

Untersuchungen an Zirkonen aus dem Flysch der Karawanken: Ihre Bedeutung für potentielle Liefergebiete und paläogeographische Fragen

ANDREAS SONNTAG, GUIDO BRACKE, JÖRG LOESCHKE & MUHARREM SATIR*)

9 Abbildungen, 2 Tabellen und 5 Tafeln

Osterreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 212, 213

*Kärnten
Karawanken
Zirkonmorphologie
Kathodolumineszenz
Radiometrische Altersbestimmungen
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	251
Abstract	251
1. Einleitung	252
2. Geotektonische Situation im Karbon der Karawanken	254
3. Zirkonmorphologie und Klassifikation nach PUPIN (1980)	255
3.1. Klassifikation und Petrogenetisches Modell nach PUPIN	255
3.2. Typisierung der Zirkone	256
4. Kathodolumineszenzuntersuchungen	256
4.1. Zirkonwachstum	257
4.2. Auswertung der Kathodolumineszenz	258
5. Radiometrische Datierung von Zirkonen mit der ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb-Methode	258
5.1. Messung der Pb-Isotope und Datenkorrekturen	259
5.2. Altersbestimmung mit der ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb-Methode	260
5.3. Ergebnisse der ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb-Messungen an den Zirkonen aus den Flysch-Grauwacken	260
5.3.1. Meßergebnisse und Auswertung	260
6. Potentielle Liefergebiete und paläogeographische Schlußfolgerungen	262
Literatur	263
Tafeln 1-5	264

Zusammenfassung

Der Diabaszug von Eisenkappel (Karawanken) ist ein charakteristisches Struktur-Element, das unmittelbar nördlich der Periadriatischen Naht und in östlich streichender Fortsetzung des Karbons von Nötsch liegt. Sein Alter ist unbekannt. Flysch-Grauwacken, die den Diabaszug überlagern, enthalten klastische Zirkone, deren Alter mit Hilfe der ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Methode bestimmt wurde. Die Zirkone gehören nach der Klassifikation von PUPIN (1980) zwei Gruppen an, und zwar dem S12- und P4-Typ. Somit stammen die Zirkone teils aus der kontinentalen Kruste, teils aus dem Mantel. Alle Zirkone zeigen einen Zonarbau, der unterschiedliche Trachtentwicklungspfade erkennen läßt. Die meisten Zirkone haben ein pan-afrikanisches Alter (600 bis 700 Ma), einige ein kaledonisches Alter (450 bis 500 Ma). Die Sedimentation der Flysch-Grauwacken fand somit nach dem Ober-Ordoviz und vor dem Westfal statt. Eine genauere stratigraphische Eingrenzung ist nicht möglich. Zirkone aus dem Hochwipfel-Flysch südlich der Periadriatischen Naht besitzen oberdevonische bis unterkarbonische Alter (380 bis 340 Ma). Ein Zirkon mittelproterozoischen Alters (1685 Ma) wurde ebenfalls gefunden. Als Liefergebiet der Zirkone kommt das ostalpine Kristallin in Frage.

Investigations on Zircons from Flysch Greywackes of the Karawanken Mountains: Their Significance for Possible Source Areas and Paleogeographic Questions

Abstract

The "Diabaszug" of Eisenkappel (Karawanken Mountains) is a characteristic structural element which lies directly north of the Periadriatic Lineament and in easterly striking continuation of the Carboniferous of Nötsch. Its age is unknown. Flysch greywackes which rest on top of the "Diabaszug" contain clastic zircon grains whose ages have been determined with the help of the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb method. According to the classification of PUPIN (1980)

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. ANDREAS SONNTAG, Prof.Dr. JÖRG LOESCHKE: Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen, Deutschland; Dipl.-Chem. GUIDO BRACKE, Prof.Dr. MUHARREM SATIR: Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Wilhelmstr. 56, D-72074 Tübingen, Deutschland.

the zircons belong to two groups, i.e. the S12- and P4-type. Hence, the zircons originated partly from crustal and partly from mantle sources. All zircons show a zoning with different evolutionary trends. Most zircons have a Pan-African age (600 to 700 m.y.), some a Caledonian age (450 to 500 m.y.). Therefore, the sedimentation of the flysch greywackes took place after the upper Ordovician and before the Westphalian. A more precise stratigraphic correlation is not possible. Zircon grains of the "Hochwipfel Flysch" south of the Periadriatic Lineament have an Upper Devonian to Lower Carboniferous age (380 to 340 m.y.). One zircon of Middle Proterozoic age (1685 m.y.) has also been found. The East Alpine crystalline basement is discussed as source area of the zircons.

1. Einleitung

In den Karawanken treten datierte Sedimente des Hochwipfel-Flysches an zwei Stellen auf, und zwar erstens unmittelbar südlich der Periadriatischen Naht im Eisenkappeler Paläozoikum und zweitens südlich des Koschutata-Zuges im Seeberger Paläozoikum (KUPSCH et al., 1971; TESSENHORN, 1983, s. Abb. 1). Ein weiteres Vorkommen von typischen Flysch-Grauwaren, dessen Alter bisher unbekannt ist, findet sich im stratigraphisch Hangenden der Pillowlaven des Diabaszuges von Eisenkappel (KULLMANN & LOESCHKE, 1994; LOESCHKE, SONNTAG & KULLMANN, 1996). Abb. 2 zeigt in einem NNW-SSE-Profil die Lage dieser drei Flysch-Streifen.

Für die Entwicklung geodynamischer Modelle aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen ist die stratigraphische Einstufung des Diabaszuges von Eisenkappel und der darauffolgenden Flysch-Grauwaren von großer Bedeutung. Beide liegen in streichender, östlicher Fortsetzung des Karbons von Nötsch, für das ein Visé/Namur-Alter angenommen wird (SCHÖNLAUB, 1985). Eine Altersangabe über den Diabaszug von Eisenkappel fehlt bisher,

obwohl zahlreiche Versuche unternommen worden sind, die darin vorkommenden dünnen Karbonatlagen mit Hilfe von Conodonten zu datieren. Die Alterseinstufungen variieren zwischen Ordovizium und Karbon. Um hierbei einen Schritt weiterzukommen, sollten Zirkone aus den Flysch-grauwaren, die auf den Pillowlaven des Diabaszuges liegen, separiert und mit Hilfe der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode datiert werden. Die Datierung der Zirkone in allen drei Flysch-Grauwaren kann zwar keine Altersangabe der Grauwaren, aber ein Maximal-Alter und dadurch weitere Hinweise auf potentielle Liefergebiete ergeben.

Die dünnschliff-petrographischen Untersuchungen zeigen, daß der mineralogisch-petrographische Bestand der Flysch-Grauwaren im Eisenkappeler Diabaszug, im Eisenkappeler Paläozoikum und im Seeberger Paläozoikum fast identisch ist. Auffallend ist allerdings, daß in den Grauwaren des Eisenkappeler Diabaszuges mitunter große Turmaline vorkommen, die in den anderen Grauwaren fehlen. Es fehlen außerdem in den Grauwaren über den Pillowlaven des Eisenkappeler Diabaszuges die

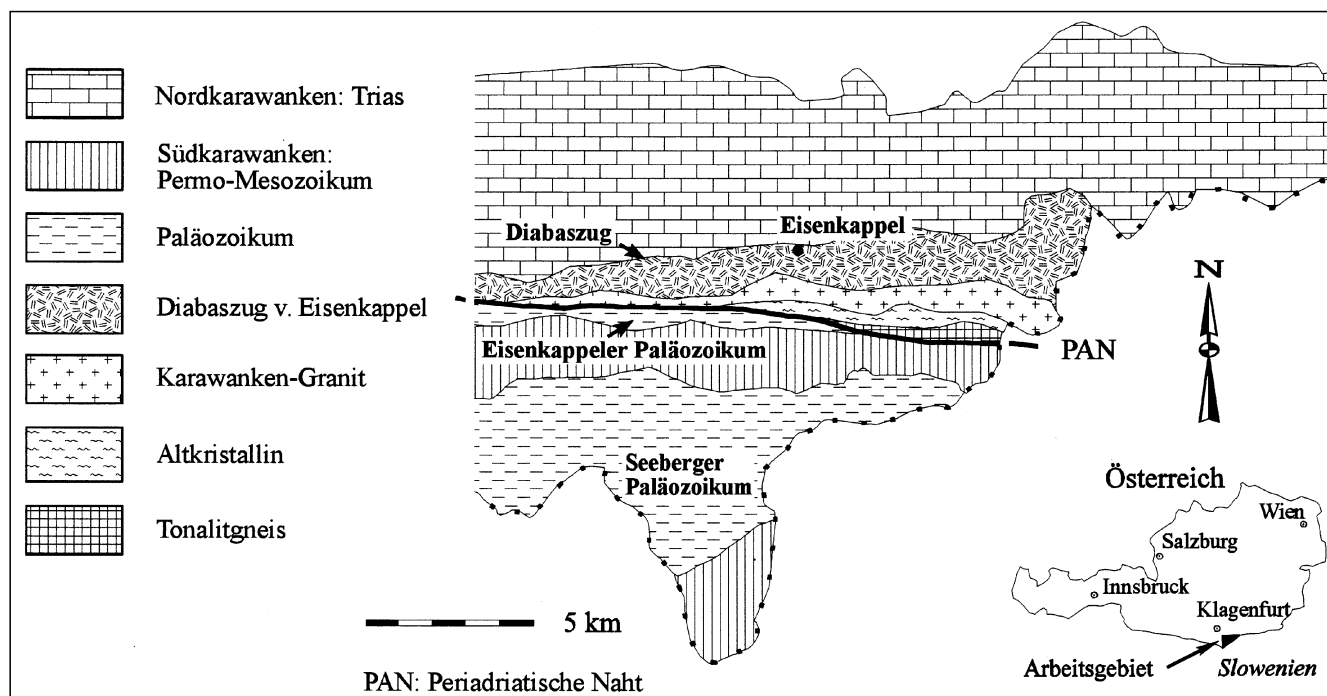
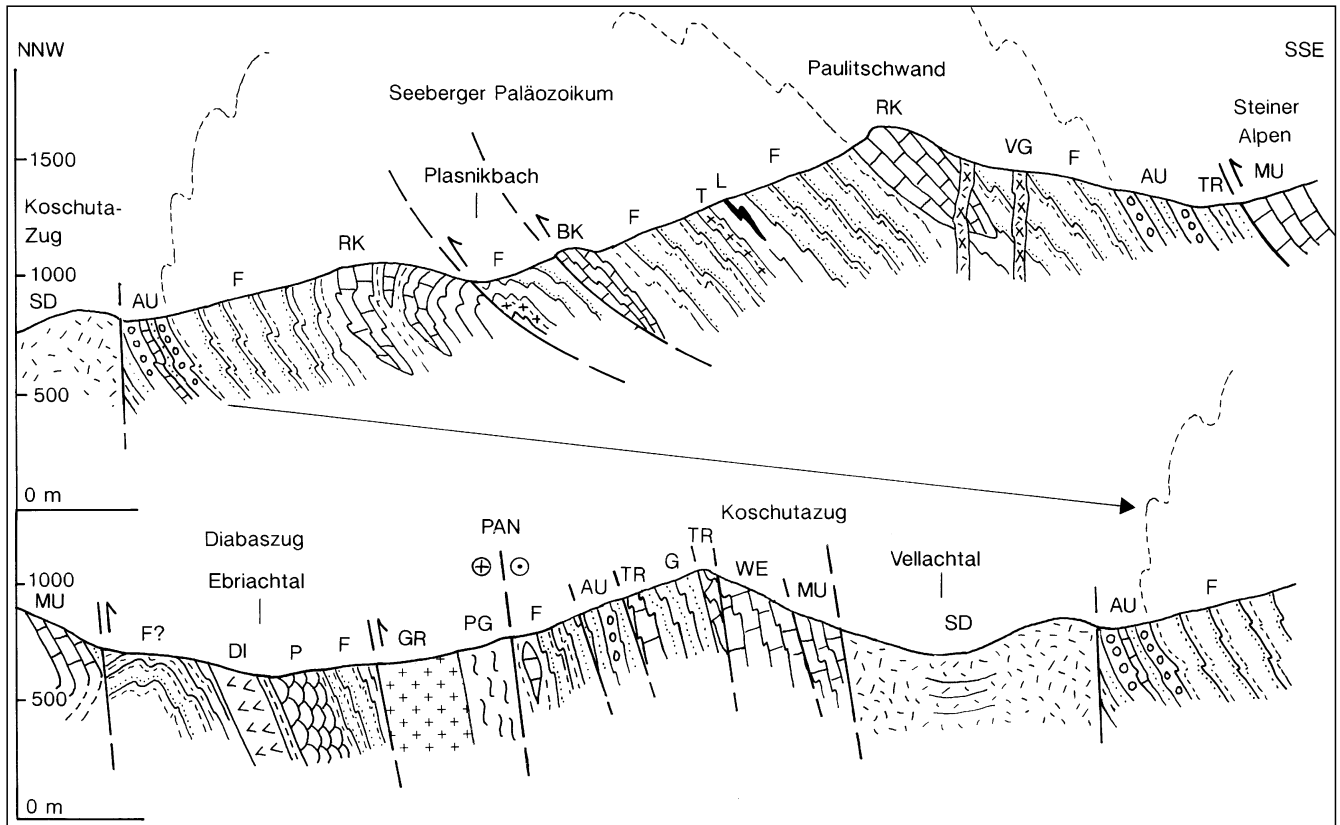


Abb. 1. Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Ost-Karawanken verändert nach BAUER (1984).

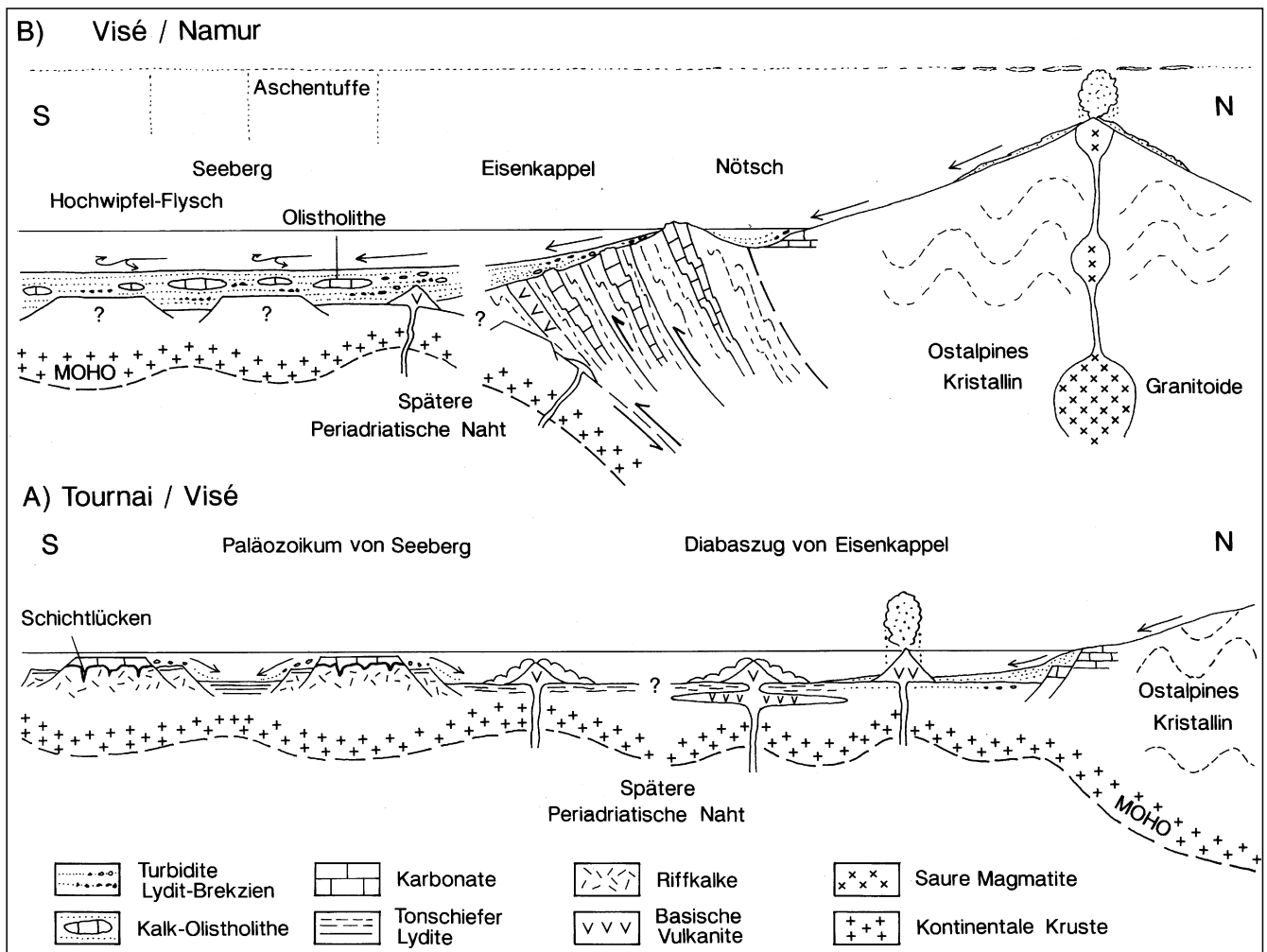
Abb. 2. Geologisches Profil durch die Ost-Karawanken, verändert nach KULLMANN & LOESCHKE (1994). S. 253 (oben) ▶▲
 AU = Auernigsschichten; BK = Bänderkalk; DI = Diabas; F = Hochwipfel-flysch; G = Grödenere Schichten; GR = Granit; L = Lydit; MU = Muschelkalk; P = Pillowlaven; PAN = Periadriatische Naht; PG = Paragneis; RK = Riffkalk; SD = Schlern-Dolomit; T = Tuff; TR = Trogkofelschichten; VG = Vulkanische Gänge; WE = Werfener Schichten.

Abb. 3. Zwei hypothetische plattentektonische Modellprofile, die die Entwicklung im Karbon der Karawanken zeigen. S. 253 (unten) ▶▲
 A: Tournai/Visé; B: Visé/Namur.
 Nach KULLMANN & LOESCHKE (1994).



▲ Abb. 2.

Abb. 3. ▼



großen Karbonat-Olistholithe, die aus den beiden anderen Flysch-Streifen bekannt sind. Insofern deuten sich Unterschiede in den Flyschgrauwacken nördlich und südlich der Periadriatischen Naht an. Deshalb liegt es nahe, die Zirkone zum einen morphologisch nach Tracht und Habitus zu untersuchen sowie eine Altersdatierung durchzuführen.

2. Geotektonische Situation im Karbon der Karawanken

Als Grundlage für die Untersuchungen wird von einem Modell ausgegangen, das von KULLMANN & LOESCHKE (1994) publiziert und in Abb. 3 wiedergegeben ist. Danach ändert sich an der Grenze Visé/Namur die geodynamische Situation im Raum der Südalpen ganz entscheidend. Während im tieferen Unterkarbon Dehnungstektonik mit einer weitreichenden Faziesdifferenzierung vorherrscht und das Maximum der Absenkung an einem passiven Kontinentrand erreicht wird (Abb. 3A), setzt an der Grenze Visé/Namur die variskische Orogenese unter Ausbildung eines aktiven Kontinentrandes ein (Abb. 3B). Dies äußert sich in der Schüttung mächtiger Flyschgrauwacken,

die ihren Schutt wahrscheinlich von Norden aus dem ost-alpinen Kristallin beziehen. Bei diesem Modell wird angenommen, daß die Flyschgrauwacken nördlich und südlich der Periadriatischen Naht gleich alt seien, auch wenn die Periadriatische Naht diese in Folge des alpidischen, dextralen Versatzes trennt. Die Zirkone der Grauwacken sollten aus dem Kristallin und den in das Kristallin eingedrungenen Plutoniten und deren vulkanischen Äquivalenten stammen.

Da manche Zirkone außerordentlich gut erhalten sind und idiomorphe Kristalle zeigen, nehmen wir einen kurzen Transportweg und eine schonende Transportweise an. Dies könnte dann der Fall gewesen sein, wenn das Liefergebiet nahe lag, die Zirkone aus tiefgründig verwitterten Plutoniten oder Aschentuffen stammen und mit den Turbiditen gemeinsam resedimentiert wurden, wobei der Transport in einer Suspension zu keinem hohen Abrieb der Zirkone führte. Unser Ansatzpunkt für die Zirkonuntersuchungen ist demnach deren gute Erhaltung und das in Abb. 3 vorgestellte geodynamische Modell. Es ist deshalb zu hoffen, daß die Zirkone nur geringfügig älter als die Sedimentation der Grauwacken sind und deshalb ein nahe dem wirklichen Sedimentationsalter liegendes Maximalalter der Grauwacken anzeigen könnten.

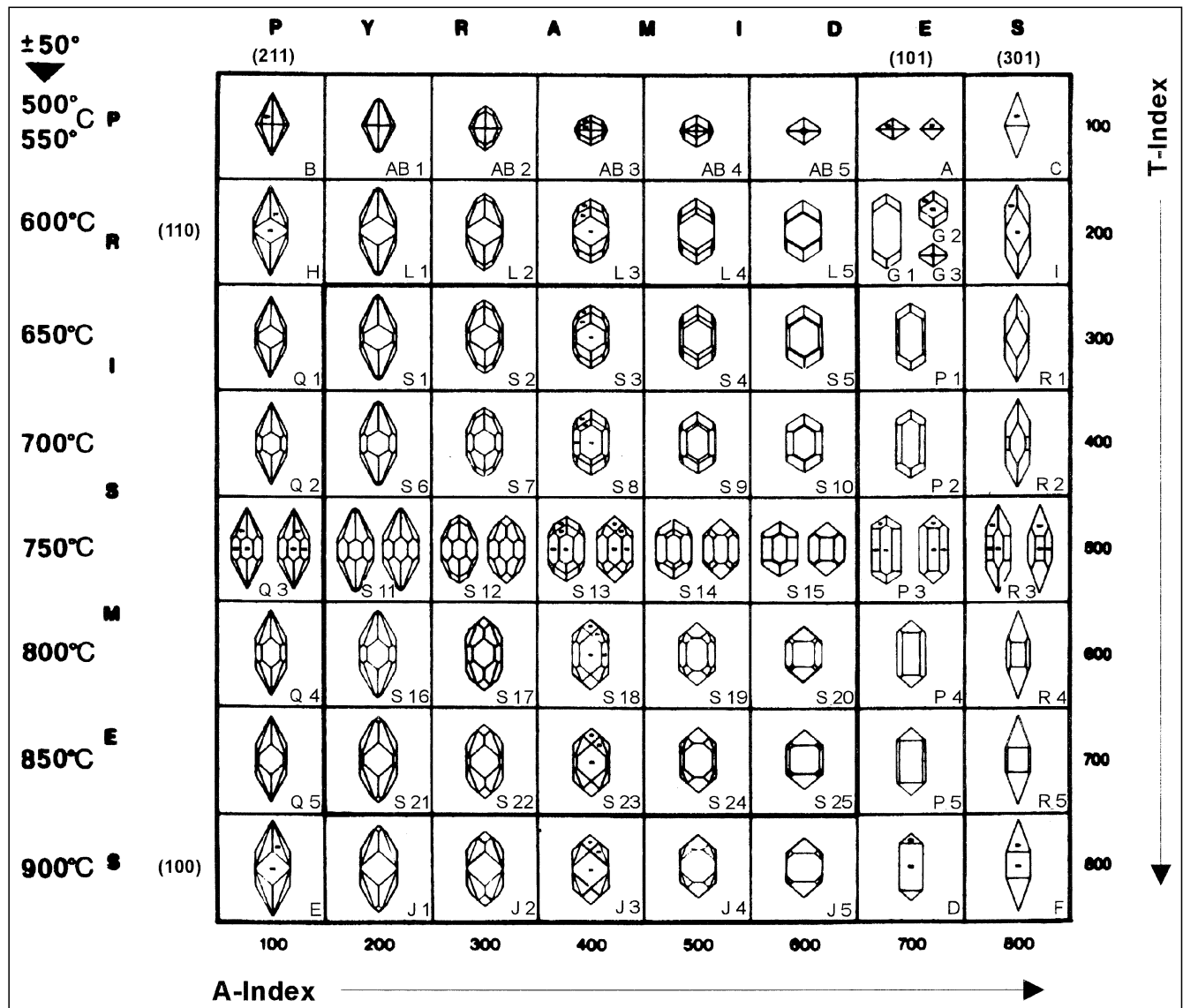


Abb. 4. Zirkontypologie-Diagramm nach PUPIN (1980).

3. Zirkonmorphologie und Klassifikation

Zirkon ($ZrSiO_4$) gehört der ditetragonal-dipyramidalen Kristallklasse an. An Zirkonkristallen können zwei verschiedene Prismenflächen sowie drei verschiedene Pyramidenflächen ausgebildet sein. Häufig sind dies das (110)- und das (100)-Prisma, zum anderen die steile (211)-Pyramide und die flache (101)-Pyramide, die in den unterschiedlichsten Kombinationen und Größenverhältnissen zueinander auftreten. Die sehr steile (301)-Pyramidenfläche tritt selten auf. PUPIN & TURCO (1972) haben die 64 häufigsten Trachttypen in einem Typologie-Diagramm (Abb. 4) zusammengestellt. Die Elongation der Kristalle wird dabei nicht berücksichtigt.

3.1. Klassifikation und Petrogenetisches Modell nach PUPIN

PUPIN & TURCO (1972) und PUPIN (1980, 1985) entwickelten anhand der externen Zirkontracht ein Modell zur petrogenetischen Klassifikation von Granitoiden in drei Hauptmagmentypen:

- 1) Granite krustaler oder überwiegend krustaler Herkunft, verursacht durch regionale Anatexis;
- 2) Granite aus Krusten- und Mantelschmelzen (Hybridgranite), die in kalkalkaline und subalkaline Granite unterteilt werden;
- 3) Granite aus dem Mantel oder überwiegend aus dem Mantel, die in alkaline Granite und in Granite tholeiitischer Differentiationsreihen unterteilt sind.

Nach PUPIN (1980) wird die externe Zirkontracht von mehreren Faktoren kontrolliert (Abb. 5):

Für die Ausbildung der Pyramidenflächen (A-Index) ist die Alkalinität der Schmelze, in der Zirkon auskristallisiert, ausschlaggebend. Im alkalireichen Milieu (in Mantelderivaten wie Alkali-Graniten) oder in tholeiitischen Graniten dominiert die flache (101)-Pyramide, im Al-reichen Milieu (in anatektischen Granitoiden, wie Leukograniten, Monzograniten und Granodioriten) ist vor allem die steile (201)-Pyramide entwickelt. Die Entwicklung der

Prismenflächen (T-Index) wird über die Temperatur gesteuert. Der Wassergehalt der Schmelze beeinflusst den Kristallisationszeitraum der Zirkone. In H_2O -armen Schmelzen kristallisiert Zirkon früh, in H_2O -reichen beginnt die Kristallisation der Zirkone früh und endet in einer späten magmatischen Phase mit niedrigem T-Index.

Mit dem petrogenetischen Modell läßt sich die Verteilung der externen Zirkontrachten im Typologie-Diagramm erklären. Die erste Gruppe (1,2,3) sind Al-reiche, H_2O -reiche, anatektische Granitoide (S-Granite) mit niedrigen A- und T-Indizes. Die zweite Gruppe (4,5) mit intermediärem A-Index wird als Mischung zwischen Krusten- und Mantelschmelzen angesehen. Zur dritten Gruppe mit hohem A-Index gehören alkalische bis peralkalische Manteldifferentiate (6), sowie tholeiitische Manteldifferentiate mit hohem A- und T-Indizes (7).

Aus den drei Flyschstreifen (Abb. 1 und 2) standen für zirkonmorphologische Untersuchungen insgesamt 9 Gesteinsproben zur Verfügung. Die Proben KS 158 und KS 161 stammen aus dem Eisenkappeler Diabaszug nördlich der Periadriatischen Naht (PAN), die Probe KS 162 wurde aus dem Eisenkappeler Paläozoikum (unmittelbar südlich der PAN) entnommen und die Proben KS 163–168 stammen aus dem Seeberger Paläozoikum (südlich der PAN). Es wurden die Korngrößenfraktionen von 63–125 μm , 125–200 μm und größer untersucht. Allerdings fanden sich nur in der Korngröße 63–125 μm ausreichende Mengen von idiomorphen Zirkonen, die für morphologische Untersuchungen geeignet waren. Unter dem Binokular wurden die Proben nach den Kriterien Farbe, Transparenz (klar, trüb) und Ausbildung (Habitus) in verschiedene Populationen eingeteilt (Tab. 1) und fotografisch dokumentiert (Tafeln 1–3). Dabei konnten drei Populationen mit deutlichen Ähnlichkeiten unterschieden werden:

Abb. 5. Entwicklungspfade der Zirkontrachten nach PUPIN (1980). Granitische Gesteine krustaler oder überwiegend krustaler Herkunft: 1 = Al-reiche Leukogranite; 2 = (Sub)autochthone Monzogranite und Granodiorite; 3 = Intrusive Al-reiche Monzogranite und Granodiorite. Hybride granitische Gesteine: 4a, b, c = Granitische Gesteine kalkalkalischer Serien; stark gerastert = Granodiorite und Monzogranite; hell gerastert = Monzogranite und Granite. 5 = Granitische Gesteine subalkalischer Serien. Manteldifferentiate: 6 = Alkalische und peralkalische Granite; 7 = Granitische Gesteine von tholeiitischen Serien. Mu = Grenze der muscovitführenden Granite; Ch = Charnockite (siehe auch Text).

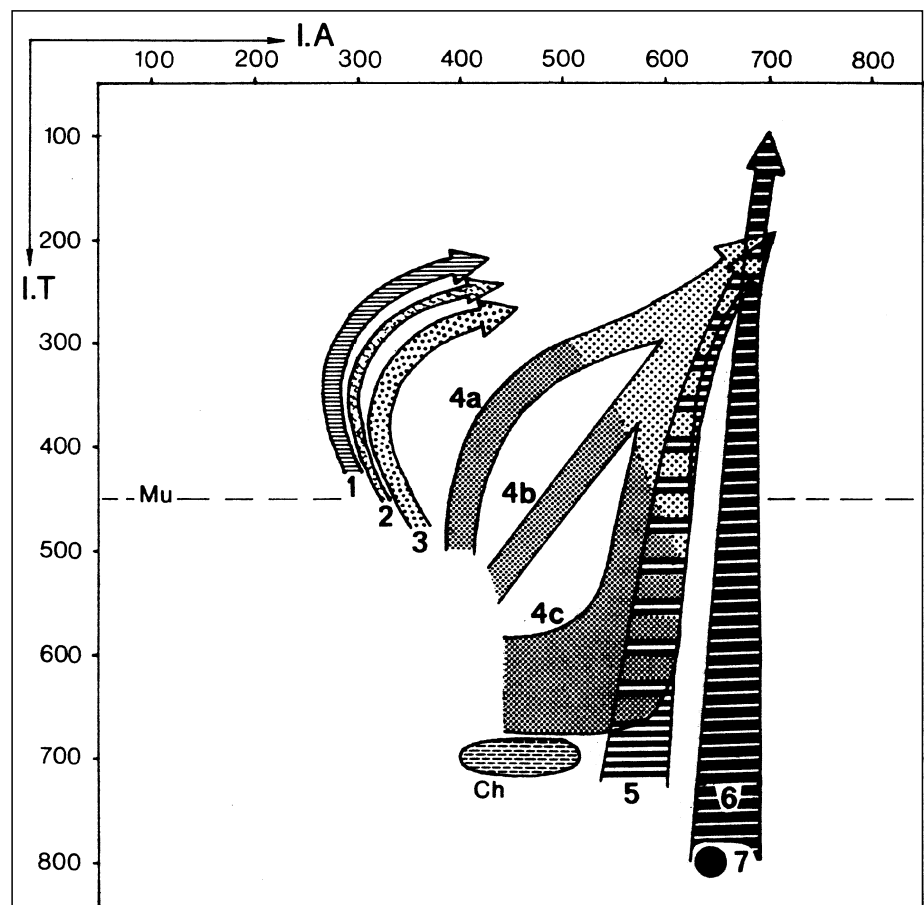


Tabelle 1.
Beschreibung der Zirkonpopulationen der Korngrößenfraktion zwischen 63 und 125 µm.
> häufiger als, = gleich häufige Trachttypen nach PUPIN (1980).
KS 158,161: Zirkone aus dem Diabaszug von Eisenkappel.
KS 162: Zirkone aus dem Eisenkappeler Paläozoikum.
KS 163–168: Zirkone aus dem Seeberger Paläozoikum.

- Farblose bis leicht rosafarbene Zirkone, klar, mit wenigen Einschlüssen und überwiegend idiomorph ausgebildet.
- Rosafarbene Zirkone, eher trüb, häufig mit Einschlüssen, öfter etwas angebrochen, hypidiomorph ausgebildet.
- Rotbraune Zirkone, trüb, völlig abgerundet, xenomorph.

Probe	Population	Farbe	Transparenz	Ausbildung	Pupin-Kl.
KS 158	1	farblos-rosa	klar	idiomorph, überwiegend langprismatisch, wenig Einschlüsse	S > P
	2	rosa	klar-trüb	meist idiomorph	P > S
	3	rotbraun	trüb	stark abgerundet	-
KS 161	1	farblos-rosa	klar-trüb	idiomorph, z.T. etwas angelöst, wenig Einschlüsse	P > S
	2	farblos-rosa	klar-trüb	hypidiomorph, z.T. angelöst, nadelige Einschlüsse	S > P
	3	hellgrau	trüb	stark abgerundet	-
KS 162	1	farblos-rosa	klar-trüb	idiomorph, kurzprismatisch, häufig Einschlüsse	S = P
	2	rosa	trüb	idiomorph, oft gekappte Pyramiden spitzen, z.T. Einschlüsse	P > S
	3	rotbraun	trüb	deutlich abgerundet	-
KS 163	1	farblos-rosa	klar	idiomorph, kurzprismatisch, wenig Einschlüsse, leicht angelöst	S = P
	2	rosa	trüb	völlig abgerundet	-
KS 164	1	farblos-rosa	klar	hypidiomorph, langprismatisch, P-Typen kleiner als S-Typen, selten Einschlüsse	S = P
	2	rötlich	trüb	stark abgerundet	-
KS 165	1	rosa	klar-trüb	hypidiomorph, oft angebrochen, z.T. Einschlüsse	P > S
	2	rötlich	trüb	völlig abgerundet	-
KS 166	1	rosa	klar-trüb	hypidiomorph, oft angebrochen, wenig Einschlüsse, P-Typen besser erhalten	P > S
	2	rotbraun	trüb	stark abgerundet und angebrochen	-
KS 167	1	farblos	klar-trüb	meist idiomorph, langprismatisch, wenig Einschlüsse	S > P
	2	rosa	trüb	hypidiomorph, kurzprismatisch, häufig Einschlüsse	P > S
	3	rotbraun	trüb	xenomorph, rundlich	-
KS 168	1	farblos	klar	meist idiomorph, langprismatisch, wenig Einschlüsse	S > P
	2	rosa	klar-trüb	hypidiomorph, kurz bis langprismatisch, häufig Einschlüsse, z.T. angebrochen	P > S
	3	rotbraun	trüb	xenomorph, rundlich	-

3.2. Typisierung der Zirkone

Zur Darstellung der in Tab. 1 beschriebenen Zirkonpopulationen im Typologie-Diagramm wurden die externen Trachttypen der einzelnen Populationen mit der Korngröße 63–125 µm unter dem Binokular bestimmt. Wegen der geringen Anzahl von indizierbaren Zirkonen in den einzelnen Proben wurden diese nach den einzelnen Flyschstreifen zusammengefaßt.

In allen drei Flyschstreifen treten jeweils zwei fast identische Häufigkeitsmaxima auf (Abb. 6). Die Zirkone aus dem Diabaszug von Eisenkappel, dem Seeberger und dem Eisenkappeler Paläozoikum zeigen jeweils ein Maximum bei S12 und P4, bzw. P3. Mit A-Indizes zwischen 261 und 274 und T-Indizes zwischen 479 und 494 wird nach PUPIN der zentrale Populationstyp S charakterisiert, der aus Al-reichen Anatexiten der Kruste stammt. Die Häufigkeitsmaxima um den Populationstyp P weisen mit einem A-Index zwischen 679 und 700 und einem T-Index zwischen 505 und 599 auf alkalische Manteldifferentiate hin. Auffallend ist die scharfe Abtrennung der beiden Häufigkeitsmaxima in den Typologie-Diagrammen. Dies ist allerdings nicht weiter verwunderlich, da die Zirkone aus

Grauwacken stammen, die durchaus Material aus verschiedenen Zirkonliefergebieten mit sich führen können. Die Zirkone des Trachttyps P stammen aus I-Typ-Gesteinen, die für viele aktive Kontinentränder typisch sind. Die Zirkone des Trachttyps S stammen aus S-Typ-Gesteinen, die vor allem bei Kollisionen kontinentaler Krustenbereiche entstehen (FRISCH & LOESCHKE, 1993, S.114). Die Existenz von I-Typ und S-Typ-Gesteinen sind ein Hinweis auf aktive Kontinentränder und Kollisionszonen am Südrand des Variszikums.

4. Kathodolumineszenzuntersuchungen

In PUPINs Modell wird die statistische Auswertung der externen Zirkonmorphologie berücksichtigt. Nach VAVRA (1989) stellt dies jedoch nur das Endstadium einer Entwicklung dar und nicht die Entwicklung selbst. Durch Kathodolumineszenzuntersuchungen können der Zonarbau und damit die Wachstumsphasen der einzelnen Zirkone sichtbar gemacht werden. Die Lumineszenz wird durch Konzentrationsunterschiede von inkompatiblen Elementen (Hf, P, U, Th, Y, seltene Erden, OH) und dadurch bedingte Störungen im Kristallgitter verursacht.

4.1. Zirkonwachstum

Während der Differentiation einer Sillikatschmelze findet eine Anreicherung von inkompatiblen Zirkonium in der Restschmelze statt. Die Anreicherung ist vom Gradienten der Abkühlung abhängig. Je höher die Schmelze an Zirkonium übersättigt ist (d.h. je schneller die Abkühlung erfolgt), desto feiner ist der oszillierende Zonarbau des wachsenden Zirkons (VAVRA, 1989). Bei niedrigerer Übersättigung entsteht ein gerichteter Zonarbau, dessen Zonierung von innen nach außen in der Breite zunimmt.

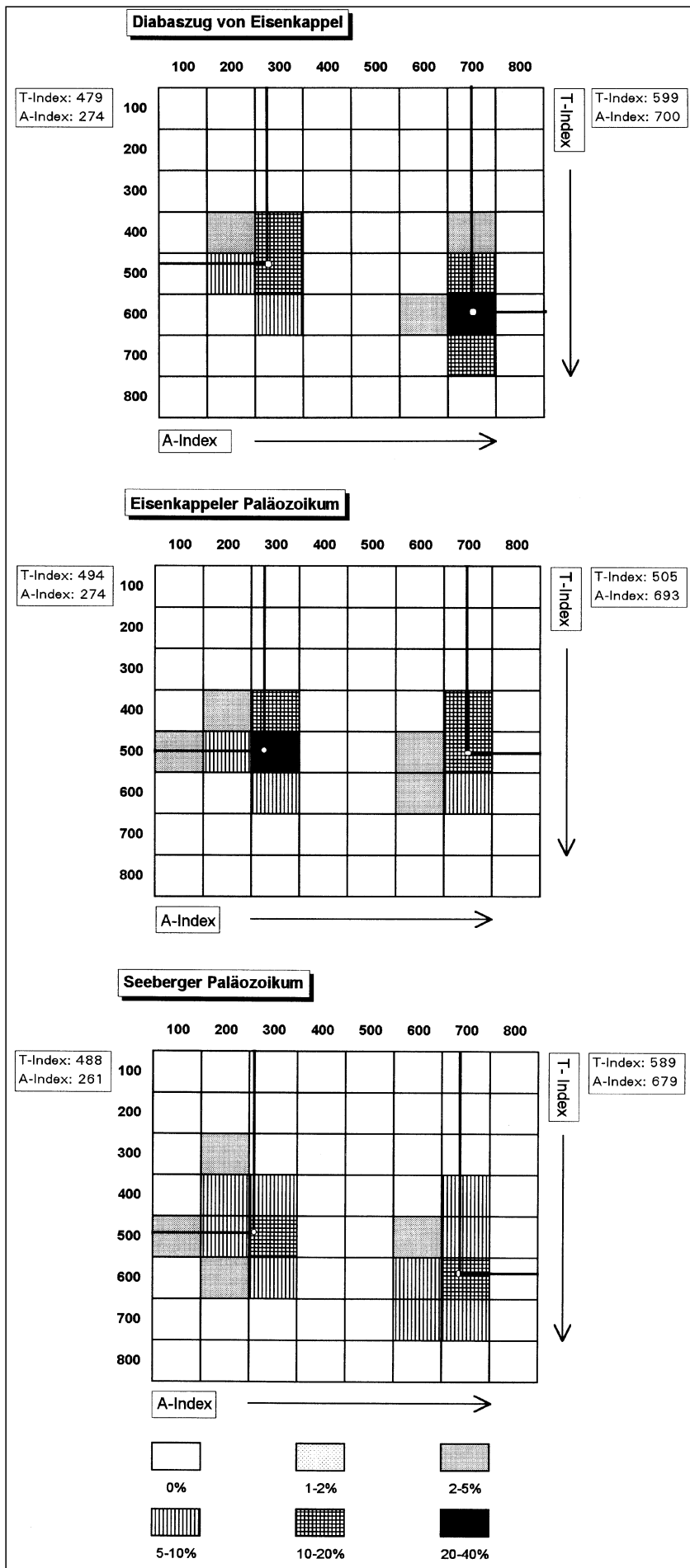
Nach CORRENS (1968) gilt für das Kristallwachstum, daß die Trachtentwicklung von den Verschiebungsgeschwindigkeiten der beteiligten Kristallflächen abhängig ist. Eine Zunahme der Übersättigung der Schmelze bewirkt die Beschleunigung des Wachstums exponierter Kristallflächen relativ dicht zu den nicht exponierten Kristallflächen. Das bedeutet, daß die Zunahme in der Differenz der Wachstumsgeschwindigkeiten einzelner Kristallflächen aus geometrischen Gründen zur Verdrängung einzelner Flächen aus der Wachstumstracht führen muß. Selbst wenn alle kinetischen Größen konstant bleiben, ändert sich die Kristalltracht während des Wachstums.

Nach PUPIN wird die Trachtentwicklung nur von Veränderungen von Temperatur und Chemismus der Schmelze beeinflusst. Die zwei wichtigsten externen Faktoren für die Trachtentwicklung eines Zirkons sind nach CORRENS (1968), KLEBER (1977) und VAVRA (1989):

Die Übersättigung der Schmelze bezüglich der kristallisierenden Phase: D.h. eine starke Abkühlung der Schmelze verursacht das beschleunigte Wachstum exponierter Kristallflächen. Dabei wird im Laufe der Differentiation die höher indizierte Pyramide (211) durch die niedrig indizierte Pyramide (101) ersetzt (Abb. 4).

Die Fremdelementkonzentration in der Schmelze: Der Fremdelementeinbau in die verschiedenen Flächenarten ist unterschiedlich. Inkompatible Elemente wirken blockierend auf das Flächenwachstum und haben somit einen entscheidenden Einfluß auf die Trachtentwicklung.

Abb. 6. Zirkon-Typologie-Diagramme für die drei untersuchten Felschstreifen nach PUPIN (1980). Für jedes Maximum wurde der statistische Schwerpunkt der A- und T-Indizes eingetragen.



4.2. Auswertung der Kathodolumineszenz

Die Kathodolumineszenzaufnahmen belegen für die drei Flyschstreifen fünf verschiedene Trachtentwicklungspfade (Abb. 7, Tafeln 4 und 5):

Entwicklungspfad 1a

Einige der für die Kathodolumineszenz ausgewählten Zirkone (Tafel 4: Nr. 898, 700) enthalten durch Transport- oder Lösungsprozesse gerundete oder kantig gebrochene Kerne, die dem P-Typ zuzuordnen sind. Vermutlich haben die Kerne ein präkambrisches Alter und wurden bei späteren magmatischen Prozessen erneut miteinbezogen. In der Schmelze wirken diese alten Kerne als Kristallisationskeime, um die im Laufe der Differentiation ein Zirkon mit einer (101)- und (211)-Pyramide (S-Typ) kristallisierte. Im Laufe der Wachstumsphasen nimmt der A-Index deutlich ab, dabei wird die flache Pyramide von der steilen Pyramide zurückgedrängt.

Entwicklungspfad 1b

Wie bei Entwicklungspfad 1a treten auch hier gerundete oder kantig gebrochene Zirkone auf, die allerdings dem S-Typ zuzuordnen sind. Auch bei den nachfolgenden magmatischen Prozessen herrschte die steile (211)-Pyramide vor (Tafel 4: Nr. 688).

Entwicklungspfad 2

Es treten Zirkone auf, die während der gesamten Kristallisation von niedrigen A-Indizes (250–300) gekennzeichnet sind. Häufig sind diese Zirkone deutlich elongiert. Bezüglich ihrer petrogenetischen Entwicklung entsprechen sie den Zirkonen des Entwicklungspfades 1b, allerdings enthalten sie keine detritischen Kerne (Tafel 4: Nr. 908, 704, 692).

Entwicklungspfad 3

Einige Zirkone lassen am Anfang ihrer Kristallisation einen Zirkonkristall des P-Typs erkennen. Erst im Laufe der Differentiation wird die flache Pyramide (101) von der steilen Pyramide (211) verdrängt, so daß die externe Tracht einen Zirkon des S-Typs mit einem niedrigen A-Index bildet (Tafel 5: Nr. 706, 686).

Entwicklungspfad 4

Häufig finden sich Zirkone, deren gesamte Entwicklung von hohen A-Indizes (600–700) gekennzeichnet ist. Es tritt ausschließlich die flache (101)-Pyramide auf. Es handelt sich meist um Zirkone des P3- oder P4-Typs (Tafel 5: Nr. 904, 141, 708).

Die aus den externen Morphologiebetrachtungen (PUPIN, 1980) gewonnenen Ergebnisse stimmen mit

denen der internen Wachstumsphasen relativ gut überein. Der hohe Anteil an Zirkonen, die aus der Kruste alte detritische Kerne aufgenommen haben und von einem Zirkon des S-Typs überwachsen wurden, sind ein deutlicher Hinweis auf anatektisch gebildete Schmelzen. Die ebenfalls häufigen Zirkone des internen als auch externen P-Typs weisen auf den Einfluß von Mantelschmelzen hin.

5. Radiometrische Datierung von Zirkonen mit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode (KOBBER, 1986)

Die von KOBBER (1986) entwickelte Methode ermöglicht die Messung von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern an Einzelzirkonen. Dabei werden möglichst ganze und unbehandelte Zirkonkristalle (<300 μm) datiert. Es entfällt die chemische Abtrennung der Elemente, die bei der konventionellen U/Pb-Methode notwendig ist. Zur Bestimmung des Kristallisationsalters von Magmatiten und Metamophiten eignen sich idiomorphe Zirkone ohne Kerne. Gerundete,

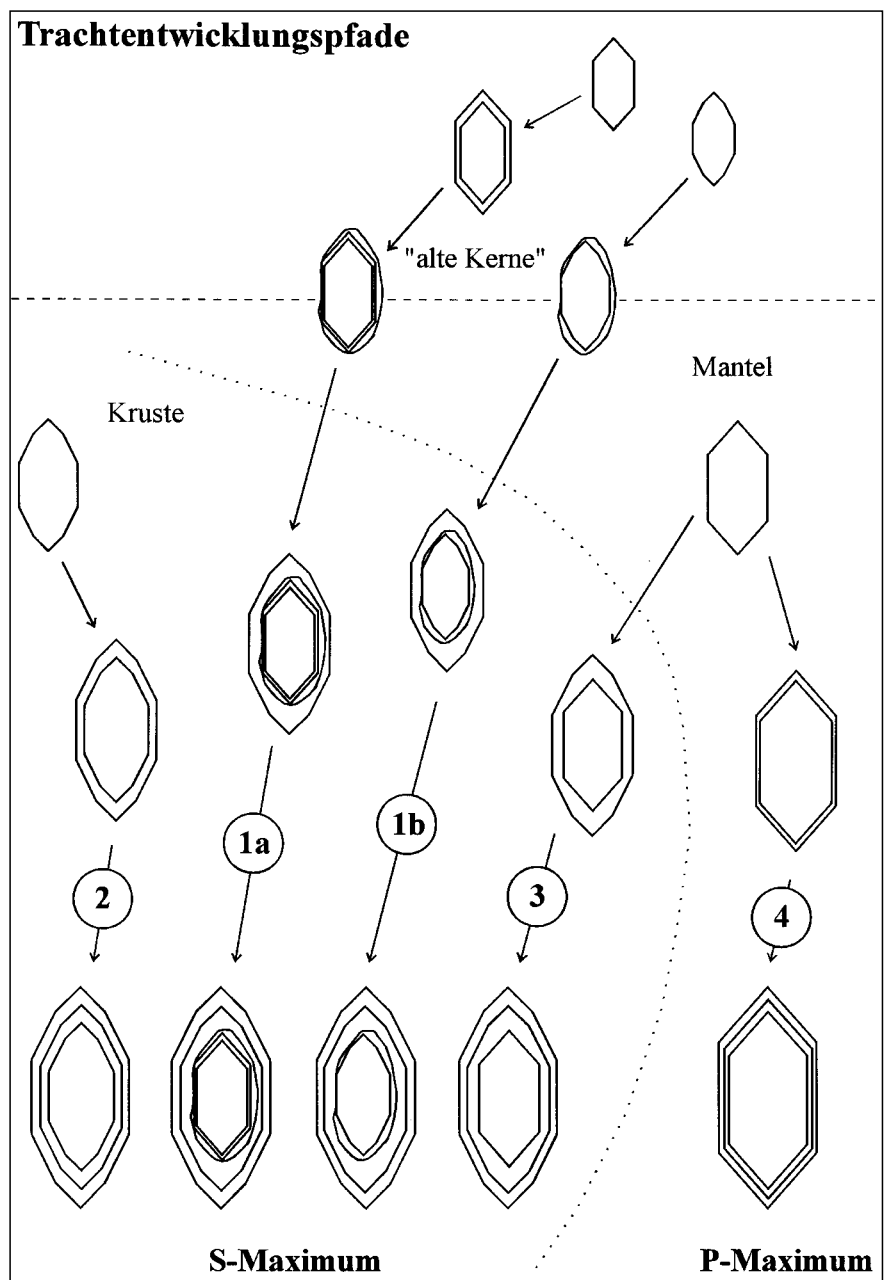
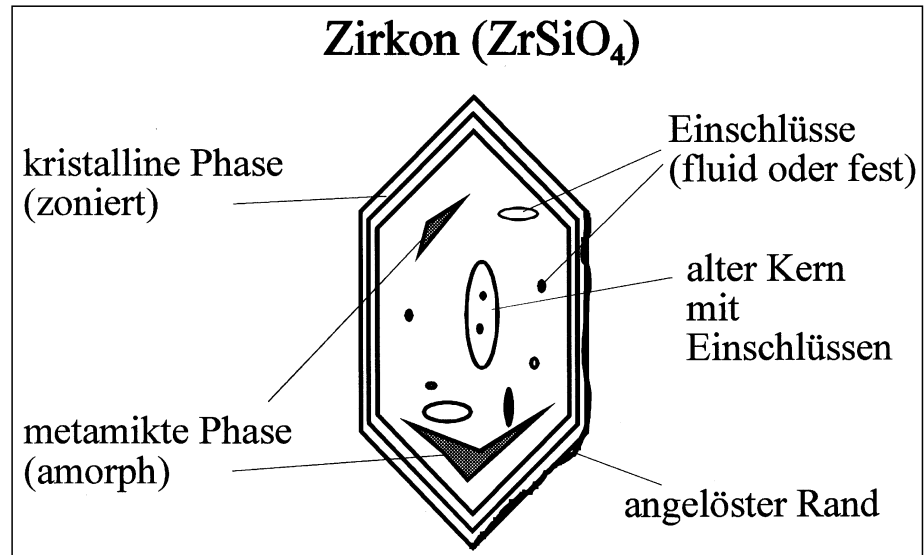


Abb. 7. Schematische Darstellung der internen Trachtentwicklungspfade der Zirkone aus den drei Flyschstreifen der Ost-Karawanken. Nähere Erläuterungen siehe Text.

Abb. 8.
Schematische Darstellung der internen Struktur eines Zirkonkristalls (verändert nach KOBER, 1986).



detritisches bzw. ältere Kerne von Zirkonen ergeben das Kristallisationsalter der Ausgangsgesteine von Metamorphiten. Im Idealfall ist es durch die schrittweise Evaporation eines Zirkons möglich, die Datierung des Kristallisationsalters eines älteren Kerns getrennt von jüngeren Kristallisationsereignissen im Randbereich an demselben Zirkon durchzuführen.

Zirkone haben meistens eine heterogene Internstruktur aus kristallinen und metamikten (bzw. amorphen) Phasen, älteren Kernen und Einschlüssen (Abb. 8). Metamikte Phasen entstehen durch den Zerfall von radioaktiven Isotopen (z.B. U und Th), die in das Kristallgitter eingebaut sind. Durch den α - und β -Zerfall von ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th u.a. entstehen im Kristallgitter des Zirkons isotropisierte bis amorphe Bereiche. Die radiogenen Bleisotope ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb entstehen nach folgenden Zerfallsgleichungen (FAURE, 1986):

- (1) $^{238}\text{U} \Rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8 \text{He}^+ + 6 \beta^- + \text{Q}$
- (2) $^{235}\text{U} \Rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7 \text{He}^+ + 4 \beta^- + \text{Q}$
- (3) $^{232}\text{Th} \Rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6 \text{He}^+ + 4 \beta^- + \text{Q}$

Neben den radiogenen Bleisotopen ist Blei in geringen Mengen in Zirkon enthalten, welches nicht aus dem Zerfall von U und Th entsteht und dessen Menge von der Kristallisation des Zirkons bis heute konstant geblieben ist. Das Isotop ^{204}Pb hat kein radioaktives Mutterisotop und dient als Referenz für den Anteil an gewöhnlichem Blei. Die Bleikomponenten der metamikten Phasen (akzessorische Blei-Komponente) sind nur schwach an den Kristalloberflächen adsorbiert und haben daher eine geringere Bindungsenergie als die Bleikomponenten der kristallinen Phasen. Deshalb sind metamikte Phasen schon bei niedriggradiger Metamorphose, Alteration und Druckentlastung anfällig für Bleiverlust. Das Blei der kristallinen Phasen wird erst bei hochgradiger Metamorphose ($T > 630^\circ\text{C}$) mobilisiert.

Die Zirkonevaporation nach KOBER (1986) basiert auf der Grundlage, daß bei der schrittweisen Evaporation des Zirkons im Vakuum des Massenspektrometers die verschiedenen Blei-Komponenten entsprechend ihrer Aktivierungs- bzw. Bindungsenergie freigesetzt werden. Zuerst wird das Blei der randlichen Schichten und der metamikten Phasen freigesetzt und erst ab ca. 1300°C die Bleikomponenten der kristallinen Phasen. Im Idealfall kann bei Einzelzirkonen die Datierung der kristallinen Phasen vom Rand zum Kern hin erfolgen. Dies ist mit der klassischen U/Pb-Datierung an Zirkonen nicht möglich.

Die KOBER-Methode weist im Vergleich mit der konventionellen U/Pb-Methode einige Vorteile auf. Es ist keine chemische Abtrennung der Elemente notwendig, die zu Kontaminationen führen kann. Das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von Zirkonen wird nur aus der Isotopenzusammensetzung des Bleis berechnet. Die Konzentration von U und Pb muß nicht bestimmt werden. Selbst kleine Probenmengen

oder basische Gesteine mit geringem Zirkonanteil sind für diese Datierungsmethode geeignet (COCHERIE, 1992). Dabei hat man den Vorteil, daß man immer genau weiß, mit welchem Zirkon gerade gearbeitet wird. Allerdings können mit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode nur Modellalter berechnet werden, eine Element/Isotop-Korrelation wie bei der U/Pb-Methode ist nicht möglich. Trotzdem konnte KOBER (1986) durch den Vergleich von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern mit U/Pb-Datierungen an denselben Proben übereinstimmende Kristallisationsalter nachweisen. Das bedeutet, daß die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der kristallinen Phasen konkordante Alter liefern (gilt nur für Hochtemperaturschritte ab ca. 1330°C). Die diskordanten Daten der Niedrigtemperaturschritte können bei der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode vernachlässigt werden. Dies ist bei der U/Pb-Datierung durch die Vermischung der Pb-Komponenten einer ganzen Zirkonpopulation nicht möglich. KRÖNER et al. (1991) konnten das Alter archaischer Kruste mit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode im Vergleich zu herkömmlichen Methoden genauer datieren. Mit der Datierung herzynischer Granite von Korsika gelang COCHERIE et al. (1992) der Nachweis, daß diese Methode für paläozoische bis mesozoische Kristallisationsalter geeignet ist.

5.1. Messung der Pb-Isotope und Datenkorrekturen

Die Pb-Isotopenmessungen wurden am TIMS Finnigan Mat 262 mit Ionenzähler durchgeführt. Vor der Zirkonevaporation wird zur Kontrolle der Linearität des Meßvorganges der Pb-Standard (NBS-Isotopenstandard SRM 981) gemessen. Die Messung erfolgt im „acquisition jumping mode“, d.h. es werden innerhalb einer Meß-Sequenz (Scan) die Intensitäten der Pb-Isotope 206 – 207 – 204 – 206 – 207 – 208 nacheinander gemessen. Nach jedem Meßblock (20 Scans) wird automatisch eine quadratische Driftkorrektur durchgeführt. Scans mit einer größeren Abweichung im Signal der Intensität als 1,5 % werden nicht berücksichtigt. Von jedem Scan erhält man jeweils ein $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis und zwei $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Der Mittelwert der beiden $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse bildet die Grundlage für die Altersbestimmung und die Korrektur mit gewöhnlichem Blei (s. unten). Aus dem $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis läßt sich das U/Th-Verhältnis berechnen, und es gibt Hinweise auf eine Fraktionierung von uranogenem und thorogenem Blei.

Das $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis zeigt den akzessorischen, gewöhnlichen Bleianteil an (KOBBER, 1986).

Zur Ermittlung des radiogenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Anteils im Zirkon muß vom gemessenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis das gewöhnliche $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis subtrahiert werden. Am besten geschieht das mittels Messung eines unmittelbar benachbarten bleihaltigen, aber an U und Th freien Minerals, das sich zur gleichen Zeit wie der Zirkon gebildet hat. Es kann auch die Bleizusammensetzung der Umgebung für die Korrektur zu Hilfe genommen werden. Üblicherweise wird die Korrektur des gemessenen radiogenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisses mit der Isotopenzusammensetzung des gewöhnlichen Bleis von Feldspäten derselben Probe nach folgender Gleichung durchgeführt (COCHERIE et al., 1992):

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_m \cdot \frac{1 - \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Fsp.}}}{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m}}{1 - \frac{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Fsp.}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m}}$$

Dabei gilt:

$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$:

korrigiertes radiogenes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Fsp.}}$ und $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Fsp.}}$: Isotopenverhältnisse des gewöhnlichen Bleis an Feldspäten

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m$ und $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m$: gemessene Isotopenverhältnisse des Zirkons

Da die Feldspäte aus den Grauwacken mit den Zirkonen nicht korrelierbar sind, wurden die Datenkorrekturen mit Isotopenverhältnissen der oberen kontinentalen Kruste nach DOE & ZARTMANN (1989) durchgeführt. Dabei beträgt das gewöhnliche $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis 15,73 und das $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis 19,33.

5.2. Altersbestimmung mit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode

Zur Altersbestimmung aus $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ -Verhältnissen gilt folgende Gleichung (COCHERIE et al., 1992):

Probennr./ Zirkonnr.	Aufheizschritt in A	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (ger. Mittelwert)	Anzahl der Scans	Alter in Ma (Mittelwert $\pm 1\sigma$)	Klassifikation nach PUPIN
KS 158/1	2,35	3000	4	481 \pm 7	S 12
	2,45	5000	11	495 \pm 30	
KS 158/2	2,30	4000	6	528 \pm 19	P 4
	2,40	9000	18	594 \pm 6	
	2,50	9000	19	660 \pm 11	
	2,60	18000	4	700 \pm 6	
KS 158/4	2,60	6000	29	453 \pm 9	S 11
	2,70	6000	18	454 \pm 9	
KS 158/6	2,10-2,60	5000	22	640 \pm 29	S 12
KS 158/8	2,10-2,60	2000	6	463 \pm 20	S 12
KS 158/9	2,10-2,60	6000	19	450 \pm 21	P 4
KS 158/10	2,10-2,60	3000	16	599 \pm 21	S 12
KS 161/1	2,45	4000	4	661 \pm 22	xenomorph
	2,60	16000	10	678 \pm 15	
	2,80	44000	2	655 \pm 3	
KS 161/3	2,40	8000	35	667 \pm 5	P 5
KS 161/4	2,36	6000	31	602 \pm 12	S 12
	2,45	13000	37	606 \pm 11	
KS 161/5	2,40	6000	9	697 \pm 11	S 12
	2,60	13000	15	691 \pm 7	
KS 162a/1	2,60	3000	20	349 \pm 20	S 12
KS 167/1	2,55	13000	37	1685 \pm 10	S 12
KS 167/2	2,35	15000	8	361 \pm 16	S12
	2,55	22000	35	376 \pm 17	

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = \frac{1}{137,88} \cdot \left[\frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \right]$$

Dabei gilt:

λ_1 : Zerfallskonstante von ^{238}U

λ_2 : Zerfallskonstante von ^{235}U

t: Zeit seit der Kristallisation bzw. Metamorphose

Die oben aufgeführte Gleichung ist eine transzendente Gleichung, d.h. sie ist mit mathematischen Methoden nach t nicht lösbar. Es kann jedoch umgekehrt jedem Alter (t) das entsprechende $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis zugeordnet werden. Es wird für jeden Aufheizschritt der Mittelwert und die Standardabweichung (1σ) der errechneten Alter ermittelt. Liegen bei den aufeinanderfolgenden Evaporationsschritten gleiche Alter innerhalb der Standardabweichung vor, so kann aus allen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen ein Gesamtalter des Zirkons berechnet werden.

5.3. Ergebnisse der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Messungen an den Zirkonen aus den Flysch-Grauwacken

Es wurden aus den 2 Proben des Eisenkappeler Diabas-zuges (nördlich der PAN) insgesamt 17 Zirkone datiert. Zum Vergleich wurden aus den Flyschstreifen südlich der PAN weitere 5 Zirkone datiert. Insgesamt lieferten 5 Zirkone keine oder für die Altersbestimmung unverwertbare Ergebnisse. Dies lag zum einen daran, daß das ^{206}Pb -Signal zu schwach, nicht stabil genug oder gar nicht fokussierbar war. Brüchige Zirkone können beim Erhitzen zerbrechen und aus dem Evaporationsfilament herausfallen. Bei manchen Aufheizschritten war das $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis so niedrig (<2000), daß trotz stabilem und starkem ^{206}Pb -Signal die Messung abgebrochen werden mußte. Prinzipiell müssen bei der Evaporationsmethode nach KOBBER die $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse von Aufheizschritt zu Aufheizschritt ansteigen, da die akzessorischen Pb-Komponenten mit einem hohen ^{204}Pb -Anteil schon bei niedrigen Temperaturen evaporisiert werden. Dieser Anstieg konnte bei allen Zirkonen, bei denen mehrere Aufheizphasen möglich waren, verzeichnet werden.

5.3.1.

Meßergebnisse und Auswertung

Die Tab. 2. zeigt eine Übersicht der gemessenen auf Tausender

Tabelle 2. Zusammenstellung der Altersdaten, ermittelt mit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode nach KOBBER (1986). Unterhalb des grauen Balkens sind die Zirkone aus dem Hochwipfelflysch südlich der PAN (Eisenkappeler und Seeburger Paläozoikum) aufgeführt (Proben- bzw. Zirkonnrs. s. Tab. 1).

Abb. 9.

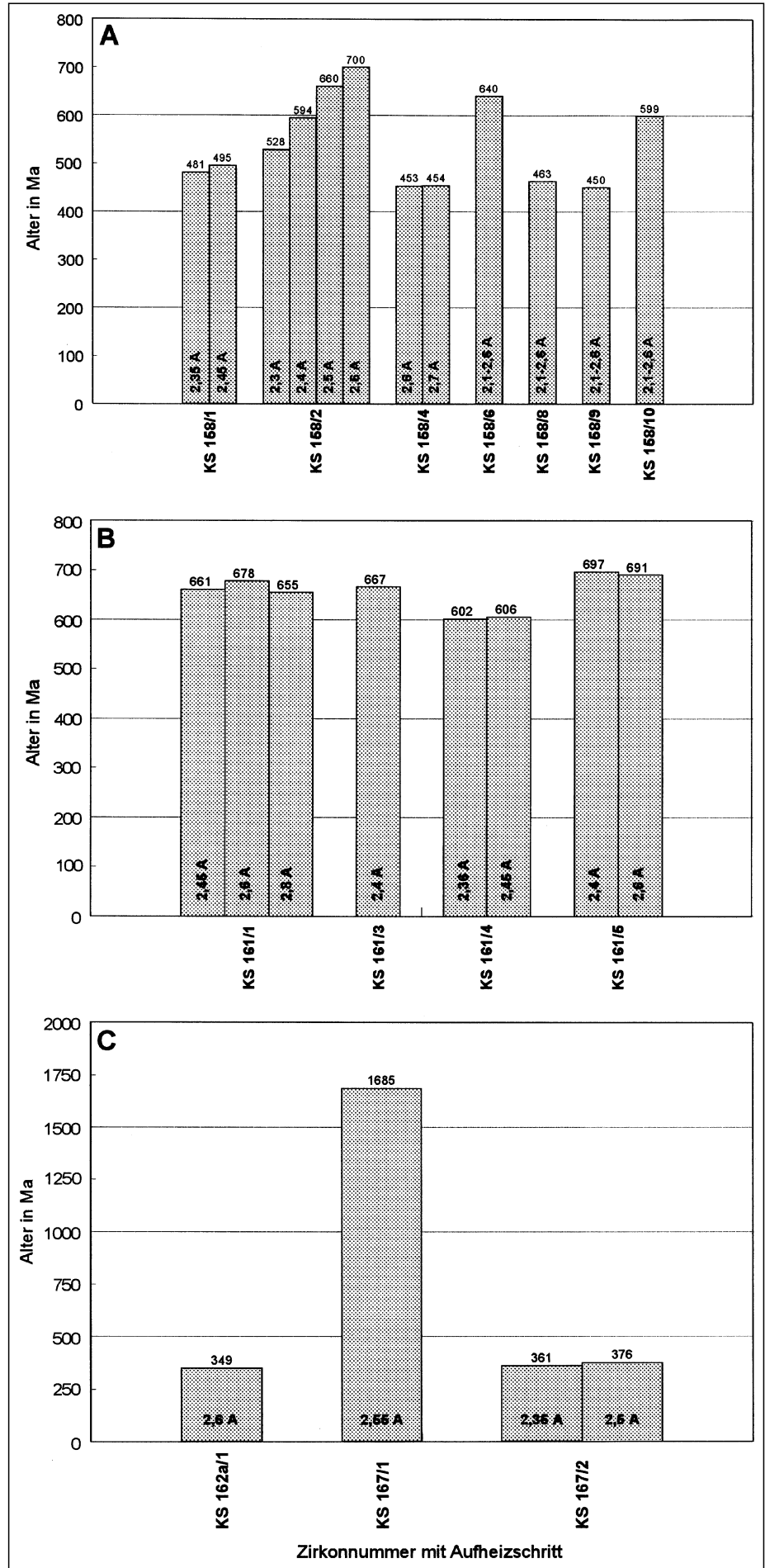
- A) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Zirkone aus der Probe KS 158 (Grauwacke aus dem Eisenkappeler Diabaszug, beim Gehöft Mautz) mit den jeweiligen Evaporationsschritten.
- B) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Zirkone aus der Probe KS 161 (Grauwacke aus dem Eisenkappeler Diabaszug, Straßenkehre beim Gehöft Perutsch) mit den jeweiligen Evaporationsschritten.
- C) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter aus den Proben südlich der PAN: KS 162 (Eisenkappeler Paläozoikum) und KS 167 (Seeberger Paläozoikum).

gerundeten $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse, der berechneten Alter aus den $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen und den zugehörigen Standardabweichungen (1σ). Die Anzahl der Scans gibt die gemessenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse an, die ausgewertet wurden.

Es wurden Zirkone der Proben KS 158, KS 161 (nördlich der PAN), KS 162 und KS 167 (südlich der PAN) gemessen. Alle Zirkone stammen aus der jeweiligen Population 1 außer KS 161/1 (Population 3), die überwiegend durch idiomorphe, farblose bis leicht rosafarbene Zirkone mit wenigen Einschlüssen charakterisiert waren (s. Tab. 1). Die Zirkone aus den anderen Populationen wurden bis auf einen Zirkon (KS 161/1) nicht verwendet, da sie oft durch viele Einschlüsse oder starke Risse gekennzeichnet waren.

In der Abb. 9 A–C sind die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der einzelnen Proben dargestellt. Die zwei Proben aus dem Diabaszug von Eisenkappel (KS 158 und KS 161) werden in Abb. 9A und 9B gezeigt. Abb. 9C zeigt die Kristallisationsalter der Zirkone aus dem Hochwipfelflysch südlich der PAN.

Die Messung des Zirkons KS 158/1 (Abb. 9A/Tab. 2) fand in zwei Aufheizphasen bei 2,35 und 2,45 A statt und zeigt ein relativ homogenes Alter. Im Gegensatz dazu steht der Zirkon KS 158/2, der eine deutliche Alterszonierung aufweist, die in vier Evaporationsschritten nachgewiesen wurde. Dies ist ein Hinweis auf ältere Kerne, deren Existenz schon die Kathodolumineszenz zeigte. KS 158/4 ist ein homogen zonierter Zirkon, der in zwei Evaporationsschritten jeweils ein identisches Alter innerhalb der Standardabweichung lieferte. Da die



Zirkone KS 158/6/8/9/10 sehr klein waren (Korngröße von etwa 63 μm), wurden keine einzelnen Evaporations-schritte gemessen, sondern mußten alle Aufheizphasen zusammengefaßt werden. Vermutlich sind KS 158/8 und KS 158/9 wiederum Zirkone ohne Zonierung, da sie altersmäßig in etwa KS 158/1 und KS 158/4 entsprechen. Das mittlere Alter homogen zonierter Zirkone schwankt zwischen 450 ± 21 und 488 ± 19 Ma. Die hohen Alter von KS 158/6 (640 ± 29 Ma) und KS 158/10 (599 ± 21 Ma) deuten auf einen alten Kern hin, wie bei KS 158/2. Da bei den Zirkonen KS 158/6/8/9/10 eine Gesamtevaporation erfolgte, erhalten wir bei eventuell vorhandener Zonierung ein jüngeres Mischalter.

Die Abb. 9B zeigt, daß bis auf eine Ausnahme (KS 161/3) bei allen Zirkonen dieser Probe mindestens zwei Evaporations-schritte durchgeführt werden konnten. Auffallend für die komplette Zirkonserie KS 161 sind die hohen Alter der Zirkone. Die homogenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter variieren zwischen 602 ± 12 und 697 ± 11 Ma. Die relativ einheitlichen hohen Alter (655–697 Ma) der Zirkone KS 161/1/3/5 ohne erkennbare Zonierung zeigen das Bildungsalter der Zirkone ohne Überprägung an. Das leicht jüngere Alter des Zirkons KS 161/4 könnte sich durch Bleiverlust aufgrund einer leichten Metamorphose und/oder der geringen Größe des Zirkons deuten lassen.

Nachdem die Zirkone aus den Proben des Diabas-zuges von Eisenkappel (KS 158 und KS 161) wider Erwarten sehr hohe Alter ergaben, wurden zum Vergleich Zirkone aus dem datierten Flysch südlich der PAN mit der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode gemessen. Die Zirkone aus dem Eisenkappeler und dem Seeberger Paläozoikum zeigen ein interessantes Altersspektrum (Abb. 9C). Es besteht nur aus zwei Altern. Auffallend ist der Zirkon KS 167/1, der mit 1685 ± 10 Ma ein mittelproterozoisches Alter zeigt. Die restlichen Zirkone zeigen dagegen die jüngsten Alter, die zwischen 349 ± 20 Ma und 376 ± 17 Ma liegen.

6. Potentielle Liefergebiete und paläogeographische Schlußfolgerungen

Obwohl die wenigen Altersbestimmungen keinen Anspruch auf eine repräsentative Erfassung der Alter klastischer Zirkone in den drei Flysch-Streifen haben, versuchen wir, die Ergebnisse im Vergleich mit anderen radiometrischen Datierungen aus den Alpen zu diskutieren.

Aus Abb. 9 ist ersichtlich, daß vier Altersgruppen auftreten, und zwar ein mittelproterozoisches Alter (1685 Ma), mehrere Alter, die einem pan-afrikanischen Ereignis zuzuordnen sind (700 bis 600 Ma), einige kaledonische Alter (500 bis 450 Ma) und einige früh-variskische Alter (340 bis 380 Ma). Die Alter werden als magmatische Kristallisationsalter vorwiegend saurer Plutonite interpretiert.

Mittelproterozoische und ältere orogene Ereignisse sind aus den Alpen von vielen Stellen bekannt. So sind beispielsweise anhand von Ionensonden-Messungen an Zirkonen aus retrograd überprägten Eklogiten des Gotthard-Massivs Alter von 3170, 2670, 2450 und 1270 Ma, aus Peridotit-führenden Gneisen der Adula-Decke solche von 1720 Ma und von Glimmerschiefern und Gneisen der Ostalpen solche von 2015 und 1200 Ma bekannt geworden (GEBAUER, 1993; NEUBAUER & FRISCH, 1993). Das mittelproterozoische Alter eines Zirkons aus dem Hochwipfelflysch des Seeberger Paläozoikums ist insofern nichts Unge-

wöhnliches, läßt sich aber nicht unmittelbar mit einem bestimmten Herkunftsgebiet in Verbindung bringen.

Alter, die dem pan-afrikanischen Ereignis zuzuordnen sind, zeigen Zirkone, die in den Grauwacken des Diabas-zuges von Eisenkappel vorkommen. Solche und auch etwas jüngere Zirkon-Alter sind im Kristallin der Ost- und Zentralalpen ebenfalls weit verbreitet und finden sich u.a. im Ötztalkristallin (SÖLLNER & HANSEN, 1987), im Silvrettakristallin (MÜLLER et al., 1995), in Metadaziten und Amphiboliten des Penninikums (QUADT, 1989; VAVRA, 1989) und in Paragneisen des Gotthard-Massivs (GEBAUER, 1993). Auffallend ist, daß Zirkone dieses Alters im Hochwipfelflysch südlich der Periadriatischen Naht von uns nicht gefunden wurden.

Zirkone kaledonischen Alters finden sich ebenfalls in den Grauwacken des Diabas-zuges von Eisenkappel. Unter dem Begriff „kaledonisch“ wird hierbei der Zeitabschnitt nach der pan-afrikanischen Orogenese und vor der variskischen Orogenese verstanden, ohne daß damit ein Zusammenhang mit der kaledonischen Orogenese NW-Europas hergestellt werden soll. Es ist hier ein reiner Zeitbegriff. Zirkon-Alter von 500 bis 400 Ma sind in den Alpen nicht ungewöhnlich. Sie finden sich zum Beispiel im Silvretta-Kristallin (GEBAUER, 1993), im Ötztalkristallin (SÖLLNER & HANSEN, 1987), an manchen Stellen im ostalpinen Kristallin östlich des Tauernfensters (NEUBAUER & FRISCH, 1993) und in den Schweizer Zentralalpen (GEBAUER, 1993). Im Hochwipfelflysch südlich der Periadriatischen Naht wurden Zirkone kaledonischen Alters bisher nicht gefunden.

Es wurden nur wenige Zirkone gefunden, die ein oberdevonisches bzw. unterkarbonisches Alter aufweisen (380 bis 340 Ma). Diese kommen ausschließlich im Hochwipfelflysch südlich der Periadriatischen Naht vor. Die Grenze Devon/Karbon wird nach neuesten Untersuchungen bei 354 Ma gezogen (BECKER & KULLMANN, 1996). Somit liegen zwei Zirkon-Alter im Oberdevon und eines im Tournai. Die Zirkone sind in jedem Fall wesentlich älter als der Beginn der Sedimentation des Hochwipfelflysches der Karawanken, der in das Namur A (Serpukhovium) gestellt wird (ca. 320 Ma, KULLMANN & LOESCHKE, 1994).

Solche früh-variskischen Zirkon-Alter sind in den Alpen relativ selten, finden sich aber beispielsweise in den Westalpen (Belledonne-Massiv [GEBAUER, 1993]), in Kristallinschollen an der Basis der Nördlichen Grauwackenzone (NEUBAUER, 1988) und in Amphiboliten des Muriden-Komplexes (NEUBAUER & FRISCH, 1993).

Zirkone jüngeren Alters fehlen in den untersuchten Grauwacken. Insbesondere fehlen Zirkone der in den Alpen weit verbreiteten synkollisionalen Plutonite, die im Oberkarbon auftreten und ein Alter von ca. 300 Ma haben (Aar- und Gotthard-Massiv [GEBAUER, 1993]; Zentralgneise des Tauernfensters, FINGER et al., [1993]; Ostalpinen Kristallin [NEUBAUER & FRISCH, 1993]), da die Schüttung des Hochwipfelflysches älter als der Höhepunkt der Kollision ist. Insofern ist die Deutung, daß der Hochwipfelflysch während der Subduktion in einer dem zentralen Bereich des variskischen Orogens südlich vorgelagerten, tiefseerinnen-ähnlichen Depression abgelagert worden ist, annehmbar (Abb. 3).

Das Alter der Grauwacken des Diabas-zuges von Eisenkappel bleibt aber weiterhin unsicher. Ob die unterschiedliche Zirkon-Führung der drei Flysch-Streifen auf unterschiedliche Sedimentationsalter zurückzuführen ist, bleibt ebenfalls fraglich. Es ist aber immerhin auffallend, daß in den Grauwacken des Diabas-zuges von Eisenkappel

keine oberdevonischen oder unterkarbonischen Zirkone gefunden wurden. Insofern könnten diese Grauwacken etwas älter als der Hochwipfelflysch südlich der Periadriatischen Naht sein und ein eventuell etwas älteres Fazies-Äquivalent des Hochwipfelflysches darstellen.

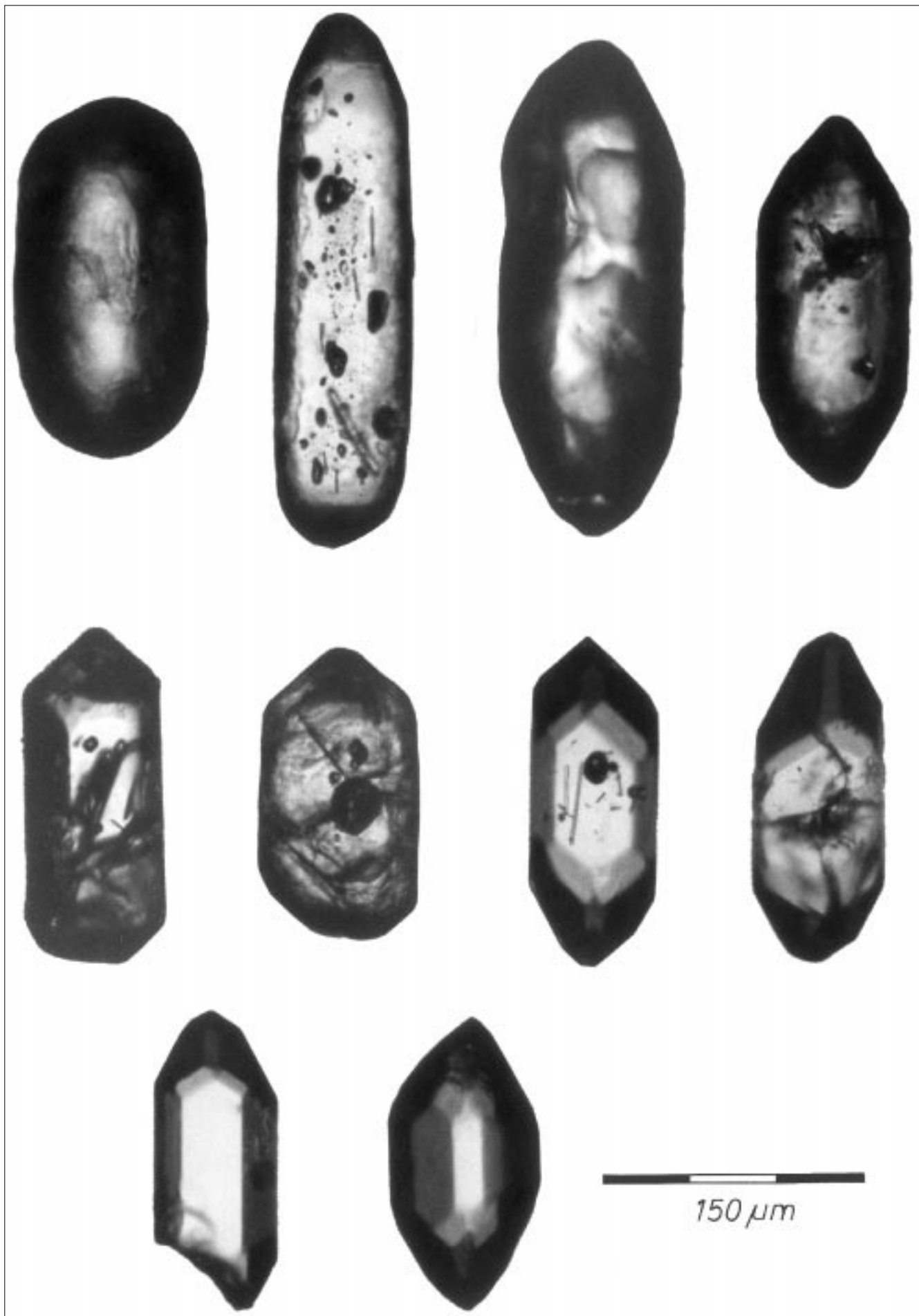
Als Liefergebiet der Zirkone der drei Flysch-Streifen kommt das ostalpine Kristallin durchaus in Frage.

Literatur

- BAUER, F.: Zur Geologie der westlichen Karawanken und zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 289–297, Wien 1984.
- BECKER, R. & KULLMANN, J.: Paleozoic ammonoids in space and time. – In: LANDMAN et al. (Hrsg.): Topics in geobiology, **13** (Ammonoid paleobiology), 711–753, New York (Plenum Press) 1996.
- COCHERIE, A., GUERROT, C. & ROSSI, Ph.: Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: Comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **101**, 131–141, Amsterdam 1992.
- CORRENS, C.W.: Einführung in die Mineralogie. – 458 S., Berlin (Springer) 1968.
- DOE, B.R. & ZARTMANN, R.E.: Plumbotectonics, The Phanerozoic. – Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed., 23–70, New York (Holt, Rinehart and Winston) 1989.
- FAURE, G.: Principles of Isotope Geology. – 589 S., New York (John Wiley & Sons, Inc.) 1986.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B. et al.: The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine batholith. – In: VON RAUMER, J. & NEUBAUER (Hrsg.): Pre-Mesozoic geology in the Alps, 375–391, Berlin (Springer) 1993.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J.: Plattentektonik. – 3. Aufl., 243 S., Darmstadt (Wissenschaftl. Buchges.) 1993.
- GEBAUER, J.: The Pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps – an overview. – In: VON RAUMER, J. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): Pre-Mesozoic geology in the Alps, 93–117, Berlin (Springer) 1993.
- KLEBER, W.: Einführung in die Kristallographie. – 391 S., Berlin (VEB Verlag Technik) 1977.
- KOBER, B.: Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. – Contrib. Mineral. Petrol., **93**, 482–490, Heidelberg 1986.
- KRÖNER, A., BYERLY, G.R. & LOWE, D.R.: Chronology of early Archaean granite-greenstone evolution in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation. – Earth Planet. Sci. Lett., **103**, 41–54, Amsterdam 1991.
- KULLMANN, J. & LOESCHKE, J.: Olistholithe in Flysch-Sedimenten der Karawanken: Die Entwicklung eines aktiven Kontinentrandes im Karbon der Südalpen (Paläozoikum von Seeberg und Eisenkappel / Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **194**, 115–142, Stuttgart 1994.
- KUPSCH, F., ROLSER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. dt. geol. Ges., **122**, 89–96, Hannover 1971.
- LOESCHKE, J., SONNTAG, A. & KULLMANN, J.: Zur Geologie des Koschuta-Zuges südlich von Eisenkappel (Karawanken). – Jb. Geol. B.-A., **139**, 35–43, Wien 1996.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U. & FLISCH, M.: U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. – Geol. Rdsch., **84**, 457–465, Stuttgart 1995.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. – In: VON RAUMER, J. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): Pre-Mesozoic geology in the Alps, 515–536, Berlin (Springer) 1993.
- NEUBAUER, F.: The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 339–349, Zürich 1988.
- PUPIN, J.P.: Zircon and granite petrology. – Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 207–220, Heidelberg 1980.
- PUPIN, J.P.: Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **65**, 29–56, Zürich 1985.
- PUPIN, J.P. & TURCO, G.: Une typologie originale du zircon accessible. – Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallgr., **95**, 348–359, Paris 1972.
- QUADT, A.: Sm-Nd and U-Pb systematics of zircon fractionations, garnet and whole rock amphibolitic rocks of the Tauern Window (Eastern Alps). – Terra Abstracts, **1**, 349, Straßburg 1989.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692, Wien 1985.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B.: „Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 529–569, Wien 1987.
- TESSENSOHN, F.: Eisenkappler und Seeberger Paläozoikum. – In: BAUER, F. et al.: Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil. – 32–45, Geol. B.-A. Wien 1983.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen – Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – Unveröff. Diss. Univ. Tübingen, 170 S., Tübingen 1989.

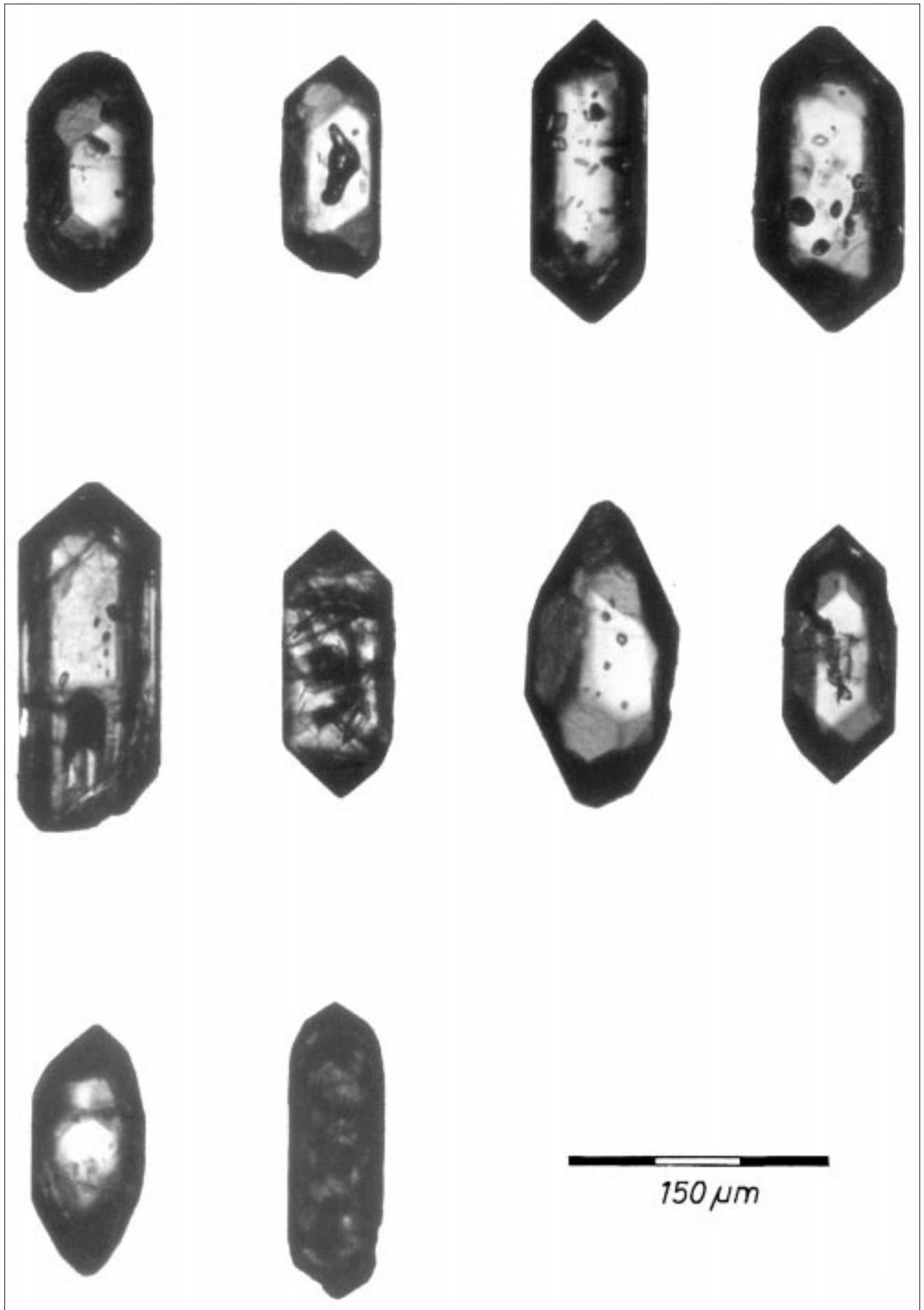
Tafel 1

Externe Zirkontrachten von Zirkonen aus den Grauwacken N der Periadriatischen Naht (Diabaszug von Eisenkappel).



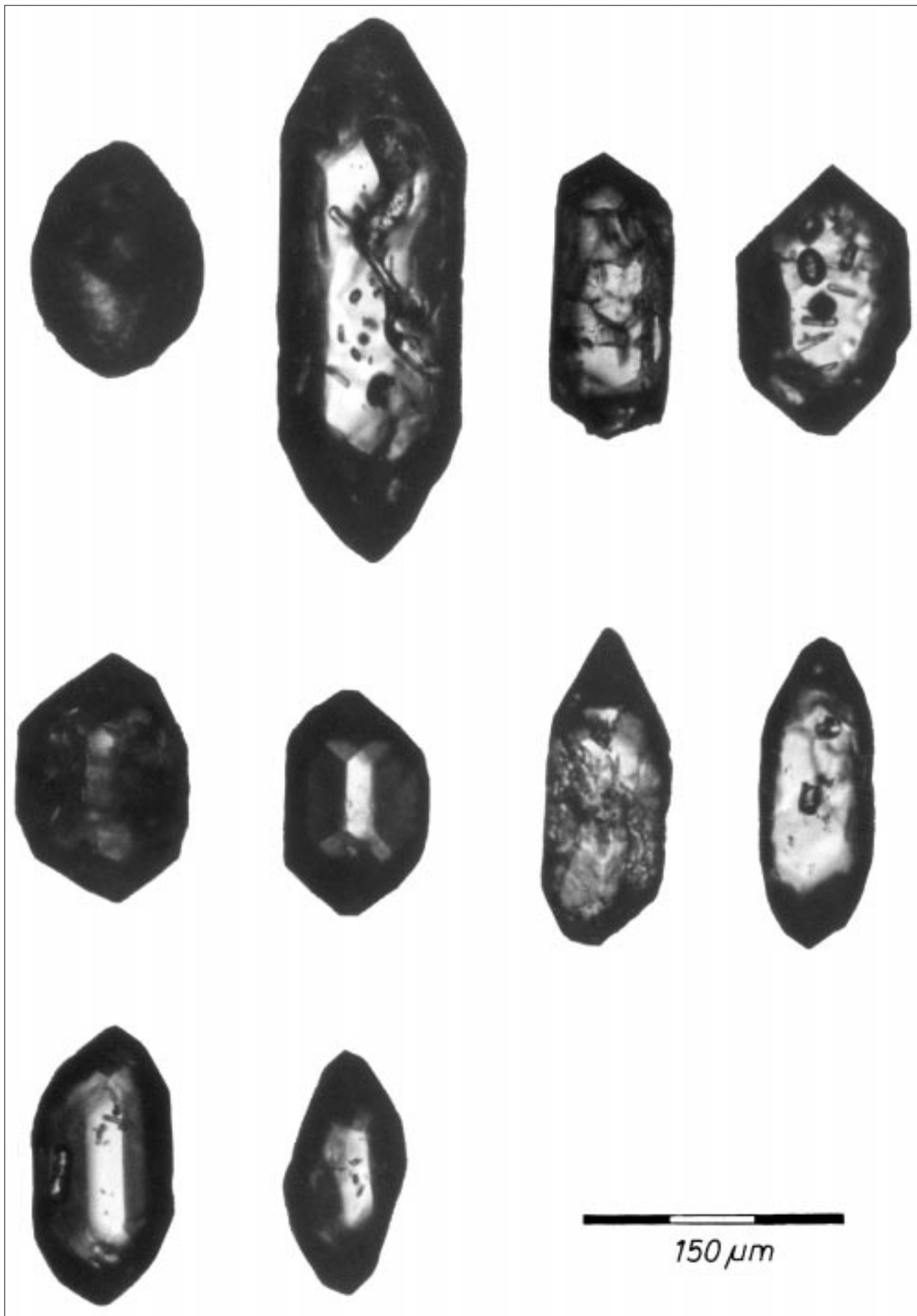
Tafel 2

Externe Zirkontrachten von Zirkonen aus Hochwipfelflysch-Grauwacken
unmittelbar S der Periadriatischen Naht (Eisenkappeler Paläozoikum)



Tafel 3

Externe Zirkontrachten von Zirkonen aus Hochwipfelflysch-Grauwacken
des Seeberger Paläozoikums



Tafel 4

- Nr. 898: Gerundeter „alter“ Kern des P-Typs von steiler (211)-Pyramide umwachsen.
Entwicklungspfad 1a (Seeberger Paläozoikum).
- Nr. 700: Zirkon mit mehreren Wachstumsphasen.
Die Aufnahme zeigt einen Zirkon mit altem Kern des P-Typs. Die flache (101)-Pyramide wird bis zu dem markanten Auflösungssaum steiler. Danach wird der Kern von einem S-Typ-Zirkon umwachsen.
Entwicklungspfad 1a (Diabaszug von Eisenkappel).
- Nr. 688: Gerundeter alter Kern eines gedrungenen S-Typs (S_{13}) umwachsen von steiler (211)-Pyramide (S_7 – S_{17}).
Entwicklungspfad 1b (Diabaszug von Eisenkappel).
- Nr. 908: Durchgängig magmatisch zonierter Zirkon mit steiler (211)-Pyramide.
Entwicklungspfad 2 (Seeberger Paläozoikum).
- Nr. 704: Angebrochener, durchgängig magmatisch zonierter Zirkon des S-Typs.
Im Zentrum des Zirkons ist ein durch die Herstellung des Schlifves entstandener Hohlraum zu erkennen.
Entwicklungspfad 2 (Diabaszug von Eisenkappel).
- Nr. 692: Anatektisch gewachsener Zirkon, ohne erkennbaren detritischen Kern.
Entwicklungspfad 2 (Diabaszug von Eisenkappel).



898

20 μm



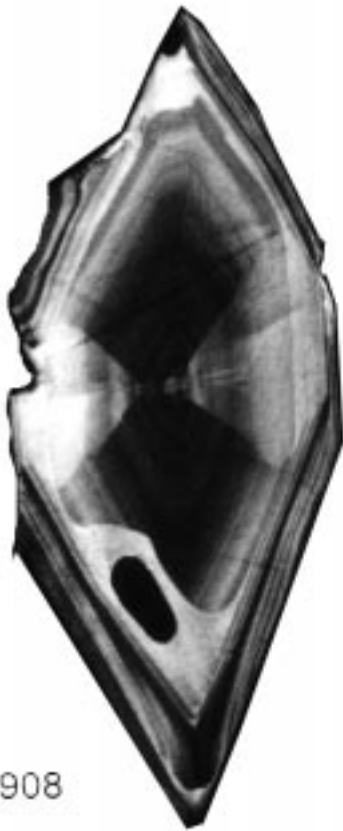
700

40 μm



688

40 μm



908

40 μm



704

40 μm



692

100 μm

Tafel 5

- Nr. 706 und 686: Zirkone mit erster Wachstumsphase als P-Typ, danach Überwachsung durch die steile (211)-Pyramide.
Entwicklungspfad 3 (Diabaszug von Eisenkappel).
- Nr. 904: Zirkon, dessen gesamte Entwicklung durch hohe A-Indizes geprägt ist.
Es tritt ausschließlich die flache (101)-Pyramide auf.
Entwicklungspfad 4 (Seeberger Paläozoikum).
- Nr. 141: Extern nicht bestimmbarer Zirkon, intern durchgehende hohe A-Indizes.
Entwicklungspfad 4 (Diabaszug von Eisenkappel).
- Nr. 708: Durchgehende magmatische Zonierung des P-Typs, extern stark angebrochen bzw. angelöst.
Entwicklungspfad 4 (Diabaszug von Eisenkappel).
- Nr. 159: Zirkon mit mehreren Wachstumsphasen.
Innen zeigt sich die flache (101)-Pyramide, die nach außen hin von verschiedenen S-Typen umwachsen wird, allerdings nur auf einer Pyramidenseite. Die zweite Pyramide ist durchwegs vom P-Typ gekennzeichnet. Auch hier ist die externe Zirkontracht nicht mehr erkennbar. Dieser Zirkon ist asymmetrisch gewachsen und läßt sich deshalb nicht in die Kategorien der Abb. 7 einordnen (Diabaszug von Eisenkappel).



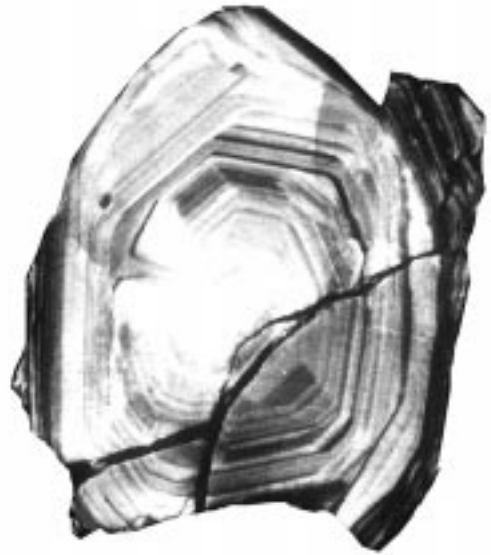
706

40 μm



686

40 μm



904

40 μm



141

40 μm



708

40 μm



159

100 μm