

Apatit-Spaltpurendaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone

Von EWALD HEJL & GÜNTHER GRUNDMANN*)

Mit 12 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 63, 65, 69, 94, 95, 125

*Ostalpen
Nördliche Kalkalpen
Rhenodanubische Flyschzone
Ultrahelvetikum
Molassezone
Apatit-Spaltpurenalter
Radiometrische Altersbestimmungen
Abkühlungsgeschichte*

Inhalt

Zusammenfassung	191
Abstract	192
1. Vorwort	192
2. Einleitung und Problemstellung	192
3. Ermittlung der Apatit-Spaltpurenalter	194
3.1. Probenahme	194
3.2. Aufbereitung der Proben	196
3.3. Altersbestimmung nach der Populationsmethode	196
3.4. Fehlerbetrachtung	197
3.5. Bestimmung der Urangelhalte	198
4. Grundsätzliche Überlegungen zur Interpretation eines Apatit-Spaltpurenalters einer Sedimentgesteinsprobe	198
5. Diskussion der Ergebnisse	203
5.1. Nördliche Kalkalpen	203
5.2. Flyschzone und Ultrahelvetikum	205
5.3. Molassezone	208
6. Literatur	212

Zusammenfassung

An insgesamt 13 Gesteinsproben aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, der Flyschzone, des Ultrahelvetikums und der Molassezone wurden Apatit-Spaltpurendatierungen durchgeführt. Abgesehen von einem Diabas aus dem Haselgebirge wurden nur terrigene Sedimentgesteine und Kristallingerölle datiert. Die Bestimmung der Spaltpurenalter erfolgte nach der Populationsmethode.

Die Temperaturabhängigkeit der Spaltpurenausheilung und deren Bedeutung für die Interpretation des Apatit-Spaltpurenalters einer Sedimentgesteinsprobe werden ausführlich diskutiert. Die Abkühlungsalter haben eine Schließungstemperatur von ungefähr 100°C. Apatit-Spaltpurenalter bieten somit die Möglichkeit, verhältnismäßig schwache thermische Ereignisse zu registrieren bzw. die Abkühlung metamorpher Gebiete bis in den Niedrigtemperaturbereich zu verfolgen.

Besonders hervorzuheben sind zwei malmische Abkühlungsalter von 143 und 149 Ma, die an einem Diabas aus einer Haselgebirgsscholle nördlich der Lammermasse bzw. an einem Raibler Sandstein vom Nordrand der Staufeu-Höllenge-

birgsdecke bestimmt wurden. Da diese Teile der Nördlichen Kalkalpen offenbar schon gegen Ende des Jura unter 100°C abkühlten und später nicht mehr stärker erwärmt wurden, muß der thermische Höhepunkt der Nördlichen Kalkalpen spätestens im Malm erreicht worden sein. Demnach käme wohl nur eine Erhöhung des geothermischen Gradienten infolge starker Krustenausdünnung als Ursache der altpaläozoischen Metamorphose in Frage.

Zwei eozäne Abkühlungsalter von 44 und 52 Ma, die an zwei Reiselberger Sandsteinen aus dem Flyschfenster von Strobl bestimmt wurden, können durch die Abscherung des Flysches von seiner Basis im Zuge der Subduktion des Nordpenninkums erklärt werden. Das tiefoligozäne Abkühlungsalter eines Granodioritgneises des Leopold-von-Buch-Denkmal (30 Ma) ist auf die etwas später erfolgte Abscherung des Ultrahelvetikums von seiner subduzierten Basis zurückzuführen. Für die Reiselberger Sandsteine des Flyschfensters von Strobl und für den Orthogneis des Leopold-von-Buch-Denkmal muß eine mindestens 3 km tiefe Versenkung während des alttertiären Subduktions- und Abscherungsvorgangs angenommen werden.

Auch vier Apatit-Spaltpurenalter von Konglomeraten der Puchkirchener Serie (Molassezone) weisen auf die alttertiäre Gebirgsbildung hin. Die Alter streuen zwischen 56 und 39 Ma (Oberpaleozän bis Obereozän) und sind somit deutlich höher als das Sedimentationsalter der Puchkirchener Serie. Sie werden als Abkühlungsalter des zentralalpinen Liefergebiets interpretiert.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. EWALD HEJL, Lainzerstraße 19/13, A-1130 Wien; Dr. GÜNTHER GRUNDMANN, Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching.

Abstract

Apatite fission track dating was carried out on thirteen rock samples from the central part of the Northern Calcareous Alps, the Flysch Zone, the Ultrahelvetikum and the Molasse. Apart from an altered Basalt from the Haselgebirge, only sandstones and gneissic boulders were dated. The fission track ages were determined by the population method.

The temperature dependency of fission track fading and its significance in the interpretation of apatite fission track age determination in a sedimentary rock sample are discussed in detail. The cooling ages have a closing temperature of approx. 100°C. Apatite fission track ages therefore enable not only the recognition of weak thermal events but also the determination of the cooling path of metamorphic regions.

Two cooling ages of 149 and 143 m. a. (Malm), which were measured on a Raibl sandstone from the northern margin of the Staufen-Höllengebirge nappe and on an altered Basalt from a Haselgebirge north of the Lammermasse respectively, are particularly interesting. As these sections of the Northern Calcareous Alps had obviously already cooled below 100°C by the end of the Jurassic, and have not been heated above this since, the thermal peak in the Northern Calcareous Alps must have been reached at the latest in the Malm. Therefore, the Eoalpine metamorphism must have been caused by an increase in geothermal gradient as a result of major crustal thinning.

Two Eocene cooling ages of 44 and 52 m. a., which were determined for two Reischelsberg sandstones from the Strobl window can be explained as a result of the detachment of the Flysch during the subduction of the Northern Penninicum. The Lower Oligocene (30 m. a.) cooling age of a granodioritic gneiss from the Leopold von Buch Memorial is due to the somewhat later detachment of the Ultrahelvetikum from its subducted basement. At least three km deep burial of the Reischelsberg sandstones from the Strobl window and of the orthogneiss of the Leopold von Buch Memorial during the Lower Tertiary subduction and detachment must be assumed.

Four apatite fission track ages from conglomerates of the Puchkirchen series (Molasse) also indicate Lower Tertiary orogeny. The ages scatter between 56 and 39 m. a. (Upper Paleocene to upper Eocene) and are thus obviously much older than the age of sedimentation of the Puchkirchen series. They are interpreted as cooling ages of the central Alpine sedimentary source.

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines an Dr. E. HEJL verliehenen Forschungsstipendiums der Alexander-von-Humboldt-Stiftung in enger Zusammenarbeit mit Dr. G. GRUNDMANN am Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie der Technischen Universität München.

Unser Dank gilt Prof. Dr. W. FRANK (Inst. f. Geol. d. Univ. Wien) und Hofrat Dr. W. JANOSCHEK (Geol. Bundesanstalt) für die Befürwortung dieses Projektes in der Begutachtungsphase sowie Prof. Dr. Ing. G. MORTEANI (Lehrstuhl f. Angewandte Mineralogie u. Geochemie d. Techn. Univ. München) für das entgegengebrachte Interesse und die Bereitschaft, die Einrichtungen des Lehrstuhles zur Verfügung zu stellen.

Frau Prof. Dr. E. KIRCHNER (Inst. f. Geowissenschaften d. Univ. Salzburg) überließ uns eine von ihr gesammelte Probe eines permischen Metadiabases zur Datierung. Herr Dr. L. WAGNER und Herr Dr. L. KRECZY von der Rohöl-Aufsuchungs-Ges. m. b. H. (Wien) stellten Bohrkern aus der Puchkirchener Serie der Oberösterreichischen Molassezone zur Verfügung. Herr Dr. H. STAUFENBERG war bei der Aufbereitung der Proben behilflich. Herr Dipl.-Ing. CASTA vom Forschungszentrum Seibersdorf veranlaßte die Bestrahlung der Proben und

berechnete die Neutronendosis. Herr Dr. M. SATIR (Lehrstuhl f. Angewandte Mineralogie u. Geochemie d. Techn. Univ. München) und Herr Dr. W. SCHNABEL (Geol. Bundesanstalt) lieferten kritische Diskussionsbeiträge. Allen genannten Personen sei herzlichst gedankt.

2. Einleitung und Problemstellung

Bis Anfang der Siebzigerjahre galten die Nördlichen Kalkalpen als nicht metamorph. Auch das Ausmaß einer vermuteten alpidischen Metamorphose der Nördlichen Grauwackenzone und deren Abgrenzung vom variszischen Mineralbestand waren noch weitgehend unbekannt. Durch zahlreiche Messungen der Illitkristallinität von Feinfraktionen ($< 2 \mu\text{m}$), die seit Mitte der Siebzigerjahre in den Nördlichen Kalkalpen und in der Grauwackenzone durchgeführt wurden, konnte jedoch eine anchi- bis epizonale thermische Beeinflussung weiter Teile der Nördlichen Kalkalpen, besonders des südlichen Tirolikums nachgewiesen werden (siehe M. KRÁLIK, H. KRUMM & J. M. SCHRÁMM, 1987). Selbstverständlich war diese alpidische Metamorphose auch in der darunter liegenden Grauwackenzone wirksam. So kam es z. B. in den altpaläozoischen Wildschönauer Schiefern und in den postvariszischen Serien der Werfener Schuppenzone zur Neubildung von Chloritoid (J. M. SCHRÁMM, 1980, 1982). Die Illitkristallinität der Feinfraktionen erreicht hier $\Delta 2\theta$ -Werte unter $0,25^\circ$; das entspricht dem Bereich der Grünschieferfazies. Nach N und gegen Hangend nehmen die $\Delta 2\theta$ -Werte der Feinfraktionen allmählich zu. Der Großteil des südlichen Tirolikums und die basalen Teile der Dachsteindecke dürften eine anchizonale Metamorphose erlitten haben. So konnte beispielsweise in einer Kissenlava aus der permischen Gips-Anhydrit-Lagerstätte von Wien am Grundlsee Pumpellyit nachgewiesen werden (E. Ch. KIRCHNER, 1977, 1980, S. 394). Im nördlichen Tirolikum und im Bajuvarikum östlich von Kufstein liegen die $\Delta 2\theta$ -Werte der Feinfraktionen über $0,42^\circ$, also im nicht-metamorphen Bereich. Diese Teile der Nördlichen Kalkalpen haben offenbar nie eine Temperatur von 200° überschritten, während für die basalen Teile des Tirolikums am Südrand des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen eine Maximaltemperatur von rund 350°C angenommen werden muß.

Zahlreiche Feinfraktionen aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (südlich von Salzburg) wurden von M. KRÁLIK mit der K-Ar- und der Rb-Sr-Methode datiert (M. KRÁLIK, 1983; M. KRÁLIK, H. KRUMM & J. M. SCHRÁMM, 1987, 170–173). Die Modellalter des anchimetamorphen Bereiches streuen zwischen 103 und 143 Ma (Malm bis Alb), wobei die Rb-Sr-Alter ziemlich konstant bei ca. 135 Ma liegen. Ob diese Daten hauptsächlich als Mineralbildungsalter oder als Abkühlungsalter nach dem thermischen Höhepunkt der Metamorphose zu interpretieren sind, ist noch nicht ganz geklärt. Auch eine Beeinflussung der Alterswerte durch den wechselnden detritischen Anteil der Feinfraktionen kann nicht ausgeschlossen werden. Fest steht jedenfalls, daß der thermische Höhepunkt der Metamorphose nicht jünger als unterkretazisch sein kann, da später kein nennenswerter Isotopenaustausch mehr stattfand. An Feinfraktionen aus dem Mittelabschnitt der Grauwackenzone wurden etwas niedrigere



Abb. 1.
Chloritoid in einer epizonal metamorphen,
wahrscheinlich permischen Basisbrekzie
vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen bei
Ramsau.
Gesteinsprobe von G. MANDL.

K-Ar-Alter ermittelt (86 bis 113 Ma). Sie werden als Abkühlungsalter interpretiert.

Isotopengeologische Daten zur thermischen Geschichte der rhenodanubischen Flyschzone waren bis zu Beginn der von uns durchgeführten Untersuchung nicht verfügbar. Allgemein wird angenommen, daß die Flyschzone nicht metamorph ist. Man denke etwa an das häufige Auftreten von Glauconit, welcher im P-T-Bereich der Metamorphose anscheinend nicht mehr stabil ist. Eine genauere Aussage über die im Zuge der alttertiären Subduktion des Nordpennins erreichte Höchsttemperatur der heutigen Oberflächengesteine der Flyschzone und über deren größte Versenkungstiefe war bisher nicht möglich.

Die gegenwärtige Temperaturverteilung in der Oberösterreichischen Molassezone ist durch Temperaturmessungen in Bohrlöchern sowie in produzierenden Öl- und Gassonden recht gut bekannt (siehe B. KUNZ, 1978). Der geothermische Gradient ist teufenabhängig aber auch regionalen Schwankungen unterworfen. In der Umgebung des Ölfeldes Voitsdorf herrscht in der Nähe der Erdoberfläche bis ca. 500 m Tiefe ein Gradient von 5,12°C/100 m. Mit zunehmender Teufe wird der Gradient allmählich kleiner. Er beträgt in 3000 m Tiefe nur mehr 1,93°C/100 m. Der durchschnittliche Gradient zwischen der Geländeoberfläche und 3000 m Tiefe beträgt im Ostteil der Oberösterreichischen Molassezone 3,18°C/100 m (Umgebung Voitsdorf). Gegen

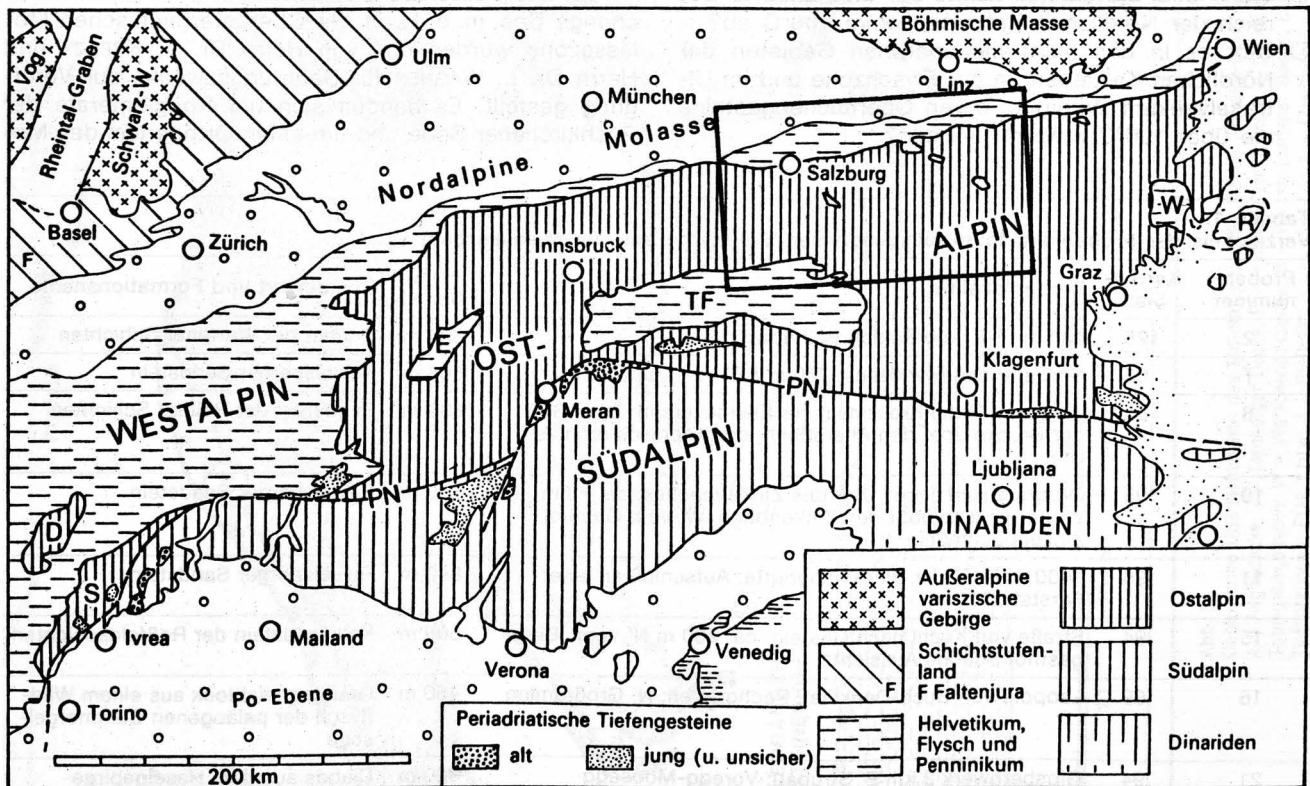


Abb. 2.
Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen
(nach H. BÖGEL & K. SCHMIDT, 1976) mit Lage des Arbeitsgebietes (rechteckig umrahmt).

W nimmt der Gradient ein wenig ab, doch ist eine deutliche Zunahme bei Annäherung an die Böhmsche Masse und an den Überschiebungsrand des Flysches zu beobachten. In 1000 m Tiefe herrschen gegenwärtig Temperaturen von 45 bis über 60°C, wobei die höchsten Temperaturen entlang des Tansgressionsrandes der Molasse über das Kristallin der Böhmschen Masse auftreten (B. KUNZ, 1978, S. 58 und Taf. 1). B. KUNZ führt diese Temperaturverteilung auf die geringere Wärmeleitfähigkeit des kristallinen Grundgebirges gegenüber den Sedimenten der Molassezone zurück. Aus dem Gesagten ergibt sich, daß der geothermische Gradient während der Molassesedimentation nicht immer gleich gewesen sein muß, sondern vielleicht auch einem zeitlichen Trend unterlag. Zu bedenken ist auch, daß die bis zu 300 m mächtigen kohleführenden Süßwasserschichten (höheres Miozän bis ?Pliozän) spätestens im Pleistozän wieder weiträumig abgetragen wurden, was wohl zu einer Abkühlung der tieferen Schichten um gut 10°C geführt haben mag.

Spaltspurenmodellalter von Apatiten geben bei gleichmäßiger langsamer Abkühlung eines Gebiets ungefähr den Zeitpunkt der Abkühlung unter 100°C an (G. A. WAGNER, 1968; C. W. NAESER & H. FAUL, 1969; M. H. DODSON, 1979; A. J. W. GLEADOW & I. R. DUDDY, 1981) und bieten somit die Möglichkeit, verhältnismäßig schwache thermische Ereignisse zu registrieren bzw. die Abkühlung metamorpher Gebiete bis in den Niedrigtemperaturbereich zu verfolgen. Durch die im Zuge der vorliegenden Untersuchung ermittelten Spaltspurenalter von Apatiten aus einem größeren Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen, der Flyschzone und des Ultrahelvetikums sollten die folgenden Fragen beantwortet werden:

- Wann und wie schnell kühlte der metamorphe Bereich der Nördlichen Kalkalpen unter 100°C ab?
- Gibt es in den nicht metamorphen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen, in der Flyschzone und im Ultrahelvetikum Bereiche, deren Oberflächengesteine nie über 100°C erwärmt wurden?

- Wie groß war ungefähr die maximale Überlagerung bzw. Versenkung in den nicht metamorphen Zonen?
- Durch welche tektonischen Vorgänge wurde die Abkühlung verursacht?

Als Ergänzung zu den Oberflächenproben wurden auch Apatite aus Bohrkernen von Konglomeraten der Puchkirchener Serie (Molassezone) datiert. Daß diese Gesteine nie über 100°C erwärmt wurden, war aufgrund ihrer Teufe zu erwarten, doch erhofften wir uns Informationen über das Abkühlungsgeschehen in ihrem zentralalpinen Liefergebiet.

3. Ermittlung der Apatit-Spaltspurendaten

3.1. Probenahme

Für die Abtrennung von einigen hundert Apatitkörnern aus einer Granit- oder Orthogneisprobe genügen erfahrungsgemäß 3 kg Probenmaterial. Da es sich bei den meisten Proben um Sandsteine oder Konglomerate handelte, wurden im allgemeinen mehr als 5 kg je Probe entnommen und aufbereitet.

In den Jahren 1985 bis 1987 wurden aus dem in Abb. 3 dargestellten Untersuchungsgebiet 21 Gesteinsproben von Oberflächenlokalitäten entnommen. Zwei weitere Oberflächenproben erhielten wir von Frau Prof. Dr. E. Ch. KIRCHNER (Univ. Salzburg). Leider erweisen sich viele der aufbereiteten Sandsteine durch Mangel an Apatit als unbrauchbar. In der Übersichtskarte der Abb. 3 sind nur die Lokalitäten und Nummern jener Proben, die datiert werden konnten, dargestellt. Die genauere Lage der Fundorte sowie die lithologische und stratigraphische Zuordnung der Proben können der Tab. 1 entnommen werden.

Fünf Bohrkern aus Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs Ges. m. b. H. in der Oberösterreichischen Molassezone wurden uns von Herrn Dr. L. KRECZY und Herrn Dr. L. WAGNER für Datierungszwecke zur Verfügung gestellt. Es handelt sich um Konglomerate der Puchkirchener Serie und um einen Orthogneis des Mo-

Tabelle 1.
Verzeichnis der Probenlokalitäten (ausgenommen Bohrkern aus der Molassezone).

Probennummer	Kartenblatt	Probenlokalität	Höhe über NN	Gesteinsart und Formationsname
2	125	400 m ENE' von Schloß Blühnbach	895 m	Quarzit der Werfener Schichten
7	65	Nordufer des Mondsees; 700 m SE' von Mühlbach	505 m	Reiselsberger Sandstein
8	65	Weg vom Hotel Kreuzstein zur Eisenaueralm; 20 m SSE' der Brücke über den Altersbach; orographisch rechtes Ufer	630 m	Sandstein der Raibler Schichten
10	95	Orographisch linkes Ufer des Zinkenbaches; ca. 70 m W' der Brücke über den Zinkenbach (W' vom Gasthof Zinkenbachmühle	560 m	Reiselsberger Sandstein
11	95	1000 m ENE' der Bleckwandhütte; Aufschluß an einer Forststraße	840 m	Reiselsberger Sandstein
15	94	Straße von Kuchl nach Gasteig; ca. 200 m N' vom „Berggasthof Schöne Aussicht“	600 m	Kalksandstein der Roßfeldschichten
16	69	Leopold von Buch-Denkmal; Pechgraben; N' Großbraming	460 m	Granitgneisblock aus einem Wildflysch der paläogenen Buntmergelserie
21	94	Gipsbergwerk 3 km E' Strubau; Voregg-Moosegg	900 m	Diabas aus dem Haselgebirge (Perm)
22	63	Oberdorfergraben; ca. 1100 m NNW' vom Gipfel des Haunsberges	550 m	Granitgneisblock aus dem Haunsberg-Wildflysch (Unterkreide)

lasseuntergrundes. Letzterer enthielt zwar reichlich Apatit, doch war wegen des hohen Urangehaltes die Spaltspurendichte im natürlichen Apatit so hoch, daß eine genaue Auszählung nicht möglich war. Die Lage der Tiefbohrungen und die Teufe der datierten Konglomeratproben sind der Abb. 3 bzw. der Tab. 3 zu entnehmen.

3.2. Aufbereitung der Proben

Die Proben wurden mit einem Backenbrecher und einer Walzenmühle zerkleinert und anschließend durch Trockensiebung in mehrere Korngrößenfraktionen geteilt. Zur Vermeidung von Kontamination wurden Siebrahmen mit auswechselbaren Perlonsiebgeflechten verwendet. Die Siebgeflechte wurden nach jeder Probe gewechselt. Die Anreicherung der Apatite der Korngrößenfraktion von 0,1 bis 0,3 mm erfolgte mittels eines Magnetseparators und mittels Schwereflüssigkeiten (Bromoform und Tetrabrommethan). Aus den gewonnenen Konzentraten wurden die Apatite unter dem Bino-kular händisch ausgelesen.

3.3. Altersbestimmung nach der Populationsmethode

Für die Bestimmung der Apatit-Spurenalter nach der Populationsmethode (C. W. NAESER, 1979, S. 158) wur-

de das Apatitkonzentrat jeder Probe in zwei annähernd gleiche Populationen geteilt. Eine der beiden Hälften wurde in einem Muffelofen 25 Stunden bei 550 bis 600°C ausgeheizt, um sämtliche spontanen Spaltspuren auszuheilen. Anschließend wurden beide Hälften getrennt in Epoxydharz eingebettet. Die Präparate mit den ausgeheizten Apatiten wurden in der thermischen Säule des ASTRA-Reaktors des Österreichischen Forschungszentrums Seibersdorf mit thermischen Neutronen bestrahlt, um durch die künstlich angeregte Kernspaltung von Uran 235 sogenannte „induzierte Spaltspuren“ im Apatit zu erzeugen. Die Neutronenflußdichte in der thermischen Säule lag zwischen $4,1 \cdot 10^{10}$ und $4,3 \cdot 10^{10}$ n/cm²s.

Nach der Bestrahlung wurden die Oberflächen der bestrahlten und der unbestrahlten Präparate so lange mit SiC-Pulver abgeschliffen, bis die kleineren Apatitkörnchen in der Schliffebene etwa den maximalen Durchmesser zeigten. Die Politur der abgeschliffenen Oberflächen erfolgte auf einer automatischen Läpp- und Poliermaschine. Als Poliermittel wurden Diamantpasten mit Körnungen von 5 µm und 3 µm verwendet.

Die polierten Präparate beider Probenhälften wurden gleichzeitig in 5 % HNO₃ bei 21°C 45 Sekunden geätzt. Nach Ablauf der 45 Sekunden wurden die Präparate sofort im Ultraschallgerät mit Wasser gereinigt, um Säurereste zu entfernen.

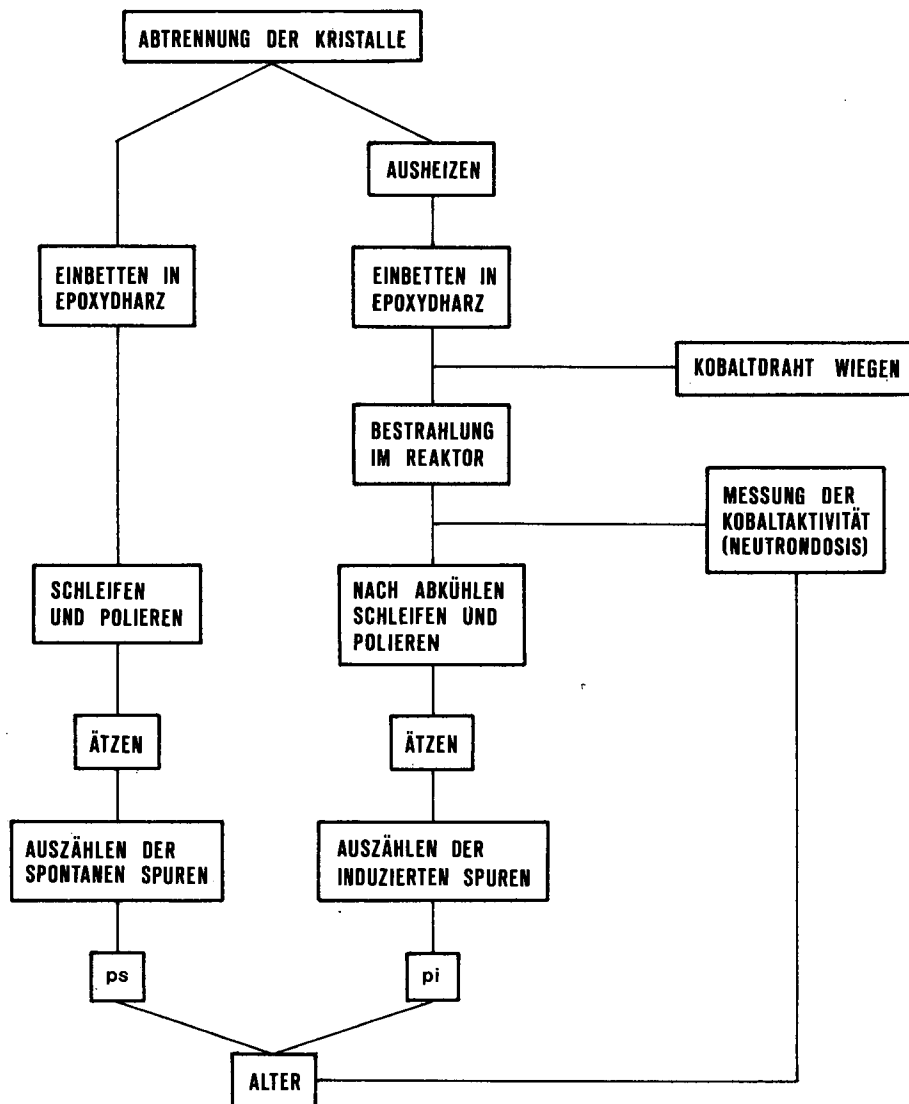


Abb. 4. Flußdiagramm zur Bestimmung eines Spaltspurenalters (nach H. STAUFENBERG, 1985, S. 23).

Die Auszählung der durch den Ätzzvorgang sichtbar gemachten Spaltspuren erfolgte mit einem Durchlichtmikroskop bei 800-facher Vergrößerung (Objektiv: Öl-Immersion 100x; Okular: 8x) über eine quadratische Einheitsfläche (Okularstrichplatte) von 0,001 mm². Bei beiden Präparaten jeder Probe wurde auf möglichst vielen Kristallen die gleiche Anzahl zufällig gewählter Einheitsflächen ausgezählt.

Die Spaltspurenalter wurden nach der folgenden Altersgleichung berechnet:

$$T = \frac{ps \cdot I \cdot \sigma \cdot D}{pi \cdot \lambda_f} = \frac{ps}{pi} \cdot D \cdot \text{Konstante}$$

wobei:

- T = Spaltspurenalter in Millionen Jahren (Ma)
- ps = Anzahl der spontanen Spaltspuren pro cm²
- pi = Anzahl der induzierten Spaltspuren pro cm²
- D = Neutronendosis (n/cm²)
- I = Isotopenverhältnis ²³⁵U/²³⁸U = 7,253 · 10⁻³

- σ = Neutroneneinfangquerschnitt von ²³⁵U = 580,2 · 10⁻²⁴ cm²
- λ_f = Zerfallskonstante für die Spontanspaltung des ²³⁸U = 8,46 · 10⁻¹⁷ a⁻¹

Für die Bestimmung der Neutronendosis wurden Al-Co-Folien und Al-Co-Drähte mit einem Co-Gehalt von 1,0 bzw. 0,268 % als Monitore verwendet. Sie wurden gemeinsam mit den Apatitpräparaten in der thermischen Säule bestrahlt. Aus der Aktivität der Monitore wurde anschließend die Neutronendosis berechnet (siehe H. STAUFENBERG, 1985, S. 21f).

3.4. Fehlerbetrachtung

In der Geochronologie muß zwischen Meßfehlern und Interpretationsfehlern unterschieden werden. Ein Interpretationsfehler liegt z. B. dann vor, wenn ein Mischalter irrtümlich als Abkühlungsalter gedeutet wird. Die

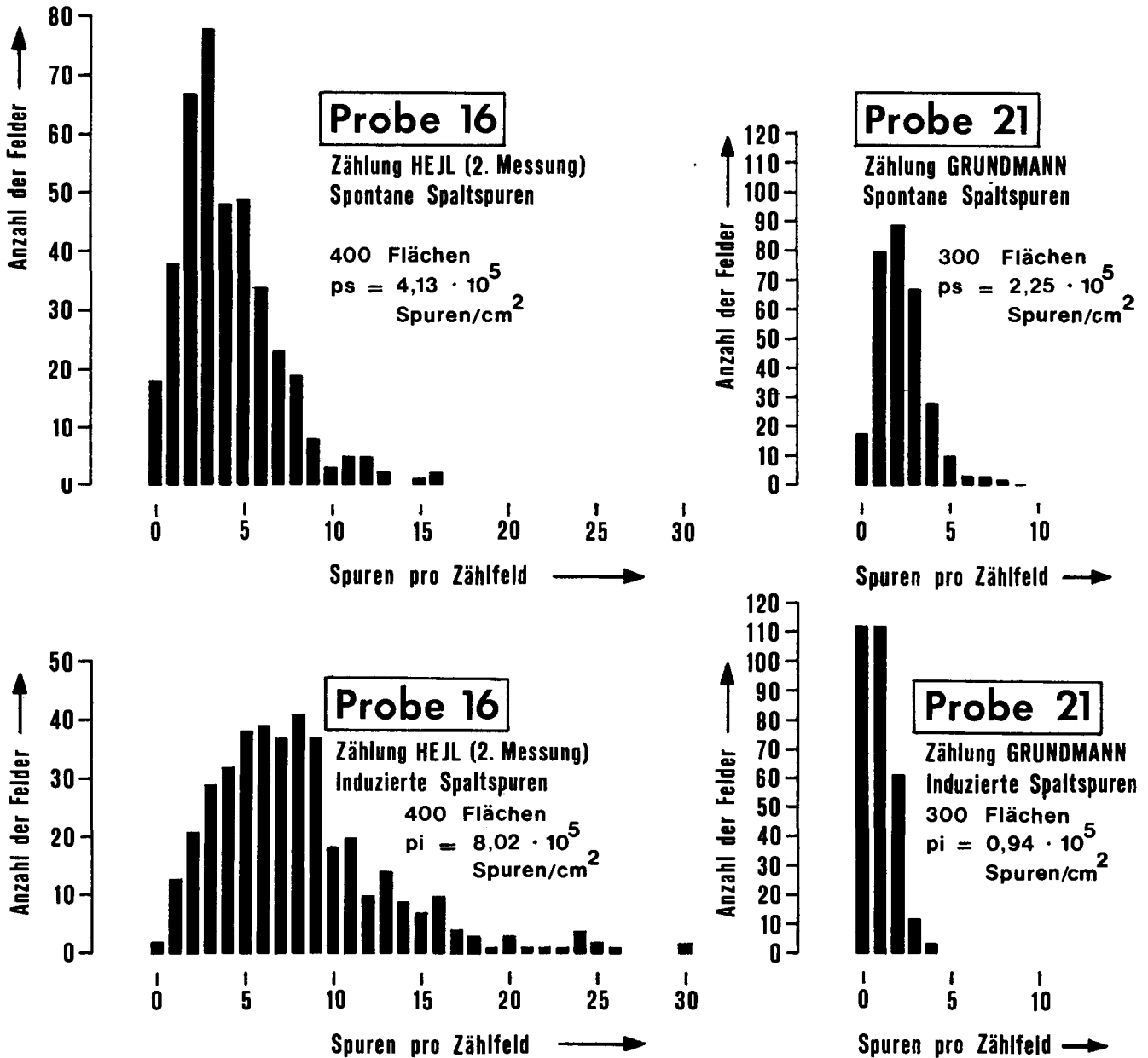


Abb. 5.

Häufigkeitsverteilung der Spaltspurenanzahl pro Zählfläche.

Bei den Apatiten der Orthogesteine zeigt die Spaltspurenanzahl pro Zählfläche meistens eine mehr oder weniger eingipfelige Häufigkeitsverteilung. Wenn das Uran vollkommen homogen in den Apatiten verteilt ist, wird die Wahrscheinlichkeit, eine bestimmte Anzahl von Spaltspuren pro Zählfeld zu finden, durch eine Poisson-Verteilung beschrieben.

Temperaturabhängigkeit der Spaltspurenausheilung und ihre Bedeutung für die Interpretation der Apatit-Spaltspurenalte werden in Kap. 4 ausführlich diskutiert. Hier sollen zunächst nur die Meßfehler besprochen werden. Diese werden bekanntlich in zufällige und systematische Fehler gegliedert.

Der zufällige Fehler ist die auf unvermeidlichen Einflüssen beruhende Abweichung der Einzelmessungen vom Mittelwert einer sehr großen Anzahl von Messungen. Die sich aus diesen zufälligen, positiven und negativen Abweichungen ergebende statistische Häufigkeitsverteilung ist maßgebend für die Reproduzierbarkeit einer Messung, wenn immer die gleichen Rahmenbedingungen herrschen. Bei der Bestimmung eines Spaltspurenaltes entstehen die zufälligen Fehler im wesentlichen durch die Ungenauigkeit des Spurenverhältnisses p_s/p_i und durch die Ungenauigkeit der Neutronendosis. Wenn das Uran vollkommen homogen in den Apatiten verteilt ist, wird die Wahrscheinlichkeit, eine bestimmte Anzahl von spontanen bzw. induzierten Spaltspuren pro Einheitsfläche zu finden, durch eine Poisson-Verteilung beschrieben. In diesem Fall gilt für die Standardabweichung des Spaltspurenaltes (H. STAUFENBERG, 1985).

$$\sigma = T \cdot \sqrt{\frac{1}{p_s} + \frac{1}{p_i} + (\text{Fehler der Neutronendosis})^2}$$

wobei:

σ = Standardabweichung

T = Spaltspurenalte

p_s = Anzahl der ausgezählten spontanen Spaltspuren

p_i = Anzahl der ausgezählten induzierten Spaltspuren

Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Spaltspurenanzahl pro Zählfläche kommt bei den Proben 16 und 21 einer Poisson-Verteilung sehr nahe (siehe Histogramme der Abb. 5). Die obige Gleichung scheint daher für die Fehlerberechnung der Spaltspurenalte von Orthogesteinen geeignet zu sein. In Tab. 2 ist für die Spaltspurenalte der Orthogneisblöcke (Proben 16 und 22) und des Diabases (Probe 21) ein Fehler von $\pm 2 \sigma$ angegeben. Das entspricht einem Vertrauensbereich von ca. 95 %. Für die Neutronendosis wurde ein maximaler Meßfehler von 3 % angenommen.

Eine homogene Uranverteilung in den Apatiten der Sandsteine ist nicht zu erwarten, da das Liefergebiet üblicherweise aus mehreren Gesteinsarten mit oft sehr unterschiedlichen Urangelhalten besteht. Demnach kann die Spaltspurendichte in den Apatiten ein und derselben Sandsteinprobe sehr stark schwanken. In den Apatiten der Probe 8 schwankt die Dichte der spontanen Spaltspuren beispielsweise zwischen 0 und 80 Spuren pro Zählfeld (siehe Abb. 6). Da offenbar keine Poisson-Verteilung vorliegt, kann die Standardabweichung des Spaltspurenaltes nicht nach der oben angegebenen Gleichung berechnet werden. Durch Wiederholungsmessungen, bei denen außer der Separation alle Schritte zur Altersbestimmung (Teilen der Probe, Ausheizen, Bestrahlen, Polieren, Ätzen, Zählen) neu durchgeführt wurden, stellten wir fest, daß auch die Spaltspurenalte der Sedimentgesteine gut reproduzierbar sind. Bei den Sandsteinen beträgt die größte festgestellte Abweichung ca. 6 % (Probe 11). Sicherheitshalber wurde in den Tab. 2 und 3 für die Spaltspurenalte der terrigenen Sedimente ein größter anzunehmender Fehler von ± 15 % angegeben.

Der systematische Fehler kann als die Differenz zwischen dem Mittelwert einer großen Anzahl von Messungen und dem sogenannten wahren Wert definiert

werden. Ein systematischer Fehler kann z. B. durch die Ungenauigkeit der verwendeten Zerfallskonstante verursacht werden. Wenn Spaltspurenalte, die mit der gleichen Zerfallskonstante berechnet wurden, miteinander verglichen werden, kann dieser Fehler unberücksichtigt bleiben. Wenn die Spaltspurenalte aber mit Rb-Sr- oder K-Ar-Altern verglichen werden, sollte der mögliche Fehlerbereich der Zerfallskonstanten von ^{238}U , ^{87}Rb und ^{40}K nicht ganz außer acht gelassen werden. Um zu überprüfen, ob noch andere systematische Fehlerquellen vorhanden sind, wurden einige bereits von G. GRUNDMANN & G. MORTEANI (1985) und H. STAUFENBERG (1985, 1987) datierte Apatitkonzentrate einer neuerlichen Datierung unterzogen, wobei die Bestrahlung diesmal nicht in der thermischen Säule des Reaktors BER II am Hahn-Meitner-Institut für Kernforschung in Berlin sondern in der thermischen Säule des ASTRA-Reaktors von Seibersdorf durchgeführt wurde. Die dabei festgestellte Abweichung der neuen Spaltspurenalte von den älteren Ergebnissen betrug maximal 11 %. Es kamen sowohl positive als auch negative Abweichungen vor. Eine größere systematische Abweichung ist demnach nicht zu erwarten.

3.5. Bestimmung der Urangelhalte

Der durchschnittliche Urangelhalt einer Apatitprobe kann bei bekannter Neutronendosis aus der Anzahl der induzierten Spaltspuren pro Flächeneinheit berechnet werden (G. A. WAGNER, 1973). Für die Urankonzentration in ppm gilt:

$$U = \frac{p_i}{D \cdot C}$$

C ist eine empirisch bestimmte Proportionalitätskonstante.

Für die genannten Ätzbedingungen gilt: $C = 2,74 \cdot 10^{-11}$ (siehe H. STAUFENBERG, 1985).

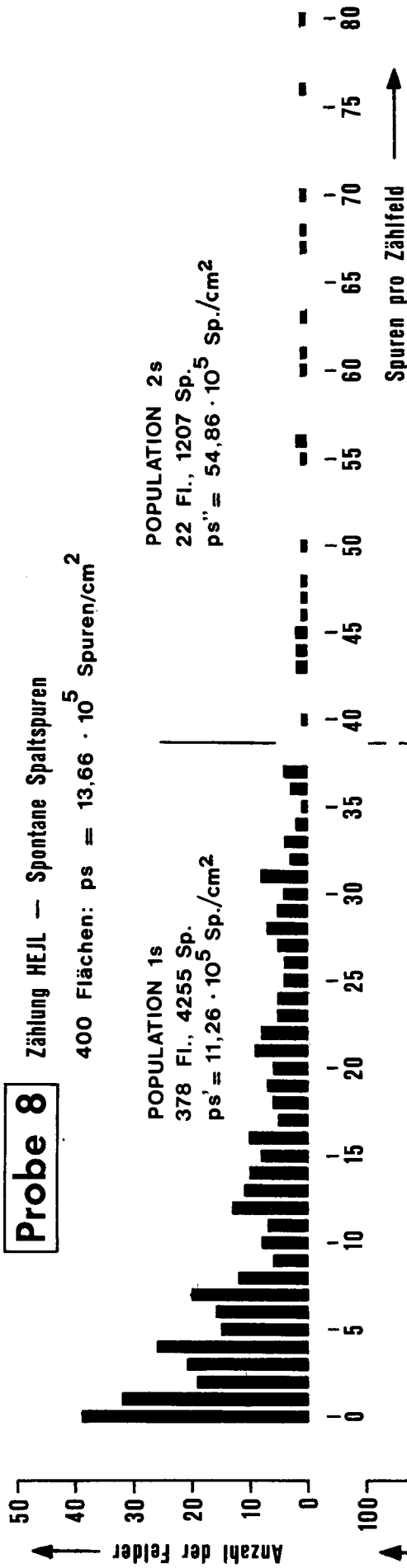
4. Grundsätzliche Überlegungen zur Interpretation eines Apatit-Spaltspurenaltes einer Sedimentgesteinsprobe

Die Geschwindigkeit, mit der Spaltspuren im Kristallgitter ausheilen, ist bekanntlich von der Temperatur abhängig. Je höher die Temperatur ist, desto schneller heilen die Spaltspuren aus. Diese Temperaturabhängigkeit der Spaltspurenausheilung wurde bereits mehrfach mit Ausheizexperimenten untersucht. Die zeitliche Extrapolation der im Labor erzielten Daten zeigt, daß Spaltspuren in Apatiten bei Temperaturen unter 60°C in geologischen Zeiträumen weitgehend stabil sind, während sie bei 150°C schon nach einer Million Jahren vollständig ausgeheilt sind (siehe C. W. NAESER, 1979, S. 162, Abb. 9; G. A. WAGNER & P. E. ZAUN, 1985, S. 128, Abb. 3). In Apatiten mit nicht extrem hohem Urangelhalt findet im Temperaturbereich über 150°C keine Akkumulation von Spaltspuren statt, da die Spaltspurenproduktion durch die Ausheilung kompensiert wird. Diese Aussage konnte durch Apatit-Spaltspurenalte von Bohrkernen aus Tiefbohrungen bestätigt werden (C. W. NAESER, 1979, S. 165, Abb. 12; G. A. WAGNER & P. E. ZAUN, 1985, S. 133, Abb. 11). Bei sinkender Tem-

Probe 8

Zählung HEJL — Spontane Spaltspuren

400 Flächen: $ps = 13,66 \cdot 10^5$ Spuren/cm²



Probe 8

Zählung HEJL — Induzierte Spaltspuren

400 Flächen: $pi = 5,41 \cdot 10^5$ Spuren/cm²

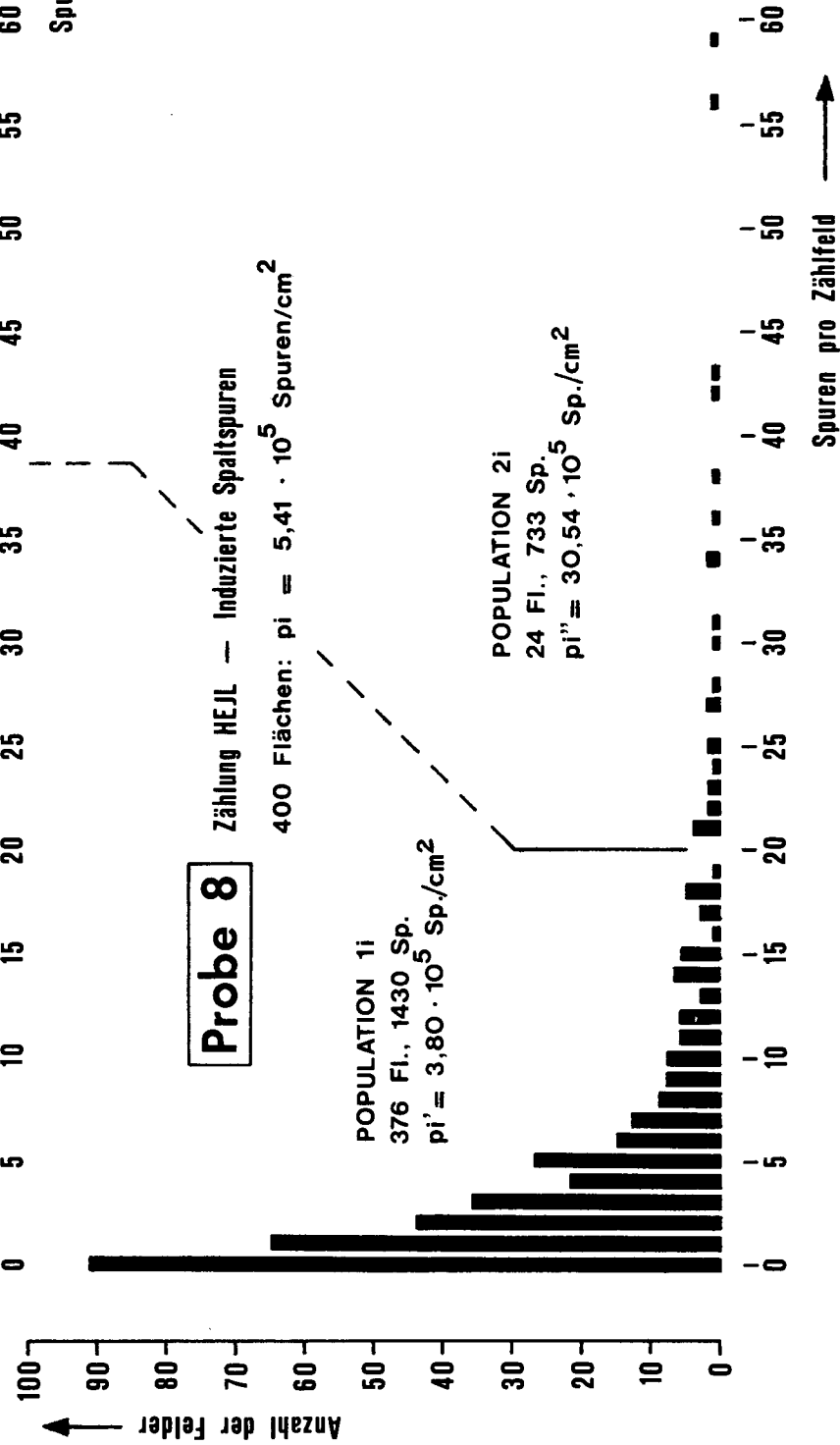


Abb. .6.
Häufigkeitsverteilung der Spaltspurenanzahl pro Zählfläche.
Eine Position-Verteilung liegt nicht vor, da der Urangehalt der Apatite des Rabier Sandsteins von Probe 8 offenbar sehr stark schwankt. Trotzdem scheint das an dieser Probe bestimmte Spaltspurenalter relativ gut reproduzierbar zu sein. Nach dem optischen Eindruck der Häufigkeitsverteilung kann man bei den natürlichen und den bestrahlten Apatiten jeweils eine Hauptpopulation (1s bzw. 1i) von den „Ausreißern“ (Population 2s bzw. 2i) unterscheiden. Das mit dem Verhältnis ps'/pi' berechnete Alter beträgt 175 Ma. Es ist um 17 % höher als das mit den Gesamtpopulationen berechnete Alter von 149 Ma.

Tabelle 2.
Apatit-Spaltspurendaten der Oberflächenproben.
Wenn nicht anders angegeben (GRUNDMANN), wurden die Spuren von HEJL ausgezählt.

Proben- nummer	Gesteinsart	Formation	Höhe über NN (m)	ps		pi		Neutronen- dosis ($\cdot 10^{15}$ N/cm ²)	Zahl der Flächen bzw. Körner	Alter (Mill. Jahre)	Uran- gehalt (ppm)
				$\cdot 10^5$ Spuren/cm ²	Spuren	$\cdot 10^5$ Spuren/cm ²	Spuren				
2	Quarzit	Werfener Schichten (Permoskyth)	895	9,19	2757	14,26	4279	2,09	300	67 (± 10)	24,9
7	Sandstein	Reiselsberger Sand- stein (Cenoman-Turon)	505	1,81	542	1,04	311	1,22	300	106 (± 16)	3,1
7	Wiederholungs- zählung (GRUNDMANN)			2,08	625	1,18	354	1,22	300	107 (± 16)	3,5
7	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			2,14	641	1,21	362	1,20	300	106 (± 16)	3,7
8	Sandstein	Raibler Schichten (Karn)	630	13,66	5462	5,41	2163	1,19	400	149 (± 22)	16,6
10	Sandstein	Reiselsberger Sand- stein (Cenoman-Turon)	560	5,40	1620	14,52	4355	2,37	300	44 ($\pm 6,6$)	22,4
11	Sandstein	Reiselsberger Sand- stein (Cenoman-Turon)	840	1,33	398	2,87	862	2,17	300	50 ($\pm 7,5$)	4,8
11	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			1,31	525	1,50	601	1,22	400	53 ($\pm 8,0$)	4,5
15	Kalksandstein	Roßfeldschichten (Unterkreide)	600	9,55	2866	3,01	904	1,22	300	192 (± 29)	9,0
16	Granitgneis	Wildflysch der paläo- genen Buntmergelserie	460	4,75	1898	16,06	6425	2,10	400	31 \pm 2,5	27,9
16	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			4,13	1650	8,02	3206	1,22	400	31 \pm 2,6	24,0
16	Wiederholungs- zählung (GRUNDMANN, 2. Bestr.)			3,86	1544	8,59	3437	1,22	400	27 \pm 2,3	25,7
21	Diabas	Haseelgebirge (Perm)	900	2,55	766	1,05	316	1,19	300	143 \pm 21	3,2
21	Wiederholungs- zählung (GRUNDMANN)			2,25	676	0,94	282	1,19	300	142 \pm 22	2,9
22	Granitgneis	Haunsberg-Wildflysch (Unterkreide)	550	13,59	5434	4,96	1982	1,22	400	166 \pm 13	14,8
22	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			12,95	5181	4,30	1721	1,20	400	180 \pm 15	13,1

Tabelle 3.
 Apatit-Spaltspurendaten von Bohrkernen aus Konglomeraten der Puchkirchener Serie (Molassezone).
 OPS = Obere Puchkirchener Serie; UPS = Untere Puchkirchener Serie.
 Tiefbohrungen: Pfaf 3 bzw. 5; Pfafstätt 3 bzw. 5; Fdbg 5 = Friedburg 5.

Proben- nummer	Formation	Bohrung	Vertikalteufe (\approx Bohrteufe)	Seehöhe der Probe	ps		pi		Neutronen- dosis $^{14}\text{N/cm}^2$ ($\cdot 10^4$)	Alter (Mill. Jahre)	Uren- gehalt (ppm)
					$\cdot 10^5$ Spuren/cm 2	Spuren	$\cdot 10^5$ Spuren/cm 2	Spuren			
25	OPS	Fdbg 5	1850 m	- 1271 m	1,76	527	1,91	572	9,21	42 (\pm 6,3)	7,6
26	OPS	Pfaf 3	1687 m	- 1228 m	0,99	297	1,18	354	9,28	39 (\pm 5,9)	4,6
27	UPS	Pfaf 3	2154 m	- 1695 m	1,62	486	1,43	428	9,45	53 (\pm 8,0)	5,5
28	UPS	Pfaf 5	1923 m	- 1466 m	1,98	594	1,71	513	9,67	56 (\pm 8,4)	6,5

peratur verlangsamt sich die Ausheilung, bis sie schließlich die Spaltspurenproduktion nicht mehr vollständig kompensieren kann, wodurch bei fortschreitender Abkühlung eine zunehmende Spaltspurenakkumulation stattfindet. Im Temperaturbereich unter 60°C ist die Zahl der Spaltspuren praktisch eine lineare Funktion der Zeit, solange der betrachtete Zeitraum wesentlich kleiner als die Halbwertszeit des Uran 238 ($T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ Jahre) ist, da dann die Menge des Mutterisotops und folglich auch die Spaltspurenproduktionsrate als konstant angesehen werden können. Bei gleichmäßiger langsamer Abkühlung eines regionalmetamorphen Gebietes geben Spaltspurenmodellalter von Apatiten ungefähr den Zeitpunkt der Abkühlung unter 100°C an (G. A. WAGNER, 1968; C. W. NAESER & H. FAUL, 1969; M. H. DODSON, 1979, S. 200f; C. W. NAESER, 1979, S. 163-168).

In Sedimentgesteinen muß grundsätzlich zwischen terrigenem und autigenem Apatit unterschieden werden.

Das Spaltspurenmodellalter der autigenen Apatite, also jener Apatite, die erst im Sediment entstanden sind, hängt nur vom Zeitpunkt der Kristallisation und dem darauffolgenden zeitlichen Temperaturverlauf ab. Wenn der Apatit bei einer Temperatur von weniger als 60° kristallisiert, und auch später nicht stärker erwärmt wird, gibt sein Spaltspurenalter den Zeitpunkt der Kristallisation an. Es handelt sich um ein Bildungsalter. Wenn der Apatit bei einer Temperatur von mehr als 150° kristallisiert und das Gestein dann langsam abkühlt, gibt sein Spaltspurenalter den Zeitpunkt der Abkühlung unter ungefähr 100°C an. Es handelt sich um ein Abkühlungsalter. Das Spaltspurenalter eines autigenen Apatits ist in jedem Fall kleiner als das Sedimentationsalter des Gesteins.

Die Abbildungen c, d und e der Tafel 1 zeigen idiomorphe Apatite aus einem Sandstein der Werfener Schichten. Da die Quarzkörner dieses Sandsteins gut gerundet sind und da Apatit eine wesentlich geringere Härte als Quarz hat, müssen die idiomorphen Apatite wohl im Sediment entstanden oder randlich weitergewachsen sein. Die Abbildungen c und d der Tafel 23 zeigen ein Apatitkorn mit zonarer Uranverteilung, das aus einem Reiselsberger Sandstein abgetrennt wurde. An eine Kernzone mit mittlerer Spurendichte schließt sich eine schmale Zone mit sehr hoher Spurendichte an. Ob der äußerste uranfreie Anwachssaum schon vor dem Transport vorhanden war oder erst im Sediment entstanden ist, kann an diesem isolierten Korn leider nicht mehr festgestellt werden.

Bei der Interpretation von Spaltspurenaltern terrigener Apatite müssen sowohl die Temperaturgeschichte des Sedimentgesteins als auch die des Liefergebiets in Betracht gezogen werden. Der Einfluß der chemischen Verwitterung unmittelbar vor und während des Transports vom Erosionsgebiet in den Sedimentationsraum kann vernachlässigt werden, da das Uran-Spaltspuren-System der Apatite erfahrungsgemäß ziemlich resistent gegen Verwitterungseinflüsse ist (A. J. W. GLEADOW & J. F. LOVERING, 1974). Die Auswirkung der Temperaturgeschichte terrigener Apatite auf die Anzahl der spontanen Spaltspuren und das daraus resultierende Spaltspurenmodellalter soll durch Abb. 7 verdeutlicht werden. Im Fall A, wenn das Sediment nicht über 60°C erwärmt wird, gibt das Spaltspurenalter das Abkühlungsalter des Liefergebiets oder ein durchschnittliches Abkühlungsalter verschiedener Liefergebiete an. Im Fall B

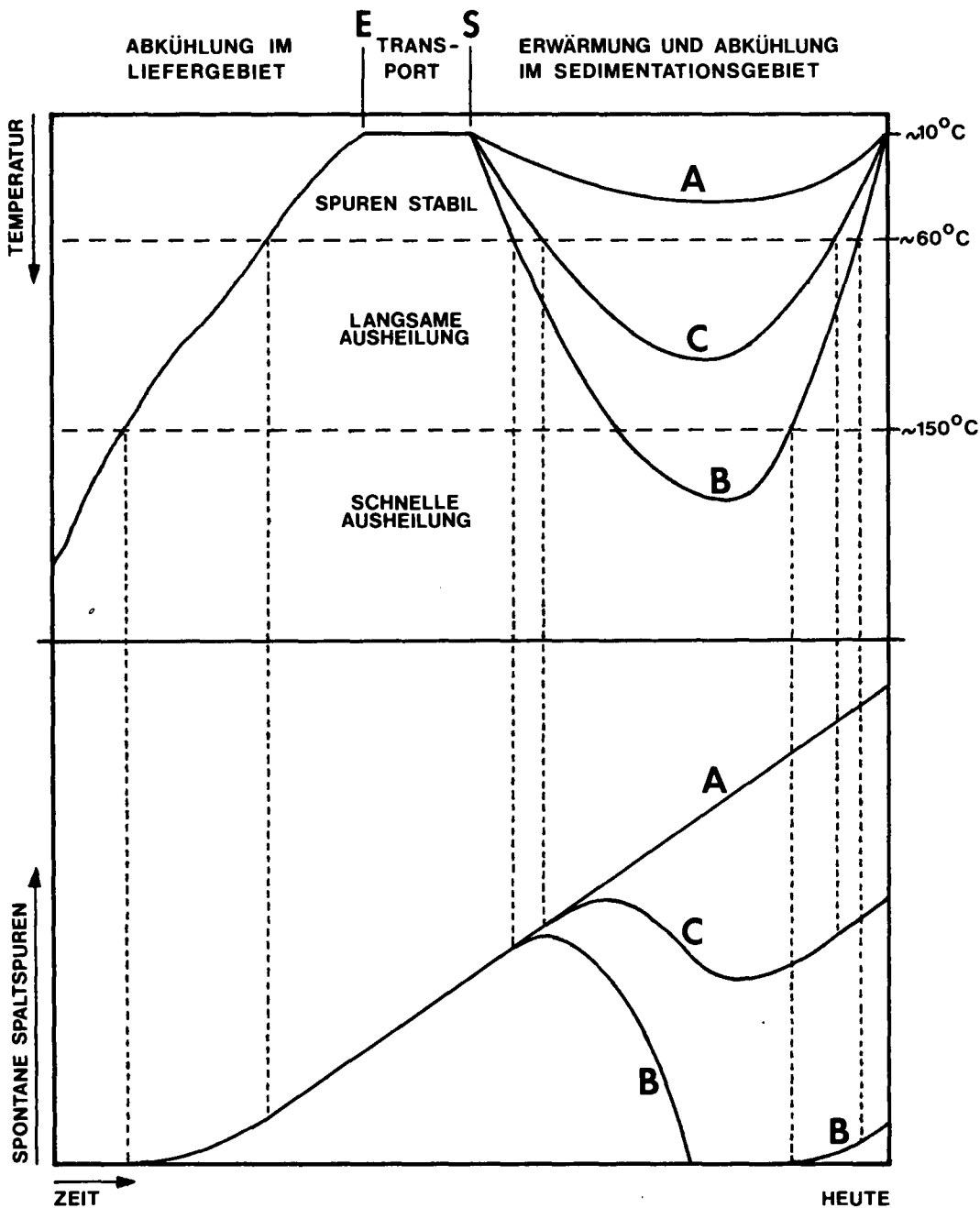


Abb. 7. Drei unterschiedliche Temperaturgeschichten terrigener Apatite und deren Auswirkungen auf die Anzahl der spontanen Spaltspuren (vgl. mit G.A. WAGNER, 1988, S 146, Abb. 1). Im Fall A, wenn das Sediment nicht über 60°C erwärmt wird, gibt das Spaltspurenalter das Abkühlungsalter des Liefergebietes an. Im Fall B wird das Sediment so stark erwärmt, daß alle Spaltspuren ausheilen. Das Spaltspurenalter gibt das Abkühlungsalter des Sedimentgesteines an. Im Fall C findet im Sediment nur eine unvollständige Ausheilung statt. Es entsteht ein Mischalter.

wird das Sedimentgestein so stark erwärmt, daß sämtliche Spaltspuren ausheilen. Das Spaltspurenalter gibt das Abkühlungsalter des Sedimentgesteines an. Im Fall C findet im Sediment nur eine unvollständige Ausheilung statt. Es entsteht ein Mischalter.

Trotz der vielen Kombinationsmöglichkeiten, die sich einerseits durch verschiedene Temperaturgeschichten und andererseits durch den wechselnden Anteil von autigenem Apatit ergeben, soll nun gezeigt werden, daß die meisten Apatit-Spaltspurenalter ziemlich eindeutig interpretiert werden können. Wenn wir annehmen, daß alle Apatite transportiert wurden, können wir drei Fälle unterscheiden:

- 1) Das Apatit-Spaltspurenalter ist wesentlich niedriger als das Sedimentationsalter der Probe. In diesem Fall ist das Sedimentgestein höchstwahrscheinlich für längere Zeit über 100°C erwärmt worden.
- 2) Das Apatit-Spaltspurenalter ist wesentlich höher als das Sedimentationsalter der Probe. Hier wurde die Abkühlung des Liefergebietes datiert. Im Sediment-

gestein der Probe sind die Apatite nicht mehr über 150°C und wohl auch nicht für längere Zeit über 100° erwärmt worden.

- 3) Das Apatit-Spaltspurenalter ist ungefähr gleich groß wie das Sedimentationsalter der Probe. In diesem Fall gibt es verschiedene Interpretationsmöglichkeiten:
 - a) Die Spaltspuren der Apatite sind nach der Sedimentation im Temperaturbereich von 60 bis 150°C unvollständig ausgeheilt.
 - b) Das Liefergebiet wurde sehr schnell gehoben und erodiert, wodurch die Apatite relativ bald nach ihrer Abkühlung unter 100°C an der Erdoberfläche abgetragen, transportiert und wieder abgelagert wurden.
 - c) Das Sedimentgestein der Probe wurde unmittelbar nach seiner Ablagerung schnell versenkt, über 150°C erwärmt und ebenso schnell wieder abgekühlt. Ein solcher Vorgang ist nur im Be-

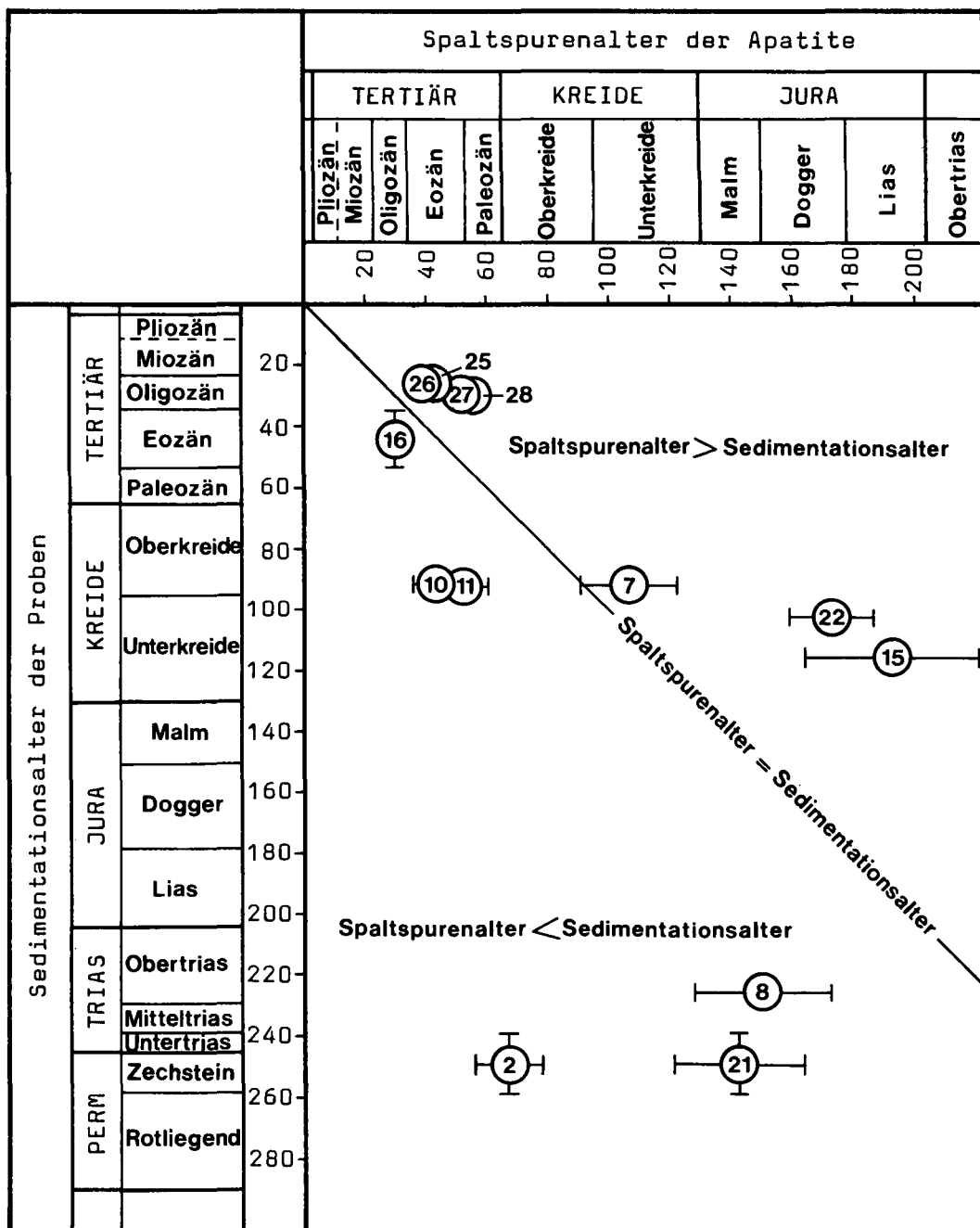


Abb. 8. Die Beziehung zwischen den Apatit-Spaltspurenaltern und den Sedimentationsaltern der Proben. Stratigraphische Zeitskala nach G.S. ODIN (1982).

reich eines aktiven Kontinentalrandes zu erwarten.

Die Interpretation des Spaltspurenalters terrigener Apatite ist umso sicherer, je mehr das Spaltspurenalter vom Sedimentationsalter abweicht. Um die Interpretation der ermittelten Daten zu erleichtern, wurden in Abb. 8 die Sedimentationsalter der Proben gegen die Spaltspurenalter der Apatite aufgetragen. Die durch die Gleichheit von Spaltspurenalter und Sedimentationsalter definierte Gerade teilt das Projektionsfeld in zwei Hälften. Links unter dieser Diagonale liegen die Projektionspunkte der Proben, deren Spaltspurenalter als Abkühlungsalter des Sedimentgesteins interpretiert werden.

Dieses Interpretationsschema bleibt auch dann gültig, wenn im Sedimentgestein autigener Apatit bei Temperaturen über 150° gebildet wurde. Die größte Unsicherheit liegt in dem Umstand, daß eine autigene Apatitbildung bei niedrigen Temperaturen (unter 100°C)

nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden kann. In Zukunft könnten die Kristallisationstemperaturen autigener Apatite eventuell durch die Homogenisationstemperatur fluider Einschlüsse ermittelt werden. Vorerst wollen wir die Möglichkeit der autigenen Apatitbildung bei niedrigen Temperaturen vernachlässigen.

5. Diskussion der Ergebnisse

5.1. Nördliche Kalkalpen

Die Spaltspurenalter der Proben 8 und 21 fallen mit 149 bzw. 143 Ma in den Oberjura. Probe 8 ist ein Raibler Sandstein vom Nordrand der Staufen-Höllengebirgsdecke. Probe 21 ist ein Diabas aus einer Haselgebirgsscholle nördlich der Lammermasse. Die Spaltspurenalter sind in beiden Fällen wesentlich niedriger als das Sedimentations- bzw. Extrusionsalter und werden

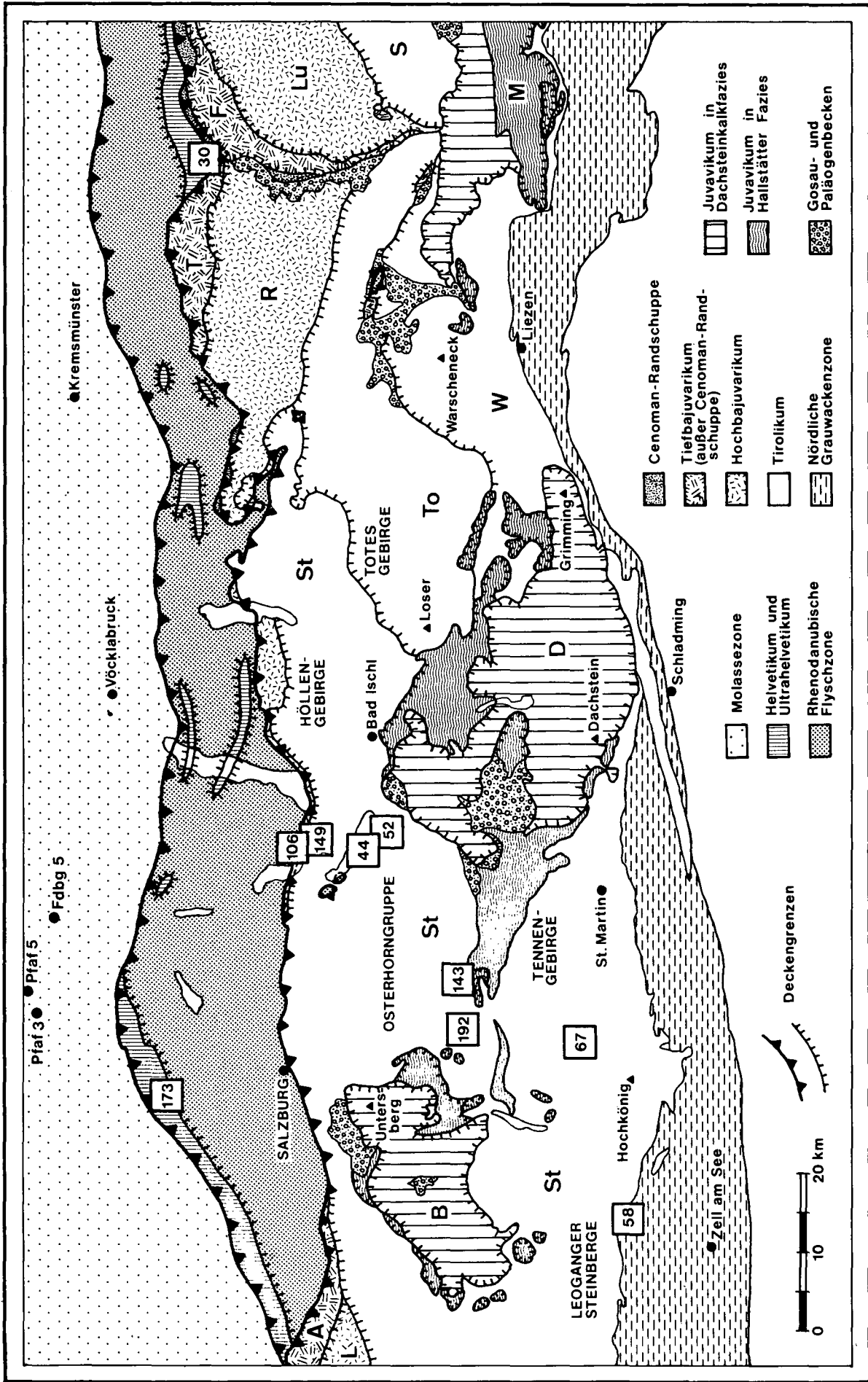


Abb. 9. Regionale Verteilung der Apatit-Spaltspurealter (in Ma). Bei den mehrmals datierten Proben wurde das Durchschnittsergebnis angegeben. Die Probe nördlich von Zell am See (58 Ma) wurde von H. STAUFENBERG (1985) datiert.

daher als Abkühlungsalter der Gesteine interpretiert. Das bedeutet, daß Teile der Nördlichen Kalkalpen offenbar schon im Oberjura unter 100°C abkühlten und später nie mehr stärker erwärmt wurden. Selbst bei Annahme eines maximalen Meßfehlers von $\pm 15\%$ können die wahren Werte dieser beiden Spaltspurenalter nicht jünger als tiefstkretazisch sein (siehe Abb. 8). Demnach muß der thermische Höhepunkt der Nördlichen Kalkalpen spätestens im Malm erreicht worden sein. Auch die von M. KRALIK bestimmten Rb-Sr-Alter von Feinfraktionen der Kalkalpen westlich von Bischofshofen fallen mit rund 135 Ma in den Malm (M. KRALIK, H. KRUMM & J. M. SCHRAMM, 1987, S. 170ff.). Beachtenswert ist in diesem Zusammenhang auch eine an Zirkonen aus einem Orthogneisgeröll der Norischen Decke ermittelte U-Pb-Discordia, deren unterer Schnittpunkt bei 139,5 Ma liegt (F. NEUBAUER, W. FRISCH & B. T. HANSEN, 1987, S. 266).

Abgesehen vom oberjurassischen Gleittransport der juvavischen Decken (G. MANDL, 1982; A. TOLLMANN, 1981, 1987a) setzte der Deckentransport der Ostalpen erst mit der Subduktion des Südpenninikums in der Unterkreide ein (R. OBERHAUSER, 1980, S. 35; P. FAUPL, 1978, S. 94; K. DECKER, P. FAUPL & A. MÜLLER, 1987, S. 137ff.; A. TOLLMANN, 1987b, S. 72). Da die Nördlichen Kalkalpen aber schon im Oberjura abzukühlen begannen, dürfte die Deckenstapelung nicht die eigentliche Ursache ihrer Metamorphose gewesen sein. Wahrscheinlicher ist eine Erhöhung des Temperaturgradienten infolge starker Krustenausdünnung (siehe W. FRANK, 1983, S. 257ff.). Der Höhepunkt der Krustenausdünnung entspricht möglicherweise dem Radiolaritniveau. F. NEUBAUER, W. FRISCH & B. T. HANSEN, (1987, S. 269f.) vermuten, daß dieser altalpidische Temperaturanstieg die Viskosität der permischen Evaporite verringert und somit die malmische Gleittektonik auslöst hat.

An einem Quarzit der Werfener Schichten des Blühnbachtales (Probe 2) wurde ein Apatit-Spaltspurenalter von 67 Ma (Maastricht) ermittelt. H. STAUFENBERG (1987) bestimmte an einem Diabas der Grauwackenzone bei Saalfelden ein Apatit-Spaltspurenalter von 58 Ma (Paleozän). In beiden Fällen handelt es sich eindeutig um die Abkühlungsalter der Gesteine.

An einem Kalksandstein von der Typlokalität der Roßfeldschichten (Probe 15) wurde ein Apatit-Spaltspurenalter von 192 Ma gemessen. Es kann sich nur um das Abkühlungsalter des Liefergebiets oder um ein hohes Mischalter handeln. Die Roßfeldschichten dieser Lokalität wurden offenbar nicht über 100°C erwärmt.

5.2. Flyschzone und Ultrahelvetikum

Aus der Rhenodanubischen Flyschzone und dem Ultrahelvetikum wurden insgesamt fünf Proben datiert. Es handelt sich um drei Reiselberger Sandsteine (Proben 7, 10 und 11), einen Orthogneisblock des Haunsbergwildflysches (Probe 22) und um ein Stück des sogenannten Buchdenkmalgranits (Probe 16), der in lithologischer Hinsicht als Granodioritgneis anzusprechen ist (P. FAUPL, 1975, S. 6). Die tektonische Deutung dieses Orthogneisfelsens im Pechgraben bei Großraming war lange Zeit umstritten. Einige Autoren sahen in ihm einen hochgeschürften Span des ultrahelvetischen Untergrundes (z. B. W. SCHNABEL, 1980; A. TOLLMANN, 1985, S. 327ff.), doch scheint sich nun eher die Vorstellung eines einsedimentierten Großblockes durchzusetzen, da die Annahme eines transgressiven Kontaktes zwischen den Grestener Arkosen und dem Buchdenkmalgranit einer genauen Überprüfung nicht standhielt (R. W. WIDDER, 1986). Demnach wären die exotischen Blöcke des Pechgrabens als olistolithische Komponenten der paläogenen Buntmergelerde zu interpretieren. Die Blocklagen am Haunsberg werden hingegen von unterkretazischen Turbiditen begleitet und daher von G. FRASL (1987, S. 78) zur Flyschzone gezählt. Demnach wäre der Haunsbergwildflysch südlich des Cetischen Rückens zu beheimaten (siehe Abb. 11).

An den Apatiten der Reiselberger Sandsteine aus dem Flyschfenster von Strobl am Wolfgangsee (Proben 10 und 11) wurden eozäne Spaltspurenalter von 44 bzw. 52 Ma gemessen. Der Granodioritgneis des Leopold-von-Buch-Denkmal lieferte ein tiefoligozänes Apatit-Spaltspurenalter von ca. 30 Ma. Die Spaltspurenalter dieser Proben sind niedriger als deren Sedi-



Abb. 10.

Blick von der Roßfeldringstraße zum Hohen Göll.

Rechts neben der Straße sind Roßfeldschichten aufgeschlossen. Sie wurden wahrscheinlich nie über 100°C erwärmt, da das Apatit-Spaltspurenalter der Probe 15 wesentlich höher als deren Sedimentationsalter ist. Probe 15 wurde ca. 4 km östlich von dem hier abgebildeten Aufschluß aus den Roßfeldschichten entnommen.

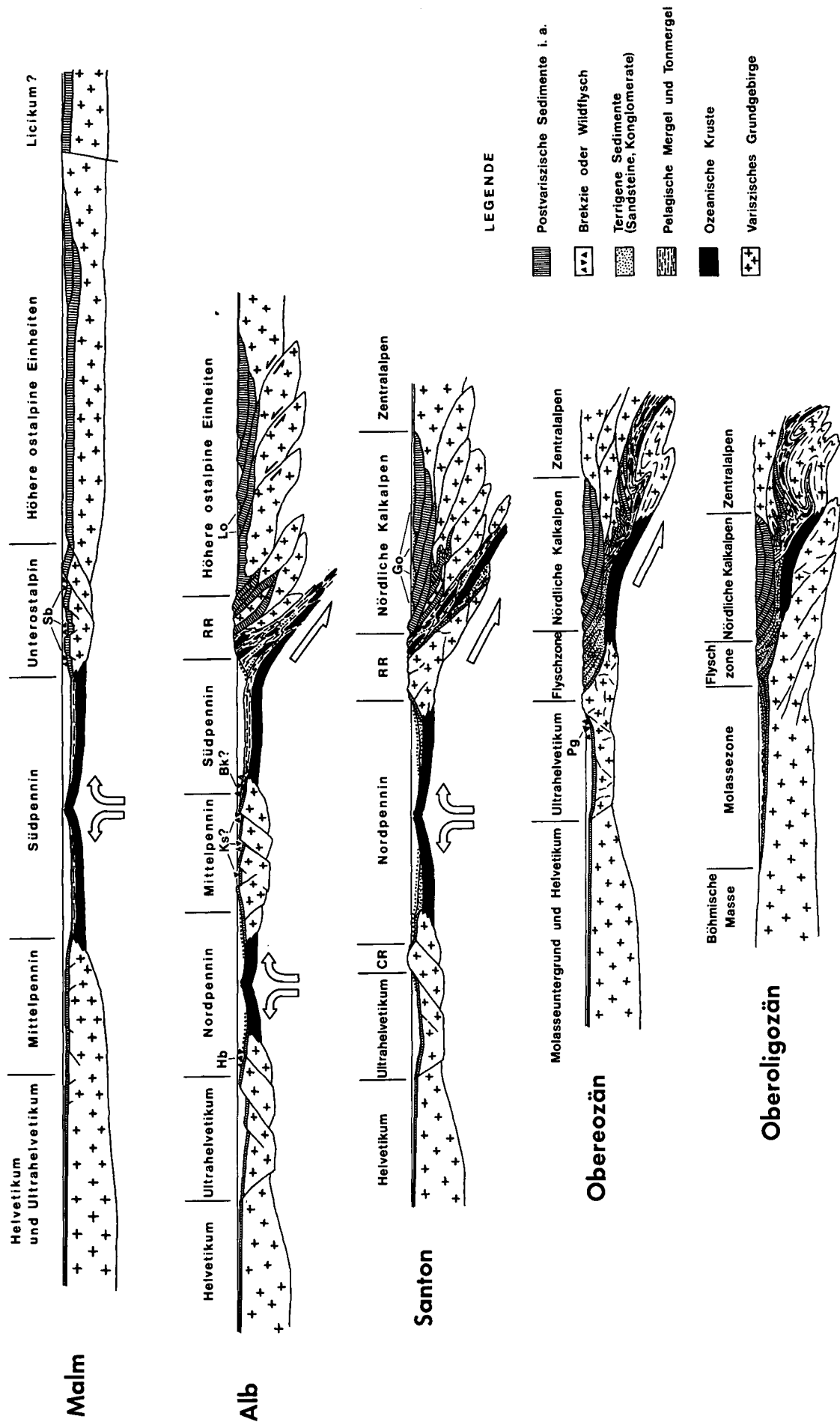


Abb. 11. Idealisierte Profile zum Ablauf der alpinen Orogenese im Mittelabschnitt der Ostalpen. Die Sedimentmächtigkeiten sind teilweise etwas übertrieben dargestellt. Sb = Schwarzeckbrekzie; Hb = Haunsberg-Wildflysch; Ks = Kasererserie; Bk = Brennkogelbrekzie; Lo = Losensteiner Schichten; Go = Gosau; Pg = Pechgraben-Wildflysch; RR = Rumunischer Rücken; CR = Cretischer Rücken.

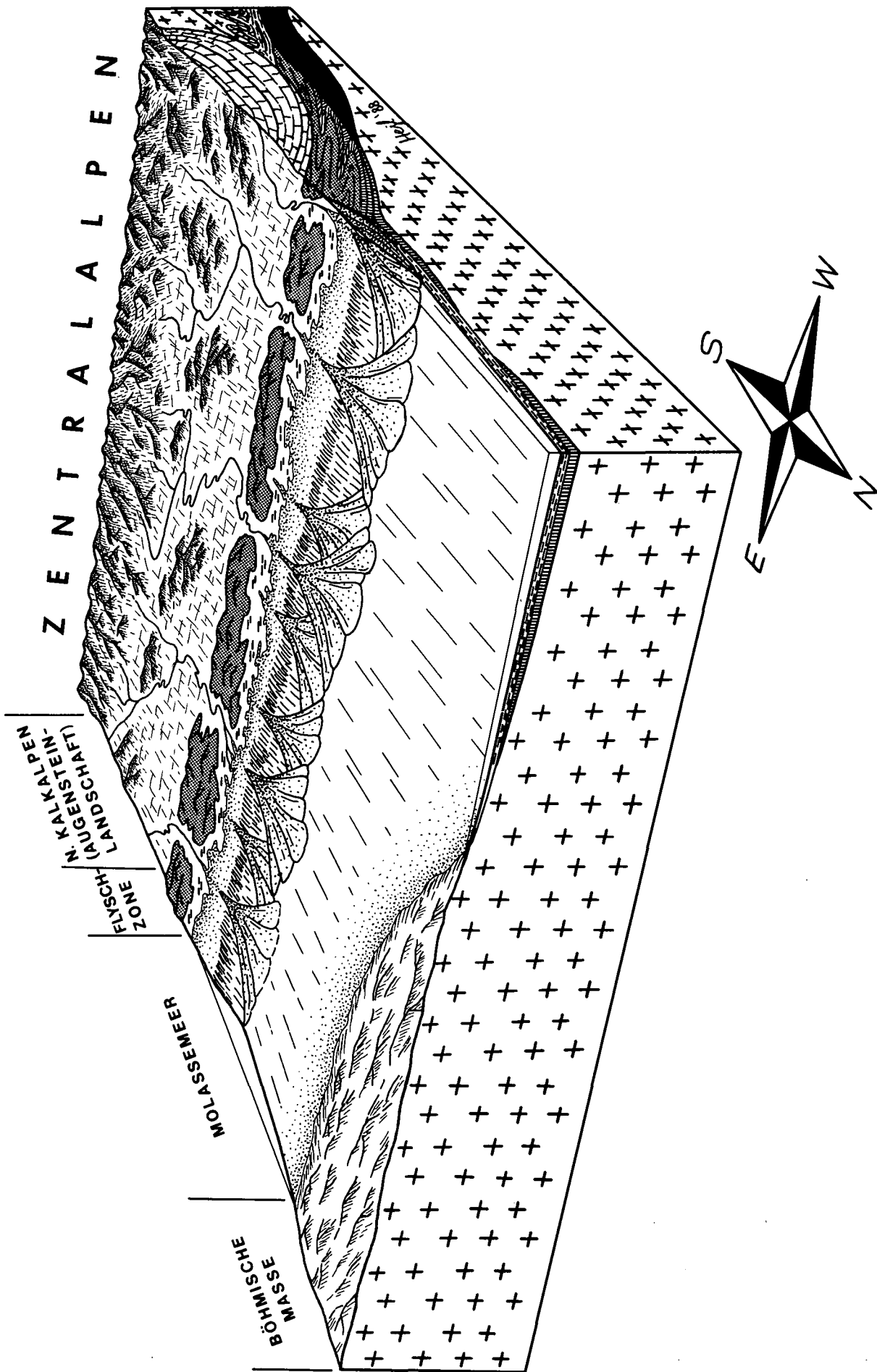


Abb. 12. Blockbild der Molassezone und des Alpenordrandes zur Zeit der Sedimentation der Puchkirchener Serie (Oberligozän). Die westliche Begrenzung entspricht dem Meridian von Traunstein (Bayern), die östliche dem Meridian von Enns. Siehe auch O. MALZER (1981, S. 25, Abb. 6). Signaturen: siehe Legende der Abb. 11 und Beschriftung.

mentationsalter und werden daher als Abkühlungsalter der Reiselsberger Sandsteine bzw. des paläogenen Wildflysches (Typus Pechgraben) interpretiert.

Die eozänen Abkühlungsalter aus dem Flyschfenster von Strobl können zwanglos durch die im Zuge der Subduktion des Nordpenninikums erfolgte Abscherung des Flysches von seiner Basis erklärt werden. Der Flysch wurde zunächst versenkt und erwärmt, dann abgeschert und auf das kühlere ultrahelvetische Vorland überschoben, wodurch er abkühlte. Das tiefoligozäne Abkühlungsalter des Leopold-von-Buch-Denkmal kann durch die Abscherung des Ultrahelvetikums von seiner subduzierten Basis erklärt werden. Da für die vollständige Ausheilung der Apatit-Spaltspuren eine Mindesttemperatur von 100°C notwendig ist, muß man annehmen, daß die Gesteine der Proben 10, 11 und 16 während des alttertiären Subduktions- und Abscheurungsvorgangs mindestens 3 km tief versenkt wurden.

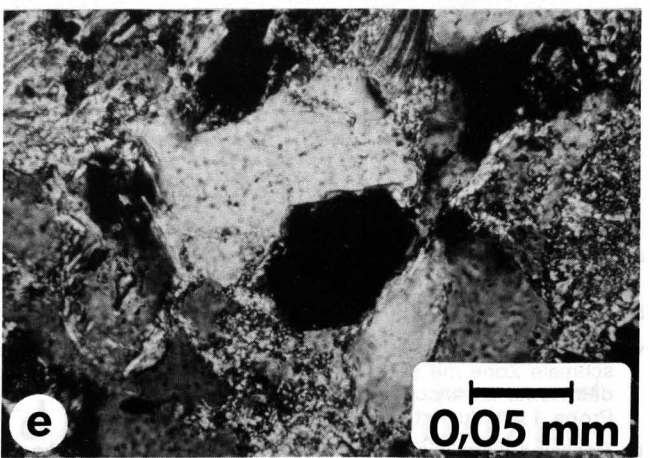
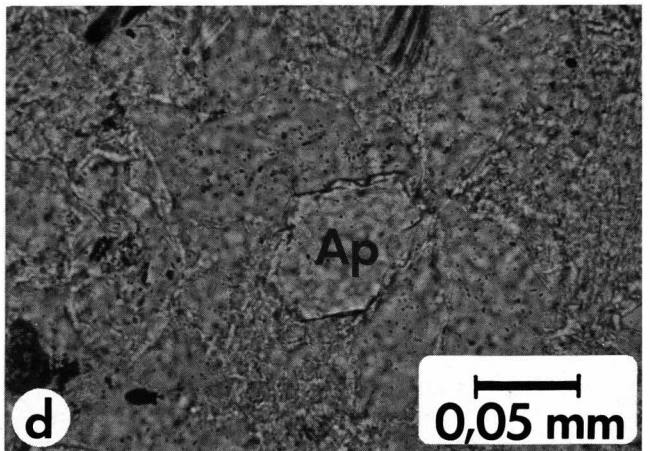
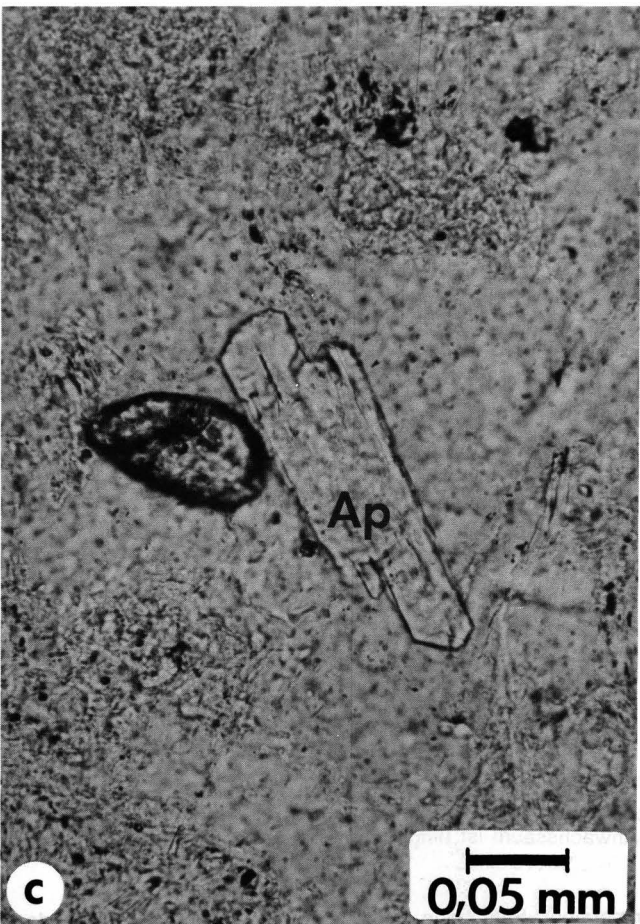
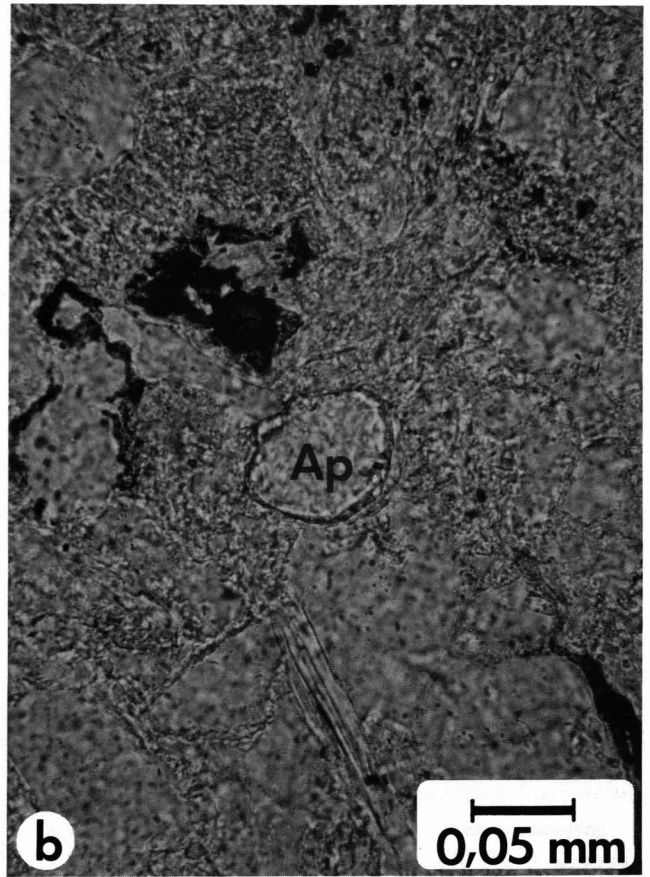
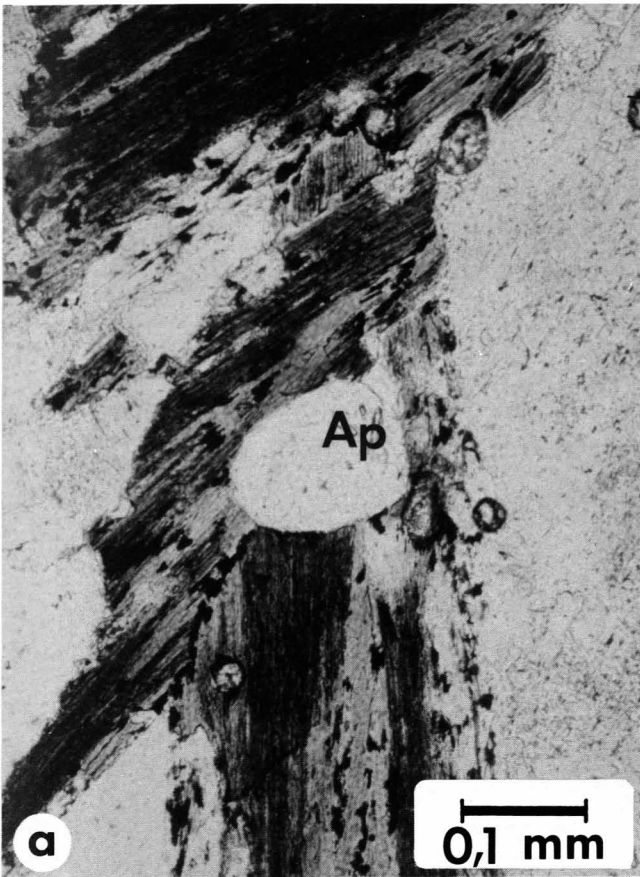
Andere Teile der Flyschzone wurden offensichtlich nicht so stark erwärmt. An einem rosa Orthogneisblock des Haunsbergwildflysches (Probe 22) wurde ein Apatit-Spaltspurenalter von 173 Ma (Mittelwert aus zwei Messungen) bestimmt. Es handelt sich entweder um das Abkühlungsalter des Liefergebiets oder um ein hohes Mischalter. Auch das Apatit-Spaltspurenalter eines Reiselsberger Sandsteins vom Nordufer des Mondsees (Probe 2) kann nicht in sinnvoller Weise einem tektonischen Ereignis zugeordnet werden. Trotz der außergewöhnlich guten Reproduzierbarkeit – drei Messungen ergaben zwei mal 106 und ein mal 107 Ma – handelt es sich höchstwahrscheinlich um ein Mischalter.

5.3. Molassezone

Vier Apatitkonzentrate von Konglomeraten aus der Puchkirchener Serie der Erdgasfelder Friedburg und Pfaffstätt wurden datiert (siehe Tab. 3). Die Bohrkerne stammen aus Teufen zwischen 1687 und 2154 m. In diesem Teufenbereich herrschen gegenwärtig Temperaturen von ca. 70 bis 85°C (siehe B. KUNZ, 1978). Es ist daher nicht überraschend, daß die Apatit-Spaltspurenalter der vier Proben deutlich höher als deren Sedimentationsalter sind. Die Spaltspurenalter streuen zwischen 56 und 39 Ma (Oberpaläozän bis Obereozän) und können als Abkühlungsalter des zentralalpinen Liefergebiets gedeutet werden. Seit der höheren Oberkreide waren Teile der Zentralalpen ein Erosionsgebiet (P. FAUPL, 1978, S. 101, Abb. 6; R. OBERHAUSER, 1980, S. 38f.). Durch die alttertiäre Gebirgsbildung verstärkte sich die Hebungstendenz. Große Mengen des zentralalpinen Detritus wurden im Oberoligozän durch Flußsysteme über die sogenannte Augensteinlandschaft der Nördlichen Kalkalpen hinweg in die nördliche Molassezone transportiert und dort in den submarinen Schuttflächen der Puchkirchener Serie abgelagert (siehe Abb. 12). Ein Teil des dort abgelagerten Materials stammt wohl auch aus der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen. Für diese Interpretation spricht auch die Tatsache, daß die zwei Spaltspurenalter der Oberen Puchkirchener Serie (39 und 42 Ma) deutlich niedriger sind als die zwei Spaltspurenalter der Unteren Puchkirchener Serie (54 und 56 Ma), da das umgelagerte Material der letzteren natürlich ein höheres und folglich früher abgekühltes, zentralalpines Erosionsniveau repräsentiert.

Tafel 1

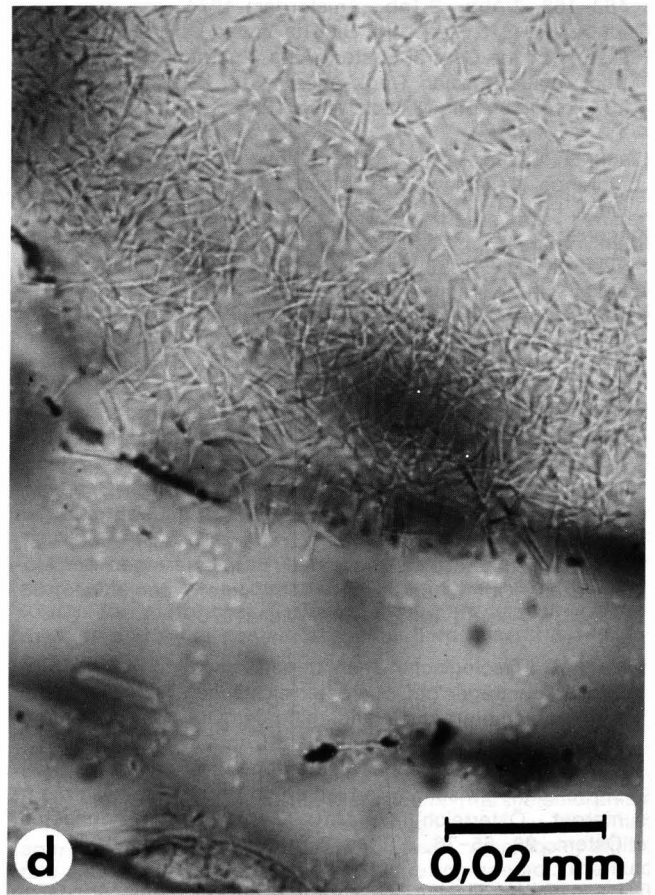
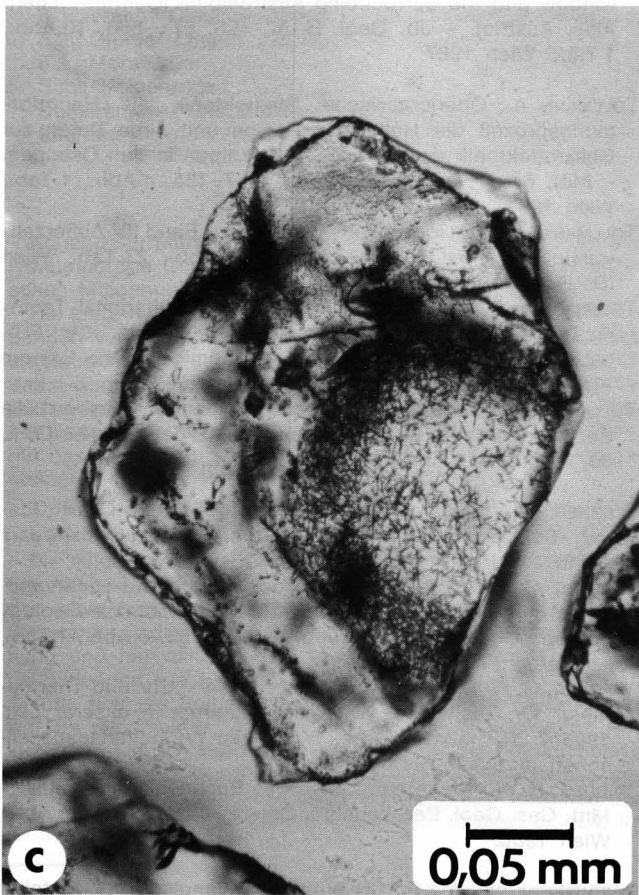
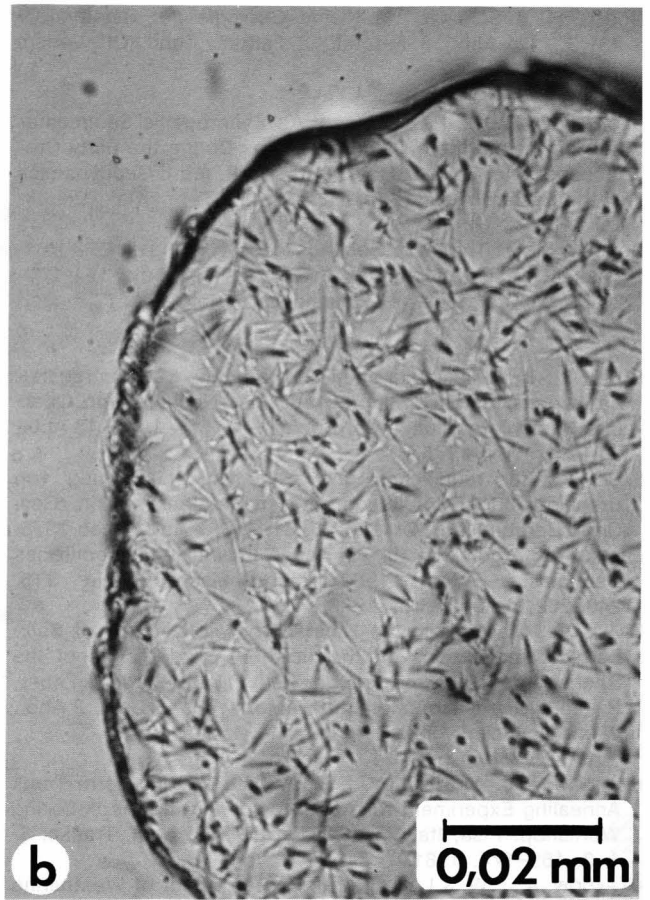
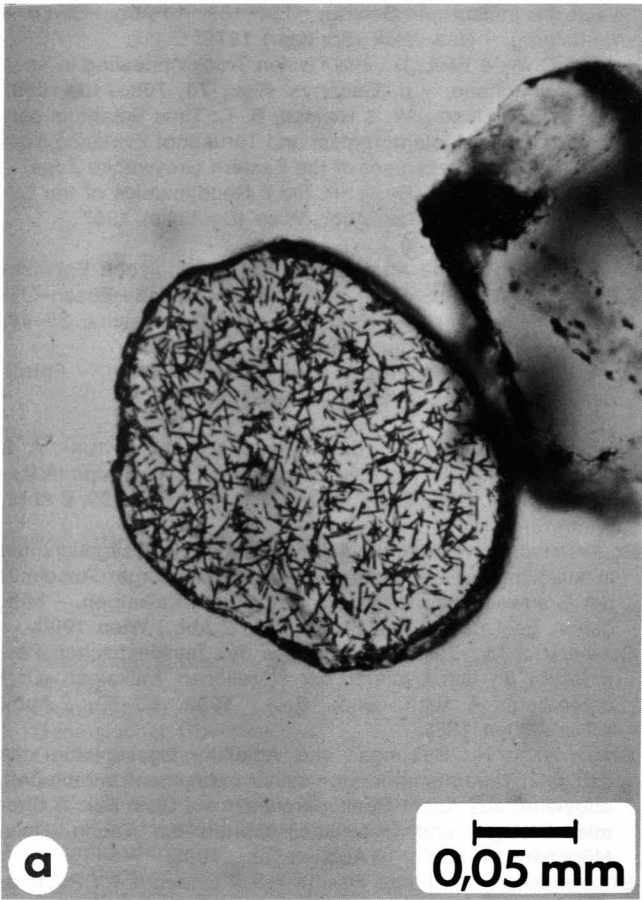
- a) Apatit (Ap) in Kontakt mit teilweise chloritisiertem Biotit.
Probe 16: Granodioritgneis des Leopold von Buch-Denkmal.
- b) Gerundetes, wahrscheinlich terrigenes Apatitkorn in einem Quarzit der Werfener Schichten (Probe 2).
- c) Idiomorpher, wahrscheinlich autigener Apatit in einem Quarzit der Werfener Schichten (Probe 2). Das ovale, hoch lichtbrechende Korn links neben dem Apatit ist ein Zirkon.
- d) Idiomorpher Apatit, der annähernd normal zur kristallographischen Hauptachse geschnitten wurde (Probe 2).
- e) Wie Fig. d, jedoch bei gekreuzten Polarisatoren.



Keine Spaltlinien im unteren Bildteil

Tafel 2

- a) Gerundeter Apatit mit homogener Spaltspurenverteilung.
Probe 10, induzierte Spaltspuren.
- b) Dasselbe Korn wie in Fig. a bei stärkerer Vergrößerung (Ölimmersion).
- c) Apatit mit äußerst inhomogener Uranverteilung. An eine Kernzone mit mittlerer Spurendichte (rechts in der Mitte) schließt eine schmale Zone mit sehr hoher Spurendichte an; der äußerste Anwachsraum ist hingegen fast frei von Uran. Der rechte Teil des Kornes ist anscheinend abgebrochen.
Probe 11, induzierte Spaltspuren.
- d) Dasselbe Korn wie in Fig. c bei stärkerer Vergrößerung (Ölimmersion). Sehr hohe Spurendichte im oberen Bildteil, jedoch keine Spaltspuren im unteren Bildteil.



Department of Geology, University College London, London WC1E 6BT

© 2000 British Microscopical Society, *Journal of Microscopy*, vol. 199, pp. 209–211

Literatur

- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., 101 Abb., 8 Fototaf., 2 Faltaf., Thun (Ott Verlag) 1976.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, 7 Abb., 2 Tab., Wien (Deuticke) 1987.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (ed.): Lectures in Isotope Geology, 194–202, 2 Abb., 1 Tab., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 1–74, 43 Abb., 10 Tab., Wien 1975.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Trubiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, 7 Abb., Wien 1978.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 249–262, 4 Abb., Graz 1983.
- FRASL, G.: Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg) – Implications on the Northern Border Zone of the Rhénodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 70–84, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
- GLEADOW, A. J. W. & DUDDY, I. R.: A Natural Long-Term Track Annealing Experiment for Apatite. – 1. Fission-Track Dating Workshop. Pisa, Italy, 10–12. Sept. 1980, Nucl. Tracks, **5**/1–2, 169–174, 1981.
- GLEADOW, A. J. W. & LOVERING, J. F.: The Effect of Weathering on Fission Track Dating. – Earth and Planet. Sci. Lett., **22**, 163–168, 2 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1974.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 197–216, 13 Abb., 2 Tab., Wien 1985.
- KIRCHNER, E. Ch.: Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit führende Kissenlava von Wienern am Grundlsee, Stmk. – Geol. Paläont. Mitt., **7/2**, 1 Abb., Innsbruck 1977.
- KIRCHNER, E. Ch.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 385–396, 6 Abb., 2 Tab., Wien 1980.
- KRALIK, M.: Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 7–16, Graz 1983.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. M.: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, 4 Abb., 1 Faltaf., Wien (Deuticke) 1987.
- KUNZ, B.: Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterreichs. – Mitt. österr. geol. Ges., **68**, 51–58, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien 1978.
- MALZER, O.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **97/1**, 20–28, 11 Abb., Hamburg 1981.
- MANDL, G. W.: Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 55–76, 6 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Wien 1982.
- NAESER, C. W.: Fission-Track Dating and Geologic Annealing of Fission Tracks. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (ed.): Lectures in Isotope Geology, 154–169, 14 Abb., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- NAESER, C. W. & FAUL, H.: The Fission Track Annealing in Apatite and Sphene. – J. Geophys. Res., **74**, 705–710, 1969.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: Time Relations between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 263–271, 6 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). – In: Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–48, 3 Abb., Wien (Springer) 1980.
- ODIN, G. S.: The Phanerozoic Time Scale Revisited. – Episodes, **1982/3**, 3–9, 5 Abb., Ottawa 1982.
- SCHNABEL, W.: Leopold v. Buch Memorial. – In: MATURA, A. & SUMMESBERGER, H. (ed.): Geology of the Eastern Alps (A Review). – Abh. Geol. B.-A., **26e** C. G. I., **34**, 158–159, 2 Abb., Wien 1980.
- SCHRAMM, J. M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 379–384, 2 Abb., Wien 1980.
- SCHRAMM, J. M.: Zur Metamorphose des feinklastischen Permoskyth im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 63–72, 2 Abb., 4 Tab., Wien 1982.
- STAUFENBERG, H.: Hebungs- und Abkühlungsgeschichte des östlichen Tauernfensters und seiner ostalpinen Umrahmung, abgeleitet aus Apatit-Spaltspurenaltern. – Diss. Fak. f. Chemie, Biologie und Geowissenschaften der Techn. Univ. München, VI+78 S., 16 Abb., 2 Tab., 1985.
- STAUFENBERG, H.: Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, 10 Abb., 1 Tab., Wien 1987.
- TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1981.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II: Außerzentralalpiner Anteil. – XVI+710 S., 287 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, 6 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Faltaf., Wien 1987.
- WAGNER, G. A.: Fission Track Dating of Apatites. – Earth Planet. Sci. Lett., **4**, 411–415, 4 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1968.
- WAGNER, G. A.: Apatite Fission-Track Geochrono-Thermometer to 60°C: Projected Length Studies. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **72**, 145–153, 8 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1988.
- WAGNER, G. A. & ZAUN, P. E.: Spaltspuren – Uhr und Thermometer für Gesteine. – Geowissenschaften in unserer Zeit, **1985/4**, 127–134, 13 Abb., Weinheim (VCH Verlagsgesellschaft m. b. H.) 1985.
- WIDDER, R. W.: Neuinterpretation des Buchdenkmalgranites. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 287–307, 8 Abb., Wien 1986.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. Oktober 1988.