Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria
ISSN-Print: 3061-0427 // ISSN-Online: 3061-0435 | Band 1 | 2023 & 2024 | S. 81–127 | Wien, 2024

Datierung von Granat: Neue Samarium–Neodym-Daten aus den Ost- und Südalpen mit Diskussion spezieller Aspekte der Granat-Chronometrie

Martin Thöni*

21 Abbildungen, 5 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
172 Weißkugel / NL 32-06-02 Pfunds / NL 32-06-03 Vent
173 Sölden / NL 32-06-04 Sölden
174 Timmelsjoch / NL 32-06-09 Schlanders / NL 32-06-10 Meran
105 Neunkirchen / NL 33-03-07 Neunkirchen / NL 33-03-13 Aspang Markt
187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal /
188 Wolfsberg / NL 33-05-02 Althofen
205 Sankt Paul im Lavanttal / NL 33-05-10 Eibiswald

Geochronologie
Granatdatierung
Sm–Nd-, Lu–Hf-Methode
Ötztalkristallin
Dervio-Olgiasca-Zone
Koralpe
Schneeberg–Texel-Komplex
Eoalpiner Hochdruckgürtel

Inhalt

Zusammenfassung . . . 82
Abstract . . . 82
Einführung . . . 82
Analytik . . . 83
Neue Sm–Nd-Daten aus den Ost- und Südalpen . . . 83
Variszische Regionalmetamorphose im westlichen Ötzalkristallin (Melagtal/Langtaufers) (Südtirol) . . . 83
P–T-Pfad der mineralreichen Paragneise und Glimmerschiefer . . . 84
Sm–Nd-Daten: Zeitlicher Ablauf der Metamorphose in den Paraserien des Melagtales . . . 85
Permisch-triadisches HT/LP-Ereignis im ostalpinen und südalpinen Kristallin: Pegmatitbildung und Magmatismus . . . 87
Pegmatite/Pegmatoide der Dervio-Olgiasca-Zone, Lago di Como, Südalpen (Italien) . . . 87
Neue Sm–Nd- und Rb–Sr-Daten vom Lago di Como . . . 87
Außergewöhnliche Pegmatit-Granate der südlichen Koralpe (Steiermark): Sm–Nd-Systematik, Alterszonierung und Dauer der Pegmatitbildung . . . 90
Einzelkristalle und Magnetfraktionen . . . 91
Einblick in die Alterszonierung mittels Magnetfraktionen . . . 93
Dauer der Pegmatit bildenden Phase . . . 93
Permischer Magmatismus: Sm–Nd-Daten permischer Intrusiva . . . 94
Brixner Granodiorit – Kontaktzone (Italien) . . . 94
Olivin-Gabbro von Kirchschlag/Wechsel (Niederösterreich) . . . 94
Südliche Ötztaler Alpen. Alte und neue Daten zur polyphasen Entwicklung und Überlegungen zu Exhumationsmodellen des Schneeberg–Texel-Komplexes (Italien) . . . 95
Historische Betrachtung . . . 95
Geochronologie, P–T-Verhältnisse und Exhumation in Texel- und Schneeberg-Komplex . . . 96
a) Polymetamorphose im Texel-Komplex . . . 96
b) Kretazische HP-Metamorphose im Texel-Komplex . . . 98
„Robuste“ geochronologische Systeme: Wie alt ist der Druck-Höhepunkt in Schneeberg- und Texel-Komplex? . . . 99
Schneeberg-Komplex (Monteneve) . . . 100
Schneeberg–Texel-Komplex: Exhumationsmodelle . . . 102
Das Westende des Schneeberg–Texel Hochdruck-Keils: Wo ist die Anbindung? . . . 103
Exhumiert die Vinschgauer Scherzone den Texel-Komplex? . . . 105
Granatdatierung: Potenzial und Herausforderungen – eine kritische Betrachtung anhand von Beispielen . . . 107
Potenzial des Sm–Nd-Systems . . . 107
Datierung von Granat . . . 108

* Martin Thöni: Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, UZA 2, Josef-Holaubek-Platz 2, 1090 Wien. martin.thoeni@univie.ac.at

Sm–Nd versus Lu–Hf – zwei unterschiedliche, aber komplementäre Methoden für die Datierung von Granat . . . 108
Geochemisch bedingte Einschränkungen und analytische Hürden. Probenreinheit, Mikroeinschlüsse und die Eignung von Granatseparaten für Bulk-Multigrain-Isotopenanalytik (BMIA) . . . 108
Nd-Konzentration und P/D-Verhältnisse in Granat . . . 110
Genauigkeit versus Präzision: Kristallinterne Alterszonierung und Abschätzung der Wachstumsdauer von Granat . . . 112
Sm–Nd- versus Lu–Hf-System in Granat: Robustheit und Schließtemperaturen . . . 114
Granatdatierung in Hochdruck-Gesteinen: Das „Eoalpine Zeitfenster" im EHB der Ostalpen . . . 116
Pohorje (Bachern) (Slowenien) . . . 116
Koralpe (Steiermark) . . . 117
Sieggraben (Niederösterreich/Burgenland) . . . 118
Saualpe (Kärnten) . . . 118
Schobergruppe (Osttirol) . . . 120
Kreuzeckgruppe (Osttirol und Kärnten) . . . 120
Schneeberg–Texel-Komplex (Südtirol, Italien) . . . 120
Regionalgeologische und allgemeine Schlussfolgerungen . . . 121
Dank . . . 122
Literatur . . . 122

Zusammenfassung

Neue, bisher nicht oder nur in Kurzform (Tagungsabstracts, Posterpräsentationen, Kurzberichten) publizierte Samarium–Neodym-Altersergebnisse/Isotopendaten aus verschiedenen Gebieten der Ost- und Südalpen werden hier vorgestellt und deren geologische Bedeutung im Kontext der bekannten regionalen geodynamischen Ereignisse diskutiert.

Die neuen Datensets umfassen Probenmaterial zur (i) variszischen Regionalmetamorphose im westlichen Ötztalkristallin (Melagtal), (ii) zur permotriadischen Krustenextension und Pegmatitbildung (Orobische Alpen; Koralpe) und zu Magmatismus (Brixner Granodiorit, Olivin-Gabbros von Kirchschlag) sowie (iii) zum kretazischen (Eoalpinen) Subduktions-/Exhumationspfad und HP-Ereignis im Südabschnitt der westlichen Ostalpen (Texel–Schneeberg-Komplex im südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin).

Anschließend werden die geochronologischen Daten vom allgemeinen und methodisch-isotopenanalytischen Standpunkt bewertet und diskutiert. Die Datierung von Granat mit der Samarium–Neodym-Methode (Sm–Nd) und ihr Vergleich mit dem Lutetium–Hafnium-Zerfallssystem (Lu–Hf) stehen im Vordergrund und der neueste Forschungsstand rund um die Mineraldatierung im Eoalpinen Hochdruckgürtel (EHB) der Ostalpen wird dabei besonders berücksichtigt. Das Hauptaugenmerk der Diskussion betrifft einerseits die geochronologische Aussagekraft von Einzeldaten, andererseits die isotopengeochemisch-geochronologische Robustheit der Sm–Nd-Methode im Allgemeinen. Spezielle Aspekte der Datierung von Granat mit der Sm–Nd-Methode werden besonders angesprochen.

Dating garnet: New Sm–Nd data from the Eastern and the Southern Alps with discussion of some special aspects for garnet chronometry

Abstract

This study presents new samarium-neodymium (Sm–Nd) geochronological/isotopic data from the Eastern and the Southern Alps, and their geological significance is discussed within the framework of known regional geodynamic events. Some of these data have previously been presented, in reduced form, e.g. as abstracts, or poster presentations at meetings.

The new dataset includes samples related (i) to the Variscan metamorphism in the western Ötztal basement (Melag Valley), (ii) to Permian–Triassic crustal extension and pegmatite formation (Orobic Alps, Koralpe) and to Permian magmatism (Brixen granodiorite, olivine-gabbros of Kirchschlag), and (iii) the Cretaceous (Eoalpine) subduction-exhumation event and related eclogite-facies metamorphism in the south-western part of the Eastern Alps (Texel–Monteneve Complex of the southern Ötztal-Stubai crystalline basement).

The geochronological data are then evaluated and discussed, from a more general, methodological and isotope analytical viewpoint. A principal issue is dating garnet by the Sm–Nd method and the comparison of this tool with results related to the lutetium-hafnium (Lu–Hf) decay system, thereby considering, and focussing on the most recent geochronological data from the Eoalpine high-pressure belt (EHB) in the Eastern Alps. The main concern of the discussion is the geochronological significance of individual data, but also the isotope geochemical and geochronological robustness of the Sm–Nd system in general. Special aspects of garnet dating by the Sm–Nd method are addressed as well.

Einführung

In der Frühphase der geochronologischen Erforschung der Ostalpen, bis etwa um die Mitte der 1980er Jahre, blieben die analytischen Möglichkeiten für die Mineraldatierung im Wesentlichen auf die konventionelle Kalium–Argon- (K–Ar) und die Rubidium–Strontium-Methode (Rb–Sr) sowie auf die Uran–Blei-Analyse (U–Pb) von Mehrkorn-Präparaten (multigrain) für Zirkon beschränkt (FRANK et al., 1987a). In den darauffolgenden drei bis vier Jahrzehnten kamen jedoch, mit rasant fortschreitender Entwicklung von Mikroanalytik und Multikollektor-Massenspektrometrie, weitere Methoden bzw. Zerfallssysteme für die Altersdatierung und Spurenelement-Isotopenanalytik zum Einsatz, die neue Perspektiven der zeitlichen Eingrenzung geologischer Prozesse ermöglichten und so die Kenntnis der geologischen Entwicklung des alpinen Orogens in Zeit und Raum deutlich verbessern konnten.

In der vorliegenden Publikation werden neue Sm–Nd-Isotopendaten aus den Süd- und Ostalpen vorgelegt. Etliche dieser geochronologischen Daten, die bis jetzt nur als „Alterszahlen in Kurzform" (etwa in Tagungsabstracts) in der Literatur aufscheinen, werden hier als vollständige analytische Datensets, teilweise auch in Verbindung mit schon früher publizierten Ergebnissen, tabellarisch und/oder in Korrelationsdiagrammen dargestellt. Hauptziel ist, die vollständigen analytischen Ergebnisse, samt methodischer Querverbindung und geologischer Interpretation, einem breiten interessierten Publikum zugänglich zu machen.

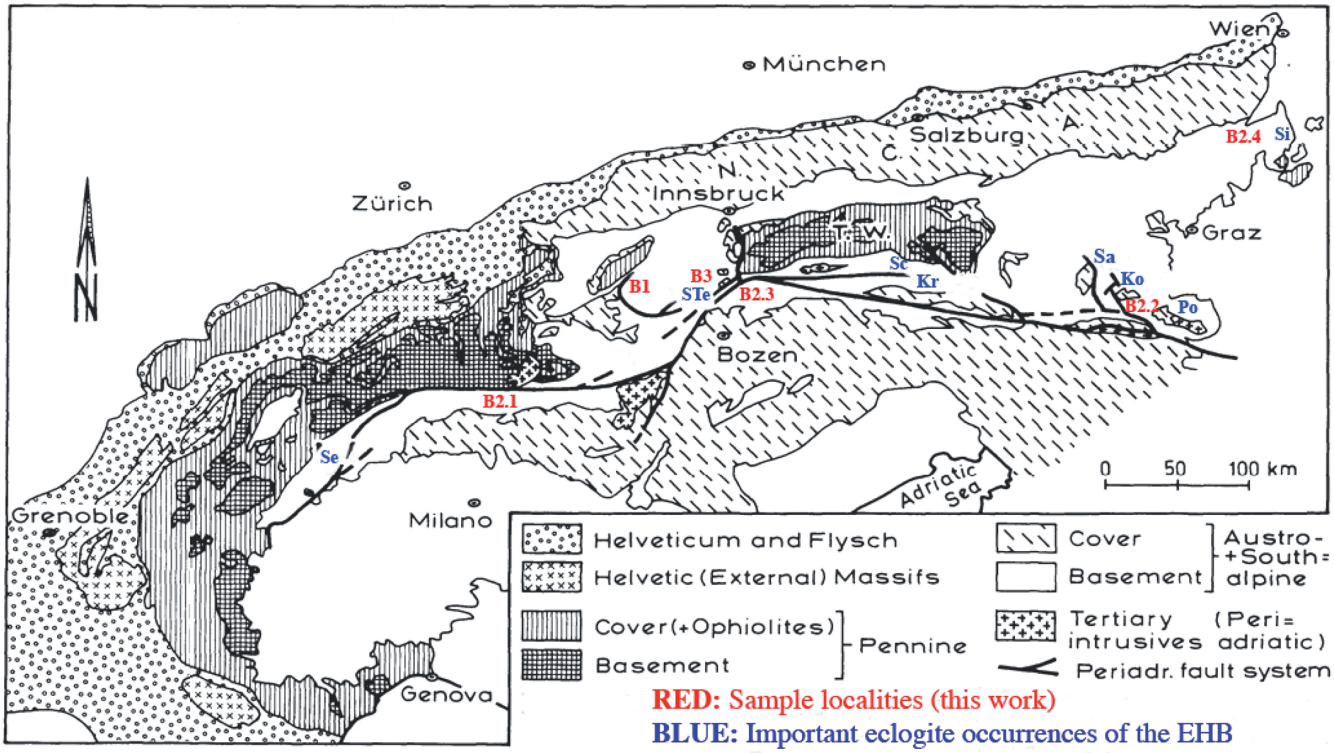


Abb. 1.
Lokalisierung der in der vorliegenden Arbeit behandelten Gebiete bzw. Probenfundpunkte. In Rot: B1: W Ötztal/Melagtal; B2.1: Piona-Olgiasca/Lago di Como; B2.2: S Koralpe; B2.3: Brixen Kontaktzone; B2.4: Kirchschlag/Wechsel; B3: S Ötztal, Schneeberg-Texel. In Blau wichtige Abschnitte im Eoalpinen Hochdruckgürtel (EHB); Po: Pohorje; Ko: Koralpe; Sa: Saualpe; Si: Sieggraben; Sc: Schober; Kr: Kreuzeck; STe: Schneeberg-Texel; Se: Sesia (Monte Mucrone). Karte aus THÖNI & JAGOUTZ (1993).
Localisation of study areas and sample sites from the present publication. In Red: B1: Western Ötztal/Melag valley; B2.1: Piona-Olgiasca/Lago di Como; B2.2: Southern Koralpe; B2.3: Brixen granodiorite, contact metamorphic zone; B2.4: Kirchschlag/Wechsel; B3: Southern Ötztal, Monteneve-Texel. In Blue, important sections of the eo-Alpine high-pressure belt (EHB); Po: Pohorje; Ko: Koralpe; Sa: Saualpe; Si: Sieggraben; Sc: Schober; Kr: Kreuzeck; STe: Monteneve-Texel; Se: Sesia (Monte Mucrone). Map from: THÖNI & JAGOUTZ (1993).

Die neuen, im Folgenden beschriebenen Sm–Nd-Datensets aus verschiedenen Gebieten (Abb. 1, Tab. 1–5) betreffen bekannte geodynamische „Events“ aus den Ost- und Südalpen: variszische, permisch-triadische und Eoalpine geodynamische Ereignisse bzw. Metamorphoseprozesse. Den geochronologischen Anforderungen entsprechend, steht dabei deren zeitliche Ausdehnung („Dauer“) bzw. die Validität der Altersdaten grundsätzlich im Vordergrund der Diskussion. Sie berührt zwei allgemeine Aspekte in der Geologie von Metamorphiten: (1) die Zeitdauer für mineralbildende Prozesse bzw. die Kristallisationsdauer für Einzelkristalle (Granat), und (2) das mehr oder weniger resistente Verhalten der Isotopensysteme bei erneuter Temperatureinwirkung bzw. die Retentivität des für die Datierung wichtigen Minerals Granat im Zuge von Überprägungsprozessen.

Analytik

Methodisch gelten für alle Datensätze in der vorliegenden Arbeit die Analysetechniken, Konstanten, Standardreferenzen und Rechenverfahren, wie zuletzt in THÖNI et al. (2012: 101) für das Labor für Geochronologie, Zentrum für Erdwissenschaften, Universität Wien, im Detail beschrieben. Die Isochronen-Regressions-Altersberechnung basiert ausschließlich auf dem Programm *isoplot.3.00* (LUDWIG, 2003).

Abkürzungen, die sowohl im Text als auch auf Abbildungen und Tabellen häufig verwendet wurden:

Grt = Granat; wr = Gesamtgestein (whole rock); Omp = Omphazit; BMIA = Bulk Multigrain Isotope Analysis (Standard Mehrkorn-Isotopenanalyse-Technik); ID-TIMS = Isotopenverdünnungsmethode (in Verbindung mit) Thermionen-Massenspektrometrie (Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry); P/D = Parent/Daughter (radioaktive Mutter/radiogene Tochter, bzw. deren Isotopenverhältnis); MF = Magnetfraktion; R = Residuum (Residualanteil, der durch Säurebehandlung gereinigte Granat); L = Leachate (die durch Säureeinwirkung gelösten Fremd-Einschlüsse); hp = handpicking (optisch-händische Separation unter dem Binokular); xx = Einzelkristall; EHB = Eoalpiner Hochdruckgürtel.

Neue Sm–Nd-Daten aus den Ost- und Südalpen

Variszische Regionalmetamorphose im westlichen Ötzalkristallin (Melagtal/Langtaufers) (Südtirol)

Das Melagtal zweigt östlich des Reschensees beim Weiler Melag (1.915 m) als letztes orographisch rechtes Seitental von Langtaufers in nördliche Richtung ab (ÖK50 Blätter NL 32-06-02 Pfunds und NL 32-06-03 Vent). Im oberen

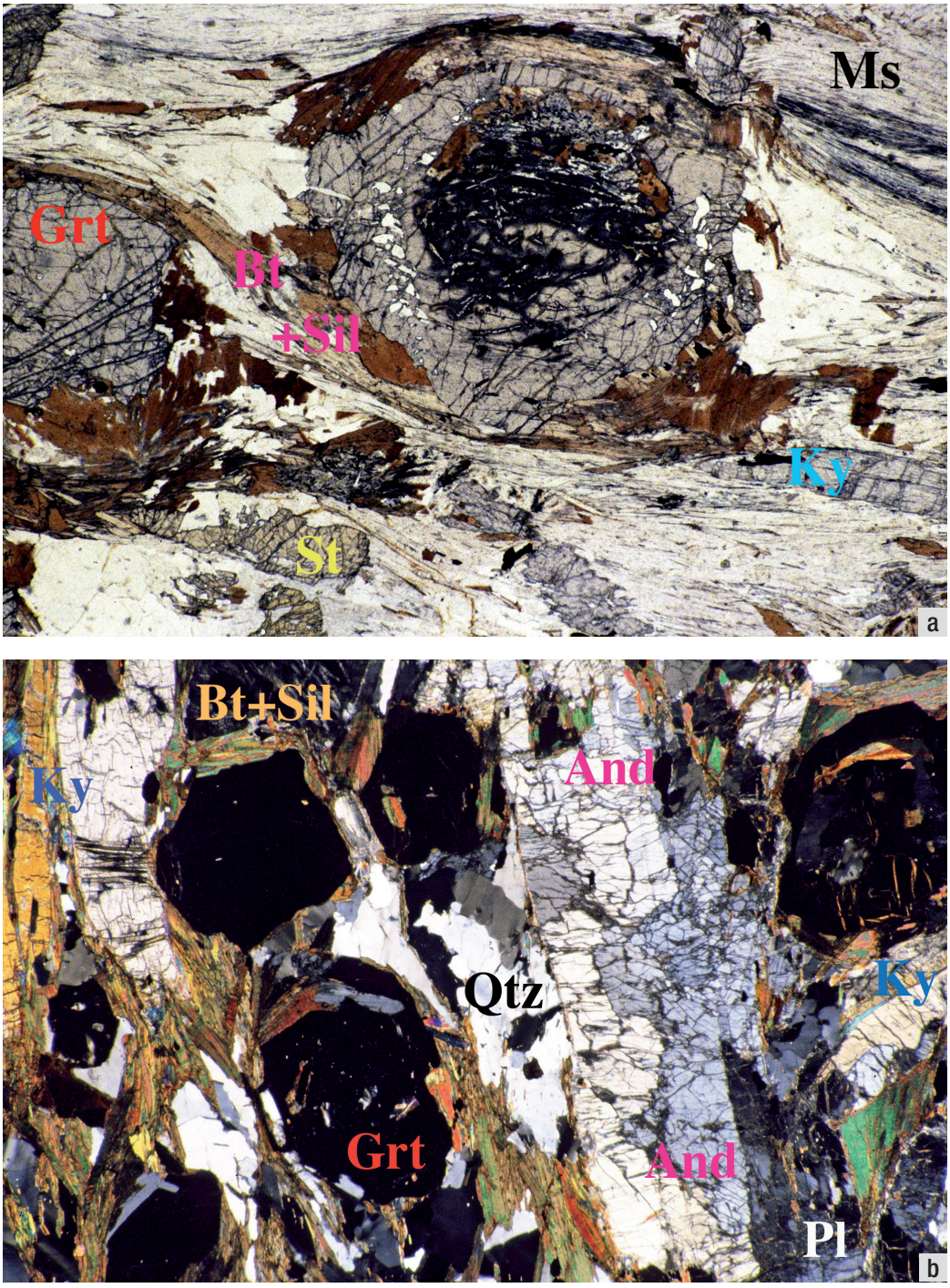


Abb. 2.
a) Dünnschliffbild (Durchlicht) des St-Ky-Grt-Gneises LM15T06, oberes Melagtal (über Scheibbichl). Die Granate (Grt) zeigen oft stark pigmentierte Kerne, ihre unterschiedlich breiten Ränder sind von Biotit + fibrolithischem Sillimanit gesäumt (Bt + Sil; prograder Granat-Zerfall); St = Staurolith, Ky = Kyanit (Disthen). Die Muskovit-reiche Matrix (Ms) umfließt die relativ früh gebildeten Granate. Bildlänge: ca. 12,5 mm.
b) Dünnschliffbild (gekreuzte Polarisatoren) von And-Sil-Grt-Ky-Gneis LM16T06, oberes Melagtal (über Scheibbichl). Die seltene Paragenese zeigt neben Granat (Grt) alle drei Al_2SiO_5-Modifikationen im Kornkontakt: Ky = Kyanit, And = Andalusit, Sil = Sillimanit (in fibrolithischer Ausbildung) und zusammen mit Biotit (Bt) als Druck-Entlastungs-Produkt des prograden Granatzerfalls gebildet. Pl = Plagioklas, Qtz = Quarz. (vgl. dazu Abb. 4c). Bildlänge: 8 mm.

a) Thin section of staurolite (St) – kyanite (Ky) – garnet (Grt) – gneiss LM15T06 from the upper Melag valley, near Scheibbichl. Garnet often shows strongly pigmented core domains, their variously broad rims are "decorated" with biotite-sillimanite-rich (Bt + Sil) aggregates (prograde decomposition during initial decompression). The muscovite-rich matrix (Ms) indicates early garnet growth. Length of picture: 12.5 mm.
b) Thin section microphotograph (polarized light) of andalusite (And) – sillimanite (Sil) – garnet (Grt) – kyanite (Ky) gneiss LM16T06, upper part of Melag valley (near Scheibbichl). Beside Grt, the exceptional paragenesis shows all the three Al_2SiO_5 modifications: Ky, Sil and And, often in contact with each other. Fibrolithic sillimanite is a product of prograde decomposition of garnet during initial decompression, forming rims of Bt + Sil around relictic garnet. Pl = plagioclase, Qtz = quartz. Length of picture: 8 mm.

Abschnitt, bis zum Grenzkamm zum Kaunertal (Weißseejoch), entwickelt sich das kleine Tal zu einem breiten, weitläufigen Karsystem, dessen anstehender Gesteinsbestand (samt der auffälligen Verfüllung mit Grobblockschutt) eine komplexe, polyphase Deformationsgeschichte in mineralreichen Paragneisen, und untergeordnet Glimmerschiefern, aufschließt. Diese Abfolge beinhaltet einige der am besten erhaltenen metamorphen Paragenesen im voralpinen Grundgebirge der gesamten Alpen. Als seltene Besonderheit dieser mineralreichen Paragneise darf neben der reichen Staurolith- und Granatführung das wiederholte, bis in den Kornkontakt reichende gemeinsame Auftreten der drei Alumosilikate Kyanit, Sillimanit und Andalusit gelten (Abb. 2b).

P–T-Pfad der mineralreichen Paragneise und Glimmerschiefer

Geothermobarometrische Untersuchungen dieser amphibolitfaziell geprägten Metasedimente (Pelite) entlang der italienisch-österreichischen Staatsgrenze durch Tropper & Hoinkes (1996) ergaben P–T-Bedingungen von 570–640 °C, bei Drücken von 0,58–0,75 GPa. Die Berechnungen wurden für die Paragenese Granat–Staurolith–Kyanit–Sillimanit ± Andalusit–Biotit–Muskovit–Plagioklas durchgeführt; sie gelten nach der Interpretation der Autoren für die Granatränder und unter der Annahme, dass Kyanit die Alumosilikatmodifikation der Gleichgewichtsparagenese darstellt. Dies wird durch mineralchemische und texturelle Beobachtungen bzw. durch folgende Hinwei-

se für Ungleichgewichtszustände gestützt: (a) Durch die deutliche, nicht sprunghafte („glockenförmige“) Zonierung von Granat, mit höheren Ca- und Mn-Gehalten gegenüber niedrigeren Fe- und Mg-Gehalten im Kern, verglichen mit den meist breiten Rändern der mm-großen Granate; (b) durch Einschlüsse von Kyanit und fibrolithischem Sillimanit in porphyroblastisch ausgebildetem Andalusit; (c) durch den stufenweisen Abbau von Granat zu Biotit + Fibrolith, was schließlich zur vollständigen Pseudomorphosenbildung führt (Abb. 2a, b). Weiters leiten die Autoren aus ihren Untersuchungen ein prograde Granatwachstum bei steigenden Temperaturen, aber fallenden Drücken, sowie *P–T*-Bedingungen für den Granatzerfall von 630–530 °C bei Drücken von 0,57–0,35 GPa, ab. Andalusit markiert schließlich das letzte wichtige Entwicklungsstadium entlang dieses als monophas einzustufenden variszischen Metamorphosepfades (TROPPER & HOINKES, 1996) (Abb. 2a, b).

Sm–Nd-Daten: Zeitlicher Ablauf der Metamorphose in den Paraserien des Melagtales

Die Verteilung der K–Ar- und Rb–Sr-Alter an Biotit und Muskovit aus den alpidisch kaum thermisch überprägten Abschnitten des nordwestlichen Ötztal-Stubai-Kristallins zeigt, dass der Beginn der regionalen Abkühlung unter 550–500 °C (Schließtemperatur für Hellglimmer im Rb–Sr-System und zugleich der untere T-Bereich für den Granatzerfall zu Biotit + Sillimanit, s.o.) im Zuge der variszischen Metamorphose etwa um 320 Ma anzusetzen ist (THÖNI, 1980b, 1981; HOINKES et al., 1997). Die ersten aus dem oberen Melagtal publizierten Sm–Nd-Daten an Granat fallen mit Werten zwischen 343 ± 3 und 331 ± 3 Ma in eine Zeit, die ein Ende der prograden variszischen Regionalmetamorphose bald nach 330 Ma vor heute vermuten lässt (SCHWEIGL, 1995; HOINKES et al., 1997).

In Tabelle 1 sind alle bisher an Gesteinen des Melagtals durchgeführten Sm–Nd-Ergebnisse angeführt, die Liste schließt jene Analysen ein, die schon in HOINKES et al. (1997) publiziert worden waren. Die neuen Ergebnisse in Tabelle 1 untermauern die oben erwähnte Vorstellung zur Entwicklung, indem sie die mineralchemisch gut belegte Granatzonierung von TROPPER (1993) jedenfalls grundsätzlich bestätigen. Dennoch können klare Aussagen zur effektiven Dauer der Granatkristallisation in der gesamten Kristallinserie nur ansatzweise gemacht werden; noch detailliertere Sm–Nd-Analytik an eng „geschnittenen“ Magnetfraktionen von Granat aus gezielt ausgewählten, chemisch-texturell aussagekräftigen Einzelproben wäre notwendig, um diesbezüglich eine noch konzisere Schlussfolgerung ziehen zu können. In Verbindung mit den texturellen, mineralogischen und mineralchemischen Informationen erlauben die neuen Isotopendaten (Tab. 1) jedoch die folgenden generalisierenden Aussagen.

Sample/lithology	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr/L age*	*ε(t)Nd*
New data							
LM15T06 wr (St-Ky-Grt-gneiss)	9,97	55,28	0,1090	0,511859	0,000002		
Grt	1,19	0,524	1,3754	0,514513	0,000010	320,1 ± 3,6	-11,6
Grt R (H_2SO_4)	1,20	0,432	1,6835	0,515265	0,000050	330,4 ± 5,9	-11,5
L (H_2SO_4)	6,64	30,46	0,1318	0,511945	0,000009	326,8 ± 6,0	-10,8
LM16T06 wr (And-Sil-Grt-Ky-gneiss)	10,13	54,28	0,1128	0,511878	0,000002	319,6 ± 3,7 (n = 4)	-11,4
Grt 1MF	1,93	3,24	0,3603	0,512394	0,000005	318,5 ± 5,7	-11,4
Grt 2MF	2,04	3,77	0,3268	0,512330	0,000006	322,7 ± 6,7	-11,3
Grt 2MF R (H_2SO_4)	1,84	3,00	0,3701	0,512415	0,000005	318,6 ± 5,6	-11,4
99T18L Grt1 R (dark micaschist)	1,60	3,77	0,2567	0,512201	0,000008	342 ± 18	-11,1
„ L (H_2SO_4)	2,24	8,33	0,1625	0,511990	0,000004		
91T23 wr	10,64	58,76	0,1095	0,511936	0,000002		
Grt	2,27	3,14	0,4369	0,512640	0,000003	328,1 ± 4,6	-10,0
Data published in: HOINKES et al. (1997)							
S9124E wr	*10,08*	*55,53*	*0,1097*	*0,511888*	*0,000010*		
Grt	*1,86*	*1,91*	*0,5906*	*0,512929*	*0,000014*	*330,7 ± 3,4 (n = 3)*	*-10,9*
S9124D Grt	*2,13*	*6,53*	*0,1974*	*0,512077*	*0,000008*		
90T79 wr	*8,09*	*45,89*	*0,1065*	*0,511850*	*0,000007*		
Grt	*2,55*	*5,05*	*0,3052*	*0,512285*	*0,000008*	*334,4 ± 4,8*	*-11,5*
91T32 wr	*9,08*	*49,71*	*0,1104*	*0,511867*	*0,000008*		
Grt	*3,47*	*2,57*	*0,8149*	*0,513450*	*0,000020*	*343,2 ± 3,0*	*-11,2*
T1264 wr	*7,21*	*40,02*	*0,1089*	*0,511872*	*0,000004*		

Tab. 1.
Sm–Nd-Daten von St-Ky-Sil-And-Gneisen und Granatglimmerschiefern, Melagtal/Langtaufers (westliches Ötztalkristallin).
Sm–Nd data from St-Ky-Sil-And-gneiss and garnet-mica-schist, Melagtal/Langtaufers (western Ötztal Basement).

Abb. 3.
Bis 1 m mächtiger, spät-/postvariszischer Quarzgang durchschlägt diskordant die polymetamorphen Paragneise im oberen Melagtal. Standpunkt: westliches Schönkar (2.820 m), mit Blickrichtung Norden, auf den Gipfel des Glockhauser (3.021 m).
An up to 1 m thick quartz vein, discordantly cutting the polymetamorphic paragneisses in the high Melag valley. Location: Western side of Schönkar (2,820 m a.s.l.), view towards the peak of Glockhauser (3,021 m a.s.l.) to the north.

Unter Einbeziehung der Fehlergrenzen reicht der gesamte erfasste Zeitraum von 343 ± 3 bis 320 ± 4 Ma, die Granatkristallisation in den Metapeliten des oberen Melagtales erstreckt sich somit über 20–30 Millionen Jahre (Abb. 4a). Die sieben analysierten Proben aus dieser Serie mit sehr ähnlicher, krustaler Nd-Isotopencharakteristik (εtNd: -11) umfassen die beiden Hauptlithologien der Metapelite, nämlich Granatglimmerschiefer und alumosilikatreiche Paragneise mit deutlich unterschiedlicher Erhaltung der früh-metamorphen Paragenese; das kann u.a. am sehr unterschiedlich weit fortgeschrittenen prograden Granat-Zerfall zu Biotit + Fibrolith beobachtet werden.

Als eine Schlüsselprobe kann der Andalusit führende Grt-Ky-And-Sil-Gneis LM16T06 gewertet werden. Mit einem Mittelwert von 319,6 ± 3,7 Ma (Tab. 1; Abb. 4c) ergibt diese Probe nicht nur das jüngste Alter und dokumentiert so das Endstadium der Metamorphose, sondern die Granatfraktionen dieser Probe liefern (etwa in starkem Gegensatz zu einer räumlich benachbarten „Schwesterprobe“, dem Staurolith-Kyanit-reichen Gneis LM15T06) konsistent niedrige P/D-Verhältnisse, bei relativ hohen Nd-Gehalten von 3–4 ppm (Tab. 1; Abb. 4a–c, 16b), und ein „positiver Effekt“ des durchgeführten Leaching-Experiments an der Granatfraktion Grt 2MF ist so gut wie nicht zu erkennen. Das kann darauf hinweisen, dass hohe Anteile von unradiogenem, „gewöhnlichem“ Neodym (Nd common) nicht in Form solider Mikro-Einschlüsse im Granat vorhanden sind, sondern in anderer Form zugeführt wurden bzw. gebunden sind. Die reproduzierbar niedrigen Sm/Nd-Verhältnisse des Granats dieser Andalusit führenden Probe mögen auf die von Tropper & Hoinkes (1996) dokumentierte Fluidaktivität am Ende des variszischen Metamorphoseereignisses hinweisen, die u.a. zur „Ausfällung“ von Quarzgängen (Abb. 3) und kogenetischer, teilweise spektakulärer Bildung von Andalusit-Großkristallen (wie z. B. nahe Kappler Schwemmsee aufgeschlossen) führte. Dieses Ende der variszischen Metamorphose war im Melagtal offenbar um die Zeit 320 ± 5 Ma erreicht. Dass die regionale Abkühlung in diesem Teil des variszischen Gebirges vor ca. 320–310 Ma einsetzte, ist durch zahlreiche Rb–Sr- und K–Ar-Alter an Hellglimmer und Biotit belegt (Thöni, 1981).

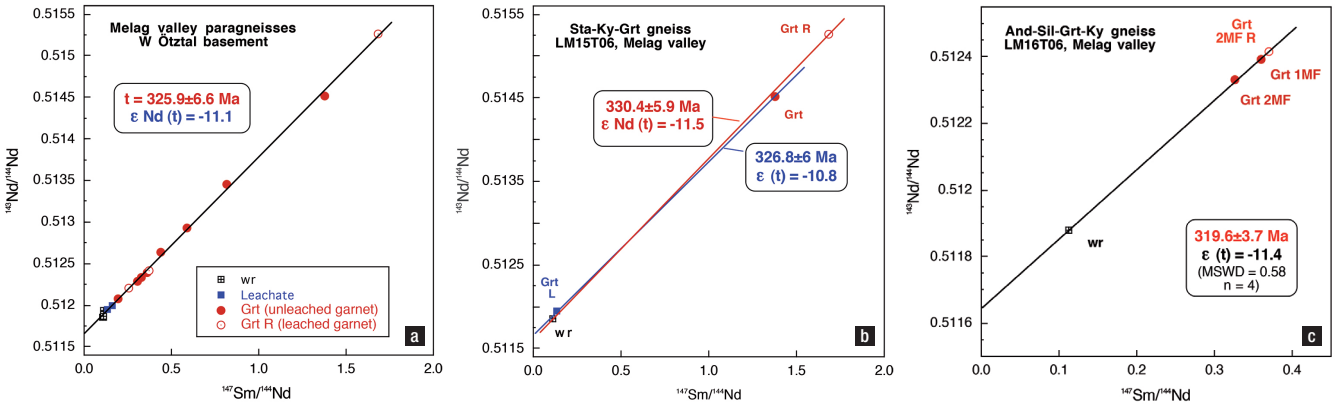


Abb. 4.
Sm–Nd-Altersergebnisse für Granat aus den Paragneisen des Melagtales. Das Diagramm (a) zeigt alle Grt–wr-Analysen, einschließlich der Literaturdaten (Tab. 1). Die mittlere Steigung, entsprechend einem Alter von 326 ± 7 Ma, dokumentiert vermutlich den finalen T-Peak, aber jedenfalls eine Phase der variszischen Metamorphose nach dem Druckhöhepunkt. (b) und (c) zeigen die Einzeldaten für die Gneisproben LM15T06 und LM16T06 separat; auffällig ist die deutlich unterschiedliche Sm–Nd-Systematik dieser beiden „Schlüsselproben“; siehe Text (vgl. Abb. 2a, b).
Sm–Nd isochron plots for garnet and wr samples of the paragneisses from the Melag valley. Plot (a) shows all analyses, including literature data (Tab. 1). The mean slope corresponding to an age of 326 ± 7 Ma probably reflects the T-peak, but in any case a post-P-peak evolutionary stage of Variscan metamorphism. Plots (b) and (c) show the results for the “key” gneiss samples LM15T06 and LM16T06 separately; note the marked difference in Sm–Nd isotope systematics between (b) and (c) (see text for discussion, and Text-Fig. 2a, b).

Permisch-triadisches HT/LP-Ereignis im ostalpinen und südalpinen Kristallin: Pegmatitbildung und Magmatismus

Pegmatite unterschiedlichen Alters sind vor allem im ostalpinen, aber auch im südalpinen Grundgebirge der Alpen weit verbreitet. Einige dieser Vorkommen, wie jene des nördlichen und westlichen Ötztalkristallins (Zwieselbachjoch/Winnebachsee-Gebiet und vom Reschen), gehören der prä-variszischen Entwicklung an (Thöni & Miller, 2004). Nur wenige Pegmatite s.l. sind der Variszischen oder auch der Eoalpinen (kretazischen) Orogenese zuordenbar. Hingegen konnten viele der häufig auf kleine Aufschlüsse, s-parallele Lagen oder auch auf kleinräumige schlierige Auffiederungen beschränkten Vorkommen in den letzten ca. 30 Jahren – vor allem mit Hilfe der Sm–Nd-Datierung der Granate – dem post-variszischen Zeitraum der Permo-Trias zugeordnet werden. Eine permische Metamorphose mit begleitender Pegmatitbildung wurde erstmals auf Basis von Sm–Nd-Granat-Altern (ca. 260–270 Ma) an Glimmerschiefern und Pegmatiten aus dem Wölz-Komplex postuliert (Schuster & Thöni, 1996). Dieser früher auch als „spätvariszisch“ umschriebene Zeitraum wurde in der Folge als ein selbständiges geodynamisches „permo-triadisches Ereignis“ erkannt, charakterisiert durch Krustenextension, Niedrigdruck-Metamorphose (LP/HT) mit Andalusitbildung, begleitendem Magmatismus und mit reger Pegmatitbildung (Thöni & Miller, 2000; Schuster et al., 2001, 2015; Habler et al., 2007; Schuster & Stüwe, 2008; Knoll et al., 2018). Auch etliche der „alten periadriatischen Intrusiva“, wie der Brixner Granit/Granodiorit (Borsi et al., 1972), wurden in diesem Zeitraum gebildet. Das permo-triadische Ereignis wurde in den vergangenen drei Jahrzehnten ostalpenweit nachgewiesen (Schuster & Stüwe, 2008), und es war, wie die folgenden Ausführungen zeigen, auch im kristallinen Sockel der Südalpen massiv wirksam und dort schon lange bekannt (Diella et al., 1992; vgl. Zanchetta et al., 2024).

Pegmatite/Pegmatoide der Dervio-Olgiasca-Zone, Lago di Como, Südalpen (Italien)

Auf der Halbinsel Piona am Nordende des Lago di Como, in der Dervio-Olgiasca genannten Zone, sind ± konkordante, dm- bis Zehnermeter mächtige Pegmatite/Pegmatoide in Sillimanit-Biotit-reiche Granat-Glimmerschiefer des südalpinen Kristallins eingeschaltet. Sanders et al. (1996) publizierten Ergebnisse von Rb–Sr-Datierungen an Muskovit aus diesen Pegmatiten sowie an Biotit der Pegmatit-Nebengesteine. Die Autoren stellen fest, dass das Wachstum von fibrolithischem und prismatischem Sillimanit die Pegmatitbildung überprägt, die Kristallisation der pegmatoiden Schmelzen also zeitlich *vor* der letzten, T-betonten Metamorphose stattgefunden haben muss. Weiters interpretieren sie auf Grund der „einfachen“ Mineralogie, der Gesteinschemie (hoher Al-Gehalt) und der C-reichen Natur der Flüssigkeitseinschlüsse die Gesteine als Produkte lokaler Anatexis, die durch Teilaufschmelzung des metapelitischen Nebengesteins entstanden seien; auch frühere Bearbeiter hatten diese Interpretation vertreten. Die Rb–Sr-Muskovitalter aus den Pegmatiten selber weisen auf deren Bildung vor ca. 230 Ma hin (ältestes Datum: 229 ± 7 Ma; Sanders et al., 1996: 518). Schon Hanson et al. (1966) hatten Alter von 250–200 Ma an Pegmatit-Muskoviten aus diesem Bereich publiziert.

Neue Sm–Nd- und Rb–Sr-Daten vom Lago di Como

Die neuen Sm–Nd-Daten der vorliegenden Arbeit (Tab. 2a) stammen von Probenmaterial, das (a) nahe der Abzweigung von der am östlichen Seeufer des Comer Sees süd-nordwärts verlaufenden Hauptstraße Richtung Olgiasca/Abbazia di Piona führt (Pegmatit 04T52CO und Granatglimmerschiefer 04T54CO), und (b) an der steilen Ostflanke der Halbinsel Piona, unmittelbar über dem Seeufer, gesammelt wurde (Pegmatite 05T26CO, 05T27CO). Hier sind in einem verfallenen Steinbruch/Schurf bis > 10 m mächtige Gänge von grobkörnigem Muskovit-Turmalin-Pegmatit aufgeschlossen (Abb. 5), die sporadisch bis > 1 cm große, hypidiomorphe Granate führen.

Abb. 5.
Ansicht der mächtigen Pegmatitlage, die am Laghetto di Piona, nahe dem Nordende des Lago di Como, in Biotit-Sillimanit-reiche Granatglimmerschiefer ± konkordant eingeschaltet ist.

View of the up to several tens of meters thick, concordant pegmatite layer within biotite-sillimanite-rich garnet-mica-schist host rock, at Laghetto di Piona, northern part of Lake Como.

Der erste Versuch der Datierung von Granat aus den Pegmatit-Nebengesteinen (Granatglimmerschiefer 04T54CO) war nicht zielführend, eine valide geochronologische Aussage zur prägenden Metamorphose ist also aus den zugehörigen Daten in Tabelle 2 nicht ableitbar. Als Grund für diese „Störung" des Sm–Nd-Systems in der Paragenese wird in der komplexen Kristallisationsgeschichte – vermutlich mit beteiligter Fluidaktivität – vermutet (vgl. DIELLA et al., 1992; SANDERS et al., 1996).

Regional wird dieser Abschnitt der zentralen südalpinen Orobischen Alpen auch als Lario Basement oder Dervio-Olgiasca-Zone bezeichnet (DIELLA et al., 1992); ein anormal hoher thermischer Gradient (bis 50 °C/km) wurde hier für die Zeit nach der prägenden variszischen Hauptmetamorphose postuliert. Diese „thermische Anomalie" soll, bedingt durch Mantelaufwölbung und verstärkte Wärmezufuhr, und in der Folge krustale Extension bzw. Ausdünnung, zur Bildung von grobkörnigem Andalusit und prismatischem Sillimanit geführt haben (ein Vergleich zur Koralpe am Ostende der Alpen könnte hier angebracht sein). Später folgt noch eine grünschieferfazielle retrograde Überprägung des Orobischen Kristallins.

Die Pegmatite der Dervio-Olgiasca-Zone scheinen jedoch von diesen Prozessen nicht umfassend und penetrativ beeinflusst worden zu sein; sie können daher bestenfalls syn-/spätmetamorph relativ zur genannten HT/LP-Überprägung entstanden sein. Mit H_2SO_4 geleachter Granat aus einer isolierten, ca. 0,5 m mächtigen pegmatoiden Lage innerhalb der Biotit-Sillimanit-Glimmerschieferserie (Grt R von Probe 04T52CO) zeigt bei einem sehr niedrigen Nd-Gehalt (0,046 ppm) und starker Sm/Nd-Fraktionierung ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 3,7) ein Grt–wr-Alter von 241,1 ± 3,2 Ma (Tab. 2a). Nach dem P/D-Verhältnis des unbehandelten Mineralkonzentrats, das sogar einen etwas niedrigeren Wert als das zugehörige Gesamtgestein (0,334 versus 0,342, Tab. 2a) aufweist, muss der Granat dieser Probe sehr Nd-reiche und zugleich stark radiogene Phasen – vermutlich Monazit – als Mikroeinschlüsse enthalten (man beachte auch den stark negativen εNd-Wert in Tabelle 2a); wie die Analysenwerte in Tabelle 2a zeigen, müssen diese Einschlüsse jedoch durch das Leaching-Experiment weitestgehend gelöst worden sein, wobei der Nd-Gehalt um das 17-fache gesenkt wurde. Das resultierende Grt R-wr-Alter von 241,1 ± 3,2 Ma wird als Mindest-„Platznahme"-Alter bzw. Kristallisationsalter des Pegmatoids interpretiert.

Die Proben 05T26CO (mittelkörnig) und 05T27CO (Grobkornpegmatit mit bis cm-großen, idiomorphen Granatkristallen), die der mächtigen, Turmalin führenden Pegmatitlage am Seeufer des „Laghetto di Piona" entstammen (Abb. 5), geben signifikant höhere Alterswerte. Um Pegmatite, Pegmatoide und Paragesteine in Bezug auf das Sm–Nd-System besser vergleichen zu können, wurden alle Analysenwerte aus Tabelle 2a im Isochronendiagramm gemeinsam dargestellt (Abb. 6a). Granat aus Probe 05T26CO, separiert aus einer Gesamtsiebfraktion (0,16–0,45 mm), ergab sowohl für die nicht geleachte als auch für die mit H_2SO_4 geleachte Fraktion gut übereinstimmende Alter von 255,8 ± 3,9 bzw. 256,8 ± 2,8 Ma, bei hohen bis sehr hohen P/D-Verhältnissen (Parent/Daughter, $^{147}Sm/^{144}Nd$) und einem initialen Epsilon-Nd-Wert von -11,5. Aus dem Grobkornpegmatit 05T27CO wurden gleichfalls zwei Analysen durchgeführt, jedoch entstammen die handgepickten Separate einzelnen grösseren Granatkristallen, wobei für die Probe Grtxx-1 vier Individuen zerkleinert wurden, während Probe Grtxx-3 einen einzelnen Granatkristall repräsentiert. Grtxx-1 R gibt, mit dem eigenen Leachate (L) gerechnet und bei einem relativ moderaten P/D-Verhältnis von 0,6 ein Alter von 270,8 ± 7,5 Ma, während Grtxx-3 (mit dem wr-Datenpunkt, gerechnet; das Leachate wurde nicht analysiert)

Sample/lithology	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr age*	*ε(t)Nd*
04T54CO wr (garnet-mica-schist)	6,52	33,7	0,1171	0,511924	0,000002		(ca. -12)
Grt-1, not leached	0,473	1,305	0,2191	0,512016	0,000004		
Grt-1 R (H_2SO_4)	0,340	0,454	0,4527	0,512171	0,000006		
Grt 2 R (0,16-0,45)	0,621	2,92	0,1283	0,511957	0,000004		
L (4 N HCl)	18,60	77,1	0,1457	0,511932	0,000012		
04T52CO wr (pegmatoid)	0,279	0,493	0,3415	0,512015	0,000004		
Grt, not leached	0,424	0,767	0,3341	0,512336	0,000010		
Grt R (H_2SO_4)	0,282	0,046	3,7056	0,517323	0,000040	241,1 ± 3,2	-16,6
05T26CO wr (pegmatite)	0,468	1,002	0,2825	0,512189	0,000005		
Grt (0,16-0,45)	0,895	0,526	1,0293	0,513439	0,000006	255,8 ± 3,9	-11,5
Grt2 R (H_2SO_4)	0,685	0,083	4,9760	0,520078	0,000029	256,8 ± 2,8	-11,5
L (H_2SO_4)	2,602	4,65	0,3385	0,512311	0,000006		
05T27CO wr (pegmatite)	0,209	0,463	0,2730	0,512254	0,000008		
Grtxx-1 R (H_2SO_4)	1,129	1,138	0,5995	0,512744	0,000003	270,8 ± 7,5	-11,8
L (H_2SO_4)	12,87	25,0	0,3114	0,512233	0,000007		
Grtxx-3 R (H_2SO_4)	0,562	0,065	5,2341	0,520928	0,000039	267,1 ± 3,0	-10,1

Tab. 2a.
Sm–Nd-Daten von Gesamtgesteinen und Granatseparaten, Olgiasca/Laghetto di Piona (Lago di Como, Südalpen).
Sm–Nd data of whole rocks and garnet fractions, Olgiasca/Laghetto di Piona (Lago di Como, Southern Alps).

Sample	*lithology*	*Rb (ppm)*	*Sr (ppm)*	*$^{87}Rb/^{86}Sr$*	*$^{87}Sr/^{86}Sr$*	*+/-2σ_m*	*age (Ma)*
04T54 CO wr	Bt-Sil schist	156	111	4,11	0,741554	0,000004	
Ms		179	136	3,82	0,742105	0,000004	
Bt		476	4,12	366	1,674799	0,000019	181,6 ± 1,8
05T23CO wr	Bt-Sil schist	148	97,8	4,38	0,743569	0,000006	
Bt		1324	17,1	238	1,363118	0,000156	186,3 ± 1,9
04T52CO wr	pegmatoid	117	18,5	18,3	0,781057	0,000009	
05T26CO wr	pegmatite	42,0	12,3	9,91	0,752884	0,000011	
05T27CO wr	pegmatite	161	13,5	34,8	0,841618	0,000007	
Ms 1 magnetic		*585*	*7,27*	*258*	*1,792379*	*0,000566*	*(299,7 ± 3,4)*
Ms 2 non magnetic		589	4,27	455	2,133748	0,000111	216,3 ± 2,3

Tab. 2b.
Rb–Sr-Daten von Gesamtgesteinen, Biotit- und Muskowitseparaten, Laghetto di Piona (Südalpen).
Rb–Sr data of whole rocks, biotite and muscovite separates, Laghetto di Piona (Southern Alps).

einen Alterswert von 267,1 ± 3 Ma ergibt (Tab. 2a). Die initialen Nd-Isotopenverhältnisse für diese Pegmatitgranate liegen mi εtNd-Werten von -10 bis -12 genau im „mittleren krustalen Bereich“ vieler Kristallingebiete der Alpen; sie unterstützen somit (neben anderen mineralogisch-geochemischen Kriterien) klar die Interpretation früherer Autoren (z.B. SANDERS et al., 1996), dass die Pegmatite/Pegmatoide von Piona-Olgiasca durch lokale Aufschmelzung alter Sedimentgesteine entstanden sind.

Tabelle 2b zeigt zehn Rb–Sr-Analysen-Ergebnisse an Gesamtgesteinen sowie Biotit- und Hellglimmer-Separaten von zwei Bt-Sil-Schiefern und drei Pegmatiten der gleichen Serie. Die Biotit-Alter von 181,6 ± 1,8 und 186,3 ± 1,9 Ma sowie das Alter von 216,3 ± 2,3 Ma für die nicht magnetische Hellglimmer-Fraktion von Pegmatit 05T27CO vergleichen sich gut mit den von SANDERS et al. (1996) publizierten Werten. Sie unterstützen die Vorstellung einer sehr langsamen Auskühlung des Kristallins während des frühen Mesozoikums (vgl. dazu etwa SCHUSTER et al., 2015). Das viel höhere (ja im Rahmen aller weiteren vorhandenen Daten und Rahmenbedingungen unrealistisch hohe) „Altersergebnis“ von 299,7 ± 3,4 Ma für die stärker

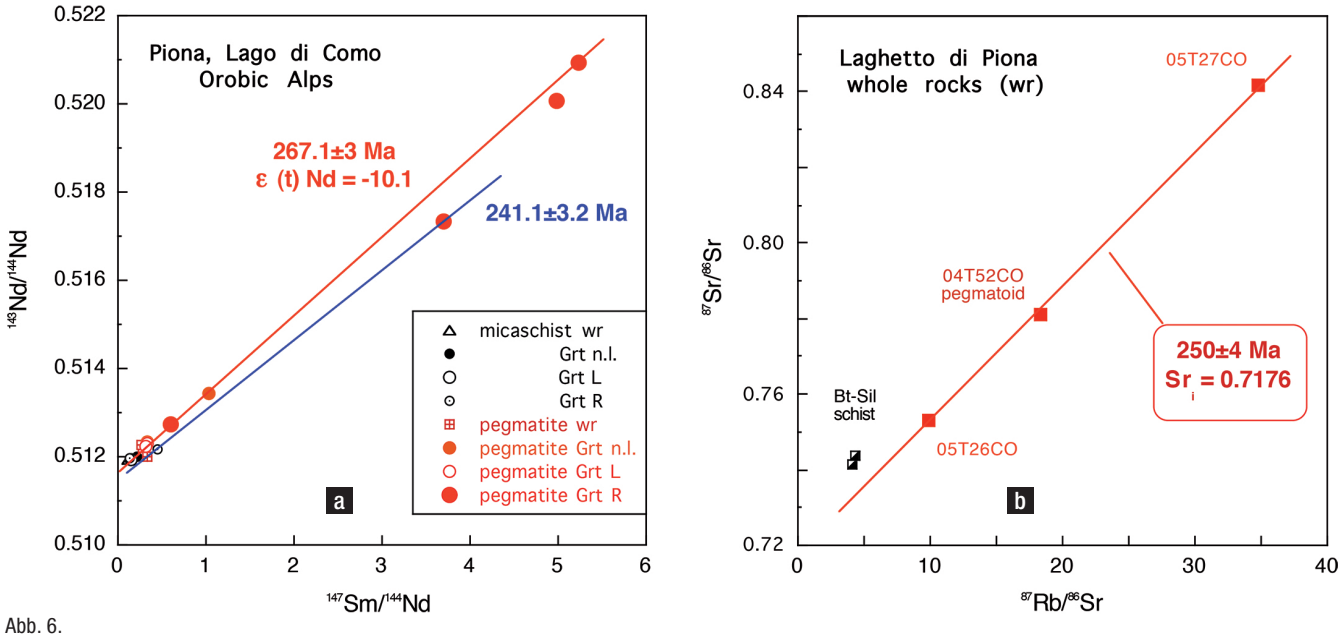


Abb. 6.
a) Das Isochronendiagramm zeigt zusammenfassend die Sm–Nd-Ergebnisse aller analysierten Proben vom Bereich Piona (Lago di Como). Während eine schmächtige pegmatoide Lage ein Granatalter von 241 ± 3 Ma gab, lieferten Granate aus dem > 10 m mächtigen Pegmatit am Seeufer (Abb. 5) Sm–Nd-Alter von 256–271 Ma (Tab. 2a). Die Paragesteine gaben keine aussagekräftige Zeitinformation (Tab. 2a).
b) Darstellung der Rb–Sr-Gesamtgesteins-Analysen der Pegmatite von Piona (Lago di Como). Das Alter von 250 ± 4 Ma überlappt mit dem Zeitraum der Sm–Nd-Granatalter.

a) Isochron diagram showing the Sm–Nd results for all samples analysed from near Piona, Lago di Como. While one thin pegmatoid layer yielded an age of 241 ± 3 Ma, garnets from the > 10 m thick pegmatite from the shore outcrop (Fig. 5) gave Sm–Nd Grt–wr ages of between 256 and 271 Ma (Tab. 2a).
b) Rb–Sr wr data for pegmatites from Piona (Lago di Como), plotted in an isochron diagram. The 250 ± 4 Ma trend line is within the range of the Sm–Nd ages for garnet.

magnetische und deutlich Sr-reichere Hellglimmer-Fraktion des gleichen Pegmatits wird durch „Störung“ des Rb–Sr-Systems im Zuge überprägender/deuterischer Prozesse erklärt. Das könnte etwa auf „externe“ Sr-Zufuhr via zirkulierende Fluide im Zuge der letzten, grünschieferfaziellen Überprägung des Kristallins verursacht worden sein.

Die Gesamtgesteinsanalysen der drei Pegmatite wurden getrennt in einem Rb–Sr-Isochronendiagramm (Abb. 6b) dargestellt. Die Datenpunkte für die beiden Pegmatite vom Laghetto die Piona liegen (bei deutlich unterschiedlichem Rb/Sr-Verhältnis) auf einer Regressionslinie entsprechend einem Alter von 250 ± 4 Ma und einem Sr-Isotopen-Initialwert von 0,7176 ± 0,0007. Der Datenpunkt des isolierten Pegmatoids 04T52CO liegt etwas unter dieser Trendlinie, beeinflusst den gerechneten Alterswert aber nur minimal (t = 251 Ma für n = 3). Auch dieses Ergebnis bestätigt die ziemlich homogene, aber dennoch „lokale“ Natur krustaler pegmatoider Schmelzen (man beachte, dass der Datenpunkt für die Glimmerschieferprobe – das Modell für das Ausgangsgestein, aus dem die pegmatoiden Schmelzen entstehen – deutlich über der Regressionslinie von 250 Ma liegt), es unterstützt andererseits aber auch die Ergebnisse der Sm–Nd-Geochronologie von Granat.

Außergewöhnliche Pegmatit-Granate der südlichen Koralpe (Steiermark): Sm–Nd-Systematik, Alterszonierung und Dauer der Pegmatitbildung

Das Koralpenkristallin, östlichster N–S streichender Gebirgszug der Ostalpen, ist besonders reich an Pegmatiten. Bisherige Datierungen lassen vermuten, dass wohl die meisten dieser oft recht kleinräumigen Pegmatit-Vorkommen zur permo-triadischen Generation zählen dürften. Auch die bekannten Spodumen-Pegmatite der Weinebene (Göd, 1989) zählen zu dieser Altersgruppe; sie wurden von Heede (1997) durch ein U–Pb-Zirkonalter von 240 ± 1,5 Ma (oberer Durchstichpunkt der Discordia) als mitteltriadisch datiert, womit auch ein Mindestalter für die Bildung der Li-Lagerstätte festgelegt ist (vgl. Thöni & Miller, 2000; Keyser et al., 2023). Basisinformationen zur ostalpenweiten Verbreitung, Genese und den möglichen Bildungsbedingungen pegmatoider Schmelzen i. A. wurden kürzlich in den umfassenden Studien von Knoll et al. (2018, 2023) und Schuster et al. (2019) dargestellt.

Die Sm–Nd-Daten an Pegmatit-Granat, die in der vorliegenden Arbeit (Tab. 3, Abb. 7–10) diskutiert werden, stammen von der Lokalität Wirtbartl, gut 12 km westlich Schwanberg in der südöstlichen Koralpe gelegen – eine besonders intensiv von Pegmatiten „durchtränkte“ Zone (Beck-Mannagetta et al., 1991; Habler et al., 2007). Das südliche Koralpenkristallin wurde in kretazischer Zeit unter P–T-Bedingungen von ca. 600–700 °C und einem Mindestdruck von ca. 1,5 GPa eklogitfaziell überprägt (Tenczer & Stüwe, 2003); die maximalen P–T-Bedingungen, die aus der Analyse von für dieses Gebiet ebenfalls typischen Eklogite s. str. abgeleitet wurden, liegen jedoch noch deutlich höher, bei ca. 730 °C/2,5 GPa (Miller et al., 2005). Das Hauptziel des vorliegenden Beitrages ist, mit den neuen Sm–Nd-Analysen, und in Ergänzung zu den in Habler et al. (2007) diskutierten Ergebnissen, insbesondere den Aspekt der Zeitdauer der Granatbildung näher zu beleuchten. Das Probenmaterial ist dafür u.a. speziell deswegen gut geeignet, weil die hypidiomorphen Granate in mehreren Pegmatitproben Größen von > 1 cm erreichen (Abb. 7–9), vor allem aber, weil sie außergewöhnlich hohe Sm/Nd-Verhältnisse aufweisen (Tab. 3). Diese im Sm–Nd-System eher selten gegebene und für die geochronologische Analytik vorteilhafte geochemische Voraussetzung ermöglicht eine gute korninterne (kristallinterne) Darstellung der Alterszonierung mit konventionellen Bulk-Analysemethoden, da in solchen Fällen auch die Variation des radiogenen Isotopenverhältnisses ($^{143}Nd/^{144}Nd$; „Alter“) in verschiedenen Korndomänen besser auflösbar wird.

Sample	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr age*	*ε(t)Nd*	*FeO, MnO *)*
new data								
WBK1 Grt bulk (0,16–0,45) 1MF	1,745	0,116	9,154205	0,526726	0,000016	247,3 ± 2,5	-8,0	30,47 / 10,43
2MF	2,079	1,088	1,154799	0,513771	0,000005	246,5 ± 3,2	-8,0	30,15 / 11,03
3MF	1,269	0,144	5,354228	0,520434	0,000009	243,2 ± 2,5	-8,0	30,75 / 9,82
4MF	1,468	0,120	7,433202	0,523685	0,000007	242,0 ± 2,4	-8,0	30,59 /10,28
5MF	1,461	0,157	5,652797	0,520894	0,000008	242,8 ± 2,5	-8,0	31,58 / 9,17
						244,7 ± 5,2 (n = 6)		
WBK1 Grt xx-2 2MF R (H_2SO_4)	2,029	0,127	9,714540	0,528083	0,000008	254,6 ± 2,6	-8,0	
data from: Habler et al. (2007)								
WBK1 Grt-1, bulk (0,16–0,45)	1,608	0,120	8,147944	0,525095	0,000013	247,3 ± 2,5	-8,0	
WBK1 Grt xx-1 < 0,15	2,227	1,739	0,774357	0,513145	0,000018	243,3 ± 5,9	-8,0	
WBK1 Grt xx-1 (0,16–0,42)	1,937	0,140	8,410247	0,525589	0,000019	248,6 ± 2,5	-8,0	
WBK1 Grt xx-2/1 (0,16–0,42)	2,222	0,141	9,563646	0,527787	0,000010	253,8 ± 2,5	-8,0	
WBK1 Grt xx-2/2 (0,16–0,42)	2,242	0,140	9,748989	0,528157	0,000013	254,8 ± 2,6	-8,0	
WBK1 wr	2,072	6,120	0,204656	0,512237	0,000006			

xx = single crystal; MF = magnetic fraction; R = residual garnet fraction; L = leachate.
*) mean values for 10 spots/grains.

Tab. 3.
Sm–Nd-Daten für verschiedene Granatfraktionen der Meta-Pegmatit-Probe WBK1, Lokalität Wirtbartl, südliche Koralpe.
Sm–Nd data for different garnet fractions of meta-pegmatite sample WBK1, locality Wirtbartl, southern Koralpe.

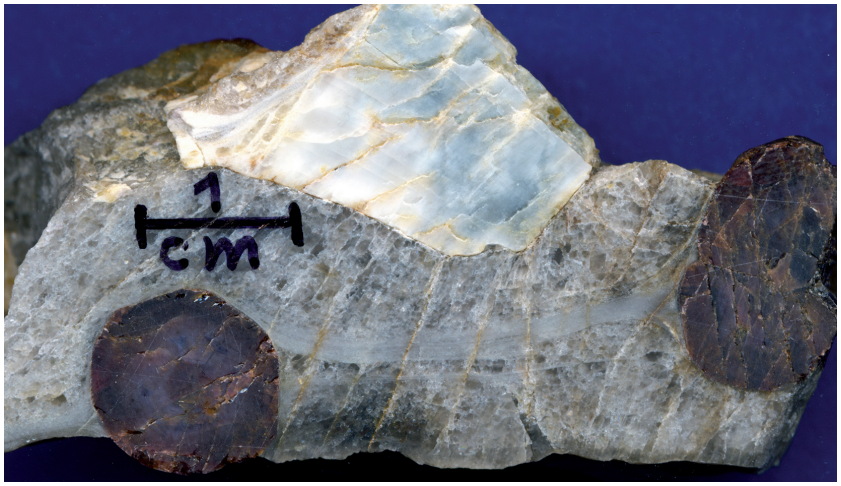


Abb. 7.
Polierter Anschliff von Probe WBK1, Wirtbartl (S Koralpe). Der mylonitisierte Pegmatit zeigt neben einem Feldspat-Klasten zwei cm-große, zonierte, hypidiomorphe Granatkristalle, die von feinkörnigen mylonitischen Quarzlagen „umflossen“ werden.

Polished specimen of sample WBK1, Wirtbartl (S Koralpe). Apart from a large feldspar porphyroclast, the mylonitized pegmatite shows two cm-sized, zoned, hypidiomorphic garnet crystals, set in a fine-grained, variously mylonitized quartz texture.

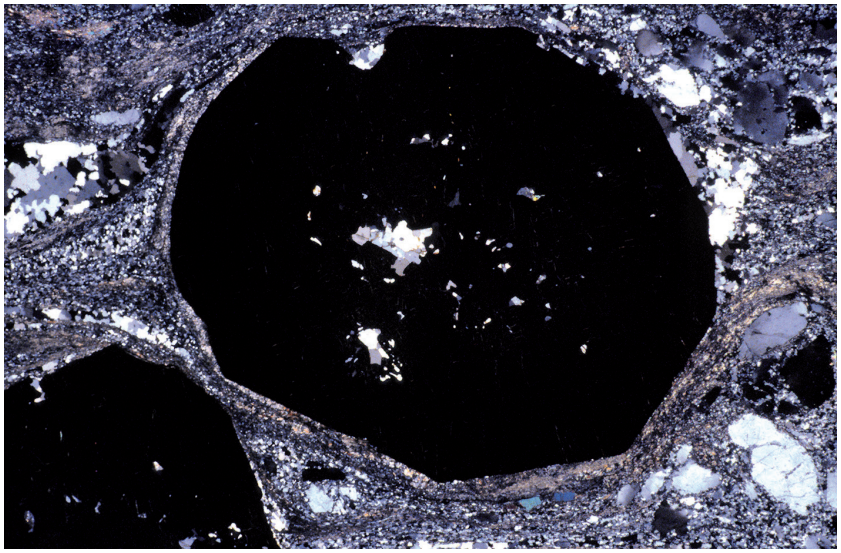


Abb. 8.
Dünnschliffbild (gekreuzte Polarisatoren) eines ca. 1 cm großen, hypidiomorphen Granatporphyroklasten aus Probe 04T25K (Wirtbartl), mit einschlussreichem Kern (vorwiegend Quarz) und einschlussarmem Randbereich in einer mylonitischen Matrix aus Quarz (± Feldspat) und ummantelt von feinkörnigem Kyanit. Diese Granate gaben ein Primäralter von 239,4 ± 1,5 Ma, bei extrem hohen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen (bis 9,77) (Habler et al., 2007). Bildlänge: ca. 17 mm.

Thin section microphotograph (crossed Nic.) showing a cm-sized, hypidiomorphic garnet porphyroclast of sample 04T25K, with inclusion-rich core (mainly quartz) and an inclusion-poor rim domain, set in a matrix of quartz (± feldspar) and coated by fine-grained kyanite. These garnets gave a Sm–Nd age of 239.4 ±1.5 Ma, at extremely high $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios (up to 9.77) (Habler et al., 2007). Length of picture: c. 17 mm.

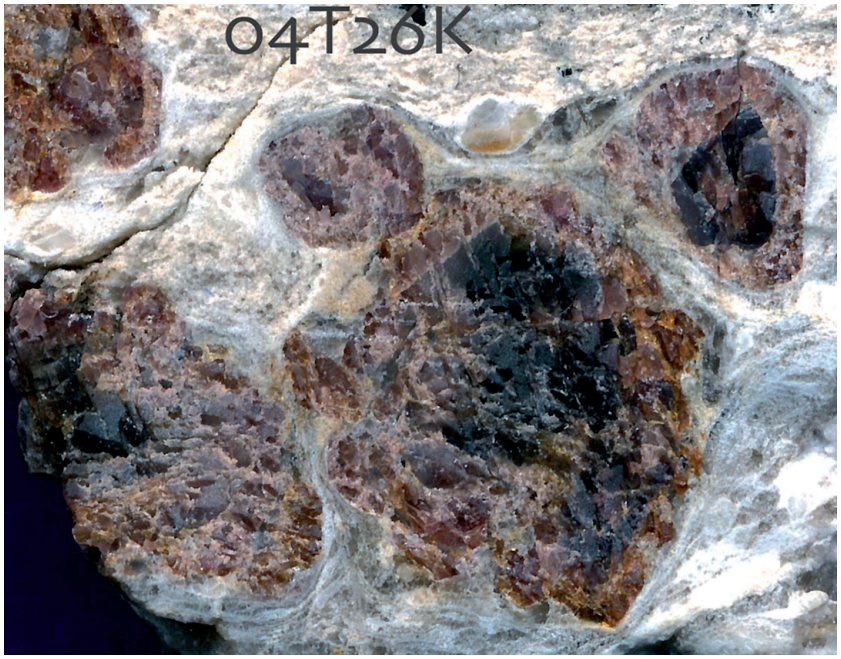


Abb. 9.
Unpolierte Schnittfläche von Meta-Pegmatit 04T26K (Lokalität Wirtbartl). Bis cm-große Granatkristalle mit dunklen bis schwarzen Kerndomänen und breiten rosa Rändern werden von einer mylonitisierten Quarz-Feldspat-Matrix (und etwas Turmalin) „umflossen“. Die dunklen Kernbereiche sind sehr reich an Mikroeinschlüssen (meist < 5 µ, aus Xenotim, Apatit, Zirkon, Korund, Ilmenit) und geben ein Sm–Nd-Alter von 251,3 ± 7,2 Ma, während die rosa Randzonen ein deutlich jüngeres Alter von 229,2 ± 3,2 Ma aufweisen. Erstaunlich ist, dass im Übergangsbereich Kern–Rand keinerlei Hiatus im Verlauf des Hauptelement-Profils zu bemerken ist! (siehe Thöni et al., 2008a: Figs. 6, 8). Bildlänge: ca. 2 cm.

Unpolished cutting surface of meta-pegmatite 04T26K (locality Wirtbartl). Up to cm-sized garnet crystals with dark to black cores and broad pink rim domains are embedded in a mylonitic quartz-feldspar-rich matrix (with few tourmaline grains). The dark cores are riddeled with tiny micro-inclusions (< 5 µ; of xenotime, apatite, zircon, corundum, ilmenite); they gave a Sm–Nd age of 251.3 ± 7.2 Ma, whereas the pink rim domains yielded a much younger age of 229.2 ± 3.2 Ma. Surprisingly, the major element profile does not show any hiatus at the core-to-rim transition! (see Thöni et al., 2008a: Figs. 6, 8). Length of picture: c. 2 cm.

Einzelkristalle und Magnetfraktionen

Tabelle 3 führt insgesamt 12 Sm–Nd-Ergebnisse an verschiedenen Fraktionen der Pegmatitprobe WBK1 (deren ursprüngliches Probengewicht etwa bei 4 kg lag) auf. Sechs der Analysen sind neu, während sechs weitere Werte der Publikation von Habler et al. (2007) entnommen sind. Zehn von diesen zwölf Analysen wurden an handgepickten Kornkonzentraten der Almandin-Spessartin-rei-

chen Granate durchgeführt. Alle Einzelalter in Tabelle 3 (Zweipunktisochronen; Spalte 7) wurden relativ zum Datenpunkt des Gesamtgesteins (wr, whole rock) gerechnet. Um Vergleiche und interne Korrelationen innerhalb der Probenserie besser beurteilen zu können, wurden alle Datenpunkte von WBK1 auch in einem einzigen Isochronendiagramm dargestellt (Abb. 10a).

Aus allgemeiner isotopengeochemischer Sicht fallen in Tabelle 3 bzw. auf Abbildung 10a, b zuerst die hohen Sm/Nd-Verhältnisse der Probenserie auf: Neun von zehn der handgepickten Granatfraktionen weisen ein $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis von > 5 auf. Dies, obwohl nur in einem einzigen Fall (Grt xx-2 2MF R) ein Säure-Leaching-Experiment durchgeführt wurde.

Die höchsten P/D-Verhältnisse ($^{147}Sm/^{144}Nd$) in Probe WBK1 weisen Kornfraktionen auf, die aus jeweils etwa 1 cm großen Einzelkristallen (xx) gewonnen wurden. Grt xx-1 und Grt xx-2 repräsentieren 1–1,3 cm große, hypidiomorphe Granate, die aus der Matrix gelöst und separat gereinigt, abradiert und aufbereitet wurden (vgl. Abb. 7). Es ist weiters auffällig, dass alle Sm–Nd-Analysen mit sehr hohen P/D-Verhältnissen (> 9,5) von handgepickten Separaten aus der relativ grobkörnigen Siebfraktion (0,16–0,42/0,45 mm) stammen. Diese $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse mit Werten > 9,5 zählen zu den höchsten bekannten natürlichen, konventionell mit ID-TIMS bestimmten Sm/Nd-Verhältnissen weltweit. Interessanterweise geben diese Granatfraktionen mit den höchsten P/D-Verhältnissen auch die höchsten Alterswerte (Tab. 3). Während das Ergebnis der Kornfraktion des Einzelkristalls WBK1 Grt xx-1 mit 248,6 ± 2,5 Ma noch die Fehlerbalken des „Bulk Granats“ und der Magnetfraktionen aus der Gesamtprobe überschneidet, geben die drei Fraktionen eines zweiten Einzelkristalls (WBK1 Grt xx-2/1, xx-2/2 und xx-2 2MF R) idente, aber außerhalb der analytischen Fehler signifikant höhere Einzelalter (Zweipunktisochronen) mit Werten von 253,8 ± 2,5, 254,6 ± 2,6 und 254,8 ± 2,6 Ma. Das mittlere Regressionsalter (relativ zum wr) liegt für diesen Kristall somit bei 254,4 ± 1,5 Ma, bei einem perfekten Fit der vier Datenpunkte (MSWD = 0,15) (Abb. 10b).

Eine aus dem Gesamt-Siebgut der gleichen Korngröße (0,16–0,45 mm) der Probe WBK1 gewonnene „Bulk-Granat-Fraktion“ (WBK1 Grt-1 Bulk, Tab. 3) weist mit einem Wert von ca. 8,15 ebenfalls ein sehr hohes, wenngleich etwas niedrigeres $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis im Vergleich zu jenen der Einzelkristalle auf. Mit dem Gesamtgestein (wr) gerechnet, gibt diese Granatfraktion einen Zweipunktisochronen-Alterswert von 247,3 ± 2,5 Ma (εtNd = -8). Auch das unreine Siebgut der zugehörigen Feinkornfraktion < 0,15 mm fällt statistisch auf diese Regressionslinie; gemeinsam geben die drei Datenpunkte ein „mittleres Granatalter“ von 247,9 ± 1,8 Ma (MSWD = 0,5; εtNd = -8). Dieser Alterswert würde – ohne Kenntnis/Berücksichtigung der restlichen Ergebnisse – nach üblichen (auf Mindestauf-

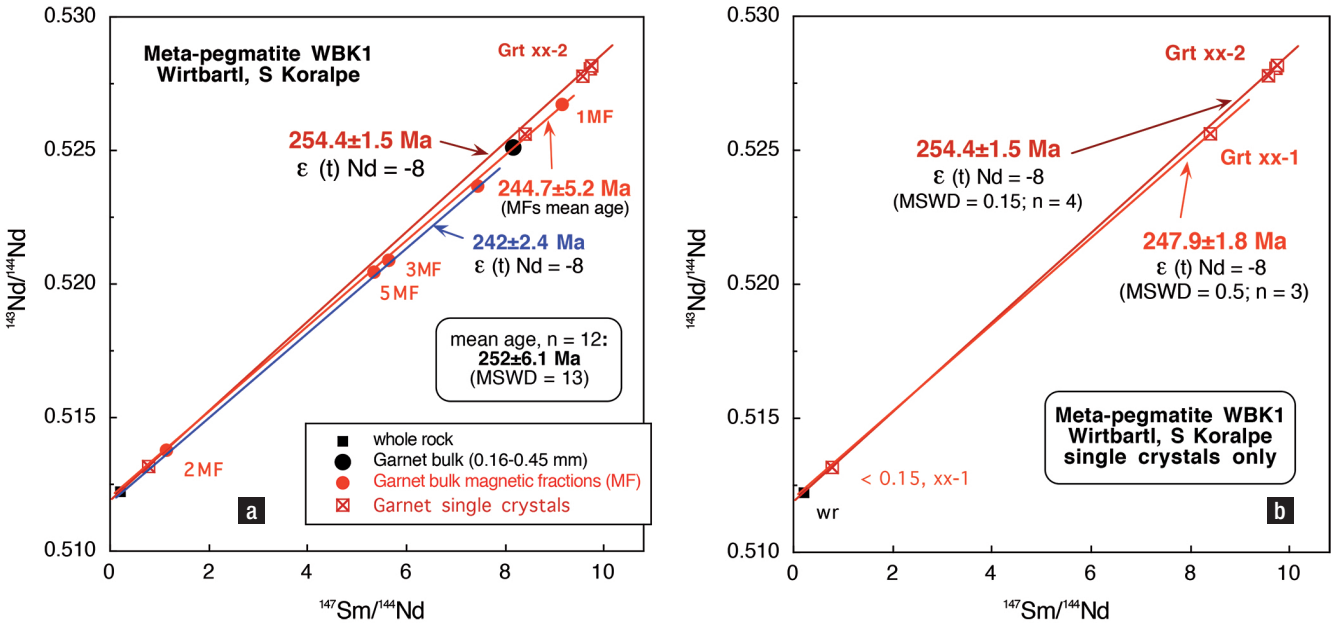


Abb. 10.
a) Der Sm–Nd-Isochronen-Plot zeigt alle Analysen der Meta-Pegmatitprobe WBK1 (Wirtbartl, Koralpe; Tab. 3). Das höchste Alter gab ein cm-großer Granat-Einzelkristall (Grt xx-2) mit reproduzierbaren Werten (drei Analysen) und einem Mittelwert von 254,4 ± 1,5 Ma (εtNd = -8). Dieser Kristall zeigt zugleich die höchsten (und ziemlich gut reproduzierbare) $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse (9,56–9,75; Tab. 3). Die fünf Magnetfraktionen (MF) aus dem Gesamt-Brech-/Siebgut (Bulk) geben ein „mittleres Granatalter“ für die Probe von 244,7 ± 5,2 Ma, wobei der jüngste errechnete Alterswert dieser MF-Reihe bei 242 ± 2,4 Ma liegt. Aus dem gesamten Datenset lässt sich, unter Einbeziehung der analytischen Unsicherheiten, ein Wachstumszeitraum für die Granatbildung in WBK1 von 13 bis max. 17 Millionen Jahren errechnen.
b) Die Ergebnisse an zwei Granat-Einzelkristallen aus Meta-Pegmatit WBK1 sollen (i) die außergewöhnlich starke Fraktionierung im Sm–Nd-System und (ii) reale Zeitunterschiede im Kristallisationsablauf des „Magmas“ aufzeigen. Die beiden Altersergebnisse von 254,4 ± 1,5 Ma (Grt xx-2) und 247,9 ± 1,8 Ma (Grt xx-1) sind signifikant (außerhalb der Fehler) verschieden.

a) Sm–Nd isochron diagram showing all analyses for meta-pegmatite sample WBK1 (Wirtbartl, Koralpe; Tab. 3) in one single plot. A cm-sized single crystal (Grt xx-2) gave the oldest age of 254.4 ± 1.5 Ma. This crystal also shows the highest (and fairly well reproducible) $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios of 9.56–9.75 (Tab. 3). The five magnetic fractions (MF) separated from the whole sieve fraction of the sample give a “mean garnet age” of 244.7 ± 5.2 Ma, whereas the lowest value of this sequence is 242 ± 2.4 Ma. Including the analytical uncertainties, a time span of c. 13–17 Ma may be calculated from the whole data set for garnet growth in sample WBK1.
b) The results for two single crystals of meta-pegmatite WBK1 demonstrate (i) extreme fractionation in the Sm–Nd isotope system and (ii) existing real small-scale time differences in the magmatic crystallisation history. The two ages of 254.4 ± 1.5 Ma (Grt xx-2) and 247.9 ± 1.8 Ma (Grt xx-1) are clearly different outside analytical uncertainties.

wand ausgerichteten) Verfahren in der geochronologischen Routine-Analytik wohl als jenes Ergebnis eingestuft, das als zeitlich relevant, eben als „Granatalter der Probe" gälte und somit die zeitrelevante geologische Aussage trüge.

Einblick in die Alterszonierung mittels Magnetfraktionen

Um die oben dargelegte Variation der Altersergebnisse im Korn-/Handstück- bzw. im Aufschlussbereich (siehe HABLER et al., 2007) weiter aufzuklären und so einen besseren Einblick in den Kristallisationsablauf, d.h. die Zeitdauer der Granatbildung für die Pegmatit bildende Phase insgesamt zu bekommen, wurde in einem weiteren Arbeitsschritt die Granatfraktion aus der Korn-/Siebfraktion 0,16–0,45 mm des *gesamten Brechgutes* von Probe WBK1 extrahiert, der Granat weiter angereichert, mit Aceton gewaschen, und schließlich wurde das finale Konzentrat am Frantz-Magnetscheider in fünf kontinuierliche Magnetfraktionen aufgesplittet; handgepickte Reinstseparate aus diesen Magnetfraktionen wurden als Einzelproben analysiert.

Die Sm–Nd-Ergebnisse dieser fünf Magnetfraktionen mit der Bezeichnung „WBK1 Grt bulk (0,16–0,45) 1MF" etc. bis „… 5MF" sind im oberen Teil von Tabelle 3 aufgelistet; Spalte 9 dieser Tabelle gibt zusätzliche Informationen zur FeO- und MnO-Verteilung, wie sie in den Körnerpräparaten der jeweiligen für das Handpicking verwendeten Magnetfraktionen an der Mikrosonde statistisch erfasst wurden. Diese Werte zeigen, dass der FeO-Gehalt von der kernnahen Fraktion (1MF) mit 30,47 % auf 31,58 % in der randnahen Fraktion (5MF) zunimmt, allerdings erkennbar schwankend, während der MnO-Gehalt in die gleiche Richtung von 10,43 % auf 9,17 % abnimmt. Obwohl aus den In-situ-Untersuchungen (im Dünnschliff, an der Mikrosonde) hervorgeht, dass die Fe-Mn-reichen Granatkristalle im Aufschlussbereich Wirtbartl eine zwar unterschiedliche, aber relativ homogene Hauptelementverteilung aufweisen (HABLER et al., 2007), ist aus den Isotopenanalysen der Magnet-Kornfraktionen eine Kern-Rand-Alterszonierung in Granat klar erkennbar. Betrachten wir die Spurenelement-Konzentrationen bzw. die P/D-Verhältnisse in Tabelle 3 genauer, so fällt sofort die Fraktion 2MF auf: Sie weist bei einem vergleichsweise niedrigen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis (von 1,15) mit 1,09 ppm einen Nd-Gehalt auf, der um nahezu eine Größenordnung höher liegt als jene der anderen vier Fraktionen. Das weist auf eine schwere „Kontamination" des Körnerpräparats mit SEE-reichen Mikro-Einschlüssen hin, vermutlich vorwiegend Xenotim. Xenotim ist das einzige SEE-reiche Akzessorium, das selber auch relativ hohe Sm/Nd-Verhältnisse aufweisen kann. Sm–Nd-Analysen an Xenotim-Einzelkristallen von anderen Pegmatitvorkommen der südlichen Koralpe ergaben relativ konstante und hohe $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse um 0,8–1,1, bei Nd-Gehalten von ca. 1.000–7.000 ppm für dieses Mineral (THÖNI et al., 2008a). Möglicherweise bilden die Nd-reichen Einschlüsse im vorliegenden Fall eine Art „Reaktionshof" um die erste Wachstumszone der Granatkerne (vgl. Abb. 7–9), denn es ist auffällig, dass die anderen analysierten Magnetfraktionen der Probe nichts Vergleichbares zeigen, und die Kornfraktion 2MF bei der Separation in Bezug auf optische Klarheit keine auffallenden Unterschiede aufwies. HABLER et al. (2007) konnten zeigen, dass gerade Xenotim in manchen Granatkörnern dieses Aufschlussbereiches in Form von winzigsten, oft nur wenige Mikrometer großen Einschlüssen zahlreich vorhanden ist.

Tabelle 3 zeigt, dass die Zweipunkt-Isochronenalterswerte für Grt–wr dieser fünf Magnetfraktionen von 247,3 ± 2,5 Ma (1MF) auf 242,8 ± 2,5 (5MF) bzw. 242,0 ± 2,4 Ma (4MF) abnehmen (wobei die Fraktionen 3MF–5MF allerdings innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen nicht unterscheidbare Alter aufweisen). Während also die Spurenelementverteilung (etwa für Sm) keiner sehr regelmäßigen kristallinternen Systematik folgt, kann, unter Einbeziehung der analytischen Fehler, aus dem gesamten Datenset für die fünf Magnetfraktionen aus dem Bulk (Gesamt-Brechgut der Probe WBK1) eine Zeitdauer für die Granatkristallisation von 10,2 Millionen Jahren errechnet werden; bei der gegebenen Kristallgröße (und bei kontinuierlichem Mineralwachstum) entspräche dieser Zeitraum einer Granat-Wachtumsrate von ca. 1 mm/Ma. Berücksichtigt man jedoch zusätzlich die ältesten Alterswerte von 254,8 ± 2,6 Ma aus separaten Einzelkristalldomänen (Tab. 3), kann ein maximaler Zeitraum von 17,8 Millionen Jahren (257,4–239,6 Ma B.P.) für die Granatbildung in Probe WBK1 errechnet werden.

Dauer der Pegmatit bildenden Phase

Drei weitere Proben des *Aufschlussbereiches* Wirtbartl hatten zusätzliche, z.T. überraschende Ergebnisse geliefert (HABLER et al., 2007; BESTMANN et al., 2008; THÖNI et al., 2008a). Ein Pegmatitgneis (WBK2) von einem nahen benachbarten Aufschluss zur WBK1-Lokalität ergab ein Grt–wr Sm–Nd-Alter von 247,1 ± 2,6 Ma, bei einem gleichermaßen sehr hohen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis für Granat von 6,17. Die Pegmatitprobe 04T25K, die eine ähnliche Sm–Nd-Charakteristik wie WBK1 und insgesamt mit $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 9,766 den höchsten Wert für das P/D-Verhältnis aller analysierten Granat-Fraktionen dieses Vorkommens aufweist, ergab für eine über drei Magnetfraktionen eines 1 cm großen Granat-Einzelkristalls (und Gesamtgesteinsdatenpunkt) errechnete Best-Fit-Isochrone von 239,4 ± 1,5 Ma (HABLER et al., 2007).

Eine Besonderheit stellt der Turmalin führende Meta-Pegmatit 04T26K dar (ca. 30 m NW der Lokalität von 04T25K geschlagen). Die Probe weist einerseits Ähnlichkeiten mit den bisher beschriebenen Pegmatiten der Lokalität Wirtbartl auf, zugleich bestehen aber auch auffallende Unterschiede. Die bis knapp 1,5 cm großen, teilweise hypidiomorphen Granatkristalle, die in eine mylonitisierte Matrix aus Feldspat, Muskovit und Kyanit eingebettet sind, weisen makroskopisch tief dunkle, manchmal fast schwarze Kerne auf, um die sich mm-dicke rosa Ränder legen (Abb. 9). Die Zone zwischen Kern und Rand ist durch zahlreiche Quarz-Einschlüsse gekennzeichnet. Aus Pegmatit 04T26K wurden Kern und Rand eines Granat-Großkristalls mechanisch isoliert und für die Sm–Nd-Analyse vorbereitet (handpicking). Es war jedoch klar, dass in diesem speziellen Fall optisch zufriedenstellend reine (= einschlussfreie) Separate nicht zu erhalten sein würden. Aus diesem Grund wurden (neben unbehandelten Körnerpräparaten) für Kern- und Rand-Fraktion Leaching-Experimente sowohl mit heißer H_2SO_4 als auch mit HCl durchgeführt. Detaillierte Untersuchungen, z.B. mittels BSE, Raman-Mikrospektroskopie u.a., hatten nämlich ergeben, dass vor allem die dunklen Kernbereiche der Granate zahlreiche, nur wenige Mikrometer große Einschlüsse von Xenotim, Apatit, Zirkon, Rutil aufweisen und außerdem auch durch größere (10–50 Mikrometer) Einschlüsse, etwa in Form spezieller „Einschlusszüge" oder entlang kristallinterner Deforma-

tionszonen, gekennzeichnet sind (THÖNI et al., 2008a). Diese lokalen, aber markanten kristallinternen Deformationsdomänen (Scherzonen) sind durch ein sehr feinkörniges Granulat von „rekristallisiertem" Granat charakterisiert (BESTMANN et al., 2008). Generell sind die Ränder in diesen Granatkristallen jedoch viel einschlussärmer, verglichen mit den dunklen Kernbereichen. Erstaunlich jedoch ist, dass im Übergangsbereich Kern–Rand des Granats von 04T26K kein markanter Sprung in der Hauptelementzusammensetzung zu beobachten ist (vgl. Fig. 6a–c in THÖNI et al., 2008a). Dieses Faktum ist umso überraschender, da zwischen Kern- und Randbereich des Granatkristalls ein signifikanter Altersunterschied besteht! Wie aus Tabelle 3 und Figure 8f in THÖNI et al. (2008a) ersichtlich, ergeben die fünf aus den dunklen, einschlussreichen Granatkernen analysierten Fraktionen ein Sm–Nd-Alter von 251,3 ± 7,2 Ma (εtNd = -7; MSWD = 3,2), während vier Fraktionen aus den viel einschlussärmeren rosa Rändern einen Alterswert von 229,2 ± 3,2 Ma lieferten (εtNd = -7,9; MSWD = 2,7). Auffallend ist zudem, dass sowohl die einschlussreichen Kernbereiche als auch der einschlussarme Rand hohe $^{147}Sm/^{144}Nd$-Werte (von 3,5 bzw. nahe 4) erreichen. Es scheint, dass in diesem Fall mit einem längeren „Stillstand" der Kristallisation zwischen Kern- und Randbildung des Granats gerechnet werden muss. Das Alter von 251 Ma für den Granatkern fügt sich einerseits gut in die Reihe der oben diskutierten Proben ein, zugleich zählt aber der Alterswert von 229 Ma zu den jüngsten bisher bekannten Granatalтern des permo-triadischen Ereignisses insgesamt. Ein noch etwas jüngeres Granatalter (225,1 ± 2,7 Ma) ist für einen Pegmatit nahe Koralm-Haus (Koralpengipfel) bekannt (THÖNI & MILLER, 2000).

Obwohl also in den analysierten Kornfraktionen von Granat 04T26K SEE-reiche Einschlüsse wie Xenotim, Apatit etc. mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Rolle spielen (denn es ist unwahrscheinlich, dass bei der gegebenen Größe der zahlreichen Einschlüsse von wenigen Mikrometern diese durch das Leaching-Experiment vollständig eliminiert werden konnten – was bedeuten würde, dass wohl auch die Grt-Residuale noch einschlussbehaftet sind), scheinen diese „Kontaminanten" keinen fassbaren altersverfälschenden Effekt zu produzieren. Daraus ist zu schließen, dass die im Granat eingeschlossenen SEE-reichen Akzessorien entweder kogenetisch mit dem Wirtsmineral gebildet wurden, oder aber im Zuge des Pegmatit bildenden Ereignisses bezüglich ihrer Nd-Isotopie vollständig equilibriert wurden. Dass insgesamt Effekte der kretazischen eklogitfaziellen Überprägung/Verjüngung, wie z.B. penetrative lokale mikrostrukturelle (Über-)Prägung, etwa in Form der korninternen Scherzonen in Granat 04T26K (BESTMANN et al., 2008), die diskutierten triadischen Alterswerte der magmatischen Granatdomänen beeinflusst haben könnten, kann aus den Isotopendaten selbst nahezu ausgeschlossen werden. So liegt etwa die ungereinigte Siebfraktion WBK1 < 0,15 mm für Granatkristall xx-1 mit einem Einzelalter von 243,3 ± 5,9 Ma (Tab. 3) noch auf der gleichen Isochrone, die durch Gesamtgestein und die (grobkörnige) Granatfraktion des Bulk definiert wird (247,9 ± 1,8 Ma; MSWD = 0,5 für n = 3). Das belegt, dass selbst dieses feinkörnige Material, für das wohl am ehesten messbare Effekte der eklogitfaziellen kretazischen Überprägung vermutet werden könnten, keine signifikant verjüngten Anteile (bezogen auf das Sm–Nd-System) enthält.

Permischer Magmatismus: Sm–Nd-Daten permischer Intrusiva

Neben der weiträumigen Pegmatitbildung ist die permo-triadische Zeit in Ostalpin und Südalpin durch rege magmatische Tätigkeit (Plutonismus und Vulkanismus) gekennzeichnet. Beispiele sind der Intrusivkomplex von Eisenkappel (z.B. MILLER et al., 2011), die Bozner „Quarzporphyre" (MAROCCHI et al., 2008), das Brixner „Granitmassiv" (BORSI et al., 1972), oder auch verschiedene Intrusivgesteine in ostalpinen Einheiten des oststeirischen Randgebirges (Wechselgebiet; TOLLMANN, 1977).

Brixner Granodiorit – Kontaktzone (Italien)

Der Brixner Granodiorit ist auf Basis von Rb–Sr-Gesamtgesteinsanalysen als oberkarbone bis unterpermische Intrusion einzustufen (BORSI et al., 1972; vgl. ZANCHETTA et al., 2024). Die nördliche Randzone dieses Plutons (Lokalität B2.3 auf Abb. 1) wurde von THÖNY (2008) u.a. auch mit dem Ziel der Altersbestimmung beprobt. Tabelle 4 zeigt vier Sm–Nd-Analysen von Gesamtgesteinen und Granatseparaten aus dieser kontaktmetamorphen Zone am Nordrand des Plutons im Eisacktal (vgl. THÖNY et al., 2008). Die Zweipunktisochronen für Grt–wr, einer Probe aus dem Granodiorit (GrA) und eines Pegmatits (SK2), gaben konkordante Sm–Nd-Alter von 280,1 ± 2,9 und 280,6 ± 2,9 Ma, bei initialen εtNd-Werten von -7 bzw. -7,1. Diese Ergebnisse sind von seltener (methodisch-analytischer) Robustheit, sie datieren unmittelbar die Zeit der Granatbildung im Zuge der Kontaktmetamorphose. Die Intrusion des Brixner Plutons sollte nach diesen Daten also um die Zeit 280 ± 3 Ma nahezu abgeschlossen sein. Die Besonderheit an der Sm–Nd-Systematik des Materials liegt darin, dass außergewöhnlich hohe Nd-Gehalte (16,52 ppm Nd in Grt von Probe GrA, siehe Tabelle 4) mit hohen/sehr hohen Sm/Nd-Verhältnissen korrelieren (Abb. 16c, d) – eine Seltenheit im Sm–Nd-System, die jedoch das Potenzial dieser Methode für granitische Systeme unterstreicht!

Olivin-Gabbro von Kirchschlag/Wechsel (Niederösterreich)

Metagabbroide Intrusionen im Grobgneis des unterostalpinen Wechsel-Deckensystems zeigen teilweise sehr gute Erhaltung des primären, magmatischen Mineralbestandes. Olivin führende Gabbros stellen jedoch eher eine Seltenheit dar (Birkfeld, Kirchschlag). Ihre magmatischen Entstehungsbedingungen lagen bei > 800 °C bei 0,4 GPa, die der alpinen Überprägung wurden mit ca. 520 °C bei 1,1 GPa bestimmt (KOLLER et al., 2002).

Tabelle 4 zeigt Sm–Nd-Analysen für Plagioklas (Pl), Pyroxen (Px), das Gesamtgestein (wr) und für grüne Hornblende eines Olivin-Gabbros (KSG41) von Kirchschlag/Wechsel (B2.4 in Abb. 1). Diese Hauptkomponenten liegen im Isochronendiagramm auf einer idealen Geraden, die einem Sm–Nd-Alter von 263,7 ± 7,8 Ma, bei einem leicht negativen initialen εtNd-Wert von -0,5, entspricht. Die Werte bleiben gleich, unabhängig davon, ob man die Analyse für die (weniger präzise bestimmte) grüne Hornblende in die Regressionskalkulation einbezieht (MSWD = 0,86 für n = 4) oder nicht (MSWD = 0,26 für n = 3). Das Alter dieses Olivin-Gabbros von 264 ± 8 Ma kann auf Grund des guten Erhaltungszustandes der magmatischen Paragenese als Intrusionsalter interpretiert werden und unterstreicht

Sample	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*isochron age*	*ε(t)Nd*
a) Brixen pluton, N contact						*Grt-wr age*	
GrA wr (granite)	6,88	27,48	0,15123	0,512195	0,000003		
Grt	79,07	16,52	2,89607	0,517228	0,000004	280,1 ± 2,9	-7,0
SK2 wr (pegmatite)	3,42	9,54	0,21701	0,512310	0,000006		
Grt	50,63	5,85	5,24356	0,521544	0,000008	280,6 ± 2,9	-7,1
b) Kirchschlag Ol-gabbro							
KSG41 Plagioclase (Pl)	0,75	5,24	0,08643	0,512420	0,000004		
Pyroxene (Px)	8,85	23,04	0,23230	0,512672	0,000005	263,7 ± 7,8	
wr	2,71	10,91	0,15017	0,512528	0,000007	(MSWD: 0,26, n = 3)	-0,5
green hornblende	2,71	7,47	0,21935	0,512624	0,000041	(MSWD: 0,86, n = 4)	

Tab. 4.
Sm–Nd-Daten von permischen Intrusiva: a) Brixen Granodiorit/Kontaktzone und b) Kirchschlag Olivin-Gabbro.
Sm–Nd data of meta-igneous Permian rocks: a) Brixen granodiorite/contact, b) Ol-gabbro of Kirchschlag.

die weite Verbreitung des permischen Magmatismus. Sm–Nd-Analytik von Plagioklas-Klinopyroxen-Paaren (Pl-Cpx) aus nicht alterierten basischen Intrusivgesteinen kann als ein relativ „sicher funktionierendes" Instrument bezeichnet werden, um grundlegende Aussagen zu (i) Alter und (ii) geochemischer Natur/Herkunft des Protolith-Magmas zu machen. Das zeigen mehrere Beispiele aus gabbroiden Gesteinen der Ostalpen (Miller & Thöni, 1995; Miller et al., 2011). Wenngleich die Präzision solcher Pl-Cpx-Zweipunkt-Isochronen durch den eher geringen, aber immer vorhandenen, „spread" (Tab. 4) etwas eingeschränkt ist – ein gut interpretierbares Ergebnis von doppelter Aussagekraft ist mit hoher Sicherheit zu erwarten.

Südliche Ötztaler Alpen. Alte und neue Daten zur polyphasen Entwicklung und Überlegungen zu Exhumationsmodellen des Schneeberg–Texel-Komplexes (Italien)

Traditionell galt das Ötztal-Stubai-Kristallin, die „größte allochthone Kristallinscholle der Ostalpen" (Schmidt, 1965), als *Einheit* mit einer langen *gemeinsamen tektono-metamorphen Entwicklung.* Erst seitdem in den 1970er Jahren die geochronologische Erforschung eingesetzt hatte, und vor allem seit den 1990er Jahren, begann das Bild der einheitlichen Entwicklung dieses Kristallins zu wanken, und für manche schien letztlich die als Einheit interpretierte Kristallinplatte so dramatisch zu zerfallen (Schmid et al., 2004), dass neuerdings gar der Ruf nach „Re-Unification" laut wurde (Klug & Froitzheim, 2022). Zusammengehörendes sollte wieder zusammengefügt werden.

Historische Betrachtung

Großmaßstäblich betrachtet, trug zum „Bild der Einheit" besonders die so genannte „Schlingentektonik" bei: Verfaltungen der Gesteinsserien im Zehner Kilometer-Maßstab um steil bis saiger stehende Faltenachsen, deren Verlauf im Kartenbild vor allem durch markante „Leitlithologien" wie Orthogneislamellen, Amphibolite, Marmore, oder auch Glimmerschieferzüge innerhalb der monotonen Paragneismatrix sichtbar wird. Allerdings ist hier festzuhalten, dass gerade der Bereich des Kristallins südlich des Schneeberger Zuges, das Texelkristallin, in Hinblick auf seine genaue tektono-metamorphe Erforschung lange ein „weißer Fleck auf der Karte" blieb (vgl. Schmidt, 1965: Abb. 1). Erst relativ spät wurde erkannt, dass genau dieser Bereich die höchste Metamorphose, unter eklogitfaziellen Bedingungen, im Zuge der alpidischen Orogenese erfahren hatte (Thöni, 1983; Hoinkes et al., 1991).

Die frühe Feldforschung und Deutung der Geologie des südlichen Ötztalkristallins ist mit prominenten Namen wie Bruno Sander, Ciro Andreatta, Wilhelm Hammer und Oskar Schmidegg verbunden (Schmidegg, 1933, 1936, 1964). Auch noch relativ „spätere" Arbeiten, wie die genaue Beschreibung der Lithologien und vor allem die äußerst detaillierte Feldkartierung und Darstellung der tektonischen Verhältnisse am Westende des Schneeberger Zuges durch Helbig & Schmidt (1978: Tafel 1!) bleiben mustergültige Beispiele sorgfältigster Geländegeologie. Nicht verwunderlich, dass das Gebiet bis heute die Herzen und Gemüter der Geologen erregt, denn es beherbergt einige der spektakulärsten, in großartiger Hochgebirgslandschaft aufgeschlossenen Deformationsstrukturen des gesamten Alpenorogens. Wer an einem klaren Tag etwa vom oberen Pfossental auf die wie um steile „Schlingen" aufsteigenden Gipfel des Lodners, Schrottners, oder der Hohen Weißen blickt, ahnt warum...

Gerade bei Betrachtung der Westumrahmung des Schneeberger Zuges und der nordwestlichen Texelgruppe (Pfossental-Schnalstal-Ausgang; Teil des Naturparks „Texelgruppe") mag der Betrachter aus dem großräumigen Kartenbild den sicheren Eindruck gewinnen, dass bestimmte Lithologien, die, von Nord und West hereinziehend, eine ungestörte Verbindung südostwärts zu Gesteinszügen der Texelgruppe haben (vgl. Schmidegg, 1933, 1964: Tafel 1), jedenfalls nicht in späterer geologischer Zeit durch tektonische Prozesse zerschnitten worden sind.

Van Gool et al. (1987) waren bei vergleichenden Strukturuntersuchungen entlang eines W–E verlaufenden Profils im südlichen Ötztalkristallin (zwischen Reschensee und Texelgruppe) zum Schluss gekommen, dass die so genannte Schlingentektonik zwar polyphaser Natur sein müsse, der alpidische Anteil dieser Strukturprägung blieb in dieser Arbeit jedoch auch für den östlichen Teil des Profils (Pfossental) unbestimmt bzw. wurde von den Autoren für gering gehalten (van Gool et al., 1987). Wer nun aber mit Kenntnis und unter Berücksichtigung der neueren, seit etwa 1990 erarbeiteten petrologischen, struk-

turgeologischen und geochronologischen Forschungsergebnisse aus Texel- und Schneeberg-Komplex den Verlauf der Großstrukturen in diesem von SCHMIDEGG (1933) als „südliche Ötztaler Alpen“ bezeichneten Bereich betrachtet, kann wohl nicht umhin, stark zu mutmaßen, dass ein ansehnlicher Teil dieses spektakulären „Schlingenbaus“ – entgegen der lange vorherrschenden älteren Auffassung vom voralpidischen Alter der „Schlingentektonik“ – der alpidischen Deformation zuzuteilen ist (vgl. KRENN et al., 2011). Das würde bedeuten, dass voralpidisch bestehende, in der Amphibolit-Fazies (? oder höher) gebildete Strukturen im frühen bis fortgeschrittenen Stadium des kretazischen Metamorphose- und Exhumationsprozesses, also im hoch duktilen Deformationsfeld, intensiv wiederbetätigt/überprägt wurden, somit ein beachtlicher Teil des südlichen Ötztal-Stubai-Blocks eine dramatische alpidische Einengung/Verkürzung erfahren haben müsste. Ein Großteil dieser Verkürzung könnte im Zuge der Exhumation der eklogitfaziell/amphibolitfaziell geprägten Serien durch Deformation der frontalen, aber noch ausreichend warmen, daher plastisch verformbaren Bereiche der exhumierenden Platte durch großmaßstäbliche Verfaltung kompensiert worden sein, während innerhalb des Schneeberg–Texel-Extrusionskeils s. str. teilweise SE-Vergenz zu beobachten ist (Abb. 12, 13) (vgl. dazu SÖLVA et al., 2005a: Figs. 3, 10).

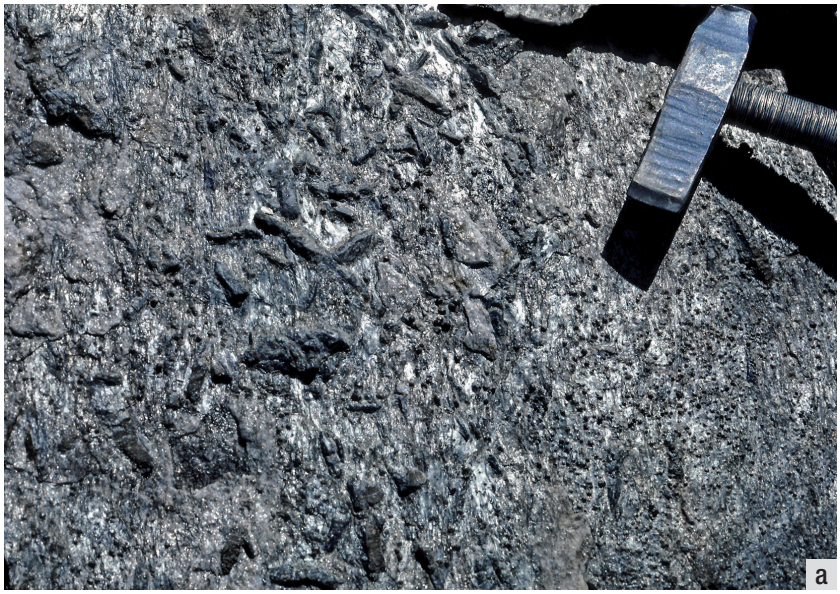
Eine solche Verkürzung des Kristallins durch starke interne Verformung bzw. eine erneute großmaßstäbliche Verfaltung ist für den Abschnitt des Ötztalkristallins nordwestlich des Eklogit führenden Texel-Bereiches nach dem Ende der Kreidezeit (≤ 70–60 Ma) kaum mehr denkbar (vgl. FÜGENSCHUH et al., 2000). Schon ab dem Paläogen herrschen vermutlich zu kühle und zu wenig duktile Verhältnisse, um das Kristallin noch großräumig deformieren zu können. Darauf weisen auch die zahlreichen publizierten Abkühlalter an Glimmern hin (z. B. THÖNI & HOINKES, 1987). Diese sind zum größten Teil kaum jünger als 70 Ma (SÖLVA et al., 2001, 2005a; HABLER et al., 2006, 2010). Nur im zentral-östlichen Bereich des Texelkristallins (Saltaus, Ulfas) treten vereinzelt Werte von < 70/65 Ma auf (HOINKES et al., 1991). Wenig überraschend, stammt das jüngste Rb–Sr-Biotitalter mit einem Wert von < 60 Ma aus dem Gebiet der Kolbenspitze über Ulfas (THÖNI, 1986: Fig. 9a), Fundlokalität jener Eklogite, welche die größten Versenkungstiefen in der Kreide anzeigen (ZANCHETTA et al., 2013).

Seit der Einbeziehung des südlichen Ötztal-Stubai-Kristallins (Texelgruppe) in den „Eoalpinen Hochdruckgürtel“ (EHB) vor mehr als 30 Jahren (THÖNI & JAGOUTZ, 1993) sind wichtige genetische Aspekte dieser Region noch immer unzureichend genau beantwortet bzw. bleiben ambivalent und daher weiterhin umstritten: (a) das Ausmaß der tiefsten Versenkung (Versenkungstiefe bzw. GP), (b) die genaue zeitliche Bestimmung des Druckpeaks, und (c) Art und Lokalisierung der Exhumationsbahn für die Hochdruckgesteine. Diese Fragen sollen im Folgenden im Lichte der neueren Literatur diskutiert und mit Hilfe bisher nicht publizierter Sm–Nd-Daten zusätzlich beleuchtet werden.

Geochronologie, P–T-Verhältnisse und Exhumation in Texel- und Schneeberg-Komplex

a) Polymetamorphose im Texel-Komplex

Die Abgrenzung von AMA, „Alpine Mica Age“ Zone (THÖNI, 1983: Fig. 1), gab erstmals ein ungefähres Bild der regionalen Ausdehnung eines bis dahin vermuteten, „alpidisch höher metamorphen Bereiches“ im südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, und insbesondere in der Texelgruppe. Der Zugang zu diesem Fragenkomplex lag naturgemäß hauptsächlich im Kompetenzbereich der Geochronologie, da das gesamte Gebiet ja als polymetamorph galt, somit von petrologischer und strukturgeologischer Seite nur bedingt quantifizierbare Antworten zur Zeitfrage erwartet werden konnten. Im Wesentlichen mittels Rb–Sr-Analysen an grobschuppigem (mm-großem) Hellglimmer aus Orthogneisen (der im Unterschied zu Hellglimmer aus Metasedimenten meist hohe Rb/Sr-Verhältnisse und somit vorteilhafte Voraussetzungen für die Datierung aufweist) und Kleinbereichs-Isochronen (an Gesamtgestein mit Lagenbau) wurde ein Gebiet abgegrenzt, in dem das Rb–Sr-System im Zuge des letzten Metamorphoseereignisses als vermutlich vollständig eingestellt (reset) interpretiert werden konnte. Hellglimmer kann im Rb–Sr-System, aus rein thermisch-diffusionsbezogener Sicht betrachtet (d.h. ohne die Einwirkung von Deformation, Fluidaktivität etc. zu berücksichtigen), als „mittel-robust“ oder „retentiv“ eingestuft werden, standardmäßig wird eine „blocking temperature“ von ≥ 500 ± 50 °C angenommen (korngrössenabhängig auch höher; z. B. GLODNY et al., 1998). Zudem kann Hellglimmer auch über den K–Ar-Zerfall (bzw. die Ar–Ar-Analytik) verlässliche geochronolgische Informationen für den „mittleren Temperaturbereich“ liefern (vgl. HARRISON et al., 2009) (Abb. 18). Die für die aktuelle Diskussion hauptsächlich relevanten Daten stammen aus Orthogneisen der südlichen Texelgruppe (und zwar aus den hoch gelegenen Bereichen zwischen oberem Kalmtal, Saltausertal, Spronsertal, Zieltal/Lodner Hütte bis zum oberen Pfossental), denn in weiten Teilen der restlichen AMA kommen Orthogneise nicht vor. Die für diesen Bereich der AMA gemessenen Rb–Sr-Alterswerte lagen innerhalb des Zeitraumes ca. 100–80 Ma, das erfasste Gebiet wurde somit als jener Bereich interpretiert, wo die alpidische Metamorphose 500–550 °C erreicht oder überschritten hatte. AMA sollte also ungefähr mit der „Alpinen Staurolith-Zone“ (ASZ) gleichzusetzen sein. Die damals ziemlich arbiträr gesetzte „Obergrenze“ für Rb–Sr-Hellgimmeralter bei 100 Ma, also die Beurteilung, was noch ein Mischalter, d.h. einen unvollständig zurückgestellten Alterswert darstellt (> 100 Ma) und was als echtes Eoalpines Bildungs- oder Abkühlalter gelten konnte (< 100 Ma), hat sich später als einigermaßen zutreffend herausgestellt: So genannte robuste Isotopensysteme/Minerale (Sm–Nd, Lu–Hf, U–Pb an Granat und Zirkon) lieferten Alterswerte zwischen 100 und > 80 Ma (Abb. 13 und 19). Aus dem oberen Saltausertal, aus unmittelbarer Nähe des (späteren) Fundpunktes der Eklogite, lagen beispielsweise Rb–Sr-Alter an Hellglimmer-Grobfraktionen mit Werten von 90,7 ± 3,6, 90,5 ± 3,6 und 85,7 ± 3,4 Ma, sowie eine Kleinbereichsisochrone von 89 ± 9 Ma (bzw. 80 ± 6 Ma) vor (THÖNI, 1983); diese Daten wurden als Schließalter nahe dem kretazischen Metamorphosehöhepunkt interpretiert. Ganz ähnliche Rb–Sr-Alter von grobkörnigen Hellglimmern (mit Werten von 90,3 ± 1,2 und 87,3 ± 0,9 Ma) wurden später aus dem benachbarten,



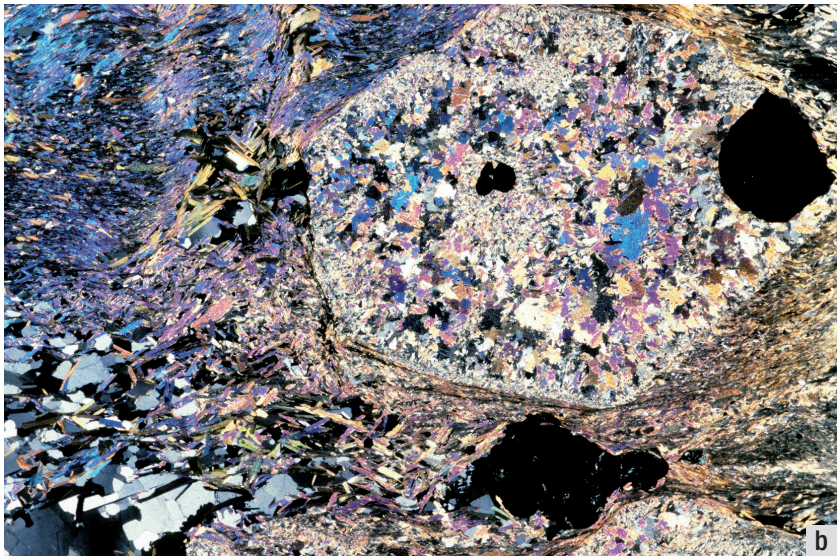


Abb. 11.
a) Alpine Pseudomorphosenbildung nach (?) vorkretazischem Staurolith. Die bis dm-großen Stängel in einer intensiv crenulierten Granat-Glimmerschiefer-Matrix sind kaum verformt und zeigen zum Teil sogar noch idiomorphe Flächen des Vorläufer-Minerals (Abb. 11b). Fundstelle: nahe Kote 2.910 m, Oblatsch, südlich Eishof, westliches Texelkristallin (Aufnahme: 30.07.1981).
b) Dünnschliffbild (gekreuzte Pol.) der Probe aus Abbildung 11a (Probe T1223). Die Pseudomorphosen bestehen durchwegs aus fein- bis mittelkörnigem, aber unorientiertem Hellglimmer. Das Fehlen von Staurolith mag als Hinweis dafür gelten, dass die Bildungsbedingungen für Alpinen Staurolith, hier an der Grenze zur AMA, temperaturmäßig gerade noch nicht erreicht waren (> 500 °C / < 550 °C). Bildlänge: ca. 17 mm.

a) Alpine pseudomorphs after (?) pre-Alpine staurolite. The up to 10 cm long stem-shaped pseudomorphs are set in a strongly crenulated matrix of garnet-mica-schist and are nearly undeformed, partly even showing old idiomorphic forms (Text-Fig. 11b). Near locality 2,910 m (a.s.l.), Oblatsch, south of Eishof, western Texel group (Photo taken on July 30, 1981).
b) Thin section microphotograph (crossed Nic.) of sample T1223, shown in Text-Figure 11a. The pseudomorphs are composed nearly exclusively of fine to medium-grained, but unoriented white mica. The absence of any staurolite might indicate that in this locality, near the border to AMA (Alpine mica age zone), metamorphic temperatures during Alpine reheating were just too low to crystallize Alpine staurolite. Length of picture: 17 mm.

eklogitreichen Kalmtal publiziert (Exner et al., 2002). Richtung Westen setzt sich diese mit jungen Alterswerten dicht besetzte Zone weiter über das obere Spronsertal (Spalla, 1993), Mutspitze und Tschigot, bis in das obere Zieltal (am Südfuß der großen „Schlingen“ von Lodner und Hohe Weiße) und in das hinterste Pfossental fort. Überraschend (aus damaliger Sicht) war, dass diese Hellglimmer, vor allem in den Kerndomänen, ausgeprägte Phengitgehalte aufwiesen oder auch variable Chemismen mit auffälligen phengitärmeren „Streifen“ oder Rändern mit „SiO_2-Entmischungen“ zeigten (Thöni & Hoinkes, 1987: 206ff.). Dies wurde zwar als Anpassungsreaktion im Zuge der Eoalpinen Druckentlastung gedeutet, die dominierenden hohen Celadonit-Werte blieben aber ein weitgehend unverstandenes Phänomen – denn die Existenz einer jungen Hochdruckmetamorphose (und die Eklogitvorkommen) waren damals noch unbekannt bzw. nicht untersucht.

Zantedeschi (1991) kam später auf Grund von Rb–Sr-Altern an Hellglimmer (91–106 Ma) aus dem Partschinser Granitgneis (Biotitgranitgneis des Tschigot) zum Schluss, dass sich diese Zone mit erhöhten Eoalpinen T-Bedingungen (im Vergleich zur Darstellung in Thöni, 1983: Fig. 1) noch gute 10 km weiter südwestwärts erstrecke und möglicherweise den Talboden des Vinschgaus (am Schnalstalausgang) erreicht (Zantedeschi, 1991: Fig. 9). Hierzu wäre aus heutiger Sicht auch entscheidend, zu wissen, wie die nördliche Grenze dieses westlichen Abschnitts der AMA zum Ötztalkristallin s. str. genau verläuft, denn diese Begrenzung definiert jenen kritischen Abschnitt des unmittelbaren Kontaktes Texel-Hochdruck-Keil – Ötztalkristallin, wo keine Schneeberger Gesteine (die SNFZ) mehr als „trennendes Element“ dazwischen liegen bzw. als Footwall fungieren (siehe unten).

Es fällt auf, dass die unmittelbare Umrahmung von AMA (Thöni, 1983: Fig. 1) durch Alterszahlen gekennzeichnet ist, die zum Teil deutlich höhere Werte als 100 Ma anzeigen und oft mit retrograden Phänomenen verbunden sind (Abb. 11a, b). Nur Richtung E/SE, wo der Texel-Bereich von steilen Faults abgeschnitten und vom komplexen, alpidisch nur schwach metamorphen Meran-Mauls-Deckenstapel (Pomella et al., 2022) begrenzt wird, ist ein steiler alpiner Temperaturgradient zu registrieren. Die gerechneten Alterszahlen rund um AMA zeigten außerdem eine deutliche Korngrößenabhängigkeit an (Thöni, 1983:

Fig. 3). Ähnlich „erhöhte“ Rb–Sr-Daten waren schon von Satir (1975) publiziert worden. Diese „Alter“ tragen keine geochronologische Information s. str., sie sind aber dennoch von hoher Aussagekraft. Solche „Mischalter“ zeigen an, dass das Rb–Sr-Isotopensystem im Zuge der alpidischen Überprägung nur teilweise wieder neu eingestellt wurde. Die Zahlen zeigen also abfallende alpidische Überprägungstemperaturen von der AMA „nach außen“ an. Ähnliche Mischalter (100–200 Ma) liegen auch als K–Ar-Alter an Amphibol ($T_c \geq 500$ °C; vgl. Abb. 18) aus Schneeberger Zug und Laaser Serie, der Nord-Umrahmung des Texelkomplexes, vor (in diesem System wohl teiweise auch durch Ar-Überschuß zu erklären; Frank et al., 1987b).

Zusätzlich zur oben angedeuteten Anbindung zu Großstrukturen des „alten Kristallins“ weiter im Westen und Norden, lieferten die Gesteine der Texelgruppe – etwa in auffälligem Kontrast zu manchen Abschnitten, wie Koralpe, im Osten des „Eoalpinen Hochdruckgürtels“ (EHB, *sensu* Thöni & Jagoutz, 1993) – zahlreiche analytische Belege für ihre polymetamorphe Natur. Trotz intensiver alpidischer tektonometamorpher Überprägung belegen geochemische und geochronologische Daten deren Ähnlichkeit zu Gesteinen des Ötztal-Blocks nordwestlich des Schneeberg-Komplexes. Dies trifft gerade auf die zahlreichen Orthogneiskörper zu, deren Datenpunkte im Rb–Sr-Isochronendiagramm vorwiegend entlang der „kaledonischen“ Regressionsgeraden liegen (Thöni, 1983: Fig. 2). Neben den erwähnten „Mischaltern“ bei Orthogneis-Hellglimmern, wurden eindeutige geochronologische Hinweise auf einen „Mineral-Altbestand“ bei Phengiten aus Eklogit (Hoinkes et al., 1991), bei Granat aus Para- und Orthogneis (Habler et al., 2006; vgl. Sölva et al., 2001), und neuerdings auch bei Granat aus Eklogit (Miladinova et al., 2021) gefunden. Alle diese Alterszahlen, die nominal den Zeitraum ca. 140–290 Ma abdecken, können auf Grund mikrostruktureller und mineralchemischer Kriterien (diskontinuierliche Zonierung bei Granat; Habler et al., 2006) nur als alpin-voralpine „Mischalter“ interpretiert werden. Inwieweit das permisch-triadische Ereignis im Texelkristallin wirksam war, ist bis jetzt nur wenig erforscht. Eine ICP-MS U–Pb-Datierung von Cassiterit (289 ± 5 Ma) und weitere U–Pb-Daten an Sn-reichen Titaniten (224–242 Ma) aus einem lokalen Pegmatitvorkommen östlich des Passeiertales weisen jedoch darauf hin, dass es Pegmatitbildung zu dieser Zeit gab (Konzett et al., 2018). Und möglicherweise handelt es sich beim „Pegmatoid-Feld von Ratschings“ (Sassi, 1968) ebenfalls um permo-triadische Bildungen.

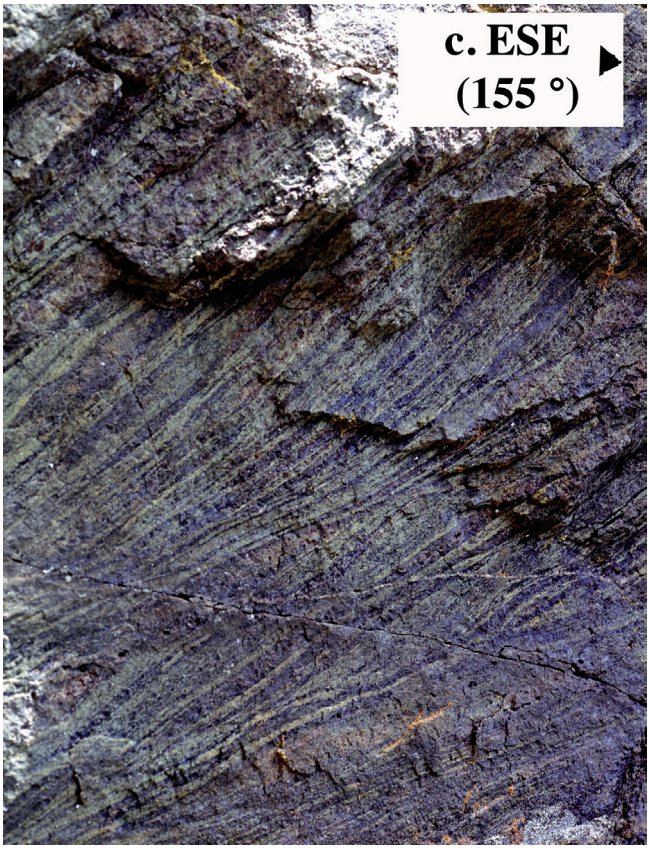


Abb. 12.
Eklogit-Aufschluss im Texelkristallin; Lokalität: ca. 1.500 m, über Gstear, Saltausertal. Die Orientierung der Mikrostrukturen und des ausgeprägten metamorphen Lagenbaus (Omphazit-Granat-Amphibol-reiche Lagen) / der Foliation könnte auf einen ESE gerichteten Schersinn bei der Exhumation der Hochdruckgesteine hinweisen (vgl. Sölva et al., 2005b). Bildbreite: ca. 17 cm.

Eclogite outcrop from the Texel crystalline basement; locality: c. 1.500 m a.s.l., near Gstear, Saltaus valley. Orientation of microstructures and the pronounced metamorphic layering (Omp-Grt-Am-rich layers) / the foliation could indicate a ESE-directed sense of shear during exhumation of the HP rocks (see Sölva et al., 2005b). Image width: c. 17 cm.

b) Kretazische HP-Metamorphose im Texel-Komplex

Die Entdeckung von Eklogiten in der Texelgruppe (Abb. 12) (im oberen Saltausertal, Obisell Alm-Gebiet) erforderte ein Umdenken in Bezug auf die alpinen P–T-Verhältnisse und die gesamte tektono-metamorphe Entwicklung im Texelkristallin. Die erste petrologische Bearbeitung der Eklogite ließ – in Verbindung mit Rb–Sr-Daten an Phengit – auf Bedingungen am kretazischen Druckhöhepunkt von 1,1–1,2 GPa und auf maximale (post-P-Peak) Metamorphosetemperaturen während der Druckentlastung um 650 °C schließen (Hoinkes et al., 1991). Eine zweite, petrologisch-strukturgeologisch-geochronologisch kombinierte Studie erbrachte, unter Einbeziehung verschiedener weiterer Eklogitvorkommen samt Nebengesteinen, ähnliche bzw. geringfügig höhere P–T-Bedingungen (1,2–1,4 GPa/540–620 °C) für das eklogitfazielle Stadium; dessen zeitliche Zuordnung wurde in dieser Arbeit mit einer Sm–Nd-Isochrone (5 Granatfraktionen, MSWD = 1,5; n = 7) eines Eklogits bei 85,2 ± 4,6 Ma fixiert (Habler et al., 2006) (Abb. 13).

Erweiterte geothermobarometrische Berechnungen für Eklogitparagenesen aus dem Saltausertal sowie aus dem weiter westlich gelegenen Spronsertal nördlich Meran (vgl. Spalla, 1993) lieferten neuerdings dagegen mittlere P–T-Werte um 1,9–2/2,2 GPa bei 580–670 °C (Tropper et al., 2023). Diese Werte werden allerdings von den P(T)-Angaben, die für die Ulfas-Eklogite aus der nordöstlichen Texelgruppe bestimmt wurden, noch deutlich übertroffen. Si-Gehalte bis 3,61 a.p.f.u. in Phengit und „hohe“ K-Gehalte in Klinopyroxen werden als unzweideutige Druckindikatoren für das letzte HP-Ereignis angeführt. Allerdings gibt es, analog zu manchen Beobachtungen in den Eklogiten weiter im Südwesten (Habler et al., 2006), auch Hinweise auf Mehrphasigkeit: Ca-reiche „reliktische“ Kerne in Granat könnten ein älteres, voralpines Hochdruck-Ereignis anzeigen (Zanchetta et al., 2013) (vgl. dazu auch Miladinova et al., 2021). Die errechneten Druckwerte von > 2,5–3 GPa (vgl. Tropper et al., 2023: Fig. 6) liegen jedenfalls nahe dem bzw. innerhalb des Coesit-Feldes – sie übertref-

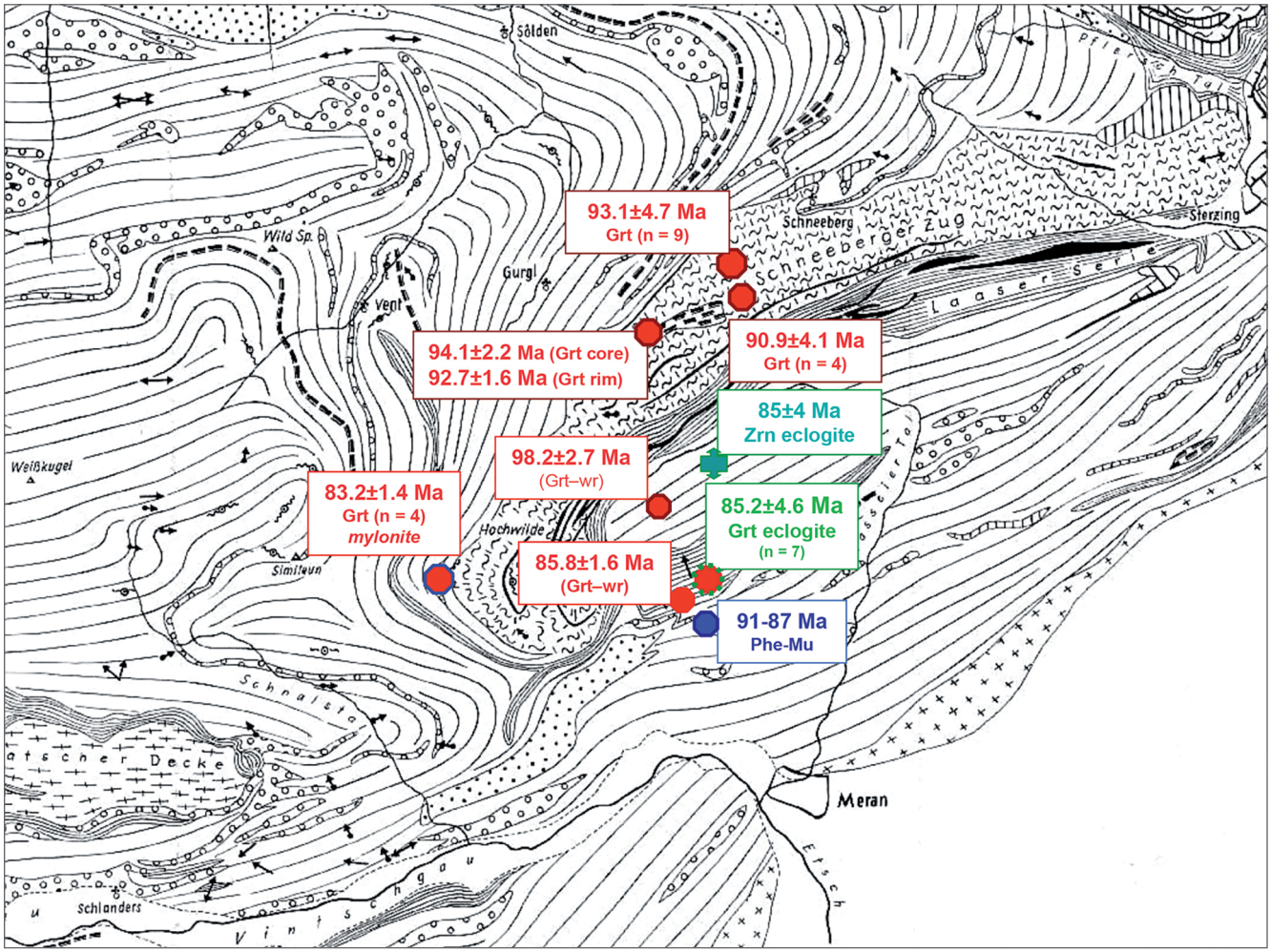


Abb. 13.
Dieser Kartenausschnitt aus Tafel 1 von SCHMIDEGG (1964) zeigt den für die vorliegende Arbeit relevanten Teil der südlichen „Ötztaler Masse“ (SCHMIDEGG, l. c.), mit Bezeichnungen von im Text genannten Lokalitäten oder geologischen Einheiten und dem Verlauf (Streichen, Geländeverschnitt) von Großstrukturen oder Leit-Lithologien zum „Schlingenbau“. Die relevanten „robusten“ Altersergebnisse aus Texel- und Schneeberg-Komplex sind (als Mittelwerte) in Farbe dargestellt. Rot und Grün: Sm–Nd-Alter von Granat; Türkis: U–Pb-Alter von Zirkon; Blau: Rb–Sr-Alter von Phengit.

This map drawn by SCHMIDEGG (1964: Tafel 1) shows the section of the southern “Ötztal mass” relevant for the present discussion; it highlights important localities addressed in the text and shows the regional trend of km-scale structures and key lithologies of the so called “Schlingenbau”. Relevant “robust” ages from the Texel and Monteneve complexes are indicated, as mean age figures, in colour. Red and Green: Sm–Nd garnet age, Turquoise: zircon U–Pb age, Blue: Rb–Sr age of phengite.

fen damit die Bedingungen, die für die Eklogite der Typlokalität in der Saualpe errechnet wurden (2,2 ± 0,2 GPa bei 630–740 °C) (MILLER et al., 2005; THÖNI et al., 2008b) deutlich. Ähnlich hohe Drücke für EHB-Eklogite wurden bisher nur vom östlichen Ende des Hochdruck-Gürtels, dem Pohorje, bekannt (z.B. JANÁK et al., 2009).

„Robuste“ geochronologische Systeme: Wie alt ist der Druck-Höhepunkt in Schneeberg- und Texel-Komplex?

Das für die Ulfas-Eklogite publizierte U–Pb-Alter von 85 ± 4 Ma an metamorphem Zirkon (mit niedrigen Th/U-Verhältnissen) wird von den Autoren als Kristallisationsalter „nahe dem Druckpeak“ interpretiert (ZANCHETTA et al., 2013). Dieses Alter postuliert jedenfalls eine sehr schnelle Exhumation der Hochdruckparagenesen aus Mantel-/Krusten-Tiefen von ≥ 100 km. Die vollkommene Konkordanz dieses Alters mit dem Sm–Nd-Granatalter (85,2 ± 4,6 Ma) aus dem Saltausertal (HABLER et al., 2006) könnte auf einen ziemlich jungen (≤ 90 Ma) Druckhöhepunkt hinweisen. Sofern man also für die große Diskrepanz der (publizierten) Druckwerte (1,4 GPa: Saltaus versus 2 GPa: Spronsertal, versus 3 GPa: Ulfas) nicht die Erklärung in einer rein hypothetischen „tektonischen Melangierung“ sucht (den einzelnen Eklogitvorkommen also ganz unterschiedliche Versenkungstiefen zuweist), sollte man jedenfalls beim derzeitigen Stand des Wissens aus den existierenden Altersdivergenzen allein nicht definitiv den Schluss ziehen, dass die „Texel-Eklogite“ jünger seien als andere Abschnitte des EHB (vgl. Abb. 13 mit Abb. 19). Denn einerseits überlappen die Fehlerbalken der beiden identen „robusten“ (aber nicht sehr präzisen) Alter von 85 Ma für Zirkon und Granat nicht nur mit vielen anderen Alterswerten aus der näheren Umgebung, sondern auch mit zahlreichen deutlich präziser definierten Alterswerten aus dem Ostabschnitt des EHB (Saualpe, Pohorje), die das finale Stadium der HP-Entwicklung um c. 90 Ma klar dokumentieren (Abb. 19). Andererseits lieferte ein Glimmerschiefer aus dem Kalmtal (nahe den Eklogitvorkommen von Saltaus und Ulfas) ein Grt–wr Sm–Nd-Alter von 98,2 ± 2,7 Ma (SÖLVA et al., 2005a: Fig. 9c). Gerechnet mit dem entsprechenden Leachate (Grt R – L), ergibt sich allerdings ein sig-

nifikant jüngeres Alter von 90,7 ± 2,8 Ma für diese Granatprobe. Obwohl dieser letztere Wert mit den Fehlerbalken der oben diskutierten 85-Ma-Alter für Zirkon und Granat überschneidet, können beide Zahlen im Gesamtkontext nur als „Hochdruck-Alter“ (auf den Druckpeak oder noch auf die Subduktionsphase bezogen) interpretiert werden, womit klar wird, dass sich das Hochdruckereignis in der Texelgruppe nach dem gegenwärtigen Stand des Wissens insgesamt „nur“ grob auf den Zeitraum 100–80 Ma eingrenzen lässt (vgl. ZANCHETTA et al., 2013).

Schneeberg-Komplex (Monteneve)

Der sich bogenförmig über > 40 km zwischen Pfelders im Westen und Sterzing im Osten erstreckende *Schneeberger Zug (Schneeberg-Komplex/Complesso di Monteneve)* (Abb. 13) besteht (a) aus einer schmäleren Randabfolge (genannt „Bunte Serie“) mit Groß-Granatglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Quarzit und Karbonaten und (b) der dominierenden, mächtigen „Monotonen Serie“ aus silbergrauem Granatglimmerschiefer mit meist *ausgeprägtem phyllitischen* Habitus. Im Süden und Südwesten werden die Gesteine des Schneeberg-Komplexes s. str. von der polymetamorphen, Marmor führenden Laaser Serie und der sogenannten „Rahmenzone“ (aus Glimmerschiefer) begleitet bzw. umrahmt (vgl. FRANK et al., 1987b: Fig. 8).

Die Existenz einer eigenen, „frühalpinen“ – von der „Tauernkristallisation“ (*sensu* B. SANDER) deutlich abgesetzten – Metamorphose im Südteil des Ötztal-Stubai-Kristallins wurde erstmals durch die Arbeit von SCHMIDT et al. (1967) mit Rb–Sr-Biotit-Altern von 77 ± 4 bis 81 ± 3 Ma aus dem Schneeberger Zug analytisch belegt. Nach allen bis jetzt publizierten geochronologischen Daten scheinen die Schneeberger Gesteine – im Unterschied zum umrahmenden/unterlagernden Kristallin – nur von dieser kretazischen Metamorphose geprägt worden zu sein. Auch aus diesem Grund stellt der Schneeberger Zug für manche Bearbeiter ein fremdes Element (mit jungem Sedimentationssalter) dar, das erst in Eoalpiner Zeit in das Ötztal-Stubai Basement „eingefaltet“ worden sei (vgl. TOLLMANN, 1977; HELBIG & SCHMIDT, 1978; KRENN et al., 2011; KLUG & FROITZHEIM, 2022). Mitarbeiter um B. ZANETTIN von der Universität Padova waren auf Grund ihrer Feldforschungen schon früh überzeugt, dass die Gesteine des Schneeberger Zuges/Tratto die Monteneve (und vielleicht sogar auch der südlich angrenzenden Laaser Serie) monometamorphes Mesozoikum darstellen (ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1971).

Die maximalen kretazischen P–T-Bedingungen in den Granatglimmerschiefern dieses „südvergenten Synklinoriums“, mit Staurolith-, Kyanit- und (lokal) Andalusitbildung, können mit ca. 600 °C bei 1 GPa am Druckhöhepunkt angegeben werden (KONZETT & HOINKES, 1996; HABLER et al., 2001; SÖLVA et al., 2005a). Hier ist eine Diskussion der geochronologischen Daten, insbesondere der Ergebnisse der typisch hypidiomorphen, cm-großen „Schneeberger Granate“, angebracht (Abb. 14a–d).

Sm–Nd-Analysen an zoniertem, einphasigem Granat von zwei Glimmerschiefer-Proben aus dem vorderen Seebertal (eine aus der „Monotonen Serie“ und eine aus der „Bunten Serie“) gaben Mehrpunkt-Regressionsalter von 90,9 ± 4,1 Ma (n = 4) und 93,1 ± 4,7 Ma (n = 9) (THIEDE, 2001; SÖLVA et al., 2005a). Diese Zahlen müssen als „mittlere Granatalter“ betrachtet werden; das heißt, die zugehörigen Fehlerbalken der jeweiligen Regressionsreihe umfassen die *maximale* Zeitspanne für die Granatkristallisation der jeweiligen Probe. Die Analysenreihen beider Proben (SÖLVA et al., 2005a: Tab. 1, Fig. 9) beinhalten sowohl (mit 4 N HCl) geleachte, als auch ungeleachte Granat-Fraktionen, sowie den jeweils zugehörigen Wert für das Gesamtgestein (wr). Die Ergebnisse der Leaching-Experimente zeigen, dass in beiden Fällen kein perfektes isotopisches Gleichgewicht (für Nd) zwischen Einschlüssen (L = Leachate) und Granatmatrix (R = residue) vorhanden war; das war, rein statistisch betrachtet, zu erwarten, die geochronologische Grundaussage der Alterswerte wird dadurch jedoch nur marginal berührt. Rechnet man die einzelnen geleachten Granatfraktionen mit ihren jeweiligen Leachates (Einschlüssen) als einfache Zweipunktisochronen, erhält man deutlich präzisere, aber auch variierende Alterswerte – denn die Wachstumsdauer der bis ≥ 1 cm großen Granatkristalle war nachweislich länger als die jeweiligen analytischen Fehler für präzise bestimmte Zweipunktsysteme. Solche Zeitunterschiede können sich in den Alterszahlen für unterschiedliche Magnetfraktionen widerspiegeln. Für die Granatglimmerschiefer-Probe aus der Monotonen Serie (RT99-120 III, Grt R-L; THIEDE, 2001) mit einem „mittleren“ Granatalter von 90,9 ± 4,1 Ma (n = 4, siehe oben) ergibt sich in dieser Weise ein Zweipunktisochronen-Alterswert von 91,1 ± 1,1 Ma (εtNd = -11,3), während die verschiedenen Magnetfraktionen (= Wachstumszonierung) des Granatglimmerschiefers aus der Bunten Serie mit einem mittleren Alter von 93,1 ± 4,7 Ma (für n = 9) drei Zweipunktisochronen-Alterswerte von 96,4 ± 1,4 Ma, 93,2 ± 1,6 Ma und 90,6 ± 2.0 Ma ergeben. Für regionalgeologische Interpretationen sind die „mittleren“ Alterswerte den Einzelwerten vorzuziehen (siehe SÖLVA et al., 2005a).

Für eine weitere Granatglimmerschiefer-Probe aus der Monotonen Serie des mittleren Seebertals (Probe ML98/36) wurden von HABLER et al. (2000, 2001) maximale P–T-Bedingungen von ca. 1 GPa bei 600 °C ermittelt. Diese Probe ist hier auch deswegen von besonderer Relevanz, weil neben Granat, Kyanit und Staurolith auch reichlich porphyroblastischer Andalusit in der Paragenese vorhanden ist (HABLER et al., 2001) und so über die Granatdatierung ein vollständigerer Einblick in das gesamte Zeitfenster, also Dauer und die Korrelation von duktilen Deformationsphasen und Kristallisation, möglich wird (Abb. 14b). Granat zeigt in der Hauptelementverteilung leicht „fluktuierende“, generell aber eine kontinuierliche Zonierung, mit leicht steigendem X_{Mg} und fallendem X_{Sps} vom Kern zum Rand (HABLER et al., 2001). Aus dem in Magnetfraktionen aufgesplitteten Brechgut wurden zwei Splits analysiert: eine Fe-ärmere Fraktion (Grt I, die den Kerndomänen der bis ca. 1 cm großen idiomorphen und meist einschlussfreien Granate entspricht) und eine Fe-reichere Fraktion (Grt II, die die Granatrand-Bereiche repräsentieren sollte). Die handgepickten, mit HCl (4 N) geleachten Separate lieferten Zweipunkt-Isochronenalter von 94,1 ± 2,2 Ma für die Granat-Kernbereiche und 92,7 ± 1,2 Ma für die Randbereiche. Unter voller Ausnutzung der Fehlerbalken lässt sich somit ein Zeitraum von knapp 5 Ma (96,3–91,5) für die Granatkristallisation errechnen. Zieht man jedoch eine einzige Regressionsgerade über alle diese vier Datenpunkte, ergäbe sich ein viel enger definiertes Granat-Bildungsalter von 93,0 ± 1,1 Ma (MSWD = 0,61). Obwohl diese Vier-Punkt-Isochrone sicherlich ein korrektes und robustes „mittleres Gra-

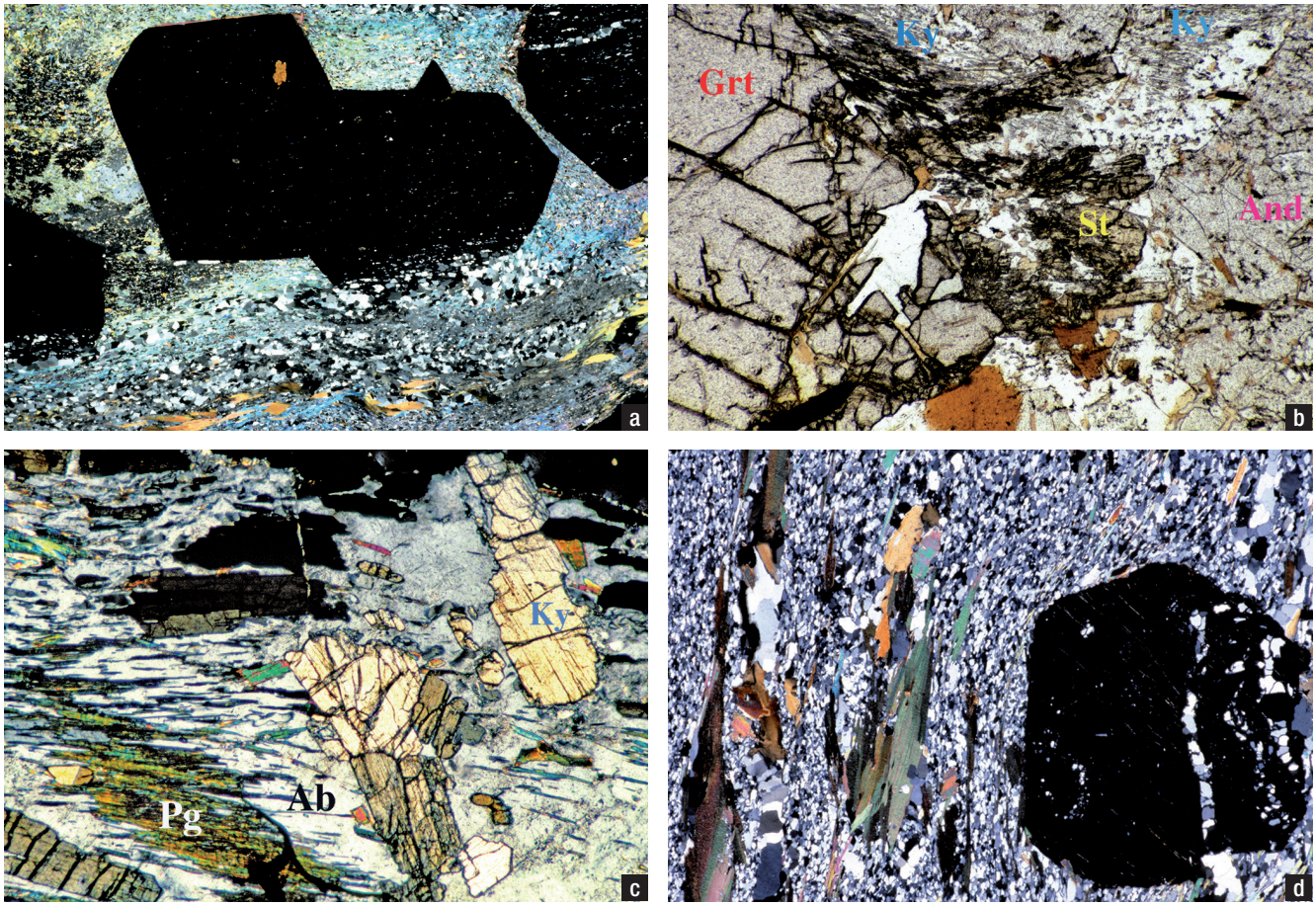


Abb. 14.
Mineralogie und Mikrostrukturen im Schneeberg Komplex.
a) Idiomorphe Granate mit Einschlüssen, eine feinkörnige Hellglimmer-Quarz-Matrix überwachsend; Granatglimmerschiefer der Bunten Serie (Probe RT99-120VIII). Magnetfraktionen dieser Granate gaben Sm–Nd-Alterswerte zwischen 96,4 ± 1,4 und 90,6 ± 2 Ma (Mittel: 93,1 ± 4,7 Ma; THIEDE, 2001). Bildlänge: 12 mm.
b) Staurolith (St) und Kyanit (Ky) führender Granatglimmerschiefer mit großen Andalusitblasten (And). Probe 98T23Öa, mittleres Seebertal. Die Sm–Nd-Alter der Granate (Grt) dieses Aufschlusses liegen bei 94,1 ± 2,2 und 92,7 ± 1,2 Ma (HABLER et al., 2001). Bildlänge: 11 mm.
c) Prograder Zerfall von Paragonit (Pg) zu Albit (Ab) und Kyanit (Ky); Granatglimmerschiefer, Timmelsjochstraße nahe Rabenstein (Probe Se, R. Peschel). Bildlänge: 11 mm.
d) Hypidiomorper Granat mit Quarz-Einschlusszügen und mm-grossen Biotitblasten in feinkörnig rekristallisierter plagioklasreicher Mylonitlage. Probe T1471, Timmelsjochstraße nahe Saltnuss. Bildlänge: 2,4 cm.

Mineralogy and microstructures in the Monteneve Complex.
a) Idiomorphic garnets with inclusions overgrowing a fine-grained matrix of mainly white mica and quartz; garnet-mica-schist of the "Bunte Serie" (sample RT99-120VIII). Magnetic fractions of these garnets yielded Sm–Nd ages of between 96.4 ± 1.4 and 90.6 ± 2 Ma (mean: 93.1 ± 4.7 Ma; THIEDE, 2001). Length of picture: 12 mm.
b) Staurolite (St) and kyanite (Ky) bearing mica-schist with large andalusite (And) blasts (sample 98T23Öa, Seeber valley). Garnet (Grt) from this outcrop gave Sm–Nd ages of 94.1 ± 2.2 and 92.7 ± 1.2 Ma (HABLER et al., 2001). Length of picture: 11 mm.
c) Prograde decomposition of paragonite (Pg) into albite (Ab) and kyanite (Ky); garnet mica-schist, road to Timmelsjoch, near Rabenstein (sample Se, R. Peschel). Length of picture: 11 mm.
d) Hypidiomorphic garnet with quartz inclusion trails and coarse-grained biotite blasts in a mylonitic matrix of fine-grained recrystallized feldpar (sample T1471). Road to Timmelsjoch, near Saltnuss. Length of picture: 2.4 cm.

natalter" wiedergibt, ist offensichtlich, dass im konkreten Fall (und im Lichte der oben genannten Ergebnisse für die Einzel-Fraktionen) der Zeitraum für das Granatwachstum durch die hier „günstigen" geochemischen Rahmenbedingungen (hohe P/D-Verhältnisse) statistisch unterschätzt wird. „Präziser" (kleinere Fehler) bedeutet also nicht immer „richtiger" (siehe Abschnitt: Genauigkeit versus Präzision: Kristallinterne Alterszonierung..., unten). Insbesondere für schnell ablaufende tektonische Prozesse (wie Exhumation) kann das von Bedeutung sein, da Zeitunterschiede von 3–5 Ma die abgeleiteten Modelle stark beeinflussen können; das zeigt gerade die aktuelle Diskussion zum exakten P–T-Pfad für die verschiedenen Abschnitte des EHB.

Die Tatsache, dass der Datenpunkt für das Gesamtgestein (wr) in zwei von drei der hier diskutierten Proben abseits (unter) den Regressionslinien für die Granatfraktionen (R-L) liegt, zeigt, dass im Endstadium der Metamorphose keine perfekte Homogenisierung der Nd-Isotope im Gesamtsystem bestand. Das kann die Vorstellung unterstützen, dass Deformationsprozesse nach der *Phase der Granatkristallisation (ca. 97–87 Ma)* in der Hellglimmer-Quarz-Matrix der Schneeberger Glimmerschiefer noch länger aktiv waren und durch kontinuierliche Rekristallisation partielle Elementmobilität förderten, während die idiomorphen Granate mehr und mehr als Porphyroklasten „umflossen" wurden; der verbreitet phyllonitische Charakter der Gesteine (lokale Biotitblastese ausgenommen) weist in die gleiche Richtung – Hinweise für spätmetamorphe Aktivität der SNF (SÖLVA et al., 2005a, b).

Gestützt auf die geochemische Ähnlichkeit des Probenmaterials, soll hier abschließend aus allen Sm–Nd-Analysen der drei hier beschriebenen Granatglimmerschiefer (n = 19, beinhaltend: 6 geleachte und 3 ungeleachte Granatfraktionen, 7 Leachates und 3 wr) eine „mittlere Regressionsgerade“ gerechnet werden. Das „mittlere Granatalter“ dieser Errorchrone liegt bei 92,6 ± 3,4 Ma (εtNd = -10,6) (vgl. Abb. 15). Die gemessenen Rb–Sr-Alter für Biotit stimmen mit ihrem Mittelwert von 79,5 ± 0,8 Ma an acht Proben (THIEDE, 2001) gut mit Biotitalterswerten (Rb–Sr und K–Ar, aus der Literatur) des weiteren Umkreises überein (SCHMIDT et al., 1967; SÖLVA et al., 2001); sie dokumentieren regionale Abkühlung unter ca. 300 °C für die obere Kreidezeit.

Auf Grund von Korrelation mikrostruktureller und mineralchemischer Daten mit der im Feld beobachteten Deformationsabfolge D1–D4 (HABLER et al., 2001, 2010; THIEDE, 2001; SÖLVA et al., 2005a) können aus den hier diskutierten geochronologischen Ergebnissen (Abb. 13) zusammenfassend folgende Schlussfolgerungen gezogen werden: (a) der kretazische Druckhöhepunkt wurde im zentralen Schneeberg-Komplex etwa um 93 ± 2 Ma erreicht; (b) in diesen Zeitraum fällt somit die Kristallisation der (volumenmäßig dominierenden) Kernbereiche der typischen Schneeberg-Granate; (c) die schmalen, oft idiomorphen Granatränder sind Bildungen der frühen Druckentlastungsphase (ca. 91–88 Ma), gefolgt von lokaler Andalusitbildung

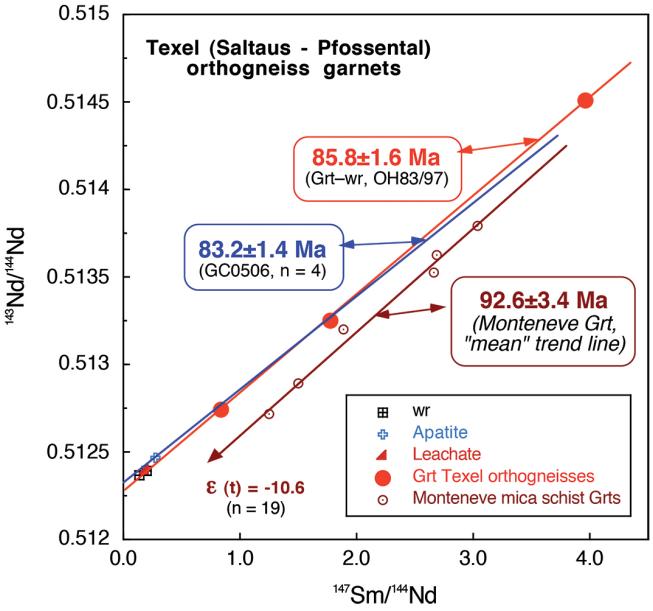


Abb. 15.
Sm–Nd-Ergebnisse für Granat aus zwei Orthogneisen der westlichen Texelgruppe (Tab. 5). Das Alter von 85,8 ± 1,6 Ma (Probe OH83/97, H. Sölva, Saltausertal) dokumentiert das initiale Exhumationsstadium/Druckentlastung der HP-Gesteine. Das Alter von 83,2 ± 1,4 Ma (Probe GC0506, G. Cotza, oberes Pfossental) stammt aus einer steil stehenden Scherzone und wird mit intensiver Deformation im Zuge der fortschreitenden Exhumation in Verbindung gebracht; es ist das jüngste robuste Alter im gesamten EHB. Die mittlere Steigung für die Schneeberg Granate (Monteneve) (92.6 ± 3.4 Ma) ist zum Vergleich dargestellt.

Sm–Nd garnet age results from orthogneisses of the western Texel Complex (Tab. 5). The 85.8 ± 1.6 Ma age (sample OH83/97, H. Sölva, Saltaus valley) documents a stage of initial exhumation/decompression following the P-peak of high-P metamorphism. The 83.2 ± 1.4 Ma age (sample GC0506, G. Cotza, from the upper Pfossen valley) is from a steep shear zone. It is related to intense deformation during ongoing exhumation, and it represents the youngest robust age for the entire EHB. The mean slope for the Monteneve garnets (92.6 ± 3.4 Ma) is shown for comparison.

und beginnender regionaler Abkühlung ab ca. 88–86 Ma. (d) Die Metamorphose-Alter im Schneeberg-Komplex sind ident mit der geochronologischen Information aus anderen, teilweise deutlich höher metamorphen Abschnitten des EHB, etwa aus der Saualpe (Abb. 19).

Schneeberg–Texel-Komplex: Exhumationsmodelle

Im Exhumationsmodell von SÖLVA et al. (2005a, b) stellt der Schneeberg-Komplex, in seiner Funktion der intensiv deformierten „Schneeberg Normal Fault Zone“ (SNFZ), jenen tektonischen Horizont im Liegenden des Ötztal-Stubai-Kristallins s. str. dar, an dem der noch weiter südlich gelegene, alpidisch hochdruckmetamorphe Texel-Komplex exhumiert wird.

Im überregionalen tektonischen Modell für das alpine Orogen teilen SCHMID et al. (2004) die verschiedenen Bereiche des ostalpinen Grundgebirges (*Upper Austroalpine basement nappes*) vier verschiedenen Deckenkomplexen zu; diesen Komplexen kommt modellhaft natürlich eine bestimmte paläogeographische Position vor deren Einbindung in die orogenetischen Prozesse zu. In diesem Modell werden Texel–Schneeberg-Komplex und das restliche Ötztal-Stubai-Kristallin s. str. zwei verschiedenen Deckenkomplexen zugeordnet: *Koralpe-Wölz high pressure nappe system* versus *Ötztal-Bundschuh nappe system*, während das unterlagernde Campo-Kristallin Teil eines weiteren, dritten Deckenkomplexes repräsentiert (*Silvretta-Seckau nappe system*) (SCHMID et al., 2004). Diese Klassifizierung impliziert eine bedeutende tektonische Dislokation zwischen Schneeberg–Texel-Komplex und Ötztal-Stubai-Komplex s str., und zwar nicht nur, um einen – wie auch immer gearteten – diskontinuierlichen alpinen Druckgradienten zu kompensieren. KLUG & FROITZHEIM (2022) halten in den Schlussfolgerungen ihrer Studie dagegen fest, dass im Gelände eine tektonische Grenze zwischen der Eklogit führenden Texel-Einheit und dem Ötztalkristallin s. str. nicht feststellbar sei.

Ein derart dezidiertes Statement ist anfechtbar, denn der Schneeberg-Komplex stellt, als intensiv duktil deformiertes, SE-vergentes Synklinorium, insgesamt eine „tektonisch besonders aktive Zone“ der Foot-wall des Ötztal-Stubai-Komplexes dar (siehe oben). Der durchgehend „phyllitische“ Charakter der Schneeberger Glimmerschiefer wird auf kontinuierliche Deformations-/Rekristallisationsprozesse (Kornzerkleinerung) während ihrer metamorphen Prägung erklärt, die schließlich von spätkinematischer Mineralblastese (Biotit, Granatränder) überdauert wird. Die muldenartige Hauptstruktur und SE-Vergenz entstand im Zuge der oberkretazischen Exhumation der südlich angrenzenden Einheiten. Die km-mächtige Serie aus „phyllitischem“ Granatglimmerschiefer mag eine deutlich andere Rheologie aufweisen als seine unmittelbare (feldspatreichere, „sprödere“) Umgebung im Liegenden und im Hangenden. Gerade aus der Vorstellung von KLUG & FROITZHEIM (2022), wonach die Schneeberger Serie als ferntransportierte, fremde Einheit erst in Eoalpiner Zeit in der variszisch metamorphen (rigiden) Basement-Einheit zu einem enggepressten Muldensystem mit konsistentem Verlauf seiner Strukturen (D1–D3 bzw. D4) geformt wurde, könnte gefolgert werden, dass die Gesteine des Schneeberg-Komplexes, im Kontrast zu den nördlich und südlich angrenzenden Einheiten, eine spezielle Position in Hinblick auf die alpine Deformation einnehmen und daher auch bei

der Exhumation des Gesamt-Komplexes (Texel) eine spezielle rheologische Funktion erfüllt haben könnten. Im finalen Exhumationsmodell von KLUG & FROITZHEIM (2022) ist der Schneeberg-Komplex (als „fremd" interpretierte Einheit) denn auch rund herum tektonisch begrenzt. Die tektonische Grenze wird um die ganze Einheit gezogen, während andere strukturgeologische Interpretationen nur die Nordseite des Schneeberg-Komplexes als eindeutig „tektonisch" markieren (KRENN et al., 2011; POMELLA et al., 2016).

Detaillierte Geländeaufnahmen und analytische Ergebnisse von der Hangendbegrenzung des zentralen Schneeberg-Komplexes und des Ötzalkristallins s. str. im Bereich Timmelsjoch und südwestlich davon, im oberen Ferwalltal, durch G. HABLER können einen Schlüssel zum Verständnis von Kinematik und Ablauf der Eoalpinen Exhumation in diesem Abschnitt des EHB i.w.S. bieten (HABLER et al., 2010). In diesem Abschnitt entlang der italienisch-österreichischen Staatsgrenze, der den Kontakt der beiden Einheiten aufschließt, zeigt eine amphibolitfaziell geprägte Mylonitzone innerhalb des basalen Ötztalkristallins einen bedeutenden Bewegungshorizont an (vgl. auch SCHMIDEGG, 1964: Tafel 1). Die sichtbare Hauptfoliation (Sc1), die subparallel zum lithologischen (voralpinen) Lagenbau verläuft, interferiert mit einer räumlich variierenden mylonitischen Foliation (Sc2), die durch reges syn- bis spät-/postkinematisches Wachstum von idiomorphem Granat und Biotitporphyroblasten gekennzeichnet ist. Die Hauptfoliation fällt mittelsteil (50 °) in Richtung NW–NNW ein und ist durch ein nach WNW abtauchendes Streckungslinear aus dynamisch rekristallisiertem Feldspat und Quarz charakterisiert, wobei sowohl WNW- als auch ESE-weisende Schersinnindikatoren vorhanden sind. Insgesamt weisen alle Strukturen, die dieser Haupt-Deformationsphase (Dc2) zugeordnet wurden, auf westgerichtete Schersinn-Kinematik hin (HABLER et al., 2010). In den Basalteilen der Oberplatte, die von SÖLVA et al. (2005a, b) als durch die unterlagernde Scherzone (SNFZ) zusätzlich „konduktiv erwärmt" interpretiert wurden, kam es also im Zuge der Exhumationsprozesse u.a. zur Ausbildung einer bedeutenden duktilen Deformationszone, an der der Ötztal-Block, als große Hanging-wall, in NW-Richtung bewegt wurde.

Rb–Sr-Analytik an feinkörnigem, chemisch homogenem Hellgimmer, der in Orthogneisen, etwa 400 m über dem Grenzkontakt Schneeberg-Komplex/Ötztalkristallin, die Hauptfoliation definiert, ergab ein Alter von 86,1 ± 0,9 Ma (HABLER et al., 2010). Das Datum wird als Bildungs-/Deformationsalter interpretiert. Biotit (aus der gleichen Probe) lieferte ein Rb–Sr-Alter von 80,8 ± 0,8 Ma, in guter Übereinstimmung mit zahlreichen ähnlichen Werten, die die regionale Abkühlung unter ca. 300 °C anzeigen.

Das komplexe, im Streichen offen bogenförmig verlaufende Muldensystem des Schneeberg-Komplexes zieht in mehreren Synformen (siehe FRANK et al., 1987b: Fig. 8) südwestwärts, dann schließlich nach Süden, und endet, indem es mitsamt seinen Rahmengesteinen an steilen bis saiger gestellten, Kilometer messenden Faltenachsen „in der Luft aushebt". Vielleicht erleidet die oben beschriebene *Timmelsjoch-Ferwalltal-Mylonitzone* ein ähnliches Schicksal – oder wird sie vielleicht gar noch in den „Staubereich", den spektakulären Schlingenbau mit großmaßtäblicher Verfaltung, im Zuge der oberkretazisch westwärts progradierenden Exhumation/Extrusion des hochdruckmetamorphen Texel-Komplexes, einbezogen? Die Änderung der Streichrichtung des Schneeberger „Bogens" entspricht einer Rotation des Gesamt-Blockes gegen den Uhrzeigersinn – das mag auf eine Änderung der Bewegungsrichtung des Hochdruck-Extrusionskeiles während seiner progradierenden Exhumation hinweisen.

Das Westende des Schneeberg–Texel Hochdruck-Keils: Wo ist die Anbindung?

An ihrem Südwestende formen die „besonderen" Lithologien von Schneeberger Zug und Laaser Serie gewissermaßen einen Knoten: Von den relativ monotonen, polymetamorphen Serien des Ötztal-Stubai-Kristallins rundum „umrahmt" und unterlagert, bilden sie in diesem Schlüsselgebiet Hauptelemente des typischen „Schlingenbaus" (SCHMIDEGG, 1933, 1964; HELBIG & SCHMIDT, 1978). Die spektakulären Strukturen von Schrottner und Lodner wurden in der äußerst detaillierten Kartierung von HELBIG & SCHMIDT (1978: Tafel 1) mit der Bezeichnung „Schlingenkerne" belegt; und, indem hier die jüngste, nach B. SANDER als „Schneeberger Kristallisation" bezeichnete Metamorphose die letzte duktile Deformation eindeutig überdauert, gilt für die Autoren gerade in diesem Gebiet ein dominierend alpiner Einfluss als sicher. Im mesoskopischen Bereich bilden sich durch das Zusammenspiel von Faltung und WNW-gerichteter Scherung vermehrt Intrafolialfalten und so genannte Mantelfalten (sheath folds) (KRENN et al., 2011). Im Bereich des oberen Pfossentals und des Zieltals (der westlichen Texelgruppe) ist nach meiner Schlussfolgerung wohl auch mit der größten alpinen Einengung bzw. Wiederbetätigung voralpiner Strukturelemente zu rechnen. Es verwundert daher nicht, dass auch die jüngsten Granatalter aus diesem Bereich stammen.

Tabelle 5 zeigt Sm–Nd-Analysen von drei Granat führenden Gneisen; die Datenpunkte von zwei dieser Proben sind in einem Isochronendiagramm in Abbildung 15 dargestellt. Der helle Orthogneis OH83/97 aus dem oberen Saltausertal (von H. SÖLVA ganz nahe an einem größeren Eklogitvorkommen geschlagen) gibt ein Grt–wr-Alter von 85,8 ± 1,6 Ma (bzw. 84,8 ± 1,6 Ma für Grt-Apatit). Dieser Alterswert ist ident mit dem Sm–Nd-Alter der Granat-Isochrone (85,2 ± 4,6 Ma) aus den Eklogiten (HABLER et al., 2006), aber besser definiert; er überlappt auch mit den Rb–Sr-Altern für phengitische Hellglimmer aus Orhogneisen der gleichen Lokalität (Abb. 13). Das Ergebnis wird als Kristallisationsalter während der initialen Druckentlastung interpretiert, und es ist äußerst bemerkenswert, dass dieses robuste Alter mit drei weiteren Granataltern aus ähnlichen Lithologien, die über die gesamte Länge des EHB (nämlich Schobergruppe, Koralpe und Pohorje) verteilt sind, innerhalb der Fehler *ident* ist und so die Synchronizität dieser Phase der initialen Exhumation für alle Abschnitte des EHB untermauert (vgl. Abb. 19).

Probe GC0506 (Tab. 5), ein muskovitreicher Ortho-Augengneis-Mylonit, wurde von G. COTZA im Zuge seiner strukturgeologischen Feldkartierung im oberen Pfossental in einer steil stehenden Scherzone innerhalb der Umrahmung der großen Lodner-Schrottner-Schlingen, ca. 1,5 km SSE Eishof, geschlagen (COTZA et al., 2006). Das Sm–Nd-Alter von 83,2 ± 1,4 Ma aus diesem Mylonit, dargestellt durch eine Best-fit-Isochrone für vier Datenpunkte (MSWD = 0,4; n = 4), ist als syndeformatives Granatbildungsalter zu interpretieren (Tab. 5, Abb. 15). Vergleicht man dieses Granatalter im regionalen Kontext mit dem Mittel der bekannten

Sample/lithology	*Sm, ppm*	*Nd, ppm*	*$^{147}Sm/^{144}Nd$*	*$^{143}Nd/^{144}Nd$*	*$\pm 2\sigma_m$*	*Grt–wr / mineral–L age*	*ε(t)Nd*
a) Oberes Saltausertal/Texelgruppe							
OH83/97 Grt	1,614	0,247	3,9577	0,514509	0,000033	85,8 ± 1,6	-4,6
wr (orthogneiss)	0,190	0,797	0,1441	0,512368	0,000009		
Apatite < 0,16	157,5	347,3	0,2742	0,512466	0,000001	84,8 ± 1,6	-4,6
b) Oberes Pfossental/Texelgruppe							
GC1804 Grt R (H_2SO_4)	2,062	1,247	0,9998	0,512577	0,000005	(114 ± 1,6)	-12,4
wr (paragneiss)	8,19	44,58	0,1110	0,511914	0,000004		
GC0506 Grt (0,15–0,45)	0,950	0,682	0,8420	0,512741	0,000013	83,0 ± 3,4	
Grt 2 R (4 N HCl)	0,843	0,288	1,7706	0,513248	0,000012	83,3 ± 1,6	
L (4 N HCl)	3,584	11,71	0,1850	0,512389	0,000011		
wr (orthogneiss-mylonite)	1,260	3,682	0,2068	0,512396	0,000004	83,2 ± 1,4 (n = 4)	-4,8

MF = magnetic fraction; R = residue (leached residual garnet fraction); L = leachate.

Tab. 5.
Sm–Nd-Daten für Granatfraktionen und Gesamtgesteine aus der Texelgruppe, SE Ötztal-Stubai-Komplex.
Sm–Nd data of garnet fractions and whole rocks from the Texel area, SE Ötztal-Stubai Complex.

Glimmer-Abkühlalter (z.B. Figure 8 in THÖNI, 1999), wird ersichtlich, dass die Mylonitisierung des Gneises bei noch ausreichend hohen Temperaturen (innerhalb des duktilen Deformationsfeldes für Feldspat), aber vermutlich schon in einem fortgeschrittenen Stadium der (schnellen) Exhumation/Extrusion des unmittelbar östlich angrenzenden Texel-Hochdruckkeils stattgefunden hat. Die Scherzone mag somit einen wichtigen Punkt für den Exhumationsprozess markieren.

Insgesamt kann aus diesen Daten und Beobachtungen abgeleitet werden, dass augenfällige Elemente der „Schlingentektonik“ gerade in diesem Abschnitt des südlichen Ötztalkristallins mit hoher Wahrscheinlichkeit der kretazischen Exhumation des Texel-Hochdruck-Keils und wohl nur untergeordnet vor-alpidischen Deformationsphasen zuzurechnen sind. Zu diesem Schluss kamen auch KRENN et al. (2011), die auf Basis umfassender Feldstudien und in einem überregionalen Vergleich des Texel–Schneeberg-Gebietes mit der Radentheinserie östlich des Tauernfensters eine Strukturabfolge (D1–D4) darstellen, die jener von SÖLVA et al. (2001, 2005a) und HABLER et al. (2006) in grundsätzlichen Punkten gleicht. Der entscheidende Bereich für die Beurteilung der „Grenze“ Texel–Schneeberg-Komplex zum Ötztalkristallin s. str., wie vor allem von KLUG & FROITZHEIM (2022) kritisiert, liegt m. E. genau dort. Folgt man den Ausbisslinien der Hauptfoliation im Kartenbild (SCHMIDEGG, 1964; KRENN et al., 2011: Fig. 2), so zeigt sich, dass die im Ötztal-Stubai-Kristallin typischerweise W–E verlaufenden und oft auch als „Leitgesteinshorizonte“ dienenden Serien im Raum nordwestlich des Texel–Schneeberg-Komplexes großräumig in ein N–S-Streichen einschwenken. Am auffallendsten ist jenes Gneis-Glimmerschiefer-Band, das von nahe Vent (im hintersten Ötztal) südwärts verläuft, sich in scharfem Bogen rund um die großen Schlingen am Westende Schneeberger Zug/Laaser Serie legt und sich nordostwärts in den zentralen Texel-Komplex fortsetzt – ein wohl untrüglicher Beleg für den Zusammenhang von voralpiner und alpiner Geschichte. Ohne Zweifel stellt also das SW-Ende von Schneeberger Zug und Laaser Serie ein Schlüsselgebiet dar, das es ermöglicht, die tektono-metamorphe Entwicklung und Beziehung von Texel–Schneeberg-Komplex und „Ötztaler Altkristallin“ weiter aufzulösen.

Wie mehrere „erhöhte Alter“ (> 100 Ma) von Muskovit (z.B. SATIR, 1975; THÖNI, 1983), so ist wohl auch der Granat-Alterswert von 114 ± 1,6 Ma der Gneisprobe GC1804 von der Nordflanke des oberen Pfossentals (Tab. 5) noch als „Mischalter“ im weitesten Sinne zu betrachten, obgleich mehrere analysierte Körner ein relativ homogen-ebenes Elementprofil aufweisen und der Alterswert selber schon nahe am „Eoalpinen Zeitfenster“ liegt (vgl. Abb. 19). Wie weiter oben diskutiert, dokumentieren alle diese Mischalterszahlen rund um die als AMA bezeichnete Zone lediglich erhöhte, aber nach außen hin abfallende Eoalpine Temperaturen nahe der Grenze zur Amphibolit-Fazies. Texturell-mineralogisch wird die retrograde hoch-grünschieferfazielle Überprägung des „alten Kristallins“ in diesem Gebiet etwa durch die spektakulären Pseudomorphosen am Oblatsch (S Eishof) dokumentiert, wo bis zu dm-große stängelförmige Pseudomorphosen aus Hellglimmer die Anwesenheit von vermutlich variszischem Staurolith (?) belegen (Abb. 11a, b). Inwieweit die grünschieferfazielle Überprägung des Ötztalkristallins s. l., die früher wegen des unvollständigen Re-settings der Mineralalter auch als „Mischalterszone“ bezeichnet wurde, wesentlich durch spätkretazische konduktive Erwärmung durch die Footwall (die NW-vergente SNFZ; SÖLVA et al., 2005a) zurückzuführen ist oder/und auf andere Art verursacht wurde, ist unklar. Im Kontext sei aber noch einmal betont, dass all diesen als „nahezu, aber nicht vollständig alpidisch verjüngten Alterswerten“ (z.B. das Granat-„Alter“ von 114 Ma in Tab. 5), wie auch markanten retrograden Phänomenen (Beispiel Oblatsch: Abb. 11), gerade in dieser Region eine sehr wichtige Aussagekraft zukommt; sie belegen nämlich, dass ein *kontinuierlicher Übergang zu bzw. Zusammenhang mit* den Kristallinserien NW und SE des Schneeberger Zuges besteht, das alpidische thermische Profil also *nicht grundsätzlich zerschnitten* worden sein kann.

Die Hauptkritik von KLUG & FROITZHEIM (2022) betrifft das „Zerschneiden“ des südlichen Ötztalkristallins, und zwar durch fiktive tektonische Linien (Deckengrenzen), die nach ihrer eigenen Strukturanalyse im Gelände nicht auffindbar seien. Die obigen Ausführungen, insbesondere der „kontinuierliche Verlauf“ der „Venter Schlinge“ vom alpin schwächer metamorphen Ötztalkristallin in das Eoalpin HP-metamorphe Texelkristallin, weist auf den gleichen Widerspruch hin, nämlich, dass diese Großstrukturen nie zerschnitten waren. Und auch wenn die sehr genaue Kartierung dieses kritischen Abschnitts durch HELBIG & SCHMIDT (1978: Tafel 1) im Vergleich zur Strukturübersicht von SCHMIDEGG (1964: Tafel 1) viele wichtige Details zeigt – in jedem Fall kann angenommen werden, dass die penetrative oberkretazische Deformation im Zuge der Extrusion des Texel-Hochdruckkeiles die alten, voralpinen Kontakte durch kräftige Einengung und spät-/postkinematische Mineralblastese stark verändert/überprägt hat. Könnte es sein, dass hier, in permisch-triadischer Zeit, *ein kontinuierlicher (tektonisch nicht getrennter) Übergang* von „normaler“ variszischer Kruste („Ötztal–Bundschuh-Einheit“) zu einem stärker ausgedünnten Krustenbereich („Koralpe-Wölz-Einheit“ *sensu* SCHMID et al., 2004) bestehen blieb, der dann im Zuge der Eoalpinen Kompression und Subduktion zu großen Tiefen versenkt, und bei der Exhumation schließlich außergewöhnlich stark eingeengt, steil gestellt und überkippt wurde? (vgl. dazu POMELLA et al., 2016). Aus zahlreichen Daten, wie auch aus dem Gesteinsbestand (den Protolithen) selber ist ersichtlich, dass die vorkretazische Beziehung des Koralpe-Wölz-Systems zum Ötztal-Bundschuh-System im östlichen Abschnitt des EHB (Koralpe) deutlich anders gestaltet gewesen sein muss als im Bereich des Texelkristallins, 400 km weiter westlich. Das seltene Vorkommen von Pegmatiten und auch das Fehlen von Gesteinen mit eindeutig junger MORB (Mid Ocean Ridge Basalt)-Signatur im Texel-Gebiet einerseits und das Fehlen von überzeugenden Hinweisen für eine prä-permische Metamorphose in der Koralpe andererseits sind einige der Unterschiede, die hier anzuführen sind.

KRENN et al. (2011: Fig. 2b) ziehen die Grenze erster Ordnung – zwischen Texel-Komplex (Koralpe-Wölz nappe system) und Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh nappe system) – entlang jener Glimmerschieferzone, die einerseits weit nach Norden hin (bis nahe Vent) mit dem Ötztalkristallin verschmolzen ist, andererseits an der Südumrahmung des Schrottner/Lodner Schlingenknotens eine Abspaltung Richtung Südwesten aufweist. Daraus kann man ableiten, dass es sich bei dieser Konfiguration um eine alte, voralpine, aber zugleich auch um eine junge, kretazisch geformte, also um eine polyphase Struktur handelt. KRENN et al. (l. c.) ziehen die „Deckengrenze“ dann entlang des südlichen Schenkels der großen liegenden Schnalser Schlinge (SCHMIDEGG, 1964) weiter Richtung Westen/Südwesten. Dies entspricht zugleich dem nördlichen Randbereich des langgestreckten Partschinser Granitgneises („Tschigot-Granit“). Der altpaläozoische, ca. 450 Ma alte (ZANTEDESCHI, 1991) Intrusionskörper mag hier gewissermaßen wie ein Härtling gewirkt haben, der die Partitionierung der alpinen Deformation wie eine kanalisierende Schiene beeinflusste. Die nördliche Kontaktzone dieses Intrusionskörpers zu den Paragneisen wird abschnittweise als stark mylonitisiert beschrieben (BARGOSSI et al., 2011). Entlang dieser Kontaktzone sinkt die hypothetische Deckengrenze Texel-Komplex/Ötztalkristallin Richtung Vinschgauer Talboden ab und trifft dort, nahe dem Ausgang des Schnalstales, auf ein anderes wichtiges Strukturelement: die Vinschgauer Scherzone (VSZ).

Exhumiert die Vinschgauer Scherzone den Texel-Komplex?

Schon SCHMID & HAAS (1989) hatten die Hangendgrenze des Tschigot-Granits als bedeutende Bewegungszone gezeichnet, als Überschiebungshorizont, dessen östlicher Bereich die Basalanteile der VSZ in den (alpinen) Großfaltenbau der westlichen Texelgruppe überleitet (SCHMID & HAAS, 1989: Figs. 12, 13).

MONTEMAGNI et al. (2023) legen auf Basis strukturgeologischer und geochronologischer Daten ein neues Modell der Vinschgauer Scherzone vor, in dem diese Struktur die entscheidende Rolle für die Exhumation des Schneeberg–Texel-Komplexes übernimmt. Die VSZ stellt eine bis > 500 m mächtige und in ihrem W–E-Streichen über > 40 km am Südhang der Vinschgauer Sonnenberge aufgeschlossene Deformationszone dar. Im Liegendteil des südlichen Ötztalkristallins positioniert, bewegt die VSZ, bei gleichzeitig leichtem N-Fallen, den gesamten Ötztal-Block in Richtung Westen.

Im äußersten Westen liegt der größere Ötztal-Stubai-Block tektonisch auf Mesozoikum und dem Kristallin der Scarl-/Sesvenna-Einheit. Die seit HAMMER (1908, 1912) als *Schliniglinie* bekannte basale, flach nach Osten einfallende Struktur wurde seit Langem als Überschiebung („Schlinigüberschiebung“) interpretiert, an der der Ötztal-Block westwärts überschoben worden sei (HAMMER, 1931; THÖNI, 1980a; STUTZ & WALTER, 1983; SCHMID & HAAS, 1989), und es wurde außerdem eine (hypothetische) Verbindung dieser Struktur ostwärts zur heute als *Vinschgauer Scherzone* (VSZ) bekannten Überschiebung in den Vinschgauer Sonnenbergen (Eyrs-Laas) hergestellt. FROITZHEIM et al. (1997) hingegen führten aus, dass die Schliniglinie in ihrem klassischen Abschnitt in ihrer *spätaktiven Phase* die Funktion einer flachen, ostvergenten Abschiebung hatte. Die „*Schlinig thrust*“ wurde so zur „*Schlinig fault*“ – und eine kausale Verbindung von Schliniglinie und VSZ wurde im Weiteren obsolet. Eine Konsequenz dieser neuen Situation ist, dass die genaue tektonische Zuordnung des gewissermaßen „isolierten“ westlichsten Teils des Ötztalkristallins (westlich der oberen Etsch) seither unklar erscheint. Ist die ursprüngliche Zugehörigkeit dieses Kristallins vielleicht neu zu überdenken? Hier ist noch zu beachten, dass eine (bislang hyothetische) tief reichende junge Bruchlinie, die so genannte „Glurns Fault“ (GF in: MONTEMAGNI et al., 2023: Fig. 2), süd–nordwärts durch das breite obere Vinschgautal verläuft, die die beiden Kristallinanteile W und E der Etsch also zusätzlich trennt. GATTO & SCOLARI (1974) hatten dem Ötztalkristallin westlich der Etsch eine Klippenposition („klippe di Slingia“) zugeschrieben und petrologische Analogien zur Matscher Einheit hergestellt. Im aktuellen Kontext ist aber vor allem von Bedeutung, dass die genetische Beziehung der Schliniglinie zur Vinschgauer Scherzone (VSZ) für die Frühphase ihrer Aktivität, die von FROITZHEIM et al. (1997) der von ca. 100 bis 80 Ma dauernden *Trupchun Phase* zugeordnet wird, völlig unklar bleibt.

Unabhängig von diesen tektonischen und nomenklatorischen Divergenzen konnte die *synmetamorphe Aktivität der VSZ* (damals „Schlinig Thrust“) schon im Zuge der ers-

ten Datierungen zur regionalen Metamorphosegeschichte belegt werden. Das zeigt der Vergleich der ersten Altersdaten aus den Gebieten sowohl westlich (Scarl-Einheit) als auch östlich (Schneeberg-Texel-Gebiet) der Scherzone. Hellglimmerreiche Feinfraktionen (vorwiegend der Korngröße < 2 µ) aus den im Abschnitt Eyrs (W) und Vezzan (E) verbreiteten „Serizitphylliten" (Hammer, 1912) lieferten K–Ar-Alter zwischen 74 und 94 Ma (Thöni, 1980a, b; 1981: PLATE 4). Später publizierte Daten von Glimmern und Rb–Sr-Alter an Myloniten mit Feinlagenbau fallen in den gleichen Zeitraum (70–94 Ma; Datenübersicht in Thöni & Hoinkes, 1987; Schmid & Haas, 1989, cum lit.). Diese Deformationsalter umspannen einen Temperaturbereich, der mit ca. 300/350 °C im Westen (Eyrs) und > 500 °C im Osten (Schnalstal-Mündung) einzustufen ist. Nach heutigem geochronologischen Kenntnisstand korreliert der Zeitraum von 97–70 Ma, in dem die VSZ hauptsächlich aktiv war, mit den wesentlichen Entwicklungsschritten des Eoalpinen P–T-Pfades im gesamten EHB, von der Subduktionsphase und dem eigentlichen Druckhöhepunkt bis zur späten Abkühlphase in der unteren Grünschiefer-Fazies.

Schersinnindikatoren und Kinematik der kretazischen Vinschgauer Scherzone wurden erstmals von Schmid & Haas (1989; hier noch als „Schlinig Thrust" bezeichnet) im regionalen Kontext analysiert. Innerhalb der Scherzone herrscht westgerichtete Kinematik eindeutig vor, obwohl untergeordnet auch ostgerichtete „Ausgleichsbewegungen" innerhalb des > 600 m mächtigen Deformationspaketes stattfanden. Älteren Vorstellungen in der Literatur folgend, lassen Schmid & Haas (1989) die VSZ als diskrete „Überschiebung" ostwärts in den Vinschgauer Sonnenbergen bzw. im Kristallin östlich des Schnalstals „auslaufen". Das heißt, dass lokalisierte Deformation nach dieser Hypothese ostwärts, in Richtung zu steigenden Eoalpinen Temperaturen, sukzessive partitioniert und als duktile Deformation im Kristallin „aufgefangen" bzw. durch Rekristallisationsprozesse überholt und verschleiert wird (Schmid & Haas, 1989: Figs. 2, 13). Es sei hier jedoch daran erinnert, dass zu der Zeit, als diese Untersuchungen stattfanden, wesentliche Kenntnisse zu Metamorphosegrad, insbesondere zu den Druckverhältnissen, im südöstlichen Ötztal-Stubai-Komplex noch fehlten.

Das Exhumationsmodell von Pomella et al. (2016) folgt in manchen Punkten einer ähnlichen „Spur" wie die Studie von Schmid & Haas (1989). Das Kartenbild von Schmidegg (1933, 1936) im Kopf behaltend, wirkt diese nordwestliche Abgrenzung des Texel-Komplexes (= Koralpe-Wölz nappe system) nach Pomella et al. (2016: Fig. 1), als quer durch die Vinschgauer Sonnenberge gezogene diskordante Linie, ein wenig wie eine „fremde" Struktur – sie müsste nach dieser Darstellung im östlichen Abschnitt (Schnalstal–Pfossental) alte Großstrukturen und insbesondere auch die „Venter Glimmerschiefer-Schlinge" nach Schmidegg (1964) entweder zerschneiden (vgl. dazu Abb. 13), oder aber post-metamorph stark verfaltet worden sein. Erst noch weiter östlich folgt diese Linie ungefähr der bekannten Nordgrenze des Schneeberger Zuges. Leider wurden feld-/strukturgeologische Details zu einer derartigen Linie, die sicher *die verantwortliche Schlüsselstruktur* für das tektonische Zerschneiden des südlichen Ötztal-Stubai-Kristallins in zwei Plattenstücke (*sensu* Schmid et al., 2004) wäre – und einen Hiatus im Eoalpinen P–T-Profil darstellen müsste, bisher nicht publiziert.

Im Modell von Schmid et al. (2004) stellt die Nordgrenze des Schneeberger Zuges (wie schon bei Schmid & Haas, 1989) einen tektonischen Kontakt dar – es ist nach dieser Vorstellung ja die Grenze von „Ötztal-Bundschuh-Block" zum Koralpe-Wölz-Deckenystem. Im „kritischen" Abschnitt, (süd-)westlich des Schneeberger Zuges, folgt die auslaufende „Spur" der VSZ nach Schmid & Haas (1989: Fig. 2) allerdings den Ausbisslinien der „Schlingen" (ohne sie zu zerschneiden), womit auch ausgedrückt wird, dass diese polyphasen „Großstrukturen" einen unbekannten, vielleicht ansehnlichen alpinen Anteil besitzen sollten.

Im Modell von Pomella et al. (2016: Fig. 3b), das ja eine großmaßstäbliche „postmetamorphe" Verformung des ganzen Gebirgsstockes vorschlägt, könnten auffallende tektonische Diskordanzen allenfalls wieder teilweise „angepasst" worden sein. Die AutorInnen sprechen von sehr weiten offenen Verfaltungen mit geringer Amplitude, die den gesamten kretazischen Deckenstapel erfasst hätten, und diese Umgestaltung wird der eozänen (ca. 50–35 Ma) Blaisun-Deformationsphase (nach Froitzheim et al., 1997: Fig. 3) zugeordnet. Die klare Konzentrierung nahezu aller bekannten Glimmer-Abkühlalter im Großraum auf die Zeit > 70 Ma, und damit das Fehlen einer messbaren postkretazischen Störung von Isotopensystemen mit niedrigen Schließtemperaturen, lässt die Vorstellung einer großräumigen Verformung des (um ≤ 50 Ma) weitgehend ausgekühlten Gesteinskörpers ziemlich unglaubwürdig erscheinen (jedenfalls, solange nicht durch Niedrig-Temperatur-Datierung, wie FT an Zirkon und Apatit, gestützt). Auch aus der frontalen Hauptbewegungszone an der Basis des exhumierenden Texel–Schneeberg-Komplexes, der Vinschgauer Scherzone, sind (mit einer Ausnahme) keine Alterswerte < 70 Ma bekannt.

Montemagni et al. (2023) kommen auf Basis eines detaillierten strukturgeologischen und geochronologischen Datensets (^{40}Ar–^{39}Ar- und Rb–Sr-Analytik an Biotit und Muskovit) aus drei Querprofilen durch die VSZ zu vergleichbaren Ergebnissen wie Schmid & Haas (1989). Die Alterswerte von synkinematisch gebildeten Glimmern zeigen, dass die VSZ im Zeitraum zwischen 97 und 80 Ma aktiv war, also eindeutig ein Eoalpines Strukturelement darstellt und mit den geochronologischen Rahmenbedingungen des Texel–Schneeberg-Komplexes gut übereinstimmt. Jedoch bestehen trotz der Benutzung des gleichen Hauptelementes, eben der VSZ, für die Exhumation der höher metamorphen Texel–Schneeberg-Einheit, zwischen dem Exhumationsmodell von Schmid & Haas (1989) und jenem von Montemagni et al. (2023) essenzielle Unterschiede; dies mag, wie oben angedeutet, zumindest teilweise im (zeitlich bedingt) unterschiedlichen Kenntnisstand der Ausgangssituation begründet sein. Insbesondere ist auch anzumerken, dass die Gesamtmächtigkeit der Scherzone bei Schmid & Haas (1989: Fig. 1; vgl. Thöni, 1986: Fig. 14) deutlich größer dargestellt ist als die von Montemagni et al. (2023) angegebenen ca. 400 m. Nördlich von Schlanders (720 m Seehöhe) etwa wurden Pegmatit-Mylonite aus der basalen Matscher-Decke (auf 2.100 m) datiert, die mit einem Rb–Sr-Isochronen-Alter von 82,9 ± 1,1 Ma westgerichtete Bewegungen im Hangendteil der in diesem Profil etwa 1 km mächtigen VSZ im Zuge der fortgeschrittenen Eoalpinen Abkühlung belegen (Thöni, 1986: Fig. 15a; vgl. auch Habler et al., 2009).

Im Modell von Montemagni et al. (2023: Figs. 1, 2) unterlagert die aktive VSZ den gesamten Ötztal-Block (mit Ausnahme des westlichsten „Schlinig-Lappens“) samt Texel-Einheit. Obwohl auch in dieser Studie für den östlichen, höher temperierten Abschnitt (ab Schnalstal-Mündung) Abspaltungen bzw. eine Auffiederung der Hauptscherzone, vor allem in die Kontaktzonen des Partschinser Granitgneises, angenommen werden (Montemagni et al., 2023: Fig. 2c), setzt sich der basale Hauptast der Scherzone ostwärts bis in die Gegend von Meran fort, wo er als Thurnstein-Ast der Scherzone endet (Pomella et al., 2022), bzw. im Umfeld des periadriatischen Liniensystems von jüngeren, steilstehenden Faults (Müller et al., 2001) abgeschnitten wird.

Die VSZ stellt in diesem Modell von Montemagni et al. (2023: Fig. 11) das einzige treibende Element dar, das den westlichen Teil des 400 km langen EHB, den Texel–Schneeberg-Komplex, exhumiert. Aus deren Entwicklungsschema in Figure 11 ist ersichtlich, dass die AutorInnen Ötztalkristallin, Schneeberg-Komplex und Texel-Komplex als getrennte Einheiten betrachten, deren interne Struktur allerdings stark vereinfacht dargestellt ist. So könnte etwa der Schneeberger Zug um ca. 80 Ma wohl schon zu einer enggepressten Muldenstruktur geformt gewesen sein. Die Frage nach der Abgrenzung Texel-Komplex/Ötztalkristallin wird in dieser Studie aber nicht konkret angesprochen – die Verbindungslinie von der VSZ (Schnalstal-Mündung) zum Westende Schneeberger Zug erscheint in der Darstellung der AutorInnen (Montemagni et al., 2023: Fig. 1) auch eher arbiträr und quer über die Schlingenstrukturen hinweg gezogen. Als mögliches strukturelles „gegenläufiges Element“ in der Hanging-wall der exhumierenden Großeinheit (Ötztal-Stubai-Block) sehen die AutorInnen die Mylonite in der basalen Steinach-Decke.

Klare feldgeologische Indizien, wonach das südliche Ötztal-Stubai-Kristallin an diskreten tektonischen Linien in zwei Deckenkomplexe aufzuspalten sei, um die Teile zwei verschiedenen tektonometamorphen Einheiten zuzuordnen, gibt es nicht (vgl. Klug & Froitzheim, 2022). Nicht alles, was für den Ostteil des EHB gilt, kann auch auf den Westabschnitt übertragen werden. Den (sehr wahrscheinlich) monometamorphen Schneeberger Zug (mit seinen noch ungelösten Fragen nach Auto- versus Allochthonie) ausgenommen, könnte das Ötztal-Stubai-Kristallin zu Beginn der alpidischen Orogenese einen zusammenhängenden Kristallinblock dargestellt haben, dessen Südteil allerdings in der Permotrias stärker gedehnt/ausgedünnt worden war, in der Folge, bei der kretazischen Subduktion (als westlichstes Ende des zukünftigen EHB) an einer steilen Subduktionsbahn sehr tief versenkt und im Zuge des Exhumations-/Extrusionsprozesses „entlang der weichen“ Schneeberg Normal Fault (SNFZ; Sölva et al., 2005a) sehr stark deformiert und großmaßstäblich verfaltet wurde („Schlingenbau“ p. p.). Montemagni et al. (2023: 566) errechnen einen Mindestversatz von 40 km an der Vinschgauer Scherzone für den Zeitraum ca. 97–80 Ma B.P. Es bleibt äußerst fraglich, ob die Vorstellung von Montemagni et al. (2023), aber auch jene von Klug & Froitzheim (2022), den realen Verhältnissen genügen kann, wenn die VSZ als einziges operierendes Element benutzt wird, um den Texel-Hochdruck-Keil an die Oberfläche zu bringen. Ein beachtlicher Teil der Bewegung wird jedenfalls durch diskrete Deformation innerhalb der Großeinheit (über der VSZ) aufgefangen (Sölva et al., 2005a; Habler et al., 2010). Einige der Aspekte, wie in den tektonischen Modellen von Krenn et al. (2011) bzw. von Pomella et al. (2016) dargestellt, dürften den Bedingungen bei der Exhumation deutlich näherkommen.

Der vorkretazisch zusammenhängende Raum zwischen Ötztalkristallin s. str. (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) und Texel-Komplex (Koralpe-Wölz-Deckensystem) wird – namentlich an seinem W/NW-Ende – im Zuge der kretazischen Exhumation durch großräumige Deformation/Verfaltung so stark verkürzt, dass die vorkretazische Situation (etwa in Form einer permisch-triadisch ausgedünnten Kruste, oder gar einer „Grenze“), nicht mehr lokalisierbar ist. Eine „Wiedervereinigung“ („reuniting, *sensu* Klug & Froitzheim, 2022) von Deckenkomplexen sollte sich für den konkreten Fall erübrigen, weil wohl nie eine grundsätzlich getrennte Situation bestand.

Granatdatierung: Potenzial und Herausforderungen – eine kritische Betrachtung anhand von Beispielen

Potenzial des Sm–Nd-Systems

Das Sm–Nd-Zerfallssystem ragt unter den „geochronologischen Standardmethoden“ durch seinen breiten Anwendungsbereich heraus. Seine Einsatzmöglichkeit als radiogener geochemischer Tracer für die Aufklärung von Protolith-Herkunft (über den εNd-Wert) und der regionalen Gesteins- und der globalen Krustenentwicklung im Laufe der Erdgeschichte ist kaum weniger aussagekräftig als das Potenzial dieses Systems für die Mineraldatierung.

Auf Grund der relativen Nähe der beiden (im Zerfallssystem) beteiligten Elemente im Periodensystem bzw. innerhalb der „geochemisch sehr ähnlichen“ Selten-Erd-Element-Reihe (Nd: OZ = 60, Sm: OZ = 62) stellt die geringe Fraktionierung von Mutter- (Sm) und Tochterelement (Nd) in den meisten natürlichen/geologischen Materialien eine (erwartete und bekannte) Realität dar – generell eine eher ungünstige Voraussetzung für geochronologische Zielsetzungen. Granat ist diesbezüglich eine Ausnahme. Dass das Granatgitter eine hohe Präferenz für Sm (und die HREE generell) gegenüber Nd zeigt, ist ebenfalls schon länger bekannt. Weniger bekannt ist hingegen, dass, neben Granat, noch etliche andere gesteinsbildende Minerale im Sm–Nd-System ausreichend fraktionieren (d.h., deren P/D-Verhältnis relativ zum wr oder zu anderen Phasen mit niedrigem Sm/Nd, wie Plagioklas oder Zoisit, ausreichend weit entfernt sein) können, um aussagekräftige Daten zu zeitlichen Aspekten dieser spezifischen Bestandteile zu gewinnen. Dazu zählen etwa magmatischer und metamorpher Klinopyroxen/Omphazit (z.B. Miller et al., 2003; Miller & Thöni, 1995, 1997; Thöni et al., 2008b), unter Umständen auch Staurolith (Thöni & Miller, 1996; Schuster et al., 2015). Auch wichtige akzessorische Phasen, wie Apatit, Titanit, oder auch Zirkon, können deutlich erhöhte $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse aufweisen (Bernhard et al., 1996; Thöni & Miller, 2000). Vor allem ist hier aber Xenotim zu nennen, der in mehreren Metapegmatiten der Koralpe Sm/Nd-Verhältnisse deutlich > 1,5 aufwies (Thöni et al., 2008a). Dieser Aspekt erweitert somit das geochro-

nologische Potenzial der Sm–Nd-Methode (zwar nicht routinemäßig, aber bei spezifischen Fragestellungen und geeignetem Probenmaterial) beträchtlich – ein Unterschied zu den häufig angewendeten und als „hoch-präzise" (high-precision) bekannten Datierungsmethoden wie U–Pb und Lu–Hf, deren geochronologische Anwendung weitestgehend auf die Minerale Zirkon bzw. Granat beschränkt bleibt (Mezger & Krogstad, 1997; Scherer et al., 2000). Allerdings kann der isotopenanalytische Anwendungsbereich vielleicht auch für diese beiden Methoden noch deutlich erweitert werden, etwa über die Th–U–Pb-Datierung von Monazit oder die Lu–Hf-Analyse von Epidot-Mineralien (z.B. Schulz, 2016; Yu et al., 2024).

Datierung von Granat

Als verbreitetes gesteinsbildendes Mineral bietet Granat gute analytische Möglichkeiten, um die Entwicklung sowohl metamorpher, als auch magmatischer Paragenesen nachzuzeichnen. Potenziell können auf diese Weise quantifizierte Aussagen zu den wichtigen Parametern: Druck (P), Temperatur (T), Zeit (t) und Deformation (D) gewonnen werden. In günstigen Fällen stammen alle diese Informationen aus *ein und demselben Probenmaterial* und können gezielt koordiniert werden – ein eindeutiger Vorteil bei der Dateninterpretation. Aus diesen Gründen gilt Granat als Paradematerial für die Rekonstruktion von P-T-t-D-Pfaden. Die genaue zeitliche Zuordnung petrogenetischer „Schritte" entlang eines individuellen P–T-Pfades bleibt dennoch oft limitiert – was auch von den jeweils angewendeten geochronologischen Methoden abhängen kann.

Für die Mineraldatierung hat sich in neuerer Zeit die in mancher Hinsicht „überlegene" In-situ-Analytik am „Allrounder"-Akzessorium Zirkon als aussagekräftige geochronologische-isotopengeochemische Methodik (vor allem in der Form von LA-ICP-MS) etabliert. Das ist neben der weiten Verbreitung vor allem auch in der stabilen (refraktären) Natur des U–Pb-Systems in Zirkon und damit in seiner hohen Schließtemperatur für U und Pb, sowie zusätzlich für Hf und die SEE, begründet; das Analyseverfahren wird auch in HP/UHP-metamorphen Paragenesen erfolgreich eingesetzt (z.B. Janák et al., 2009; Chang et al., 2020). Allerdings kann gerade in solchen Fällen, und bei unzureichender geochemischer Kontrolle, die Frage bestehen bleiben, mit welchem Entwicklungsschritt entlang des gegebenen P–T-Pfades eine spezifische Altersinformation von Zirkon genau zu korrelieren ist (denn es ist bekannt, dass Kristallisation bzw. Reaktion von metamorphem Zirkon – trotz seiner hohen Schliesstemperatur – über einen weiten Bereich des P–T-Feldes stattfinden kann). Für die genauere Zuordnung von Zirkon-U–Pb-Altern aus Hochdruckgesteinen hat sich „die Faustregel" durchgesetzt, über Spurenelement-Gehalte und Spurenelement-Partitionierung zu prüfen, ob Zirkon in Anwesenheit von (d.h., konkurrierend mit) Granat, oder im granatfreien Feld kristallisiert ist (Rubatto, 2002). Granat bleibt in metamorphen Gesteinen auf jeden Fall weiterhin nahezu die einzige Phase, die es ermöglicht, petrologische/thermobarometrische, geochronologische, und oft auch mikrostrukturelle Informationen *aus einer Paragenese* direkt zu verknüpfen, um valide Schlussfolgerungen zu regionalen Metamorphose- und Strukturbildungsprozessen ableiten zu können.

Sm–Nd versus Lu–Hf – zwei unterschiedliche, aber komplementäre Methoden für die Datierung von Granat

Nach der Etablierung der Sm–Nd-Isotopenmethode (im Soge der Mondlandungen) in den 1970er Jahren (O'Nions et al., 1977, 1979; Lugmair & Marti, 1978; Hamilton et al., 1979) begann die Sm–Nd-Datierung von Granat in Europa in den 1980er Jahren schrittweise Fuß zu fassen (Humphries & Cliff, 1982; Griffin & Brueckner, 1985; Jagoutz, 1988; Vance & O'Nions, 1990). Die Lu–Hf-Datierung von Granat kam dagegen erst im Laufe der 1990er Jahre sporadisch zum Einsatz (Duchêne et al., 1997; Scherer et al., 2000), etablierte sich aber in jüngerer Zeit zu einer bevorzugten Methode für die Datierung in Hochdruck-Metamorphiten bzw. in Subduktionszonen (z.B. Lapen et al., 2003; Lagos et al., 2007; Cheng et al., 2012; Anczkiewicz et al., 2014; Miladinova et al., 2021; Knittel et al., 2024). Während die Sm–Nd-Methode den α-Zerfall von ^{147}Sm zu ^{143}Nd nutzt (^{147}Sm–^{143}Nd-Zerfall), basiert die Lu–Hf-Methode auf dem β^--Zerfall von ^{176}Lu zu ^{176}Hf (^{176}Lu–^{176}Hf-Zerfall). In (geo-)chemischer Hinsicht weisen die beiden Zerfallssysteme Parallelitäten, aber auch Unterschiede auf. Drei der beteiligten Elemente (Nd, Sm, Lu) stammen aus der Reihe der Seltenen Erden (SEE), Elemente, die untereinander ein sehr ähnliches geochemisches Verhalten aufweisen und bevorzugt als trivalente Ionen vorkommen. Hf (OZ 72) dagegen ist ein Vertreter der Übergangsmetalle, das Zerfallssystem inkludiert also Lu^{3+} und Hf^{4+}-Ionen, was (im Vergleich zum Sm–Nd-Zerfallssystem) einen beachtlichen Einfluss auf die Diffusivität und damit wohl auch auf die „Schwellentemperatur"/Schließtemperatur des Lu–Hf-Systems erwarten lässt. Ähnlichkeiten bzw. Unterschiede der genannten Elemente, wie etwa jene im Ionenradius, bedingen die Präferenz in bestimmten Kristallgitterstrukturen (wie Granat) für kleiner-ionige oder größer-ionige Elemente (etwa Sm oder Lu vs. Nd oder Hf) und diese „Affinität" vermag so das Fraktionierungsverhalten, also das finale P/D-Verhältnis (Mutter-/Tochter-Verhältnis) im betreffenden System, stark zu beeinflussen. Solche Unterschiede betreffen die relative „Elementmobilität" bei metamorpher Überprägung oder generell bei deuterischen Prozessen, und es ist daher zu erwarten, dass sich das Lu–Hf- und das Sm–Nd-System als komplementäre Methoden für die Granat-Datierung erweisen, oder in manchen Fällen auch zu etwas diversifizierten, aber sich ergänzenden Ergebnissen führen können (Kylander-Clark et al., 2007; Kohút et al., 2023) (vgl. auch Abb. 19, diese Arbeit).

Geochemisch bedingte Einschränkungen und analytische Hürden. Probenreinheit, Mikroeinschlüsse und die Eignung von Granatseparaten für Bulk-Multigrain-Isotopenanalytik (BMIA)

Im Unterschied zu verbreiteten Datierungsmethoden, wie U–Pb-ICP-MS oder Ar–Ar-Laser-Analytik, ist präzise In-situ-Isotopen-Analyse mit geochronologischer Zielsetzung (bis jetzt) weder für das Sm–Nd-System, noch für das Lu–Hf-System möglich. Damit bleibt ein wichtiger Ansatz zeitgemäßer Analytik, nämlich genaue mikrostrukturelle und mikrochemische Kontrolle des analysierten Materials, im strengen Sinne außer Reichweite. Der sehr langsame Zuwachs der radiogenen Zerfallsprodukte ^{143}Nd bzw. ^{176}Hf führt zu nur kleinen Unterschieden (niedrige Radiogeni-

tät) in den radiogenen Isotopien beider Zerfallssysteme. Die Hauptursachen hierfür sind in (i) den meist sehr niedrigen Spurenelementkonzentrationen, (ii) der geringen Fraktionierung von radioaktiver Mutter (P = Parent) und radiogener Tochter (D = Daughter) und (iii) der langsamen Zerfallsgeschwindigkeit (lange Halbwertszeiten) begründet. In Summe verunmöglichen diese „ungünstigen" physikalischen Prämissen somit eine (für geochronologische Anforderungen) auch nur annähernd ausreichend präzise Messung der radiogenen Isotopenverhältnisse $^{143}Nd/^{144}Nd$ bzw. $^{176}Hf/^{177}Hf$ mittels In-situ-Analytik. Das für die individuelle Messung zur Verfügung stehende Probenvolumen ist einfach zu klein.

Auch was den radiogenen Zuwachs, also die stetig-kontinuierliche Veränderung der radiogenen Isotopie in der Zeit betrifft, gleichen sich die beiden Zerfallssysteme durchaus. Was die sehr lange Halbwertszeit von ^{147}Sm (106 x 10^9 a) gegenüber jener von ^{176}Lu (38 x 10^9 a) an radioaktiver „Produktion" hinterherhinken lässt, macht Sm (bei ähnlicher P/D-Fraktionierung) durch seinen wesentlich höheren Anteil des radioaktiven Isotops im Gesamtelement (15 % ^{147}Sm in Sm) gegenüber Lu (nur 2,6 % ^{176}Lu in Lu) teilweise wieder wett. Aus all diesen Gründen bleiben beide Datierungsmethoden, Sm–Nd und Lu–Hf, weiterhin auf das einzig mögliche, oft noch durch zusätzliche analytische Hürden eingeschränkte Verfahren angewiesen, das ich hier als „*Bulk-Multigrain-Isotopen-Analytik*" (BMIA) bezeichnen möchte.

Wie weiter oben angedeutet, können mit hochauflösenden in-situ-analytischen Verfahren Elementkonzentrationen (für das P/D-Verhältnis, die x-Achse im Isochronendiagramm) bis zu Gehalten von c. 100 ppb einigermaßen genau bestimmt werden; bei sehr niedrigen Gehalten ist die analytische Genauigkeit jedoch auch dafür bei weitem nicht mehr ausreichend, und die Korrelation mit der zugehörigen radiogenen Isotopie ist ohnehin nicht möglich. Aus diesen Gründen sind – für geochronologische Zielsetzungen – sowohl die Sm–Nd- als auch Lu–Hf-Methode in analytischer Hinsicht weiterhin auf die sehr speziellen und aufwändigen Verfahren der Isotopenverdünnung (ID, isotope dilution) in Verbindung mit TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry, für Sm–Nd), bzw. MC-ICP-MS (Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, für Lu–Hf) angewiesen.

Bei geeignetem Probenmaterial und guten analytischen Voraussetzungen kann das Potenzial der BMIA zwar noch deutlich „gesteigert" werden, etwa durch Proben-Miniaturisierung, oder durch Aufsplittung in Magnetfraktionen, was die Korrelation/Interpretation von mikrostrukturellen und isotopenanalytischen Daten stark unterstützt (z.B. Pollington & Baxter, 2010), aber nicht beliebig – die Unterschiede/Nachteile der BMIA relativ zur In-situ-Analytik bleiben evident! In jedem Fall gilt für BMIA weiterhin die Grundvoraussetzung, dass sowohl für Lu–Hf- als auch für Sm–Nd-Isotopenanalysen eine relativ große Probenmenge von bestmöglicher Qualität („high-purity"; ca. ≥ 10–50 mg reinstes Mineralkonzentrat), und im finalen Arbeitsschritt zeitaufwändig händisch (via Handpicking am Binokular), separiert werden muss, um ausreichend präzise Messergebnisse sicherzustellen. Hier wäre die Entwicklung automatisierter Separationstechniken mit KI-unterstützter Software nach aktuellen Gesichtspunkten und Möglichkeiten sicher wünschenswert.

Eine der analytischen Hürden und zugleich eine nahezu inhärente Herausforderung für die BMIA stellen *Mikro-Einschlüsse* (*micro-inclusions*) in der zu datierenden Phase dar. Da auf Grund der oft als sehr niedrig zu erwartenden Konzentrationen der betreffenden Spurenelemente (Sm, Lu, vor allem aber Nd und Hf) in Granat in der Regel Ausgangsprobenmengen in Reinstform (*high purity*) von ca. ≥ 30 mg erforderlich sind, diese aber im finalen Separationsschritt hoch aufwändig (via Handpicking) separiert werden müssen, ist dennoch eine sichere Kontrolle der Probe in Bezug auf „Ultrareinheit" optisch nur eingeschränkt möglich. Es ist bekannt, dass Einschlüsse im Mikro- bis Nanometer-Bereich (bei sehr steilen geochemischen Gradienten/Diffusionshöfen und insbesondere bei großen Anregungsflächen) selbst für In-situ-Messmethoden (LA-ICP-MS) ein analytisches Problem (der Kontamination) darstellen können – und dennoch sind Ausmaß und Auswirkung in solchen Fällen keineswegs vergleichbar mit den Unsicherheiten bzw. möglichen Verfälschungen, die sich für die BMIA durch nicht eliminierte Einschlüsse ergeben können.

Das „Einschluss-Problem", d.h., die potenzielle Beeinträchtigung eines Altersergebnisses durch unentdeckte, nicht eliminierte Mikroeinschlüsse, stellt sich unter allen etablierten, für die Mineraldatierung verfügbaren Methoden (K–Ar bzw. ^{40}Ar–^{39}Ar, Rb–Sr, Sm–Nd, Lu–Hf, Re–Os, U–Th–Pb) für das Sm–Nd-System in besonderem Masse. Nd-reiche Einschlüsse beeinflussen direkt das P/D-Verhältnis, indem sie den „spread", die Spreizung in Zweipunkt-Isochronen (z.B. zwischen wr und Granat) „sehr effektiv" verkürzen und so statistisch unmittelbar eine negative Auswirkung vor allem auf den Altersfehler, aber auch auf den Alterswert haben können. Insgesamt ist hier festzustellen, dass „das Einschlussproblem", in Verbindung mit der physikalisch-geochemisch bedingten natürlichen geringen Fraktionierung im System (von Mutter- und Tochterelement), mit ein Grund dafür ist, dass Sm–Nd-Mineraldatierung nur selten und mit Mühe die hohe Präzision im Endergebnis („Altersfehler") erreicht, wie sie für andere etablierte Methoden (einschließlich Lu–Hf) routinemäßig erreicht werden kann.

Für die Lu–Hf-Analytik von Granat steht in der sogenannten „*selective tabletop procedure*" oder „*tabletop digestion*" eine nachweislich sehr effektive Aufschlussmethode zur Verfügung, bei der die für die Kontamination (von Granat) hauptsächlich verantwortlichen Fremd-Phasen „ausgespart", das heißt, beim Probenaufschluss nicht gelöst werden (Lagos et al., 2007). Die für das Lu–Hf-System im wesentlichen relevanten Phasen werden durch die verbreiteten Hf-reichen Akzessorien *Zirkon* und *Rutil* repräsentiert, mit Hf-Gehalten im Bereich 10^4 bzw. 10^2 ppm – gegenüber etwa < 0,1–0,5 ppm Hf im Granat selber (z.B. Scherer et al., 2000; Miller et al., 2005; Miladinova et al., 2021). Wie extrem die Beeinflussung der Isochronenparameter durch solche Einschlüsse sein können, zeigt die Anwendung bzw. der Vergleich unterschiedlicher Aufschlussmethoden für gleiches Material (siehe Lagos et al., 2007: Fig. 8)! Obwohl als verfälschender und präzisionsmindernder Faktor (als Einschluss in Granat) also gewissermaßen „ausschaltbar", kann Zirkon aber andererseits, mit seinen sehr hohen Hf-Konzentrationen – und auch wegen seiner sprichwörtlichen „Unzerstörbarkeit" (Mezger & Krogstad, 1997: „… *zircons are forever*…") – und oft mit polyphasem Kornaufbau und unterschiedlich hohen Radiogenitä-

ten, die Lage des Datenpunkts für die Matrix („wr“) im Isochronendiagramm in einer Weise verschieben, dass das „wahre“ wr–Grt-Alter signifikant verfälscht wird (Scherer et al., 2000). Solche Einflüsse mögen zwar meist gering sein, analytisch auflösbar/interpretierbar sind sie erst, wenn zusätzlich zu wr und Granat eine weitere Hauptphase, etwa Klinopyroxen, analysiert wird (Sandmann et al., 2016). So könnte vielleicht das sichtbare Ungleichgewicht in der Hf-Isotopie zwischen Granat/Omphazit und wr in den perfekt (re-)kristallisierten Omp-Grt-Ky-Paragenesen metagabbroider Eklogite von der Typlokalität Kupplerbrunn, Saualpe, auf Reste von ererbten Zirkon-Kernen (die als Einschlüsse in einigen HP-Mineralien auch nachgewiesen wurden) zurückgeführt werden (Thöni et al., 2008b: Fig. 7a).

Da Zirkon auf Grund seiner refraktären Natur und seinen extrem hohen Hf-Gehalten (≥ 10.000 ppm) als ererbtes Akzessorium für die Lu–Hf-Datierung generell hohe Unsicherheiten bergen kann, wurde diese Datierungsmethode für Granat „saurer“ Gesteine bisher seltener angewendet. Die unterschiedliche Radiogenität der Hf-Isotopie in Zirkon kann, in Verbindung mit seinen sehr hohen Hf-Gehalten, das wr als Bezugspunkt für Grt–wr-Isochronen, und bei mäßigem „spread“, in rezyklierten Krustengesteinen vermutlich stärker verfälschen als in basischen Gesteinen (wo die Lu–Hf-Datierung von Granat bisher hauptsächlich angewendet wurde). Bei entsprechender Probenauswahl/-vorbereitung scheinen jedoch auch Metasedimente für die Lu–Hf-Datierung durchaus zugänglich zu sein (Kohút et al., 2023).

Das von Anczkiewicz & Thirlwall (2003) für die Sm–Nd-Granat-Datierung entwickelte „*Leaching-Experiment*“ (mit H_2SO_4) wirkt in umgekehrter Weise zur *tabletop digestion:* Mikroeinschlüsse sollen (quantitativ) aus dem Wirtsmineral herausgelöst werden (= L, *Leachate*), während Granat für die weitere Analyse als reine Residual-Phase (R) zur Verfügung steht. Während also bei der „tabletop“-Methode die unerwünschten Einschlüsse „unberührt“ bleiben (einfach ausgeschieden werden) und somit theoretisch keinen Einfluss auf das finale Altersergebnis haben können, ist das effektive, vollständige Entfernen der (oft sehr kleinen bzw. fein verteilten) Fremdphasen durch H_2SO_4 (alternativ auch HCl) gemäß dem Leaching-Experiment von Anczkiewicz & Thirlwall (2003) zumindest deutlich fragwürdiger. Darauf weisen auch zahlreiche Versuche im eigenen Labor hin. Das effektive Entfernen durch Lösen (leaching) setzt eine möglichst verlust- und kontaminationsfreie Zerkleinerung des (kostbaren) Körnerpräparates *nach dem Hand-picking*/vor dem Einwägen voraus, um auch winzige „gepanzerte“ Einschlüsse für die Säureattacke zugänglich zu machen! Auf jeden Fall ist in Frage zu stellen, in wie weit Leaching-Experimente dieser Art *vollständig* effektiv sein können. Ja, man könnte sogar vermuten, dass die manchmal auffällig geringere Präzision von Sm–Nd- gegenüber Lu–Hf-Altersergebnissen teilweise in diesem Umstand ihre Ursachen hat, dass nämlich kontaminierende (das P/D-Verhältnis „verkürzende“) Nd-reiche Einschüsse durch Leaching nicht vollständig entfernt werden konnten (stark negative Korrelation in Abb. 16b).

Um solche störenden Einschlüsse in Granat „vollständig“ zu eliminieren, schlugen Pollington & Baxter (2010) eine „radikale Leaching-Methode“ („Garnet partial dissolution cleansing“) vor: Das Experiment arbeitet dreistufig, unter Verwendung verschiedener konzentrierter heißer Säuren (HNO_3, HF, und schließlich $HClO_4$, um eventuell sekundär entstandene Fluoride zu entfernen) – und liefert eine ultrareine und in den Elementverhältnissen überprüfbar unverfälschte (?) Granatfraktion, allerdings bei signifikantem Probenverlust (Pollington & Baxter, 2010).

Kontaminierende Phasen, die beim Hand-picking als unentdeckte Mikro-Einschlüsse die Sm–Nd-Systematik von Granat massiv beeinträchtigen können, stellen insbesondere die SEE-reichen Phosphate *Monazit, Apatit,* und *Xenotim* dar. Xenotim ist wegen seiner hohen SEE-Gehalte und seinem ungewöhnlich hohen Sm/Nd-Verhältnis besonders zu beachten. Auch Zirkon kann ein Störfaktor sein, weiters Silikate wie Epidot, Klinozoisit/Zoisit, Allanit. *Monazit* kommt als sehr weit verbreitetem Akzessorium in vielen Lithologien eine besondere Bedeutung zu. Einerseits wird Monazit auf Grund seiner hohen U- und Th- bzw. seiner niedrigen Pb-Gehalte als U–Th–Pb-Chronometer eingesetzt und zusätzlich wegen seiner hohen Nd-Gehalte als erfolgreicher geochemischer Tracer genutzt (z.B. Schulz, 2016); andererseits vermag Monazit aber, bei Nd-gehalten bis in den Bereich 10^4–10^5 ppm (Thöni et al., 2008a), Granat geradezu zu „überschwemmen“. Ein repräsentativer Split des für das zeitintensive Leaching-Experiment vorbereiteten Körnerpräparats sollte (zusätzlich zum Dünnschliff) in jedem Fall in der Elektronenstrahl-Mikrosonde überprüft werden, um die Natur der Einschlüsse und die Isotopie des Leachates (L, der gelösten Einschlüsse, insbesondere wenn es auch isotopisch analysiert wird) in Hinblick auf Isotopengleichgewicht zwischen Hauptphase und eingeschlossenen Akzessorien beurteilen zu können (denn es ist bekannt, dass sich nach bestimmten engen Kriterien separierte Mineralkonzentrate von jenen, an denen Analysen aus dem Dünnschliff/Sondenschliff verwertet werden, deutlich unterscheiden können).

Insgesamt müssen Leaching-Experimente nach der Methode von Anczkiewicz & Thirlwall (2003), trotz des hohen Aufwands und einer manchmal bleibenden Rest-Unsicherheit, aber zweifellos als positiv und erfolgreich bewertet werden. Dies kann aus > 80 % der im eigenen Labor durchgeführten Experimente geschlossen werden (Abb. 16). Liegen Residualanteil (R, der „gereinigte“ Granat) und Leachate (L, die gelösten Einschlüsse) auf einer gemeinsamen Isochrone relativ zum Gesamtgestein (wr) oder zu einer anderen relevanten Phase (z.B. Klinopyroxen oder Apatit), ist jedenfalls belegt, dass die Einschlüsse keinen verfälschenden Effekt auf den Alterswert des Granats haben (wenngleich meist auf die Präzision, d.h. den Altersfehler).

Nd-Konzentration und P/D-Verhältnisse in Granat

Die Abbildungen 16a–d zeigen die Nd-Konzentrationen (im logarithmischen Maßstab) von hand-gepickten Granatseparaten aus den Ostalpen, aufgetragen gegen P/D, das jeweils zugehörige isotopische $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis. Es sind ausschließlich Ergebnisse von ID-TIMS-Analysen dargestellt, die im *Labor für Geochronologie an der Universität Wien* im Zeitraum 1993–2012 (sowie einige publizierte Daten aus späterer Zeit, siehe Knoll et al., 2018) durchgeführt wurden. Die Ergebnisse sind auf vier verschiede-

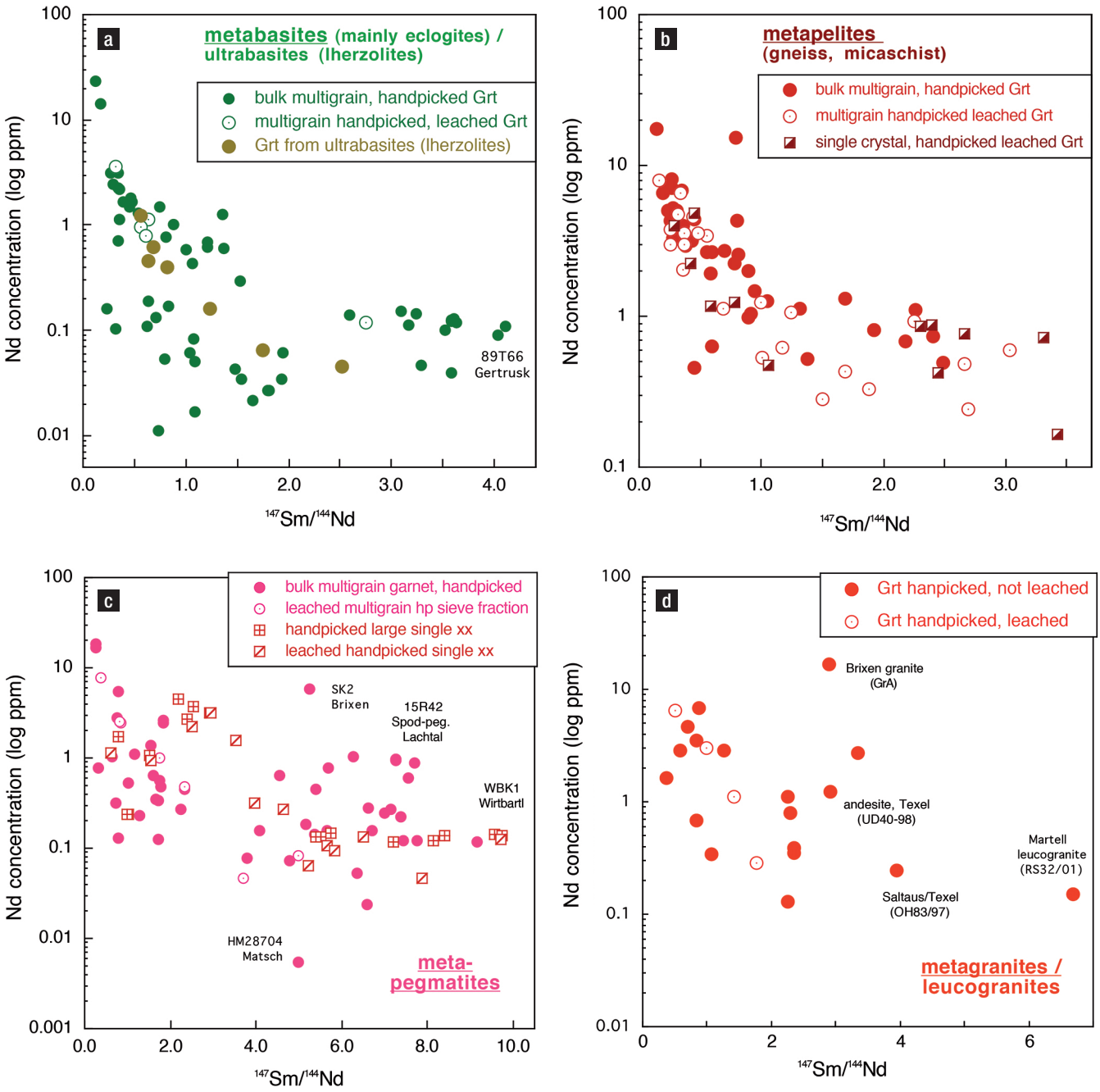


Abb. 16.
Darstellung der Nd-Konzentration (ppm, in logarithmischem Maßstab) für Granate aus vier verschiedenen Lithologien (a) Metabasite, b) Metapelite, c) Metapegmatite und d) Metagranite) aus den Ost- und Südalpen vs. das jeweils zugehörige $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis (P/D). Es bestehen sowohl Gemeinsamkeiten als auch charakteristische Unterschiede für die beiden Parameter in diesen Gesteinsgruppen. Auffallend sind: die häufig sehr niedrigen Nd-Gehalte in Metabasiten, die häufig relativ niedrigen Sm/Nd-Verhältnisse in Metapeliten (vermutlich bedingt durch hohe Dichte an SEE-reichen Einschlüssen), und die starke Fraktionierung des Sm–Nd-Systems in Pegmatiten (siehe Text für weitere Erklärungen). Alle Datenpunkte stellen ID-TIMS-Analysen (aus dem Zeitraum 1993–2012, wenige Daten aus späterer Zeit) aus dem *Labor für Geochronologie der Universität Wien* dar.
Plots of Nd concentration (ppm, logarithmic scale) for garnet from various lithologies (a) metabasites, b) metapelites, c) metapegmatites and d) metagranites) from the Eastern and the Southern Alps, vs. the correlated P/D ratio $^{147}Sm/^{144}Nd$. Similarities as well as characteristic differences are discernible for both parameters in the different groups. The most conspicuous aspects are: frequenty very low Nd concentrations in metabasite garnet; relatively low Sm/Nd in many metapelite garnets (probably due to high density of Nd-rich micro-inclusions); strong Sm/Nd fractionation in pegmatites (see text for further explanations). All data points represent ID-TIMS analyses produced in the *Laboratory of Geochronology, University of Vienna* (1993–2012; few analyses from later times).

ne Gesteinsgruppen/Lithologien aufgegliedert: (a) Metabasite (vorwiegend Eklogite), (b) Metapelite/Metasedimente (Gneise, Glimmerschiefer), (c) Metapegmatite und (d) Metagranite/Leukogranite. Proben, an denen ein Leaching-Experminent (mittels H_2SO_4 oder/und HCl) durchgeführt wurde, sind als offene Symbole (und mit „leached“ markiert) dargestellt, die Mehrheit der ungeleachten (natürlichen) Körnerpräparate dagegen als volle Symbole.

Aus Abbildung 16 ist ersichtlich, dass die Nd-Gehalte in Granat über 3–4 Größenordnungen, zwischen 10 ppb und 10 ppm, streuen, nur wenige der Datenpunkte über- oder unterschreiten diese Grenzen. Gliedert man die Nd-Gehalte nach statistischen Gesichtspunkten – etwas willkürlich – in drei (oder vier) Klassen: „sehr niedrig/niedrig“ (≤ 0,01–0,1 ppm), „normal“ (0,1–1 ppm) und „hoch“ bis „sehr hoch“ (1–≥ 10 ppm), so zeigt sich, dass insbe-

sondere Granate aus Metabasiten (vor allem aus gabbroiden Protolithen), aber auch aus Metapegmatiten, oft sehr niedrige (≤ 0,01–0,1 ppm) bis mittlere Nd-Konzentrationen aufweisen. Ein Extrembeispiel stellt der Pegmatit-Granat HM28704 (Abb. 16c) aus der Matscher Einheit dar (HABLER et al., 2009), der mit einem Nd-Gehalt von 5,2 ppb und einem noch hinreichend präzise gemessenen Grt–wr-Alter von 276 ± 4 Ma die Grenzen analytischer Machbarkeit der ID-TIMS-Nd-Isotopen-Analytik knapp nach der Jahrtausendwende zeigt.

Granate aus Gneisen und Glimmerschiefern weisen hingegen deutlich höhere (> 0,2 ppm), häufig aber relativ hohe Nd-Gehalte zwischen 1 und ≥ 10 ppm auf – bei tendenzmäßig niedrigerem P/D-Verhältnis (< 1). Gleichzeitig ist der Effekt der Leaching-Experimente (die vorwiegend an Granat dieser Lithologie durchgeführt wurden) zwar deutlich sichtbar, aber durchaus unterschiedlich wirksam, bzw. „erfolgreich". Wie oben diskutiert, muss ungenügende Wirksamkeit der Leaching-Technik wohl in den meisten Fällen auf unzureichende Zerkleinerung der Körnerpräparate zurückgeführt werden.

Wenngleich sich aber die durchschnittlichen Nd-Gehalte von Metabasit-Granat im Vergleich zu jenen aus Metapeliten um gut eine halbe Größenordnung niedriger darstellen, sind die P/D-Verhältnisse beider Lithologien einigermaßen vergleichbar: die $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse erreichen Werte von > 3–4 (Abb. 16a, b). Darin spiegelt sich einerseits das bekannte geochemische Verhalten, dass das Granatgitter die LSEE (also Nd gegenüber Sm) relativ diskriminiert. Dass – zwar selten, aber dennoch – auch hohe P/D-Verhältnisse bei hohen bis sehr hohen Nd-Gehalten in der Natur realisiert sind, belegen etliche Beispiele aus Pegmatiten bzw. Meta-Graniten. Dazu zählen etwa die Granite von Eisenkappel (MILLER et al., 2011), oder die altpaläozoischen Pegmatite vom Zwieselbachjoch, nördliches Ötztalkristallin (THÖNI & MILLER, 2004). Als extremes Beispiel hierfür wird ein Ergebnis von der nördlichen Randzone des Brixner Granits/Südtirol (THÖNY, 2008) angeführt, wo Granate aus dem Granodiorit bzw. aus angrenzenden Pegmatiten Sm–Nd-Alter von 280,1 ± 2,9 Ma und 280,6 ± 2,9 Ma lieferten – bei Nd-Gehalten von 16,5 ppm (!) bzw. 5,85 ppm und zugehörigen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen von 2,9 bzw. 5,2 (Tab. 4; vgl. Abb. 16c, d). Diese Beispiele zeigen klar, dass Sm–Nd-Granat-Datierung in „Graniten" s. l. (neben der routinemäßigen U–Pb-Datierung mittels Zirkon) ein zielführendes und robustes geochronologisches Werkzeug (vielleicht mit zusätzlicher Aussagemöglichkeit) sein kann. Begleitende, nicht zu unterschätzende Vorteile wären in solchen Fällen außerdem, dass bei vergleichsweise geringem Probenbedarf (≤ 10 mg) zugleich jede Art analytischer Unsicherheiten (Einschlüsse, Blankbeitrag, Messfehler) stark reduziert ist.

Generell ist aus Abbildung 16 ersichtlich, dass die höchsten P/D-Verhältnisse (somit sehr gute Voraussetzungen für Sm–Nd-Datierung) Granate aus Pegmatiten, z.T. auch aus Graniten, aufweisen. Aus der Literatur ist zwar bekannt, dass lokale Punktmessungen (LA-ICP-MS) für Granat extrem hohe Sm/Nd-Verhältnisse (bis > 50) aufweisen können (vgl. THÖNI & MILLER, 2004), doch ohne Korrelation mit der zugehörigen radiogenen Isotopie ($^{143}Nd/^{144}Nd$) kommt dieser Erkenntnis nur geringe Relevanz zu. Mit ID-TIMS bestimmt, sind „hohe bis sehr hohe" $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse (> 3) in Pegmatoiden jedenfalls häufiger zu beobachten als in anderen Lithologien (in Abb. 16c sind es etwa 50 % der dargestellten Datenpunkte). Extreme Fraktionierung im Sm–Nd-System von Granat (mit $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnissen bis 9,75) wurde wiederholt an geleachten, aber auch an ungeleachten Körnerpräparaten von cm-großen Einzelkristallen aus Meta-Pegmatiten der südlichen Koralpe nachgewiesen (Abb. 10a, b, Tab. 3; vgl. HABLER et al., 2007).

Genauigkeit versus Präzision: Kristallinterne Alterszonierung und Abschätzung der Wachstumsdauer von Granat

Als statistischer Mittelwert gibt eine durch BMI-Analytik bestimmte Grt–wr Isochrone samt dem zugehörigen „Fehler" einen *mittleren Zeitraum* für die Kristallisation, bzw. das Ende der Diffusion („Schließung") der systemrelevanten Ionen aus dem Kristallgitter. Aber wie ist der zugehörige Fehler zu interpretieren? Prinzipiell gibt es kein sicheres Argument, zu behaupten, dass diese Fehlerangabe (insbesondere, wenn sie sehr klein ist) dem realen Bildungszeitraum des Minerals entsprechen muss.

Technisch-analytisch ist hier Folgendes voranzustellen. „Altersfehler" für eine Regressionsgerade im Isochronendiagramm setzen sich aus dem y-Fehler (die radiogene Isotopie) und dem x-Fehler (das isotopisch definierte P/D-Verhältnis) für die einzelnen Datenpunkte zusammen. Während die Unsicherheit für den y-Wert als „präzise bestimmte" Abweichung (2σ des Mittelwertes) vom individuellen, natürlich vorhandenen radiogenen Isotopenverhältnis der Messung am Massenspektrometer direkt zur Verfügung steht, schließt der Fehler für den x-Parameter (die genaue Bestimmung der absoluten Spurenelement-*Konzentrationen* von Mutter und Tochter mit der Isotopenverdünnungs-Methode, ID) Unsicherheiten ein, die schwer standardisierbar sind und daher in der Literatur (auch zeitabhängig) unterschiedlich angegeben werden. So wurden etwa vom Autor im eigenen Labor (um Konsistenz in der Vergleichbarkeit der Daten über lange Zeiträume zu gewährleisten) routinemäßig ein Wert von ± 1 % für den Fehlerbalken auf der x-Achse beibehalten, obwohl die typischen individuellen Fehler für die Bestimmung der Elementkonzentrationen sicher deutlich darunter liegen (<< 0,5 %). Derart beträchtliche Unterschiede in der Größe der Fehlerbalken können die (für den Nicht-Spezialisten schwer einschätzbare) Beurteilung der „Datenqualität" und damit möglicherweise die Relevanz von geochronologischen Daten beeinflussen. Die Präzision (*precision*; die Fehlerbalken) kann also die Genauigkeit (*accuracy*; die „Richtigkeit" des Alters, bezogen auf einen Standard) eines Ergebnisses in dieser Art von Analytik durchaus beeinflussen.

Es ist aber aufschlussreich, die Größe der Fehlerbalken aus zwei Richtungen zu betrachten. Der allgemeine Wunsch nach „kleinen Altersfehlern" („high precision ages") erscheint wie eine Selbstverständlichkeit in der Literatur. Aber bedeutet „präziser" auch genauer („besser")? Hier ist entscheidend, wie gut das *Zeitfenster* für Einzeldaten innerhalb des Gesamtereignisses abgesichert ist. Für Nicht-Insider, insbesondere für an regionalen Zusammenhängen interessierte „Nutzer" geochronologischer Daten, können ultra-präzise Alter auch eine Falle darstellen, da jedermann dazu neigt, sehr präzise bestimmte Zahlen (also Werte mit sehr kleinen Fehlern) zu bevorzugen oder zu überbewerten.

Anczkiewicz et al. (2014) präsentierten Lu–Hf-Daten von prograd kristallisiertem Granat aus den invers metamorphen Serien des Sikkim-Himalaya, deren hoch-präzise bestimmten Alter (mit Werten von 14,6 ± 0,1–10,6 ± 0,2 Ma) selbst bei so extrem jungen Mineralbildungen die Ein-Prozent-Fehlergrenze teilweise noch unterschreiten. Bei überzeugend-glaubhafter interner Auflösung der Alterszonierung würden solche Zahlen eine extrem kurze Zeitspanne für die Granatkristallisation postulieren (Anczkiewicz et al., 2012, 2014) – und das scheint für das vorliegende Beispiel auch zuzutreffen. Durch die Trennung eines ca. 2 cm großen Granat-Einzelkristalls in fünf verschiedene Domänen und deren getrennte Analyse konnte gezeigt werden, dass der Großkristall (mit Ausnahme des äußersten schmalen Randes) innerhalb einer sehr kurzen Zeit kristallisiert sein muss: Die individuellen Zweipunktisochronen (Grt–wr) ergaben eng gescharte, robuste Lu–Hf-Alter, die zwischen 13,53 ± 0,26 und 14,08 ± 0,46 Ma liegen (was ein statistisches „mean age“ von 13,68 ± 0,19 Ma für n = 6 ergibt; MSWD = 1,6) (Anczkiewicz et al., 2014). Die Wachstumszeit für den knapp 2 cm großen Granatkern kann im konkreten Fall also mit maximal 1 Million Jahren berechnet werden; der steile Gradient für die Lu-Verteilung im Kernbereich unterstützt diese Vorstellung. Stehen solche Schlüsselproben mit detailliert analysierter Zeitauflösung nicht zur Verfügung, kann die Überbewertung von „ultrapräzisen“ Einzelaltern (d.h., sehr kleine statistische Fehler) unter Umständen auch zu einer Verfälschung des Verlaufs des P–T–D-Pfades führen. Denn Hauptziel der Geochronologie in Metamorphiten ist, eine möglichst genaue Position der Alterszahl auf der P–T-Schleife zu bestimmen (vgl. Abschnitt Granatdatierung in Hochdruckgesteinen, Seite 116ff.). Die wirkliche Dauer der Mineralbildung (Granatkristallisation), die man auch unter „kaum quantifizierbare geologische Unsicherheiten“ subsumieren könnte (Anczkiewicz et al., 2014), kann jedoch nur durch *interne Detailanalysen* zur Alterszonierung näher bestimmt werden. „Einfache“ Mineral–wr-Alter haben in diesem Zeitrahmen (unabhängig von ihren individuellen Fehlern) wesentlich geringere Aussagekraft.

Granatkristallisation kann im Zuge von magmatischen und metamorphen Ereignissen mehr oder minder „kontinuierlich“ und über lange Zeiträume hinweg stattfinden; es ist daher essenziell, die genaue Position von präzise bestimmten Einzelaltern entlang des T- oder P–T-Pfades möglichst genau zu kennen. Von besonderer Relevanz ist das für rasch ablaufende tektonometamorphe P–T-Schleifen, wie sie typischerweise für Subduktions-/Exhumationsprozesse an Plattengrenzen rekonstruiert werden (vgl. Abb. 19).

Prinzipiell bestehen zwei Möglichkeiten, mittels BMI-Analytik die interne, bzw. korninterne, Altersverteilung/-zonierung im Detail aufzulösen: (i) *Mechanische Trennung* und individuelle Analyse von *Domänen*, oder (ii) Auftrennung des Gesamtbrech-/Sieb-Gutes (Bulk) einer Probe in *Magnetfraktionen (MF)*; die Kombination der beiden Techniken kann (sofern das zur Verfügung stehende Probenvolumen ausreicht) das Ergebnis optimieren.

Mechanische Trennung von Domänen, wie Kern und Rand (mittels Diamantsäge, Minibohrer, etc.), bleibt auf cm-große Einzelkristalle beschränkt. Eine Kombination von mechanischer Domänen-Trennung, Aufsplitten in Magnetfraktionen und Leaching-Techniken wurde z. B. an zweiphasigen Granatkristallen der Plankogel-Glimmerschieferserie (Kärnten/Steiermark) angewendet (Thöni & Miller, 2009).

Pollington & Baxter (2010) publizierten ein herausragendes Beispiel für hohe kristallinterne Altersauflösung. Einer ca. 2 mm dicken Scheibe aus einem etwa 6 cm messenden Granat (der aus einer Scherzone im Granodiorit des Stillup-Tales, Tauernfenster, stammt) entnahmen die Autoren mittels einer speziellen Mini-Bohrvorrichtung 12 konzentrisch angeordnete Wachstumszonen („annuli“), die individuell (neben Matrixelementen) auf ihre Sm–Nd-Isotopensystematik analysiert wurden. Das dabei angewendete „radikale“ Leaching-Experiment mit diversen heißen Säuren eliminierte offensichtlich alle störenden SEE-reichen Einschlüsse und resultierte in durchwegs sehr hohen P/D-Verhältnissen für die einzelnen „annuli“ ($^{147}Sm/^{144}Nd$: ca. 2,9–4,6) – ein großer analytischer Vorteil bei einem jungen Altersspektrum, das nach den vorliegenden Messergebnissen im zonierten Granat vom Kern zum Rand kontinuierlich von 27,52 ± 0,54 auf 19,97 ± 0,43 Ma abnimmt (Pollington & Baxter, 2010).

Aufsplitten von Granat-Siebfraktionen in verschiedene *Magnetfraktionen* mit dem Frantz-Magnetscheider und getrennte Analyse dieser Einzelfraktionen ist eine zweite Möglichkeit, um kristallinterne Alterszonierung weiter aufzulösen. Da hier nicht die räumliche Kontrolle im Vordergrund steht, ist sie nicht auf große Einzelobjekte (Einzelkristalle) angewiesen, es kann das Gesamtschüttgut der Probe für die Magnettrennung verwendet werden (sofern kein Hinweis auf Mehrphasigkeit besteht). Auch wenn die kristallinterne Spurenelementzonierung mit jener der zweiwertigen Kationen meist nicht korreliert, ist gute Kenntnis der Hauptelementzonierung (auch in Hinblick auf Ein- bzw. Mehrphasigkeit des Granats) jedenfalls Voraussetzung. Bei wiederholter kristallinterner fluktuierender Zonierung der Hauptelemente (etwa im Fe-Profil) kann es allerdings zu einem „Verschwimmen“ (Kontraktion) von verschiedenen Alters-/Wachstumszonen kommen; das kann die Zeitauflösung beeinträchtigen (doch stellen solche Fälle eher Ausnahmen dar).

Die metamorphen „Schneeberg-Granate“ (cm-Größe) aus dem südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin wurden teilweise mit dieser Magnetfraktionen-Analysetechnik untersucht (Abschnitt Schneeberg-Komplex, Seite 100f.). Für die Kristallisation dieser zonierten Granate, die im Zuge initialer Exhumation und intensiver Deformation gebildet wurden, ergibt sich kumulativ ein Zeitraum von 6–10 Millionen Jahren (ca. 98/96–90/88 Ma, siehe oben). Für die Kristallisation von Einzelgranatkristallen (cm-Größe) im Zuge magmatischer permotriadischer Pegmatitbildung in der S-Koralpe wurde eine ähnliche Zeitdauer von 5–10 Ma ermittelt (Tab. 3; s. Abschnitt: Außergewöhnliche Pegmatit-Granate aus der südlichen Koralpe, Seite 90f.). Daraus können Wachstumsraten für diese Granate von ≥ 1 bis ≤ 2,5 mm/Ma abgeleitet werden. Die Gesamtdauer dieses langlebigen Krustendehnungsereignisses umspannt allerdings einen viel längeren Zeitraum von ≥ 50 Ma (225 bis > 275 Ma).

Am Beispiel des Pegmatoid-Aufschlusses von *Kienberg,* Saualpe, kann das Potenzial der Granatdatierung via Aufsplitten des Bulk-Siebgutes in Magnetfraktionen und deren getrennte Analyse zum Zweck der Rekonstruktion des P–T-Pfades gut aufgezeigt werden. Der Kienberg ist auffällig wegen frisch erhaltenem Andalusit, der hier insbe-

sondere im Kontaktbereich heller pegmatoider Schmelzen zum Nebengestein, einem mittelkörnigen Granat-Kyanit-Biotit-Flasergneis, auftritt. Die Lokalität liegt nur ca. 2 km nördlich der bekannten Eklogite von Gertrusk, die mit ca. 95–90 Ma als sicher Eoalpine Hochdruck-Paragenesen datiert sind (THÖNI, 2006; siehe auch Abb. 19, diese Arbeit). Die Hauptfragestellung betrifft also das Alter der pegmatoiden Schmelzen und des als kogenetisch einzustufenden Andalusits – im Einzugsbereich alpiner Hochdruckgesteine; denn die meisten Pegmatite des Sau- und Koralpengebietes, insbesondere auch jene, die von den bekannten Paramorphosenschiefern (mit den lokal spektakulären Umwandlungsprodukten von Andalusit zu feinkörnigem Kyanit) begleitet werden, sind als permische Bildungen datiert.

Die mit der Sm–Nd-Methode ermittelten Daten von der Lokalität Kienberg (THÖNI & MILLER, 2010) sind in der vorliegenden Arbeit auf einem einzigen Isochronendiagramm dargestellt, um die internen Altersbeziehungen besser aufzeigen zu können (Abb. 17). Granat aus dem Pegmatoid gibt mit einem Sm–Nd-Alter von 88,0 ± 1,1 Ma den eindeutigen Hinweis für lokale Schmelzbildung aus dem unmittelbaren Nebengestein (die ε-Nd-Werte in Pegmatoid und Matrix sind mit -9,4 bzw. -9,3 ident). Dieser Prozess ist somit zeitlich nahe am, aber jedenfalls *nach* dem eklogitfaziellen Druckhöhepunkt anzusetzen, der für den nur 2 km entfernten Gertrusk bei 95–90 Ma und P–T-Bedingungen von 2,2–2,4 GPa/655–695 °C angegeben wird (MILLER et al., 2005; THÖNI et al., 2008b). Für das Hüllgestein (Flasergneis) des Pegmatoids von Kienberg wurden andererseits Temperaturen von 671–692 °C bestimmt (die Druckabhängigkeit des Zr-in-Rutil-Thermometers berücksichtigend) – bei einem Druck von 1,8 GPa (THÖNI & MILLER, 2010).

Das Bulk-Granatkonzentrat aus dem Nebengestein des Pegmatoids (Ky-Grt-Flasergneis) wurde in drei Magnetfraktionen aufgeteilt. Obwohl das stark durch Verwachsungen und Einschlüsse beeinträchtigte Material für eine saubere Mineraltrennung nur mäßig gut geeignet zu sein schien, sind die Ergebnisse überraschend klar. Die nur sporadisch vorhandene Fraktion pigmentierter, einschlussreicher Granatkernbereiche lieferte (bei einem relativ niedrigen $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnis von 0,365) ein Sm–Nd-Alter (Grt–wr) von 98,6 ± 3,9 Ma. Diese Granatfraktion weist die höchsten Grossular-Gehalte auf und es ist daher abzuleiten, dass das Alter ein nicht näher definiertes P–T-Intervall am progaden, also dem Subduktionspfad vor dem Druckpeak dokumentiert; Hinweise für alte, „voralpine" Relikte sind nicht zu erkennen. Die breiten Granatränder (in Abb. 17: Grt IIa), die volumenmäßig den größeren Teil des Granats insgesamt einnehmen, lieferten ein Alter von 90,8 ± 1,9 Ma. Dieser Wert ist ident mit den Altersergebnissen, die für die benachbarten Eklogite von Gertrusk publiziert wurden (THÖNI et al., 2008b). Die sehr unterschiedlich breiten, Fe-reichen Granatränder schließlich (Grt rim IIb in Abb. 17) ergaben ein Alter von 86,4 ± 2,9 Ma. Noch innerhalb der Fehler mit dem Ergebnis von Grt IIa überlappend, dokumentiert dieses Ergebnis späte Granatkristallisation in einem fortgeschrittenen Stadium der Exhumation/Druckentlastung. Schließlich ist das Ende der kretazischen Metamorphose (Unterschreiten von 300 ± 50 °C) am Kienberg mit drei vollkommen konkordanten Rb–Sr-Biotit-Altern von 77,9 ± 1 Ma gut dokumentiert (THÖNI & MILLER, 2010: Tab. 3b).

Sm–Nd- versus Lu–Hf-System in Granat: Robustheit und Schließtemperaturen

Abbildung 18 zeigt Schließtemperaturen (T_c) für langlebige radioaktive Zerfallssysteme aus der Literatur, aufgetragen entlang eines hypothetischen Temperatur-Pfades. Das ursprüngliche Diagramm (JÄGER, 1979) wurde ergänzt und für diverse Aspekte erweitert (vgl. THÖNI, 1996). Insbesondere ist hier auch zu bemerken, dass die Bedingungen für die erneute „Einstellung" (Wiedereinstellung, Resetting; etwa bei erneuter Aufheizung) eines Isotopensystems temperaturmäßig nicht mit der entsprechenden Schließtemperatur gleichgesetzt werden können – eine allgemeine Erfahrung in polymetamorphen Gebieten (THÖNI, 1981).

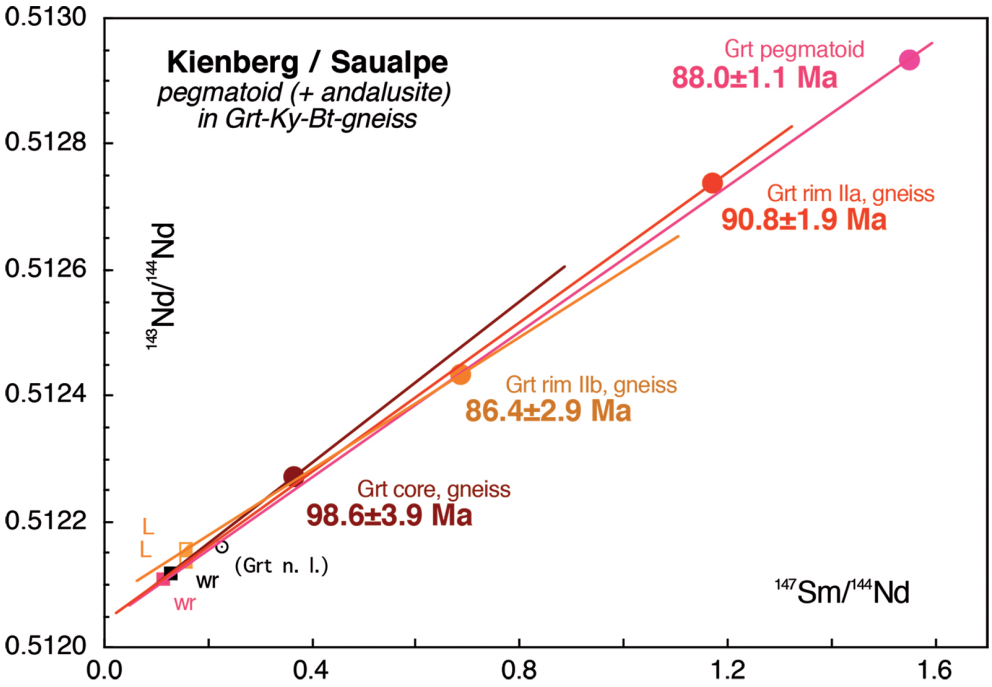


Abb. 17.
Sm–Nd-Isochronendiagramm für Pegmatoid und Nebengestein vom Kienberg (Saualpe). Während das wr–Grt-Alter des Pegmatoids (07T04SKa) lokale Schmelzbildung um 88,0 ± 1,1 Ma anzeigt, datieren drei Magnetfraktionen von Granat aus dem Nebengestein (07T04SKb, Grt-Ky-Bt-Flasergneis) drei verschiedene Entwicklungsschritte der Eoalpinen P–T-Schleife, die den Subduktionsast (Granatkerne: 98,6 ± 3,9 Ma), den Metamorphosehöhepunkt (breite innere Granatränder: 90,8 ± 1,9 Ma) und den Exhumationspfad (schmälere äußere Granatränder: 86,4 ± 2,9 Ma) umfassen.
Sm–Nd isochron plot for pegmatoid and its host rock from Kienberg, Saualpe. While the wr–Grt age of 88.0 ± 1.1 Ma from the pegmatoid (sample 07T04SKa) represents the time of local melting, the three magnetic fractions separated from the Grt-Ky-Bt flaser-gneiss (sample 04T07SKb) define different steps of the Eoalpine P–T loop: subduction (pre-P-peak) at 98.6 ± 3.9 Ma (Grt cores), metamorphic peak: 90.8 ± 1.9 Ma (broad inner garnet rims), and exhumation: 86.4 ± 2.9 Ma (outer rims).

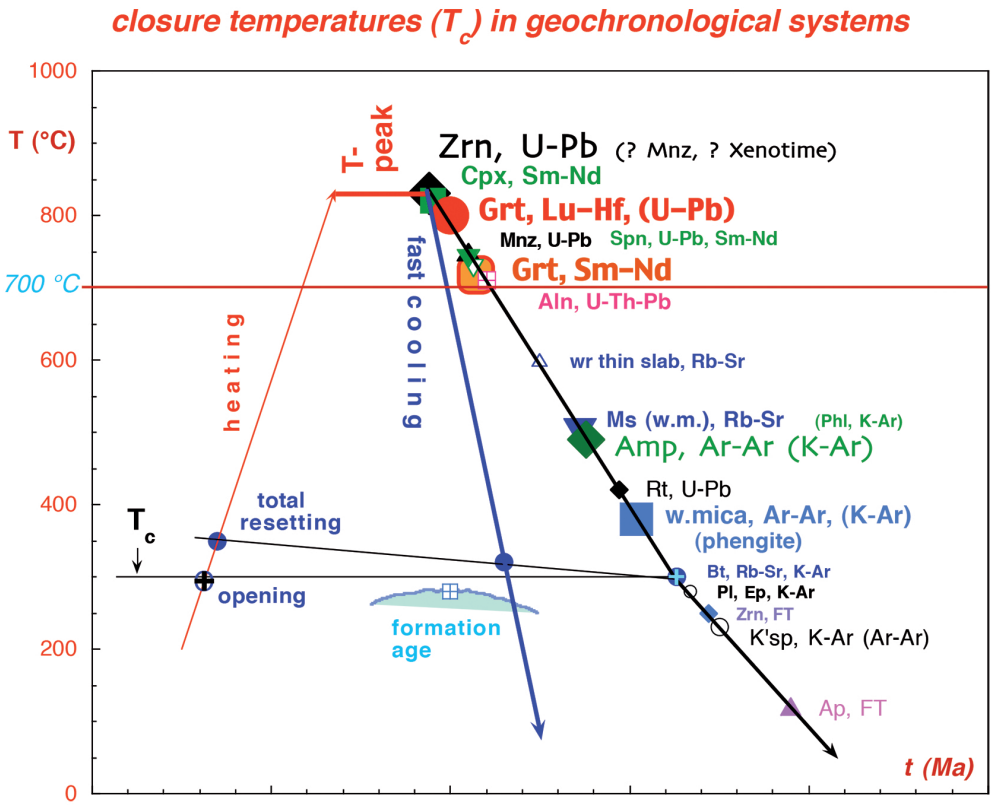


Abb. 18.
Häufig verwendete „Schließtemperaturen“ (T_c) für radioaktive Zerfallssysteme aus der Literatur. Zu beachten ist, dass die T-Werte für die vollständige Wiedereinstellung eines Systems (total resetting; bei erneuter Aufheizung/in polymetamorphen Gesteinen, und insbesondere bei schnellen Bewegungen der tektonischen Einheiten) höher liegen müssen als die hier gezeigten Nennwerte. Weitere Hinweise zu den Literaturangaben: THÖNI (1996: Tab. 4). Für das Sm–Nd-System in Granat wird (einschließlich nach eigenen Einschätzungen) eine Schließtemperatur von ≥ 700 °C, für das Lu–Hf-System ein Wert von 800 °C angenommen.
Frequently used “closure temperatures“ (T_c) from the literature, plotted along a hypothetical T path. Note that the temperature for total resetting of a system (during re-heating/in polymetamorphic rocks, and especially at fast tectonic rates) is necessarily higher than the values shown. For further literature references: see THÖNI (1996: Tab. 4). The closure temperature for the Sm–Nd system in garnet is estimated here at ≥ 700 °C (including experiences of the author), while for the Lu–Hf system of this mineral a value of 800 °C is accepted.

Auch für so genannte „robuste Systeme“ gilt, dass die „effektive Schließung“ (Blocking) des Isotopensystems keineswegs nur durch die spezifische thermische Diffusivität der am Zerfallssystem beteiligten Ionen (mit bestimmtem Ionenradius und vielleicht unterschiedlicher Ionenladung) gesteuert wird, sondern dass noch eine Reihe weiterer Faktoren diese „effektive Schließung“ beeinflussen (können). Korngröße der involvierten Minerale und Abkühlgeschwindigkeit des Gesamtkomplexes zählen hier zu den Hauptfaktoren, weiters aber auch: Sauerstoff-Fugazität und schwer quantifizierbare Faktoren wie An-/Abwesenheit und Zusammensetzung von Fluiden, und „Deformation“. Trotz dieser Komplexität natürlicher Systeme bleibt die Temperaturabhängigkeit kinetischer Prozesse eine universelle und grundlegende Größe (DODSON, 1973), und ohne praktische Verwendbarkeit von konkreten „Schließtemperaturen“ für radioaktive Zerfallssysteme sind vor allem regionalgeologische Überlegungen/Modellierungen zur Wärmegeschichte weder zielführend, noch sind sie praktikabel. Andererseits wird so auch verständlich, dass genau quantifizierte und *allgemein gültige* Schließtemperaturen in der Geochronologie *nicht* verfügbar sein können – denn es müssen die physikalischen Bedingungen der jeweiligen Situation berücksichtigt werden (z. B. KYLANDER-CLARK et al., 2007).

Neuere Studien, in denen Granat aus dem gleichen Probenmaterial (oder der gleichen Lokalität) sowohl mit der Lu–Hf- als auch mit der Sm–Nd-Methode datiert wurde, zeigen konkordante Altersergebnisse (z.B. KOHÚT et al., 2023). Etliche andere Studien zeigen dagegen, dass das Lu–Hf-System signifikant höhere (und oft auch präzisere) Altersergebnisse liefert als das Sm–Nd-System oder auch als das U–Pb-System an Zirkon (DUCHÊNE et al., 1997; LAPEN et al., 2003, 2005; KYLANDER-CLARK et al., 2007; HERWARTZ et al., 2008; SMIT et al., 2010, 2013). Dazu können vorerst zwei Ursachen angeführt werden. Erstens ist für das Lu–Hf-System auf Grund seiner speziellen physikalischen Voraussetzungen (Elementmobilität, Ionenladung) eine geringere Ionen-Diffusivität (und damit eine höhere Schließtemperatur) zu erwarten als für das Sm–Nd-System. Zweitens kann die Spurenelementzonierung, namentlich von Lu und Sm, die korninterne Altersgewichtung stark beeinflussen, somit also maßgeblich darauf Einfluss nehmen, ob der resultierende „mittlere Alterswert“ (für Grt–wr-Zweipunktisochronen) eher die Wachstumsphase der Granatkerne oder der Granaträndern (entlang des P–T-Pfades) widerspiegelt (LOTOUT et al., 2018; MILADINOVA et al., 2021). Die oft beobachteten Konzentrationsgradienten von Lu (gegenüber Sm) über die Kern- versus Randbereiche in Granat unterstützt somit die Interpretation einer systemabhängigen Altersdifferenz in der Weise, dass Lu–Hf-Alter bevorzugt den prograden (Subduktions-)Pfad dokumentieren, während Sm–Nd-Alter zeitlich oft näher am P-Peak oder an der initialen Exhumation liegen.

Für das Sm–Nd System wurden in der älteren Literatur z.T. relativ niedrige Schließtemperaturen (500–600 °C) vorgeschlagen (HUMPHRIES & CLIFF, 1982; MEZGER et al., 1992). Im Weiteren kam man durch Diffusionsexperimente, theoretische Überlegungen/Berechnungen zur Diffusivität der SEE (GANGULY et al., 1998; VAN ORMAN et al., 2002; TIRONE et al., 2005) und vor allem auf Basis gezielter analytischer Experimente an gleichem Probenmaterial für beide Zerfallssysteme (Lu–Hf und Sm–Nd an Granat) zum Schluss, dass die Schließtemperatur des Lu–Hf-Systems in Granat über jener des Sm–Nd-Systems liegt, oder ihr allenfalls gleichkommt (SCHERER et al., 2000). DUTCH & HAND (2010) konnten bei systematischen Studien an granulitfaziell überprägtem Granat aus dem frühproterozoischen Sir Isaac Granite (Gawler Kraton, S-Australien) die Korngrößenabhängigkeit von Sm–Nd-Altern klar aufzei-

gen und belegen, dass dieses Systems bis in den Bereich der Granulitfazies (ca. 750 °C) als retentiv („geschlossen“) betrachtet werden kann. Ähnliche und weitere Schlussfolgerungen zur Diffusivität von Hf und die SEE, aber auch zur Entkoppelung von Lu–Hf- und Sm–Nd-System, können aus der Detailstudie von Smit et al. (2013) an verschiedenen Granat-Korngrößen aus Granuliten des Archäikums in Manitoba/Kanada gezogen werden (wenngleich hier einschränkend zu bemerken ist, dass die sehr niedrigen $^{176}Lu/^{177}Hf$- und $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse eines größeren Teils der in dieser Studie analysierten Granatseparate die Frage aufwerfen, in wieweit Hf- und Nd-reiche Einschlüsse die Ergebnisse beeinflusst haben könnten!). Allgemein kann aus Fällen, in denen die für die Abschätzung der Metamorphose-Peak-Temperatur verwendeten Hauptelemente ein homogenisiertes Muster zeigen, die SEE aber eine Zonierung beibehalten haben, abgeleitet werden, dass die Diffusion der SEE im Vergleich zu jener von Kationen der Hauptelemente deutlich verlangsamt sein muss. Als „geologische Faustregel“ kann aus zahlreichen Publikationen der vergangenen etwa 25 Jahre geschlossen werden, dass das Sm–Nd-System in Granat (für Korngrößen im mm-Bereich und bei mittlerer Abkühlgeschwindigkeit) bis an die Obergrenze der Amphibolitfazies (ca. 700 °C) sicher als geschlossenes System zu betrachten ist. Belege dafür gibt es auch aus dem EHB der Ostalpen (Abb. 19). Das Lu–Hf-System dagegen scheint, auf Grund der in neuesten Forschungen nachgewiesenen hohen Retentivität der SEE, in Granat bis in den Bereich der Granulit-Fazies (≥ 800 °C) intakt zu bleiben (Smit et al., 2024).

Granatdatierung in Hochdruck-Gesteinen: Das „Eoalpine Zeitfenster” im EHB der Ostalpen

Im Folgenden sollen einige der bisher diskutierten allgemeinen Aspekte der Granatdatierung anhand von Ergebnissen (vorwiegend Literaturdaten) an Hochdruck-Gesteinen der Ostalpen vom geochronologischen Standpunkt kommentiert und näher beleuchtet werden.

Voralpine Hochdruckgesteine treten in verschiedenen Gebieten, vor allem im Westabschnitt des ostalpinen Kristallins, auf. Variszische Alter (ca. 360–335 Ma) gaben die Eklogite des *zentralen Ötztals*, der *Silvretta* und des *Ulten-Kristallins* (Miller & Thöni, 1995; Tumiati et al., 2003). Für die Metabasite der *Schobergruppe* (Schulz et al., 2004; Hauke et al., 2019) und vielleicht auch jene der *Texelgruppe* (Zanchetta et al., 2013; Miladinova et al., 2021) ist eine zweiphasige (voralpin-alpine) Hochdruckgeschichte in Diskussion (siehe auch Abschnitt: Südliche Ötztaler Alpen, Seite 95f.). Eine Sonderstellung scheinen die *Eklogitlinsen von Hochgrößen* (im Speik-Komplex der Steiermark) einzunehmen (Faryad et al., 2002; vgl. auch Melcher & Meisel, 2004). Ihre Alterswerte, ein $^{40}Ar/^{39}Ar$-Plateau von 397 ± 8 Ma an edenitischem Amphibol (Faryad et al., 2002), sowie zwei Sm–Nd-Mineralisochronen von 389 ± 4 Ma (n = 7; MSWD = 1,9; εtNd = +8,5) und 405 ± 16 Ma (n = 4; MSWD = 3,3; εtNd = +9,1) (Thöni, data in prep.), zeigen mehr Ähnlichkeiten zum mitteleuropäischen Variszikum als zu jenem der Alpen: Etwa zu Sm–Nd-Daten (380–395 Ma) an Eklogiten des Münchberg-Massivs in Süddeutschland (Stosch & Lugmair, 1990), zu Lu–Hf-Daten (387 ± 5 bis 381 ± 7 Ma) an felsischen UHP-Granuliten der polnischen Sudeten (Anczkiewicz et al., 2007), oder zu jenen von Eklogiten aus dem französischen Massif Central (Najac Massif: ca. 386–377 Ma, Lu–Hf, Sm–Nd und U–Pb-Daten) (Lotout et al., 2018). Die folgende Diskussion konzentriert sich auf die Eoalpinen Eklogite in den Ostalpen; dabei werden am Rande aber auch Fragen nach älteren „Vorläufern“ bzw. nach der Protolithnatur dieser Eklogite mit einbezogen (Schober, Texel).

Abbildung 19 zeigt publizierte Altersergebnisse so genannter „robuster“ Isotopensysteme aus dem „Eoalpinen Hochdruckgürtel“ der Ostalpen (EHB, Eoalpine High-Pressure Belt, *sensu* Thöni & Jagoutz, 1993). Dieses Gebiet im südlichen ostalpinen Kristallin (nördlich des Periadriatischen Lineaments) erstreckt sich vom Pohorje-Koralpe-Saualpe-Komplex, am Ostende der Alpen, über Schober- und Kreuzeckgruppe bis in den Schneeberg–Texel-Komplex (südliches Ötztal-Stubai-Kristallin) im Westen (Abb. 1). Der Datenset in Abbildung 19 wurde gegenüber einer früheren Darstellung (Thöni, 2006: Fig. 4) aktualisiert. Aus dem Vergleich der beiden Abbildungen wird ersichtlich, dass in den vergangenen 18 Jahren zahlreiche neue Alterswerte, insbesondere Lu–Hf-Daten von Granat, aber auch U–Pb-Daten von Zirkon publiziert wurden; der Zeitraum für das Eoalpine Hochdruckereignis hat sich dadurch aber nicht grundsätzlich verändert oder verschoben. Dieses *„Eolapine Zeitfenster“* liegt zwischen ca. 80 und 110 Millionen Jahren, mit einer *klaren Häufung der Alterswerte im Zeitaum 90–100 Ma*. Die Mehrheit der Datenpunkte in Abbildung 19 wird durch Granatanalysen repräsentiert. Außerdem wurden U–Pb-Daten von Zirkon und einige Rb–Sr-Daten an Phengit/Hellglimmer in den Datenpool integriert. Die Beschreibung folgt dem EHB ost–westwärts.

Pohorje (Bachern) (Slowenien)

Im östlichsten Abschnitt des EHB, im *Pohorje* (Slowenien), wurden die höchsten Metamorphosebedingungen bei der Eoalpinen Subduktion erreicht. Publizierte P–T-Werte reichen von ≥ 2,2 GPa bei > 700 °C (Miller et al., 2005; Janák et al., 2009) bis zu UHP-Bedingungen von ≥ 4 GPa bei > 800 °C (Janák et al., 2006). Fünfzehn Mineralalter aus verschiedenen Lithologien grenzen das Hochdruckereignis in diesem Gebirgsstock auf den Zeitraum 97,7 ± 2,1 und 87,0 ± 3,1 Ma ein (Abb. 19). Folgende Altersverteilung ist zu beobachten: Vier Lu–Hf- und zwei Sm–Nd-Alter an Granat (Grt–Omp–wr-Isochronen) aus basischen Eklogiten (inklusive einem Ultramafit) streuen zwischen 96,6 ± 1,2 und 90,1 ± 2,0 Ma (Miller et al., 2005; Thöni et al., 2008b; Sandmann et al., 2016). Zwei Sm–Nd-Alter (Grt–wr) an pyropreichem Granat aus Metapeliten von der Rogla-Hochfläche (zentrales Bacherngebirge) liegen bei 93,0 ± 1,8 und 97,7 ± 2,1 Ma (Thöni, 2002; Miller et al., 2005). Sechs U–Pb-Analysen an eklogitfaziell gebildetem Zirkon aus verschiedenen Lithologien (Eklogite, Metapelite, Augen-/Orthogneise) zeigen eine geringe Variation der Alter zwischen 92,4 ± 0,7 und 89,6 ± 0,9 Ma (Miller et al., 2005; Janák et al., 2009; Chang et al., 2020). Als jüngstes ist ein Sm–Nd-Alter an Granat aus Orthogneisen von 87,0 ± 3,1 Ma zu erwähnen, das als Post-Druckpeak-Alter interpretiert wurde (Thöni, 2002).

Betrachtet man die Lu–Hf- und Sm–Nd-Ergebnisse an Granat aus dem Pohorje in Hinblick auf Konkordanz, so ist eindeutig die Tendenz der Lu–Hf-Ergebnisse zu höheren Altern bemerkbar: Drei Proben geben Lu–Hf-Alter zwischen 96,6 und 93,3 Ma, während zwei Sm–Nd-Alter bei 90,7

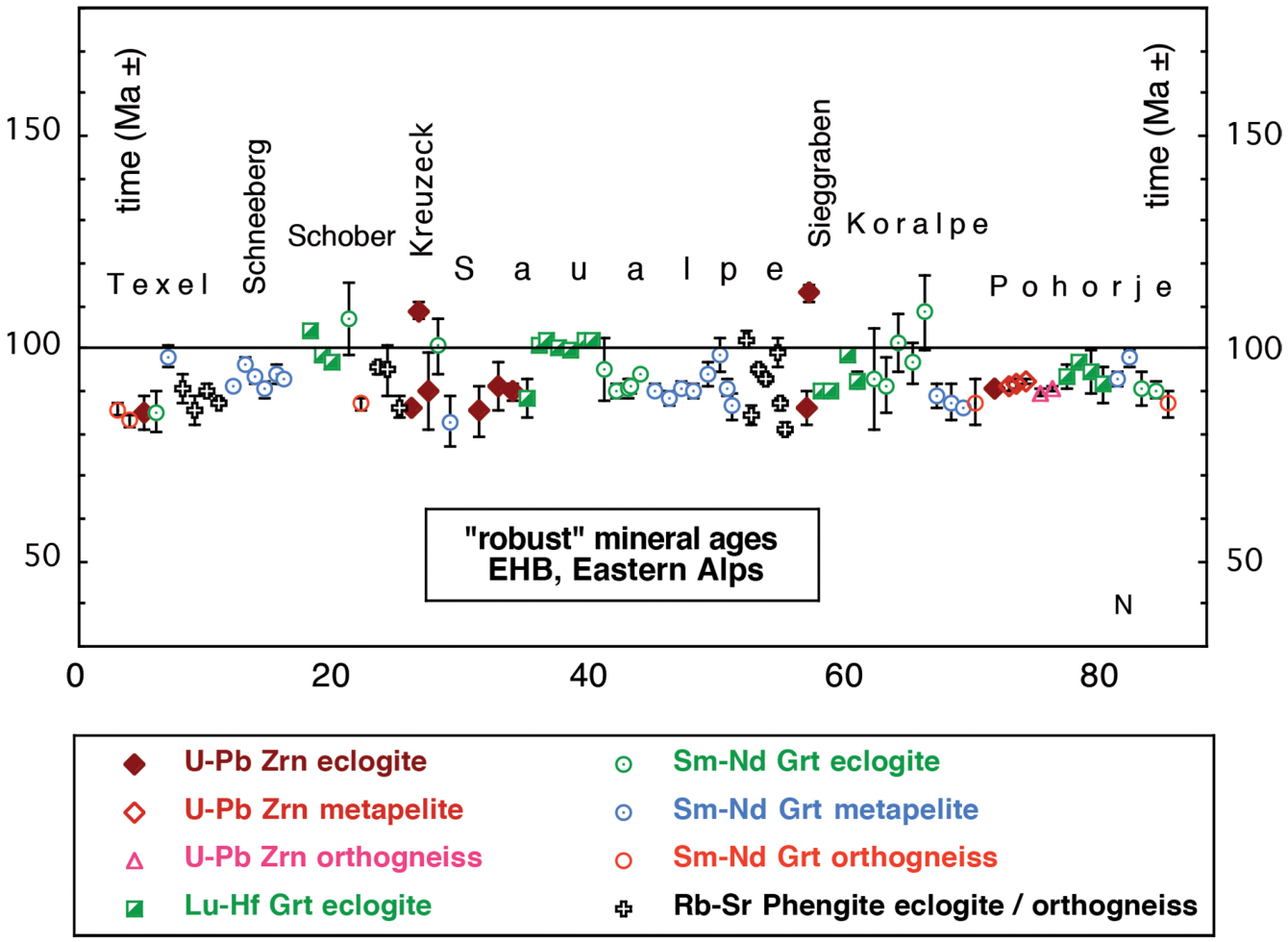


Abb. 19.
Darstellung der „robusten" Mineralalter, die in den vergangenen ca. 30 Jahren zu den verschiedenen Abschnitten des EHB der Ostalpen publiziert worden sind. Berücksichtigt wurden: Sm–Nd- und Lu–Hf-Alter von Granat, sowie U–Pb-Daten von Zirkon (SIMS, Einzelzirkon konventionell, LA-ICP-MS); Rb–Sr-Daten von Phengit wurden nur teilweise berücksichtigt. Die Alter decken den Zeitbereich ca. 110–80 Ma, der überwiegende Teil der Alterswerte (> 90 %) ist jedoch im Zeitfenster 102–85 Ma konzentriert.
Compilation of "robust" mineral ages from the Eoalpine high-pressure belt, Eastern Alps, published over the past c. 30 years. The data set includes age results for garnet (Sm–Nd, Lu–Hf) and U–Pb zircon ages (SIMS, single grain conventional, LA-ICP-MS), while Rb–Sr phengite ages are only partly shown. Overall, the data cover the time span c. 110–80 Ma, but > 90 % of the age results define a 102–85 Ma time window for the Eoalpine HP-event.
Verwendete Quellen/sources used: *Pohorje:* Thöni (2002); Miller et al. (2005); Thöni et al. (2008b); Janák et al. (2009); Sandmann et al. (2016); Chang et al. (2020). *Koralpe:* Thöni & Jagoutz (1992); Miller & Thöni (1995); Lichem et al. (1997); Thöni & Miller (2000); Miladinova et al. (2021). *Sieggraben:* Miladinova et al. (2021); Chang et al. (2022). *Saualpe:* Thöni & Jagoutz (1992); Thöni & Miller (1996); Heede (1997); Thöni et al. (2008b); Thöni & Miller (2010); Miladinova et al. (2021). *Schobergruppe:* Linner (1999); Hauke et al. (2019). *Wölz:* Schuster & Frank (2000). *Kreuzeck:* Konzett et al. (2012). *Schneeberg/Monteneve:* Habler et al. (2001); Thiede (2001); Sölva et al. (2005a). *Texel:* Thöni (1983); Exner et al. (2002); Sölva et al. (2005a); Habler et al. (2006); Zanchetta et al. (2013); and this study (Tab. 5).

und 90,1 Ma liegen. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Lu–Hf-Alter der Eklogitgranate den prograden Teil der Metamorphose widerspiegeln (die korninterne Lu-Zonierung gibt dazu einen Hinweis; Sandmann et al., 2016: Fig. 5), während die Sm–Nd-Alter den Zeitpunkt des finalen P-Peaks datieren sollten. Diese Interpretation ist in guter Übereinstimmung mit den Zirkonaltern, die eng um ca. 91 ± 1 Ma (Mittelwert von n = 6) konzentriert sind und als hochdruck-metamorphe Alter interpretiert wurden. Insgesamt muss man das Hochdruckereignis für den Bereich Pohorje zeitlich als sehr gut eingegrenzt bezeichnen, mit einer (dokumentierten, und die Fehlergrenzen einschließenden) prograden (Subduktions-)Phase ab ca. 100 Ma und einem finalen Druckhöhepunkt um ca. 92–90 Ma.

Koralpe (Steiermark)

Die Interpretation der Eklogit-Alter aus der Koralpe (Abb. 19) ist komplexer, und einige der Daten sind geochronologisch weniger präzise definiert. Geochemische und texturelle Eigenheiten des untersuchten Probenmaterials spielen hier eine Rolle.

Den Eklogiten der Koralpe kommt jedoch innerhalb des EHB eine ganz besondere Bedeutung zu, weil nur hier wichtige Fragen zur Eklogit-Protolithnatur (zumindest im Ostteil des EHB) zweifelsfrei beantwortet werden können. Nur in diesem Abschnitt des Hochdruckgürtels konnten, vor allem anhand von Probenmaterial der zwei bekannten Metabasit-Vorkommen Bärofen und Gressenberg, Geochemie und Mineralogie der Eklogit-Protolithe an gabbroiden Relikten studiert, deren magmatisches Primäralter bestimmt und so spekulativ auch deren geotektonische Entstehungssituation näher beleuchtet werden. An lokal nahezu unveränderten magmatischen Paragenesen konnte mineralogisch-geochemisch, texturell-petrogenetisch und geochronologisch klar gezeigt werden, dass die Ausgangsgesteine der Eklogite vom MORB-Typ im Zuge des

permo-triadischen Ereignisses vermutlich an einer Riftzone der stark ausdünnenden Kruste entstanden sein müssen (Miller & Thöni, 1997). Die Sm–Nd-Isochronen-Alter an magmatischen Plagioklas-Klinopyroxen-Paaren, die ein mittleres Bildungsalter für die Gabbros von 257 ± 21 Ma ergeben hatten (εtNd = +8,6; Miller et al., 2005), wurden neuerdings durch U–Pb-Datierungen von magmatischem Zirkon (LA-ICP-MS-Daten zwischen 283 ± 5 und 243 ± 3 Ma, bei εtHf-Werten von +10 bis +17,4) aus eklogitisierten Paragenesen bestätigt (Chang et al., 2023; vgl. auch Chang et al., 2022). Auf Grund der isotopen-/geochemischen Daten ergibt sich daraus die wichtige Schlussfolgerung, dass die Eklogite vermutlich des gesamten Koralpe-Saualpe-Pohorje-Abschnitts des EHB postvariszisches Alter haben und *monometamorpher Natur* sind – ein wichtiger Unterschied zum Westteil dieses Hochdruckgürtels (S. 96f. und S. 121).

Die komplexen Reaktionen, die am „Übergang von Gabbro zu Eklogit" bei der Transformation der Mineralparagenesen im Zuge der Eoalpinen Hochdruckmetamorphose stattgefunden haben, wurden am Beispiel Gressenberg von Proyer & Postl (2010) im Detail studiert und beschrieben, und dieses weltweit selten in dieser Klarheit erhaltene Phänomen kann, durch die verdienstvolle Arbeit von W. Postl (Graz), im Geopark Glashütten/Steiermark von interessierten Laien und Fachleuten zugleich an spektakulären polierten Schaustücken bewundert werden (Postl, 2020).

Die Alterswerte von Granat aus der Koralpe, streuen insgesamt zwischen 108,7 ± 8,8 und 86 ± 2 Ma. Dazu zählen fünf Sm–Nd-Alter (Thöni & Jagoutz, 1992; Miller & Thöni, 1997; Lichem et al., 1997) und zwei Lu–Hf-Alter (Miladinova et al., 2021) an Eklogitgranat, drei Sm–Nd Granatalter aus Metapeliten (Miller & Thöni, 1997), sowie ein Sm–Nd-Granatalter aus einem Aplitgranit (Thöni & Miller, 2000).

Der imposante Eklogitzahn von Hohl (ca. 6 km SW Schwanberg) besteht (ähnlich wie die Bärofen-Eklogite) aus dynamisch unterschiedlich stark penetrativ durchkristallisierten metagabbroiden Eklogittypen (Miller & Thöni, 1997; vgl. Miller, 1990), mit teilweise erhaltenen magmatischen Texturen – der spektakuläre Aufschluss von Hohl erweist sich, trotz der ausgeprägten Ästhetik dieser Gesteine und dem von W. Postl verdienstvoll gestalteten Lehrpfad, als kein leichtes „Trainingsmaterial" für geochronologische Greenhorns! Die teils sehr niedrigen Nd-Gehalte in Granat dieser Eklogite führten zu Altersergebnissen mit überdurchschnittlich großen Fehlerbalken (Abb. 19). Miladinova et al. (2021) publizierten zwei präzise, aber in sich signifikant verschiedene Lu–Hf-Alter für Grt–wr von 98,8 ± 0,7 und 92,6 ± 2 Ma an zwei mineralogisch unterschiedlichen Eklogiten von Hohl. In Verbindung mit den petrologischen und geochemischen Daten kann man dieses Ergebnis nur in der Weise interpretieren, dass die Granatkristallisation im Aufschlussbereich über einen längeren Zeitraum entlang des prograden P–T-Pfades andauerte bzw. „fluktuierend" stattfand. Diese Deutung könnte man auch für einen größeren Bereich des östlichen EHB anwenden (sofern man nicht an rein statistische Zufälle denkt) (Abb. 19). Die scharf zentral glockenförmige Verteilung von Lu weist außerdem darauf hin, dass die Hauptkristallisation von Granat am prograden Ast des P–T-Pfades stattfand (Miladinova et al., 2021: Fig. 3). Insgesamt fallen sechs von sieben Altern an Eklogitgranat (zwei Lu–Hf- und vier Sm–Nd-Analysen) aus den vier getrennten Aufschlussbereichen Hohl, Bärofen (Beck-Mannagetta, 1977), Mauthnereck und Krumbachgraben in den Zeitraum 101,4 ± 6,8 und 91,4 ± 6,7 Ma. Trotz der geringeren Präzision der Sm–Nd-Daten kann man also den Schluss ziehen, dass Ablauf und zeitliche Zuordnung des Hochdruckereignisses in der Koralpe grundsätzlich mit jener im Pohorje gleichzusetzen sind, wenngleich beide angewendeten Datierungsmethoden darauf hindeuten, dass die Eklogitgranate der Koralpe im Vergleich zu Pohorje auch noch ältere Entwicklungsschritte des prograden P–T-Pfades/der Subduktion (> 100 Ma) konserviert haben. Die Granate aus drei Metapeliten (Lokalitäten: Bärofen, Gregorhansl und Hohl) sowie aus einem Aplitgneis (Weinebene) geben jüngere Alter zwischen ca. 89 und 86 Ma. Der jüngste dieser Alterswerte an Granat (85,9 ± 1,2 Ma) stammt von einer ca. 0,5 m mächtigen bandförmigen Phengit-Granat-Glimmerschiefer-Einschaltung am Fuß des massiven Eklogitriegels von Hohl; das weitgehend homogenisierte Hauptelementprofil dieses Granats zeigt auffällige Zacken im Ca-Verlauf, und die grobschuppigen Phengite sind öfters von Symplektiträndern gesäumt (Miller & Thöni, 1997: 286).

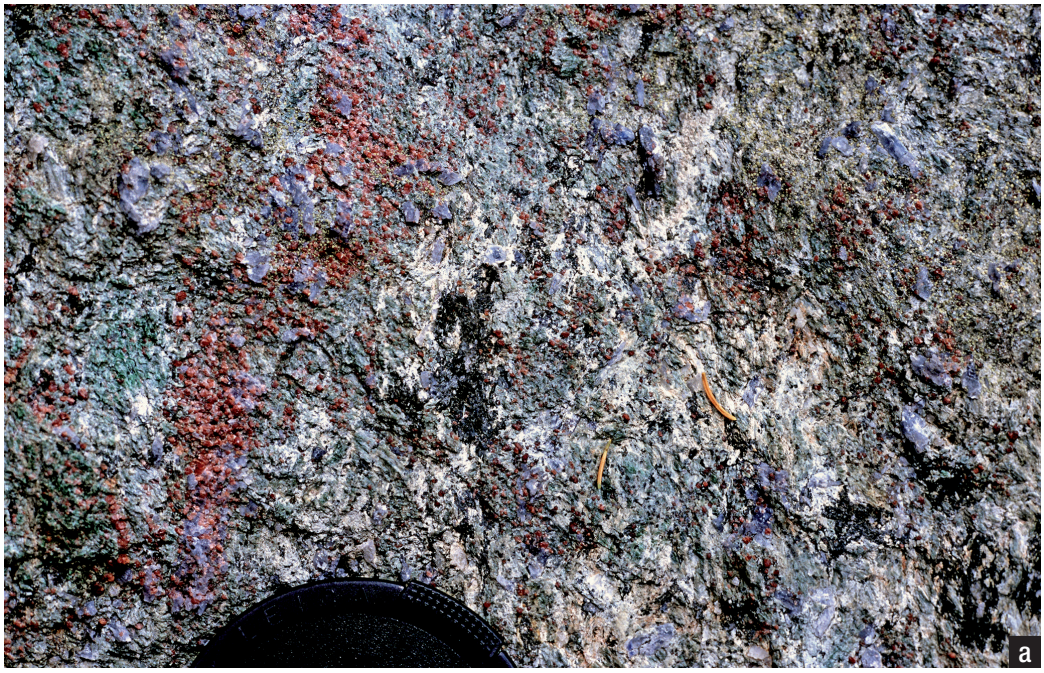
Sieggraben (Niederösterreich/Burgenland)

Obgleich geographisch nicht im engeren Bereich des EHB gelegen, sind an dieser Stelle die *Eklogite von Sieggraben*, als auffälliger Bestandteil in einer der ostalpinen Deckschollen in der Buckligen Welt (ca. 80 km südlich von Wien), anzuführen. Für die Gesteinsassoziation dieser „Fremdelemente" war seit Langem eine Affinität zur Koralpe vermutet worden (siehe Tollmann, 1977: 232). Miladinova et al. (2021) publizierten zwei vollkommen idente, robuste Lu–Hf-Alter von 89,9 ± 0,4 und 90,1 ± 0,4 Ma für Grt–wr der Eklogite von Sieggraben, für die maximale P–T-Bedingungen von 1,9 GPa bei > 650 °C angegeben werden. Chang et al. (2022) dagegen gaben zwei U–Pb-Alter (LA-ICP-MS) von 113 ± 2 Ma und 86 ± 4 Ma an zwei Zirkonkörnern (Lokalitäten: Schäffern und Steinbach) mit niedrigen Th/U-Verhältnissen bekannt; die Ergebnisse werden von den Autoren als „ungefähres Alter" der eklogitfaziellen Metamorphose interpretiert. Ähnlich den Zirkondaten aus der Kreuzeckgruppe (Seite 120), umspannen diese Alter den gesamten Altersbereich des EHB (Abb. 19).

Saualpe (Kärnten)

Die *Saualpe* gilt als Typlokalität für Eklogit (Haüy, 1822). Die maximalen P–T-Bedingungen am Eoalpinen Druckpeak können mit 2,2–2,4 GPa bei ca. ≥ 700 °C angegeben werden (Miller et al., 2005; Thöni et al., 2008b). Ky-Reichtum und dynamische Kristallisation sind häufige Kennzeichen dieser Eklogite (z. B. Lokalitäten Kirchberg oder Kupplerbrunn; Abb. 20, 21).

Insgesamt liegen fünf Sm–Nd- und vier Lu–Hf-Alterswerte an Eklogitgranat (Grt–wr, Grt–Omp) von vier weit voneinander entfernten Aufschlüssen vor: Kupplerbrunn (die vermutete Typlokalität von Haüy, 1822, i. e. S.), Gertrusk, Grünburger Bach und Wolfsberger Hütte (Thöni & Jagoutz, 1992; Thöni et al., 2008b; Miladinova et al., 2021). Die individuellen Lu–Hf-Alterswerte für Granat umspannen den Zeitraum 102,2 ± 1,5 bis 88,4 ± 4,7 Ma, während die Sm–Nd-Alter zwischen 95,1 ± 7,4 und 90,6 ± 2,1 Ma streuen (Abb. 19). Die von Miladinova et al. (2021) kürzlich publizierten präzisen Lu–Hf-Alter für die Eklogitvor-



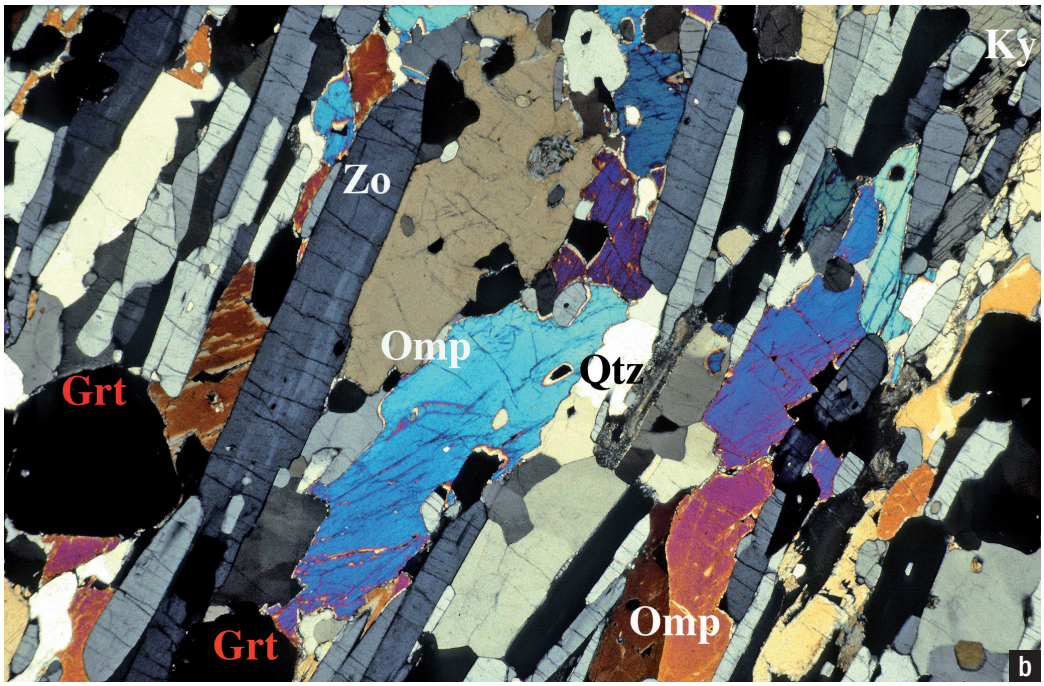


Abb. 20.
a) Ky-reicher, meta-gabbroider Eklogit der (vermuteten) Typ-Lokalität Kupplerbrunn, Saualpe (HAÜY, 1822). Rot: Granat; grün: Omphazit; blau: Kyanit; weiß-gelblich: Zoisit; grau: Quarz; dunkelgrün/schwarz: Amphibol. Phengit bleibt hier sehr feinkörnig.
b) Dünnschliffbild eines metagabbroiden Eklogits aus der Saualpe, Lokalität Kirchberg (Probe SK30c). Das Gestein zeigt einen ausgezeichneten Erhaltungszustand des gesamten Hochdruck-Mineralbestandes, sowie dynamische Kristallisation (synkinematische Mineralbildung). P–T-Werte deuten Versenkungstiefen von ≥ 80 km zur Zeit des Druckhöhepunkts (um 95–90 Ma) an. Grt: Granat; Omp: Omphazit; Zo: Zoisit; Ky: Kyanit; Qtz: Quarz. Bildlänge: 6,5 mm.

a) Kyanite-rich eclogite at the (supposed) type locality Kupplerbrunn, Saualpe (HAÜY, 1822). Red: garnet; green: omphacite; blue: kyanite; white-yellowish: zoisite; grey: quartz; dark green/black: amphibole. Phengite is very fine-grained in this specimen.
b) Thin section microphotograph of a metagabbroic eclogite from the Saualpe (sample SK30c, locality Kirchberg). The rock shows perfect preservation of the high-P mineral assemblage, as well as dynamic crystallization (synkinematic mineral growth). P–T data indicate a subduction depth for the time of the pressure peak of ≥ 80 km, some 95–90 Ma ago. Grt: garnet; Omp: omphacite; Zo: zoisite; Ky: kyanite; Qtz: quartz. Length of picture: 6.5 mm.

kommen Grünburger Bach und Wolfsberger Hütte sind auf einen sehr engen Zeitbereich von 102,2 ± 1,5 und 99,8 ± 1,2 Ma konzentriert (sechs Einzeldaten von drei Eklogitproben); sie zählen zu den ältesten bekannten robusten Mineralaltern im gesamten EHB und dürften eine frühe Phase der Granatkristallisation während der Subduktion (vor dem Druckpeak) markieren. Die glockenförmige Verteilung von Lu in Granat spricht für auf die Kerne gewichtete Lu–Hf-Alter (MILADINOVA et al., 2021). Da von beiden genannten Lokalitäten keine Sm–Nd-Alter vorliegen, ist ein unmittelbarer Vergleich der beiden Isotopensysteme hier nicht möglich. HEEDE (1997) publizierte ein Rb–Sr-Phengitalter von 81,1 ± 1,5 Ma aus einem Pegmatoid im Eklogitvorkommen Grünburger Bach.

Sm–Nd-Alter von Granat der Eklogithüllgesteine der Saualpe („Schiefergneise“ oder Metapelite i. w. S.) liegen vor allem aus der weiteren Umgebung von Kupplerbrunn vor. Fünf Alterswerte (i. wes. Grt–wr-Isochronen) dieser pyropreichen, bezüglich der Hauptelemente homogenisierten Granate decken den Zeitraum 88,5 ± 1,7 bis 94,0 ± 2,7 Ma (THÖNI & JAGOUTZ, 1992; THÖNI & MILLER, 1996). Dagegen lieferte zonierter Granat aus einem Ky-Grt-Bt-Gneis der Lokalität Kienberg (ca. 2 km nördlich Gertrusk) für drei verschiedene Magnetfraktionen ein Kern–Rand Sm–Nd-Altersspektrum, das den Zeitraum 98,6 ± 3,9 bis 86,4 ± 2,9 Ma abdeckt (THÖNI & MILLER, 2010). Dieses Beispiel zeigt, dass das Sm–Nd-System unter den gegebenen Eoalpinen P–T-Bedingungen Kristallisationsschritte des prograden Metamorphosepfades (vor dem Druckpeak) einzufrieren vermochte (Abb. 17, 18 und 19).

Drei U–Pb-Alter an U-armem Hochdruck-Zirkon aus Eklogiten des Bereichs Kupplerbrunn/Prickler Halt fallen in den

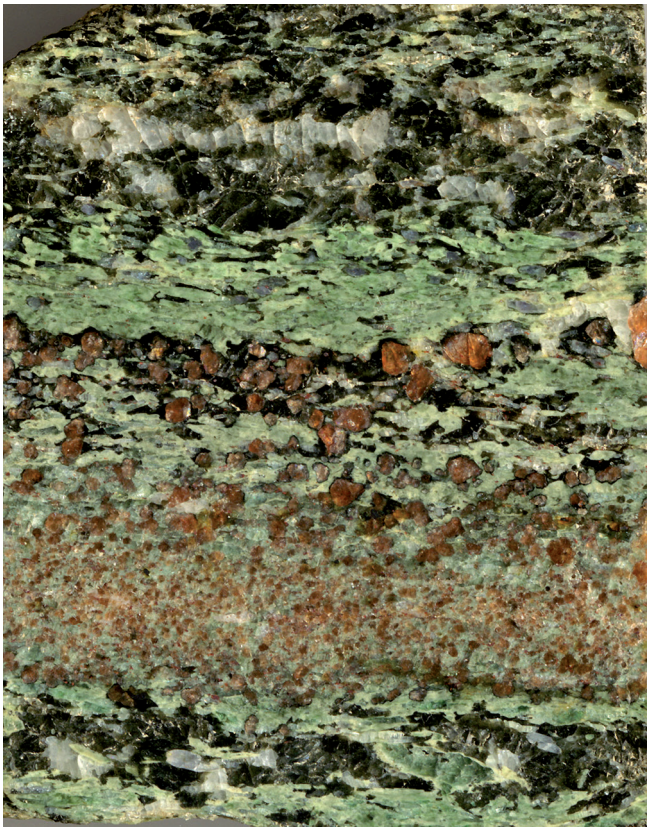


Abb. 21.
Polierte Schnittfläche eines Eklogits der Saualpe (Probe SK31b, Lokalität Kirchberg, 1.280 m). Der ausgeprägte Lagenbau im cm-Bereich, definiert durch den rein eklogitfaziellen Mineralbestand: Granat, Omphazit, Amphibol + Zoisit + Disthen + Quarz, hatte mit hoher Wahrscheinlichkeit einen magmatischen Vorläufer, wie er in manchen Gabbro- bzw. Gabbro-Eklogit-Vorkommen der Koralpe (z.B. Bärofen, dort bestehend aus Plagioklas-Olivin-Pyroxen-reichen Lagen) noch erhalten ist. Lange Seite des Handstücks: 5,5 cm.
Polished cut surface of an eclogite from the Saualpe (sample SK31b, locality Kirchberg, 1.280 m a.s.l.). The pronounced metamorphic layering composed of definitely eclogite-facies minerals: garnet, omphacite, amphibole + zoisite + kyanite + quartz, most probably originated from a layered magmatic precursor; in the Koralpe, magmatic layering in gabbros, defined by plagioclase-olivine-ortho-/clinopyroxene-rich portions, is well preserved in some outcrops (e.g., at Bärofen). Long side of the specimen: 5.5 cm.

Zeitraum 91,2 ± 5 bis 85,3 ± 6 Ma (Heede, 1997; Thöni et al., 2008b). Dagegen weisen sieben Rb–Sr-Alter an grobschuppigem Phengit aus Eklogit (bzw. darin vorkommenden pegmatoiden Mobilisaten) eine relativ grosse Altersstreuung zwischen 102 ± 2 und 81,1 ± 1,5 Ma auf (Thöni & Jagoutz, 1992; Heede, 1997).

Zusammenfassend ist das Eoalpine Hochdruckereignis im Gebiet der Saualpe geochronologisch gut eingegrenzt. Präzise Lu–Hf-Alter um 102–100 Ma (Miladinova et al., 2021) belegen, dass die Subduktion und rege Granatkristallisation um diese Zeit voll im Gange waren, während der Beginn einer beschleunigten Exhumation und der finale T-Peak der Hochdruckgesteine etwa um 90–88 Ma anzusetzen ist. Der Druckpeak kann auf Basis von Sm–Nd-Daten an Eklogitgranat etwa um 93–91 Ma angesetzt werden, was eine sehr gute zeitliche Übereinstimmung mit der Entwicklung im Pohorje belegt (siehe S. 116).

Schobergruppe (Osttirol)

Westlich der Saualpe ist das Eoalpine Hochdruckereignis in der *Kreuzeckgruppe* und in der *Schobergruppe* dokumentiert, geochronologisch aber nur teilweise gut erfasst bzw. die Daten schwieriger interpretierbar. Das ist u.a. auf die polymetamorphe Natur der Gesteine zurückzuführen. Während im östlichen Abschnitt des EHB (Saualpe–Koralpe–Pohorje) die vorkretazische metamorphe Geschichte vor allem durch das permisch-triadische HT–LP-Ereignis widergespiegelt wird (vgl. auch Schulz, 2016), handelt es sich bei der Schobergruppe um „polymetamorphes Altkristallin“, das zweifellos intensiv in die Eoalpine kontinentale Subduktion und HP-Metamorphose einbezogen war (Linner, 1999), aber nachweislich auch eine variszische (ein Lu–Hf-Granatalter von > 300 Ma; Hauke et al., 2019) und eine vorvariszische Entwicklung erkennen lässt (Schulz et al., 2004). Für die Eoalpine Hochdruckphase kann daher aus den vorhandenen „Altern“ an Eklogitgranat (eine Sm–Nd-Analyse und drei Lu–Hf-Analysen, mit Werten um 115–97 Ma) lediglich ein „Maximalalter“ von ca. 100 Ma (Linner, 1999) bzw. 97 Ma (Hauke et al., 2019) abgeleitet werden. Die frühe Exhumations-/Abkühlphase in diesem Kristallin ist hingegen durch ein Sm–Nd-Granatalter aus einem Orthogneis (87,1 ± 1,4 Ma) und durch mehrere Rb–Sr-Alter an Phengit zwischen 95,5 ± 1,5 und 86,2 ± 2,5 Ma sicher belegt (Linner, 1990).

Kreuzeckgruppe (Osttirol und Kärnten)

Zwei Zirkone aus Ti–Fe-reichen Eklogiten des südöstlich des Hochschobers gelegenen *Kreuzeck-Kristallins* gaben U–Pb-Alter (SIMS) von 109 ± 2, 90 ± 9 und 86 ± 1 Ma. Diese Zirkonkristalle werden als „peak-metamorphe“ Bildungen interpretiert, bei ermittelten P–T-Bedingungen von 2,1 GPa bei 650 °C (Konzett et al., 2012). Interessanterweise umspannen diese Daten genau das Altersspektrum des gesamten EHB (Abb. 19)!

Schneeberg–Texel-Komplex (Südtirol, Italien)

Der *Schneeberg–Texel-Komplex* (im Süden des Ötztal-Stubai-Kristallins s. l.) ist der westlichste Teil des hier betrachteten EHB. Nach dem Exhumationsmodell von Sölva et al. (2005a, b) kommt dem Schneeberg-Komplex (Schneeberger Zug, Tratto di Monteneve) eine strukturgeologische Schlüsselfunktion bei der kretazischen Plattenreorganisation zu, indem an der langgestreckten Schneeberger Deformationszone (normal fault) die südlich angrenzenden HP-Gesteine des Texel-Komplexes exhumiert werden (siehe Abschnitt: Südliche Ötztaler Alpen, S. 95f. und Abb. 13).

Schneeberg-Monteneve. Stellt man die Sm–Nd-Ergebnisse für alle analysierten Granat-Fraktionen aus drei Schneeberger Granatglimmerschiefer-Proben als einfache Zweipunktisochronen dar, ergeben sich sechs Grt–wr-Alterswerte zwischen 96,4 ± 1,4 und 90,6 ± 2 Ma (Daten aus Thiede, 2001; Habler et al., 2001; Sölva et al., 2005a). Daraus lässt sich für diese meist zonierten, 1–2 cm großen hypidiomorphen „Schneeberg-Granate“ aus dem Zentralbereich des Monteneve ein maximaler Kristallisationszeitraum von ca. 9 Millionen Jahren (97,8–88,6 Ma) errechnen. Das Druckmaximum, mit etwa 1 GPa bei 600 °C, kann aus der Kombination von Granat-Zonierung, petrologischen und mikrostrukturellen Daten etwa auf das Zeitfenster 93–91 Ma eingegrenzt werden. Dieser Wert stimmt mit dem späten P–T-Pfad aus Saualpe und Pohorje erstaunlich gut überein.

Texelkristallin. Die publizierten geochronologischen Daten zur Eoalpinen Hochdruckmetamorphose aus dem po-

lymetamorphen Texelkristallin sind komplexer, sie streuen über einen weiteren Bereich (Abb. 19, siehe auch Abschnitt: Südliche Ötztaler Alpen, Seite 95f.). Granat aus einem Glimmerschiefer (Eklogit-Hüllgesteine) im Kalmtal gab das höchste Alter (Sm–Nd, Grt–wr) von 98,2 ± 2,7 Ma (Sölva et al., 2005a). Ein Eklogit aus dem Saltauser Tal (Abb. 13) lieferte eine 7-Punkt Sm–Nd-Isochrone für Granat von 85,2 ± 4,6 Ma (MSWD = 1,5; initialer εNd-Wert = +5,3) (Habler et al., 2006). Dieses Ergebnis ist ident mit dem U–Pb-Alter von 85 ± 4 Ma an HP-Zirkon aus Eklogiten des Ulfas-Tals (Zanchetta et al., 2013). Granat aus Orthogneis vom Hauptfundpunkt für Eklogit (Untere Obisell Alm) gab ein Sm–Nd-Alter (Grt–wr) von 85,8 ± 1,6 Ma (Tab. 5), während vier Rb–Sr-Alter an grobschuppigem Hellglimmer aus der näheren Umgebung in den Zeitraum 91–86 Ma fallen (Thöni, 1983; Exner et al., 2002). Eine Vier-Punkt Sm–Nd-Isochrone für Granat (Grt–Grt–wr; n = 4; MSWD = 0,4) aus einer steilstehenden Scherzone im oberen Pfossental stellt mit 83,2 ± 1,4 Ma das jüngste robuste Alter aus diesem Abschnitt (und zugleich das jüngste Granatalter aus dem 400 km langen EHB) dar (Tab. 5, Abb. 15).

Mehr noch als in der Schobergruppe nimmt im Texel-Komplex der polymetamorphe Charakter dieses alten Kristallins entscheidend Einfluss bei Probenauswahl und Separation für genaue geochronologische Datierung; denn selbst Paragenesen, die im Dünnschliff nach texturellen/mikrochemischen Gesichtspunkten als einphasig beurteilt werden, bergen große Unsicherheit, bei der Probenseparation für BMIA reliktische (vorkretazische) Domänen einzuarbeiten. In solchen Fällen ist der Vorteil von In-situ-Analytik (U–Pb an Zirkon, oder auch Ar–Ar-Lasertechnik) versus BMIA evident bzw. ihre Anwendung unerlässlich. Im konkreten Fall konnten mehrheitlich, sowohl mit der Sm–Nd-Analytik (Habler et al., 2006) als auch mit der Lu–Hf-Methode an (als sicher 2-phasig erkanntem) Granat (Miladinova et al., 2021), lediglich qualitative Zeitinformationen gewonnen werden (wobei diese so genannten „Mischalter“ zwischen 287 und 206 Ma liegen). Obwohl bei den bis jetzt publizierten (teilweise nur mäßig präzise eingegrenzten) Ergebnissen aus der Texelgruppe eine Tendenz zu jüngeren Altern zu bestehen scheint (Abb. 19), so decken die Zahlenwerte insgesamt mit 98 ± 2 bis 85 ± 4 Ma dennoch genau den Zeitraum ab, der von jenem im östlichen, verlässlicher datierten EHB (Pohorje–Saualpe: 102–85 Ma) nicht grundsätzlich verschieden ist. Manche Aspekte rund um den EHB, wie Struktur, Steilheit und Orientierung der Exhumationsbahn (Sölva et al., 2005b), oder auch die weit streuenden Ergebnisse der Peak-Druckverhältnisse, sind noch zu wenig geklärt oder bleiben umstritten – dennoch ist eine *weitgehende Synchronizität der Entwicklung des ca. 400 km langen Eoalpinen Hochdruckgürtels* aus dem aktuell vorhandenen geochronologischen Datenset in Abbildung 19 klar erkennbar.

Regionalgeologische und allgemeine Schlussfolgerungen

Aus den Isotopendaten der vorliegenden Arbeit und unter Einbeziehung eines breiten Datensets aus der neueren Literatur können die folgenden regionalgeologischen und allgemeinen Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Der thermische Höhepunkt der variszischen Metamorphose im ostalpinen Grundgebirge kann auf Basis von Sm–Nd-Daten an Granat aus alpidisch sehr schwach (≤ 300 °C) überprägten Bereichen des westlichen Ötztalkristallins (Melagtal) in das Zeitfenster zwischen 340 ± 5 und 320 ± 4 Ma eingestuft werden.
- Die lang andauernde Pegmatitbildung im ost- und südalpinen Kristallin im Zuge der permo-triadischen Krustenextension, Mantelaufwölbung und LP/HT-Metamorphose ist (vor allem) durch Sm–Nd-Granatalter zwischen ca. 280 und 225 ± 3 Ma belegt.
- Dieser Zeitraum ist insgesamt durch intensive magmatische Aktivität im Süd- und Ostalpin gekennzeichnet (z.B. Brixen, Eisenkappel, Wechselgebiet).
- Die Eoalpine eklogitfazielle Metamorphose im 400 km langen, intrakontinentalen Hochdruckgürtel der Ostalpen (EHB) wurde vor allem durch Sm–Nd- und Lu–Hf-Daten an Granat und U–Pb-Daten an Zirkon datiert.
- Während im Ostabschnitt dieses Hochdruckgürtels von Pohorje-Koralpe-Saualpe, der die Typlokalität für „Eklogit“ nach Haüy (1822) inkludiert, permisch-untertriadische gabbroide Gesteine einer Riftzone mit geochemisch eindeutiger MORB-Affinität, gemeinsam mit ihrer Matrix aus Metasedimenten der kontinentalen Kruste, subduziert und erstmals metamorph wurden, liegen im westlichen Abschnitt des EHB (Schober, Texel) polymetamorphe Hochdruckgesteine vor, die als alte (variszische, oder ? ältere), schon metamorphe Paragenesen (Amphibolite, Eklogitamphibolite) innerhalb der Gneis-Glimmerschiefer-Matrix in Eoalpiner Zeit eklogitisiert wurden.
- Die Altersbeziehungen innerhalb des EHB sind weitgehend als synchron zu bezeichnen. Das Zeitfenster für die Eoalpine Subduktionsphase, Druckhöhepunkt und schnelle initiale Exhumation / ± isothermale Dekompression ist geochronologisch durch Granatalter aus basischen Eklogiten und krustalen Lithologien zwischen ca. 105 und 85 Ma erfasst. Der Druckpeak war in allen Abschnitten des EHB um ca. 90 ± 3 Ma erreicht.
- Für das Zeitfenster 92/90 bis 86/84 Ma, unmittelbar nach dem Druckpeak, lassen sich Exhumationsraten von ca. 0,5–1 cm/a errechnen.
- Granat-Datierung mit der Sm–Nd-Methode hat das Potenzial, Grundsätzliches zur Aufklärung von Prozessen der Mineralbildung/Kristallisation und zu strukturgeologischen bzw. geodynamischen Abläufen beizutragen – Fragen, die über die simple Bestimmung eines Einzelalters (Bulk mineral–wr age) hinausgehen. Um dieses Ziel zu erreichen, ist eine differenzierte Probenauswahl und Probenpräparation entscheidend (microsampling, Domänen-Sampling aus Einzelkristallen, Magnetfraktionen-Splitting mit mikrochemischer Kontrolle, Leaching). Bei fokussierter Zielsetzung und bei optimaler

analytischer Infrastruktur kann die Sm–Nd-ID-TIMS-Methode, insbesondere in Kombination mit Spurenelement-/SEE-Analytik (als Vorstufe), eine aussagekräftige Methode für die Aufklärung des zeitlichen Ablaufs der Metamorphosegeschichte in verschiedensten Lithologien und für den Temperaturbereich von ca. 500 bis > 700 °C sein.

Dank

Diese Arbeit inkludiert und diskutiert u.a. Datensets, die schon längere Zeit in „unpublizierter Form“ verbracht haben. Es war mir daher ein Bedürfnis, diese Daten einem weiteren Kreis von interessierten Leserinnen und Lesern zur Verfügung zu stellen. Für die freundliche Überlassung von unpublizierten isotopenanalytischen Daten für die vorliegende Publikation danke ich folgenden Kolleginnen und Kollegen: Gianluca Cotza (Oberes Pfossental, Texelgruppe, Tab. 5); Helmuth Sölva (Saltausertal, Texelgruppe, Tab. 5); Werner Thöny (Brixen Granodiorit, Kontaktzone, Tab. 4); Claudia Seifert-Falkner (Kirchschlag Gabbro, Tab. 4). Christine Miller (Innsbruck) lieferte die Sondenanalysen an den Körnerpräparaten der Koralpe-Granate (Tab. 3). Monika Horschinegg danke ich für die Durchführung der Rb–Sr-Analysen (Tab. 2b). Die OMV-Mitarbeiter Wolfgang Thöny, Klaus Pelz und Philipp Strauss sollen wissen, dass sie durch ihre hartnäckige Diskussionsfreudigkeit und ihr lebhaftes Interesse für geochronologische Forschung sowie für neue Fragezeichen in der Literatur wesentlich dazu beigetragen haben, dass ich etliche „Altlasten“ zu überdenken begann – was schließlich auch in der vorliegenden Verschriftlichung mündete. Der Redaktion der GeoSphere Austria, namentlich dem Schriftleiter Christoph Janda, gebührt mein Dank für die spontane Zustimmung, dieses Retiree-Konvolut für die Veröffentlichung entgegen zu nehmen.

Literatur

Anczkiewicz, R. & Thirlwall, M.F. (2003): Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H_2SO_4 leaching – a simple solution to the phosphate inclusion problem. – Geological Society of London, Special Publications, **220**, 83–91, London.

Anczkiewicz, R., Szczepanski, J., Mazur, S., Storey, C., Crowley, Q., Villa, I.M., Thirlwall, M.F. & Jeffries, T.E. (2007): Lu–Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. – Lithos, **95**, 363–380, Amsterdam.

Anczkiewicz, R., Chakraborty, S., Dasgupta, S. & Mukhopadhyay, D.K. (2012): Accuracy of Lu–Hf and Sm–Nd garnet dating. – Goldschmidt 2012 Conference Abstracts. – Mineralogical Magazine, **76**/6, 1423 (Cambridge University Press).

Anczkiewicz, R., Chakraborty, S., Dasgupta, S., Mukhopadhyay, D.K. & Koltonik, K. (2014): Timing, duration and inversion of prograde Barrovian metamorphism constrained by high resolution Lu–Hf garnet dating: A case study from the Sikkim Himalaya, NE India. – Earth and Planetary Science Letters, **407**, 70–81, Amsterdam.

Bargossi, G.M., Bove, G., Cucato, Gregnanin, A., Morelli, C., Moretti, A., Poli, S., Zanchetta, S. & Zanchi, A. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:50.000, Blatt 013 Meran. – ISPRA – Servizio Geologico D'Italia / Autonome Provinz Bozen – Südtirol.

Beck-Mannagetta, P. (1977): Ein neues Vorkommen von Eklogit-Gabbro in der Koralpe. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **1977**/1, 1–3, Wien.

Beck-Mannagetta, P., Eisenhut, M., Ertl, V. & Homann, O. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bernhard, F., Klötzli, U.S., Thöni, M. & Hoinkes, G. (1996): Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal Crystalline Basement, Tyrol, Austria. – Mineralogy and Petrology, **58**, 171–196, Wien.

Bestmann, M., Habler, G., Heidelbach, F. & Thöni, M. (2008): Dynamic recrystallization of garnet and related diffusion processes. – Journal of Structural Geology, **30**/6, 777–790, Amsterdam.

Borsi, S., Del Moro, A. & Ferrara, G. (1972): Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Monte Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). – Bollettino della Società Geologica Italiana, **91**, 387–406, Roma.

Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Jin, W., Yuan, S., Guan, Q., Huang, Q. & Li, W. (2020): Subduction of a rifted passive continental margin: the Pohorje case of Eastern Alps – constraints from geochronology and geochemistry. – Swiss Journal of Geosciences, **113**/1, article number 14, 1–25, Basel.

Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Yuan, S., Huang, Q., Li, W. & Yu, S. (2022): Protolith and metamorphic age of the Sieggraben Eclogites: Implications for the Permian to Cretaceous Wilson cycle in the Austroalpine unit. – Lithos, **434–435**, 1–16, Amsterdam (Elsevier).

Chang, R., Neubauer, F., Liu, Y., Genser, J., Guan, Q., Huang, Q. & Yuan, S. (2023): Permian to Triassic protolith ages of type locality eclogites in the Eastern Alps: Implications fort the opening of the Meliata back-arc basin. – Geology, **51**/6, 537–542.

Cheng, H., Zhang, C, Vervoort, J.D., Lu, H., Wang, C. & Cao, D. (2012): Zircon U–Pb and garnet Lu–Hf geochronology of eclogites from the Lhasa Block, Tibet. – Lithos, **155**, 341–359, Elsevier, Amsterdam

Cotza, G., Thöni, M. & Grasemann, B. (2006): Structural investigations of the W termination of the `Schneeberg Zug´ – Austroalpine Unit, Southern Tyrol: Results from a crustal scale shear zone. – In: Philipp, S., Leiss, B., Vollbrecht, A., Tanner, D. & Gudmundsson, A. (Eds.): 11. Symposium „Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie“, 2006, 33–34, Poster, Göttingen.

Diella, V., Spalla, M.I. & Tunesi, A. (1992): Contrasting thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy). – Journal of Metamorphic Geology, **10**, 203–219, Oxford.

Dodson, M.H. (1973): Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **40**, 259–274, Stuttgart.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P. & Albarède, F. (1997): The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. – Nature, **387**, 586–589, London.

DUTCH, R. & HAND, M. (2010): Retention of Sm–Nd isotopic ages in garnets subjected to high-grade thermal reworking: implications for diffusion rates of major and rare earth elements and the Sm–Nd closure temperature in garnet. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **159**, 93–112, Stuttgart.

EXNER, U., GRASEMANN, B., THÖNI, M. & MILLER, C. (2002): Relative chronology and absolute age dating of structures related to eo-Alpine High-pressure metamorphism and Oligocene magmatism in the SE Ötzal complex (Texel Group, South Tyrol, Italy). – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **132**, 63–82, Graz.

FARYAD, S.W., MELCHER, F., HOINKES, G., PUHL, J., MEISEL, T. & FRANK, W. (2002): Relics of eclogite facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrößen (Speik complex), Austria. – Mineralogy and Petrology, **74**, 49–73, Wien.

FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987a): Geochronolgical Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke).

FRANK, W., HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & THÖNI, M. (1987b): The Austroalpine unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal–Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 179–225, Wien (Deuticke).

FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALEN, N. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **280**, 267–293, Amsterdam.

FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD, D. (2000): Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: a structural and fission track study. – Tectonics, **19**, 905–918, Washington, D.C.

GANGULY, J., TIRONE, M. & HERVIG, R.L. (1998): Diffusion kinetics of samarium and neodymium in garnet, and a method for determining a cooling rate of rocks. – Science, **281**, 805–807.

GATTO, G.O. & SCOLARI, A. (1974): Lo „scorrimento di Slingia" nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta. – Atti Memorie Accademia Pattaviana, Scienze Matematiche Naturali, **86**, 167–201, Padova.

GLODNY, J., GRAUERT, B., FIALA, J., VEJNAR, Z. & KROHE, A. (1998): Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallization and metamorphic overprint, as constrained by U–Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb–Sr muscovite data. – Geologische Rundschau, **87**, 124–134, Stuttgart.

GÖD, R. (1989): The spodumene deposit at Weinebene, Koralpe, Austria. – Mineralium Deposita, **34**, 270–278, Berlin (Springer).

VAN GOOL, J.A.M., KEMME, M.J. & SCHREURS, G.M.M.F. (1987): Structural Investigations along an E-W Cross-section in the Southern Ötztal Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 214–225, Wien (Deuticke).

GRIFFIN, W.L. & BRUECKNER, H.K. (1985): REE, Rb–Sr and Sm–Nd studies of Norwegian eclogites. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **52**, 249–271, Amsterdam.

HABLER, G., LINNER, M., THIEDE, R.C. & THÖNI, M. (2000): Eo-Alpine Metamorphism in the Upper Austroalpine Schneeberg Complex (Eastern Alps, Italy/Austria): Constraints on the P-T-t-D Evolution during Decompression. – Terra Nostra **2000**/5 (8. Symposium TSK), 23, Freiburg im Breigau.

HABLER, G., LINNER, M., THIEDE, R.C. & THÖNI, M. (2001): Andalusitbildung im Schneeberger Zug (SE Ötztalkristallin, Italien/Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **146**, 100–102, Wien.

HABLER, G., THÖNI, M. & SÖLVA, H. (2006): Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): P-T-t-d constraints. – In: PROYER, A. & MOGESSIE, A.: Eclogites and related rocks, 269–296, Wien (Springer).

HABLER, G., THÖNI, M. & MILLER, C. (2007): Major and trace element and Sm-Nd age correlation of magmatic pegmatite garnet overprinted by eclogite-facies metamorphism. – Chemical Geology, **241**, 4–22, Amsterdam.

HABLER, G., THÖNI, M. & GRASEMANN, B. (2009): Cretaceous metamorphism in the Austroalpine Matsch Unit (Eastern Alps): The interrelation between deformation and chemical equilibrium processes. – Mineralogy and Petrology, **97**, 149–171, Wien.

HABLER, G., THÖNI, M., GRASEMANN, B., SÖLVA, H. & COTZA, G. (2010): Deformation in the hanging wall of Cretaceous HP rocks (Austroalpine Ötztal-Stubai Complex, European Eastern Alps): constraints on timing, conditions and kinematics. – Geophysical Research Abstracts, **12**, EGU-2010-13602.

HAMILTON, P.J., EVENSEN, N.M., O'NIONS, R.K. & TARNEJ, J. (1979): Sm–Nd systematics of Lewisian gneisses: implications for the origin of granulites. – Nature, **277**, 25–28, London.

HAMMER, W. (1908): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 98–107, Wien.

HAMMER, W. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie: SW-Gruppe Nr. 66 Glurns und Ortler. – 72 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.

HAMMER, W. (1931): Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1931**, 175–188, Wien.

HANSON, G.N., EL TAHLAWI, M.R. & WEBER, W. (1966): K–Ar and Rb–Sr ages of pegmatites in the south central Alps. – Earth and Planetary Science Letters, **1**/6, 407–413, Amsterdam.

HARRISON, T.M., CÉLÉRIER, J., AIKMAN, A.B., HERMANN, J. & HEIZLER, M.T. (2009): Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **73**/4, 1039–1051, New York City.

HAUKE, M., FROITZHEIM, N., NAGEL, T.J., MILADINOVA, I., FASSMER, K., FONSECA, R.O.C., SPRUNG, P. & MÜNKER, C. (2019): Two high-pressure metamorphic events, Variscan and Alpine, dated by Lu–Hf in an eclogite complex of the Austroalpine nappes (Schobergruppe, Austria). – International Journal of Earth Sciences, **108**, 1317–1331, Heidelberg.

HAÜY, R. (1822): Traité de Minéralogie. – 2nd edition, 460 S., Paris (Bachelier et Huzar).

HEEDE, H.-U. (1997): Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten – Österreich. – Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Heft **81**, 168 S., Münster.

HELBIG, P. & SCHMIDT, K. (1978): Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **121**/2, 177–217, Wien.

HERWARTZ, D., MÜNKER, C., SCHERER, E., NAGEL, T.J., PLEUGER, J. & FROITZHEIM, N. (2008): Lu–Hf garnet geochronology of eclogites from the Balma Unit (Pennine Alps): implications for Alpine paleotectonic reconstructions. – Swiss Journal of Geosciences, **101** (Supplement 1), 173–189, Basel.

HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic Constraints for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. – Mineralogy and Petrology, **43**, 237–254, Wien.

Hoinkes, G., Thöni, M., Lichem, C., Bernhard, F., Kaindl, R., Schweigl, J., Tropper, P. & Cosca, M. (1997): Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **77**, 299–314, Zürich.

Humphries, F.J. & Cliff, R.A. (1982): Sm–Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland. – Nature, **295**, 515–517, London.

Jäger, E. (1979): Introduction to Geochronology. – In: Jäger, E. & Hunziker, J.C.: Lectures in Isotope Geology, 1–12, Berlin (Springer).

Jagoutz, E. (1988): Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **52**, 1285–1293, New York City.

Janák, M., Froitzheim, N., Vrabec, M., Krogh Ravna, E.J. & De Hoog, J.C.M. (2006): Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotite in Pohorje, Eastern Alps. – Journal of Metamorphic Geology, **24**, 19–31, Oxford.

Janák, M., Cornell, D., Froitzheim, N., De Hoog, J.C.M., Broska, I., Vrabec, M. & Hurai, V. (2009): Eclogite-hosting metapelites from the Pohorje Mountains (Eastern Alps): *P-T* evolution, zircon geochronology and tectonic implications. – European Journal of Mineralogy, **21**, 1191–1212, Stuttgart.

Keyser, W., Müller, A., Knoll, T., Menuge, J.F., Steiner, R., Berndt, J., Hart, E., Fegan, T. & Harrop, J. (2023): Quartz chemistry of lithium pegmatites and its petrogenetic and economic implications: Examples from Wolfsberg (Austria) and Moylisha (Ireland). – Chemical Geology, **630**, 1–17, Amsterdam.

Klug, L. & Froitzheim, N. (2022): Reuniting the Ötztal Nappe: the tectonic evolution of the Schneeberg Complex. – International Journal of Earth Sciences, **111**, 525–542, Heidelberg.

Knittel, U., Tokiwa, T., Tsutsumi, Y., Endo, S. & Wallis, S.R. (2024): Geochronology of the Sanbagawa Belt: Younger and Faster than Before. – Elements, **20**/2, 89–95 (Mineralogical Society of America).

Knoll, T., Schuster, R., Huet, B., Mali, H., Onuk, P., Horschinegg, M., Ertl, A. & Giester, G. (2018): Spodumene Pegmatites and Related Leucogranites from the Austroalpine Unit (Eastern Alps, Central Europe): Field Relations, Petrography, Geochemistry, and Geochronology. – The Canadian Mineralogist, **56**, 489–528, Quebec.

Knoll, T., Huet, B., Schuster, R., Mali, H., Ntaflos, T. & Hauzenberger, C. (2023): Lithium pegmatite of anatectic origin – A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. – Ore Geology Reviews, **154**, 1–32, Amsterdam.

Kohút, M., Anczkiewicz, R. & Boczkowska, M. (2023): Timing of Variscan syn-collisional metamorphism constrained by Lu–Hf and Sm–Nd garnet petrochronology (The Tatra Mountains, Western Carpathians). – Geologica Carpathica, **74**/5, 373–386, Bratislava.

Koller, F., Pumhösl, H., Thöni, M., Faryad, S.W., Seifert-Falkner, C., Frank, W., Miller, C. & Satir, M. (2002): Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grobgneiss Unit (Eastern Alps): Origin, evolution and tectonic setting. – Geologica Carpathica, special issue, **53**, 1–4, Bratislava.

Konzett, J. & Hoinkes, G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: An example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. – Journal of Metamorphic Geology, **14**, 85–101, Oxford.

Konzett, J., Krenn, K., Hauzenberger, C., Whitehouse, M. & Hoinkes, G. (2012): High-Pressure Tourmaline Formation and Fluid Activity in the Fe–Ti-rich eclogites from the Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria. – Journal of Petrology, **53**/1, 99–125, Oxford.

Konzett, J., Schneider, T., Nedyalkova, L., Hauzenberger, C., Melcher, F., Gerdes, A. & Whitehouse, M. (2018): Anatectic Granitic Pegmatites from the Eastern Alps: A Case of Variable Rare-Metal Enrichment During High-Grade Regional Metamorphism – I: Mineral Assemblages, Geochemical Characteristics, and Emplacement Ages. – The Canadian Mineralogist, **56**/4, 555–604, Quebec.

Krenn, K., Kurz, W., Fritz, H. & Hoinkes, G. (2011): Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex). – Swiss Journal of Geosciences, **104**, 471–491, Basel.

Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Johnson, C.M., Beard, B.L., Mahlen, N.J. & Lapen, T.J. (2007): Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway. – Chemical Geology, **242**, 137–154, Amsterdam.

Lagos, M., Scherer, E.E., Tomaschek, F., Münker, C., Keiter, M., Berndt, J. & Ballhaus, C. (2007): High precision Lu–Hf geochronology of Eocene eclogite-facies rocks from Syros, Cyclades, Greece. – Chemical Geology, **243**, 16–35, Amsterdam.

Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L. & Amato, J.M. (2003): Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrain: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. – Earth and Planetary Science Letters, **215**, 57–72, Amsterdam.

Lapen, T.J., Medaris Jr., L.G., Johnson, C.M. & Beard, B.L. (2005): Archean to middle Proterozoic evolution of Baltica subcontinental lithosphere; evidence from combined Sm–Nd and Lu–Hf isotope analyses of Sandvik ultramafic body, Norway. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **150**, 131–145, Stuttgart.

Lichem, C., Hoinkes, G. & Gregurek, D. (1997): Polymetamorphism in the Austroalpine Koralm basement: new evidence for a Permian event. – Terra Nova Abstracts, **9** (Supplement 1), 489, Oxford.

Linner, M. (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpidische kontinentale Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Dissertation, Universität Wien, XII + 167 S., Anhang I-XLIV, Wien.

Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., Cogné, N. & van den Driessche, J. (2018): Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central – a petrochronological study from the Najac Massif. – Poster presentation at the 26th Earth Science Meeting, Lille 22–26 Octobre, 2018.

Ludwig, K.R. (2003): User's manual for Isoplot 3.00. – Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 74 S., Berkeley.

Lugmair, G.W. & Marti, K. (1978): Lunar initial $^{143}Nd/^{144}Nd$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. – Earth and Planetary Science Letters, **39**, 3349–3357, Amsterdam.

Marocchi, M., Morelli, C., Mair, V., Klötzli, U. & Bargossi, G.M. (2008): Evolution of Large Silicic Magma Systems: New U–Pb Zircon Data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps), Italy. – The Journal of Geology, **116**, 480–498, Chicago.

Melcher, F. & Meisel, T. (2004): A Metamorphosed Early Cambrian Crust – Mantle Transition in the Eastern Alps, Austria. – Journal of Petrology, **45**/8, 1689–1723, Oxford.

Mezger, K. & Krogstad, E.J. (1997): Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation. – Journal of Metamorphic Geology, **15**, 127–140, Oxford.

Mezger, K., Essene, E.J. & Halliday, A.N. (1992): Closure temperatures of the Sm–Nd system in metamorphic garnets. – Earth and Planetary Science Letters, **113**, 397–409, Amsterdam.

Miladinova, I., Froitzheim, N., Nagel, T.J., Janák, M., Fonseca, R.O.C., Sprung, P. & Münker, C. (2021): Constraining the process of intracontinental subduction in the Austroalpine Nappes: Implications from petrology and Lu-Hf geochronology of eclogites. – Journal of Metamorphic Geology, **40**/3, 423–456, Oxford.

Miller, C. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **70**, 287–300, Zürich.

Miller, C. & Thöni, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm–Nd vs. Rb–Sr isotope systematics. – Chemical Geology, **122**, 199–225, Amsterdam.

Miller, C. & Thöni, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – Chemical Geology, **137**, 283–310, Amsterdam.

Miller, C., Thöni, M., Frank, W., Schuster, R., Melcher, F., Meisel, T. & Zanetti, A. (2003): Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet. – Lithos, **66**, 155–172, Amsterdam.

Miller, C., Thöni, M., Konzett, J., Kurz, W. & Schuster, R. (2005): Eclogites from the Koralpe and Saualpe type-localities, Eastern Alps, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **150**, 227–263, Wien.

Miller, C., Thöni, M., Goessler, W. & Tessadri, R. (2011): Origin and age of the Eisenkappel gabbro to granite suite (Carinthia, SE Austrian Alps). – Lithos, **125**, 434–448, Amsterdam.

Montemagni, C., Zanchetta, S., Rocca, M., Villa, I.M., Morelli, C., Mair, V. & Zanchi, A. (2023): Kinematics and time-resolved evolution of the main thrust-sense shear zone in the Eo-Alpine orogenic wedge (the Vinschgau Shear Zone, eastern Alps). – Solid Earth, **14**/5, 551–570. https://doi.org/10.5194/se-14-551-2023

Müller, W., Prosser, G., Mancktelow, N.S., Villa, I.M., Kelley, S.P., Viola, G. & Oberli, F. (2001): Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps). – Geologische Rundschau, **90**, 623–653, Stuttgart.

O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. & Evensen, N.M. (1977): Variations in $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in oceanic basalts. – Earth and Planetary Science Letters, **34**, 13–22, Amsterdam.

O'Nions, R.K., Carter, S.R., Evensen, N.M. & Hamilton, P.J. (1979): Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analysis. – Earth and Planetary Science Letters, **7**, 11–38, Amsterdam.

Pollington, A.D. & Baxter, E.F. (2010): High resolution Sm–Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. – Earth and Planetary Science Letters, **293**, 63–71, Amsterdam.

Pomella, H., Flöss, D., Speckbacher, R., Tropper, P. & Fügenschuh, B. (2016): The western end of the Eoalpine High-Pressure Belt (Texel unit, South Tyrol / Italy). – Terra Nova, **28**, 60–69, Oxford.

Pomella, H., Costantini, D., Aichholzer, P., Reiser, M., Schuster, R. & Tropper, P. (2022): Petrological and geochronological investigations on the individual nappes of the Meran–Mauls nappe stack (Austroalpine unit/South Tyrol, Italy). – Austrian Journal of Earth Sciences, **115**, 15–40, Wien.

Postl, W. (2020): Geologische Spaziergänge. Geopark Glashütten. Auf dem Koralm Kristall Trail durch die Gesteinswelt der Kor- und Stubalpe. – 88 S., Geologische Bundesanstalt, Wien/Bad Schwanberg.

Proyer, A. & Postl, W. (2010): Eclogitized gabbros from Gressenberg, Koralpe, Austria: Transformation phenomena and their interpretation. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **140**, 45–67, Graz.

Rubatto, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. – Chemical Geology, **184**, 123–138, Amsterdam.

Sanders, C.A.E., Bertotti, G., Tommasini, S., Davies, G.R. & Wijbrans, J.R. (1996): Triassic pegmatites in the Mesozoic middle crust of the Southern Alps (Italy): Fluid inclusions, radiometric dating and tectonic implications. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **89**/1, 505–525, Basel.

Sandmann, S., Herwartz, D., Kirst, F., Froitzheim, N., Nagel, T.J., Fonseca, R.O.C., Münker, C. & Janák, M. (2016): Timing of eclogite-facies metamorphism of mafic and ultramafic rocks from the Pohorje Mountains (Eastern Alps, Slovenia) based on Lu–Hf garnet geochronometry. – Lithos, **262**, 576–585, Amsterdam.

Sassi, F.P. (1968): Petrogenesi dei corpi pegmatoidi di Val Racines (Alto Adige). – Memorie Museo Tridentino Storia Naturale, **17**, 1–60, Trento.

Satir, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der suedlichen Oetztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia Università di Padova, **30**, 1–84, Padova.

Scherer, E.E., Cameron, K.L. & Blichert-Toft, J. (2000): Lu–Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effect of trace mineral inclusions. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **64**, 3413–3432, New York City.

Schmid, S.M. & Haas, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intra-basement décollement, Schlinig thrust, Eastern Alps. – Tectonics, **8**, 679–718, Washington, D.C.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.

Schmidegg, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. (Mit einer Kartenskizze). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1933**/5–6, 83–95, Wien.

Schmidegg, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **86**, 115–149, Wien.

Schmidegg, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 27–47, 3 Tafeln, Wien.

Schmidt, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft **G**, 199–213, Wien.

Schmidt, K., Jäger, E., Grünenfelder, M. & Grögler, N. (1967): Rb–Sr- und U–Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **60**/2, 529–536, Basel.

Schulz, B. (2016): Polymetamorphism in garnet micaschists of the Saualpe Eclogite Unit (Eastern Alps, Austria), resolved by automated SEM methods and EMP–Th–U–Pb monazite dating. – Journal of Metamorphic geology, **35**/2, 141–163, Oxford. https://doi.org/10.1111/jmg.12224

SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIG, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – International Journal of Earth Sciences, **93**, 824–843, Heidelberg.

SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **42**, 37–58, Wien.

SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – Geology, **36**, 603–606 (GSA).

SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian garnets: Indication for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 219–221, Wien.

SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **45**, 111–141, Wien.

SCHUSTER, R., TROPPER, P., KRENN, E., FINGER, F., FRANK, W. & PHILIPPITSCH, R. (2015): Prograde Permo-Triassic metamorphic HT/LP assemblages from the Austroalpine Jenig Complex (Carinthia, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **108**/1, 73–90, Wien.

SCHUSTER, R., KNOLL, T., MALI, H., HUET, B. & GRIESMEIER, G.E.U. (2019): Field trip guide: A profile from migmatites to spodumene pegmatites (Styria, Austria). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **134**, Wien.

SCHWEIGL, J. (1995): Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 131–149, Wien.

SMIT, M.A., SCHERER, E.E., BRÖCKER, M. & VAN ROERMUND, H.L.M. (2010): Timing of eclogite facies metamorphism in the southernmost Scandinavian Caledonides by Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **159**, 521–539, Stuttgart.

SMIT, M.A., SCHERER, E.E. & MEZGER, K. (2013): Lu–Hf and Sm–Nd garnet geochronology: Chronometric closure and implications for dating petrological processes. – Earth and Planetary Science Letters, **381**, 222–233, Amsterdam.

SMIT, M.A., VRIJMOED, J.C., SCHERER, E.E., MEZGER, K., KOOIJMAN, E., SCHMITT-KIELMAN, M., TUAL, L., GUILMETTE, C. & RATSCHBACHER, L. (2024): Retentiveness of rare earth elements in garnet with implications for garnet Lu–Hf chronology. – Journal of Metamorphic Geology, **42**/5, 703–727, Oxford. https://doi.org/10.1111/jmg.12769

SÖLVA, H., THÖNI, M., GRASEMANN, B. & LINNER, M. (2001): Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria). – Geodinamica Acta, **14**, 345–360 (Elsevier Open Access).

SÖLVA, H., GRASEMANN, B., THÖNI, M., THIEDE, R.C. & HABLER, G. (2005a): The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). – Tectonophysics, **401**, 143–166, Amsterdam.

SÖLVA, H., GRASEMANN, B., THÖNI, M. & HABLER, G. (2005b): The Eo-Alpine High-Pressure Belt in the Eastern Alps: A kinematic exhumation model and its tectonic implications. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **150**, 147, Wien.

SPALLA, M.I. (1993): Microstructural control on the P–T–t path construction in metapelites from the Austroalpine crust (Texel Gruppe, Eastern Alps). – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **73**, 259–275, Zürich.

STOSCH, H.-G. & LUGMAIR, G.W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. – Earth and Planetary Science Letters, **99**, 230–249, Amsterdam.

STUTZ, E. & WALTER, U. (1983): Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Gemeinden Sent, Graubünden und Mals, Südtirol). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **76**, 523–550, Basel.

TENCZER, V. & STÜWE, K. (2003): The metamorphic field gradient in the eclogite type locality Koralpe region, Eastern Alps. – Journal of Metamorphic Geology, **21**, 277–393, Oxford.

THIEDE, R.C. (2001): Alpine Deformationsabfolge im Schneeberger Komplex und die Bedeutung für die Platznahme der eo-alpinen Eklogite (Südtirol, Italien). – Diplomarbeit, Studiengang Geologie an der Universität Potsdam, 73 S., Potsdam.

THÖNI, M. (1980a): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **26**, 247–275, Wien.

THÖNI, M. (1980b): Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72** (1978/1979), 139–165, Wien.

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. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**/1, 111–174, Wien.

THÖNI, M. (1983): The Thermal Climax of the Early Alpine Metamorphism in the Austroalpine Thrust Sheet. – Memorie Scienze Geologiche, **36**, 211–238, Padova.

THÖNI, M. (1986): The Rb-Sr Thin Slab Isochron Method – an Unrealiable Geochronologic Method for Dating Geologic Events in Polymetamorphic Terrains? – Memorie Scienze Geologiche, **38**, 283–352, Padova.

THÖNI, M. (1996): Isotopengeologie und Geochronologie: Einsatzmöglichkeiten in der Geologie. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **39**/**40**, 187–209, Wien.

THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79**, 209–230, Zürich.

THÖNI, M. (2002): Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for Sm-Nd garnet chronometry. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **185**/3–4, 255–281, Amsterdam.

THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineralogy and Petrology, **88**, 123–148, Wien.

THÖNI, M. & HOINKES, G. (1987): The Southern Ötztal Basement: Geochronological and Petrological Consequences of Eoalpine Metamorphic Overprinting. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 200–213, Wien (Deuticke).

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). – Geochimica et Cosmochimica Acta, **56**, 347–368, New York City.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **73**, 177–189, Zürich.

THÖNI, M. & MILLER, C. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. – Journal of Metamorphic Geology, **14**, 453–466, Oxford.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2000): Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **80**/2, 169–186, Zürich.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2004): Ordovician meta-pegmatite garnet (N-W Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm–Nd age during mylonitization. – Chemical Geology, **209**, 1–26.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2009): The „Permian event" in the Eastern Alps: Sm–Nd and P–T data recorded by multi-stage garnet from the Plankogel unit. – Chemical Geology, **260**, 20–36, Amsterdam.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2010): Andalusite formation in a fast exhuming high-P wedge: Textural, microchemical, and Sm-Nd and Rb-Sr age constraints for a Cretaceous P-T-t path at Kienberg, Saualpe (Eastern Alps). – Austrian Journal of Earth Sciences, **103**/2, 118–131, Wien.

THÖNI, M., MILLER, C., ZANETTI, A., HABLER, G. & GOESSLER, W. (2008a): Sm–Nd isotope systematics of high-REE accessory minerals and major phases: ID-TIMS, LA-ICP-MS and EPMA data constrain multiple Permian–Triassic pegmatite emplacement in the Koralpe, Eastern Alps. – Chemical Geology, **254**, 216–237, Amsterdam.

THÖNI, M., MILLER, C., BLICHERT-TOFT, J., WHITEHOUSE, M.J., KONZETT, J. & ZANETTI, A. (2008b): Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite type-locality (Kupplerbrunn–Prickler Halt, Saualpe, south-eastern Austria): constraints from correlations of the Sm–Nd, Lu–Hf, U–Pb and Rb–Sr isotopic systems. – Journal of Metamorphic Geology, **26**, 561–581, Oxford.

THÖNI, M., MILLER, C., HAGER, C., GRASEMANN, B. & HORSCHINEGG, M. (2012): New geochronological constraints on the thermal and exhumation history of the Lesser and Higher Himalayan Crystalline Units in the Kullu–Kinnaur area of Himachal Pradesh (India). – Journal of Asian Earth Sciences, **52**, 98–116, Oxford.

THÖNY, W.F. (2008): Permian contact metamorphism in the South Alpine: U–Pb and U–Th–Pb geochronology of plutons and contact metamorphism. – Dissertation, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 200 S., Innsbruck.

THÖNY, W.F., WHYLIDAL, S. & TROPPER, P. (2008): Mineralogical, major and minor element variations across the Permian contact aureole of the Brixen granodiorite (Franzensfeste, S-Tyrol, Italy). – Geophysical Research Abstracts, Vol. **10**, EGU 2008, A-05024.

TIRONE, M., GANGULY, J., DOHMEN, R., LANGENHORST, F., HERVIG, R. & R., BECKER, H.-W. (2005): Rare-earth diffusion kinetics in garnet: experimental studies & implications. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **69**, 2385–2398, New York City.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I. – 766 S., Wien (Deuticke).

TROPPER, P. (1993): Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). – Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, 152 S., Graz.

TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al_2SiO_5-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – Mineralogy and Petrology, **58**, 145–170, Wien.

TROPPER, P., TRIBUS, M., POMELLA, H. & HABLER, G. (2023): The metabasites from the Texel Unit (Austroalpine nappe stack): markers of Cretaceous intracontinental subduction and subsequent collision. – Austrian Journal of Earth Sciences, **116**, 165–179, Wien.

TUMIATI, S., THÖNI, M., NIMIS, P., MARTIN, S. & MAIR, V. (2003): Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg–Ulten zone): geochronology and new petrological constraints. – Earth and Planetary Science Letters, **210**, 509–526, Amsterdam.

VANCE, D. & O'NIONS, R.K. (1990): Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories. – Earth and Planetary Science Letters, **97**, 227–240, Amsterdam.

VAN ORMAN, J., GROVE, T., SHIMIZU, N. & LAYNE, G. (2002): Rare earth diffusion in natural pyrope single crystal at 2.8 GPa. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **142**, 416–424, Stuttgart.

YU, J., GLORIE, S., HAND, M., SIMPSON, A., GILB, S., PAWLEY, M. & CHENG, Y. (2024): Laser ablation (in situ) Lu–Hf geochronology of epidote group minerals. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **179**, 62–88, Stuttgart.

ZANCHETTA, S., POLI, S., RUBATTO, D., ZANCHI, A. & BOVE, G.M. (2013): Evidence for deep subduction of Austroalpine crust (Texel Complex, NE Italy). – Rendiconti Fisiche Accademia Lincei, **24**, 163–176, Roma.

ZANCHETTA, S., CRIPPA, C., ZANCHI, A. & MONTEMAGNI, C. (2024): The Val Biandino Intrusive Suite (central Southern Alps, N Italy): new geochronological and geochemical data on the Early Permian magmatic activity in the Southalpine Domain. – Swiss Journal of Geosciences, **117** / 7, 1–35, Basel.

ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E. (1971): Considerazioni geologico-petrologiche sul "Tratto die Monteneve" ("Schneeberger Gesteinszug") (Alto Adige). – Memorie Istituto Geologia Mineralogia Universitá di Padova, **29**, 1–40, Padova.

ZANTEDESCHI, C. (1991): Geocronologia Rb-Sr sugli gneiss granitoidi del Complesso di Parcines (Alto Adige Occidentale). – Memorie di Scienze Geologiche, **XLIII**, 319–329, Padova.

Eingelangt: 10. Juni 2024, angenommen: 5. September 2024