

TSK III

3. Symposium für

Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie
im deutschsprachigen Raum

Exkursion

"RAABALPEN- UND WECHSELKRISTALLIN"

24. April 1990

Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz

INHALT

	Seite
Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins (von P. PEINDL, F. NEUBAUER, G. MOYSCHWITZ, H. REINDL & E. WALLBRECHER)	3
Rb-Sr-Daten aus dem Raabalpenkristallin (von S. SCHARBERT)	22
Das südliche Raabalpen- und Wechselkristallin: Beschreibung der Exkursionsroute (von F. NEUBAUER, P. PEINDL, G. MOYSCHWITZ, H. REINDL & E. WALLBRECHER) ...	27

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.

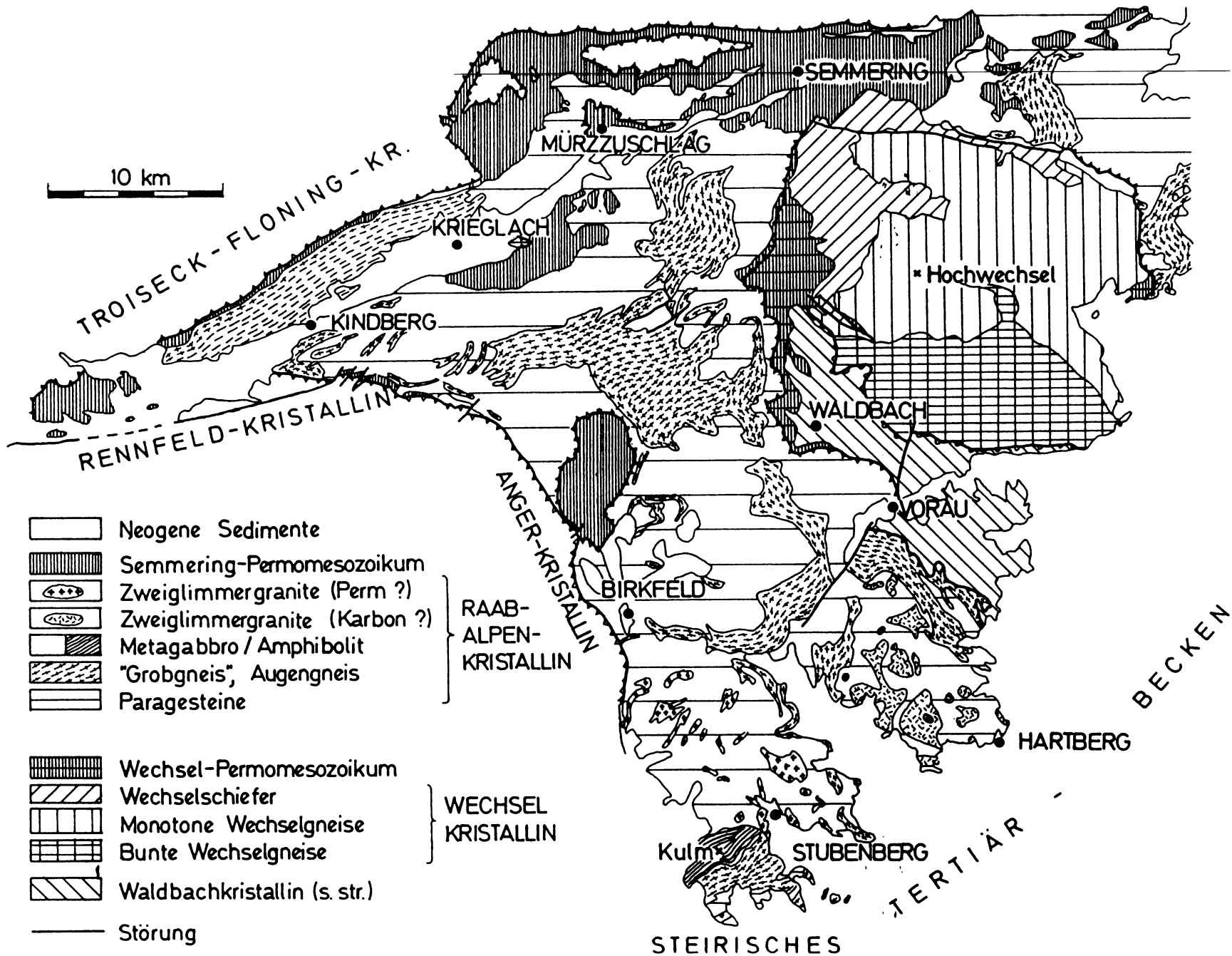
Es lassen sich drei verschiedene tektonostratigraphische Grundgebirgseinheiten unterscheiden, die teilweise vor allem in den nördlichen Arealen durch permomesozoische Sedimente getrennt werden (Abb. 1). Man unterscheidet von unten nach oben das Wechselkristallin, das Waldbachkristallin und das Raabalpenkristallin.

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.

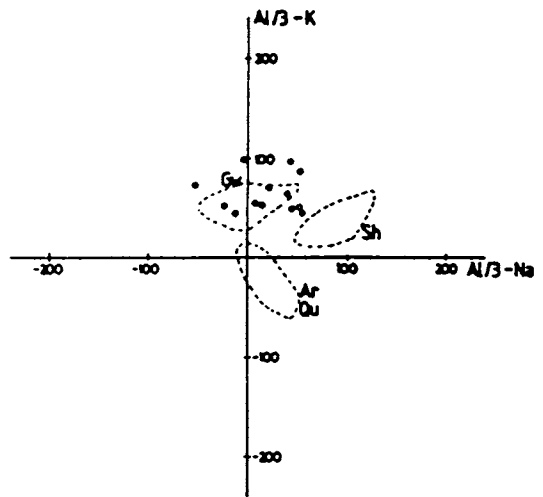
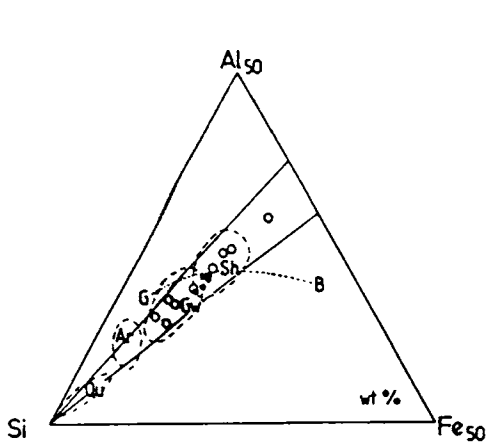
Der Wechselgneis-Komplex wird am West- und am Nordrand von den Wechselschiefern überlagert, die sich in die Liegenden Wechselschiefer und Hangenden Wechselschiefer gliedern lassen (FAUPL, 1970; VETTERS, 1970).

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.

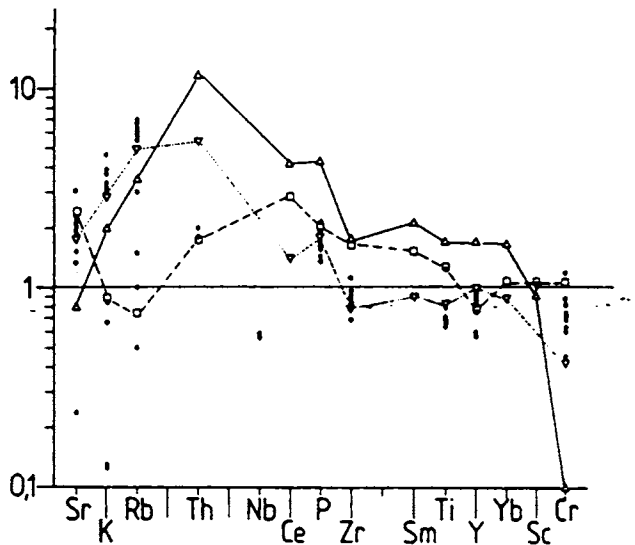
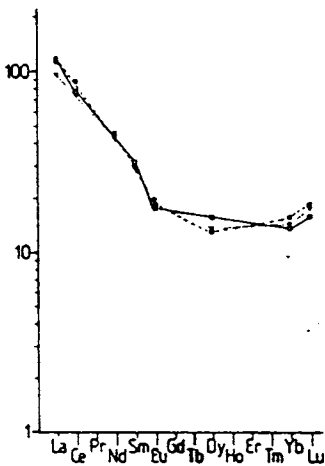
WALDBACHKRISTALLIN

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:

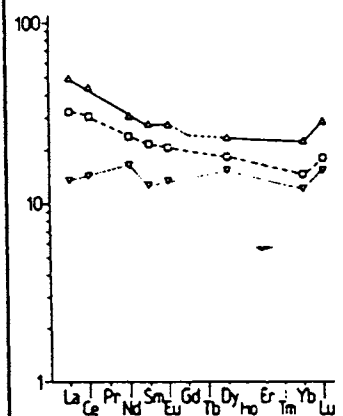
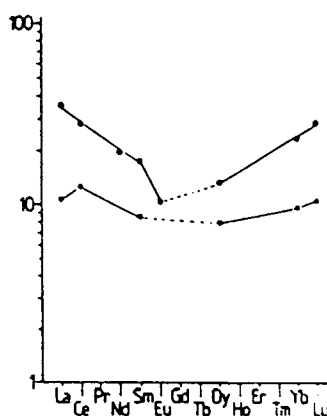
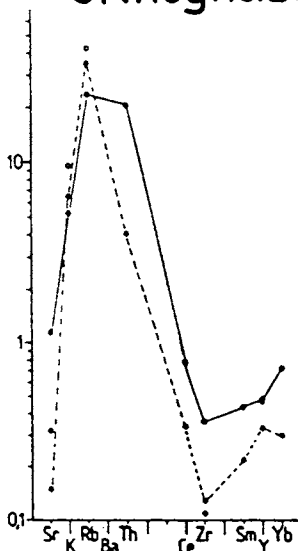


Abb. 3: Geochemische Parameter der Wechselgneise, der Epidotamphibolite/Grünschiefer und Orthogneise des südlichen Wechselkristallins.

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 Grobgneise 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 Grobgneises ist in Abb. 5 dargestellt.

Eine Rb-Sr-Isochrone der Grobgneise 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 Grobgneises gebunden (SCHWINNER, 1935) und steht möglicherweise im Zusammenhang mit der Bildung eines Plutons des Grobgneises. Eine weitere, winzige Linse eines metamorph stark überprägten Metagabbros findet sich 400 m SSE der Ortschaft Pöllauberg (PEINDL, in prep.).

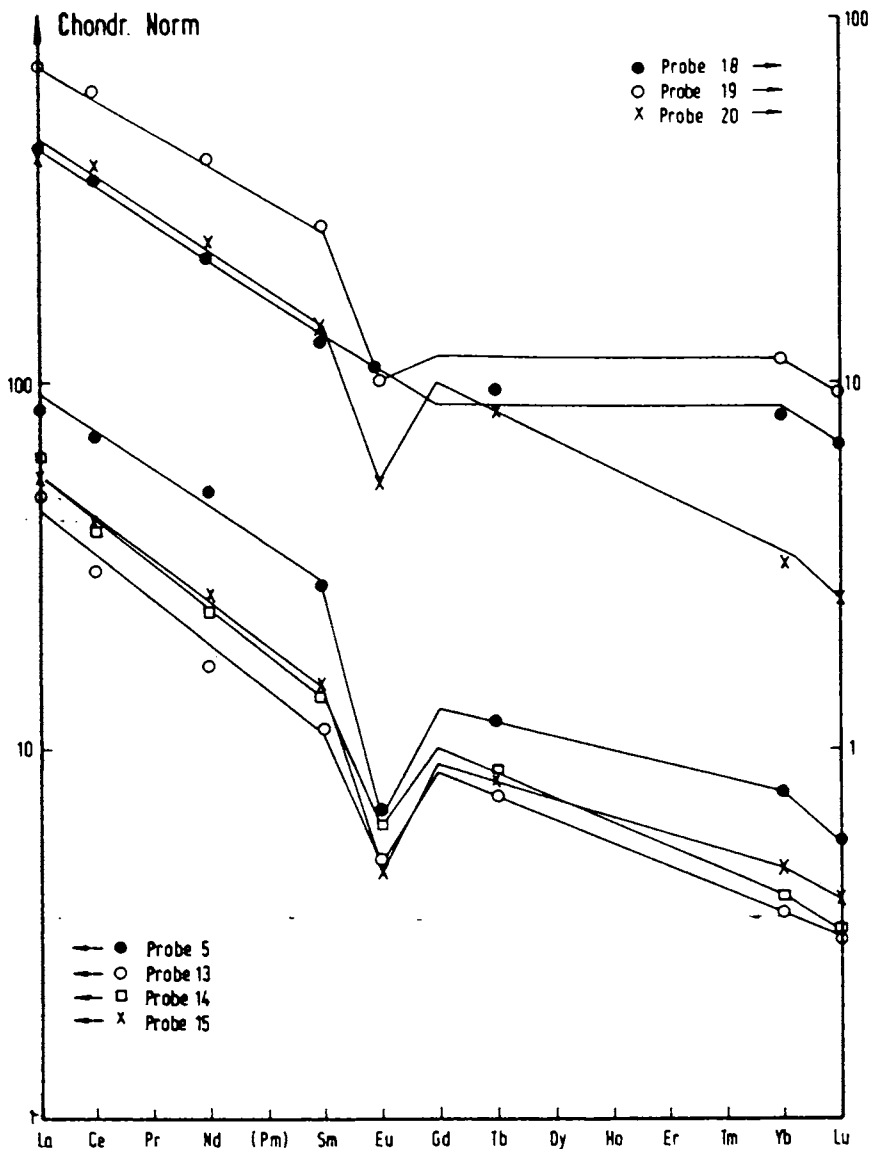


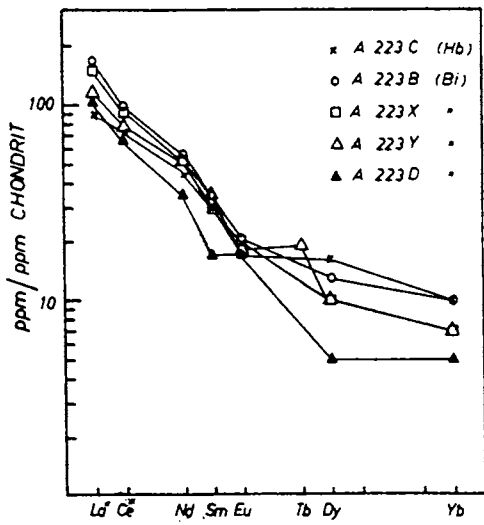
Abb. 4: SE-Elementmuster der Grobgnese (aus KIESL et al., 1983).

(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).

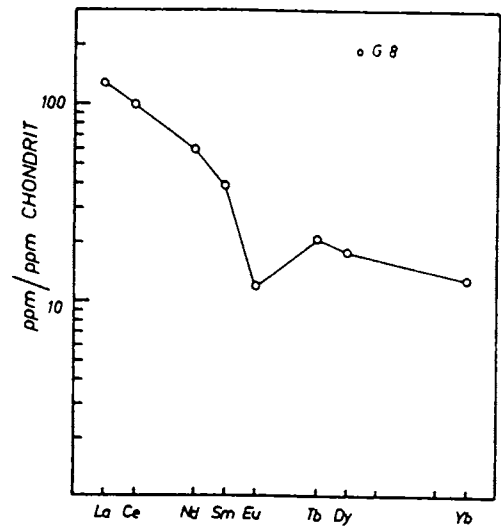
Modalbestand (Durchschnittswerte):

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

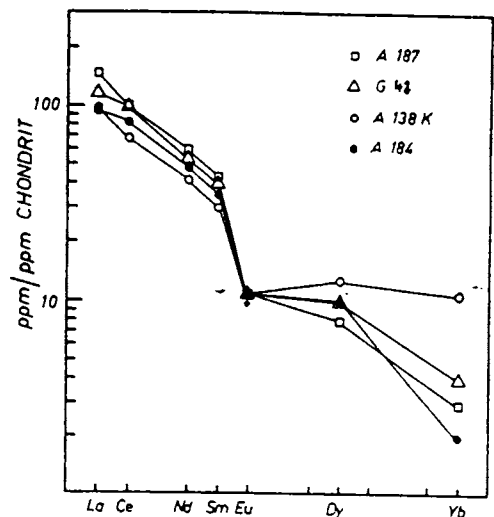
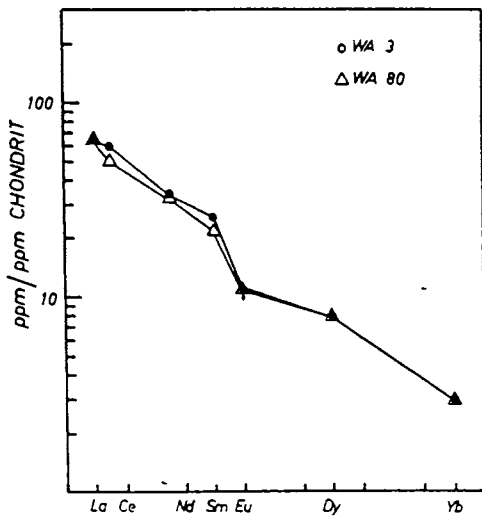
Metatonalit



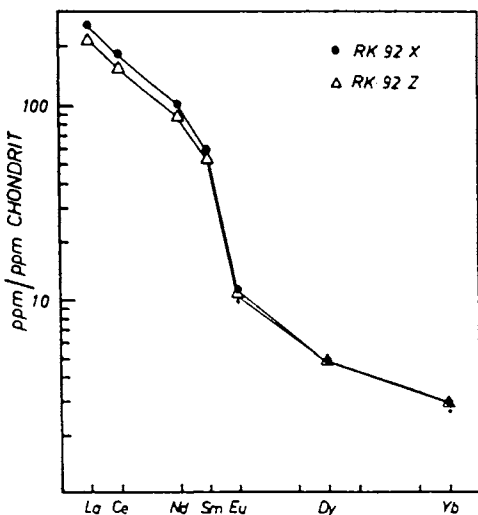
Grobgneis



Zweiglimmergranit (Karbon ?)



Zweiglimmergranit (Karbon?)



Zweiglimmergranit (Perm?)

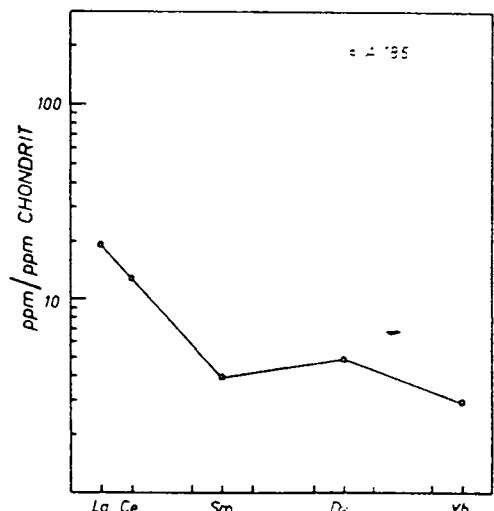


Abb. 5: SE-Elementmuster der granitoiden Gesteine des Gebietes Hartberg - Masenberg.

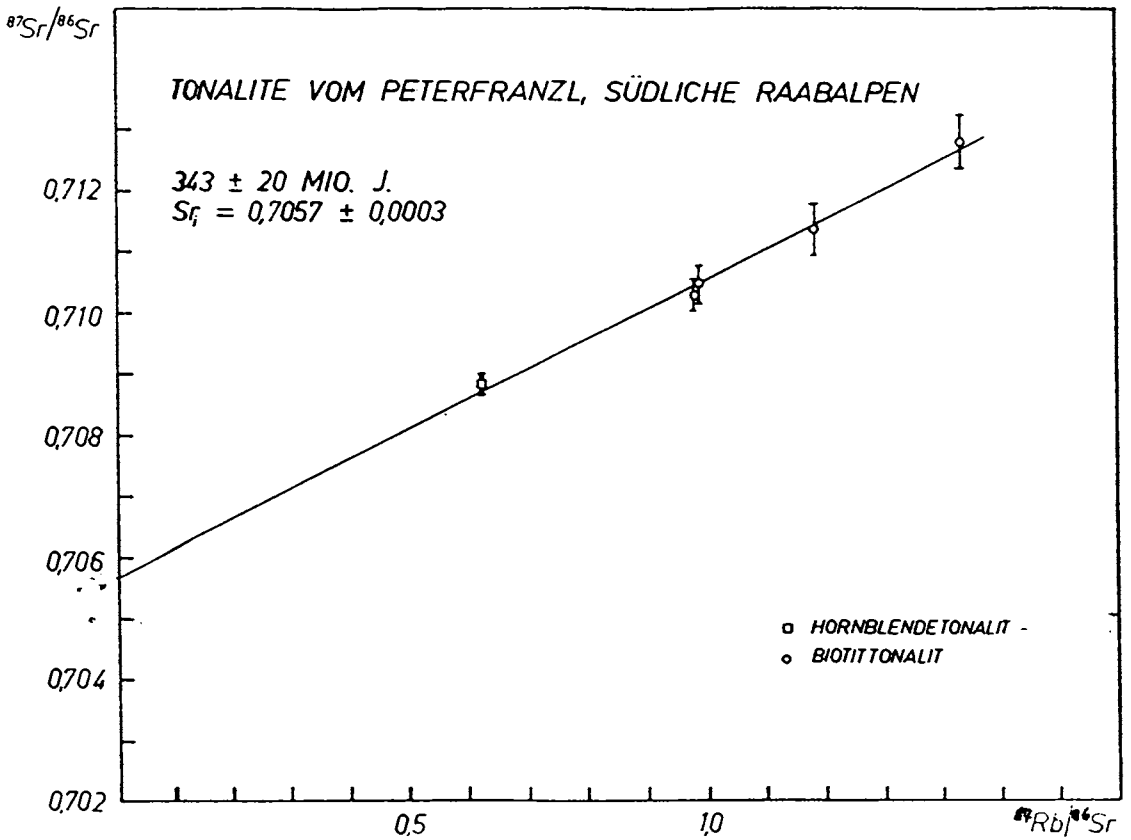


Abb. 6: Rb-Sr-Isotopenentwicklungsdiagramm der Tonalitgneise.

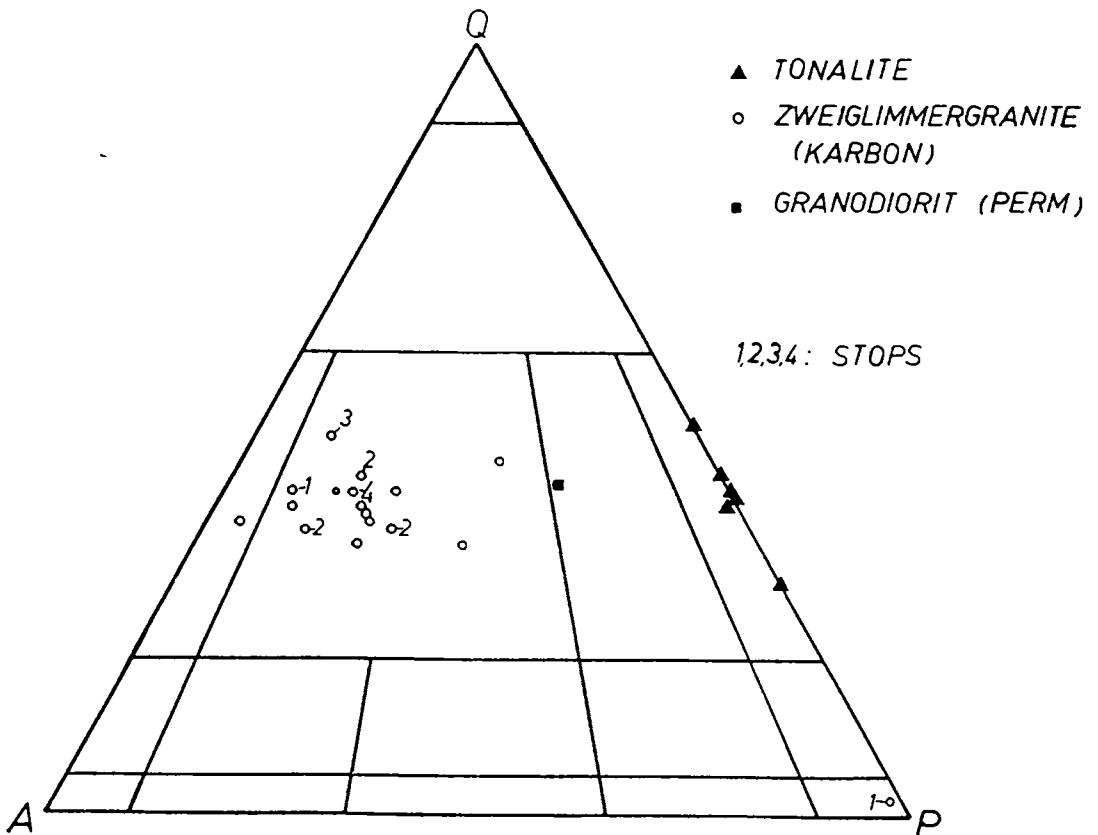


Abb. 7: Die granitoiden Gesteine des Gebietes Hartberg Masenberg im STRECKEISEN-Diagramm.

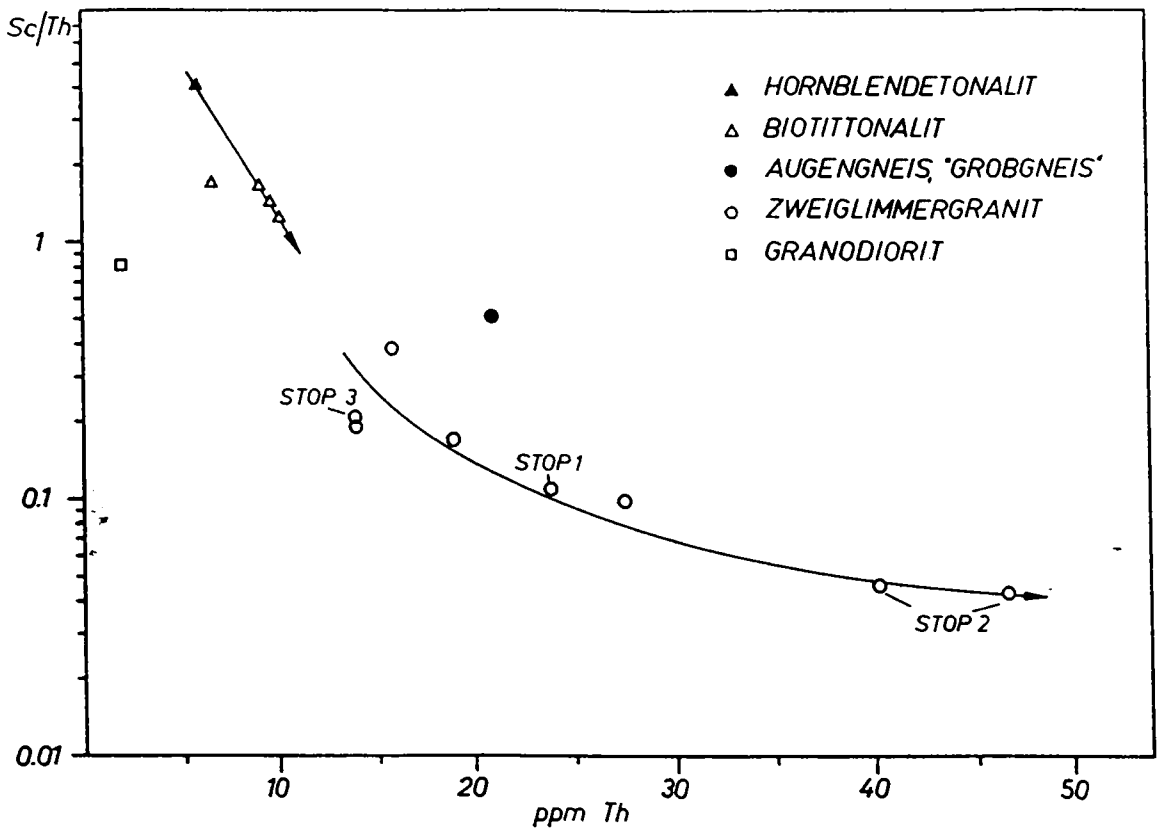


Abb. 8: Die granitoiden Gesteine des Gebietes Hartberg - Masenberg im Sc-Th-Variationsdiagramm.

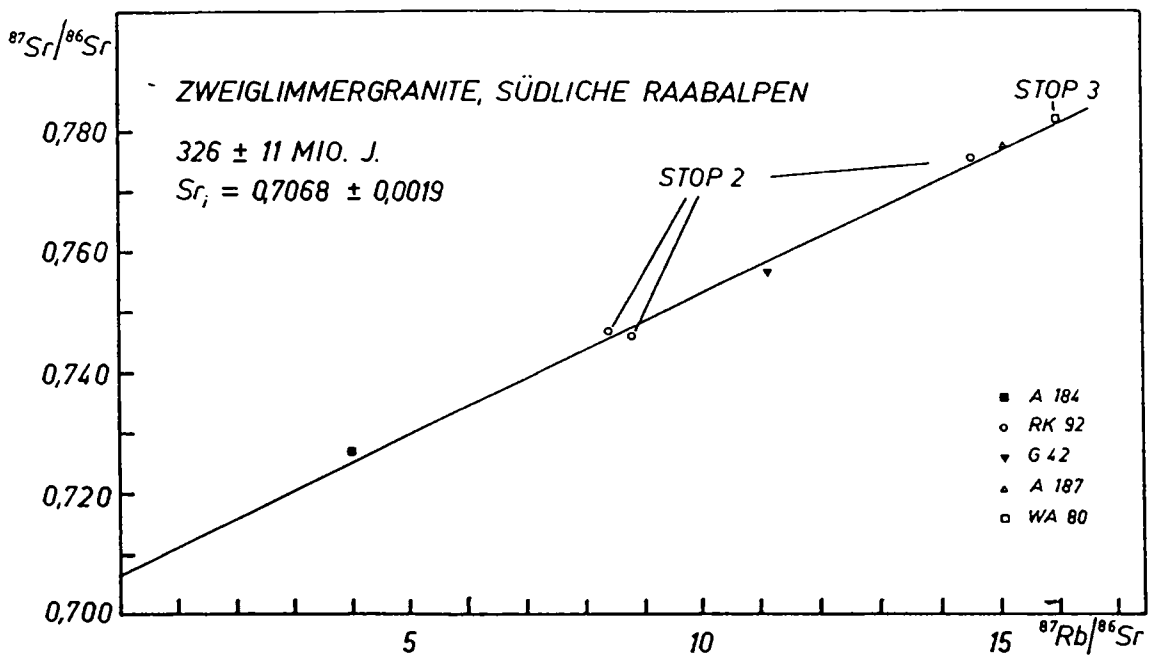


Abb. 9: Rb-Sr-Isotopenentwicklungsdiagramm der Zweiglimmergranite des Gebietes Hartberg - Masenberg.

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.

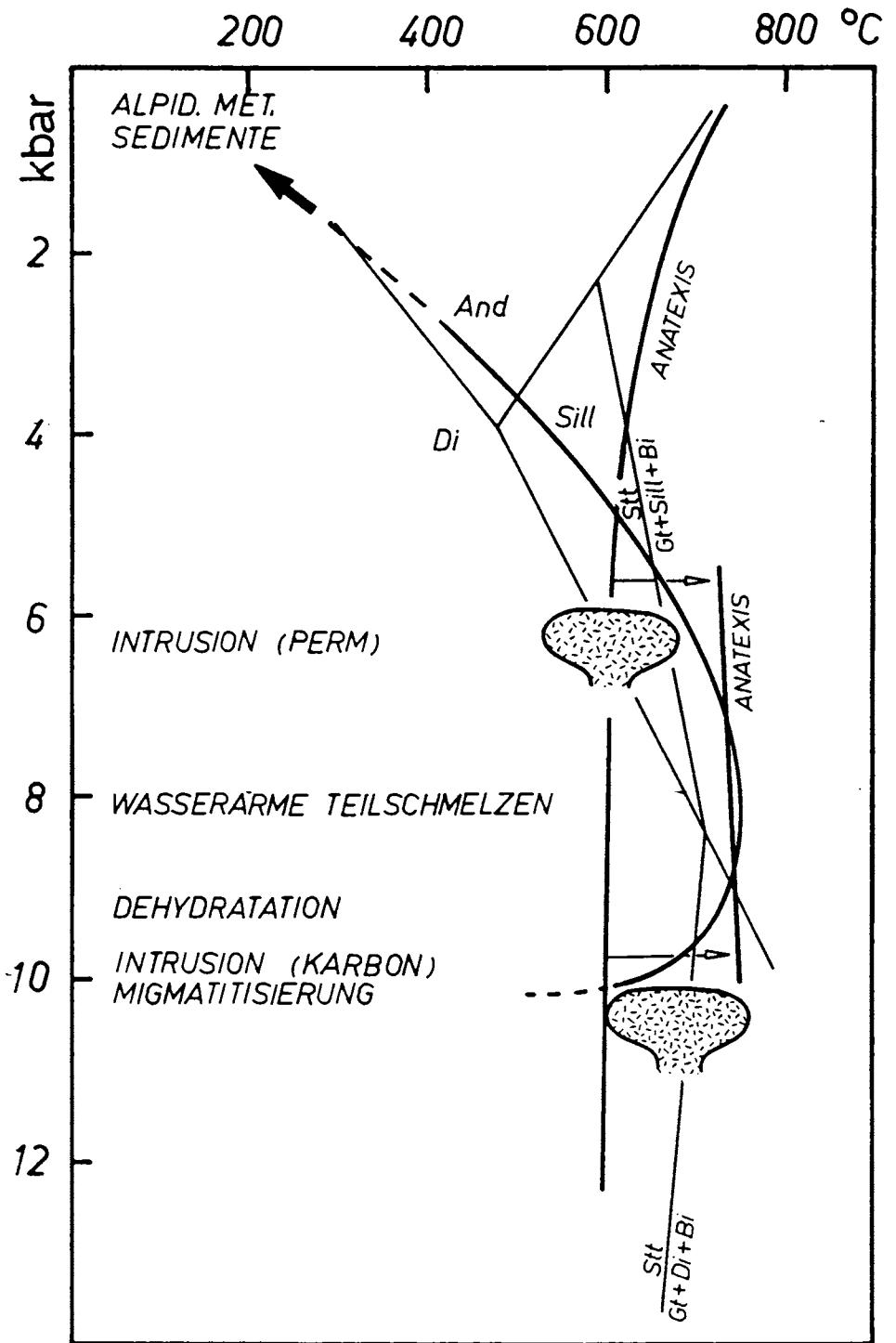


Abb. 10: Der variszische Metamorphosepfad des südöstlichen Raabalpenkristallins.

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

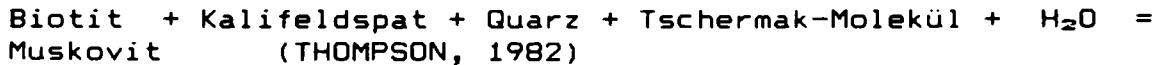
Der variszischen Abkühlungsgeschichte eindeutig zuzuordnende Paragenesen fehlen, Sillimanit und Disthen bleiben stabil.

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

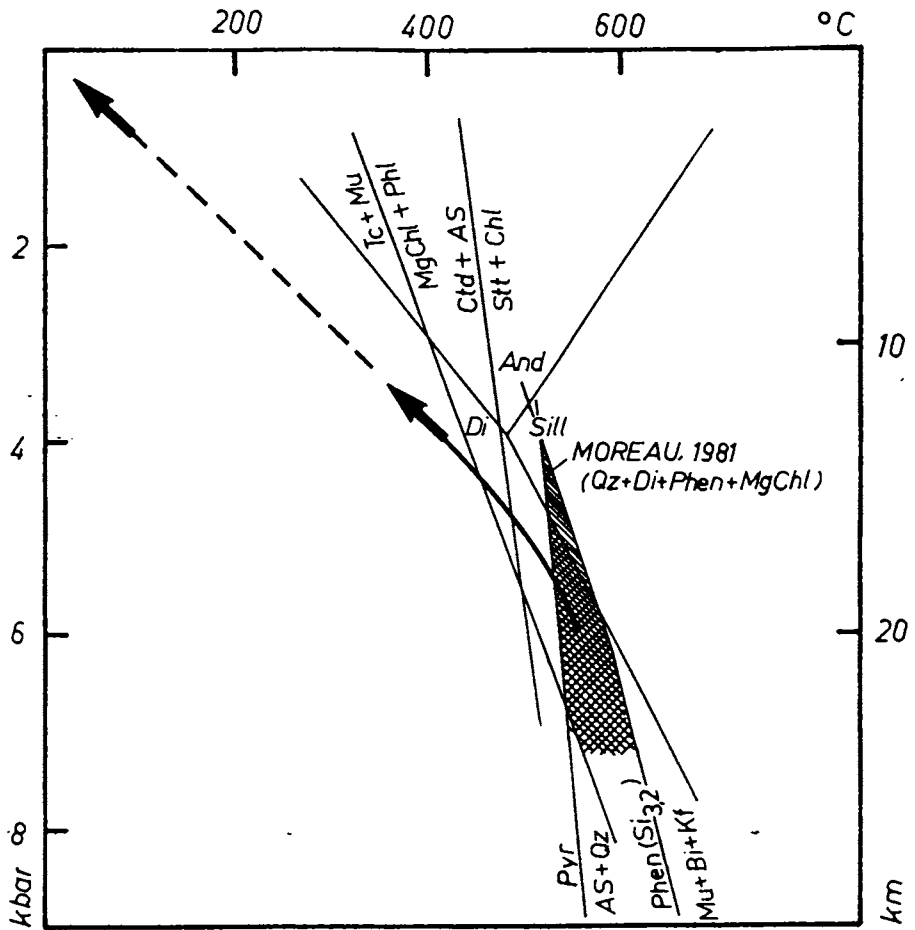


Abb. 11: Der alpidische Metamorphosepfad des südlichen Raabalpenkristallins (tw. n. MOREAU, 1981).

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, Laeibuben.
- 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.

RB-SR-DATEN AUS DEM RAABALPENKRISTALLIN

S. SCHARBERT

Grobgneis

In der Grobgneisdecke der Wechseleinheit ist der Grobgneis weit verbreitet, ein einförmiger, grobkörniger Granitgneis. Seine homogene Zusammensetzung läßt sich auch an den ähnlichen Rb und Sr Gehalten ablesen: Sr ist relativ niedrig (durchschnittlich unter 100 ppm), Rb liegt bei ca. 200 ppm. Sechs Proben definieren eine Isochrone; das aus ihrem Anstieg errechnete Alter ergibt 338 ± 12 Mio. J. (Tab. 1 und Abb. 1) mit einem niedrigen Sr - Initial von $.7071 \pm 6$.

Der Grobgneis wurde während der alpidischen Orogenese metamorph umgeprägt. Auf Grund der großen Altersunterschiede zwischen phengitischen Muskoviten und Biotiten werden, trotz der geringen Datenzahl, die Alter der Hellglimmer als Kristallisationsalter (ca. 110 Mio. J.) gedeutet, während die Biotitalter von rund 72 Mio. J. Abkühlalter sind (Tab. 2).

Granitgneise des Raabalpenkristallin

Die hellen, häufig Granat führenden Biotit-Muskovit-Granitgneise der Talklagerstätte Rabenwald liegen in Sillimanit führenden Paragneisen mit Amphibolitlagen, die tektonisch über der Grobgneisdecke liegen. Dieses höher metamorphe Kristallin läßt sich mit dem Koralpenkristallin vergleichen, mit dem Unterschied, daß letzterem der Reichtum an Granitgneisen fremd ist.

Die analysierten Proben stammen von Krughof, aus dem Feistritztal N Anger und dem Steinbruch W Stubenberg. Sie sind reich an Rb (ca. 300 ppm) bei Sr - Gehalten unter 80 ppm. Die Analysenpunkte definieren keine Gerade, sondern streuen um eine Trendlinie, aus der sich ein Alter von 243 Mio. J. mit einem Sr - Initial von $.7234$ errechnen läßt (Tab. 1, Abb. 2). Aus dem Bereich der Lagerstätte wurden zwei porphyrische, augengneisähnliche Granitgneistypen untersucht, die auf Grund ihrer Textur und Geochemie nicht zu den hellen, feinkörnigen Granittypen zu stellen sind und ebenso wie der untersuchte Kornstein nicht zur Altersberechnung mitverwendet wurden.

Die Streuung der Analysenpunkte könnten durch Vorgänge wäh-

rend der Lagerstättenbildung und/oder durch die alpidische Metamorphose und/oder durch fehlende Homogenisierung des Edukts zustande gekommen sein. Das "jungvariszische Alter" könnte eine alpidisch verstellte ältere Isochrone sein oder ein annähernd realistisches Alter wiedergeben. Da ähnliche Alterswerte aus tektonisch und lithologisch ähnlichen Einheiten (Kor- und Saualpe, Wölzer Kristallin) vorliegen, wird der letzteren Interpretation der Vorzug gegeben. Es wird damit die Ansicht vertreten, daß in weiten Teilen des Altkristallins eine jungpaläozoische Metamorphose stattgefunden hat, die signifikant jünger ist als die in tektonisch tieferen Kristallineinheiten.

Die geringe Anzahl der Glimmerdaten (Tab. 2) zeigt, daß die alpidische Metamorphosebedingungen nicht ausgereicht haben, um die Muskovite komplett zu verjüngen. Hingegen liegen die Biotitalter bei 66 Mio. J.

Rb und Sr wurden mit der Isotopenverdünnungsmethode massenspektrometrisch bestimmt. Die Sr - Isotopenverhältnisse wurden aus gespiketen Proben errechnet. Die Glimmeralter wurden mit den jeweiligen Gesamtgesteinsverhältnissen korrigiert. Für die Altersberechnung wurde die Rb - Zerfallskonstante $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ eingesetzt.

Adresse der Autorin: Dr. S. Scharbert, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Tab. 1: Rb - Sr Analysendaten von Gesamtgesteinen

Proben Nr	Lokalität	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Grobgneis					
AB 26	S Bad Schönau	196	151	3.76 ₇	.72514 ± 19
AB 28	Krumbach	194	94.6	5.95	.73579 ± 13
AB 37	S Ratten	203	96.8	6.07	.73663 ± 12
AB 42	Rahmbauer	220	81.4	7.85	.74443 ± 15
58/83	Kothmühle	215	77.9	8.00	.74546 ± 15
AB 31	S St. Jakob	257	90.3	8.26	.74722 ± 17
Granitgneis Raabalpen					
AB 10	Rabenwald	295	71.0	12.08	.76416 ± 12
R 1		276	69.8	11.5 ₂	.76097 ± 15
R 2		290	68.5	12.3 ₃	.76547 ± 14
R 3		291	77.2	11.0 ₀	.76335 ± 12
2/83		287	72.9	11.4 ₈	.76232 ± 10
3/83		333	80.5	12.0 ₈	.76633 ± 16
7/83		316	70.6	13.0 ₇	.76953 ± 20
11/84	Feistritztal	371	43.0	25.3 ₂	.80866 ± 10
12/84		317	50.8	18.2 ₆	.78576 ± 5
AB 8	Stubenberg	282	58.8	14.0 ₃	.77200 ± 10
Stub		288	58.4	14.3 ₈	.77514 ± 15
AB 9	Pegnatic	360	38.0	27.7	.82075 ± 4
4/83	porph. Rabenwald	194	65.9	8.58	.73874 ± 8
5/83		228	99	6.72	.74150 ± 10
6/83	Kornstein	129	14.0 ₂	26.9	.80356 ± 18

Tab. 2: Rb - Sr Analysendaten von Glimmern

Proben Nr	Gestein	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Alter
AB 26/Bi	Grobgneis	727	1.62 ₄	1500	2.2785	73.0 \pm 2.9
AB 29/Bi		936	2.97 ₃	1007	1.7403	70.3 \pm 2.9
AB 42/Bi		1152	2.54	1524	2.3028	72.2 \pm 2.8
AB 31/Pheng		771	9.1	257	1.1618	117 \pm 5
AB 29/Mú		574	10.2	168	.9960	-111 \pm 7
AB 9/Mu	Pegmatit Stubenberg	1036	3.67 ₇	1104	4.3449	231 \pm 8
AB 10/Mu	Granit Raben- wald	702	9.22	239	1.5478	242 \pm 10
AB 10/Bi		1641	4.172	1267	1.9420	66.0 \pm 1.3
AB 158/Bi	Paragneis Kreuzwirt	437	4.52	288	.98351	66.1 \pm 4.1

Sr-Entwicklungsdiagramm des Grobgnaises

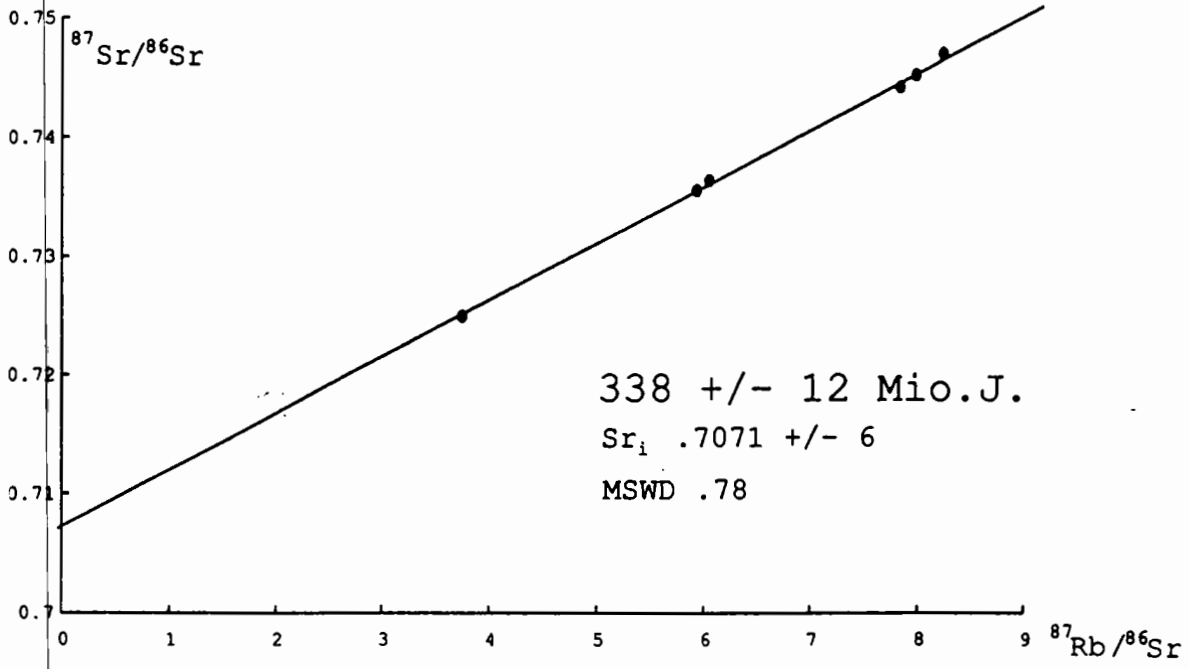


ABB. 1

Sr-Entwicklungsdiagramm der Granitgneise vom Rabenwald

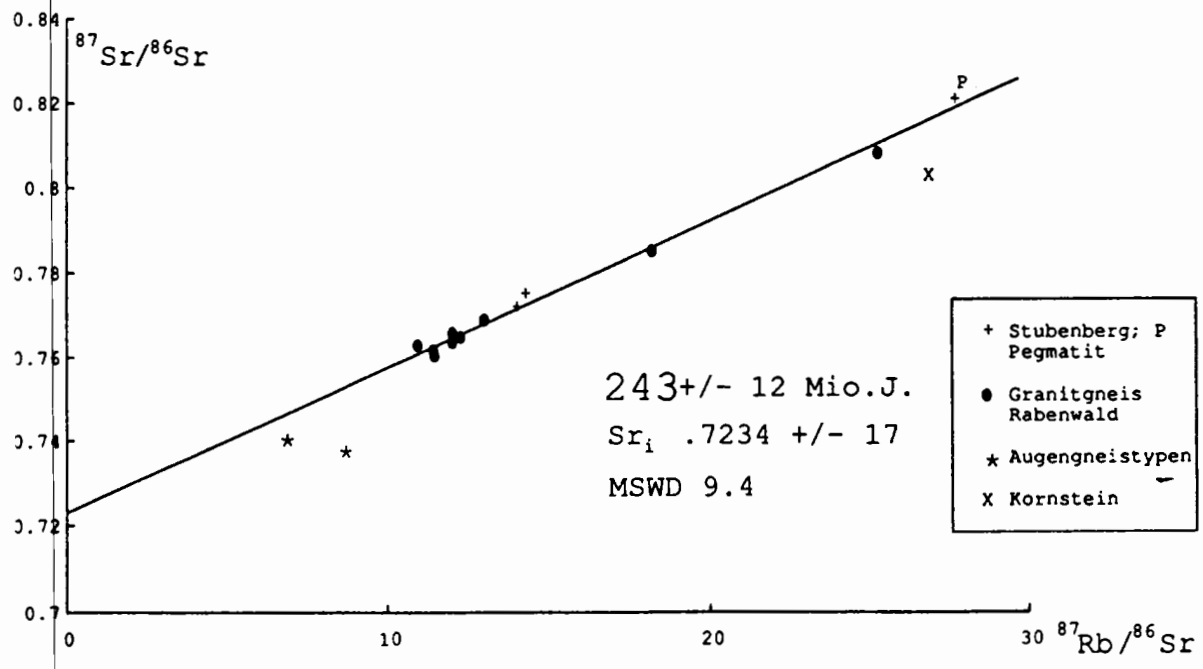


ABB. 2

DAS SÜDLICHE RAABALPEN- UND WECHSELKRISTALLIN: BESCHREIBUNG DER EXKURSIONSRUTE

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

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

Das südliche Raabalpen- und Wechselkristallin ist, bedingt durch neogene Verwitterung und Einebnung, extrem schlecht aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse finden sich als vereinzelte Felsburgen an den höchsten Erhebungen der Hügellandschaft, die im südlichen Raabalpenkristallin max. 1250 m erreichen, weiters unterhalb der tertiären Verebnungsfläche (ca. 600 - 700 m Seehöhe), in die sich im Quartär Flußläufe bis ca. 100 m tief eingeschnitten haben, und in Steinbrüchen.

Die Exkursionsroute führt, bedingt durch die Lage der Aufschlüsse, in etwas unsystematischer Weise zunächst in den Südteil des Raabalpenkristallins, dann in den Wechseldom, um im weiteren die verschiedenen tektonostratigraphischen Einheiten vom Liegenden zum Hangenden zu durchfahren (Abb. 1). Der Schwerpunkt liegt dabei auf signifikanten Strukturen und deren Bezug zu Großstrukturen.

Im Exkursionsführer sind mehr Punkte beschrieben, als während einer eintägigen Exkursion besucht werden können. Ausgangspunkt der Exkursion ist Hartberg ca. 50 km nordöstlich von Graz (Abb. 1, 2).

STOP 1: Klinopyroxenführende Amphibolite: Straßenaufschluß 500 m NNE Schloß Neuberg

Lage und Anfahrt: Österreichische Karte 1 : 50.000 (im weiteren öK 50), Blatt 136, Hartberg. In Hartberg die Bundesstraße Richtung Graz nehmen, ca. 150 m nach der Tafel "Ortsende Hartberg" nach rechts (N) in Richtung Schildbach abzweigen, durch Schildbach geradeaus in Richtung Löffelbach fahren, etwa 500 m nach dem Ortsende von Schildbach nach rechts (N) abzweigen, nach 300 m bei der Kreuzung geradeaus weiterfahren, nun bergauf, immer geradeaus ohne irgendwo abzuzweigen. Etwa 300 m nach Schloß Neuberg (das auf der linken Seite liegt) führt die Straße mit einer Linkskurve in den Wald. Nach etwa 70 m, am Ende des Waldes, beginnt der Aufschluß. Parkmöglichkeit für PKW nach weiteren 250 m, bei der Abzweigung einer Forststraße.

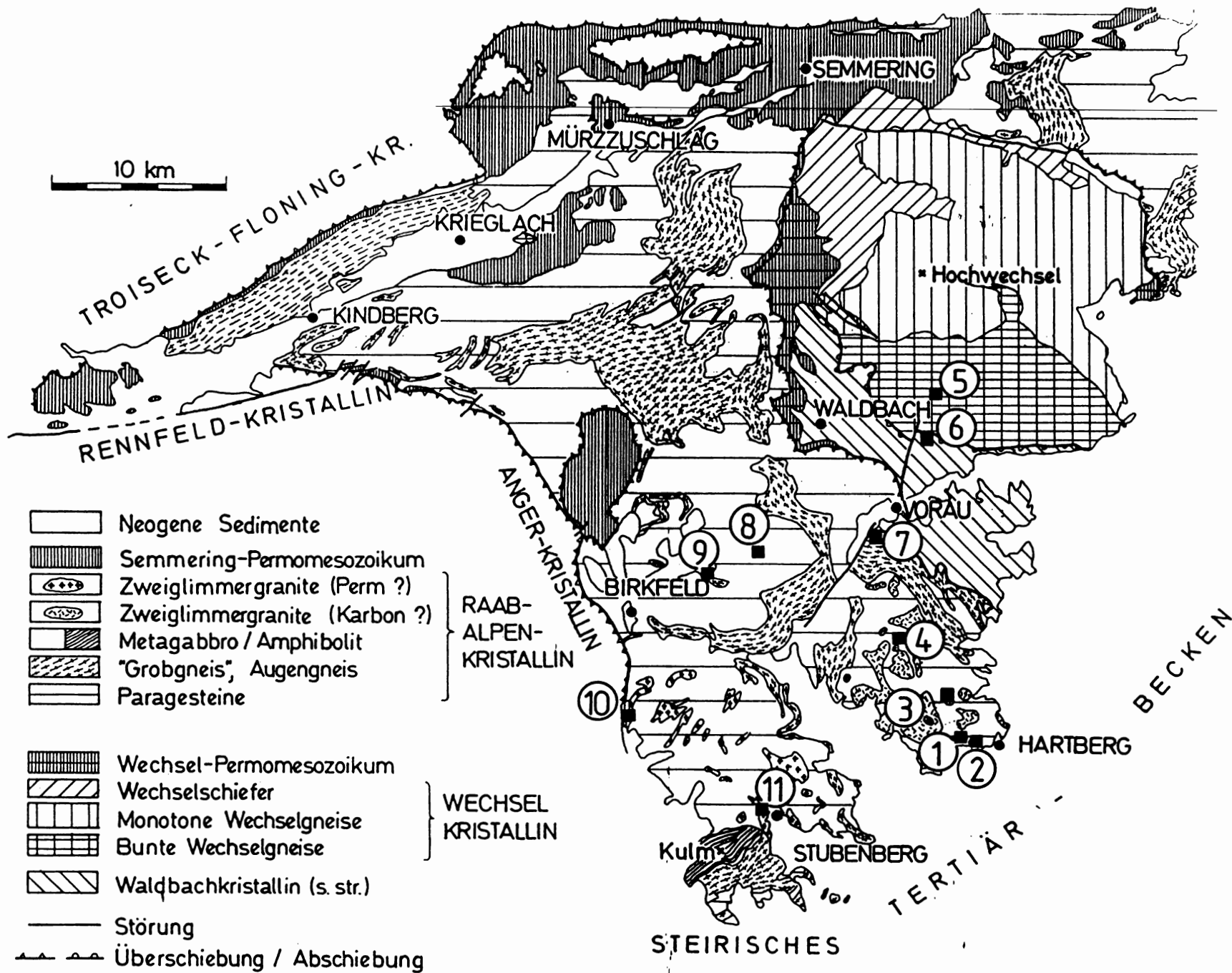


Abb. 1: Geologische Karte mit Stops.



Abb. 2: Haltepunkte.

Beschreibung: Zu sehen sind hier:

- * Ein schwach geschieferter, vermutlich im Karbon intrudierter Zweiglimmergranit mit progradem Muskovitzerfall,
- * ein reichlich Klinopyroxen führender Amphibolit,
- * grünschieferfazielle alpidische Scherzonen (Abschiebungen) im Amphibolit und im benachbarten Orthogneis.

Der **Zweiglimmergranit** ist hell, feinkörnig und führt euhedrale Biotite bis etwa 2 cm Größe.

Modalbestand:

Quarz	37 %
Alkalifeldspat	44 %
Plagioklas	7 %
Muskovit	2 %
Biotit	9 %
Rest	<u>1 %</u>
	100 %

Der Muskovit zeigt hier starken prograden Zerfall unter Bildung von fibrolithischem Sillimanit.

Der Amphibolit ist in boudinierten Linsen aufgeschlossen. Er führt in seinem zentralen Bereich viel Klinopyroxen und braune Hornblende, Granat fehlt. Im Randbereich zum Granit fehlt der Klinopyroxen (vermutlich aufgrund des Bowen'schen Reaktionsprinzips), idiomorpher Granat tritt auf. Kleine Dehnungsrisse im Amphibolit sind mit Plagioklasit verfüllt (95 % Plagioklas, 1 % Quarz, 4 % Hornblende).

Im östlichen Aufschlußbereich (am Waldrand) treten grünschieferfazielle Scherzonen im Amphibolit auf. Mineralogie: hellgrüne Hornblendens, Granatrelikte, Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Titanite mit Rutilkernen, etwas Quarz. Plagioklas fehlt. Biotit ist posttektonisch gewachsen.

Gleich daneben im Wald: konjugierte Scherzonen in Orthogneis.

STOP 2: Diskordanter Zweiglimmergranitstock in Migmatitgneisen

Lage und Anfahrt: ÖK 50, Blatt 136 (Hartberg). Von Hartberg ausgehend (Hauptplatz) Richtung Löffelbach, 700 m nach erstem Bach Straße nach rechts hinauf (250 m nach Bildstock rechts), nach ca. 300 m, Rechtskurve. Aufgelassener Steinbruch am Ende dieses Weges.

Beschreibung: Im etwas verwachsenen Steinbruch ist der höchstdifferenzierte der karbonen Zweiglimmergranite aufgeschlossen. Es handelt sich um einen hellen,

feinkörnigen (Korngröße max. rund 3 mm) massigen Granit, der als diskordanter Stock im Migmatit steckt. Metamorph gebildete Granate fallen im Handstück aufgrund rostbrauner Verwitterungsflecken auf.

Modalbestand (Durchschnittswerte):

Quarz	36 %
Alkalifeldspat	41 %
Plagioklas	14 %
Muskovit	5 %
Biotit	3 %
Rest	<u>1 %</u>
	100 %

Abgesehen vom Granatwachstum ist dieser Granit recht wenig metamorph verändert. Granat wächst hier auf Kosten des Plagioklases, wie im Dünnschliff ganz eindeutig zu sehen ist. Wesentlich seltener sind Granatsäume um Biotit zu beobachten. Die Feldspäte sind etwas serizitisiert.

Im östlichen Steinbruchbereich befindet sich eine Scherzone im Granit, deren Mylonit aber so vollkommen statisch rekristallisiert ist, daß er im Dünnschliff nicht vom undeformierten Granit zu unterscheiden ist - es könnte sich daher um eine variszische Scherzone mit erholtem Mikrogefüge handeln.

Besonders im mittleren Steinbruchbereich befinden sich + saiger einfallende, wenige cm mächtige Pegmatitgänge und geringmächtige, flache, stark verglimmerte Scherzonen.

STOP 3: Granitkontakt im Waldbachgraben

Lage und Anfahrt: OK 50, Blatt 136, Hartberg. In Hartberg auf der Bundesstraße in Richtung Wien fahren, etwa 1 km nach der Tafel "Ortsende von Hartberg" auf der Geländekuppe nach links in Richtung Penzendorf abzweigen (Wegweiser), in Penzendorf rechts am Bildstock vorbei, nach einer kleinen Brücke bei der Kreuzung links in Richtung Greith fahren, bergauf, durch die Ortschaft immer geradeaus bis zur Siedlung Fünfhöf (663 m Seehöhe). Rund 200 m nach Fünfhöf zweigt links eine Schotterstraße ab. Hier Parkmöglichkeit für PKW, Schotterstraße unbedingt freihalten.

Nun zu Fuß die Schotterstraße bergab, nach 400 m bei der Linkskurve nach rechts (S) in den Wald. Der Aufschluß befindet sich auf der Lichtung, die sich bis zum Waldbach hinunter zieht.

Passen Sie bitte auf die frisch gepflanzten jungen Bäume auf!

Beschreibung: Zu sehen ist hier der Kontakt eines vermutlich karbonischen Zweiglimmergranites zu Migmatit und Amphibolit.

Modalbestand des Granites:

Quarz	46 %
Alkalifeldspat	40 %
Plagioklas	8 %
Muskovit	2 %
Biotit	3 %
Rest	<u>1 %</u>
	100 %

Der prograde Muskovitzerfall ist hier bei weitem nicht so stark ausgeprägt wie bei Stop 1. Im Muskovit wächst grüner Biotit auf Kosten der Phengitkomponente. Granat II verdrängt Biotit und Plagioklas. Bis mehrere cm große Disthenpseudomorphosen nach einem unbekanntem Mineral (Andalusit ?) treten als herausgewitterte Stengel stellenweise massenhaft auf. Der Disthen selbst ist meist schon stark serizitisiert.

Innerhalb des Zweiglimmergranites treten hier sehr häufig Amphibolitxenolithe aller Größen mit einem mehrere Zentimeter breiten Reaktionssaum aus Biotit auf. Die schönsten sind an einem isolierten großen Block unten im Graben zu sehen.

Selten finden sich im Granit kugelige Erzaggregate mit einem Durchmesser bis zu 2 cm: der Kern besteht aus Rutil, der Rand aus Ti - Magnetit. Das Titan stammt vermutlich aus dem Amphibolit, der hier vom Granit teilweise assimiliert wurde.

STOP 4: Konjugierte Scherzonen in Migmatiten (Wald zwischen Wiesberg und Waldkrausler)

Anfahrt und Lage: Nachdem man Stop 3 besucht hat, fährt man von Fünfhöf aus die asphaltierte Straße (zuerst nach S, biegt dann sehr schnell nach W um) weiter, immer geradeaus, bis man nach 3 km auf die "Hochwarth" kommt. Hier die Abzweigung nach Pöllau links liegen lassen. Nach 200 m beim einzelstehenden Baum nach rechts (NE) abzweigen. Nach 3 km kommt eine S - Kurve, bergabwärts verschwindet die Straße in einem Wald; nachdem man ihn durchfahren hat, kann man am Waldrand am rechten Straßenrand parken. Oberhalb der Straße sieht man im Wald bereits die Aufschlüsse.

Beschreibung: Der hier anstehende Migmatit ist stromatitisch geschiefert, parallel zur Foliation liegen boudinierte Quarzisoklinalfalten.

Die alpidische Metamorphose ist hier schon recht stark ausgeprägt, Biotit ist weitestgehend in Muskovit umgewandelt, Granat III wird neugebildet.

Die Granitgänge, die hier auftreten, wurden geochemisch nicht untersucht, sie entsprechen in ihrer Petrographie den karbonen Graniten.

Konjugierte, mittelsteil S- bzw. N-fallende Scherzonen (Top nach N bzw. S) zeigen hier sehr schön die alpidische Scherdeformation. Plots der Gefügedaten in Abb. 3. Die schwache offene Verfallung ist auf die Scherdeformation zurückzuführen. Die Foliationen und Streckungslineationen der Scherzonen liegen auf einem Großkreis. Das Modell zur Erklärung der Scherzonen wird damit recht simpel (siehe Abb. 4): Es handelt sich um die Ausdünnung eines Gesteinspaketes während seines Aufstieges, die an konjugierten Scherzonen erfolgt.

Die Scherzonen müssen unter prograden Metamorphosebedingungen, also am Beginn des Aufstieges, aktiv gewesen sein: syntektonisch gewachsener Granat IIIa wird von Granat IIIb posttektonisch überwachsen, siehe Abb. 5. Syntektonisch wächst junger Staurolith.

STOP 5: Steinbruch Demmeldorf: Lithologien der "Bunten Wechselgneise"

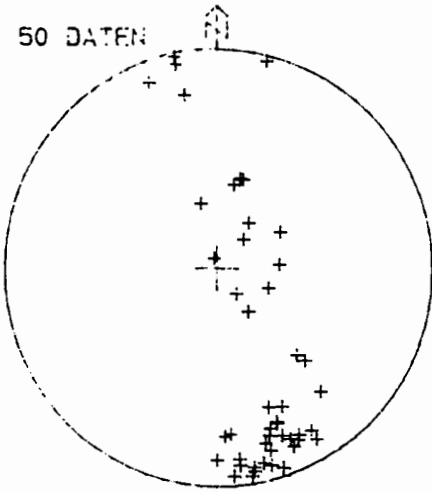
Lage: ÖK 50, Blatt 136, Hartberg. Aufgelassener Steinbruch bei dritter Brücke im Vorderen Waldbachgraben, 600 m NNE der Ortschaft Demmeldorf.

Beschreibung: Der aufgelassene Steinbruch schließt helle, massige Quarzite auf, die im Steinbruchbereich eine isoklinale, E-W streichende Mulde mit steiler Achsenfläche bilden. Diese Falte ist zur Zeit schwer überblickbar (verwachsen), aber gut aus dem Kartenbild erkennbar (Abb. 2 des Einleitungstextes; nordöstlich Demmeldorf). Der Quarzit ist perfekt rekristallisiert. Auf Grund des Gehaltes an gut gerundeten, manchmal seifenartig angereicherten Zirkonen und anderen Schwermineralen kann man diesen Quarzit von einem Quarzarenit ableiten.

Den Quarziten sind Epidotamphibolite und Grünschiefer eingelagert, die aus knotigen Albitblasten, Chlorit, Epidot/Klinozoisit, grünen Amphibolen und manchmal etwas Karbonat zusammengesetzt sind. Diese Grüngesteine zeigen subalkalischen Chemismus, der sich am ehesten mit kalkalkalischen Basalten vergleichen läßt. Knotige Wechselgneise stehen an der orographisch linken Seite des Waldbachgrabens an der Brücke beim Steinbruch an.

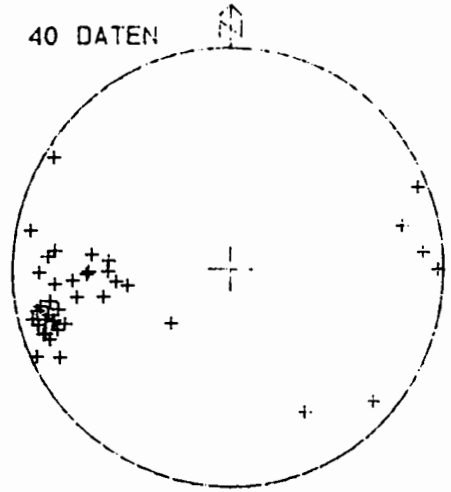
MIGMATIT

50 DATEN



STROMATITISCHE FOLIATION

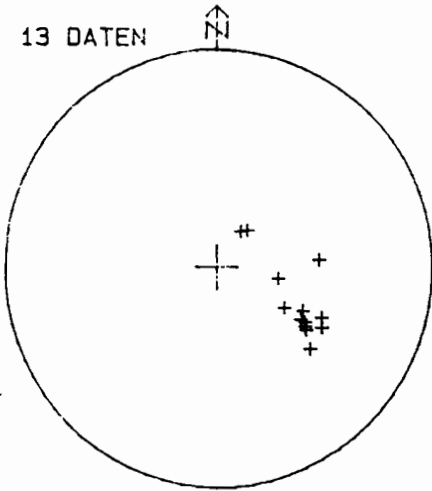
40 DATEN



OFFENE VERFALTUNG STROM. FOL.

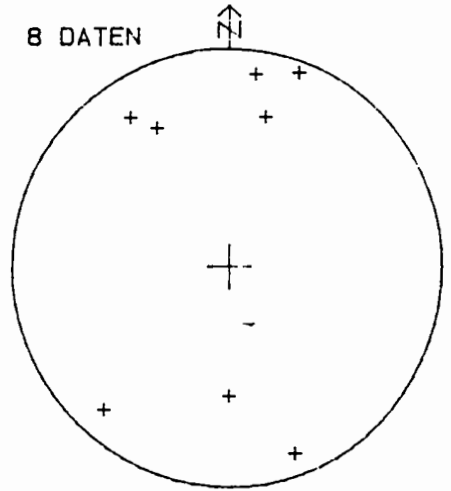
SCHERZONEN TOP NACH NORD

13 DATEN



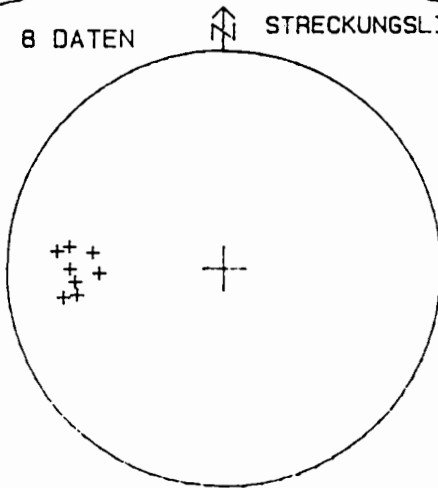
FOLIATION

8 DATEN



STRECKUNGSLINEATION

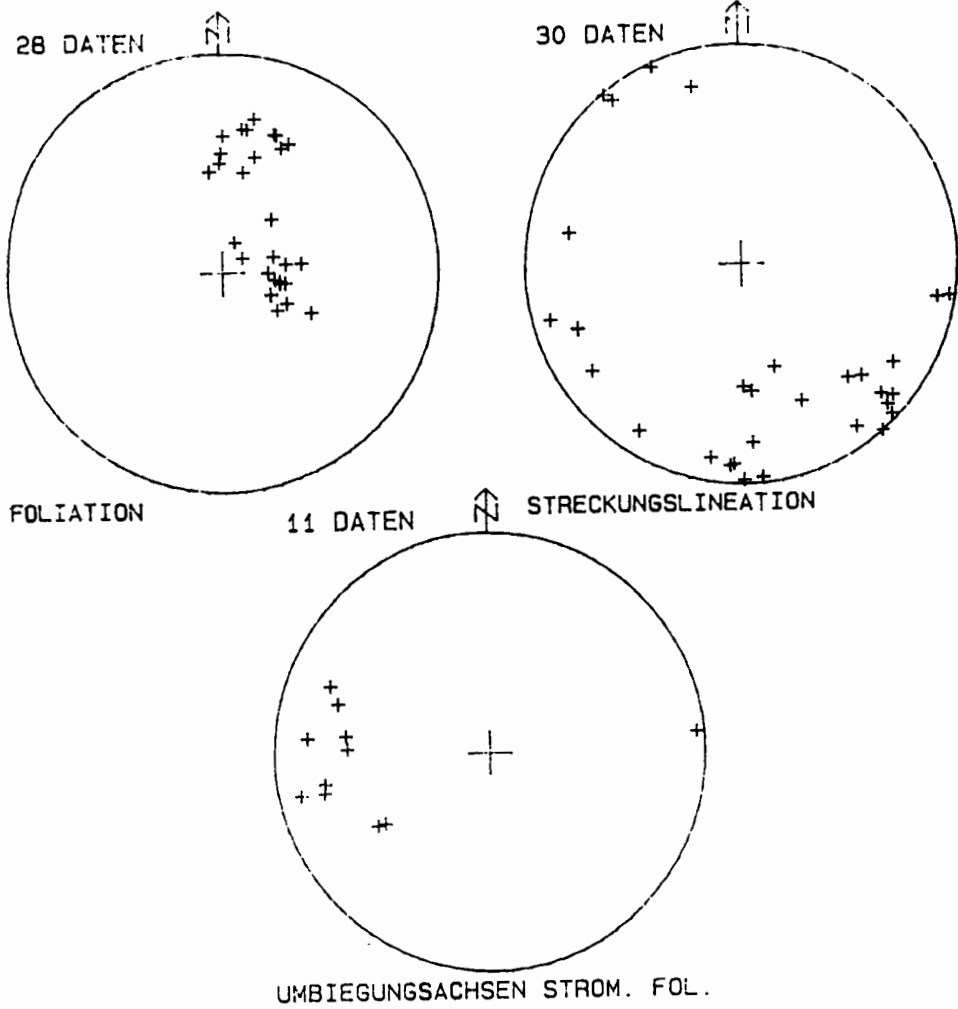
8 DATEN



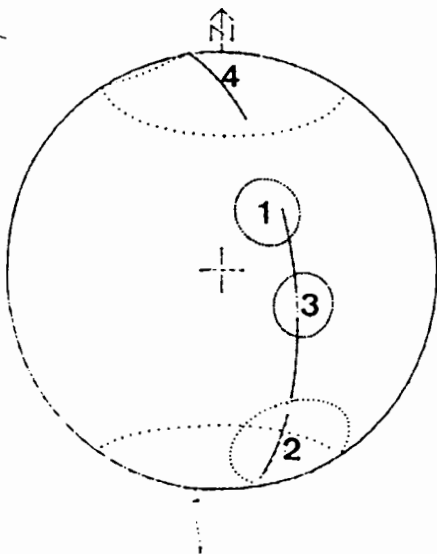
UMBIEGUNGSACHSEN STROM. FOL.

Abb. 3: Gefügeelemente des Stop 4.

SCHERZONEN TOP NACH SÜDSÜDOST



SYNOPTISCHE DARSTELLUNG DER GEFÜGEELEMENTE DER KONJUGIERTEN SCHERZONEN



SCHERZONEN TOP NACH SÜDSÜDOST

- 1: Foliation
- 2: Streckungslineation

SCHERZONEN TOP NACH NORD:

- 3: Foliation
- 4: Streckungslineation

Die Gefügeelemente liegen mit einer Zylindrizität von 98 % auf dem Großkreis.

Abb. 3: Gefügeelemente des Stop 4 (Fortsetzung).

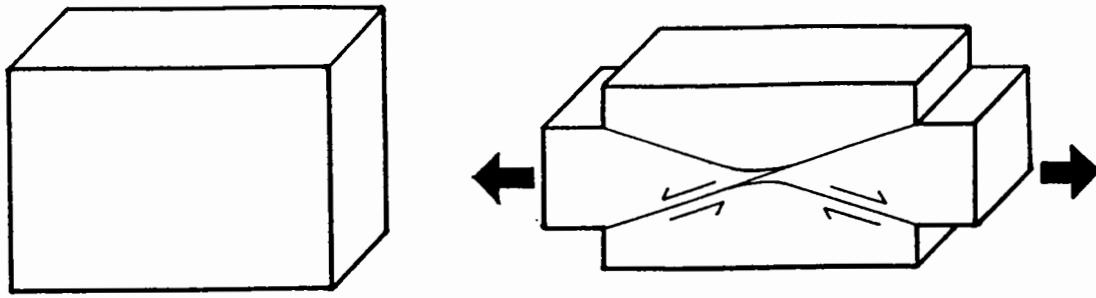


Abb. 4: Modell zur vertikalen Krustendünnung als Erklärung von abschiebenden konjugierten Scherzonen.

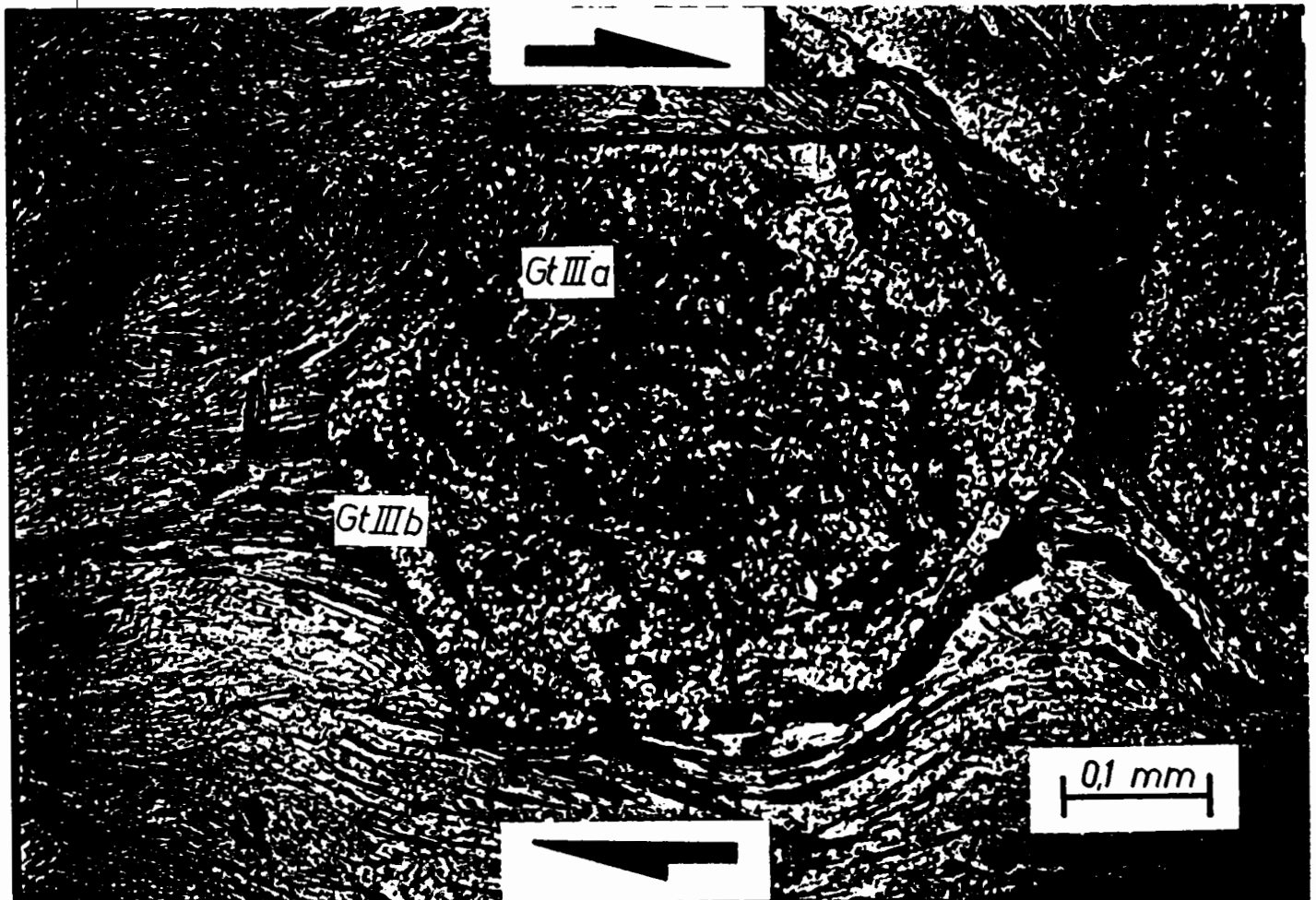


Abb. 5: Granat in einer Scherzone des Stop 4.

STOP 6: Südabschiebende, duktile Abschiebungen an der Grenze Waldbachkristallin zum unterlagernden Wechselkristallin

Anfahrt: OK 50, Blatt 136 (Hartberg). Aufschluß in Bruck an der Lafnitz, direkt an der Straße Bruck/Lafnitz nach Demmeldorf gelegen. Parkmöglichkeit beim Gasthof (ausgezeichnete Küche).

Beschreibung: Der Straßenaufschluß, ca. 100 m lang, ist ca. 250 m südlich der Grenze zum unterlagernden Wechselkristallin gelegen. Es sind Phyllonite nach Hornblendegneisen, feinkörnige Orthogneise, limonitisch verwitternde Serizit-Chlorit-schiefer, Schwarzphyllite und selten Amphibolite aufgeschlossen. Die Schieferung fällt steil gegen S ein. Auf den Schieferungsflächen ist eine steil südfallende Streckungslineation sichtbar (Abb. 6). Diese Gefügeelemente sind Ausdruck einer breiten Mylonitzone, die die Grenze zwischen liegendem Wechselkristallin und hangendem Waldbachkristallin kennzeichnet. Diese Mylonitzone zeigt südabschiebenden Charakter, wie aus zahlreichen Gefügen in diesem Aufschluß erkennbar ist. Im Detail lassen sich, je nach Lithologie, die ein "strain partitioning" nachzeichnet, s-c-Gefüge und Scherbänder vorwiegend in glimmerreichen Lagen, synthetische Boudinierung in kompetenten Lagen und antithetische Rotation von Boudins beobachten.

STOP 7: Weißschiefer, Grobgnais an der Grenze des Raabalpenkristallins zum Waldbachkristallin

Anfahrt: österreichische Karte 50, Blatt 136 (Hartberg). Von der Bundesstraße Vornau Richtung Birkfeld/Miesenbach/Pöllau, ca. 600 m südwestlich der Abzweigung zum Stift Vornau, links Abzweigung in asphaltierte Seitenstraße zum Gehöft Franzl in der Mühl (ca. 1 km), das direkt am Weißenbach gelegen ist. Parkmöglichkeit vor dem Gehöft. Fußmarsch über Steg (hinter dem Gehöft gelegen) über den Weißenbach, dann ca. 250 m den Weißenbach aufwärts bis zur Einmündung eines Seitenbaches von Ost. Aufschlüsse in diesem Seitenbach gelegen, ca. 70 bis 150 m bachaufwärts.

Beschreibung: Dieser Bach schließt vorwiegend extrem plattige und blättrige Weißschiefer auf, die Linsen von granitischen Augengneisen einschließen. Es können alle Übergangsstadien von grobkörnigen granitischen Augengneisen zu Weißschiefern, die nur aus Quarz und Hellglimmer bestehen, beobachtet werden. Auf den flach W bis SW einfallenden Schieferungsflächen findet sich ein ausgeprägtes, nach SSW einfallendes Streckungslinear (Abb. 7). Makroskopische Schersinnkriterien sind zweifelhaft. Es können sowohl N-gerichtete duktile Scherbänder und s-c-Gefüge, als auch S-gerichtete, semiduktile Scherbänder beobachtet werden. Alle diese Strukturen deuten auf eine

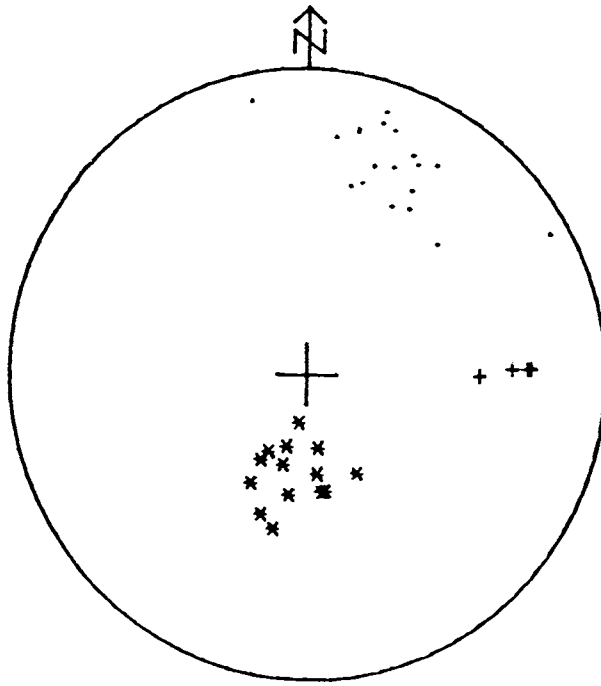


Abb. 6: Gefügeelemente des Stop 6, duktile Abschiebung im Waldbachkristallin. . - Schieferungsflächenpol; * - Streckungslineation; + - 2. Streckungslineation.

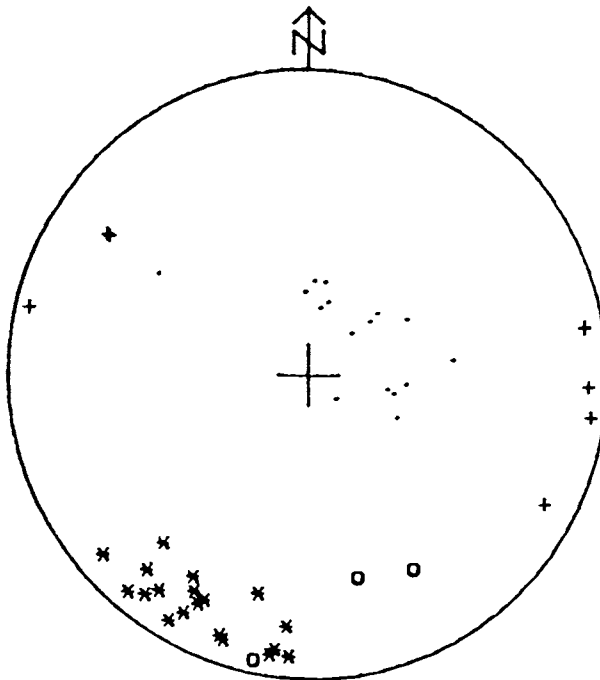


Abb. 7: Gefügeelemente in Weißschiefern des Stop 7. . - Schieferungsflächenpol; * - Streckungslineation; o - Faltenachsen isoklinaler Falten; + - Knickachsen.

duktiler Scherzone hin, die sich auf die Überschiebung des Raabalpenkristallins auf das Waldbachkristallin zurückführen läßt. Einem späten Ereignis sind ESE-WSW orientierte, konjugierte Knickfalten zuzurechnen, die eine Kompression in NNE-SSW-Richtung belegen.

STOP 8: Präalpine migmatitische Paragneise (Strallegger Gneise)

Anfahrt: ÖK 50, Blatt 135 (Birkfeld). Beim Kreuzwirt (am höchsten Punkt (Einschnitt) der Straße Vorau nach Miesenbach/Birkfeld gelegen) Abzweigung nach N in nicht asphaltierte, mittlere Straße nehmen (für Busse ungeeignet, da zu eng). Aufschluß in aufgelassenem, etwas verwachsenem Steinbruch, ca. 300 m NNW Kreuzwirt.

Beschreibung: Der Aufschluß zeigt alpidisch kaum überprägte Migmatite und Paragneise des Typs Strallegger Gneis. In der Regel finden sich stromatitische Migmatitgefüge und lokale Feldspatmetablastese mit ca. 1 bis 3 mm großen Feldspäten. Diskordante Leukosome sind reich an Biotitschlieren, die vom Paragestein übernommen werden. Die pegmatoiden Leukosome bestehen aus groben, regellosen Quarz/Feldspatkristallen, die in einer feinkörnigen biotitreichen Matrix schwimmen (unvollständige, mechanische Mischung der Leukosome). Solche Biotitschlieren können auch einzelne, bis ca. ca. 2 cm große Biotittafeln führen. In den Gneisen kommen Sillimanit und selten Andalusit vor. Eine Rb-Sr-Datierung von Biotiten dieses Aufschlusses ergab Alter von 66 Ma (SCHARBERT, dieser Band), zeigt somit die Abkühlung unter ca. 300 ° C an.

STOP 9: Dehnungsschieferung durch "strain partitioning" an Grenze zwischen Weißschiefer zu Augengneisen

Lage: ÖK 50, Blatt 135 (Birkfeld). Der Aufschluß ist an der Bundesstraße zwischen Miesenbach und Birkfeld, ca. 1,5 km westlich Miesenbach gelegen. Parkmöglichkeit an Bushaltestelle, bzw. an Straßenverzweigung an der Nordseite der Bundesstraße. Aufschluß in der Mitte zwischen Straßenabzweigung und Brücke östlich davon. Achtung auf Autoraser ("die wilden Oststeirer").

Beschreibung: Der Aufschluß zeigt eine Mylonitzone im Inneren des Raabalpenkristallins, an der Hangendgrenze des Grobgnaises. Es ist ein knapper Übergang zwischen Weißschiefern im Liegenden und Augengneismyloniten im Hangenden aufgeschlossen. Die Schieferung liegt flach, die Streckungslineation taucht flach gegen NNE ab (Abb. 8). In den Weißschiefern, insbesondere unmittelbar unterhalb der Grenze zu den Augengneisen, sind deutlich ausgebildete

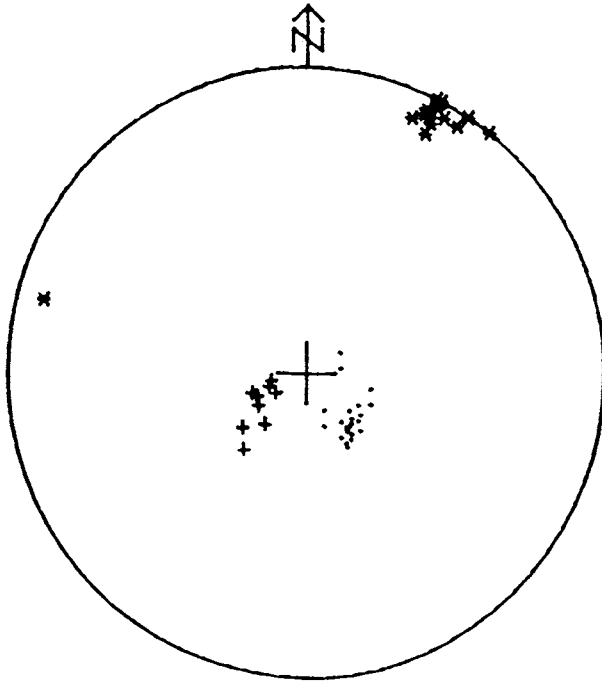


Abb. 8: Gefügeelemente in Weißschiefern und Augengneisssmyloniten des Stop 9. · - Schieferungsflächenpol; * - Streckungslineation; + - Pole von Scherbändern.

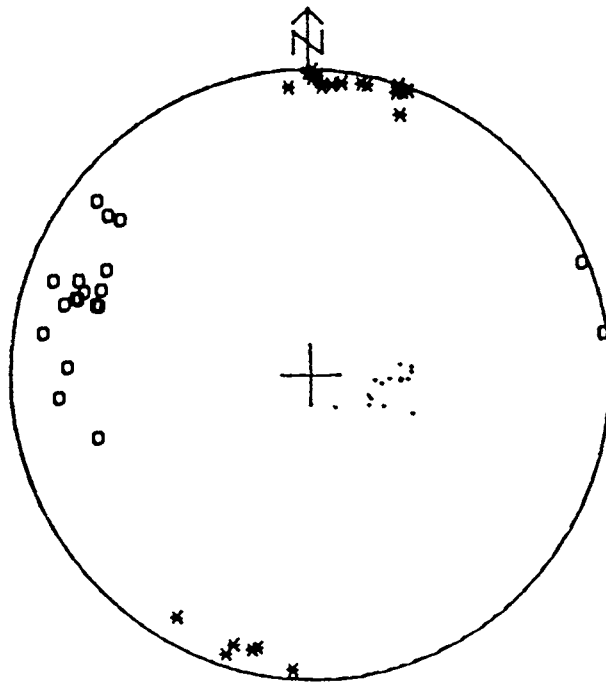


Abb. 9: Gefügeelemente in Orthogneisssmyloniten des Stop 10. · - Schieferungsflächenpol; * - Streckungslineation; o - Faltenachsen von Knickfalten.

Scherbänder erkennbar, die steiler als die Schieferung gegen E einfallen. Die Bildung der Dehnungsschieferung ist damit unabhängig und jünger als die duktile Deformation der Weißschiefer. Sie wird einer ostabschiebenden Abschiebung zugeordnet, die durch die Aufwölbung des Fischbacher Fensters bedingt ist.

STOP 10: Mylonitische Orthogneise im Liegenden der Überschiebung durch das Angerkristallin

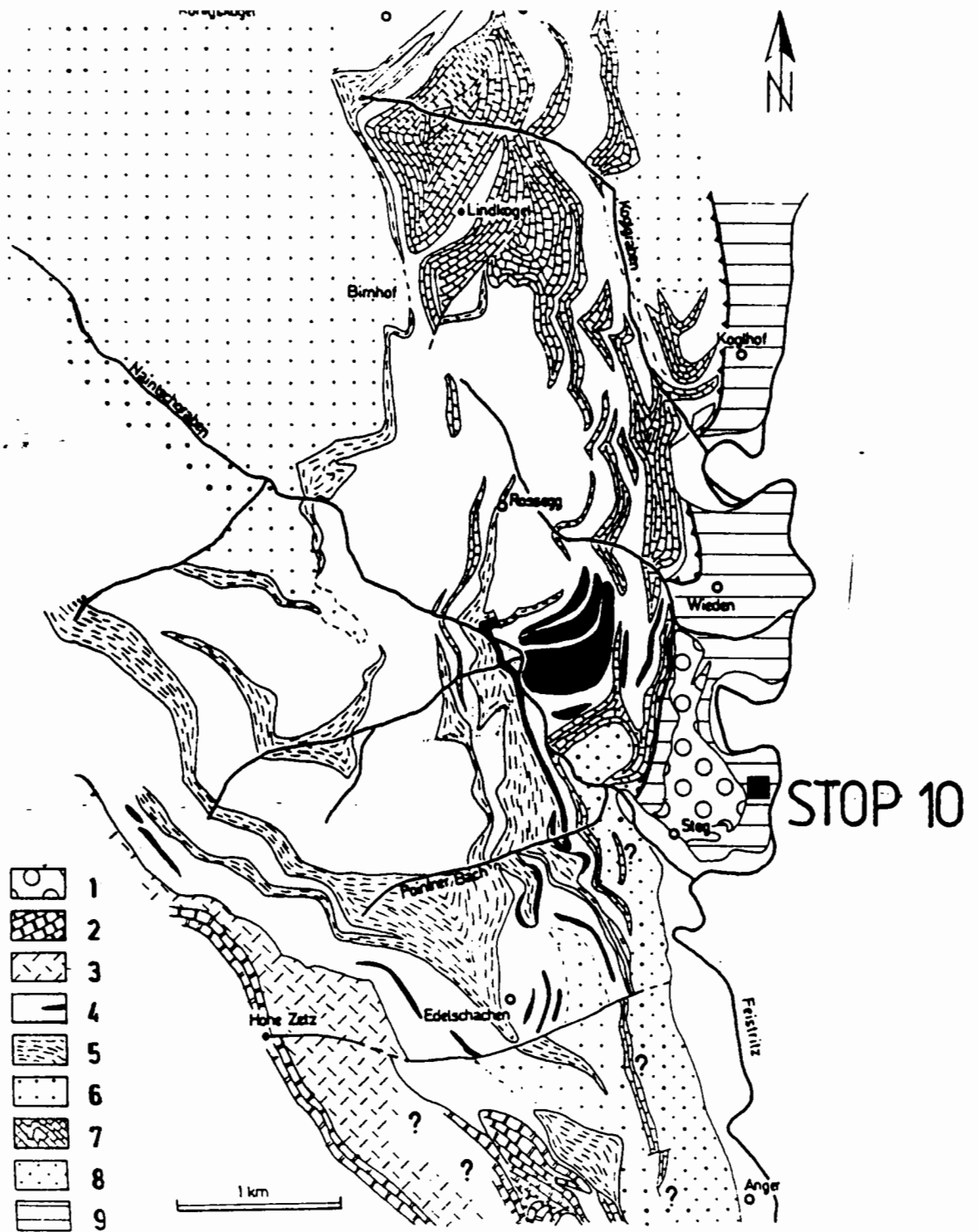
Lage: ÖK 50, Blatt 135 (Birkfeld). Von der Bundesstraße Birkfeld - Anger nach Steg am Eingang des Naintschgrabens abzweigen. Parkmöglichkeit für Bus unmittelbar nach Brücke. Mit PKW Zufahrt zum Aufschluß möglich über teilweise asphaltierte Straße rechts nach Brücke vor Steg. Ca. 500 m bergwärts fahren, beengte Parkmöglichkeit im Wald. Aufschluß (verlassener, nicht mehr in Karte eingetragener Steinbruch) durch verwachsenen Hohlweg erreichbar (westlich der Straße).

Beschreibung: Im Steinbruch sind feingeschieferter Orthogneismylonite aufgeschlossen. Diese Mylonite zeigen eine flach W-fallende Schieferung und eine ca. N - S orientierte Streckungslineation (Abb. 9). Im Aufschluß sind s-c-Gefüge und eine N-gerichtete Dehnungsschieferung nur undeutlich zu erkennen. Diese Gefüge lassen sich auf die Überschiebung des Raabalpenkristallins durch das Angerkristallin zurückführen, wobei dieser Aufschluß maximal 100 Meter unterhalb der Überschiebungsfläche gelegen ist (Abb. 10).

STOP 11: Rezente Felsgleitung im Granitsteinbruch Stubenberg

Lage: ÖK 50, Blatt 165 (Weiz). Der aufgelassene Steinbruch ist am Ostende der Freienberger Klamm, ostseitig der Straße zwischen Anger und Birkfeld, ca. 1 km nordwestlich von Stubenberg gelegen.

Beschreibung: Der Steinbruch schließt im Liegenden W-fallende Weißschiefer auf, die heute im Nordteil des Steinbruches von Paragneisen (Strallegger Gneis) überlagert werden. Der Steinbruch selbst ging auf einen heute nahezu vollständig abgebauten, wenig verschieferter Metagranit (Stubenberg-Granit) um. Im Hangendbereich finden sich Amphibolite, Diopsidfels, Marmor und unregelmäßige Pegmatitkörper als Einschaltungen innerhalb des Paragneises.



Legende: 1: Jungtertiär; 2: Kalkmarmor ("Schöckelkalk"); 3: Raasbergfolge; 4: Schwarzschiefer mit Einschaltungen heller Quarzite; 5: karbonatische Glimmerschiefer, Kalkphyllit, Glimmermarmor; 6: phyllitische Glimmerschiefer, Phyllit; 7: Koglhofmarmor; 8: Granatglimmerschiefer mit Pegmatit (tektonische Zuordnung fraglich); 9: Raabalpenkristallin.

Abb. 10: Lage des Stop 10 (aus NEUBAUER, 1981).

Der Metagranit hat folgende Zusammensetzung (WIESENER, 1968):

Quarz	31,3	Vol.%
Albit	32,6	
Anorthit	2,0	
Kalifeldspat	12,0	
Muskowit	16,5	
Biotit	5,6	

Das Rb-Sr-Alter eines Pegmatitmuskowites ist 231 ± 8 Ma (SCHARBERT, dieser Exkursionsführer). Es ist damit knapp jünger als die Errorchrone von Granitoiden, zu der der Stubenberg-Granit zu rechnen ist.

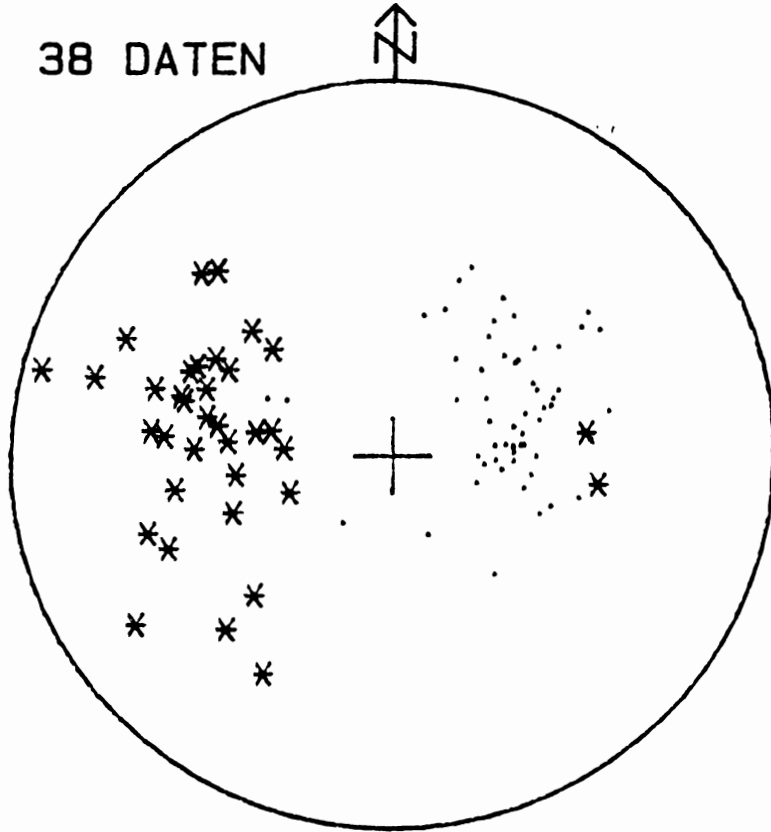
Ausdruck der alpidischen Deformation sind Weißschiefer, deren Schieferung mittelsteil gegen W bis SW einfällt. Das Maximum der Streckungslineation taucht gegen W ab (Abb. 11). Schersinnuntersuchungen geben WNW-Transport längs dieser Zone an. Die Weißschiefer zeigen auch NW-vergente Knickfalten (SW-fallendes Maximum) und E- bzw. W-vergente Knickfalten, deren Achsen um N-S streichen.

Der hangende Block mit den nunmehr abgebauten Metagraniten und den Paragneisen ist in den Sechzigerjahren an einer listrischen Fläche längs der Weißschiefer abgerutscht (HADITSCH 1970, 1971). Dabei wurde das Schieferungsflächengefüge des Hangendblockes antithetisch rotiert (Abb. 12). Vereinzelt lassen sich dazugehörige Harnische und Strömungen nachweisen.

LITERATUR

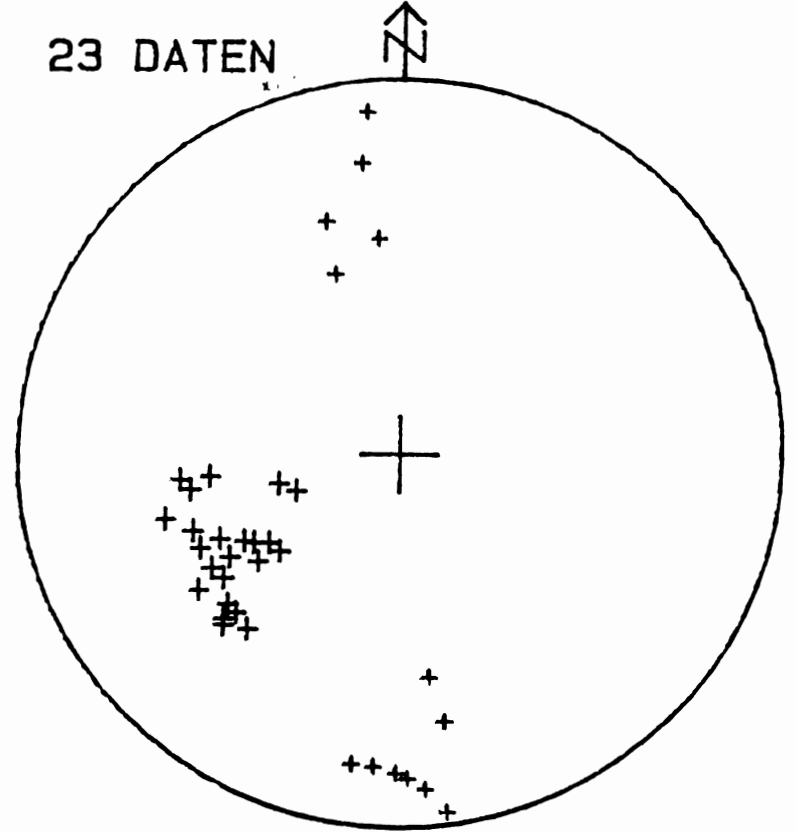
Siehe einleitenden Text !

38 DATEN



STEINBRUCH STUBENBERG

23 DATEN



KNICKFALTENACHSEN

Abb. 11: Gefügeelemente des Granitsteinbruches Stubenberg.
· - Schieferungsflächenpol; * - Streckungslineation; +
- Faltenachsen von Knickfalten.

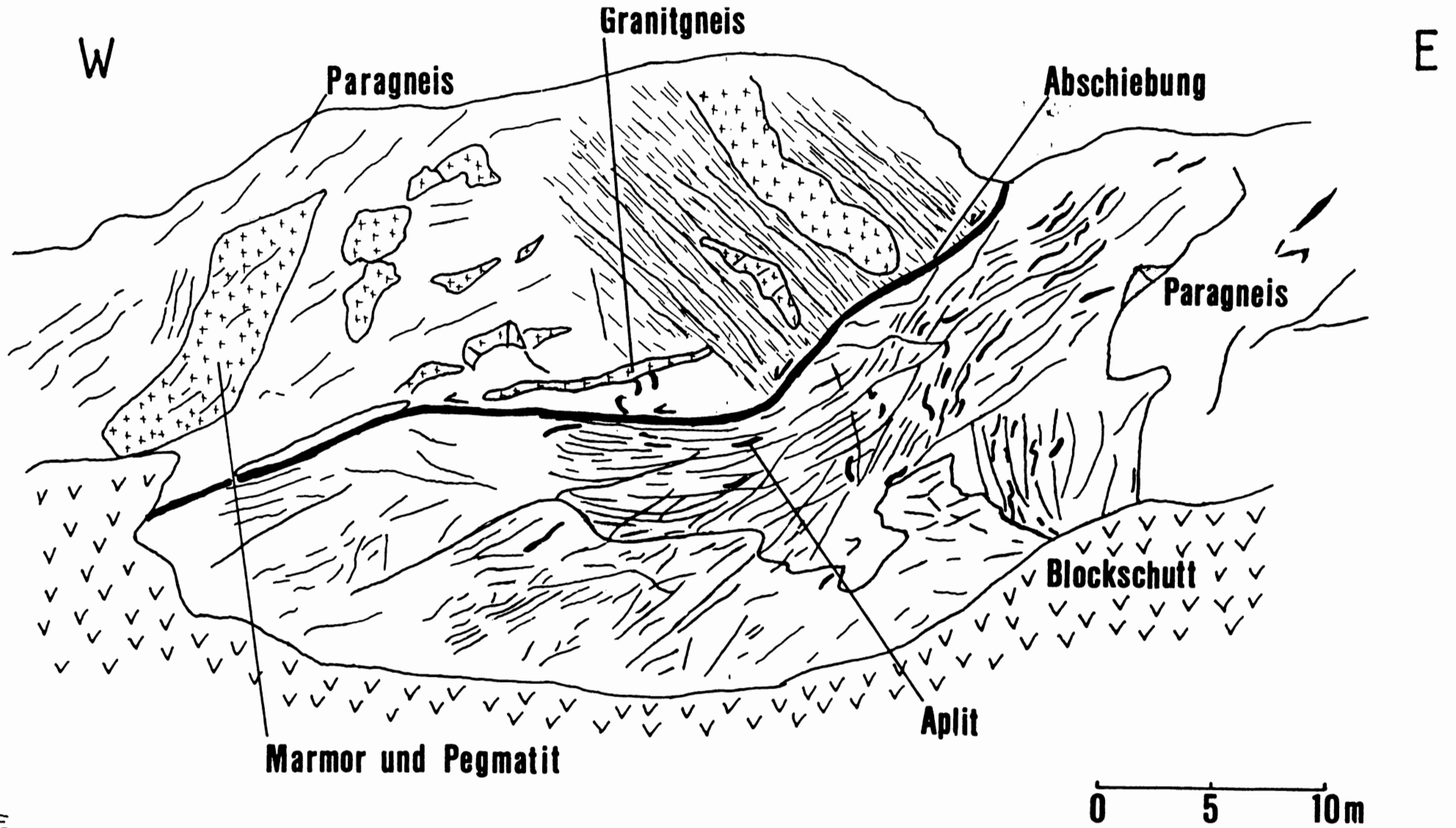


Abb. 12: Aufschlußskizze des Nordteiles des Granitsteinbruches Stubenberg mit Abschiebung.