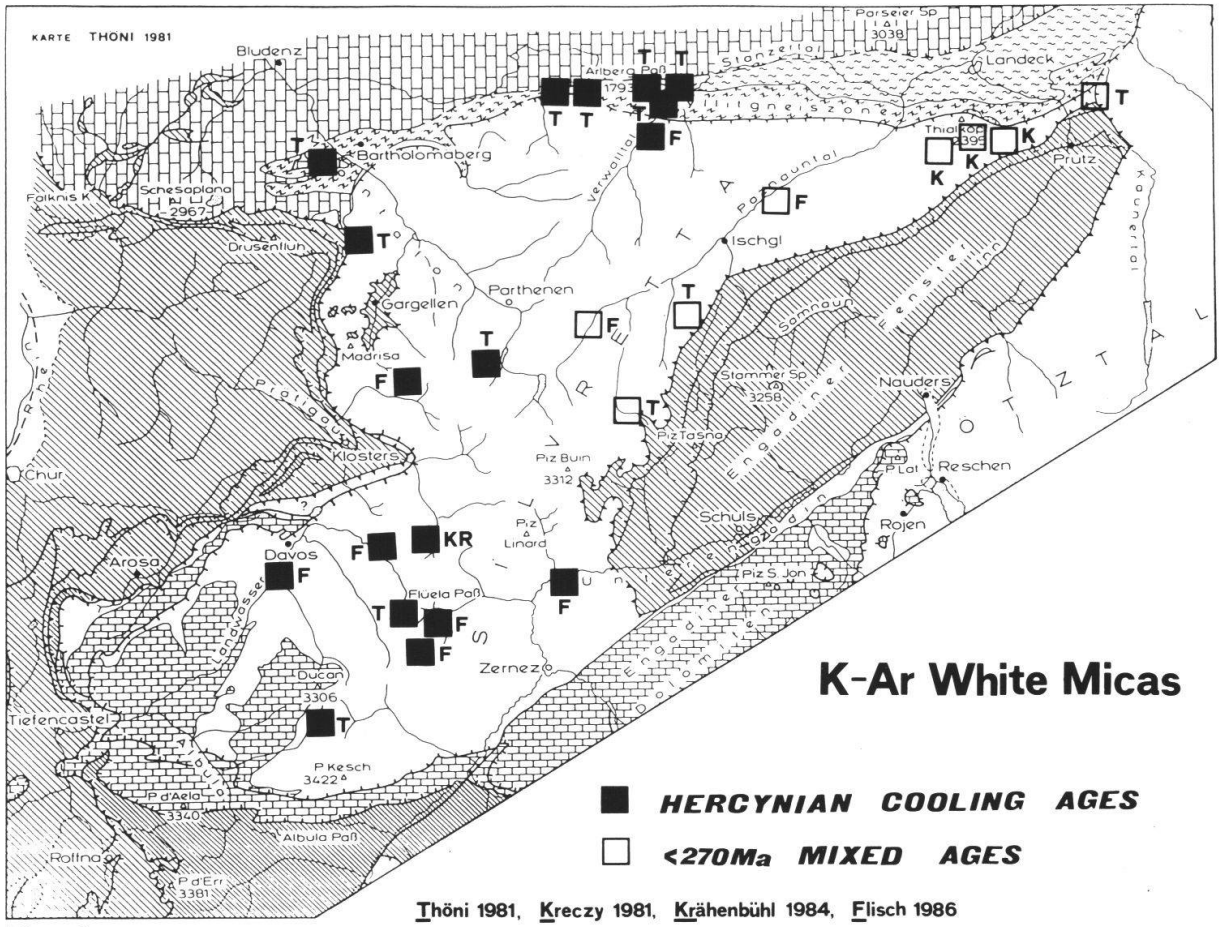

Fig. 4:
K-Ar Hellglimmer-Altersverteilung (geschlossene Quadrate: herzynische Abkühlalter >270 Ma, offene Quadrate: herzynisch-alpine Mischalter <270 bis >110 Ma).

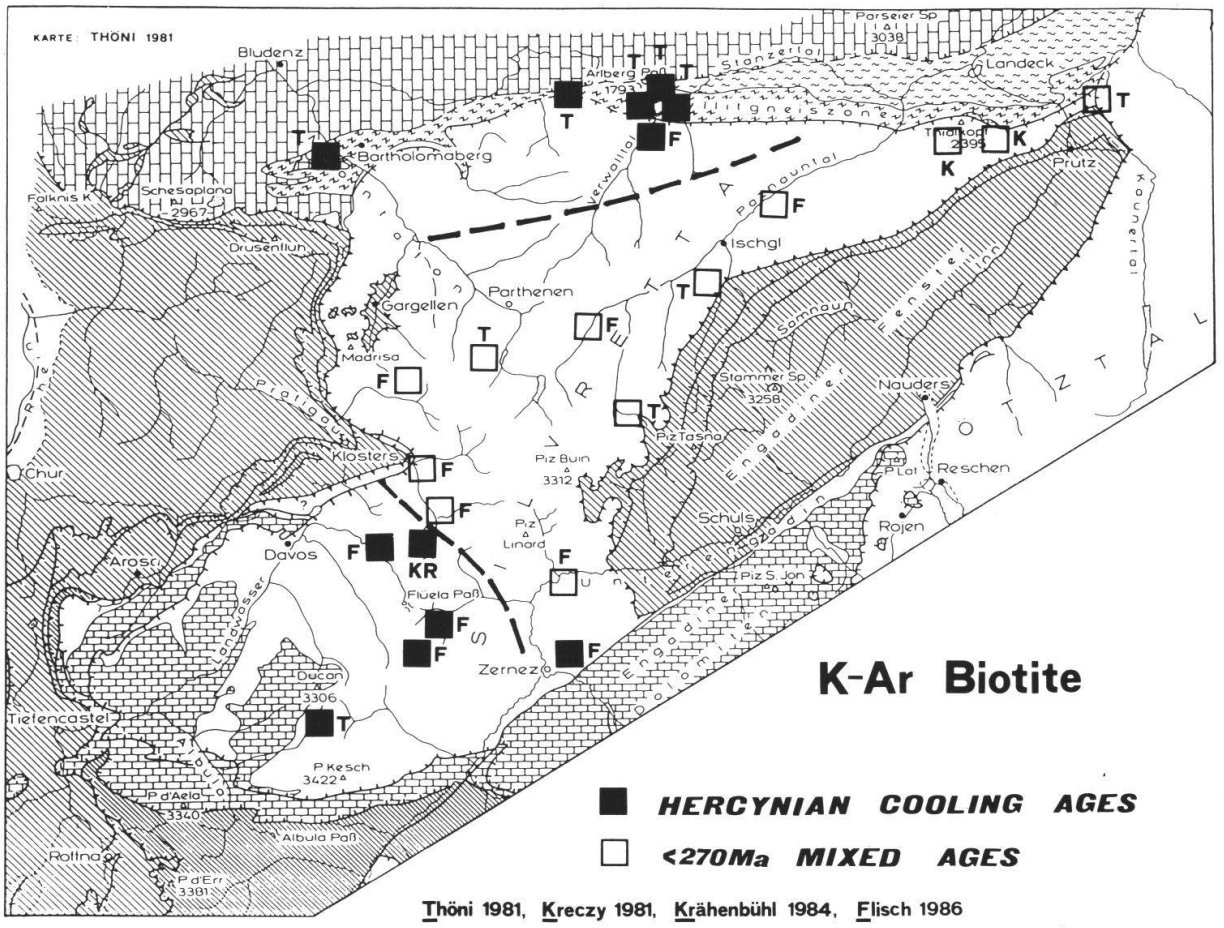

Fig. 5:
K-Ar Biotit-Altersverteilung (geschlossene Quadrate: herzynische Abkühlalter >270 Ma, offene Quadrate: herzynisch-alpine Mischalter <270 bis >110 Ma).

Tabelle 4a: FT Analysendaten: Dosimeterwerte für die Bestrahlungen

Bestrahlung	SRM 612		Dosimeter CN-1		CN-2	
	Nd	pd ($x10^5$ tcm^{-2})	Nd	pd ($x10^5$ tcm^{-2})	Nd	pd ($x10^5$ tcm^{-2})
Bern 23	4427	5.422	6595	16.15	6246	15.30
Bern 27	2495	1.070	3767	3.250	3555	3.048
Bern 30	4774	5.116	--------	--------	--------	--------
Bern 31	--------	--------	10474	3.889	--------	--------

Tabelle 4b: FT Analysendaten: Die verwendeten Zeta-Werte

Mineral	Dosimeter		
	SRM 612	CN-1	CN-2
Zirkon	333 ± 12	111 ± 5	117 ± 5
Apatit	280 ± 15	93.8 ± 4.9	99.1 ± 5.3

Tabelle 4c: FT Analysendaten: Alter

Probe	Mineral	Bestrahlung	Anz. Krist.	Spontane/Induzierte N_s/N_i	ps/pi ($x10^5 tcm^{-2}$)	Dosimeter	Alter (Ma)	Mittleres Alter (Ma) (±1sigma)
KAW 224	Zirkon	Bern 31	10	2067	200.875	CN-1	184	
				242	23.518			184 ± 15
KAW 231	Zirkon	Bern 31	10	1740	93.830	CN-1	60.2	
				621	33.488			60.2 ± 3.9
KAW 2151	Apatit	Bern 23	---	293	8.373	SRM 612	25.3	
				1403	50.119	CN-1	25.3	
						CN-2	25.3	25.3 ± 2.1
	Zirkon	Bern 27	12	1973	92.120	SRM 612	104.5	
				337	15.577	CN-1	105.1	
						CN-2	104.6	105 ± 8
KAW 2154	Zirkon	Bern 27	10	2691	187.915	SRM 612	105.5	
				451	31.494	CN-1	106.1	
						CN-2	105.5	106 ± 7
KAW 2252	Apatit	Bern 23	---	324	4.630	SRM 612	28.9	
				1700	24.291	CN-1	28.8	
						CN-2	28.8	28.9 ± 2.4
	Zirkon	Bern 27	15	3299	131.778	SRM 612	160.8	
				361	14.420	CN-1	161.8	
						CN-2	160.9	161 ± 12
KAW 2254	Apatit	Bern 23	---	1200	11.431	SRM 612	25.6	
				2843	67.706	CN-1	25.5	
						CN-2	25.6	25.6 ± 1.7
	Zirkon	Bern 27	12	2987	146.432	SRM 612	159.7	
				329	16.129	CN-1	160.7	
						CN-2	159.9	160 ± 12
KAW 2296	Apatit	Bern 23	---	299	4.272	SRM 612	17.1	
				1323	37.809	CN-1	17.1	
						CN-2	17.1	17.1 ± 1.4
	Zirkon	Bern 27	12	2188	86.333	SRM 612	77.8	
				498	19.650	CN-1	78.3	
						CN-2	77.9	78 ± 5
KAW 2305	Zirkon	Bern 27	10	1067	52.841	SRM 612	60.6	
				312	15.451	CN-1	61.0	
						CN-2	60.7	61 ± 5
KAW 2306	Apatit	Bern 23	---	233	3.329	SRM 612	10.9	
				1627	46.496	CN-1	10.8	
						CN-2	10.9	10.9 ± 1.0
	Zirkon	Bern 27	10	3072	87.189	SRM 612	79.7	
				682	19.356	CN-1	80.2	
						CN-2	79.8	80 ± 5

Tabelle 4c: FT Analysendaten: Alter (Fortsetzung)

Probe	Mineral	Bestrahlung	Anz. Krist.	Spontane/Induzierte N_s/N_i	ps/pi ($x10^5 tcm^{-2}$)	Dosimeter	Alter (Ma)	Mittleres Alter (Ma) (±1sigma)
KAW 2413	Apatit	Bern 30	---	346	4.944	SRM 612	31.0	
				1597	22.820			31.0 ± 2.5
	Zirkon	Bern 31	10	2267	171.912	CN-1	155.8	
				302	22.901			156 ± 12
KAW 2414	Apatit	Bern 30	---	143	.908	SRM 612	27.1	
				335	4.787			27.1 ± 3.1
	Zirkon	Bern 31	10	1222	101.380	CN-1	71.9	
				347	28.788			72 ± 5
KAW 2415	Apatit	Bern 30	---	309	4.415	SRM 612	23.7	
				1306	26.659			23.7 ± 3.1
	Zirkon	Bern 31	12	1313	140.052	CN-1	74.2	
				355	37.866			74 ± 6
KAW 2416	Apatit	Bern 30	---	145	1.727	SRM 612	24.4	
				708	10.117			24.4 ± 2.6
	Zirkon	Bern 31	12	1735	92.532	CN-1	130.7	
				264	14.080			131 ± 10
KAW 2466	Apatit	Bern 30	---	887	8.450	SRM 612	31.1	
				3266	38.890			31.1 ± 2.1
	Zirkon	Bern 31	10	1647	104.488	CN-1	67.6	
				483	30.642			68 ± 4

3.3 Die FT Zirkonaltersverteilung

Die FT Zirkonalter (Fig. 6, Tabelle 4c, Abkühltemperatur 220°C) lassen sich in die drei Bereiche Mischalter, eo-alpine Alter (mittlere bis obere Kreide) und tertiäre Alter gliedern. Ungefähr dort, wo uns das K-Ar Biotitsystem herzynische Alter definiert (südwestliche und nördliche Silvretta), finden wir mit der FT Zirkonmethode herzynisch-alpine Mischalter zwischen 184 und 131 Ma. Die alpinen Temperaturen dürften in diesem Teil der Silvretta 220°C nicht überschritten haben. Im Gebiet der K-Ar Biotit- Mischalterszone (zentrale Silvretta) erhalten wir mit der FT Zirkonmethode alpine Abkühlalter zwischen 106 und 60 Ma. Die Alter zwischen 184 und 131 Ma werden deshalb als Mischalter bezeichnet, da sie bislang mit keinem geologischen Ereignis vernünftig korreliert werden konnten. Tertiäre FT Zirkonalter wurden in der Gegend zwischen Zernez und dem Westende des Engadiner Fensters bestimmt.

3.4 Der Höhepunkt der eo-alpinen Metamorphose

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die in Fig. 1 dargestellten Proben südwestlich der Linie Davos-Flüelawisshorn und die Probe aus dem

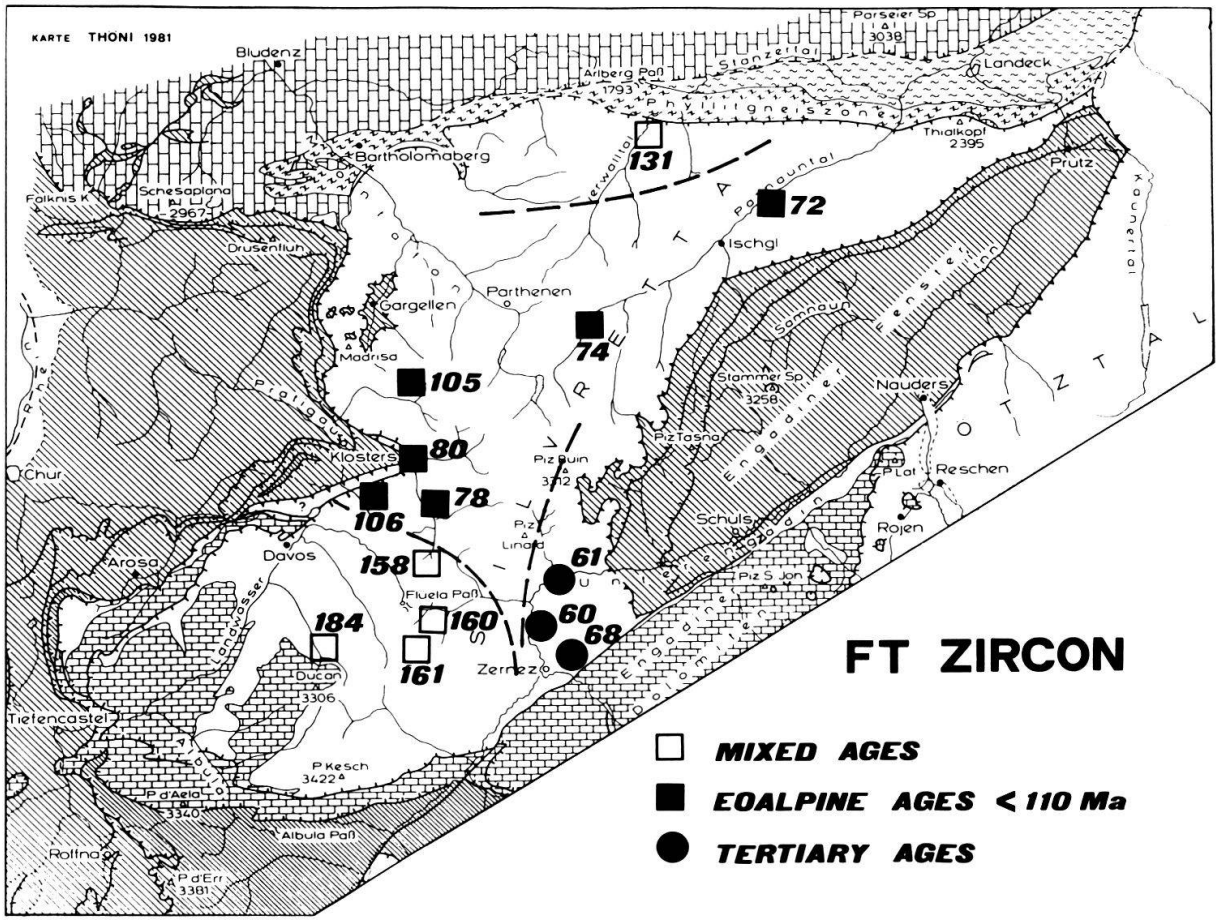

Fig. 6:
FT Zirkon-Altersverteilung (offene Quadrate: herzynisch-alpine Mischalter >110Ma, geschlossene Quadrate und geschlossene Kreise: alpine abkühlalter <110Ma).

Verwalltal (damit wahrscheinlich die ganze Umgebung des Arlbergpasses) während der eo-alpinen Metamorphose Temperaturen zwischen 200 und 220°C ausgesetzt waren (FT Zirkon-Mischalterszone). Wären hier die Temperaturen merklich höher oder tiefer gewesen, wäre es entweder zur vollständigen oder zu gar keiner eo-alpinen FT Zirkonverjüngung gekommen. Für die westliche Zentralsilvretta, wo nur die K-Ar Biotite verjüngten, und die Gesteinsquarze strainduzierte Korngrenzenwanderung zeigen, erscheinen Temperaturen von 275- 300±50°C als realistisch. Im Raum Zernez - Lavin finden wir bei den Talproben (<1700 m.ü.M.) Rb-Sr und K-Ar Biotitmischalter. Eine Ausnahme macht die Probe KAW 233 (siehe Grauert 1969), welche, mit neuen Konstanten gerechnet (Steiger und Jäger 1977), ein herzynisches Alter ergibt (272 Ma). Die Probe KAW 2305 (Bohrung Lavin) zeigt ein herzynisches K-Ar Hellglimmeralter- und die Probe KAW 2466 (Munt Baselgia, 2700 m.ü.M.) ein herzynisches K-Ar Biotitalter. Das eo-alpine Temperaturmaximum kann für die Proben im Raum Zernez - Lavin demnach je nach Höhenlage mit 300-350°C angenähert werden. Die Proben im Paznauntal zeigen stark verjüngte Rb-Sr und K-Ar Biotit- und K-Ar Hellglimmeralter. Temperaturen von 350°C wurden sicher, solche von 500°C kaum erreicht.

Der alpine Metamorphosegrad der heute in der Silvretta-Decke aufgeschlossenen Gesteine reicht also von der Diagenese (Sedimente der Ducanmulde) bis zur Grünschieferfazies (low grade) im Paznauntal.

Die Altersbestimmung des eo-alpinen Metamorphosehöhepunktes in den westlichen Ostalpen macht einige Schwierigkeiten. Für die eo-alpine Schneebergmetamorphose (Ötztal-Kristallin) gibt Satir (1975) aufgrund von Hellglimmerbildungsaltern (?) einen Wert von 130-110 Ma. Thöni (1981,1983,1985) bevorzugt ein Alter zwischen 100 und 85 Ma. Er begründet dies mit zahlreichen Glimmer-Abkühlaltern und Kleinbereichsisochronen (Thöni 1983, 1985) aus den oberostalpinen Decken westlich des Tauern Fensters (Ötztal-Decke, Campo-Decke, S-charl Einheiten und Silvretta-Decke). Weiter wird die Auffassung vertreten (Thöni 1981), der eo-alpine thermische Höhepunkt habe in all diesen Einheiten mehr oder weniger gleichzietig stattgefunden.

Die Proben KAW 2151 und KAW 2154 aus der westlichen zentralen Silvretta-Decke zeigen FT Zirkonalter von 105 bzw. 106 Ma. Aufgrund der Tatsache, dass beide Proben aus dem Gebiet mit K-Ar Biotit-Mischaltern kommen und aufgrund der alpinen Quarzgefüge (siehe oben) müssen diese Alter als eo-alpine Abkühlalter interpretiert werden. Für den Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes haben wir in der Silvretta-Decke keine weiteren Hinweise und wir legen ihn in einer ersten Näherung auf ca 110 Ma. Es ist aber durchaus möglich, dass die andern oberostalpinen Einheiten ihren thermischen Höhepunkt erst später (<100 Ma) erreichten (siehe Abschnitt 4).

3.5 Die totale Hebung vom eo-alpinen Metamorphosehöhepunkt (ca 110 Ma) bis heute

Mit Hilfe der im letzten Abschnitt abgegrenzten eo-alpinen Temperaturen und unter der Annahme eines geothermischen Gradienten von 30°C/km

(Begründung siehe Abschnitt 3.6) kann die totale Hebung der einzelnen Probenlokalitäten in einer ersten Näherung abgeschätzt werden. Alle Angaben in Fig. 7 wurden auf die heutige mittlere Reliefhöhe von 2200 m.ü.M. (vgl. Wagner et al 1977) bezogen. Für die Proben aus dem Paznauntal (KAW 2414, 2415) wurden Temperaturen von 360°C, bzw. 350°C in die Berechnung eingesetzt. Dies ergibt für diese Proben sicher einen minimalen Hebungsbetrag von ca. 11 km (vgl. Abschnitt 3.4). Einen Eindruck von der Grössenordnung der differentiellen Hebung vermitteln die Zahlen in Fig. 7. Es zeigt sich eine ungefähr von West nach Ost streichende, nach West fallende, zentrale Aufwölbung der Silvretta-Decke. Der totale Hebungsunterschied beträgt mindestens 5000m.

3.6 Die FT Apatitalter

Um näheres über den Ablauf der alpinen Hebung zu erfahren, wurden auch FT Apatitanalysen durchgeführt (Abkühltemperatur: bei ca. 0.1 mm Hebung/a ca. 100°C, bei ca 1mm Hebung/a ca. 120°C). Die erhaltenen Alter (siehe Tabelle 4) sind in Fig. 8 eingetragen. Der westlichste Punkt (KAW 224) wurde der Arbeit von Wagner, Reimer und Jäger (1977) entnommen. Die Alter zeigen eine stärkere Abhängigkeit von der Höhenlage der Probenlokalität. Im Diagramm "Probenhöhe" gegen Alter (Fig. 9) definieren die Punkte des N-S-

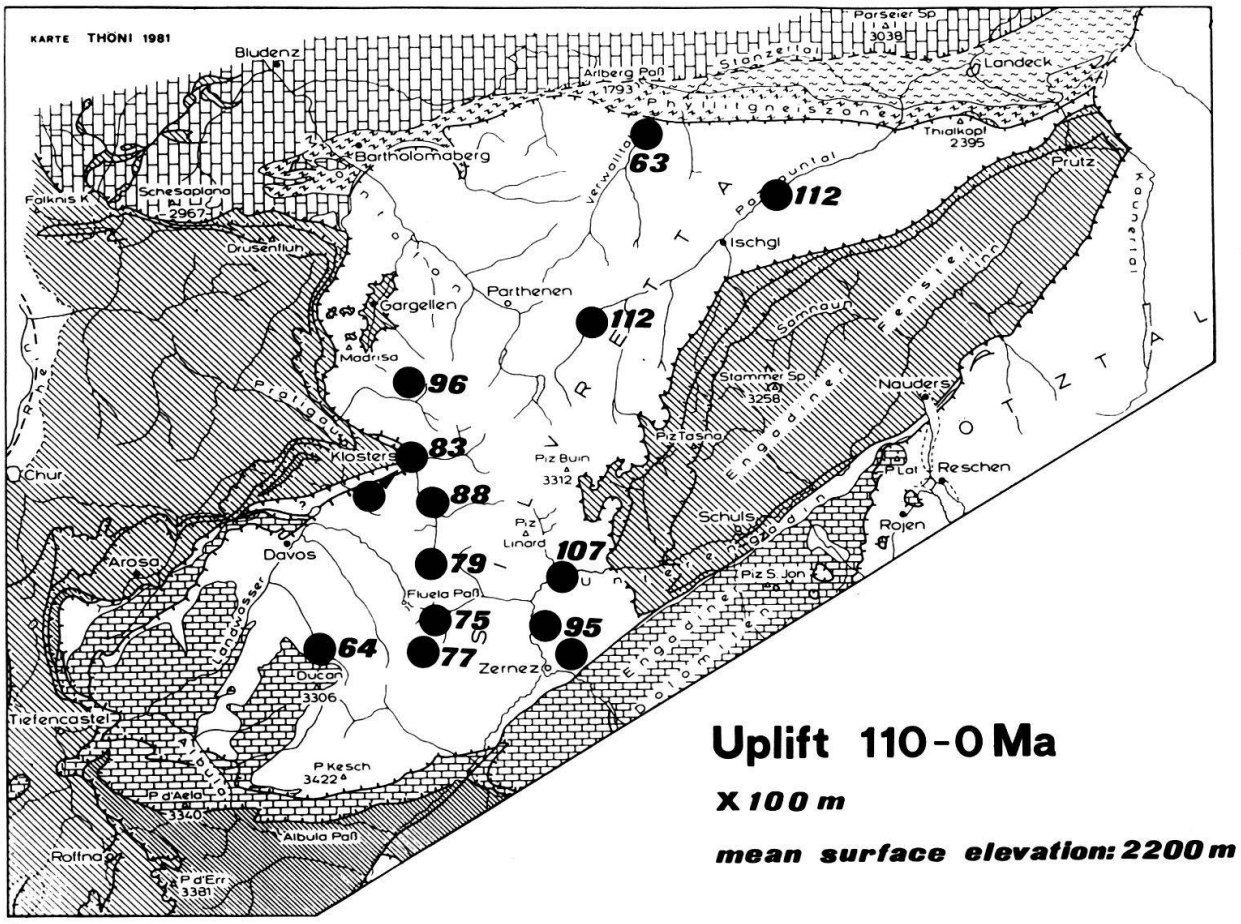

Fig. 7:
Totale Hebung 110-0 Ma bezogen auf die mittlere Oberflächenhöhe von 2200 m.ü.M. (x100m).

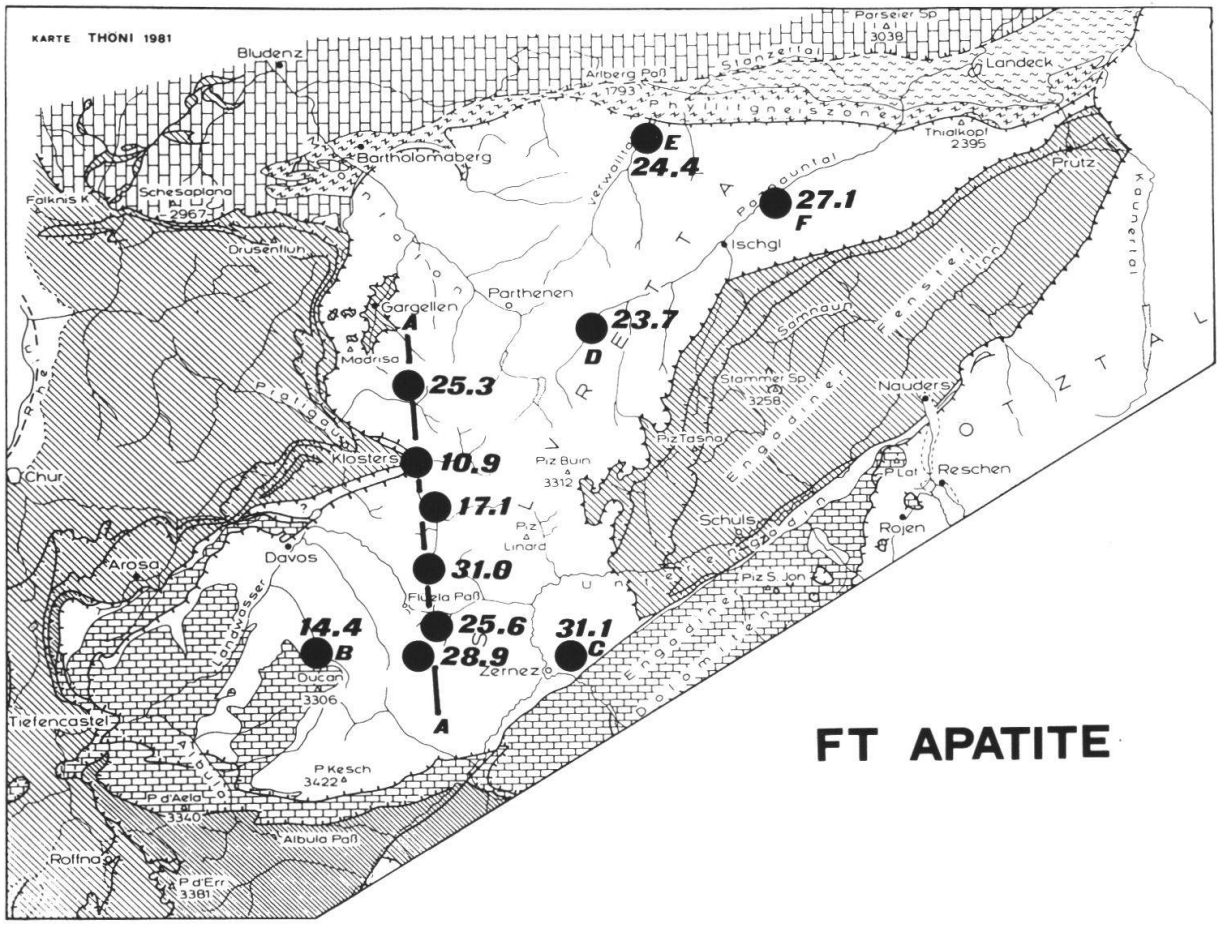

Fig. 8:
FT Apatit-Altersverteilung (Ma).

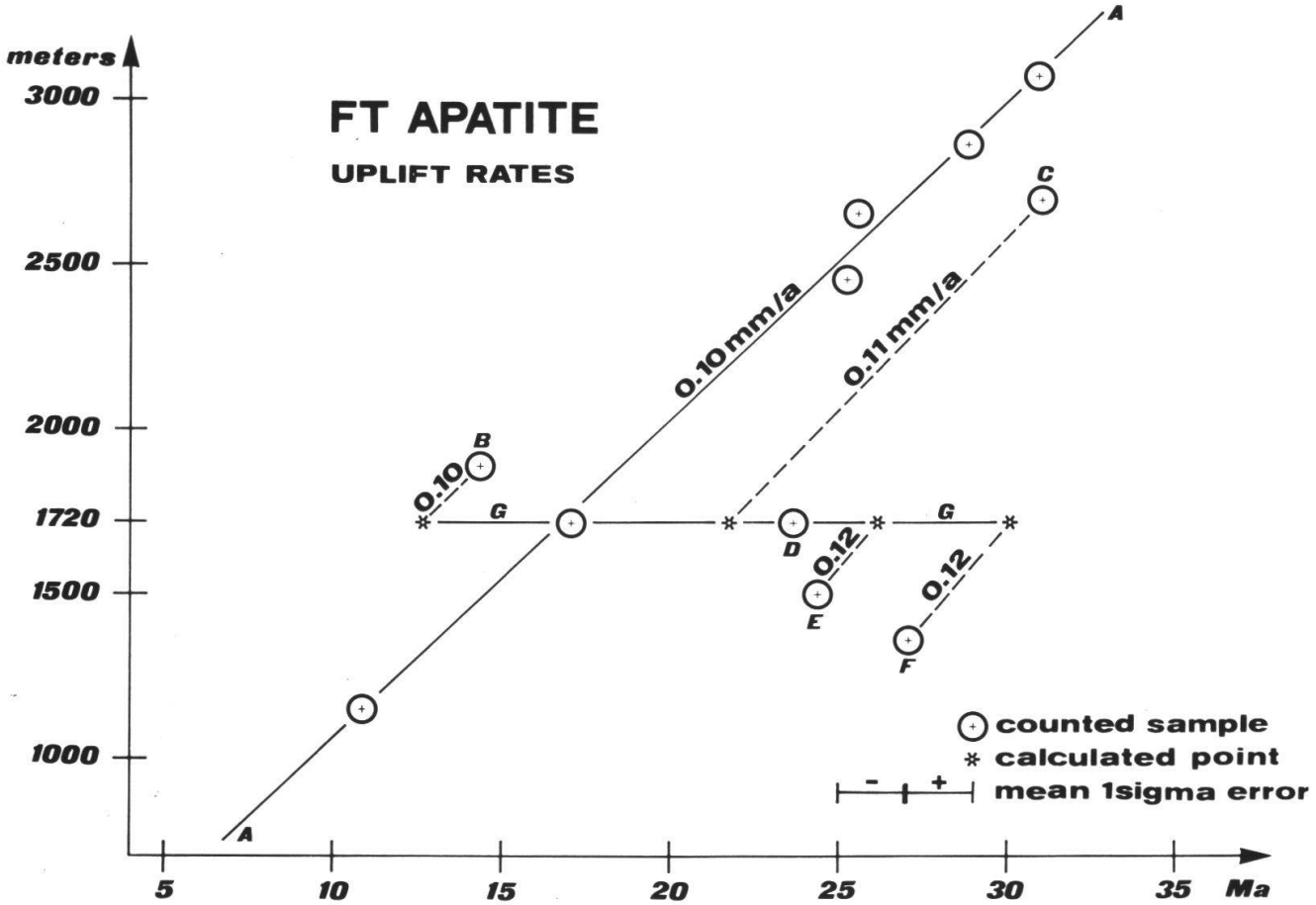

Fig 9:
Ft Apatitalter und Hebungsraten. Auf der Linie A sind die Alter des N-S-Profils und auf der horizontalen 1720m-Linie (G) die gezählten und die berechneten Punkte der NE-SW-Linie eingetragen.

Profils Schlappintal - Vereinatal - Flüelapass (Fig. 8 und 9 Linie A) eine gut belegte Linie, deren Steigung einer Hebung von 0.1 mm/a entspricht. Die Probe vom Flüelawisshorn (KAW 2413: 3080 m.ü.M.) zeigt mit 31.0 Ma das älteste Alter und die Probe aus der Bohrung Novai (KAW 2306: 1150 m.ü.M) mit 10.9 Ma das jüngste Alter der Profillinie. Jeder Höhenlage auf der N-S-Linie (A) kann nun eindeutig ein Alter zugeordnet werden. In Fig. 8 und 9 fällt auf, dass der Punkt B westlich der Profillinie ein gegenüber seiner Höhenlage zu tiefes und die Punkte C-F östlich davon ein gegenüber ihrer Höhenlage zu hohes Alter besitzen. In Fig. 10 wurde eine neue NE-SW-Linie Paznauntal - Klosters - Davos auf 1720 m.ü.M. gelegt (Linie G). Darauf liegt der Probenpunkt KAW 2415 mit 23.7 Ma (D). Diese NE-SW verlaufende Linie G schneidet das N-S-Profil A bei Klosters. Einer Höhe von 1720 m.ü.M entspricht dort ein Alter von 16.9 Ma. Zwischen dem Schnittpunkt der beiden Linien (entspricht der Lokalität KAW 2306) und dem Probenpunkt KAW 2415 (23.7 Ma, D) beträgt die Alterszunahme von W nach E auf 18.2 km 6.8 Ma. (Basiswerte!). Nun wird jeder nicht auf der N-S (A) oder der NE-SW (G) Linie liegende Punkt parallel zur N-S-Profillinie auf die NE-SW-Linie projiziert. Für die so erhaltenen Projektionspunkte kann nun mit Hilfe der vorhin definierten Basiswerte das einer Höhe von 1720 m.ü.M. entsprechende Alter rein aus der geographischen Lagebeziehung errechnet werden. Es ergibt sich z.B. für den Projektionspunkt von KAW 224 (Sertig, Ducan, B) ein Alter von 12.7 Ma und für den Projektionspunkt von KAW 2416 (Verwalltal, E) ein solches von 26.2

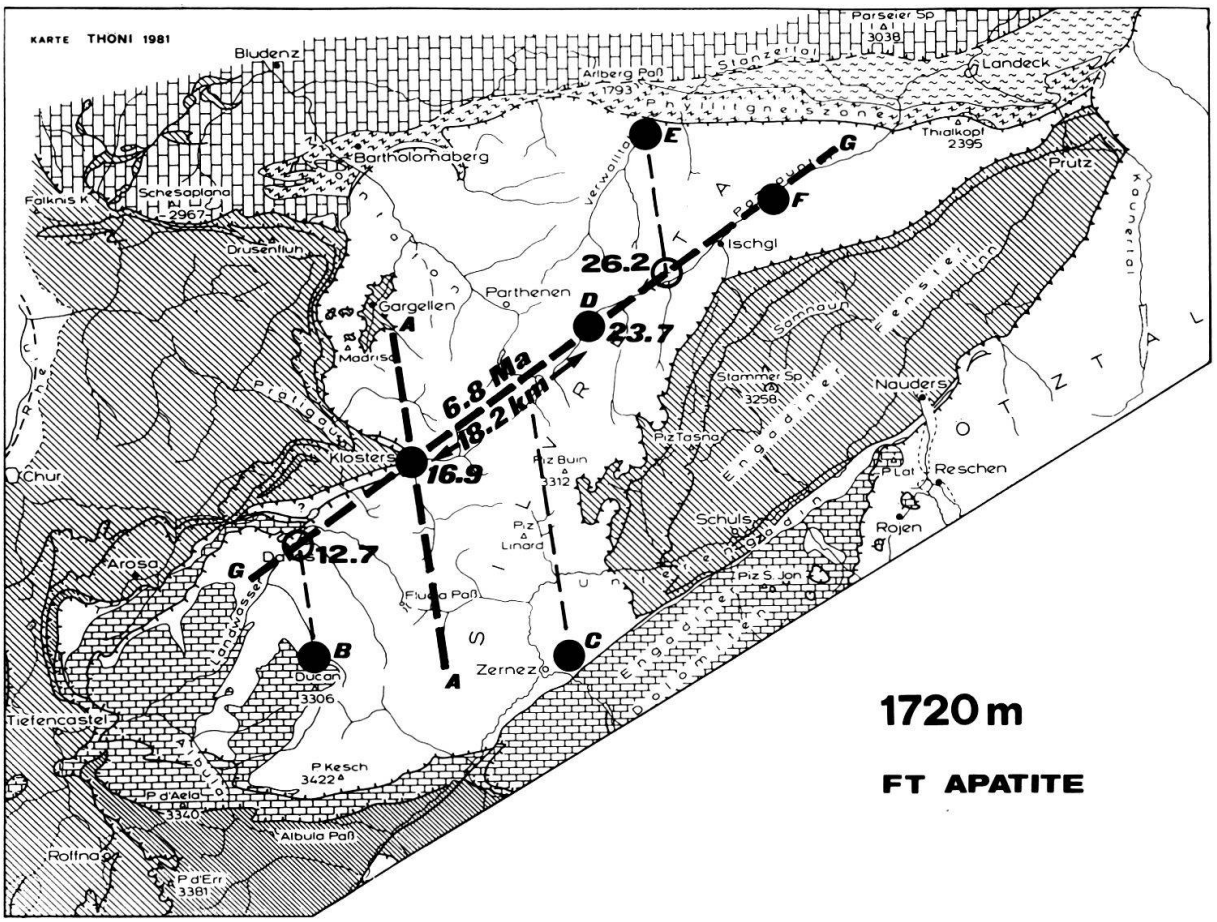

Fig. 10:
Die NE-SW-Linie (Vorgehen zum Berechnen der Pojektionspunkte).

Ma. Die so errechneten Alter der Projektionspunkte wurden in Fig.9 eingetragen und mit den entsprechenden, gezählten Probenpunkten verbunden. Die Verbindungslinien definieren auch für alle nicht auf der N-S-Profillinie (A) liegenden Probenpunkte zwischen 31 Ma und 10 Ma eine konstante Hebung von ca. 0.1 mm/a. Die Tatsache, dass die Alter auf einer bestimmten Meereshöhe von W nach E zunehmen, muss demnach seine Ursache in einem jüngeren Hebungsereignis haben, welches erst nach der Abkühlung des Silvretta-Kristallins unter die FT Apatit Abkühltemperatur wirksam wurde. Bei diesem jüngeren Ereignis wurde die Silvretta-Decke nach E gekippt. Die Kippachse verläuft parallel zur N-S-Profillinie (A).

Das gesuchte jüngere Ereignis finden wir in der heute noch in ganz Graubünden und dem angrenzenden Ausland wirksamen Churer Hebung. Sie äussert sich in anormal hohen, von Chur aus radial abnehmenden Hebungsbeträgen (Gubler 1976). Kahle und Klingelé (1979) führen diese

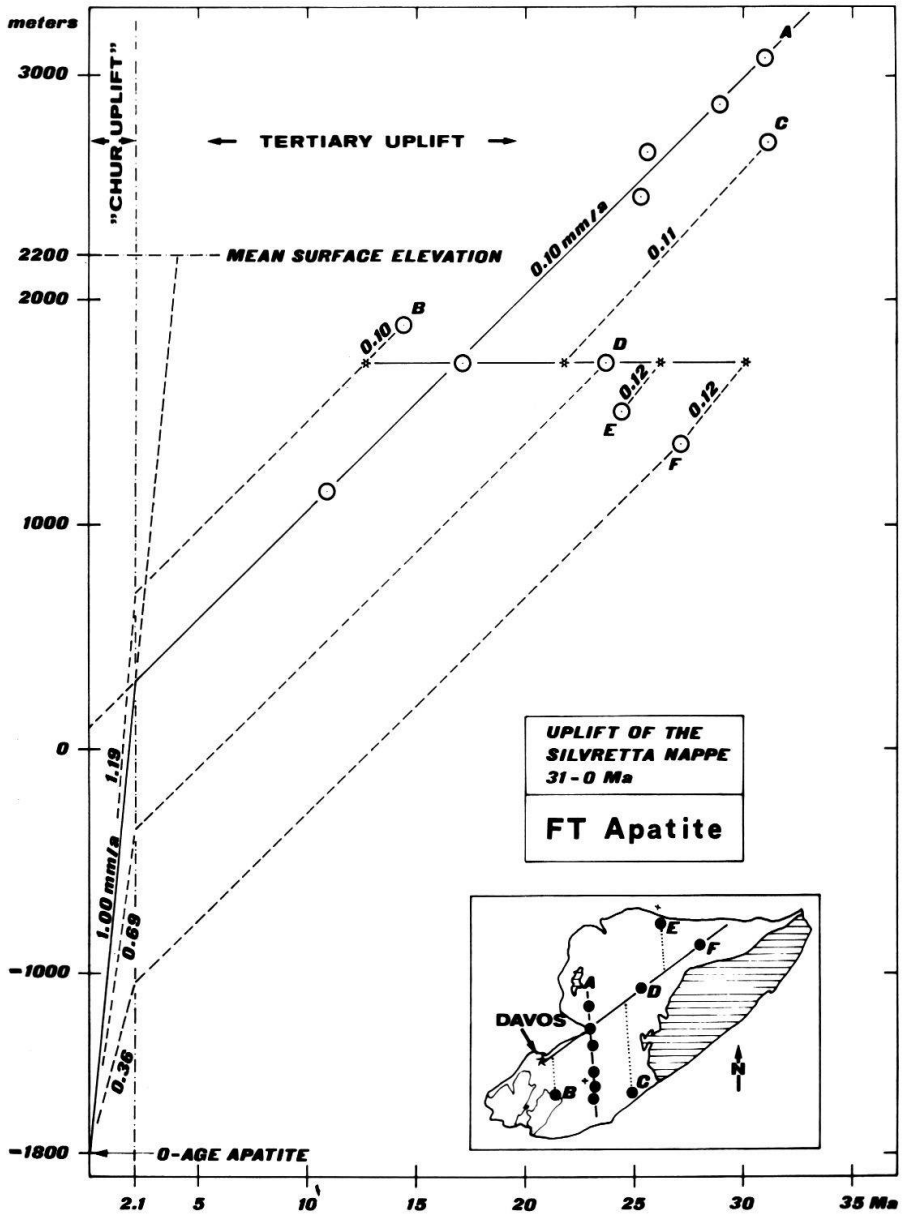

Fig. 11:
Die Hebung der Silvretta-Decke zwischen 31 und 0 Ma.

Hebung auf eine ausgeprägte, negative isostatische Anomalie mit Zentrum in der Region Chur zurück. Die rezente Hebung von Chur beträgt ca 1.7 mm /a und von Davos ca 1.1-1.2.mm /a, sie nimmt also gegen E ab.

Es stellt sich nun die Frage, in welcher Tiefe heute mit Apatit-Nullaltern gerechnet werden muss, d.h. in welcher Tiefe die heutige Temperatur 120°C beträgt. Temperaturmessungen in den Bohrlöchern für die Projektierung des Vereina Tunnels lassen in der Silvretta einen normalen geothermischen Gradienten von ca 30°C/km vermuten. Mit einer mittleren Meereshöhe von 2200m berechnet, liegt somit die Apatit-Nullalterstiefe auf -1800m (siehe Fig. 11). Für das Gebiet östlich von Klosters, wo die N-S-Profillinie (A) durchzieht, kann in erster Näherung eine rezente Hebungsrate von 1.0 mm/a abgeschätzt werden. Lassen wir nun einen Apatit von -1800m mit 1.0 mm/a heben, definiert das eine Hebungslinie, welche die 0.1 mm/a Hebungslinie des N-S-Profils (Fig. 11, Linie A) bei 2.1 Ma schneidet. Diese 2.1 Ma zeigen uns den ungefähren Beginn der rezenten Churer Hebung. Lassen wir nun den Probenpunkt B während der letzten 2.1 Ma mit 1.2 mm/a, Profil A mit 1.0 mm/a, Punkt D mit 0.7 mm/a und Probe F mit 0.4 mm/a heben, ergibt das genau die gefundene FT Apatitaltersverteilung. Gute Übereinstimmung mit der postulierten Ostkippung zeigen auch die Beobachtungen von Krähenhühl (1984). Er führte im Vereinagebiet Kluftmessungen durch, und die weitaus häufigste Kluftrichtung verläuft genau parallel dem N-S Profil, also parallel der

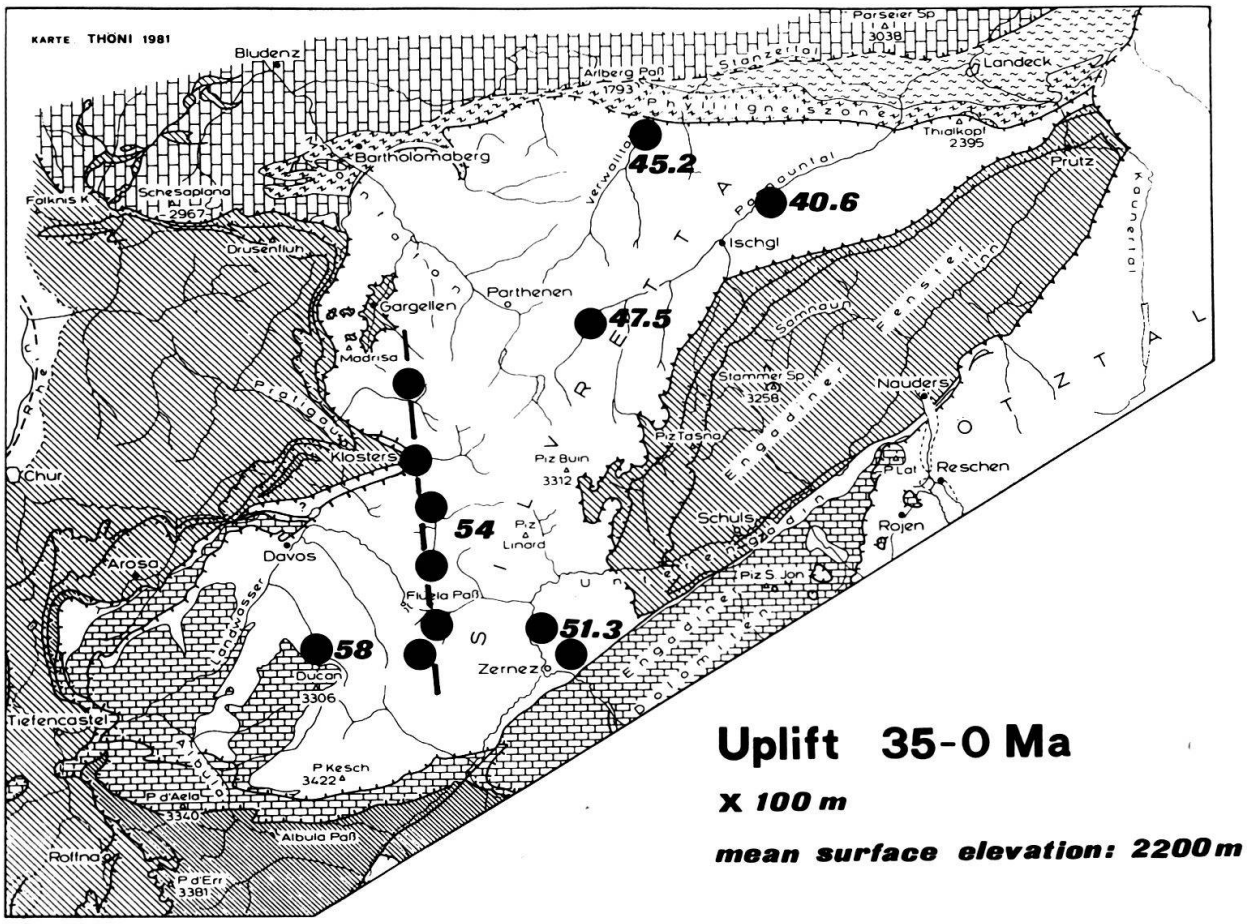

Fig. 12:
Die Hebungsbeträge 35-0 Ma bezogen auf die mittlere Oberflächenhöhe von 2200 m.ü.M. (x100m).

Achse der jungen Ostkippung. Gleiches geht aus den bei der Projektierung des Vereina Tunnels (Klosters - Lavin) gemachten Beobachtungen hervor.

Die Fig. 12 zeigt die Hebungsbeträge der mittleren Reliefhöhe wie sie sich aus den FT Apatitanalysen für die Zeit zwischen 35 Ma und heute ableiten lassen. Die totale Hebung in diesem Zeitraum setzt sich aus einer älteren, homogenen Hebung (ca 35 Ma bis 2.1 Ma) und einer jüngeren (<2.1 Ma), ostkippenden Hebung zusammen. Die ältesten Alter der homogenen Hebungsphase ergaben 31.1 Ma. Dies ist aber nur ein Minimalalter für den Beginn dieser Hebungsphase, da keine Proben von höhergelegenen Lokalitäten zur Verfügung standen. Der Beginn der 0.1 mm/a Hebung ist aber sicher jünger als 40 Ma, da ansonsten die Hebung für den Punkt KAW 224 (Sertig/Ducan) bereits höher wäre als die gesamte, abgeschätzte Überlagerung (siehe auch Fig. 7). Für den Beginn der homogenen 0.1 mm/a-Hebung wurde ein Alter von 35 Ma angenommen. Die aus dieser Abschätzung auf dem Hebungsbetrag 35-0 Ma resultierende Unsicherheit beträgt ±400m.

Es muss erwähnt werden, dass der errechnete Hebungsbetrag für die Zeit zwischen 35 Ma und 2.1 Ma vom herrschenden Thermogradienten unabhängig ist. Einzige Bedingung ist die horizontale Lage der Isothermenflächen. Der Thermogradient für die Zeit < 2.1 Ma kann aus rezenten Messungen gut geschätzt werden. Die Gesamthebungsbeträge in Fig. 12 sind deshalb relativ gut belegt.

In Abschnitt 3.5 haben wir zur Abschätzung des Gesamthebungsbetrages 110-0 Ma einen Thermogradienten von 30°C/km eingesetzt. In jüngerer Literatur wird für die eo-alpine Phase im Oberostalpin ein wesentlich höherer Thermogradient postuliert. Dies dürfte aber für die Silvretta-Decke kaum Gültigkeit haben, da bereits der gut belegte Hebungsbetrag 35-0 Ma mit einem Thermogradient von 36°C/km zur vollständigen Verjüngung der FT-Zirkonalter in der Probe KAW 224 (Sertig/Ducan) hätte führen müssen. Der Thermogradient von 30°C/km wurde demnach im Zeitraum 110-0 Ma kaum wesentlich überschritten.

4. Zusammenfassung und Konsequenzen

In Fig. 13 ist die Hebungsgeschichte der Silvretta-Decke zwischen 110 und 0 Ma zusammengefasst. Es wurde eine Zweiteilung in den weniger gut belegten Zeitraum zwischen 110 und 35 Ma (unterhalb der 0-Linie) und den besser belegten Zeitraum 35-0 Ma (oberhalb der 0-Linie) durchgeführt. Die Gesamthebung der einzelnen Probenpunkte bezogen auf die mittlere Höhe von 2200 m ergibt sich durch Addition der beiden Komponenten.

Im Folgenden beziehen sich die Buchstaben auf das Kärtchen in Fig. 13. Für den Zeitraum 110-35 Ma zeigt der Punkt A (Sertig/Ducan) die kleinste und die Punkte F,G und H in der südwestlichen Silvretta, sowie der Punkt M in der nördlichen Silvretta (Verwalltal) eine geringe Hebung. Die Punkte B,C D und E im westlichen Zentralteil, sowie die Punkte I, J und K aus der Gegend von Zernez wurden relativ stark, die Punkte L und N im Paznauntal wurden am stärksten gehoben. Dies ergibt eine zentrale, ca W-E streichende, nach W fallende Aufwölbung der Silvretta-Decke.

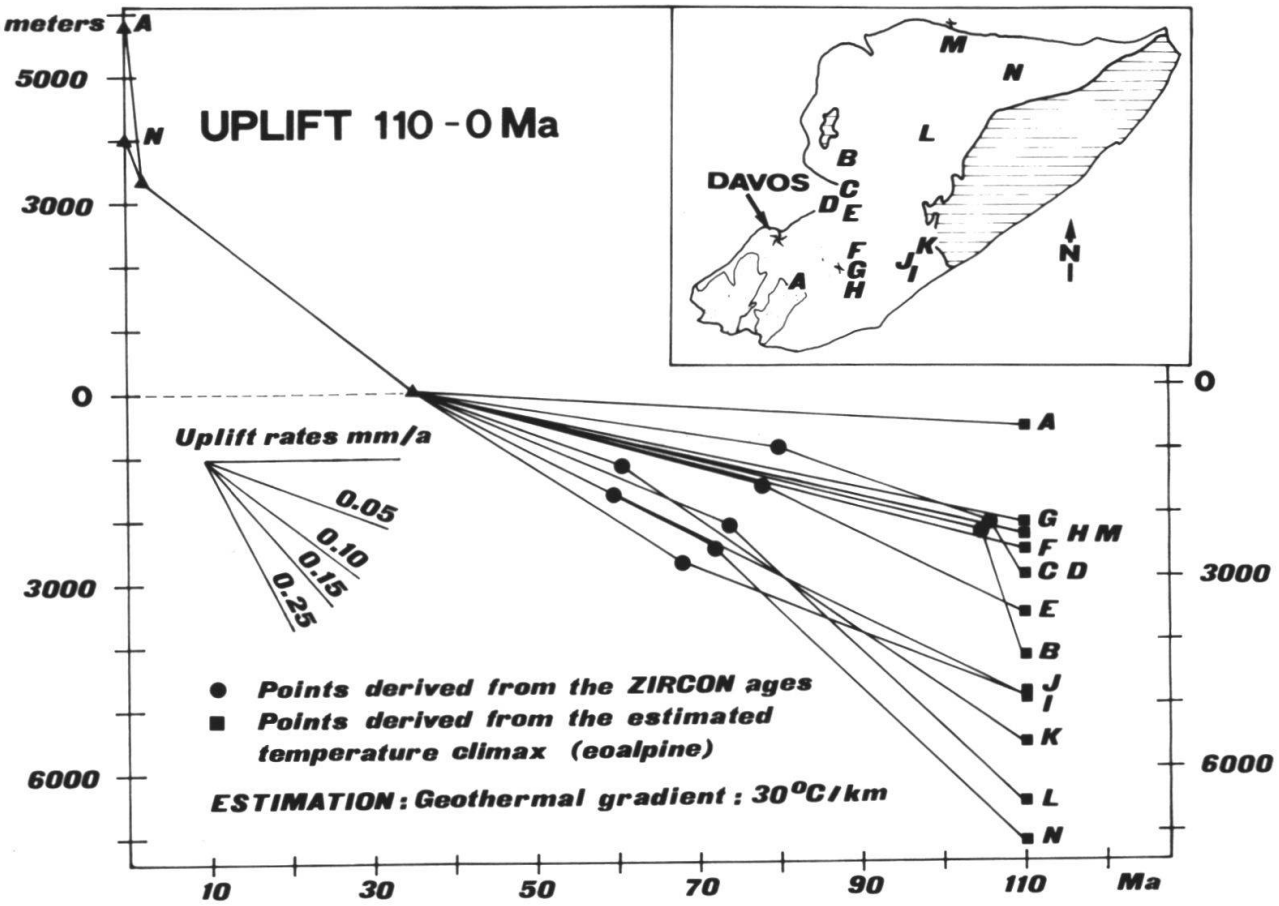

Fig. 13:
Die Hebungsgeschichte der Silvretta-Decke von der mittleren Kreide bis heute (unterhalb der 0-Linie: Hebung 110-35 Ma, oberhalb der 0-Linie: Hebung 35-0 Ma).

Die FT Zirkonalter zeigen, dass ein Grossteil der heute in der Silvretta-Decke sichbaren differentiellen Hebung älter ist als 80 Ma. Damit wird auch die Hebung, welche zur zentralen Aufwölbung führte, teilweise älter als 80 Ma. Wie die Hebung zwischen 110 Ma und 80 Ma im einzelnen ablief, kann aber nur vermutet werden. Folgendes Modell wird vorgeschlagen:

Um 110 Ma, eher aber früher, begann im oberostalpinen Ablagerungsraum die Kompression der eo-alpinen Phase. Dies führte zur Bildung von Hochgebieten (Aufwölbungen) und damit zur Abkühlung gewisser Teilbereiche (105 und 106 Ma Zirkonalter). Zu dieser Zeit könnte es auch bereits zur Aufschuppung grösserer Kristallin- und Sedimentpartien gekommen sein. In den zwischen den Hochgebieten liegenden Becken entstanden flyschartige Ablagerungen (z.B. Triazza-Formation, siehe Furrer 1985). Die Einengung im oberostalpinen Raum wird stärker. Dies führte in der Zeit vor 90-80 Ma zur Bildung grosser Abscherungen und damit entstanden die grossen Kristallin- und Sedimentdecken wie Silvretta-Decke, Ötztal-Decke, Decken der nördl. Kalkalpen usw. Die daraus folgende starke Krustenverdickung führte zur Temperatur- und Druckzunahme in den tieferen Teilen des oberostalpinen Deckenstapels (vgl. Thöni 1985). Der Metamorphosehöhepunkt stand also vor 90 Ma gewissen oberostalpinen Kristallin- und Sedimentdecken erst bevor (z.B. Ötztal-Decke), wobei andere

nur noch abkühlten (z.B. Silvretta-Decke). Dass im oberostalpinen Ablagerungsraum der Schweiz keine jüngeren als Cenoman- oder Turonsedimente zu finden sind (Furrer 1985), gibt auch einen Hinweis für das Einsetzen grosser tektonischer Bewegungen um diese Zeit. Ein Grossteil der differentiellen Hebung und damit der Abkühlung der Silvretta-Decke ist also vor deren endgültigen Abscherung vom kontinentalen Untergrund erfolgt (siehe Fig 13). Die Abscherung ging demnach bei Temperaturen um oder unter 250°C vor sich. Damit war eine plastische Deformation der Gesteine nicht mehr möglich und dies erklärt auch die Entstehung der für die Silvrettabasis typischen Pseudotachylite. Dieses Modell setzt voraus, dass es sich bei der Silvretta-Decke wirklich um eine der höchsten tektonischen Einheiten des Oberostalpins handelt, da die Deckenstapelung zwischen 90 und 80 Ma ohne wesentliche Auswirkung blieb. Tatsächlich können bei einer Sedimentbedeckung von ca. 4000 m die in der Silvretta-Decke gefundenen alpinen Metamorphosebedingungen praktisch ohne Fremdbedeckung (höchstens 2000-3000 m) erklärt werden. Dies folgt aus den Zirkon-Mischaltern der Proben KAW 224 von Sertig und KAW 2416 aus dem Verwalltal (in Fig. 13 die Proben A und M). Die Ereignisse zwischen 90 und 80Ma führten innerhalb der Silvretta-Decke zu Verschuppung und Verfaltung (z.B. Einfalten der Ducan-Sedimente, Ducan-Scherfläche und Muchetta-Falte). Die daraus resultierende Mächtigkeitszunahme hatte aber nur eine geringe Auswirkung auf die Silvretta-Decke. Die höhere Diagenese der noch vorhandenen unteren bis mittleren Triasformationen (Dunoyer de Segonzac, Bernoulli 1976) im Ducangebiet kann damit erklärt werden.

Die jüngsten Sedimente im Engadiner Fenster wurden von Rudolf (1979, 1982) und Oberhauser (1983) ins obere Paleozän bis untere Eozän eingestuft. Die Unterschiebung der penninischen Decken ist demnach sicher jünger als 65 Ma. Bei den FT Zirkonaltern zeigen die Punkte J (KAW 231, 1650 m.ü.M., 60 Ma) und K (Kaw 2305, 1220 m.ü.M., 61 Ma) eine geringe Altersinversion wie sie für die Überschiebung von "warmen" Decken auf "kalte" Sedimente üblich ist. Ob wir mit den 61 Ma den Beginn der Unterschiebung des Penninikums unter das Ostalpin datiert haben, wäre möglich, muss aber noch mit weiteren Datierungen abgeklärt werden.

Vor ca. 35 Ma, spätestens aber vor 31 Ma, setzte in der Silvretta eine für alle analysierten Punkte gleich schnelle, homogene Hebung ein. Diese langsame Hebung (0.1 mm/a) dauerte bis vor 2.1 Ma (Beginn der Churer Hebung). In der Literatur (z.B. Pirkl 1980) wird die Aufwölbung des Engadiner Fensters ins Miozän eingestuft. Ein Einfluss auf die Apatitaltersverteilung wäre deshalb, entgegen unseren Feststellungen, zu erwarten gewesen. Es erscheint deshalb wahrscheinlicher, dass die Hebung des Engadiner Fensters im Zeitraum zwischen ca. 60 Ma (jüngste Sedimente im Fenster) und ca. 35 Ma (Beginn der homogenen Hebung) stattfand.

Die beiden Probenpunkte A und N (Fig. 13) zeigen die Auswirkungen der jungen Churer Hebung. Sie führte in der Zeit zwischen 2.1 Ma und heute zu einer Ostkippung der Silvretta-Decke.

Anhang

Die bearbeiteten Proben:

An den nachstehenden Proben wurden im Rahmen dieser Arbeit die aufgeführten Datierungen durchgeführt (Fig. 1):

KAW 55 (gesammelt von E. Jäger und A. Streckeisen, Grauert 1969) Steinbruch bei Davos-Frauenkirch, anstehend; Koord. 780.200 / 182.800; grobflasriger Muscovitgranitgneis vom Typus Frauenkirch; K-Ar Muscovit.

KAW 56 (gesammelt von E. Jäger und A. Streckeisen, Grauert 1969) Flüelatal, Lokalität Mehlkasten, Block aus der Moräne; Koord. 790.300 / 183.925; augiger Zweiglimmer-Granitgneis vom Typus Flüela; K-Ar Biotit und Muscovit.

KAW 57 (gesammelt von E. Jäger und A. Streckeisen, Grauert 1969) Radönt, SE Flüelapass, anstehend; Koor. 793.000 / 179.675; feinkörniger Biotit-Plagioklas-Paragneis; K-Ar Biotit.

KAW 224 (gesammelt von B. Grauert 1969) Felssturz SW von Sand im Sertigtal, Sturzblock; Koord. 784.060 / 177.090, 1890 m.ü.M.; augiger Zweiglimmer-Granitgneis vom Typus Flüela; FT Zirkon, FT Apatit wurde von Wagner et al (1977) durchgeführt.

KAW 231 (gesammelt von B. Grauert 1969) oberer Steinbruch von Plattas N von Zernez, anstehend; Koord. 803.115 / 176.930, 1650 m.ü.M.; klein- bis mittelkörniger granitischer Zweiglimmergneis; FT Zirkon.

KAW 2151 Rot Büel im Schlappintal bei Klosters, anstehend; Koord. 792.000 / 198.275, 2460 m.ü.M.; gleichkörnig massiger, einschlussreicher Anatexit (Rotbüelgranit); Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit und Muscovit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2154 Mönchalptal, Sturzblock; Koord. 787.900 / 189.280, ehemalige Höhe: 2350 +/- 200 m.ü.M.; grobkörniger, massiger Granit mit vielen, bis 10 cm grossen Biotitputzen (Mönchalpgranit); FT Zirkon.

KAW 2252 Radönt, SE Flüelapass, anstehend; Koord. 793.100 / 177.975, 2870 m.ü.M.; muskovitführender, augiger Biotitgranitgneis vom Typus Radönt; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit und Muscovit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2254 Radönt, SE Flüelapass, anstehend; Koord. 793.580 / 178.980, 2660 m.ü.M.; klein bis mittelkörniger granitischer Zweiglimmergneis; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Muscovit.

KAW 2296 Vereina, Stutzalp, 98m-103m der Bohrung Vereina; Koord. 793.210 / 189.190, 1720 m.ü.M.; augiger Zweiglimmer-Granitgneis vom Typus Flüela; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2296 Vereina, Stutzalp, 98m-103m der Bohrung Vereina; Koord. 793.210 / 189.190, 1720 m.ü.M.; augiger Zweiglimmer-Granitgneis vom Typus Flüela; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2305 Lavin, Pranun, 169-175m der Bohrung Lavin; Koord. 803.990 / 182.450, 1220 m.ü.M.; Biotit-Palgioklas-Paragneis; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit und Muscovit, FT Zirkon.

KAW 2306 Novai, 188-207m der Bohrung Novai; Koord. 791.655 / 192.110, 1150 m.ü.M.; kataklastischer, augiger Zweiglimmer-Granitgneis vom Typus Flüela; Rb-Sr Biotit, K-Ar Biotit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2413 Gipfel des Flüelawisshorn, anstehend; Koord. 793.100 / 182.180, 3080 m.ü.M.; augiger Zweiglimmer-Granitgneis vom Typus Flüela; Rb-Sr Muscovit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2414 kleiner Steinbruch zwischen Kappl und Ischgl (an der Strasse gelegen), anstehend; Koord. 820.000 / 213.825, 1360 m.ü.M.; muskovitführender Biotitgranitgneis; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit und Muscovit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2415 klein Vermunt, Steinbruch an der Silvretta-Hochalpenstrasse bei der Abzweigung zum Stausee Kops, 3.5 km WSW Galtür, anstehend; Koord. 806.500 / 204.050, 1720 m.ü.M.; grobflasriger Granitgneis; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit und Muscovit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2416 Verwalltal, ca 1.25 km SW Rasthaus Verwall, anstehend; Koord. 810.450 / 219.800, 1500 m.ü.M.; feinkörniger Biotit-Plagioklas-Paragneis; Rb-Sr Biotit und Muscovit, K-Ar Biotit und Muscovit, FT Apatit und Zirkon.

KAW 2466 Munt Baselgia, NE Zernez, anstehend; Koord. 805.375 / 177.150, 2700 m.ü.M.; grobkörniger, massiger Granit mit vielen, bis 10 cm grossen Biotitputzen (Mönchalpgranit) ; Rb-Sr Biotit, K-Ar Biotit, FT Apatit und Zirkon.

Verdankungen

Vorliegende Arbeit entstand als Teil der Dissertation unter der Leitung von Frau Prof. Dr. E. Jäger. Für ihr stetes Interesse am Fortgang der Arbeit, für die zahlreichen Diskussionen, Anregungen und Hilfeleistungen sei herzlichst gedankt. Für die Einführung in die FT Altersbestimmung gebührt unserem Spezialisten Herrn Dr. A. J. Hurford ein ganz besonderer Dank. Viele Diskussionen mit meinen Kommilitonen an der Abteilung für Isotopengeologie, speziell mit den Herren R. Krähenbühl und M. Giger, lösten viele Probleme. Für die Hilfe am Computer und die Wartung der elektronischen Geräte möchte ich den Herren Dr. R. Siegenthaler und R. Brunner danken. Herr U. Schaltegger und Frau I. Hebeisen halfen im Chemielabor und führten die K-Bestimmungen durch. Vielen Dank auch meiner Frau Sybille für die Reinschrift des Manuskripts und ihre stete Unterstützung. Die alpine Altersforschung an der Abteilung für Isotopengeologie wird vom schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt.

Literaturverzeichnis

DALRYMPLE, G.B., LANPHERE, M.A. (1969): *Potassium-Argon Dating.* W.H. Freeman, San Francisco, 258p.

DÖSSEGGER, R (1974): *Verrucano und Buntsandstein in den Unterengadiner Dolomiten.* Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich (N.F.) 235.

DUNOYER DE SEGONZAC, G., BERNOULLI, D. (1976): *Diagenese et metamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons).* Bull. Soc. géol. France 7, t. XVIII, 1283-1293.

FLEISCHER, R.L., HART, H.R. (1972): *Fission track dating: techniques, and problems.* In: Calibration of hominoid evolution (Bishop, W.W., Miller, J.A., eds.), Scott Acad Press, Edinburgh, 135-170.

FLISCH, M. (1982): *Potassium-Argon Analysis.* In: Numerical dating in stratigraphy (Odin, G.S., ed.), John Wiley, Chichester, 151-158.

FLISCH, M. (1986 A): *K-Ar dating of Quaternary samples.* In: Dating young sediments (Hurford, A.J., Jäger,E., Ten Cate, J.A.M., eds.), CCOP Technical Secretariat, Bangkok, Thailand, TP 16, 299-323.

FURRER, H. (1985): *Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, Guide-Book.* Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich (N.F.) 248.

GLEADOW, A.J.W. (1981): *Fission track dating methods: what are the real alternatives?* Nucl Tracks 5, 3-14.

GLEADOW, A.J.W., HURFORD, A.J., QUAIFE, D.R. (1976): *Fission track dating of zircon - improved etching techniques.* Earth Planet Sci Letts 33, 273-276.

GRAUERT, B. (1969): *Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen.* Steinbauer und Rau, München.

GREEN, P.F. (1981): *A new look at statistics in fission track dating.* Nucl Tracks 5, 77-86.

GUBLER, E. (1976): *Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 675-678.

HURFORD, A.J. (1986): *Application of the fission track dating method to young sediments: principles, methodology and examples.* In: Dating young sediments (Hurford, A.J., Jäger,E., Ten Cate, J.A.M., eds.), CCOP Technical Secretariat, Bangkok, Thailand, TP 16, 199-233.

HURFORD, A.J., GREEN, P.F.(1982): *A users´ guide to fission track dating calibration.* Earth Planet Sci Letts 59, 343-354.

HURFORD, A.J., GREEN, P.F. (1983): *The zeta age calibration of fission track dating.* Isot Geosci 1, 285-317.

KAHLE, H.-G., KLINGELE, E. (1980): *Recent activities in gravimetry and physical geodesy.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 207-217.

KIRSTEN , T. (1966): *Determination of radiogenic argon.* In: Potassium argon dating (Schäffer, O.A., Zähringer, J., eds.), Springer Verlag, Heidelberg, 7-39.

KRÄHENBÜHL, R. (1984): *Petrographisch-Geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüelawisshorn zum Gorihorn und Rosställispitz (Kanton Graubünden).* Unpubl. Diplomarbeit, Bern.

KRECZY, L. (1981): *Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol.* Unpubl. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

OBERHAUSER, R. (1983): *Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon.* Jb. Geol. B.-A. 126/1, 71-93.

PIRKL, H. (1980): *Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner).* In: Der geologische Aufbau Österreichs (Oberhauser, R., ed.), Springer-Verlag, Wien-New York.

RUDOLF, J. (1979): *Geologische Untersuchungen im obersten Fimbertal.* Unpubl. Diplomarbeit Univ. Freiburg i. Br.

RUDOLF, J. (1982): *Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal.* Neues Jb. Geol. Palaeont., MH, 1982, 181-183.

SATIR, M. (1975): *Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 30, 1-84.

SCHUMACHER, E. (1975): *Herstellung von > 99.9997 per cent 38Ar für die 40K/40Ar Geochronologie.* Chimia 29, 441-442.

STEIGER, R.H., JÄGER, E. (1977): *Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.* Earth Planet Sci Letts 36, 359-362.

THÖNI, M. (1981): *Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas.* Jb. Geol. B.-A. 124, H.1, 111-174.

THÖNI, M. (1982): *Der Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten.* Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 28, 17-34.

THÖNI, M. (1983): *The thermal climax of the early alpine metamorphism in the austroalpine thrust sheet.* Mem. scienze. geol. Padova 36, 211-238.

THÖNI, M. (1985): *Die Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen-Methode -- ein unverlässliches Instrument zur Datierung geologischer Ereignisse in polymetamorphen Gebieten ?* Habilitationsschrift, Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

VOLL, G. (1976): *Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641-647.

WAGNER, G.A., REIMER, G.M. (1972): *Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages.* Earth Planet Sci Lett 14, 263-268.

WAGNER, G.A., REIMER, G.M., JÄGER, E. (1977):*Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb/Sr and K/Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps.* Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30.

WAGNER, G.A., ZAUN, P.E. (1985): *Spaltspuren - Uhr und Thermometer für Gesteine.* Geowissenschaften in unserer Zeit 4, 127-134.