

DIE GEOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES SÜDLICHEN RAABALPEN- UND WECHSELKRISTALLINS

P. PEINDL, F. NEUBAUER, G. MOYSCHWITZ, H. REINDL
& E. WALLBRECHER

Adresse der Autoren: Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Das südliche Raabalpen- und das Wechselkristallin sind Teile des Unterostalpins am Alpenostrand. Das Unterostalpin besteht hier vorwiegend aus präalpidischem Grundgebirge, das vor allem am Nordrand von permomesozoischen Sedimenten überlagert wird (Abb. 1). Das Unterostalpin wird vom Penninikum unterlagert, welches weiter östlich im Rechnitzer und Bernsteiner Fenster auftaucht.

Im Norden lagert auf permomesozoischen Sedimenten (Semmering-Mesozoikum), die als Deckenscheider fungieren, das mittelostalpine Kristallin auf (Troiseck-Flöning- und Rennfeld-Kristallin), im Westen das Angerkristallin, das als Teil des Grazer Paläozoikums angesehen wird. Im Süden liegen auf dem kristallinen Grundgebirge die neogenen Sedimente des Steirischen/Pannonischen Beckens auf, das mit flachen Buchten weit in das Kristallin hineingreift. Breitflächige neogene Verwitterungsdecken und damit verbundene Aufschlußarmut, sowie die mitunter etwas monotone, schwer untergliederbare Lithologie machten dieses Areal zum schlecht behandelten Stiefkind der österreichischen Geologie.

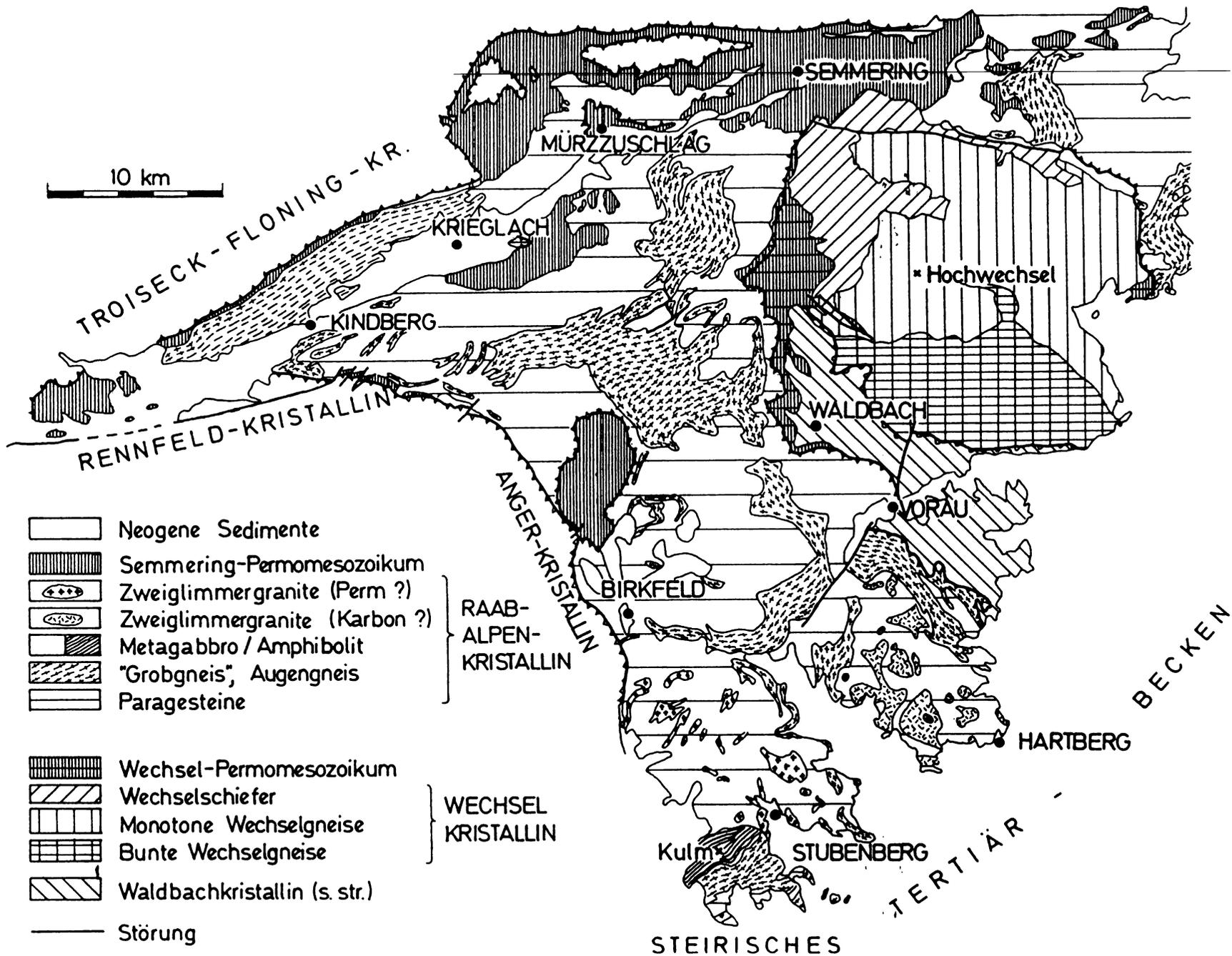
Es lassen sich drei verschiedene tektonostratigraphische Grundgebirgseinheiten unterscheiden, die teilweise vor allem in den nördlichen Arealen durch permomesozoische Sedimente getrennt werden (Abb. 1). Man unterscheidet von unten nach oben das Wechselkristallin, das Waldbachkristallin und das Raabalpenkristallin.

WECHSELKRISTALLIN

Das Wechselkristallin bildet den Kern des Wechseldomes, dem v.a. im Westen Permomesozoikum auflagert (FAUPL, 1970; HUSKA, 1970, VETTERS, 1970).

Das Wechselkristallin wird untergliedert in einen Wechselgneis-Komplex im Liegenden und in die darauf auflagernden Wechselschiefer. Im Wechselgneis-Komplex lassen sich zwei lithologische Teileinheiten unterscheiden (Abb. 1, 2):

Abb. 1: Stark vereinfachte geologische Karte des Raabalpen- und Wechselkristallins (nach FLÜGEL & NEUBAUER, 1984, und FUCHS & GRILL, 1984).





+ | - | - | - | 0-5°, 6-30°, 31-60°, 61-85°, 86-90°

Abb. 2: Geologische Karte des südlichen Wechselkristallins.

(1) Helle, monotone Albitporphyroblastenschiefer ("monotone Wechselgneise") werden mehr als 1 000 m mächtig. Sie führen nur selten Einschaltungen von Grünschiefern und Epidotamphiboliten (bzw. Prasiniten).

(2) Eine "Serie der bunten Wechselgneise" baut vorwiegend den Südteil des Wechseldomes auf. Diese Serie wird von den hellen, monotonen Wechselgneisen durch einen granatführenden Glimmerschiefer getrennt (Abb. 2). Die Serie der bunten Wechselgneise besteht aus graphitisch pigmentierten Albitporphyroblastenschiefern und -gneisen, granatführenden Glimmerschiefern, hellen und dunklen Quarziten, Schwarzschiefern, Epidotamphiboliten und Grünschiefern.

Die Wechselgneise lassen sich geochemisch vorwiegend von Grauwacken ableiten (Abb. 3). Die chemische Zusammensetzung der mafischen Gesteine entspricht subalkalischen Basalten, die sich am ehesten mit kalkalkalischen Basalten vergleichen lassen (Abb. 3). Die Geochemie der Orthogneise ist komplex, jedoch sprechen die SE-Elementmuster für kalkalkalische Ausgangsgesteine.

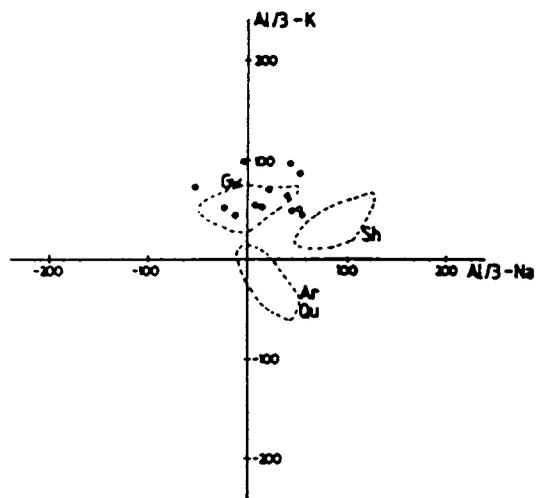
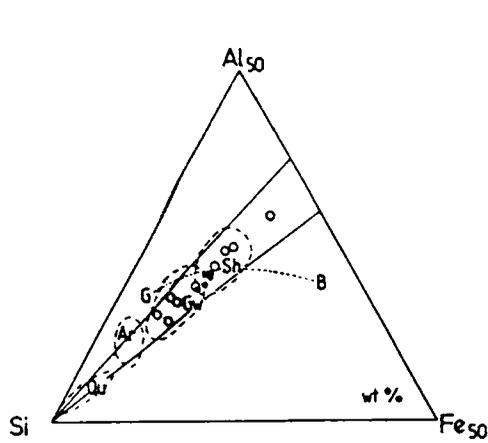
Der Wechselgneis-Komplex wird am West- und am Nordrand von den Wechselschiefern überlagert, die sich in die Liegenden Wechselschiefer und Hangenden Wechselschiefer gliedern lassen (FAUPL, 1970; VETTERS, 1970).

Die prägende Metamorphose des Wechselkristallins erreicht Grünschieferfazies und ist alpidischen Alters. Im südlichen Areal der Wechselgneise finden sich Relikte einer stärkeren Metamorphose (FAUPL, 1972) in Bereichen, die hier aus lithologisch-tektonischen Gründen dem Wechselgneis-Komplex zugerechnet werden.

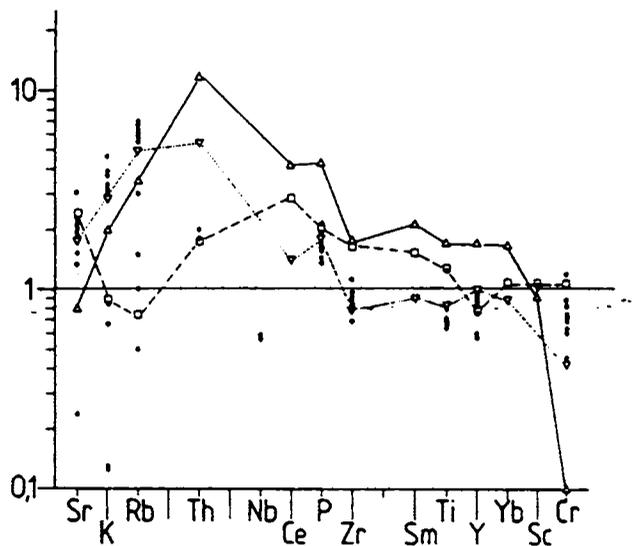
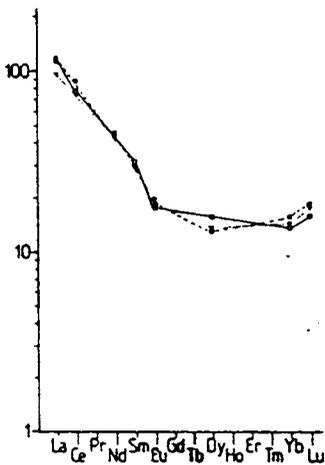
WALDBACHKRISTALLIN

Das Waldbachkristallin im engeren Sinne besteht aus Glimmerschiefern und Phylliten/Phylloniten, die von einer Serie von Hornblendegneisen, sehr varietätenreichen Amphiboliten, Schwarzschiefern, grobknotigen Granatglimmerschiefern und Augengneisen überlagert werden (FAUPL, 1972; SCHWINNER, 1932). Diskordante Pegmatite sind im Ostteil verbreitet. Diese Serie führt eine größere Zahl von schichtgebundenen Vererzungen (Eisensulfide, Siderit, Cu, As, Au etc. - TUFAR, 1963, 1981). Das Waldbachkristallin steht damit in der Zusammensetzung dem unterlagernden Wechselkristallin wie auch dem überlagernden Raabalpenkristallin fremd gegenüber.

Wechselgneise:



Grünschiefer / Epidotamphibolite:



Orthogneise:

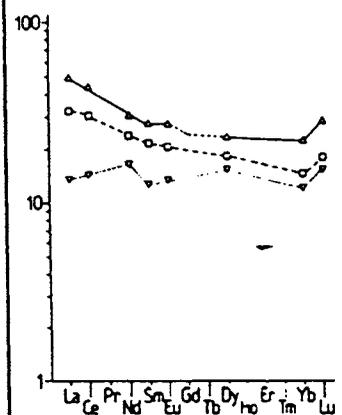
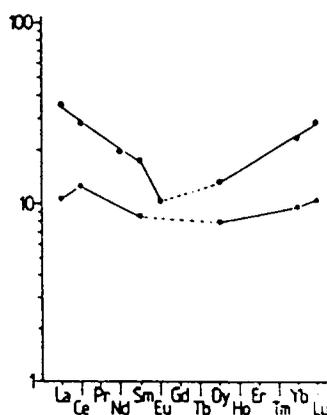
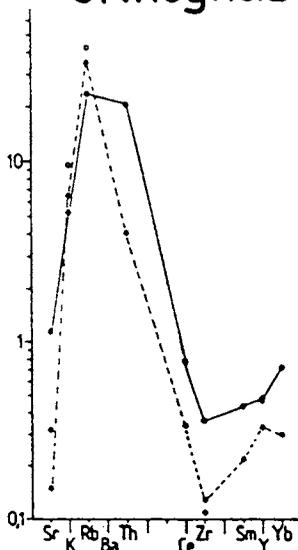


Abb. 3: Geochemische Parameter der Wechselgneise, der Epidotamphibolite/Grünschiefer und Orthogneise des südlichen Wechselkristallins.

RAABALPENKRISTALLIN

Das Raabalpenkristallin besteht aus den monotonen Strallegger Gneisen (Migmatite), den Tommer-Glimmerschiefern und den Birkfelder Quarzphylliten, die alle seltene Einschaltungen anderer Metamorphite führen und eine Suite von weitverbreiteten Granitoiden und seltenen Gabbros beinhalten (KOLLER & WIESENER, 1981; SCHWINNER, 1935). Die prägende Metamorphose der Paragesteine ist präalpidisch und erreicht die partielle Anatexis von Metapeliten. Diese Metamorphose wird längs flacher Mylonitzonen, die vorwiegend aus Weißschiefern oder Leukophylliten bestehen, von einer alpidischen Metamorphose überprägt (WIESENER, 1971).

Paragesteine

Die Strallegger Gneise sind migmatitische, meist stromatitische biotitreiche Paragneise, die lokal Disthen, Sillimanit und/oder Andalusit führen. Diese Gneise finden sich vorwiegend im Südteil des Gebietes. Als Einlagerungen sind Disthenquarzite, maximal wenige Meter dicke Amphibolitlinsen, hornblendeführende Glimmerschiefer und ein einzelnes Vorkommen von Marmor zu nennen.

Die Migmatite weisen großteils eine stromatitische Foliation auf, die bei ihrer Bildung boudiniert werden kann; in den Dehnungsrissen sammelt sich Leukosom. Durch eine jüngere Metamorphose ist der migmatitische Mineralbestand, besonders im Melanosom, weitgehend verändert. Gut erhaltene Migmatite finden sich v. a. im Gebiet zwischen Vorau und Birkfeld.

Die Amphibolite, die im Südostteil des Raabalpenkristallins auftreten, lassen sich grob in drei Gruppen gliedern:

(a) **Klinopyroxenführende Amphibolite mit brauner Hornblende:** Diese Amphibolite treten immer im Verband mit den Graniten auf, soweit es sich bei den schlechten Aufschlußverhältnissen beurteilen läßt, in Form mehr oder weniger großer Schollen innerhalb von Granitoiden. Die Vermutung liegt daher nahe, daß sie bei der Intrusion der Granite aus größerer Tiefe mitgebracht wurden.

(b) **Amphibolite und Hornblendegneise mit (zumindest im Kern) brauner Hornblende:** Sie bilden Züge von meist wenigen hundert Metern Länge und wenigen Metern scheinbarer Mächtigkeit, die nur durch Lesesteine auszukartieren sind. Die Beziehung zum Nebengestein ist daher unklar, jedoch scheint es sich um einzelne Schollen oder boudinierte Körper zu handeln.

(c) **Amphibolite mit grüner und/oder farbloser Hornblende:** Hier handelt es sich um Produkte der retrograden Umwandlung der Gruppen (a) und (b).

Granatglimmerschiefer, Orthogneise, Phyllonite, Weiß-

schiefer, Mylonite: Bei dieser Gesteinsgruppe handelt es sich um stark deformierte und - im Vergleich zum präalpidischen Metamorphosehöhepunkt - retrograd metamorphe Migmatite und Granite.

Die **Tommer-Glimmerschiefer** sind granatführende Glimmerschiefer, die häufig Serizitpseudomorphosen nach Staurolith führen. Sie treten bevorzugt südwestlich des Wechselseifers auf.

Der **Birkfelder** und **Mürztaler Quarzphyllit** haben im nördlichen Raabalpenkristallin große Verbreitung. Sie sind in der Regel Phyllonite (v.a. Mürztaler Quarzphyllit), da häufig sowohl eine sekundäre Korngrößenverkleinerung als auch ein retrograder, grünschieferfazieller Mineralbestand zu erkennen sind. Minerale einer stärkeren Metamorphose, wie z.B. Granat, Staurolith, Andalusit, Disthen etc., sind lokal noch erkennbar. Einlagerungen sind selten und geringmächtig. Turmalinfelse, Grünschiefer/Amphibolite und helle Quarzite sind die häufigsten Einschaltungen (CORNELIUS, 1952; MOREAU, 1981; SCHWINNER, 1935).

Plutonite

In den im allgemeinen flachlagernden Paragesteinen stecken in großer Verbreitung verschiedene granitoide Gesteine, deren Vielfalt erst durch die laufenden Arbeiten sichtbar wird, und einzelne Gabbrokörper. Es lassen sich folgende Typen unterscheiden:

(1) Als "Grobgneis" wird ein flachlagernder, weitverbreiteter Kalifeldspat-Augengneis verstanden, der 1 bis 10 cm große porphyrische Kalifeldspäte führt. Die modale Zusammensetzung ist granitisch. Die Augen werden von bis zu mehreren Zentimeter großen Alkalifeldspatporphyroklasten gebildet. Die Matrix besteht aus Quarz, Muskovit, Plagioklas, etwas Biotit, Chlorit, Epidot. Tonalitische Gneise (Plagioklas, Quarz, Biotit) sind lokal eingeschaltet (NEUBAUER, 1983; PAHR, 1972). Geochemische Daten belegen, daß die Grobgnese eine normalgranitische Zusammensetzung besitzen. SE-Elementmuster (KIESL et al., 1983) zeigen eine starke Anreicherung der leichten SE und eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie (Abb. 4). Ein weiteres, damit kompatibles SE-Elementmuster eines Grobgnaises ist in Abb. 5 dargestellt.

Eine Rb-Sr-Isochrone der Grobgnese lieferte einen Alterswert von 338 ± 12 Ma, und ein Initial von $0,7071 \pm 0,0006$ (SCHARBERT, dieser Exkursionsführer).

(2) Der altbekannte **Birkfelder Metagabbro** ist an den Rand des Grobgnaises gebunden (SCHWINNER, 1935) und steht möglicherweise im Zusammenhang mit der Bildung eines Plutons des Grobgnaises. Eine weitere, winzige Linse eines metamorph stark überprägten Metagabbros findet sich 400 m SSE der Ortschaft Pöllauberg (PEINDL, in prep.).

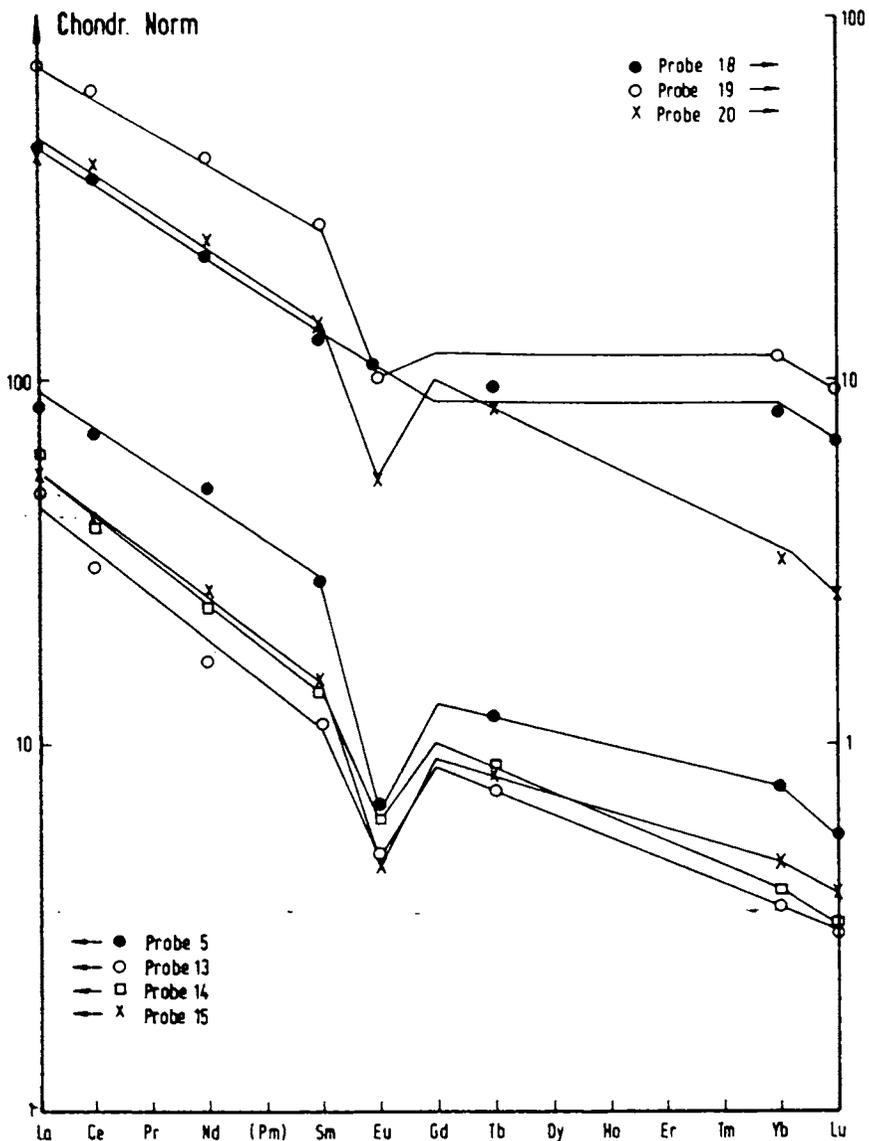


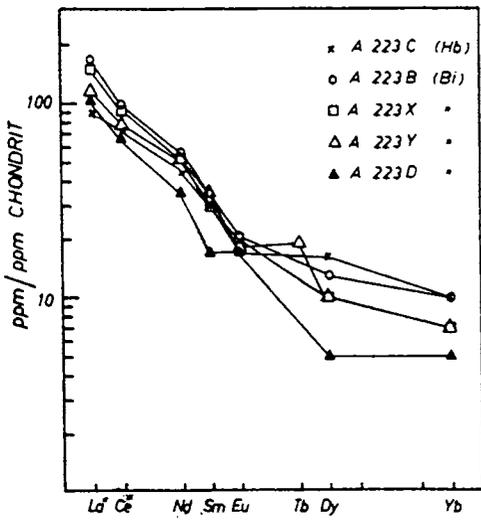
Abb. 4: SE-Elementmuster der Grobgnese (aus KIESL et al., 1983).

(3) **Metatonalite:** Metatonalite außerhalb des Grobgnaises treten nur in einem Aufschlußbereich in Form geringmächtiger Gänge als Hornblende- bzw. Biotittonalite auf. Die Rb-Sr-Datierung ergab ein Intrusionsalter von 343 ± 20 Ma bei einem Sr - Initial von 0.7057 ± 0.0003 (Abb. 6).

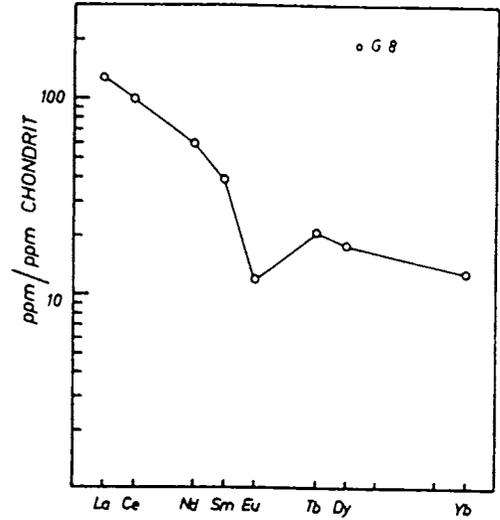
Modalbestand (Durchschnittswerte):

	Hornblendetonalit	Biotittonalite
Quarz	14 %	33 %
Plagioklas	34 %	45 %
Biotit	10 %	21 %
Hornblende	38 %	-
Rest	4 %	1 %
	-----	-----
	100 %	100 %

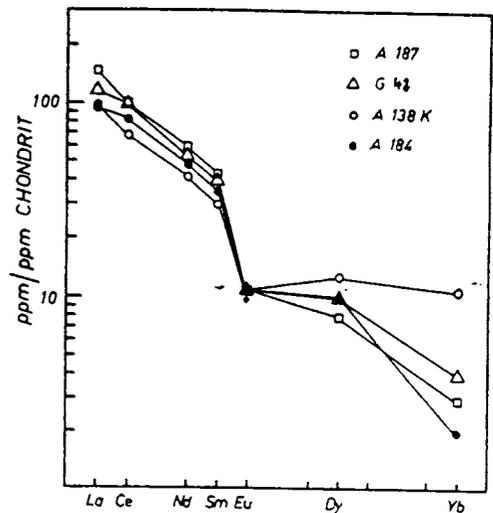
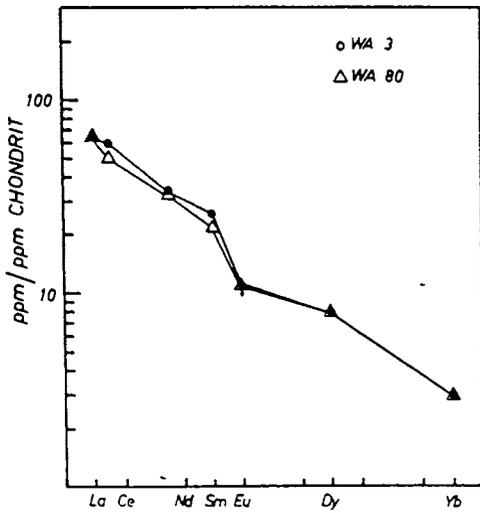
Metatonalit



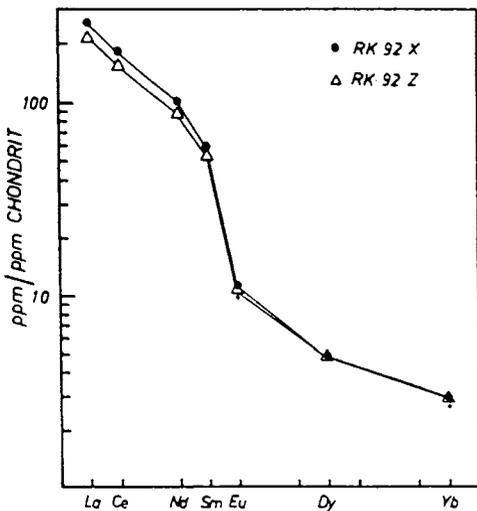
Grobgneis



Zweiglimmergranit (Karbon ?)



Zweiglimmergranit (Karbon?)



Zweiglimmergranit (Perm?)

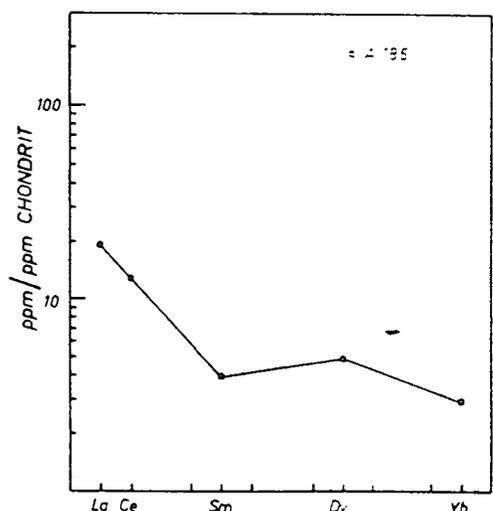


Abb. 5: SE-Elementmuster der granitoiden Gesteine des Gebietes Hartberg - Masenberg.

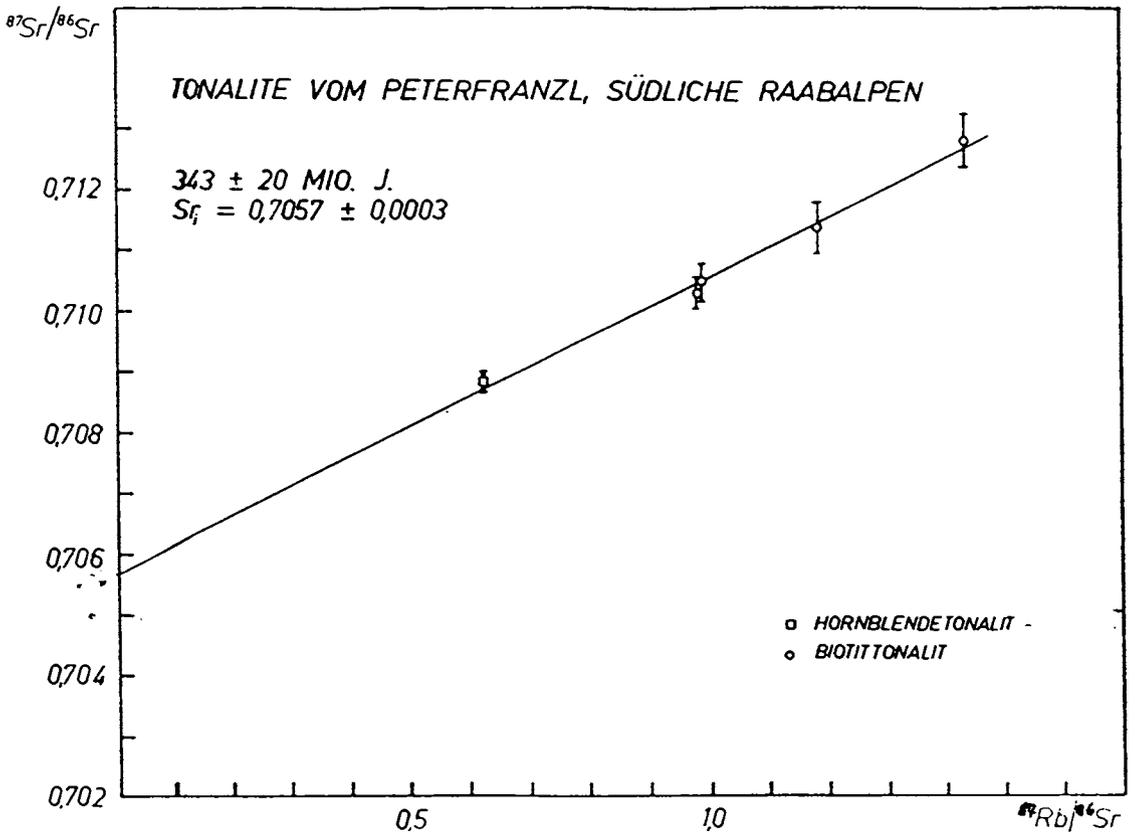


Abb. 6: Rb-Sr-Isotopenentwicklungsdiagramm der Tonalitgneise.

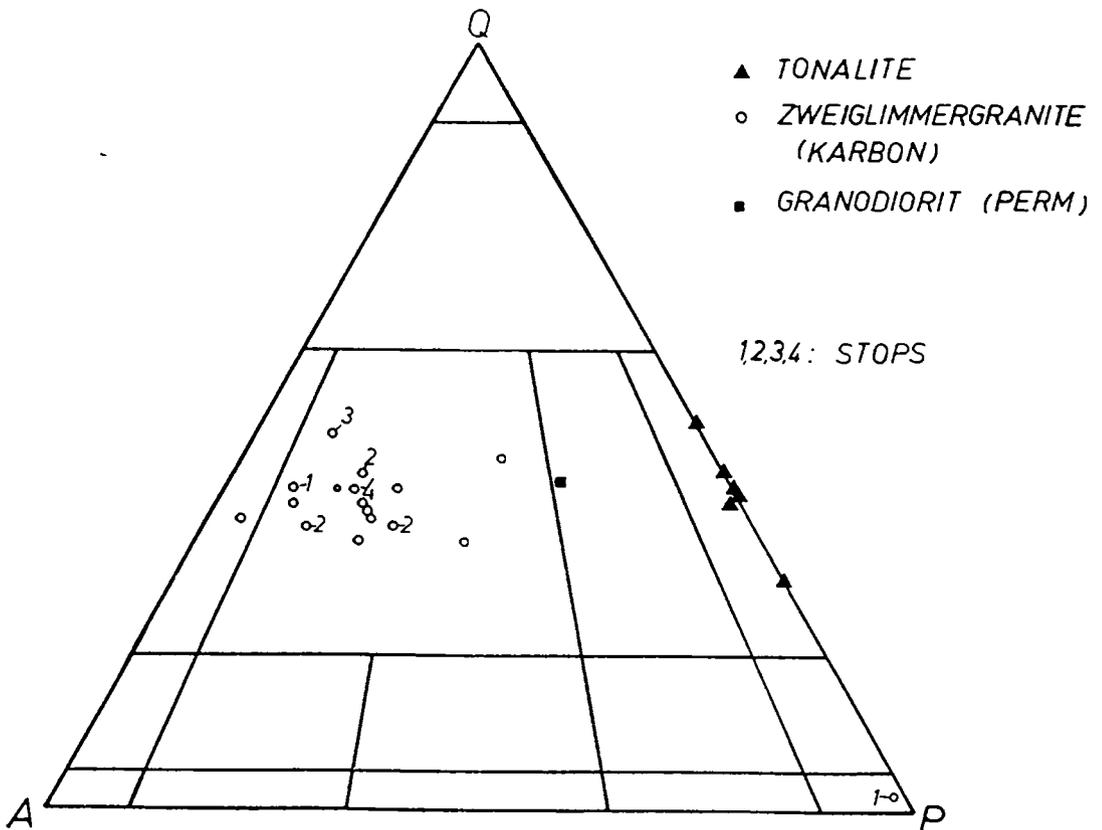


Abb. 7: Die granitoiden Gesteine des Gebietes Hartberg Masenberg im STRECKEISEN-Diagramm.

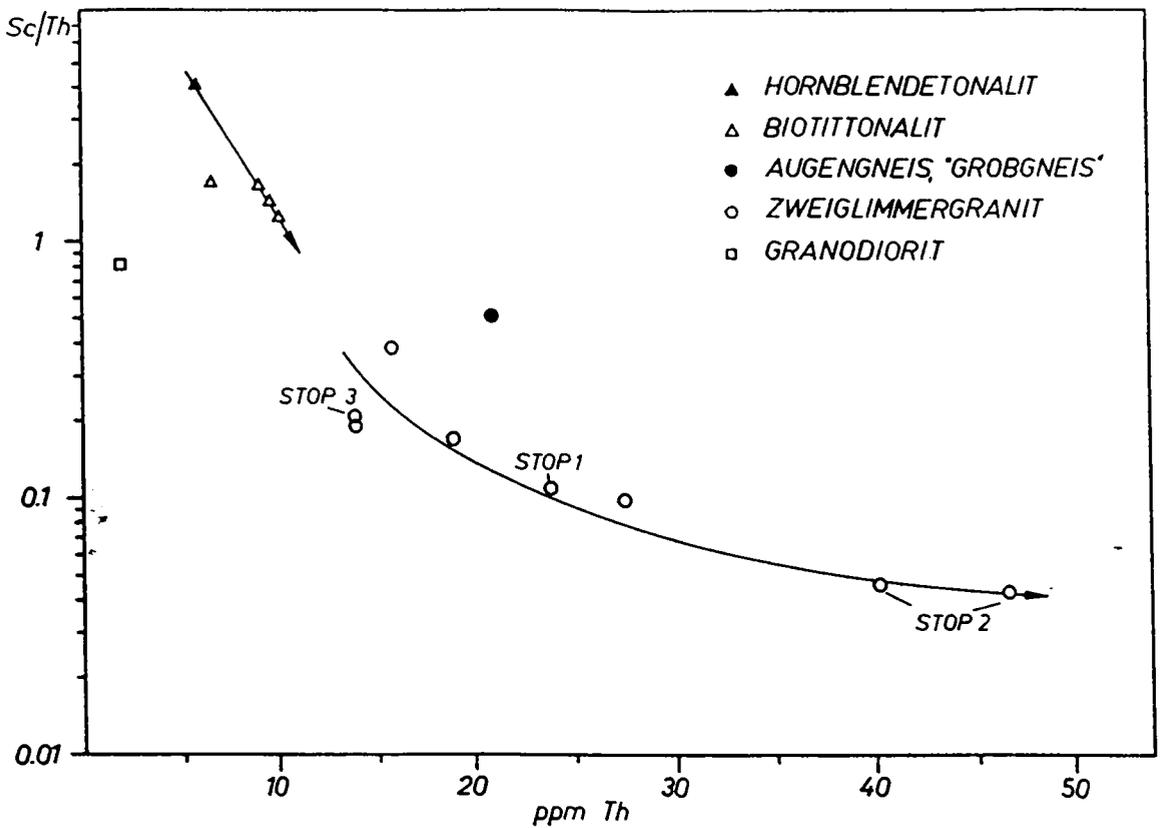


Abb. 8: Die granitoiden Gesteine des Gebietes Hartberg - Masenberg im Sc-Th-Variationsdiagramm.

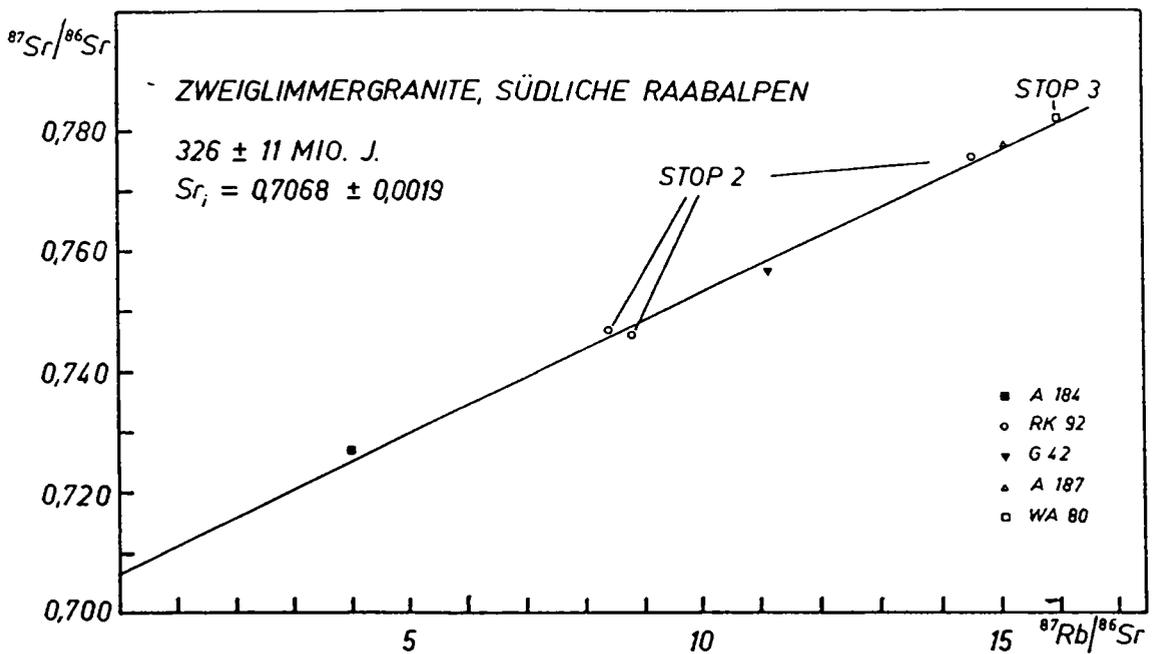


Abb. 9: Rb-Sr-Isotopenentwicklungsdiagramm der Zweiglimmergranite des Gebietes Hartberg - Masenberg.

Die Lage der Tonalite im Streckeisendiagramm ist in Abb. 7 wiedergegeben. Die SE-Elementmuster sind in Abb. 5 dargestellt. Als Beispiel für die Fraktionierungsentwicklung ist das Sc-Th-Variationsdiagramm wiedergegeben (Abb. 8).

(4) **Zweiglimmergranite:** Die relativ feinkörnigen (Korngröße bis etwa 5 mm), in Zusammensetzung und Gefüge variablen, hellen Subsolvusgranite führen Biotit und Muskovit mit wechselnden Anteilen. Diese Zweiglimmergranite treten in einer Reihe isolierter Körper auf, die gelegentlich gut erkennbare, diskordante Kontakte zum Nebengestein haben. Beide Glimmer werden durch kräftige Metamorphose nach der Intrusion instabil: Muskovit zerfällt prograd unter Sillimanitbildung. Es bildet sich die Paragenese Biotit + Granat II + Alumosilikat.

Die Rb-Sr-Datierung dieser Zweiglimmergranite ergab eine Errorchrone mit 326 ± 11 Ma bei einem Sr-Initial von $0,7068 \pm 0,0019$ (Abb. 9). Verantwortlich für die Errorchrone dürfte nicht genügend homogenes Ausgangsmaterial für die Aufschmelzung gewesen sein. Die SE-Elementmuster sind in Abb. 5 wiedergegeben. Zur Lage von Modalbestandsanalysen im Streckeisendiagramm siehe Abb. 7. Der Fraktionierungstrend ist im Sc-Th-Variationsdiagramm dargestellt (Abb. 8).

Die zunehmende Fraktionierung dieser Zweiglimmergranite gegenüber den Grobgneisen und Metatonaliten ist einerseits in den SE-Elementmustern, andererseits auch im Sc-Th-Variationsdiagramm, wie auch in den relativ hohen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen gut zu erkennen.

(5) Von den Grobgneisen deutlich unterschieden sind **granatführende Zweiglimmergranitgneise**, die in der Umgebung der Talklagerstätte Rabenwald, aber auch im Gebiet zwischen Masenberg und Hartberg auftreten.

In der Umgebung von Hartberg handelt es sich um einen hellen, **massigen Granodiorit** (Korngröße um 5 mm) mit bis zu 15 mm großen schwarzen Flecken, bei denen es sich um magmatische Muskovite handelt, deren Phengitkomponente instabil wird und das Neuwachstum von Biotit ermöglicht.

Diese massigen Granitoide von Hartberg liegen im STRECKEISEN-Diagramm im Granodioritfeld (Abb. 7). Im Sc/Th-Variationsdiagramm liegt dieses Gestein ganz abseits, siehe dazu Abb. 8. Es existiert allerdings nur eine Analyse der SE-Elemente, siehe dazu Abb. 5. Die chondritisch normalisierten Werte sind auffallend niedrig und schwer zu erklären, wenn man den hohen Al-Gehalt und die negative Eu - Anomalie berücksichtigt. Die aufgeschmolzenen Verwitterungsprodukte eines basischen Gesteines könnten eventuell ein derartiges SE-Elementmuster ergeben.

Eine Rb-Sr-Errorchrone der Granitgneise des Rabenwaldes und des Gebietes Stubenberg zeigt einen Alterswert von 243 ± 12 Ma bei einem hohen Initial von $0,7234$ (SCHARBERT, dieser Exkursionsführer). Die Bedeutung dieser Errorchrone ist unklar, könnte aber nach SCHARBERT durchaus ein realistisches, permisches Alter wiedergeben.

Damit kann man zwei Episoden von Granitoidintrusionen auseinanderhalten, eine karbonische Episode, die die Metatonalite, Grobgneise und Zweiglimmergrnaite des Hartberger Gebietes produzierte, und eine permische Episode, die diskordante Granitstöcke des Rabenwaldes zwischen Stubenberg und Birkfeld bildete.

Auf Grund geochemischer und petrographischer Kriterien kann man die Grobgneise und fraglich karbonischen Zweiglimmergranite als kollisionale Granite aufzufassen. Die untersuchten permischen Granite des Hartberger Gebietes sowie die Tonalite deuten auf einen subduktionsbezogenen, kalkalkalischen, oder, eher realistisch, auf einen postkollisionalen "Caledonian I-Typ"-Magmatismus.

METAMORPHOSE DES RAABALPENKRISTALLINS

1. Variszischer Metamorphosepfad

Das Alter der Migmatitbildung ist nicht datiert, aber aus der Konstruktion des Metamorphosepfades ergibt sich, daß die Migmatitisierung zu variszischer Zeit erfolgt sein dürfte (Abb. 10). Weitere Hinweise darauf sind die meist diffusen Übergänge zwischen den Migmatiten und den als variszisch datierten Graniten sowie das Vorhandensein von nur einer prä-migmatitischen Granatgeneration (Granat I). Cordierit fehlt.

Nach der Anatexis kommt es im Karbon zur Intrusion der Tonalite und der Zweiglimmergranite. Dabei trocknet der gesamte Gesteinsverband aus: Ein Teil des Wassers wird durch (OH)-führende Minerale gebunden, ein anderer entweicht und bildet als pneumatolytische Restlösung die spärlich vorhandenen Pegmatite. Da Karbonate fehlen, ist eine Verdünnung des Fluids durch CO_2 unwahrscheinlich. Durch die H_2O -Untersättigung wird die Schmelzkurve für granitische Gesteine in Richtung zu höherer Temperatur verschoben. Durch weiteren Temperaturanstieg kann es nun neuerlich zu Dehydratations- und Schmelzreaktionen kommen, es werden folgende Paragenesen gebildet:

- * Biotit + Disthen + Granat II (höherer Druck),
- * Biotit + Sillimanit + Granat II (niedrigerer Druck),
- * prograder Muskovitzerfall unter Bildung von Alumosilikat.
- * Sehr selten sind "eingefrorene", maximal cm^3 - große, stark sillimanitführende Teilschmelzen in den Graniten zu beobachten.

Im permischen Zweiglimmergranit fehlen diese Hochtemperaturreaktionen, das erlaubt die Einengung des Metamorphosehöhepunktes auf den Zeitraum etwa zwischen 340 und 240 Ma.

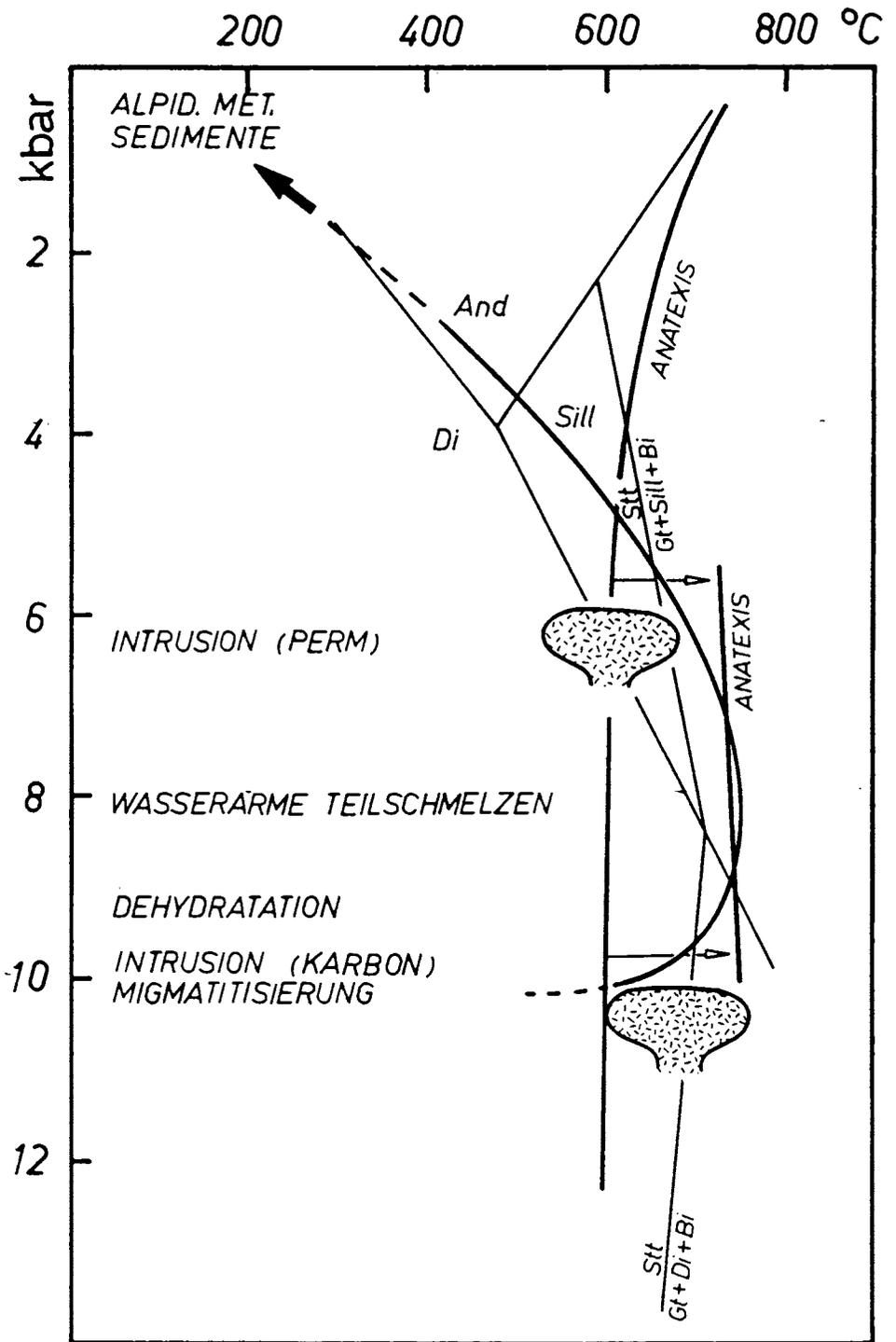


Abb. 10: Der variszische Metamorphosepfad des südöstlichen Raabalpenkristallins.

Auf die pT-Bedingungen bei der Intrusion des permischen Granodiorites gibt es keine Hinweise, außer dem Fehlen von Cordierit.

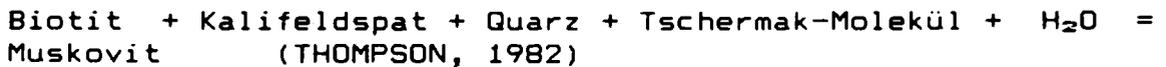
Der variszischen Abkühlungsgeschichte eindeutig zuzuordnende Paragenesen fehlen, Sillimanit und Disthen bleiben stabil.

Alpidisch metamorphe Sedimente im N-Teil der Raabalpen beweisen, daß das Gesteinspaket im Mesozoikum nahe der Erdoberfläche war und erst alpidisch wieder versenkt wurde.

2. Alpidischer Metamorphosepfad

Die alpidisch gebildeten Gesteine sind die Granatglimmerschiefer, Orthogneise, Phyllonite, Weißschiefer, Mylonite.

Die Charakteristika der alpidischen Metamorphose sind das starke Granatwachstum (Granat IIIa und IIIb) sowie die Umwandlung von Biotit zu Muskovit, etwa nach folgender Reaktion:



Auf die Art der Granat III bildenden Reaktion fehlen die Hinweise. Sehr selten tritt junger Staurolith auf, alpidisch gebildeter Andalusit fehlt.

Da sich Mineralparagenesen in Gesteinen, die deformiert werden, besonders schnell durch erleichterten Fluidzutritt neuen pT - Bedingungen anpassen, ist es schwierig, den alpidischen Metamorphosehöhepunkt zu fassen.

MOREAU (1981) beschreibt in seiner Dissertation über die benachbarte Talklagerstätte Rabenwald die Paragenesen:

* Talk + Muskovit,

* Mg Chlorit + Phlogopit,

und engt aufgrund der Paragenese Quarz + Disthen + Phengit + Mg-Chlorit die Bildungsbedingungen für die dort vorkommenden "Kornsteine" (= Orthogneismylonite) folgendermaßen ein (Abb. 11):

Druck: > 4 kbar, Temperatur: 520 - 600 °C.

STRUKTUR UND DEFORMATION

Sowohl Wechsel- und Waldbach- als auch das Raabalpenkristallin sind präalpidisch deformiert. Allerdings fehlen darüber detaillierte, zusammenhängende Untersuchungen, die über Einzelbeobachtungen hinausgehen. Die heute vorliegende

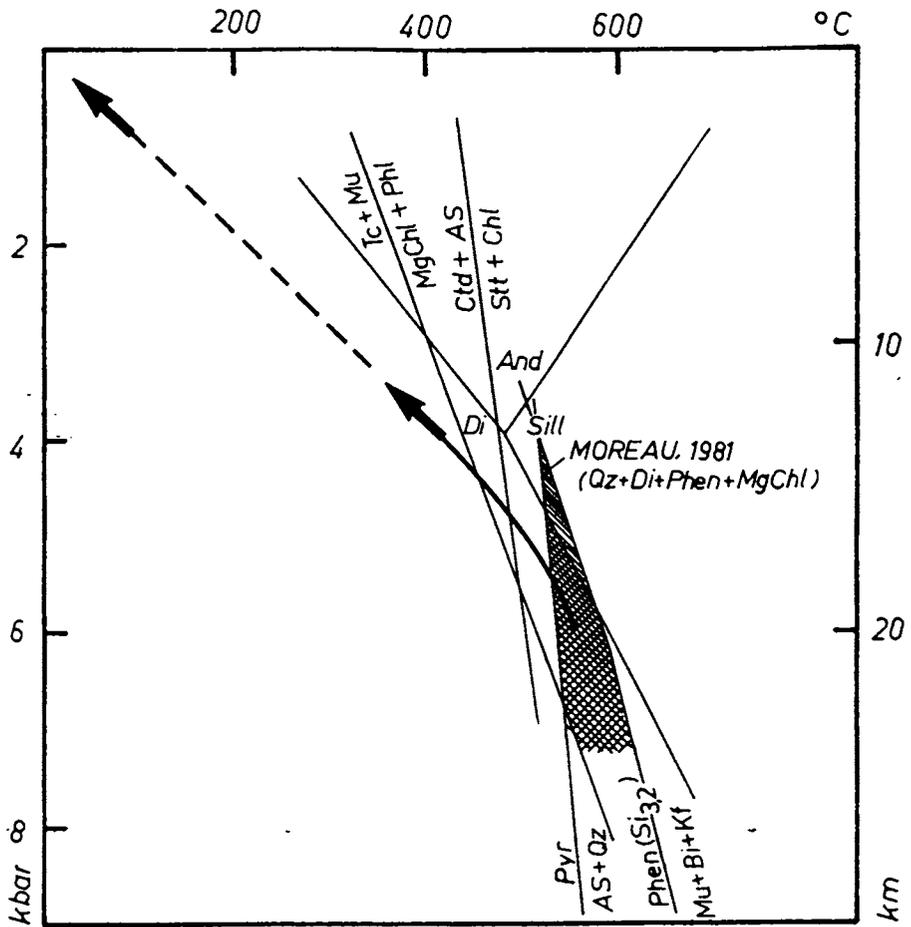


Abb. 11: Der alpidische Metamorphosepfad des südlichen Raabalpenkristallins (tw. n. MOREAU, 1981).

vertikale Stapelung ist das Ergebnis eines alpidischen Deckenbaues. Dieser Deckenbau läßt sich durch rampenartig von S nach N aufsteigende Scherzonen erklären, die aus dem Grundgebirge heraus in permomesozoische Sedimente klettern. Dadurch bedingt fehlen im S permomesozoische Sedimente, während am Nordrand relativ vollständige permomesozoische Sedimentstapel in Falten, bzw. Faltendecken vorliegen (siehe TOLLMANN, 1977, 1980 cum lit.). Dieser großräumigen vertikalen Stapelung ist ein Schuppenbau innerhalb des Raabalpenkristallins zuzuordnen, in dem längs großer flachliegender Mylonitzonen eine Reihe von Kristallinschuppen vertikal gestapelt wurde (MOREAU, 1981). Die duktilen Scherzonen bestehen aus den weitverbreiteten Weißschiefern (oder auch Leukophylliten), die im wesentlichen als metasomatisch veränderte Orthogneise aufgefaßt werden können (MODJTAHEDI & WIESENER, 1974; MOREAU, 1981; PROCHASKA, 1986; REINDL, 1989). In diesen Scherzonen ist auch Talk angereichert, z. B. in der Lagerstätte Rabenwald. Die Scherrichtung ist dabei im Abschnitt Birkfeld Vorau gegen N bis NNE gerichtet (REINDL, 1989). Im Südostteil des Raabalpenkristallins treten vergleichbare duktile Scherzonen auf, die allerdings eher für eine vorwiegend ENE - WSW orientierte koachsiale Dehnung, d.h. für Krustenausdünnung sprechen (PEINDL, in prep.).

Das Alter der prägenden Metamorphose innerhalb des Wechselfensters ist nicht datiert. Die Bildung der Albitporphyroblasten ist vermutlich alpidisch. Die heutige Struktur des Wechselfensters ist die eines Domes. Im Inneren dieses Domes herrscht koachsiale Deformation vor, die der Aufdomung zugeordnet werden kann. Es kommt zur Ausbildung einer flachliegenden Schieferung, von Falten mit flacher Faltenachsenfläche und von steilen "Alpinen Klüften", die auf vertikale Krustenausdünnung während des Aufstieges hinweisen. Dem Aufstieg können ebenfalls verschiedene Mylonitzonen zugeordnet werden, die abschiebenden Charakter zeigen. So eine SSW-abschiebende Mylonitzone ist z. B. die Grenze zwischen Wechsel- und Waldbachkristallin. Im W des Wechselfensters sind W-Abschiebungen ausgebildet, im E des Domes E-Abschiebungen.

LITERATUR

CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag, 1 : 75.000). - Jb. Geol. Bundesanst., Sdbd. 4, 1-94, Wien.

FAUPL, P. (1970): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 22-51, Wien.

FAUPL, P. (1972): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 22-51, Wien.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark, 1 : 200.000. - Wien (Geologische Bundesanstalt).

- FRIEDRICH, O.M. (1947): Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. - Berg- Hüttenmänn. Mh., 92, 66-85, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000. - Wien (Geologische Bundesanstalt).
- HADITSCH, J.G. (1970): Die Hangbewegungen in der Umgebung des Granitsteinbruches von Stubenberg (Steiermark). I. Teil: Art und Ausmaß der Gleitungen. - Mittbl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 1970, H. 1/2, 1-22, Graz.
- HADITSCH, J.G. (1970): Die Hangbewegungen in der Umgebung des Granitsteinbruches von Stubenberg (Steiermark). II. Teil: Bemerkungen zum mineralogischen Aufbau, zur technischen Gesteinsbeschreibung und Folgerungen aus den Untersuchungsergebnissen. - Mittbl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 1971, H. 1/2, 38-50, Graz.
- HERITSCH, F. (1927): Das tektonische Fenster von Fischbach. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 101, Wien.
- HUSKA, G. (1970): Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. - Verh. Geol. Bundesanst., 1970, 61-65, Wien.
- KIESL, W., WIESENER, H. & KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselfensters. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., I, 192, 1-20, Wien.
- KOLLER, F. & WIESENER, H. (1981): Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. - Fortschr. Miner., 39, Beih. 2, 167-178, Stuttgart 1978.
- MODJTAHEDI, M. & WIESENER, H. (1974): Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, Sdbd. 2, 189-213, Laeizouben.
- MOREAU, Ph. (1981): Le massif du Rabenwald (Autriche) et ses minéralisations (talc, chlorite, disthène, leucophyllite). - Thèse Fac. Sci. Univ. Franche-Comté, 327 S., Besançon.
- NEUBAUER, F. (1981): Untersuchungen zur Geologie, Tektonik, und Metamorphose des "Angerkristallins" des E-Randes des Grazer Paläozoikums. - Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, 2, 114-121, Graz 1981.
- NEUBAUER, F. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 105, Neunkirchen und 136, Hartberg. Verh. Geol. Bundesanst., 1980, A75-A79, Wien.
- PEINDL, P. (in prep.): Variszische und alpidische Entwicklung des südöstlichen Raabalpenkristallins. - Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Graz.

PROCHASKA, W. (1986): Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermaler Metamorphose. - Mitt. österr. Geol. Ges., 78 (1985), 167-179, Wien.

PURKERT, R. (1927): Geologie des Kulm bei Weiz. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 45-71, Graz.

REINDL, H. (1989): Das westliche Raabalpenkristallin. - Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 234 S., Graz.

SCHWINNER, R. (1932): Zur Geologie der Oststeiermark: Die Gesteine und ihre Vergesellschaftung. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., I, 141, 319-358, Wien.

SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. - Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 72, 67-100, Graz.

THOMPSON, A.B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. - Am. J. Sci., 282, 1567-1595.

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

TOLLMANN, A. (1980): Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/79), 191-200, Wien.

TUFAR, W. (1963): Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. - Min. Mittbl. Joanneum, 1963/1, 1-60, Graz.

TUFAR, W. (1981): Die Vererzung der Ostalpen und Vergleiche mit Typlokalitäten anderer Orogengebiete. - Mitt. österr. Geol. Ges., 74/75, 265-306, Wien.

VETTERS, W. (1970): Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg - Feistritzwald (Steiermark). - Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Wien, 19, 71-102, Wien.

WIESENER, H. (1968): The Eastern End of the Central Alps. - Intern. Geol. Congr., Prague, Session XXIII, Guide to Excursion 32 C, 25-42, Wien.

WIESENER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der österreichischen Zentralalpen. - Verh. Geol. Bundesanst., 1971, 244-257, Wien.