

## B. Geologie

KTB Oberpfalz VB –  
erste Ergebnisse der geologischen Aufnahme  
bis 1530 m

S. Keyssner  
T. Massalsky  
H. Müller  
C. Röhr  
G. Graup  
W. Hacker

KTB Report	88-6	B1-B88	Abb.	Hannover 1988
------------	------	--------	------	---------------

Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor (Windischeschenbach), Teufenbereich von 992 bis 1530 m:

## B. Geologie

S. Keyssner, T. Massalsky, H. Müller, C. Röhr, G. Graup & W. Hacker \*)

<u>Inhaltsverzeichnis:</u>		Seite
	Zusammenfassung	B 2
	abstract	B 3
B.1	Einleitung	B 5
B.2	Petrographie	B 7
B.2.1	Paragneise	B 7
B.2.2	Lamprophyre	B 11
B.2.3	Metabasitserie	B 14
B.2.3.1	Amphibolite (ohne Metagabbros)	B 16
B.2.3.2	Metagabbros	B 22
B.2.3.3	Leukokrate Biotit-Plagioklas-Gneise im Amphibolit	B 33
B.2.3.4	Meta-Ultramafitite	B 35
B.2.4	Diskussion	B 42
B.2.5	Nachträge zu vorherigen Berichten	B 49
B.3	Strukturgeologie	B 52
B.3.1	Einleitung	B 52
B.3.2	Makrogefüge	B 52
B.3.2.1	Foliation	B 52
B.3.2.2	Kataklase	B 55
B.3.3	Mikrogefüge	B 58
B.3.4	Interpretation	B 59
B.4	Anmerkungen zum Lithoprofil	B 62
B.4.1	Arbeitsmethodik	B 62
B.4.2	Korrelation von Logs mit Gesteinstypen und Mineralbeständen	B 62
B.4.3	Störungen	B 63
B.5	Literaturverzeichnis	B 65
B.6	Anhang	B 66

\*) Anschrift der Verfasser: KTB Feldlabor  
8486 Windischeschenbach

### Zusammenfassung

Der 3. Arbeitsbericht umfaßt die vorläufigen Ergebnisse der petrographischen und struktureologischen Bearbeitung des Bohrabschnittes 992 - 1530 m der Tiefbohrung "KTB Oberpfalz VB". Von 992 bis 1229 m standen zur Untersuchung fast ausschließlich Cuttings, ab 1229 m Bohrkerne zur Verfügung.

Bis 1160 m hat die Bohrung monotone granatführende Sillimanit-Biotit-Paragneise mit einzelnen Einschaltungen von Lamprophyr- und Quarzgängen durchteuft. Darunter tritt eine abwechslungsreiche Folge von Amphiboliten, Metagabbros und Meta-Ultramafititen auf.

Die nur durch Cuttings belegten Paragneise sind durchgehend stark alteriert und weisen ein granoblastisches Gefüge mit lokaler Tendenz zu duktiler Kornverkleinerung von Quarzen auf. Granat tritt gegenüber dem Abschnitt 460 - 992 m nur untergeordnet auf. Sillimanit ist in Form von Fibrolith eng mit Biotit verwachsen. An Opakmineralen dominieren Sulfide: Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Markasit, Arsenkies, Molybdänglanz neben Ilmenit, Rutil, Anatas und Graphit. Zwei größere kataklastische Störungszonen machen sich durch verstärkte Alteration und erhöhte Pyrit- und Graphitführung bemerkbar.

Die häufig granatreichen, z.T. biotitführenden Amphibolite zeigen sehr variable Gefüge von massigen über schwach foliierte/flaserige bis zu straff foliierten Typen und sind häufig von schlierig-migmatitischen Mobilisaten durchzogen. Lokal treten leukokrate, feldspatreiche Hornblende-Gneise auf.

In den Metagabbros dominiert ein reliktsches Ophitgefüge aus Klinopyroxen und Plagioklas(1) mit ausgeprägter Coronabildung von Granat um Klinopyroxen. Dieses Gefüge ist durch eine vorwiegend statische Metamorphose unter Bildung eines xenomorph-körnigen Grundgewebes aus Plagioklas(2), Granat und Hornblende überprägt worden. Plagioklas(1) wird von Granat verdrängt, Klinopyroxen von Hornblende. Die metamorphe Überprägung kann bis zur völligen Auslöschung des magmatischen Gefüges gehen.

In den Metabasiten überwiegen die oxidischen Erzmineralphasen (Ilmenit, Magnetit, Rutil) über die sulfidischen (Magnetkies, Pyrit, Kupferkies).

Ob eine genetische Beziehung zwischen Amphiboliten und Metagabbros besteht, ist unklar, da sowohl kontinuierliche Übergänge als auch Mobilisationserscheinungen oder auch von einer intensiven duktilen oder kataklastischen Deformation erfaßte Grenzen zu beobachten sind. Die Metagabbros sind deutlich basischer als die Amphibolite mit Anreicherung kompatibler und Abreicherung inkompatibler Elemente.

Die sowohl in Amphiboliten als auch in Metagabbros, vor allem in feldspat- und/oder quarzreicheren Lagen weit verbreitete, das magmatische Gefüge überprägende Foliation ist Ausdruck einer duktilen Deformation mit Streckungskomponente, die die Gesteine nach der Platznahme ergriffen hat. In quarz- und plagioklasärmeren Bereichen geht diese duktile Deformation in eine vorherrschend bruchhafte Deformation über. Diskordante Scherbahnen dokumentieren ein jüngeres kataklastisches Deformationsstadium. Die primär magmatischen (intrusiven?) Kontakte zwischen verschiedenen Metabasiten sind häufig von solchen jüngeren, kataklastischen Scherzonen überprägt worden, deren Anlage durch das unterschiedliche rheologische Verhalten der verschiedenen Gesteinstypen begünstigt wird.

Meta-Ultramafitite treten als kleine Xenolithe oder größere Körper (maximal auf 6 m Kernlänge aufgeschlossen) vorwiegend in Metagabbros auf und werden als Kumulate des gabbroiden Magmas gedeutet. Hauptgemengteile sind Klinopyroxen und Talk-/Serpentinaggregate (Olivinpseudomorphosen) oder Hornblende. Zusätzlich zu den bei den Metabasiten erwähnten Erzmineralen treten Kobaltglanz und Pentlandit auf. Diese Gesteine sind ausschließlich massig ausgeprägt.

#### Abstract

This third KTB field laboratory report presents preliminary petrographic and structural results of the section from 992 m to 1530 m of the scientific well 'KTB Oberpfalz VB'. Due to directional drilling only cuttings were available from 992 m to 1229 m whereas from 1229 m onwards cores were recovered.

Down to 1160 m the well intersected a monotonous suite of garnet-bearing sillimanite-biotite-paragneisses with a few intercalations of lamprophyric dikes and quartz veins. Then followed a variable sequence of amphibolites, metagabbros and meta-ultramafic rocks.

The paragneisses, which are only documented by cuttings, are mostly severely altered and have a granoblastic structure with quartz showing a local tendency to ductile decrease in grain size. Garnet is rare compared to the section from 460 m to 992 m. Sillimanite appears as fibrolitic aggregates in close intergrowth with biotite. Accessory graphite is ubiquitous. Ore minerals are dominantly sulfides: pyrite, pyrrotite, chalcopyrite, markasite, arsenopyrite, molybdenite, and subordinate ilmenite, rutile, and anatase. Two major cataclastic fault zones can be recognized by their intense alteration and increase in pyrite and graphite content.

The amphibolites, mostly rich in garnet, are partly biotite-bearing. They show variable structures (massive through weak-

ly foliated to intensely foliated) and are frequently penetrated by schlieren-like migmatitic mobilisates. Locally leucocratic hornblende-gneisses rich in plagioclase are present.

The metagabbros are characterized by a relictic ophite texture of clinopyroxene and plagioclase(1) with development of garnet coronas around clinopyroxene. This ophitic texture is overprinted by a predominantly static metamorphism which leads to isosize xenomorph growth of plagioclase(2), garnet and amphibole. Garnet partly replaces plagioclase(1) and clinopyroxene is pseudomorphosed by amphibole. This metamorphic overprint can proceed until total extinction of the primary magmatic textures is reached.

Ore minerals in the metabasites are predominantly oxides (ilmenite, magnetite, rutile) and subordinate sulfides (pyrrhotine, pyrite, chalcopyrite).

It is not yet clear whether amphibolites and metagabbros are cogenetic because the contacts are very diversely developed. Transitions have been observed to be continuous or soaked by migmatitic schlieren or influenced by intense ductile or cataclastic deformation. Geochemically the metagabbros are more basic than the amphibolites with an enrichment of compatible elements and decrease in incompatible ones.

Feldspar-enriched and/or quartz-enriched layers in amphibolites and metagabbros in large parts show a foliation which overprints the primary magmatic texture by a ductile deformation with an elongational component. In quartz-poorer and/or plagioclase-poorer parts this ductile deformation is replaced by a predominantly brittle deformation. Discordant shear zones represent a younger cataclastic stage of deformation. These younger cataclastic shear zones frequently overprint primary magmatic contacts between different metabasites and meta-ultramafitites because of their different rheological characteristics.

Meta-ultramafitites occur as small xenolites or larger bodies (up to 6 m core length) predominantly in metagabbros and are interpreted as cumulates of a gabbroic magma. Main components are clinopyroxene and talc/serpentine-aggregates (pseudomorph after olivine) or amphibole. Cobaltite and pentlandite are observed in addition to the ore minerals mentioned above with the metabasites. These rocks do not show any foliation.

## B.1 Einleitung

Während der Richtbohrphase (992.0 - 1228.8 m) wurde mit Ausnahme eines einzelnen Kernes (Kernmarsch 253, 1177.0 - 1183.0 m) ausschließlich Bohrklein (Cuttings) und Bohrmehl gewonnen. Im Anschluß an diese Richtbohrstrecke wurden von 1228.8 bis 1529.4 m (Kernmarsch 253 - 319) wieder Kerne erbohrt (siehe Abschnitt A).

Die Cuttings werden zunächst makroskopisch mit Hilfe des Binokulars angesprochen und später von ausgesuchten, z.T. vorkonzentrierten Proben Dünnschliffe hergestellt. Die makroskopische Bohrkernansprache wird im Klartext in der sogenannten Bohrkernkurzbeschreibung dokumentiert und erfolgt unmittelbar nach der Kernentnahme, während die detaillierte, EDV-gerechte Kernaufnahme später nachgearbeitet wird. Zur Erstellung des geologischen Profils werden die Ergebnisse der Arbeitsgruppen Geophysik und Geochemie sowie die geophysikalischen Bohrlochmessungen hinzugezogen. Dies ist vor allem in den kernlosen Bohrphasen unbedingt erforderlich.

Nach Einrichtung des Schlifflabors im KTB-Feldlabor werden nun auch die Dünnschliffe (z.T. als polierte Dünnschliffe) im Hause hergestellt, während Erzanschliffe weiterhin am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen angefertigt werden.

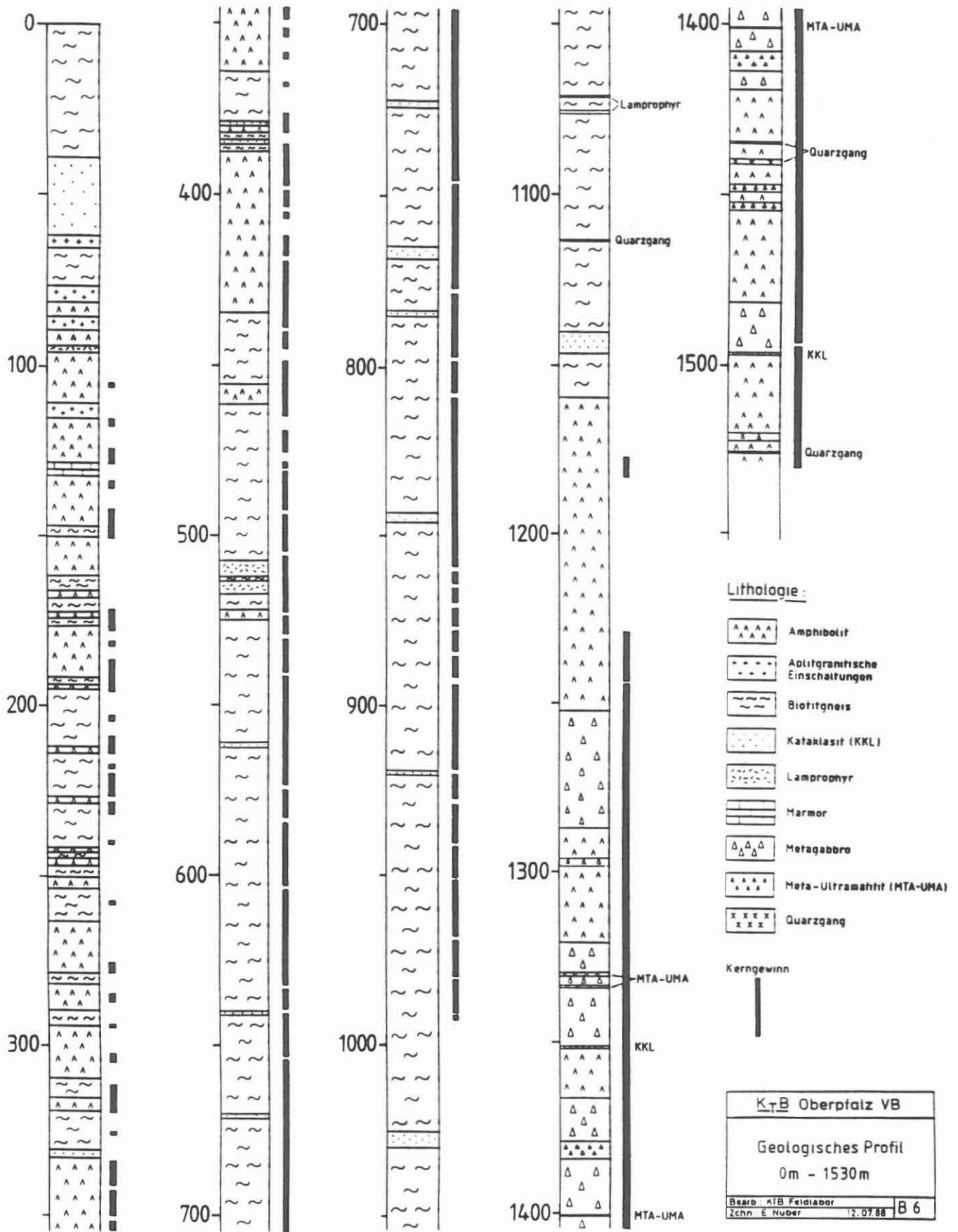


Abb. B.2.1: Geologisches Übersichtsprofil von 0 bis 1530 m

## B.2 Petrographie

Der Teufenbereich 992 - 1530 m gliedert sich in:

992 - 1160 m alterierter Sillimanit-Biotit-Paragneis

1160 - 1530 m Metabasitserie aus Amphibolit, Metagabbro  
und Meta-Ultramafitit mit wenigen Quarzgängen.

Abbildung B.2.1 zeigt das geologische Übersichtsprofil des Teufenabschnitts 0 - 1530 m; das detaillierte Profil im Maßstab 1:200 befindet sich im Anhang zu Abschnitt B.

### B.2.1 Paragneise

(Dünnschliffe CUT998m, CUT1006m, CUT1025m, CUT1034m I+II, CUT1047m I+II, CUT1059m I+II, CUT1060 I+II, CUT1067m, CUT1070m A+B+C, CUT 1102m, CUT1177 A+B (wohl Nachfall?); Ansliffe: Cut1030, CUT1030ERZ, CUT1034, CUT1034ERZ, CUT1103, CUT1103ERZ, CUT1145, CUT1145ERZ, 992 - 1160 m)

Die Charakterisierung der während der Richtbohrphase durchteuften Paragneise beruht ausschließlich auf der Bearbeitung von Bohrklein, so daß eine exakte Teufenzuordnung nur bedingt möglich ist. Mit einer Vermischung des Bohrkleins durch Nachfall aus geringeren Teufen ist immer zu rechnen.

Die ab 460 m angetroffenen Paragneise setzen sich kontinuierlich bis 1160 m fort. Insgesamt wurde damit über eine Strecke von ca. 600 m eine monotone Paragneisserie mit nur geringmächtigen anderen lithologischen Einschaltungen durchteuft. Es handelt sich um feinkörnige (0.2 - 1 mm), nach dem Dünnschliffbefund häufig straff foliierte Sillimanit-Biotit-Gneise mit geringem bis fehlendem Granatgehalt, die meist stark diaphthoritisch überprägt sind. Sillimanit-Biotit-Verwachsungen zusammen mit Quarz und Plagioklas bilden die primäre Paragenese. Die ebenfalls stets im Bohrklein auftretenden Quarz-Plagioklas-Aggregate werden als helle Mobilisate (Leukosome) gedeutet, die in den Strecken, die durch Bohrkörner belegt sind, dem Paragneis oft eine migmatitische Textur geben. In Analogie zu den Befunden im hangenden Teil der Paragneisserie (vgl. HACKER et al. 1988) wird für den häufig auftretenden Muskovit überwiegend eine retrograde Bildung angenommen (s. Kap. B.2.5).

Die folgende mikroskopische Beschreibung stützt sich auf 15 Dünnschliffe und 8 Ansliffe, die von dem Bohrklein angefertigt wurden.

Quarz tritt je nach tektonischer Beanspruchung des Gesteins mit einfachen, geraden oder suturierten Korngrenzen oder



feinkörnig rekristallisiert, meist undulös auslöschend und mit Subkornbildung auf. Plagioklas ist frisch, schwach sericitisiert oder von staubfeinen, opak erscheinenden Einschlüssen getrübt. Stellenweise sind die Zwillingslamellen verbogen. Wohl in Leukosom-Bruchstücken wurde Plagioklas hypidiomorph gefunden. Biotit findet sich in allen Cutting-Proben in verschiedenen Alterationsgraden. Die Entmischung von Ilmenit in noch schwach braunen Biotiten wurde oberhalb 992 m nicht in dem hier beobachteten Ausmaß angetroffen. Eine retrograde Umwandlung von Biotit zu Chlorit und Muskovit ist allgegenwärtig. In solchen Chloriten finden sich idiomorphe Epidot/Klinozoisit-Kristalle und Leukoxen (Abb. B.2.2). Sillimanit erscheint vorwiegend in langgestreckten Fibrolithstrahlen mit Biotit verwachsen oder als Fibrolithwirbel in Quarz, untergeordnet auch als individualisierte kurze Nadeln. Sillimanit ist fast vollständig durch Hellglimmer ersetzt. Manche in Plagioklas eingewachsene Sillimanitnadeln waren vor der Alteration geschützt, obwohl gleich daneben Fibrolithstrahlen völlig sericitisiert sein können. Aus solchen Sericitaggregaten nach Fibrolith sprossen Muskovitkristalle. In anderen Muskoviten finden sich Sillimanitform- und -stoffrelikte (Abb. B.2.3). Granat tritt im Gegensatz zu den Paragneisen oberhalb der Berichtsteufe nur noch untergeordnet auf. Meist handelt es sich um kleine, korrodierte Körnchen, die von Fibrolith-Biotit-Aggregaten umflasert werden. Stellenweise sproßt Chlorit auf einem dichtständigen Bruchsystem im Granat oder hat diesen schon völlig verdrängt (Abb. B.2.4). In zwei Cutting-Stücken wurden wahrscheinlich kleine, nicht sicher bestimmbare Disthenrelikte gefunden. Sie unterstreichen die immer wieder beobachtete Tendenz, daß mit zunehmender Tiefe der Disthen zunehmend von Sillimanit abgelöst wird. Diese Entwicklung kann durch Temperaturerhöhung oder Drucksenkung bedingt sein.

Als Akzessorien werden Zirkon, Apatit, Opakminerale und Titanit beobachtet. Hin und wieder durchschlägt ein Karbonat- oder Zeolithgächchen den Gneis. In einem Cutting-Stück von 1059 m wurde eine "crack and seal"-Struktur beobachtet (siehe auch Kap. B.3.3): in einem foliationsparallelen Quarzgächchen treten schmale, langgestreckte Gneisbruchstücke auf, die wohl durch wiederholtes Aufreißen, Mitabreißen des Gangnebengesteins und Verheilen mit Quarz entstanden sind (Abb. B.2.5). Die völlig von Quarz eingeschlossenen Gneisbruchstücke sind genauso stark alteriert wie das Nebengestein.

Als Opakanteil der Paragneise wurden nach makroskopischen Befunden und Auflichtuntersuchungen Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Markasit, Arsenkies, Pentlandit, Molybdänglanz, Rutil, Anatas, Ilmenit und Graphit bestimmt.

Pyrit bildet oft hypidiomorphe Einzelkörner, sowie größere, unregelmäßige, hohlraumreiche Aggregate und wird als dominierendes Erzmineral nur selten von Magnetkies abgelöst (z. B. 1034 m). Das Mineral zeigt häufig eine kataklastische Überprägung. Risse und Hohlräume in diesen Aggregaten weisen

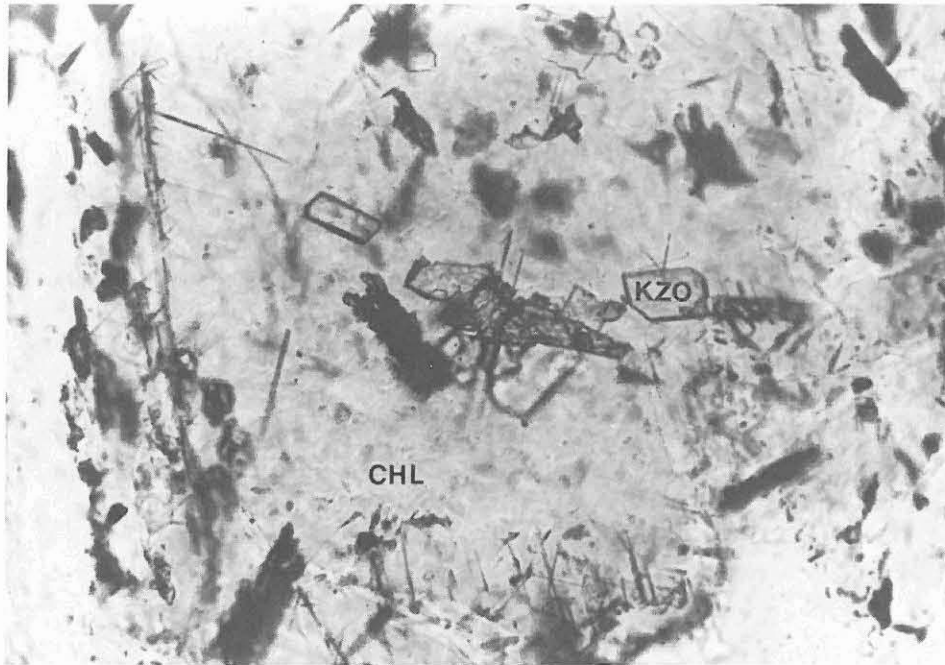


Abb. B.2.2: Idiomorphe Klinozoisit-Kristalle (KZO) und Sagenit-Nadeln in chloritisiertem Biotit (CHL) - (Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Cutting)  
(Schliff CUT1060II, 1060 m, 1 Nicol, 300-fach).

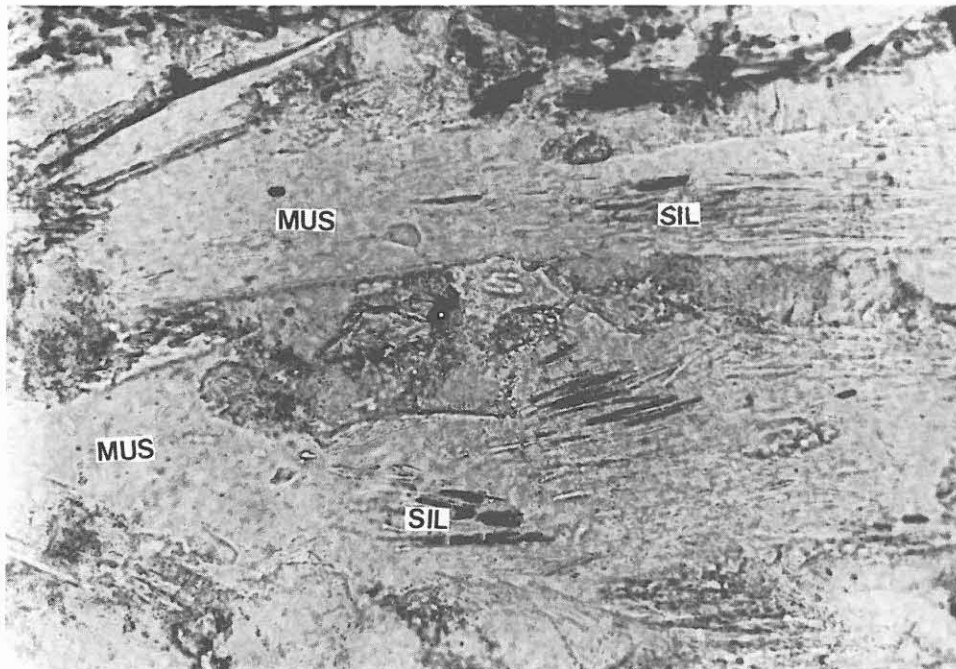


Abb. B.2.3: Sillimanit-Relikte (SIL) in Muskovit (MUS) - (Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Cutting)  
(Schliff CUT1006, 1006 m, 1 Nicol, 150-fach).

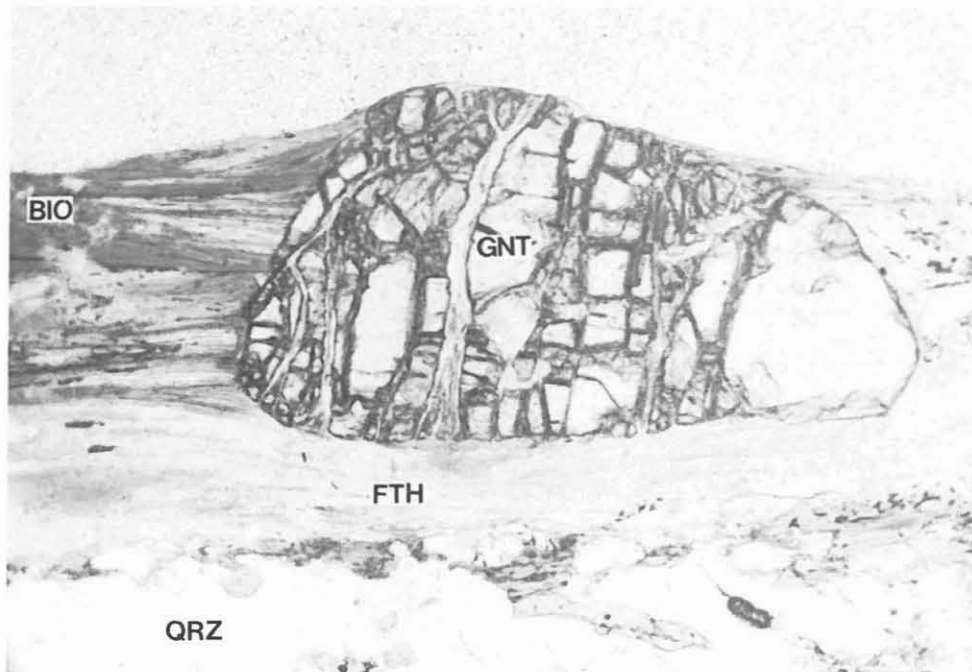


Abb. B.2.4: Von Rissen aus chloritisierter Granat (GNT), von Fibrolith-Biotit-Flasern (hellverglimmert - FTH) umflossen (Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Cutting) (Schliff CUT1006, 1006 m, 1 Nicol, 70-fach).

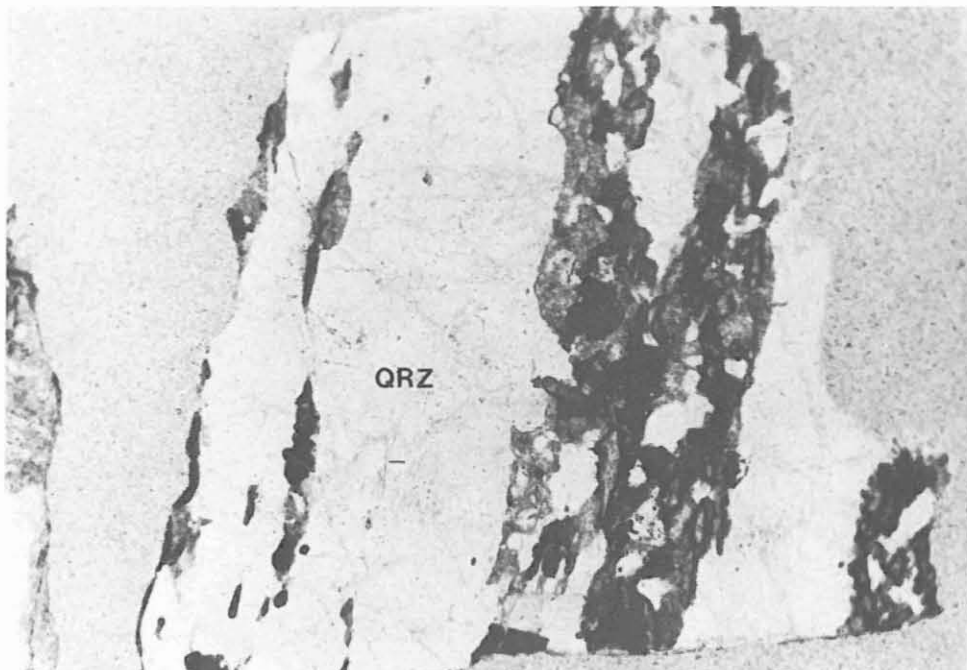


Abb. B.2.5: Crack-and-seal-Struktur (Quarz-Gängchen in alteriertem Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Cutting) (Schliff CUT1059, 1059 m, 1 Nicol, 25-fach).

stellenweise eine bevorzugte Orientierung auf (Abb. B.2.6). In Form von Einschlüssen und jüngeren Rißfüllungen im Pyrit tritt Kupferkies (Abb. B.2.7) auf, als Anlagerung und Hohlraumfüllung Graphit. Manchmal zeigt Pyrit bereits in Luft leichte Anisotropieerscheinungen. Magnetkies bildet xenomorphe, hohlraumreiche, buchtige Einzelkörner (Abb. B.2.8) mit sowohl blockartiger als auch schlierenförmiger Anisotropie. Einschlüsse von Pyrit und Anlagerungen von Kupferkies wurden identifiziert. Kleine, meist randliche, flammenförmige Einschlüsse bestehen aus Pentlandit (isotrop) und Markasit (anisotrop, bläulich). Kupferkies stellt eine untergeordnete Opakmineralphase dar. Er tritt zusammen mit Pyrit und Magnetkies auf, findet sich aber meist als kleine, xenomorphe Einzelkörner in hellen Mobilisaten. In dem Anschliff (CUT1103) wurde ein sehr kleiner, leistenförmiger Molybdänglanz mit Pyritaufwachsungen und -einschlüssen identifiziert. In gleicher Teufe wurde Arsenkies als untergeordnete, sehr helle, auffällige Anisotropiefarben zeigende, idiomorphe Phase mit Hilfe von Mikrosondenanalysen (vom Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen durch Herrn S. van Delden durchgeführt) bestimmt.

Rutil findet sich in fast jeder untersuchten Probe. Er bildet rundlich-ovale bis unregelmäßige Kornformen aus (Abb. B.2.8). Die Farbe der Innenreflexe wechselt von hellgrau-weiß bis zu gelb-braun, seltener zu rot (1145 m). Untergeordnet tritt Ilmenit auf, der sowohl nadelige als auch unregelmäßige, meist nur kleine Kornformen ausbildet.

Der Graphitanteil in den Paragneisen wechselt. Das Mineral tritt in Form gebogener und aufgefiederter Leisten (Abb. B.2.6 und B.2.8) und haufenförmiger Aggregate auf. Stellenweise ist Graphit in sulfidische Erzminerale eingelagert.

## B.2.2 Lamprophyre

(Dünnschliffe: CUT1070A, CUT1077)

Im Teufenbereich 1067 - 1077 m treten mehrfach Bruchstücke von dunklen Ganggesteinen auf, die vermutlich der Lamprophyrfamilie zugerechnet werden können. Es handelt sich um sehr feinkörnige, teils gleichkörnige, teils porphyrische Gesteine mit sperrigen Feldspatleisten in einer feinnadeligen oder feinfilzigen Grundmasse aus sericitisiertem Feldspat, Chlorit und wenig Quarz in Zwickeln, sowie zahlreichen, kleinen Leukoxen-Klümpchen und Chlorit (Abb. B.2.9). Dunkelbrauner Spinell, Apatit, fast völlig chloritisierte Biotit und vereinzelte Relikte einer braunen Hornblende gehören zum primären Mineralbestand. Daneben treten z.T. rechteckige, meist aber unregelmäßig begrenzte, bis 400 µm große Einsprenglingspseudomorphosen auf, die aus Chlorit oder Karbonat bestehen. Karbonat ist stellenweise reichlich in Form rundlicher Aggre-



Abb. B.2.6: Hypidiomorphes Pyritaggregat; Risse und Hohlräume zeigen eine bevorzugte Orientierung; Graphitleisten als An- und Einlagerung (Anschliff CUT1034ERZ, 1034 m, Körnerpräparat, 1 Nicol, 125-fach, Luft).

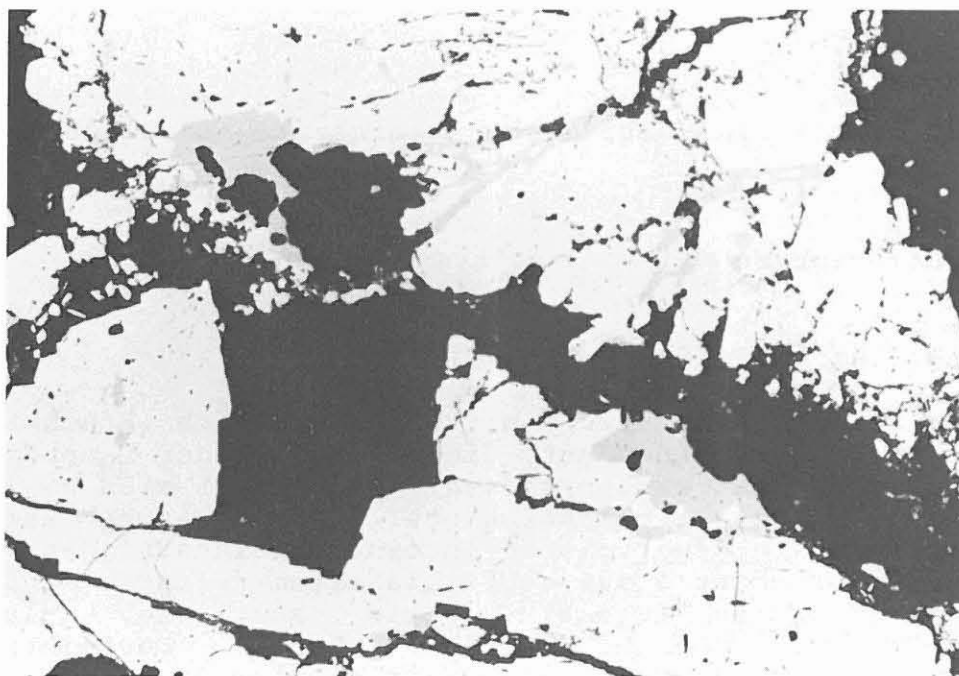


Abb. B.2.7: Kupferkies (grau) verdrängt Pyrit (hellgrau) von Rissen und Hohlräumen aus (Anschliff CUT1034ERZ, 1034 m, Körnerpräparat, 1 Nicol, 140-fach, Luft).

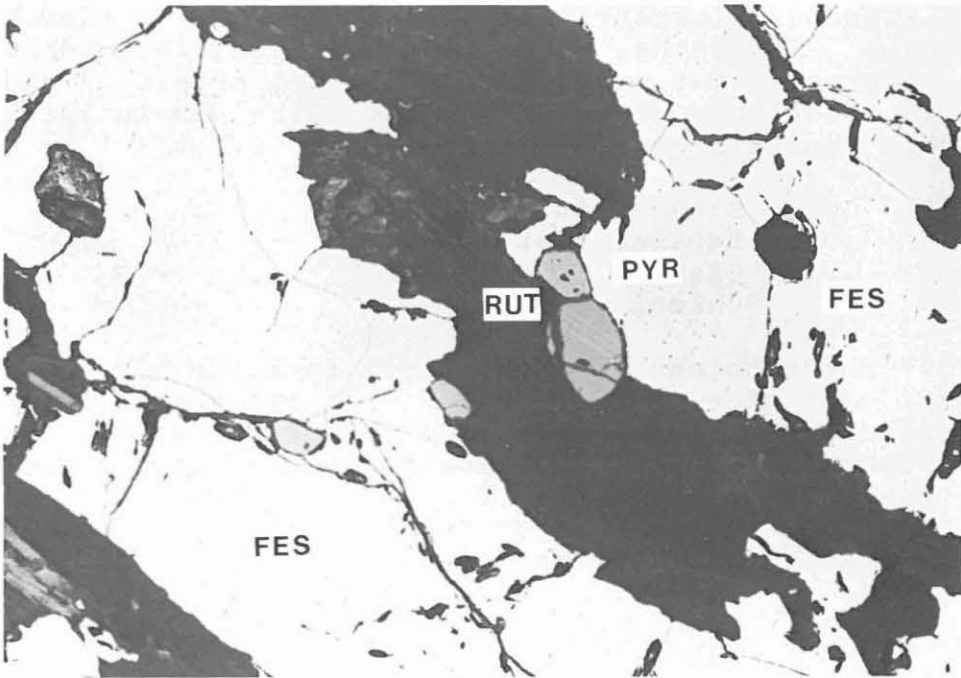


Abb. B.2.8: Magnetkiesaggregate (FES) mit Pyritaufwachsungen (PYR) und angelagertertem Rutil (RUT) mit deutlicher Zwillingsstreifung; am linken Bildrand einzelne Graphitleisten; zentral haufenförmige Graphitaggregate (Anschliff CUT1034ERZ, 1034 m, Körnerpräparat, 1 Nicol, 125-fach, Luft).

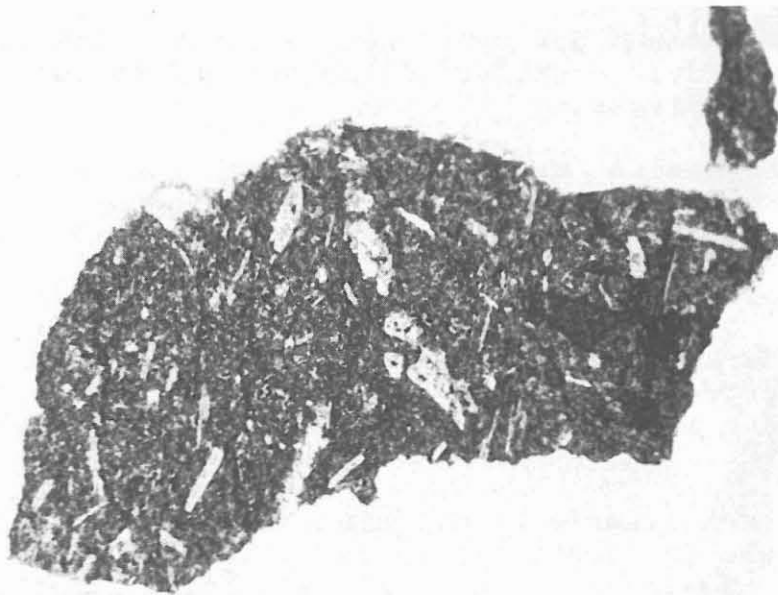


Abb. B.2.9: Porphyrischer Lamprophyr mit Feldspatleisten (Cutting) (Schliff CUT1070A, 1070 m, 1 Nicol, 30-fach).

gate (Blasenausfüllungen), feinverteilt in der Grundmasse, in alterierten Einsprenglingen und auf Gängchen vorhanden. Manche Aggregate mit Quarz und Sillimanitnadeln(?) könnten als Gneiseinschlüsse gedeutet werden. Eine RDA-Analyse eines Lamprophyr-Separats von 1070 m ergab (in Gew.-%):

Plagioklas	44
Kalifeldspat	30
Quarz	22
Chlorit	4

Bei 1077 m erscheinen im Dünnschliff farblose bis hellgrüne Cuttings: In einer Matrix aus Chlorit mit normalen, grauen Interferenzfarben schwimmen bis 1 mm große Einsprenglings-Pseudomorphosen aus reinem Chlorit mit braunen, blauen und violetten Interferenzfarben. Dazu kommen noch Biotit-Pseudomorphosen und bis 400 µm großer Titanit. Die RDA-Analyse eines Separats dieser Cuttings von 1077 m ergab (in Gew.-%):

Chlorit	90
Albit.	10

### B.2.3 Metabasitserie

Von 1160 - 1610 m (in diesem Bericht bis 1530 m beschrieben) steht eine Metabasitserie an, die nahezu frei von Biotit-gneis-Einlagerungen ist. Nach der Amphibolit-Paragneis-Folge bis 460 m und der monotonen Paragneisfolge bis 1160 m ist dies der dritte größere lithologische Abschnitt des durchteuften Gebirges.

Die Paragneise oberhalb der Grenze zur Metabasitserie bei 1160 m sind stark alteriert, was sich vor allem in der Chloritisierung und Hellverglimmerung der Biotite dokumentiert (vgl. Abb. B.2.10, Chlorit/(Chlorit+Biotit)-Verhältnis). Die Amphibolite unterhalb dieser Grenze sind prehnitisiert. Die untere Grenze der Metabasitserie zu Paragneisen bei 1610 m ist stark kataklastisch überprägt und ebenfalls intensiv alteriert. Es ist daher zu vermuten, daß auch der Hangendkontakt der Metabasitserie mit Biotit-Gneisen tektonisch überprägt ist.

Die Metabasitserie bildet eine Assoziation von vielen, unterschiedlichen Amphiboliten im weitesten Sinn: neben wenigen Hornblende-Gneisen treten mittelkörnige, massige Amphibolite sowie Metagabbros mit reliktmischem Ophitgefüge, migmatitische Amphibolite und Meta-Ultramafitite auf. Die gesamte Abfolge wird von zahlreichen, verheilten Scherbahnen durchzogen.

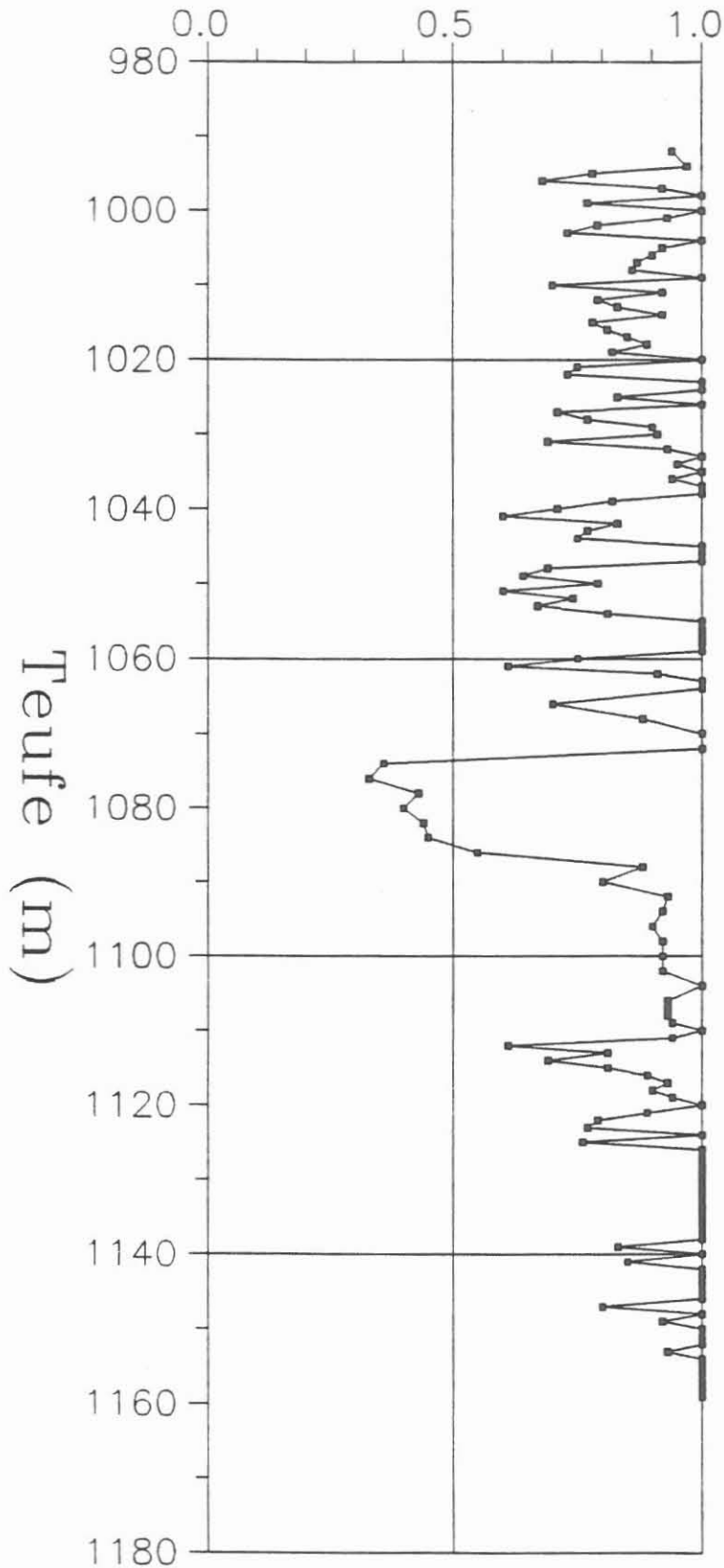


Abb. B.2.10: Chlorit/(Chlorit+Biotit)-Verhältnis aus RDA-Zentrifugen-Analysen als Maß für die Alteration der Granat-Sillimanit-Biotit-Gneise: besonders starke Alteration zwischen 1125 und 1160 m, d.h. oberhalb der Grenze zum Amphibolit bei 1160 m.



### B.2.3.1 Amphibolite (ohne Metagabbros)

(Dünnschliffe (z.T. poliert) CUT1177A, CUT1204, CUT1216, 253C1jI+II, 255A1dT, 256A1RI, 256C2lTI+II, 257B4h, 260B1e, 262A5b, 267B1d, 267G1u, 270A3R, 270C4e, 270C4d, 273A1e, 273H1s, 274J1zT, 275E1j, 275F1u, 284C1e, 284J1uI+II, 295H1w, 297A1a, 299G7T, 301E1f, 305A1a, 307B1d, 309G2n, 311F2T, 312E1h, 315E1e, und 316B1b; Anschliff CUT1195)

Die makroskopisch dunkelgraugrünen Gesteine sind durchweg fein- bis mittelkörnig. Das Gefüge wechselt zwischen massig, leicht foliiert und flaserig bis schlierig migmatitisch. Neben den Hauptbestandteilen grüne Hornblende und Plagioklas tritt Granat in stark wechselnden Gehalten sowie gelegentlich Biotit auf (Abb. B.2.11, Analysen s. Tab. B.2.1 in Kap. B.2.4 oder Abschnitt C). Zwischen 1230 und 1250 m kommen auch biotit- und plagioklasreiche Hornblende-Gneise vor. Schlierige, linsige oder lagige, helle Mobilisate aus Quarz + Plagioklas + Muskovit + Hornblende + Granat sind weit verbreitet (Abb. B.2.12). Im Bereich zwischen 1430 und 1530 m wird der Amphibolit mehrfach von jüngeren, diskordanten Quarzgängen mit einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern durchschlagen.

Unter dem Mikroskop tritt Hornblende (Pleochroismus hellgelblich - bräunlich grün - olivgrün, selten blaugrün) zusammen mit Plagioklas als Hauptgemengteil auf. Oft ist sie geregelt, teilweise wird Plagioklas poikiloblastisch von ihr umwachsen. Plagioklas ist teils frisch und zoniert, teils von bräunlich opakem Staub getrübt (Abb. B.2.13). Im Dünnschliff 256C2lTI schließen 2 mm große, lappige Plagioklase 200 µm große Granatkörner poikilitisch ein. Im Schliff 260B1e werden Quarzkörner mit wasserklarem Albitsaum von getrübttem Plagioklas eingeschlossen. Granat schließt oft Rutilstäbchen ein. Die Reliktnatur des Granats wird häufig durch einen Plagioklassaum belegt. Im Schliff 315E1e ist Granat von einem Gemenge aus Hornblende, Plagioklas und Klinozoisit pseudomorph ersetzt. Die Plagioklassäume um Granat scheinen teilweise nicht Produkt einer unmittelbaren Reaktion mit benachbarter Hornblende zu sein, da Plagioklassäume um Granat auch gegenüber Biotit und Titanit beobachtet wurden (CUT1216m, 270A3R, 256C2lT, vgl. Abb. B.2.14). In Schliff 273H1s tritt Granat als 5 mm große Poikiloblasten mit Hornblende-Einschlüssen auf. Biotit ist ein häufig anzutreffender, oft chloritisierter und gut eingeregelter Nebengemengteil. Quarz fehlt selten und tritt gelegentlich (256C2lTI, 262A5b) zusammen mit Biotit in solch hohen Gehalten (bis 15 Gew.-%) auf, daß die Gesteine als Hornblende-Gneise (Sektionen 255D, 258A-260B, 260G-262B; 1232, 1244-1247 und 1249-1253 m) oder migmatitische Amphibolite angesprochen werden. Der Quarz aus Schliff 295H1w zeigt Deformationslamellen und eine leicht zweiachsige Optik. Rutil-Körner in der Amphibolitmatrix sind in etwa der Hälfte der Amphibolit-Schliffe anzutreffen. Im Kernmarsch 270 ist Rutil mit Opakmineralen und Titanit verwachsen. Als Entmischung in Rutil treten hier auch durchscheinende Ilmenit-

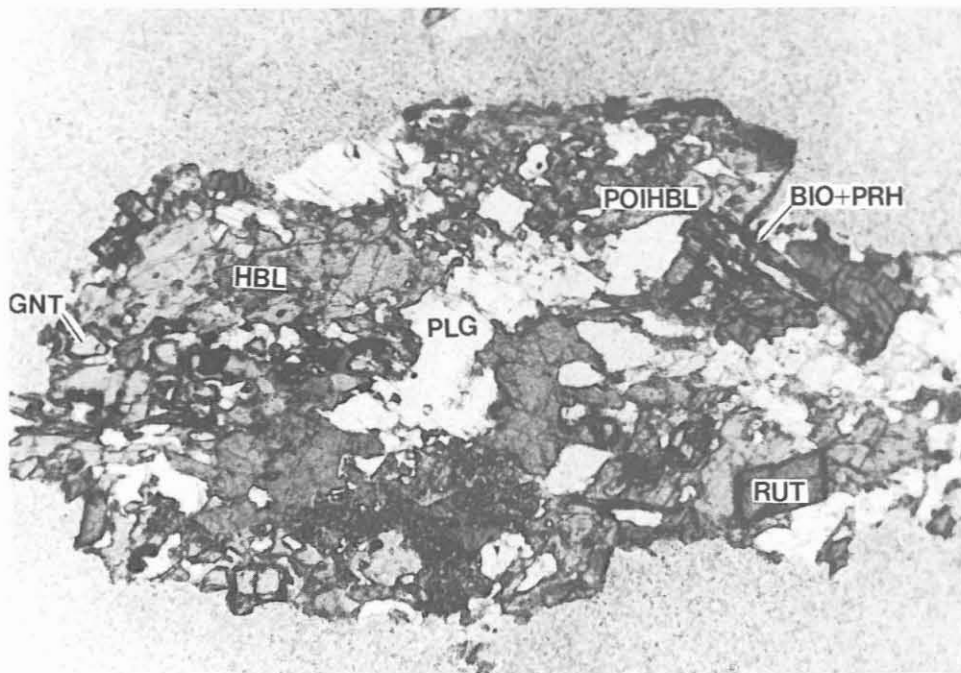


Abb. B.2.11: Typische xenoblastische Verwachsung von Hornblende (HBL, teilweise poikiloblastisch: POIHBL), Plagioklas (PLG), Granat (GNT) mit Plagioklas-Saum, Biotit (BIO) mit Prehnit (PRH) auf Spaltflächen und Rutil (RUT) - (Granat-Biotit-Amphibolit, Cutting)  
(Schliff CUT1216, 1216 m, 1 Nicol, 70-fach).

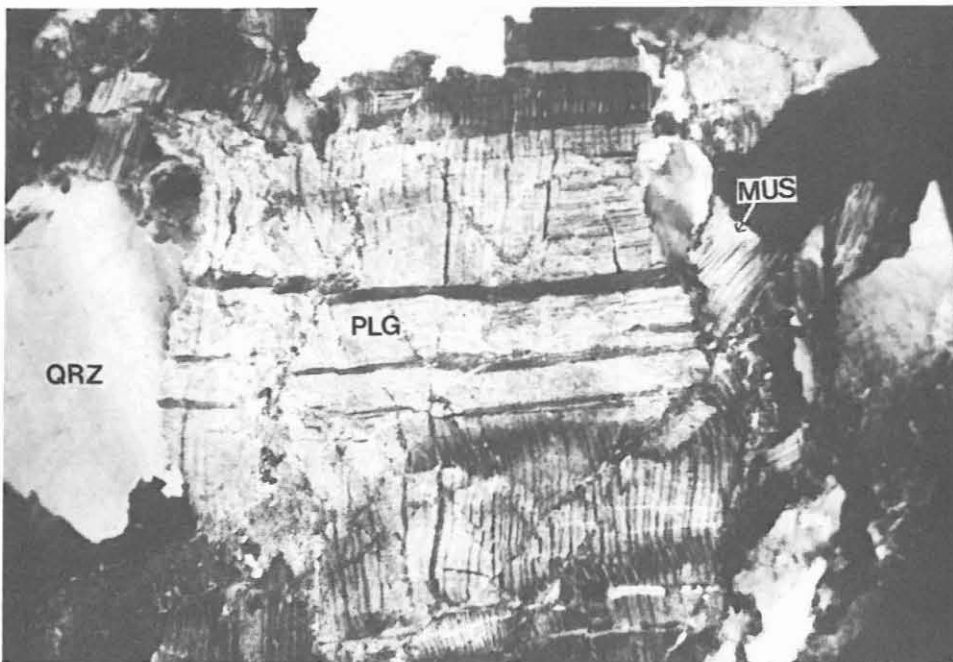


Abb. B.2.12: Kataklastisch deformierter Plagioklas (PLG) + Muskovit (MUS) in Muskovit-Quarz-Plagioklas-Mobilisat Schliff  
(Schliff 256A1RI, 1232 m, + Nicols, 70-fach).

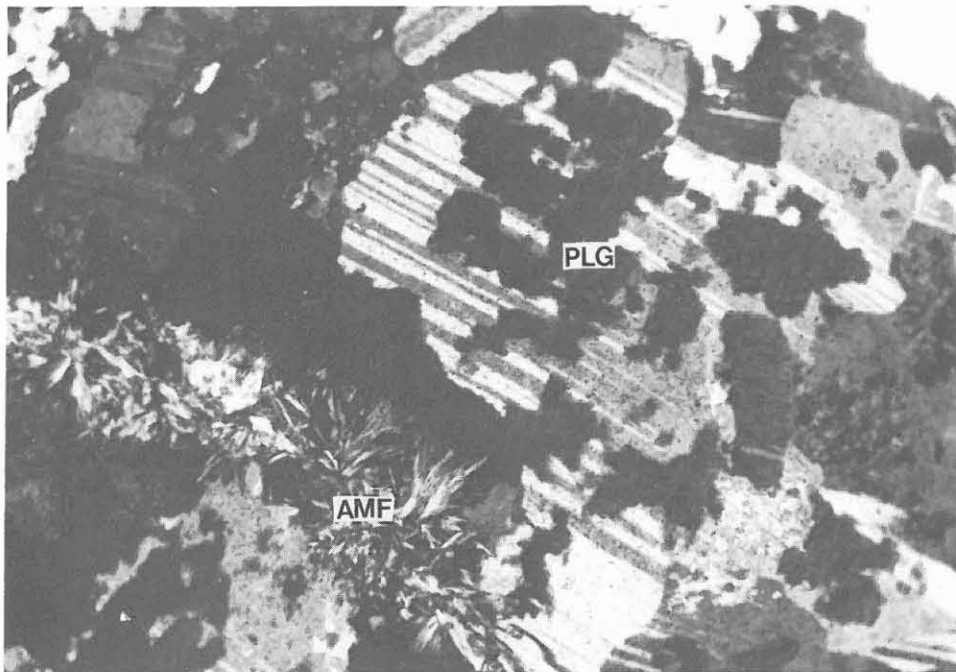


Abb. B.2.13: Fleckig getrübt Plagioklase (PLG) in alteriertem Granat-Amphibolit, linke untere Ecke: Sprossung strahliger Amphibol-Garben (AMF) von einer Kluft aus (Schliff 253C1j, 1178.8 m, + Nicols, 100-fach).

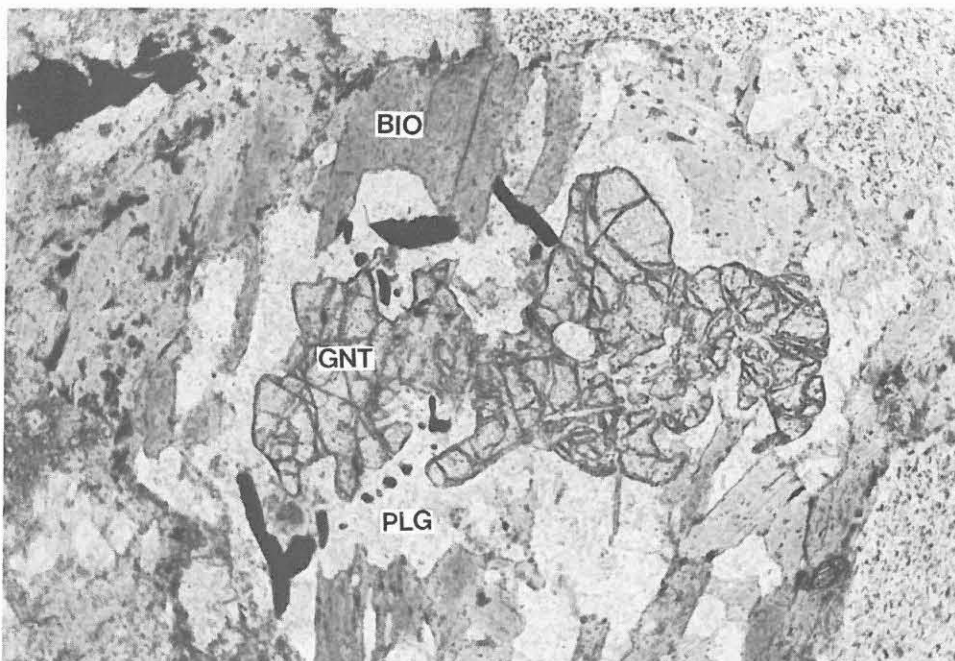


Abb. B.2.14: Granat (GNT) mit Plagioklas-Saum (PLG) im Kontakt zu Biotit (BIO) (Granat-Amphibolit, Cutting) (Schliff CUT1216, 1216 m, 1 Nicol, 70-fach).

täfelchen auf. Titanit ist in den Kernmärschen 265-273 und 309-315 besonders häufig und ist stellenweise symplektitartig mit Ilmenit verwachsen (siehe unten) oder bildet Säume um Ilmenit. Im Schliff 273H1s werden 3 mm große, idiomorphe Titanitkristalle von Opakmineralen pseudomorphisiert. Ilmenit ist in Schliff 284J1uI durch einen Plagioklassaum von Hornblende getrennt. Zirkon und Apatit sind meist anzutreffende Akzessorien. In Kernmarsch 257 wurde Laumontit als Kluftbelag mit RDA identifiziert. Nach der makroskopischen Ansprache ist Laumontit in feinkörnig weißen Aggregaten oder als farbloser Kristallrasen ein durchgehend anzutreffendes Kluftmineral. Der häufige Klinozoisit (z.B. reichlich im Schliff 275F1u zusammen mit 1 cm großer Hornblende und Plagioklas), die Chloritisierung des Biotits, das Prehnitwachstum auf Biotit-Spaltflächen, fleckig sprossende Prehnitkristalle in getrübten Plagioklasen (Abb. B.2.15) und die häufigen Prehnit+Karbonat-Gängchen (Abb. B.2.16) machen die retrograde Alteration deutlich. Insbesondere ist der oberste Abschnitt nahe der Grenze zum überlagernden Paragneis stark prehnitisiert (1160-1175 m; bis 20% Prehnit in Bohrmehl-RDA-Analysen). Die Anteile der gesteinsbildenden Minerale schwanken innerhalb folgender Grenzen (RDA-Analysen in Gew.-%):

Hornblende	35 - 45
Plagioklas	40 - 50
Granat	0 - 5
Chlorit + Biotit	5 - 10
Quarz	0 - 15

In den Amphiboliten überwiegen oxidische Opakmineralphasen mit Ilmenit und Rutil gegenüber den Sulfiden Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Markasit. Der im Anschliff CUT1195 (Cuttingprobe aus 1195 m) auftretende Graphit wird als Nachfall aus der hangenden Gneisserie eingestuft.

Ilmenit stellt die dominierende Erzmineralphase dar. Er bildet tafelige bis feinnadelige Aggregate, die in vielen Fällen eng mit Rutil (Abb. B.2.17), stellenweise mit Leukoxen, verknüpft sind. Randliche, symplektitartige Verwachsungen von Ilmenit mit Titanit zeigt Abb. B.2.18. Rutil bildet sowohl unregelmäßige, buchtige als auch rundliche, ovale Kornformen aus. Rutil verdrängt von Hohlräumen und Buchten aus Ilmenit und umgibt diesen saumartig. Eine Zwillingsstreifung ist bei Einzelkörnern im Auflicht oft schon in Luft deutlich. Die Farben der punkthaufenförmigen und wolkigen Innenreflexe variieren von weißlich-grau bis gelb-dunkelbraun.

Magnetkies und Pyrit sind die wesentlichen sulfidischen Phasen. Die wechselnden Gehalte an Magnetkies werden durch die Werte der natürlichen magnetischen Remanenz (Abschnitt D) dokumentiert. Magnetkies bildet in den Amphiboliten meist größere, xenomorphe, buchtige und hohlraumreiche Einzelkörner. Ferner finden sich Anwachsungen und Einschlüsse von Magnetkies in Ilmenit. Die Anisotropieeffekte sind bei gekreuzten Polarisatoren unterschiedlich stark ausgeprägt.

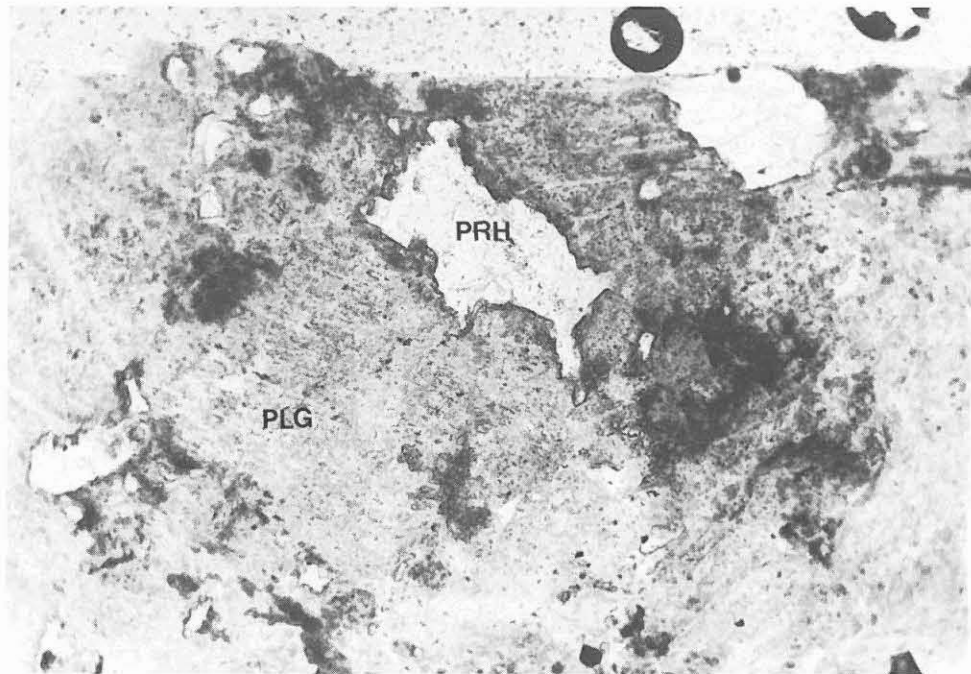


Abb. B.2.15: Klare Prehnit-Aggregate (PRH) in getrübtem Plagioklas (PLG) - (Granat-Amphibolit, Cutting)  
(Schliff CUT1177A, 1177 m, 1 Nicol, 70-fach).

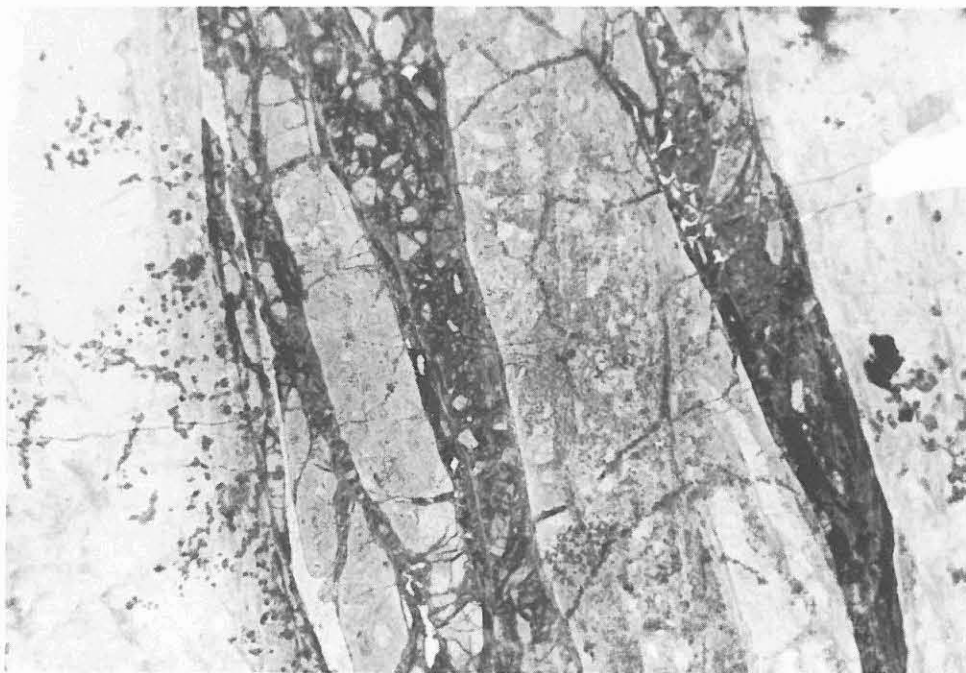


Abb. B.2.16: 5 mm mächtiges, kataklastisches Prehnit-Gängchen in alteriertem Granat-Amphibolit. Das gesamte Bild besteht nur aus Prehnit  
(Schliff 253C1j, 1178.8 m, 1 Nicol, 15-fach).

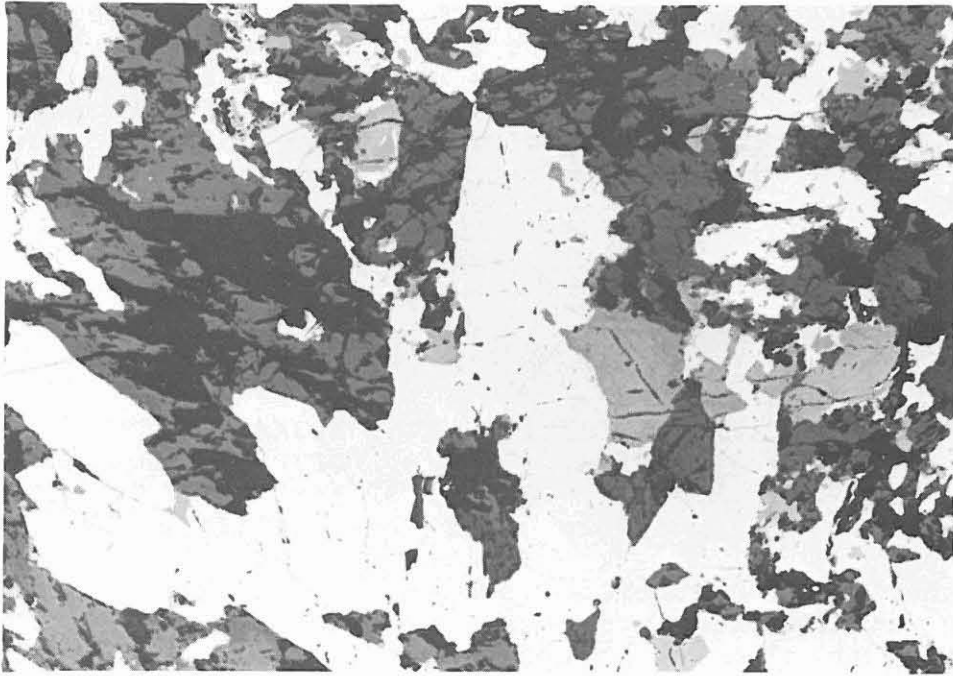


Abb. B.2.17: Rutil (mittelgrau) verdrängt Ilmenit (hellgrau in Amphibolit (Dünnschliff pol., 273H1s, 1306.5 m, 1 Nicol, 160-fach, Luft).

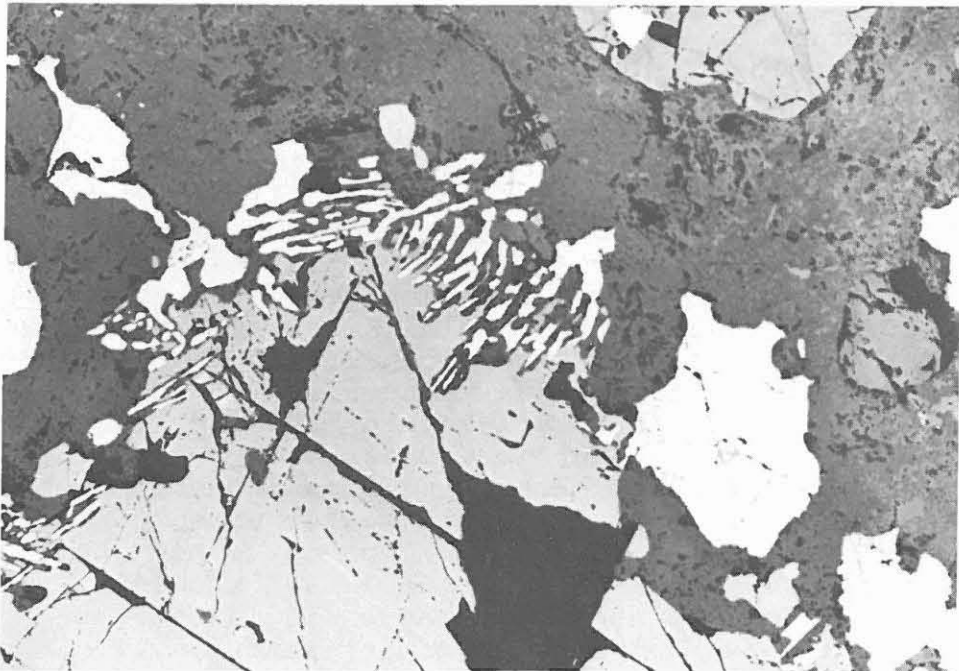


Abb. B.2.18: Symplektitartige Verwachsung von Ilmenit (hellgrau) und Titanit (grau) in Amphibolit; auch einige größere, unregelmäßige Ilmenitkörner (Dünnschliff pol., 273H1s, 1306.5m, 1 Nicol, 160-fach, Luft).

Manchmal bildet Markasit randliche, helle, kleine, flammenförmige, deutlich anisotrope Entmischungen. Pyrit tritt hinter Magnetkies deutlich zurück und fehlt streckenweise. Er ist inhomogen, löcherig, mit idio- bis hypidiomorphen Kornformen. Kupferkies ist in kleinen, unregelmäßigen Aggregaten meist in hellen Mobilisaten vertreten und ist häufig mit Magnetkies verwachsen.

### B.2.3.2 Metagabbros

(Dünnschliffe, z.T. poliert: 262D7j, 263A6d, 264H4nT, 271B1b, 282E2m, 285H1p, 286H1aa, 287E2k, 287F2nT, 288B1g, 288B1h, 292D24, 293A1c, 295 A1a, 310B4a, 310F4r, 317B1d, feinkörnige Varietäten: 312E1h, 315E1e, 321E1u; Anschliff 287F2nT)

Es handelt sich hierbei um massige, meist grobkörnige Amphibolite mit charakteristischen, zentimetergroßen gelbgrünlichen Flecken, die aus (hornblendisiertem) leicht schillerndem Klinopyroxen bestehen, in dem weiße Plagioklasleisten erkennbar sind (Abb. B.2.19, B.2.20). Die rundlich oder annähernd rechteckig begrenzten Klinopyroxen-Aggregate werden von einer feinerkörnigen, dunkelblaugrünen Matrix umgeben, in der man Hornblende, Plagioklas und Granat identifizieren kann. Von 1451-1453 m sowie unterhalb 1535 m tritt ein etwas anderer Gabbrotyp auf, bei dem weißer Plagioklas Kränze um hellgrüne, hornblendisierte Klinopyroxenkristalle bildet (Abb. B.2.21). Mehrfach ist zu beobachten, daß das ursprünglich richtungslos-körnige Gefüge mehr oder weniger deutlich von einer Foliation überprägt wird. Der zwischen 1282.0 und 1284.2 m in zwei Kernabschnitten zu beobachtende grobkörnige, plagioklasreiche "Leukogabbro" ist von 1283 bis 1284 m stark foliiert.

Es bestehen alle texturellen Übergänge zu normalen Amphiboliten ohne Gabbrorelikte. So gehört z.B. Kernstück 267G1u zu einem feinkörnigen Bereich innerhalb einer Metagabbro-Einheit und zeigt im Dünnschliff keinerlei Reliktstrukturen, ist aber chemisch identisch mit Kernstück 271B1b, das ausgeprägte Corona-Strukturen zeigt (Analysen vgl. Tab. B.2.2 in Kap. B.2.4 oder Abschnitt C). Zwischen 1340 und 1347 m treten mehrfach schlierige Anreicherungen von groblastischer, dunkelgrün-schillernder Hornblende (pseudomorph nach Klinopyroxen?) auf, die nicht wie die weiter unten beschriebenen Xenolithe von Reaktionssäumen umgeben sind. Bei 1377.5, 1379.7, 1411.0, 1417-1423, 1489.7-1492 und 1498.1-1498.5 m treten pegmatoide Linsen oder Gänge mit idiomorphen, 1-2 cm großen Hornblenden und/oder Feldspatleisten, z.T. auch mit Quarz auf.

Mikroskopisch erkennt man in den Metagabbros meist ein relikthches, ophitisches Gefüge, d.h. hypidiomorphe Plagioklasleisten stecken sperrig in großen Klinopyroxen-Kristallen (Abb. B.2.22). Dieses Ophitgefüge ist durch eine Metamor-

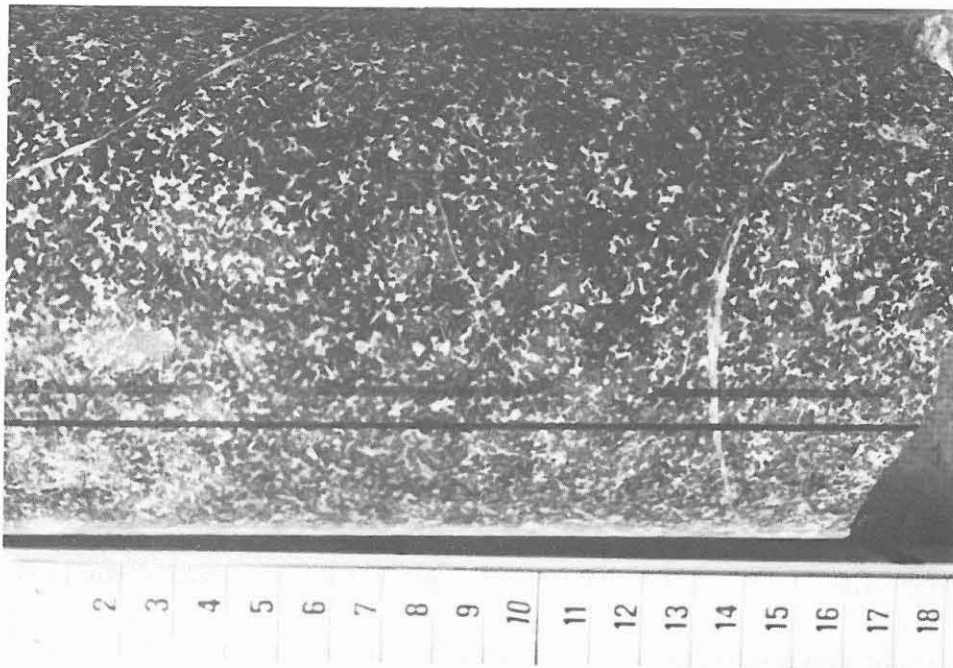


Abb. B.2.19: Fleckiger Metagabbro: hellere Flecken bestehen vorwiegend aus ophitischen Klinopyroxenen mit Plagioklas-Leisten  
(Kernstück 263C10a, 1259.30 m).

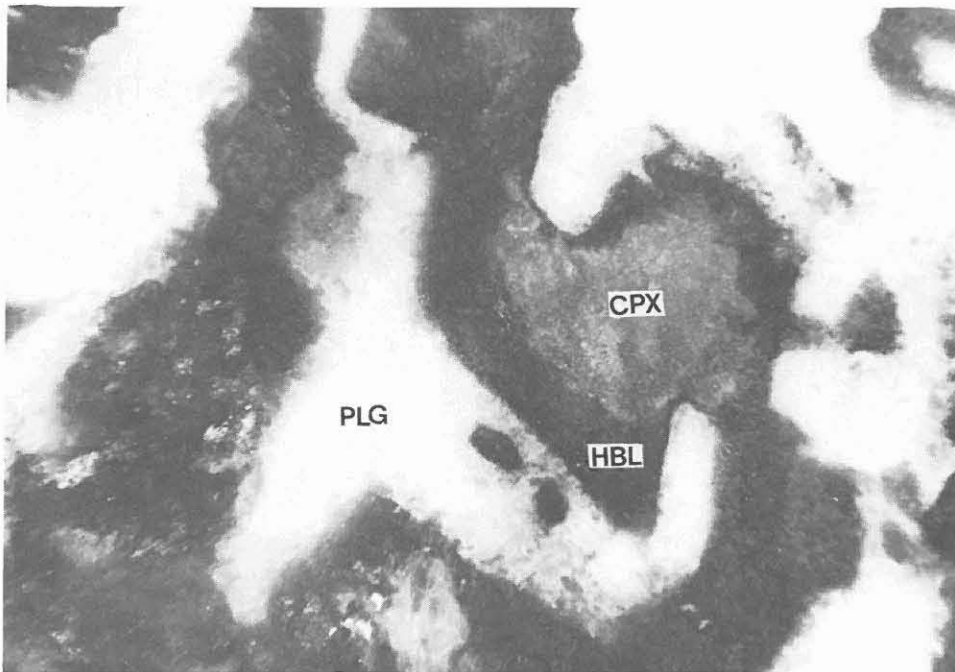


Abb. B.2.20: Metagabbro mit Ophitgefüge (Makrofoto); Plagioklas-Leisten (PLG), reliktischer Klinopyroxen (CPX) mit Hornblende-Saum (HBL)  
(Schliff 271B1b, 1297.2 m, 40-fach).



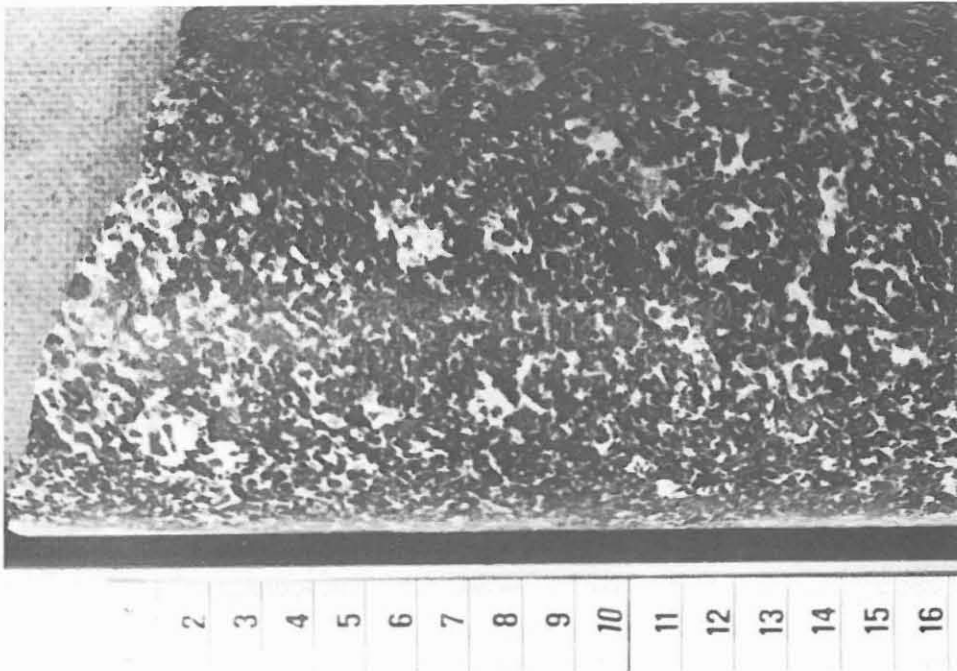


Abb. B.2.21: Metagabbro mit Plagioklaskränzen um Klinopyroxen (Kernstück 325F2x, 1555.60 m).

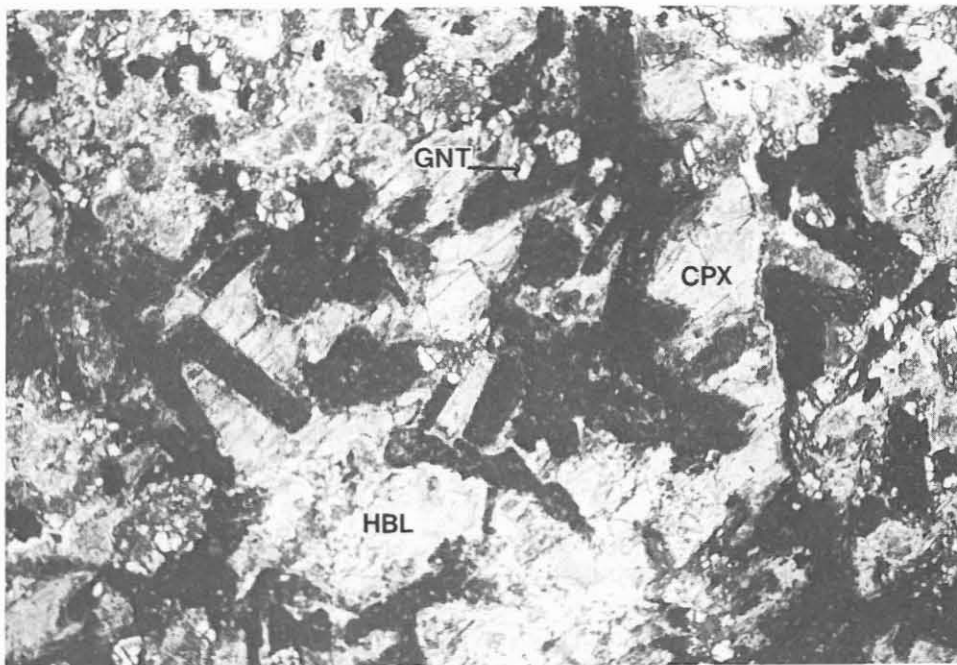


Abb. B.2.22: Ophitisches Gefüge: Klinopyroxen-Großkristall (CPX - Bildmitte) umschließt trübe Plagioklas-Leisten (PLG) mit schmalem Hornblende-Saum (HBL) gegen Klinopyroxen; Granat als Einzelkörner (GNT) und Granat-Coronen um Hornblende (oberer Bildrand) - (Metagabbro) (Schliff 264H4nT, 1269.60 m, 1 Nicol, 13-fach).

phose überprägt und zum größten Teil unter Bildung eines metamorphen Grundgewebes aufgelöst. Die Ophitstruktur ist nur noch in meist rundlichen, mm- bis cm-großen Arealen erhalten. Makroskopisch bilden sie die oben erwähnten gelblichgrünen Flecken (Klinopyroxen), in denen weiße, sperrige, idiomorphe Plagioklasleisten stecken. Das umgebende, metamorphe Grundgewebe ist feinerkörnig und weist amöbenartige Korngrenzen zwischen den einzelnen Mineralen auf.

Der Klinopyroxen ist farblos bis ganz schwach bräunlich und hat bei schwacher Vergrößerung durch massenhaft auftretende, orientiert verwachsene Einschlüsse von stäbchenförmigen Mineralen (häufig Rutil) eine gräuliche Farbe (Abb. B.2.23). Außerdem ist eine feinlamellare polysynthetische Verzwilligung charakteristisch.

Die meist idiomorphen Plagioklas-Leisten sind oft sehr stark getrübt bis fast opak. In manchen Schliffen bildet Plagioklas nur xenomorphe Zwickelfüllungen zwischen Klinopyroxen-Großkristallen (282E2m). In 271B1b spießen, ausgehend von angrenzenden Klinopyroxen-Pseudomorphosen, nadelige Hornblendekristalle uralitartig in die Plagioklase hinein. Klinopyroxen und Plagioklasleisten sind die einzigen sicher magmatischen Mineralrelikte.

Auffälligste Mineralneubildungen des metamorphen Grundgewebes sind verschiedene Hornblenden (farblose, grünliche oder hellbraune, cummingtonitische, d.h. nahezu farblose mit hohen Interferenzfarben). Teilweise verdrängt vorwiegend hellbraune Hornblende Klinopyroxen vom Rand her. Dies führt einerseits zu vollkommenen Pseudomorphosen von Hornblende-Großkristallen nach Klinopyroxen-Großkristallen, andererseits zu feinkörnigen Hornblendeaggregaten, die entweder nur randlich auftreten oder den ganzen Kristall ausfüllen. In einem anderen Schliff (317B1d) wird ein kleinkörniger, garbenförmig-symplektitartiger Zerfall von Klinopyroxen-Großkristallen in Klinopyroxen und vermutlich Plagioklas beobachtet (Abb. B.2.24).

Um diese pseudomorphen Hornblendekristalle bzw. Hornblende-Aggregate sind in einigen Schliffen prächtige Coronen aus einem schmalen inneren Hornblende-Plagioklas- und einem äußeren Granatsaum entwickelt (Abb. B.2.25). Abb. B.2.26 zeigt einen Ausschnitt dieser Corona. Der zwischen Granat und Klinopyroxen liegende Plagioklas- und Hornblendesaum ist retrograd entstanden, so daß ursprünglich ein Granatsaum um Klinopyroxen bestand. Solche Coronen sind bislang aus der ZEV nicht bekannt. Die innere Zone des Granatsaums ist stellenweise reich an Einschlüssen (vermutlich Quarz, Abb. B.2.27), die äußere frei davon. Plagioklas ist offensichtlich ein Reaktionsedukt der Corona, da teilweise Granatkornreihen pseudomorph nach Plagioklasleisten zu beobachten sind. Die magmatischen Gefügerelikte und die statisch-metamorphen Neubildungen sind größtenteils nicht foliiert.

In anderen Schliffen (287E2k, 287E2m) bildet Granat nur hypi-



Abb. B.2.23: Parallel [010] (von untenlinks nach oben rechts) orientierte Rutilstengel in Klinopyroxen entmischt (Meta-gabbro)  
(Schliff 264H4nT, 1269.60 m, 1 Nicol, 630-fach).

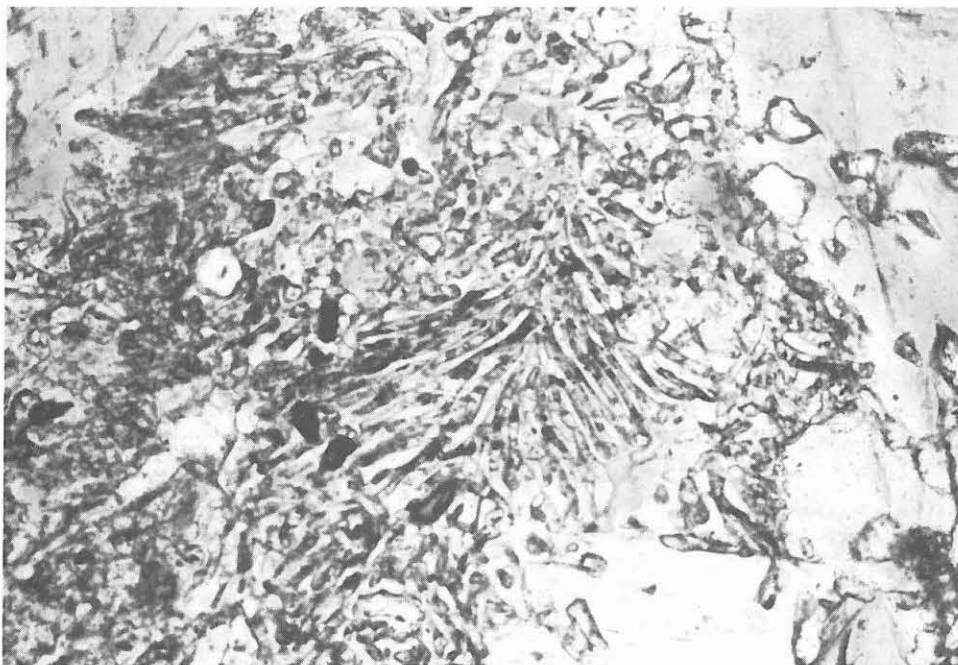


Abb. B.2.24: Symplektitische Verwachsung von Klinopyroxen und Plagioklas(?) - (Meta-gabbro)  
(Schliff 317B1d, 1530.13 m, 1 Nicol, 110-fach).

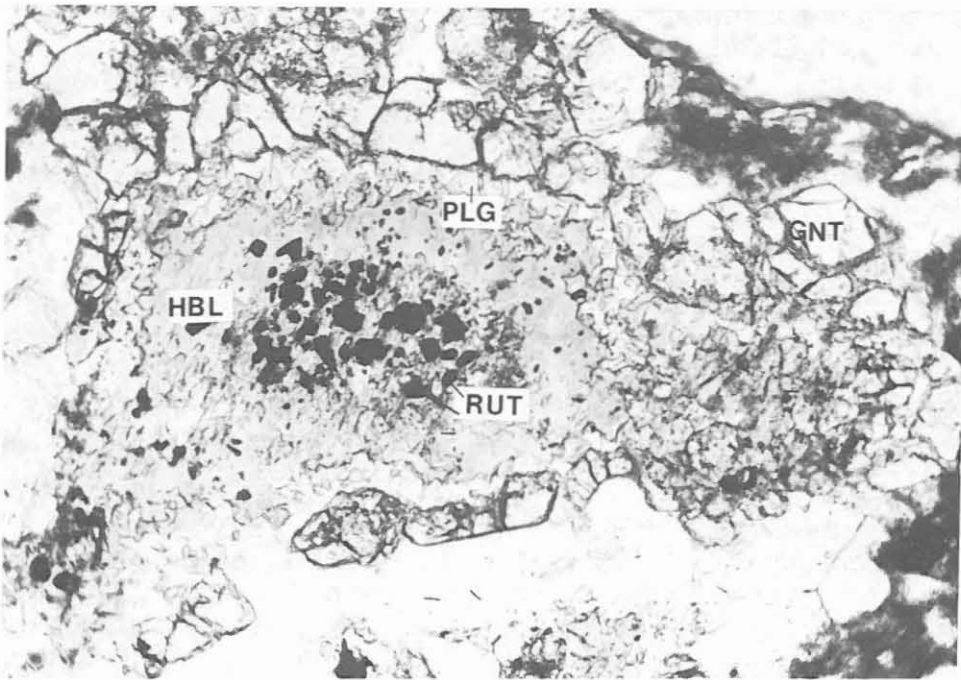


Abb. B.2.25: Braunes Hornblende-Aggregat (HBL) mit Plagioklas (PLG)-Granat (GNT)-Corona und Einschlüssen von violetterm Rutil (RUT) - (Metagabbro)  
(Schliff 264H4nT, 1269.60 m, 1 Nicol, 70-fach).

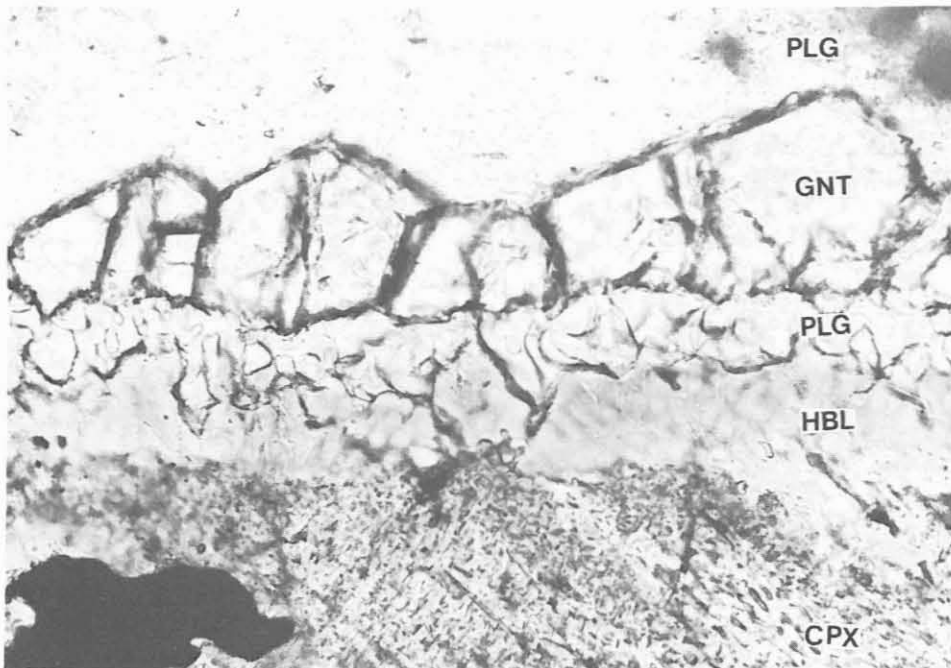


Abb. B.2.26: Ausschnitt aus einer Corona-Struktur in Metagabbro, Von innen (unten) nach außen (oben): einschlußreicher (Rutil u.a.), farbloser Klinopyroxen (CPX), braune Hornblende (HBL), Plagioklas (PLG), Granat (GNT) und Plagioklas der Matrix  
(Schliff 264H4nT, 1269.60 m, 1 Nicol, 180-fach).

diomorphe, rundliche Körner. Dabei ist Granat selbst nur noch reliktmäßig erhalten und gehört nicht mehr zur letzten, stabilen Paragenese, da er von einem Plagioklassaum umgeben wird und keine gemeinsamen Korngrenzen mit Hornblende bildet. Dies wird in allen Amphiboliten der Bohrung und der näheren Umgebung (SCHÜSSLER 1987) unterschiedlich stark ausgeprägt beobachtet.

Der Plagioklas des metamorphen Grundgewebes ist teils frisch, teils getrübt und weist rundliche oder unregelmäßige Korngrenzen auf. Die Zwillingslamellen erscheinen öfter verbogen. In einigen Schliffrücken (263A6d, 287E2k) ist ein Pflastergefüge, teilweise zusammen mit Quarz mit Großwinkel-Korngrenzen entwickelt. In hellen Mobilisaten treten auch große Plagioklasblasten auf (281A1a).

Kennzeichnendes Mineral der Metagabbros ist der Rutil (Abb. B.2.25). Ein kräftig violetter Farbstich mancher Rutildeutet auf einen erhöhten Niob-Gehalt (mündl. Mitt. P. BLÜMEL). In den Amphiboliten oberhalb 480 m ist Rutil selten. Statt dessen trat Titanit, oft mit Ilmenit verwachsen, weit verbreitet auf. In den Amphiboliten von 1160 - 1530 m ist Titanit dagegen seltener und nur auf bestimmte, retrograd überprägte Bereiche beschränkt, kommt dort aber in großen, idiomorphen Körnern vor. Vereinzelt wurden Hornblende- und Biotitsäume um Rutil-Ilmenit-Aggregate beobachtet.

Weitere Bestandteile sind säuliger und nadeliger Apatit als Einschluß im Plagioklas, wenig Quarz (z.T. mit Deformationslamellen, 285H1p), rotbrauner Biotit in kleinen Aggregaten (teilweise chloritisiert) und relativ große Zirkone (bis 300 µm). In 281A1a wurden Biotit-Verwachsungen mit Pumpellyit sowie Prehnit als Blasten und auf Klüftchen beobachtet. Die RDA-Modalanalysen der Metagabbros liegen im Bereich (in Gew.-%):

Hornblende	45-50
Plagioklas	35-45
Granat	7-15
Chlorit	5-10

Als opake Phasen dominieren in den Metagabbros Ilmenit und Rutil, die häufig miteinander verwachsen sind und sich wechselseitig saumartig umgeben. Ilmenit bildet unregelmäßige, rundliche bis stark buchtige Kornformen mit typischen Bireflexions- und Anisotropieerscheinungen aus. Rutil ist in fast isometrischen bis ovalen Einzelkörnern in der Grundmasse vorhanden und zeigt meist bräunlich-gelbe Innenreflexe und eine deutliche Zwillingsbildung. In Verwachsung mit Ilmenit sind die Einschlüsse leukoxenähnlicher.

Geringe Anteile an Magnetkies, Pyrit und Kupferkies bilden die sulfidischen Phasen. Die geringe Magnetkiesführung spiegelt sich in lediglich niedrigen Werten der magnetischen

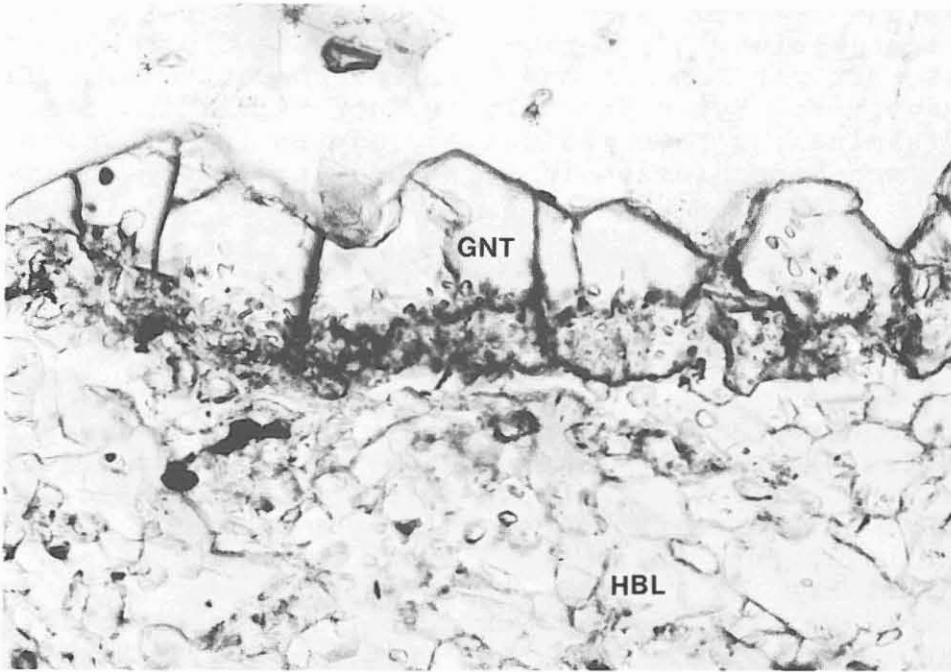


Abb. B.2.27: Ausschnitt aus einem poikilitischen Hornblende-Aggregat (HBL, unten) mit Plagioklaseinschlüssen und Granat-Corona (GNT, oben); nahe der Hornblende ist der Granat einschlußreich (?Quarz) (Metagabbro)  
(Schliff 286H41aa, 1373.90 m, 1 Nicol, 130-fach).

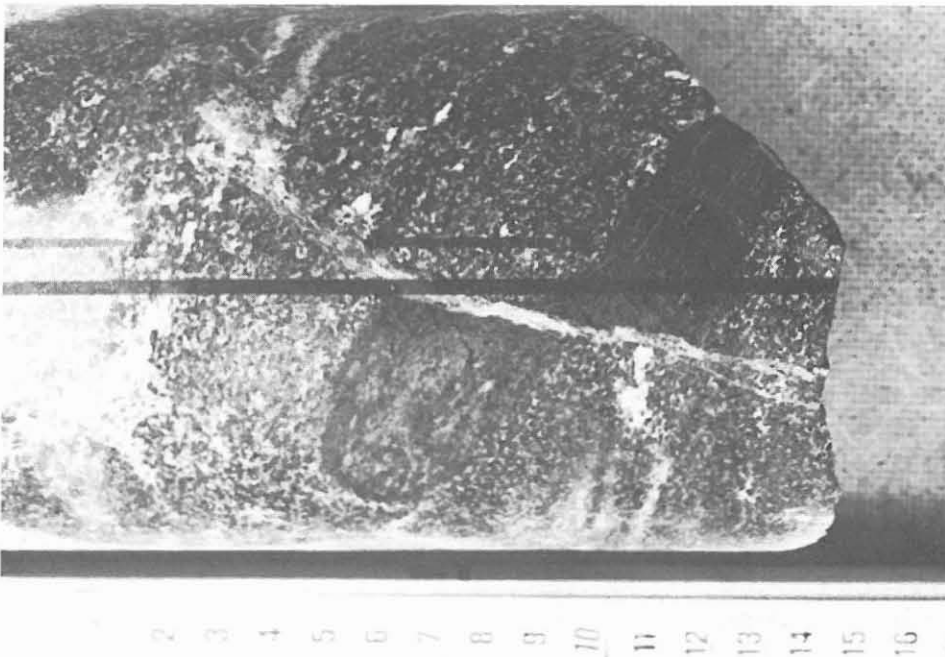


Abb. B.2.28: Dunkelgrüner Hornblendit-Einschluß in Amphibolit, an Scherbahn versetzt  
(Kernstück 296J1ac, 1427.23 m).

Remanenz und der Suszeptibilität wider (Abschnitt D). Magnetkies bildet kleine, löcherige, xenomorphe Einzelkörner aus und ist oft mit Ilmenit und Rutil verknüpft (Einschlüsse, Verwachsungen). Pyrit ist selten. Kupferkies findet sich nur in sehr kleinen, unregelmäßigen Aggregaten in der Grundmasse, in Form von Einschlüssen in Pyrit und angelagert an Magnetkies.

### Granatreiche Metagabbros

Eine besondere Erwähnung verdienen besonders granatreiche (ca. 15 Gew.-% Granat) Varietäten der Metagabbros (1401-1406, 1424-1426 und 1482-1485 m, Schliffe 292D24, 293A1c, 296D1n und 310B4a). Die feinkörnigen, massigen Gesteine sind makroskopisch hellbraun. Unter dem Mikroskop beobachtet man Klinopyroxen-Relikte (z.T. als sehr feinkörnige Klinopyroxen-Plagioklas-Verwachsungen, vereinzelt symplektitartig), die von brauner Hornblende umwachsen werden. Granat bildet auch hier wieder Coronen um Hornblende-Aggregate, zeigt aber zusammen mit Plagioklas auch alle Übergänge zu einem granoblastischen Gefüge. Geringe Gehalte an braunem Biotit, Rutil, Apatit, Opakmineral, Quarz und sekundärem Prehnit und Klinozoisit vervollständigen den Mineralbestand. Kernstück 310B4a ist stärker alteriert und führt zusätzlich chloritisierten Biotit, Karbonat und Titanit statt Rutil. Die RDA-Modalanalyse von Kernstück 293A1c ergab (in Gew.-%):

Hornblende	53
Plagioklas	27
Granat	14
Chlorit	3
Quarz	3

### Meta-Ultramafitit-Einschlüsse

Unmittelbar im Liegenden aller drei granatreichen Metagabbros treten Amphibolite mit wenigen, unregelmäßig verteilten, isoliert liegenden Meta-Ultramafitit-Einschlüssen auf (bei 1406.7 m knapp oberhalb der Grenze zu Meta-Ultramafitit, bei 1427.7 m und 1483.0 -1491.7 m). Weitere solche Einschlüsse wurden bei 1293.1 m, 1294.9 m, 1301.7-1303.8 m und 1505.7 m im Amphibolit sowie bei 1402.8 m und 1434.8 m im Metagabbro beobachtet. Diese ca. 7-10 cm großen, meist unregelmäßig, buchtig begrenzten Xenolithe sind dunkelgrün (hornblende-reich, Abb. B.2.28) oder hellgrün (klinopyroxenreich, Abb. B.2.29) mit 1-2 mm dicken Reaktionssäumen aus dunkelgrüner Hornblende oder makroskopisch braun erscheinendem Granat.

Schliff 296H1x von einem solchen, massigen Xenolith zeigt

vorwiegend 2 mm große, olivfarbene Hornblende, etwas Granat mit einem Plagioklassaum und wenig chloritisierten Biotit. Amöbenförmige Opakminerale werden von Hornblendekristallen eingeschlossen. Das Gestein ist als Hornblendit zu bezeichnen. Der Xenolith aus Kernstück 310F4r ist dagegen ein Klinopyroxenit. 400 µm großer Klinopyroxen ist fein polysynthetisch verzwilligt und wird in geringem Maß von hellbrauner Hornblende in kleinkörnigen (100 µm) Aggregaten verdrängt. In den Zwickeln befinden sich amöbenartige Opakminerale, die an der Grenze zum Wirtsgestein angereichert sind, Apatitsäulchen und etwas Quarz. Da Plagioklas fehlt, konnte Granat nur am Kontakt zum umgebenden Amphibolit gebildet werden. Im Wirtsgestein (Metagabbro) bildet Granat dagegen typische Coronen um Hornblende-Pseudomorphosen nach Klinopyroxen. Ein weiterer Hornblendit-Xenolith (273Ale) besteht aus Hornblende-Pseudomorphosen nach Klinopyroxen (mit Rutil-Einschlüssen), relativ viel Apatit und Opakmineral.

Die Xenolithe werden als magmatische Fremdgesteinseinschlüsse, z.B. nach Art von aufgewirbelten Kumulaten im Amphibolit bzw. im Gabbro angesehen. Dies ist für die Vorkommen im Gabbro leicht vorstellbar, da dort ja auch größere Kumulatkörper auftreten (vgl. Kap. B.2.3.4), von denen solche Xenolithe noch während der Intrusivphase losgerissen worden sein könnten. Die xenolithführenden Amphibolite können als tektono-metamorph überprägte Metagabbros aufgefaßt werden.

Das dreimalige Auftreten von granatreichem Metagabbro im Hangenden und xenolithführendem Amphibolit im Liegenden ist möglicherweise durch tektonische Vervielfachung bedingt. Die Begrenzung der Schuppen konnte aber noch nicht gefaßt werden.

#### **Makroskopische Beschreibung der Kontakte zwischen Amphibolit und Metagabbro**

Die Kontakte zwischen Amphiboliten und Metagabbros sind unterschiedlich ausgebildet. Am häufigsten ist ein (unterschiedlich mächtiger) Bereich von schlierigen, fein- und grobkörnigen Quarz-Plagioklas-Mobilisaten (je 1 - 30 cm mächtig) durchsetzt (bei 1253, 1367, 1419 und 1482 m). Verschiedene Amphibolittypen (fein-, mittel- oder grobkörnig, massig oder foliiert) wechseln teilweise an abrupten Grenzen miteinander ab (bei 1296 m). Oft ist es makroskopisch aber auch nicht möglich, im einzelnen die Gesteine zweifelsfrei als Amphibolit oder Metagabbro anzusprechen.

Ein zweiter Typ zeigt einen unmittelbaren Kontakt zwischen leicht foliiertem Amphibolit und massigem Metagabbro. Die Grenze wird durch ein helles, schlieriges ?Reaktions-Mobilisat (1 cm mächtig) akzentuiert (bei 1508 m). Dieser Typ erinnert an einen Intrusivkontakt.



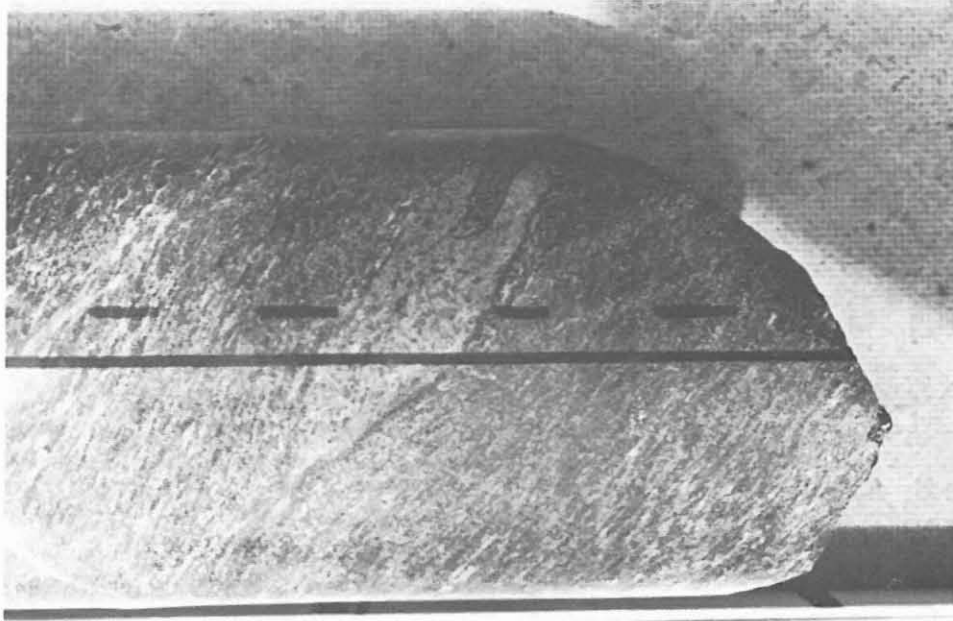


Abb. B.2.29: Hellgrüner Klinopyroxenit-Einschluß mit dunklem Hornblende-Saum; im äußeren Saum Granat-Anreicherung in foliiertem Metagabbro (Kernstück 293C1g, 1406.19 m).

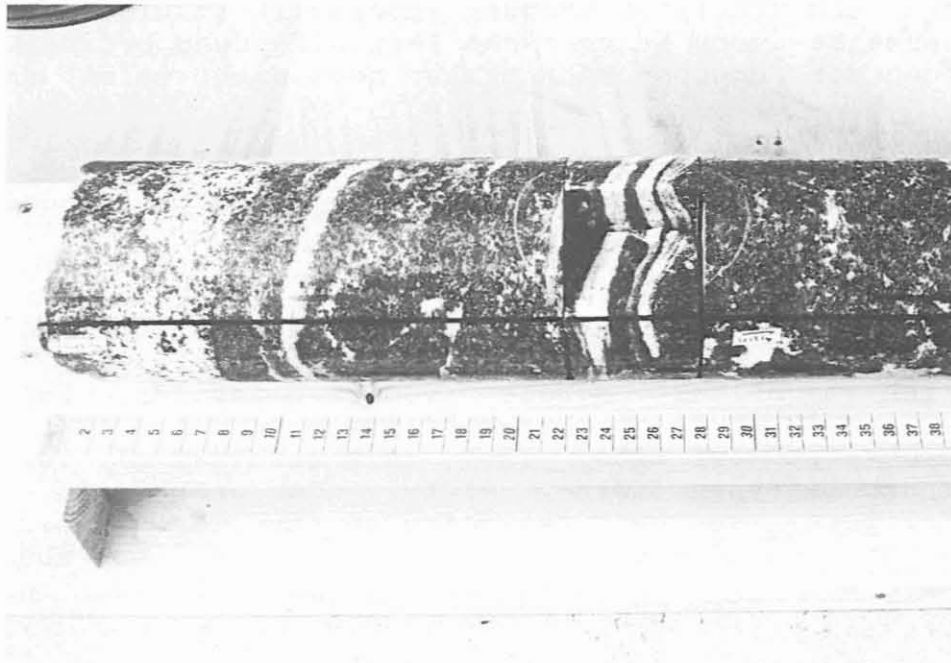


Abb. B.2.30: Helle Biotit-Plagioklas- und dunkle Biotit-Hornblende-Plagioklas-Gneiss-Bänder in grobkörnigem, migmatitischem Amphibolit (Bildmitte, ein Segment ist herausgesägt) (Kernstück 301F1g, 1454.5 m).

Daneben werden auch kontinuierliche Übergänge von Amphibolit in Metagabbro beobachtet (1323, 1298.7, 1520 m). Das Gestein ist dort teilweise feinkörnig und straff foliiert. Bei 1350 m trennt ein Kataklastit die beiden Einheiten.

### B.2.3.3 Leukokrate Biotit-Plagioklas-Gneise im Amphibolit

(Schliffe 301E1f, 301F1g, 315F1g)

Im Teufenbereich 1453.0 - 1455.0 m (Sektionen 301D - F), 1512.0 - 1512.4 (315E - F) und 1529.1- 1529.8 (320A) sind 5 - 30 cm mächtige, meist straff foliierte, selten massige Lagen von hellen Gneisen in vorwiegend massigen Amphibolit eingeschaltet. Teilweise ist eine straffe Bänderung im cm-Abstand zwischen biotitarmen und biotit- und teilweise hornblendereichen Lagen entwickelt (Abb. B.2.30). Die Kontaktflächen zum Amphibolit sind meist eben, in Sektion 301D bis F dringt solch eine helle Lage aber auch schlierig in den Amphibolit ein. In Sektion 315F wird ein massiger Amphibolit-Einschluß (Boudin?, 10 cm Durchmesser) allseitig von diesen hellen Gneislagen umflossen. Abbildung B.2.31 zeigt deutlich das sehr unterschiedliche Deformationsverhalten von massig bleibendem Amphibolit, während der ihn umgebende leukokrate Gneis straff foliiert ist. Unter dem Mikroskop zeigt sich in den hellen Lagen zonierter, randlich oft getrüübter Oligoklas (0.5 mm groß). Stellenweise bildet er 2 mm große Blasten mit rundlichen Quarzeinschlüssen. Hinzu kommt Quarz, leicht alterierter Biotit (Prehnit wächst auf Spaltflächen) und wenige, 50 µm große Granatkörner (gelegentlich von Zirkon umlagert) und Apatit. Diese Komponenten bilden ein massiges isogranular-xenomorphes Gefüge mit Korngrößen um 0.5 mm. Im Schliff 301F1g wechsellagern diese hellen Streifen mit biotit- und hornblendereichereren; Biotit ist gut geregelt. Die grüne Hornblende umwächst Plagioklas poikiloblastisch (Abb. B.2.32). Hinzu kommen reichlich Quarz und Plagioklas und etwas chloritisierter Granat, der von Plagioklas verdrängt wird. Hier kommt in den hellen Lagen winzige, würmchenartige, reliktsche ?Hornblende vor. In 301E1f wird das Gestein von Prehnit-Karbonat-Gängchen durchschlagen. Schliff 315F1g wird von mikroskopischen Kataklastenbahnen durchzogen. Die RDA-Analyse einer hellen Lage von 301E1f ergab (in Gew.-%):

Plagioklas	58
Quarz	35
Prehnit	7

Die sehr kaliumarme, chemische Analyse lautet (in Gew.-%):

SiO <sub>2</sub>	74.5	MgO	0.73	MnO	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.24	CaO	2.91	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.2	Na <sub>2</sub> O	5.20		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1.44	K <sub>2</sub> O	0.42		

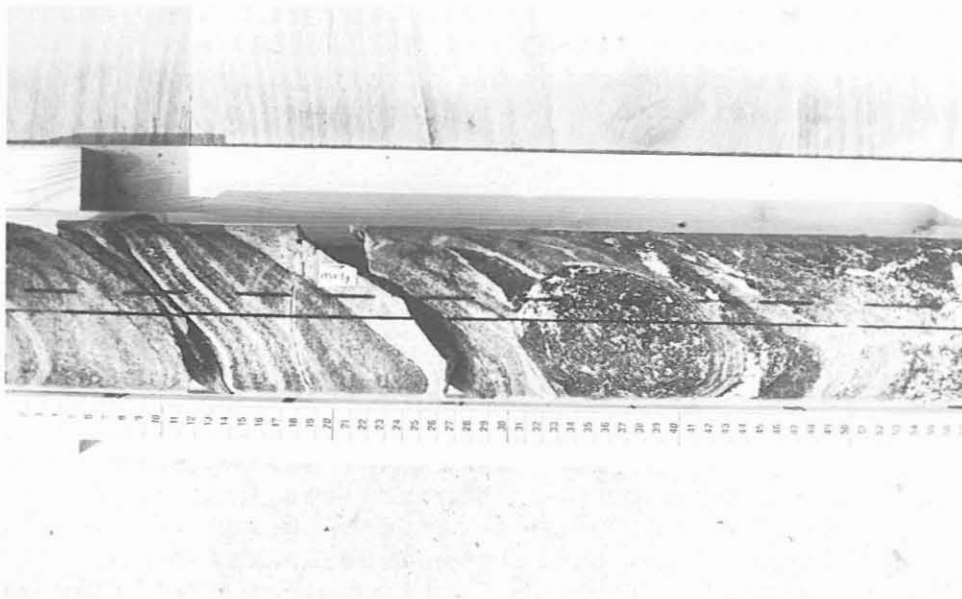


Abb. B.2.31: Streifige, helle Biotit-Plagioklas-Gneis-Bänder umfließen einen rundlichen Amphibolit-Einschluß (Kernstück 315F1g, 1512 m).

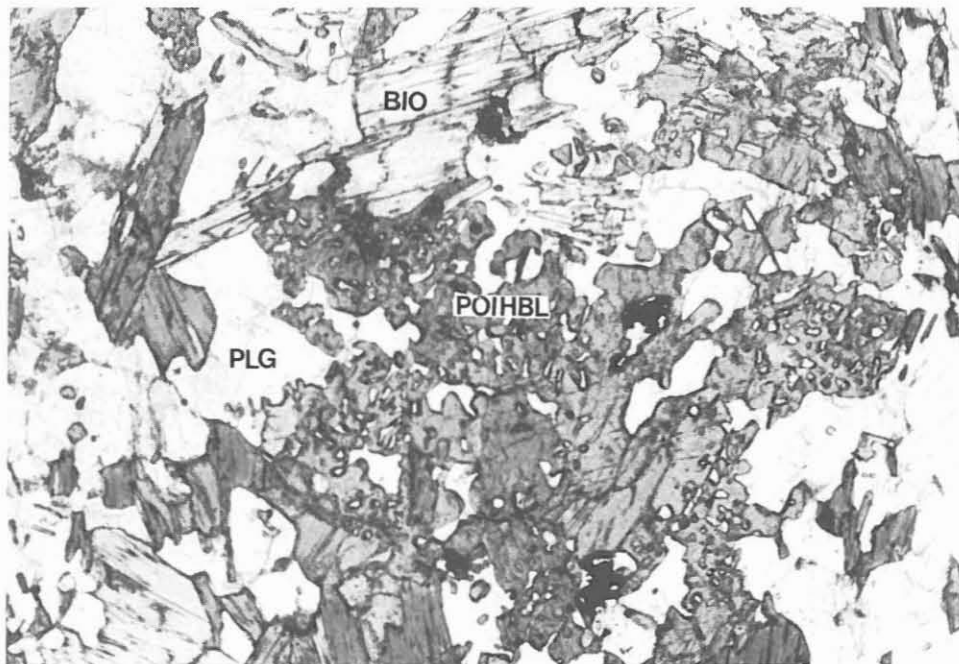


Abb. B.2.32: Poikiloblastische Hornblende (POIHBL), große Biotit-Scheiter (BIO) und Plagioklas (PLG) in xenomorphen Körnern und als Einschluß in Hornblende in dunklen, biotit- und hornblendereichen Bändern in leukokratem Gneis (vgl. Makroaufnahme B.2.30) (Schliff 301F1g, 1455.0 m, 1 Nicol, 30-fach).

Als Edukt dieser sauren Gesteine kommt ein trondhjemitisches Mobilisat in Frage. Durch die straffe Foliation und Lagigkeit sind sie nicht mit den unfoliierten Mobilisaten im migmatitischen Amphibolit zu verwechseln.

#### B.2.3.4 Meta-Ultramafitite

Unter diesem Oberbegriff werden mehrere 0.2 - 6 m mächtige Vorkommen von besonders basischen und mafitreichen Gesteinen zusammengefaßt, obwohl nicht in jedem Einzelfall der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt unter 45 % und der Gehalt an mafischen Mineralen über 90 % liegt (Analysen in Tab. B.2.3 in Kap. B.2.4 oder Abschnitt C). Die Meta-Ultramafitite bilden meist kontinuierliche Übergänge zu Metagabbros (1330, 13331, 1380, 1401 m); daneben treten aber auch abrupte, buchtige und schlierige Kontakte auf (1385, 1408, 1414, 1448, 1454 m); stellenweise trennt ein 2 cm mächtiges, helles Mobilisat Metagabbro und Meta-Ultramafitit (1334, 1400.7 m). Kleinere, isolierte Meta-Ultramafitit-Xenolithe wurden schon im Kap. B.2.3.2 als Einschlüsse in Metagabbros und Amphiboliten beschrieben.

Die massigen, bläulich-grünen Meta-Ultramafitite im Teufenbereich 1330 - 1414 m (KM 278-293) ähneln sich makroskopisch: In einer grünen, feinkörnigen Matrix schwimmen schwarze, unregelmäßig begrenzte, 3-5 mm große Hornblende-Flecken.

Die unregelmäßig in der Gesteinsgrundmasse eingesprengten, oxidischen und sulfidischen opaken Mineralphasen setzen sich aus Magnetit, Ilmenit, Magnetkies, Pyrit, Kupferkies, Pentlandit und Kobaltglanz zusammen. Ferner tritt bei 1381.3 m Graphit auf. Der hohe Anteil an magnetischen bzw. magnetisierbaren Mineralphasen wird durch hohe Werte der magnetischen Remanenz und der Suszeptibilität (Abschnitt D) reflektiert (1381.5 m, 1409.5 m, 1449.5 m).

#### Melanokrater Amphibolit

(Schliffe 278J1k, 279F1h, 280A1e; 1330 - 1331 + 1333.0 - 1333.7 m)

Durch einen deutlichen Plagioklasgehalt stehen diese Gesteine zwischen den Meta-Ultramafititen und den Amphiboliten. Reichlich Hornblende (teilweise opak durch Erzentmischung), Klinopyroxen-Relikte mit vielen kleinen, orientiert verwachsenen Rutil- und Opakmineraleinschlüssen und sperrige Chlorit-schuppen (Hornblende verdrängend) sind die Hauptbestandteile. Während die Hornblende meist eher prismatisch-stengelig ausgebildet ist, tritt sie in 279F1h nadelig-spießig in Klinopyroxen-Pseudomorphosen auf. Opakminerale zeigen teilweise

einen Titanitsaum. Die Übergänge zum benachbarten Metagabbro sind teils fließend, teils tektonischer Natur. Die RDA-Modalanalyse von Kernstück 279F1h ergab (in Gew.-%):

Hornblende	54
Chlorit	26
Plagioklas	20

#### Talk-Hornblendit

(Dünnschliffe, z.T. poliert: 288C1qT, 288D1v, 288E1y, 288F4; Anschliff 288D1v; 1379.8 - 1385.0 m)

Große braune Hornblenden mit buchtigen, korrodierten und poikilitischen Kornformen liegen in einer überwiegend aus Talk bestehenden, feinfilzigen Grundmasse und umschließen kleine, rundliche Talk-Aggregate (Olivin-Pseudomorphosen, Abb. B.2.33). Farbloser Klinopyroxen mit Ilmenitentmischung ist reliktmäßig erhalten (Abb. B.2.34). Die braune Hornblende ist durch die Übernahme der feinen Erzentmischung (makroskopisch als schwarze Flecken) häufig als Pseudomorphose nach Klinopyroxen zu erkennen. Untergeordnet finden sich auch noch farblose und hellgrüne Hornblenden. Die makroskopisch hellgrüne Matrix wird von rundlichen Talk-Aggregaten (Olivin-Pseudomorphosen) mit radialstrahligen, blaßgrünlichen Amphibol-Coronen, Chlorit und etwas Serpentin aufgebaut (Abb. B.2.35). In den rundlichen, ehemaligen Olivineinschlüssen der Klinopyroxene ist durch senkrecht zu Magnetitschnüren gesprossenen Faserseerpentin andeutungsweise eine Maschenstruktur ausgebildet (Abb. B.2.36). Der wenige Biotit (3 mm groß) ist teilweise zu Chlorit und Hellglimmer alteriert. Chlorit-schuppen mit grauen, normalen Interferenzfarben liegen sperrig in der Matrix (Abb. B.2.37). Anthophyllit bildet spießige Stengel. Neben Apatit tritt noch Karbonat in Zwickeln und in Olivin-Pseudomorphosen auf. Die RDA-Analyse von Kernstück 288F4 ergab (in Gew.-%):

Hornblende	40
Chlorit	29
Talk	27
Magnetit	4

Magnetit fällt durch eine girlandenartige Anordnung der zumeist kleinen Aggregate auf. Er bildet Aufwachsungen (Verdrängungen) an Ilmenit und auch saumartige Anlagerungen an Pyrit und Magnetkies (Abb. B.2.38). Ilmenit zeigt kleine, nadelige oder langstengelige, aber auch größere, unregelmäßige, rundliche Formen (Abb. B.2.39). Magnetkies ist die dominierende sulfidische Phase und ist fast stets mit Kupferkies verwachsen. Sulfide liegen überwiegend als kleine Körner oder Verwachsungen vor. In dieser Gesteinseinheit findet sich weiterhin in einem untergeordneten, aber deutlichen Anteil

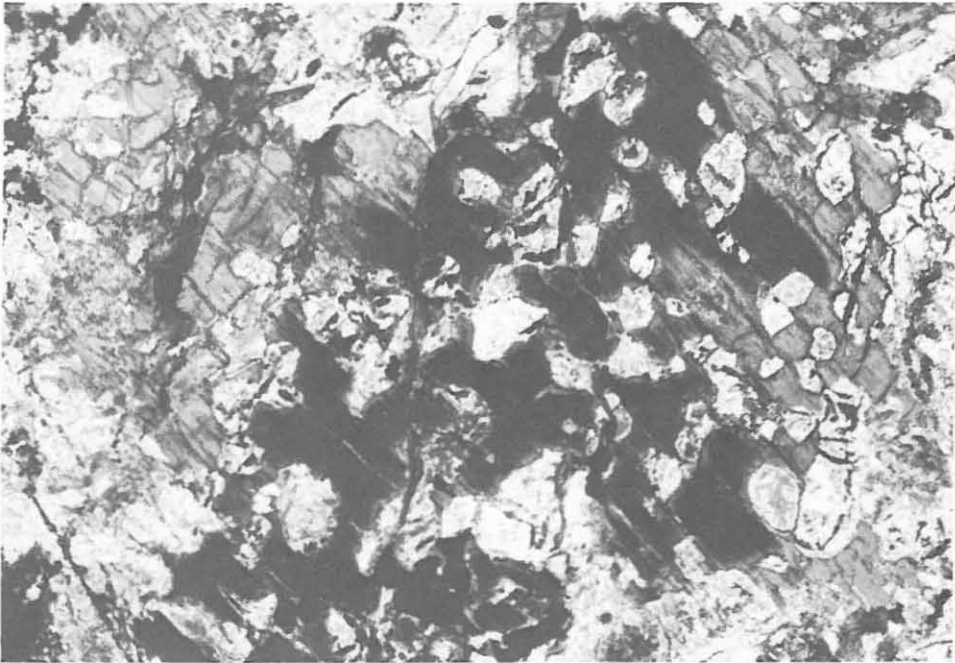


Abb. B.2.33: Poikilitische, z.T. stark getrüübte Hornblende (HBL) mit Talkeinschlüssen (TAL) mit rundlichen oder verzerrt sechseckigen Querschnitten (Olivinpseudomorphosen in Talk-Hornblendit (Schliff 288D1v, 1381.33 m, + Nicols, 20-fach).



Abb. B.2.34: Braun durchschimmernde Ilmenit-Täfelchen (ILM) in farblosem, feinstlamelliertem Klinopyroxen (CPX) in Meta-Ultramafitit (Schliff 288C1qTI, 1380.71 m, 1 Nicol, 70-fach).

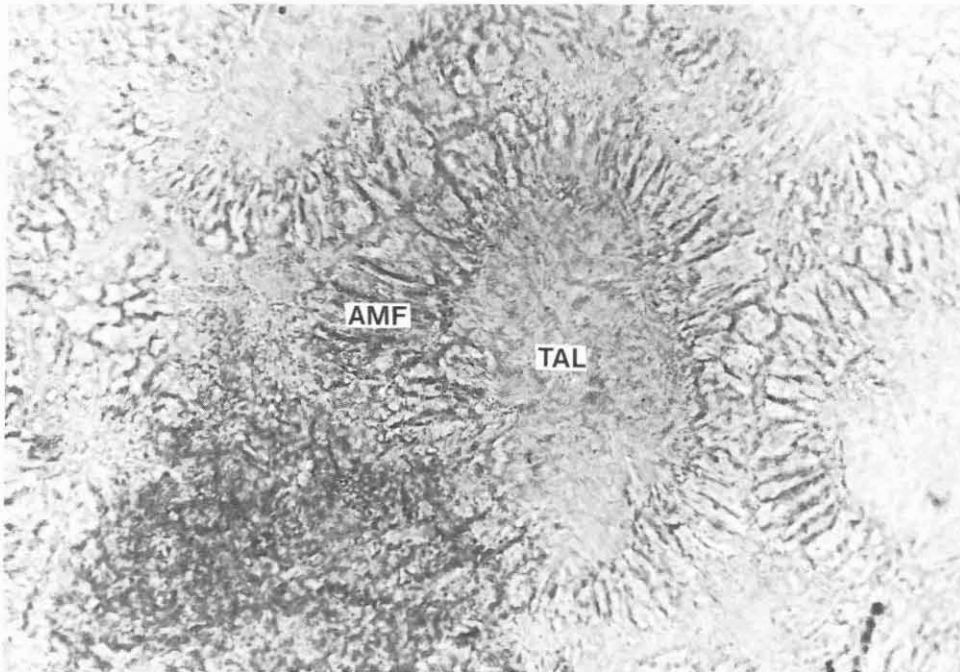


Abb. B.2.35: Radialstrahlige, blaßgrüne Amphibol-Corona (AMF) um Olivinpseudomorphosen aus Talk (TAL) in Meta-Ultramafitit (Schliff 288D1v, 1381.33 m, 1 Nicol, 110-fach).

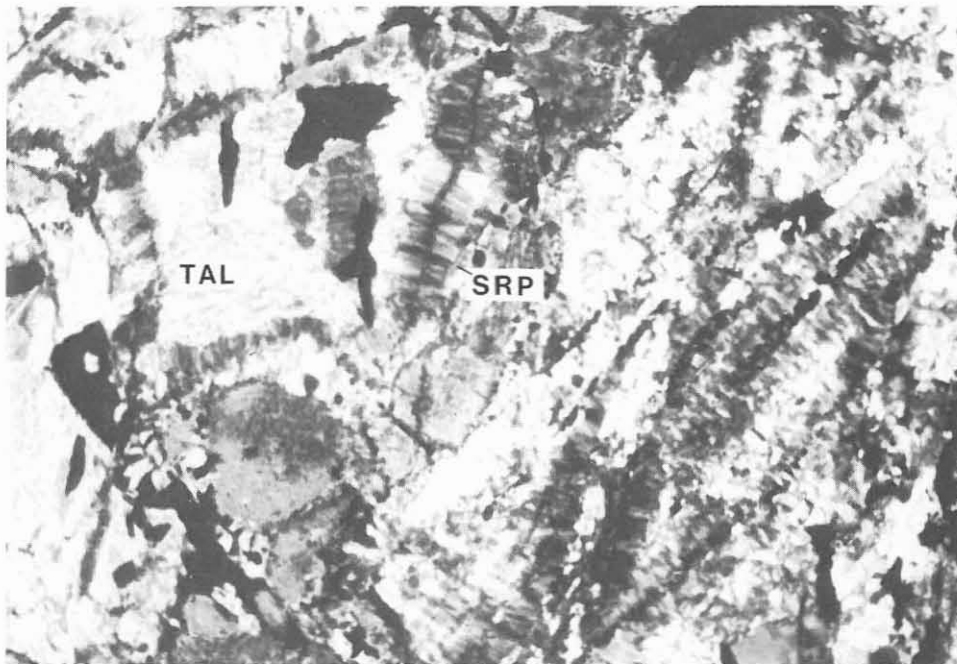


Abb. B.2.36: Angedeutete Maschenstruktur in Olivin-Pseudomorphosen; Faserserpentin (SRP) wächst senkrecht zu Magnetit-Schnüren, Talk-Kern (TAL) - (Talk-Hornblendit) (Schliff 288D1v, 1381.33 m, + Nicols, 100-fach).



Abb. B.2.37: Sperrige Chlorite (CHL) in Meta-Ultramafitit  
(Schliff 288F4, 1382.57 m, 1 Nicol, 30-fach).

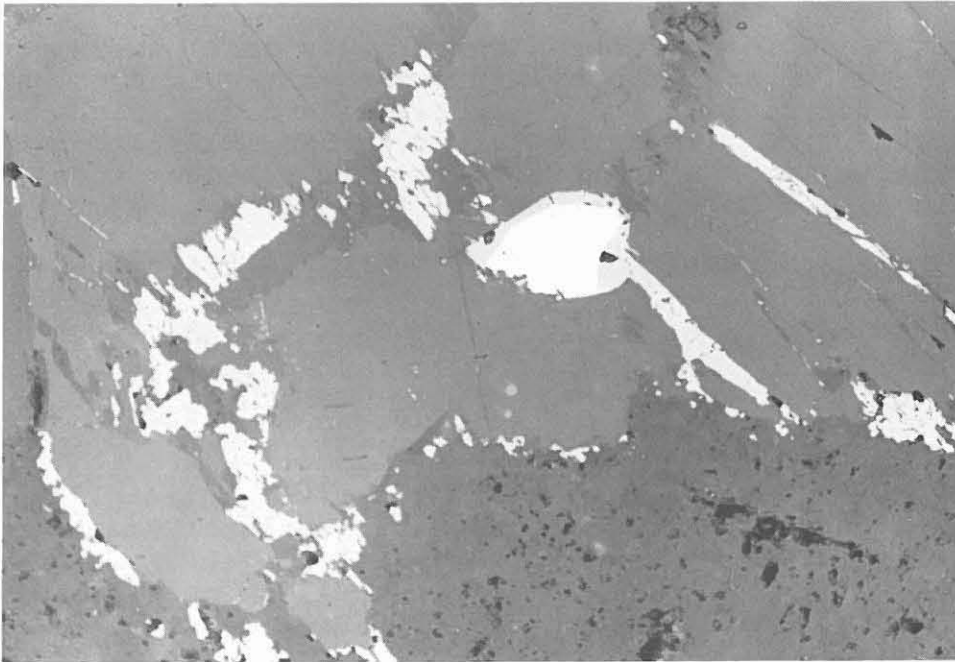


Abb. B.2.38: Girlandenartiger Magnetit (grau) und Magnetit-  
Saum um Sulfidaggregat aus Magnetkies (hellgrau) und Pyrit  
(weiß) in Talk-Hornblendit  
(Anschliff 288D1v, 1381.33 m, 1 Nicol, 140-fach, Luft).



Graphit (Abb. B.2.39). Das Mineral tritt weniger leistenförmig als vielmehr in kugelförmigen Haufen auf und ist eng an Ilmenit und Magnetit gebunden.

### Chlorit-Hornblendit

(Dünnschliff 291G1o; 1400.6 - 1401.0 m)

Schliff 291G1o zeigt Hornblende-Pseudomorphosen nach Klinopyroxen mit staubfeinen, opaken Einschlüssen (randlich konzentriert). Chlorit verdrängt die Hornblende. Opakminerale sind zu Titanit und Leukoxen alteriert. Die RDA-Modalanalyse (291G1n) ergab (in Gew.-%):

Hornblende	54
Chlorit	46

### Hornblendit

(Dünnschliffe 293H2rT, 293H5; Anschliff 293H5; 1408.0 - 1414.2 m)

Grüne Hornblende ist in diesem Gestein das ganz überwiegende Mineral. Neben etwas Anthophyllit kommt weiterhin noch wenig chloritisierter Biotit hinzu. In Zwickeln findet sich etwas Talk (Abb. B.2.40). Talk und Calcit wurden in Kernmarsch 294 als Kluftbelag mit RDA identifiziert. Die RDA-Gesamtgesteinsanalyse in diesem Bereich ergab (in Gew.-%):

Kernstück 293H5:

Hornblende	66
Chlorit	28
Calcit	6

Kernstück 293H2rT:

Hornblende	78
Chlorit	22
Talk	Spur.

Der Anschliff 293H5 aus diesem Abschnitt weist lediglich eine geringe Erzmineralführung (und auch nur geringe Remanenz- und Suszeptibilitätswerte - siehe Abschnitt D) auf. Als Oxide treten Ilmenit und Rutil (Zwillingsstreifen, gelb-bräunliche Innenreflexe) neben sehr kleinen Pyrit-Einzelaggregaten auf.

### Chlorit-Hornblende-Serpentinit

(Dünnschliffe, z.T. poliert: 300G1j I+II, 300H2T1, 301B1b; Anschliff 300G1j; 1449.5 - 1450.0, 1450.8 - 1451.2, 1451.8 -

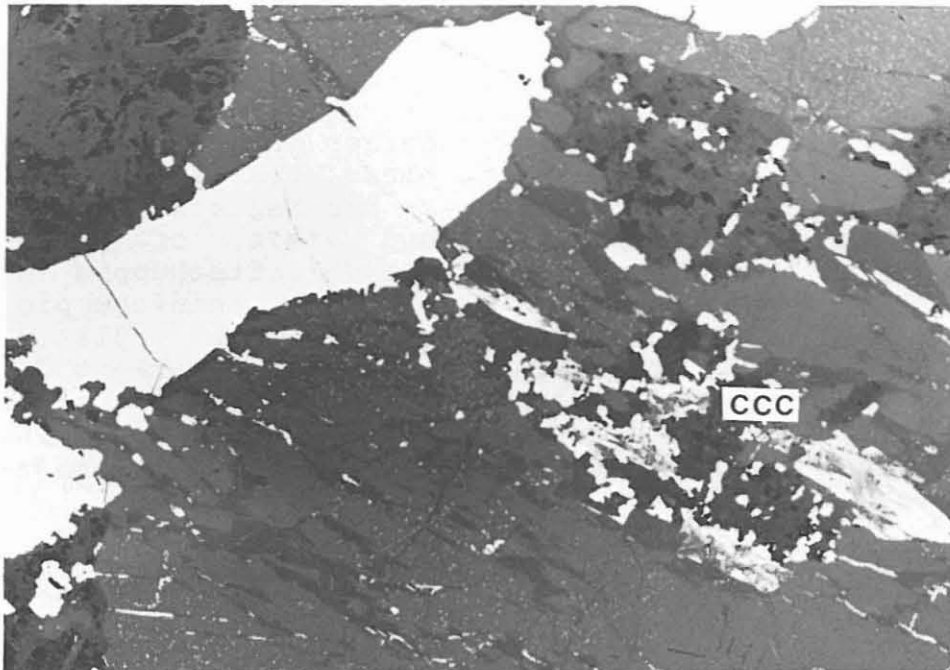


Abb. B.2.39: Ilmenit in größeren, unregelmäßigen Körnern mit undeutlichem Magnetit-Saum und -Rißfüllungen; ausgelängte, aufgefiederte Graphit-Leisten und -Haufen (CCC) in Talk-Hornblendit  
(Anschliff 288D1v, 1381.33 m, 1 Nicol, 160-fach, Luft).

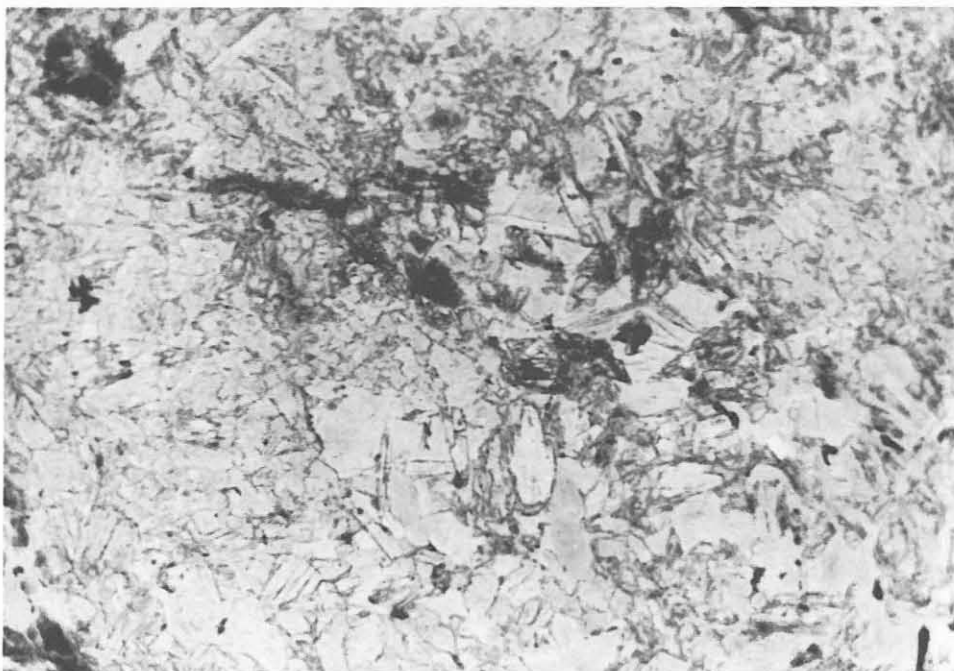


Abb. B.2.40: Anthophyllit, Biotit, Chlorit und Hornblende in Meta-Ultramafitit  
(Schliff 293H5, 1410.40 m, 1 Nicol, 30-fach).

1452.7, 1455.7 - 1456.2 m)

Der Meta-Ultramafitit im Kernmarsch 300 und 301 ist makroskopisch massig und homogen mit mittelgrün-schillernden Hornblendegroßkristallen und etwas heller grünem Zwischenmittel. In den Schliffen 300G1j sind farblose Hornblenden (teilweise mit parallel orientierten Ilmenit- und Magnetit-Einschlüssen, Klinopyroxen-Pseudomorphosen?) und viele, oft deformierte (Knickbänder), teilweise geregelte Chloritschuppen (normale, graue Interferenzfarben) zu beobachten. Feinschuppiger Serpentin bildet gefelderte Pseudomorphosen und füllt Zwickel aus. Opake Nadeln liegen parallel der Spaltbarkeit der Chlorite. Xenomorphe, opake Körner liegen regellos verteilt in der Matrix. Gröber kristalliner Talk verdrängt Hornblende. Karbonat und Apatit treten akzessorisch auf. Die RDA-Analyse von diesem Stück lautet (in Gew.-%):

Serpentin	43
Amphibol	39
Chlorit	17
Talk, Klinopyroxen und Prehnit	Spuren.

Einen halben Meter tiefer (300H2T1) fehlt Serpentin. Das Gestein besteht nur noch aus Hornblende und Chlorit-Aggregaten neben etwas Opakmineral, ebenso 301B1b (in Gew.-%): 76 % Hornblende, pseudomorph nach Klinopyroxen und 24 % Chlorit-Scheiter (RDA).

Im Anschliff 300G1j (1449.3 m) wurden die Erzminerale Magnetit, Ilmenit, Magnetkies, Kupferkies und mit Hilfe von Mikrosondenanalysen (am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen von Herrn S. van Delden durchgeführt) Pentlandit und Kobaltglanz identifiziert.

Magnetit und Magnetkies dominieren. Magnetit bildet meist nadelige oder entlang Spaltbarkeiten von Wirtsmineralen orientierte, unregelmäßige Aggregate und ist saumartig um oder als Gangfüllung in Ilmenit anzutreffen. Auch auf Sulfidaggregaten ist Magnetit als jüngere Phase saumartig aufgewachsen (Abb. B.2.41). Magnetkies, Kupferkies, Pentlandit und Kobaltglanz (Zusammensetzung in Atom-%: Co 26, As 33, S 33, Ni 5, Fe<sup>2+</sup> 3) sind fast stets miteinander verwachsen; selten liegen sie als monomineralische Körner vor. Anlagerungen von Magnetit und Ilmenit sind häufig.

#### B.2.4 Diskussion

##### Metagabbros

Ophitgefüge sind für viele Diabase typisch, gelegentlich aber

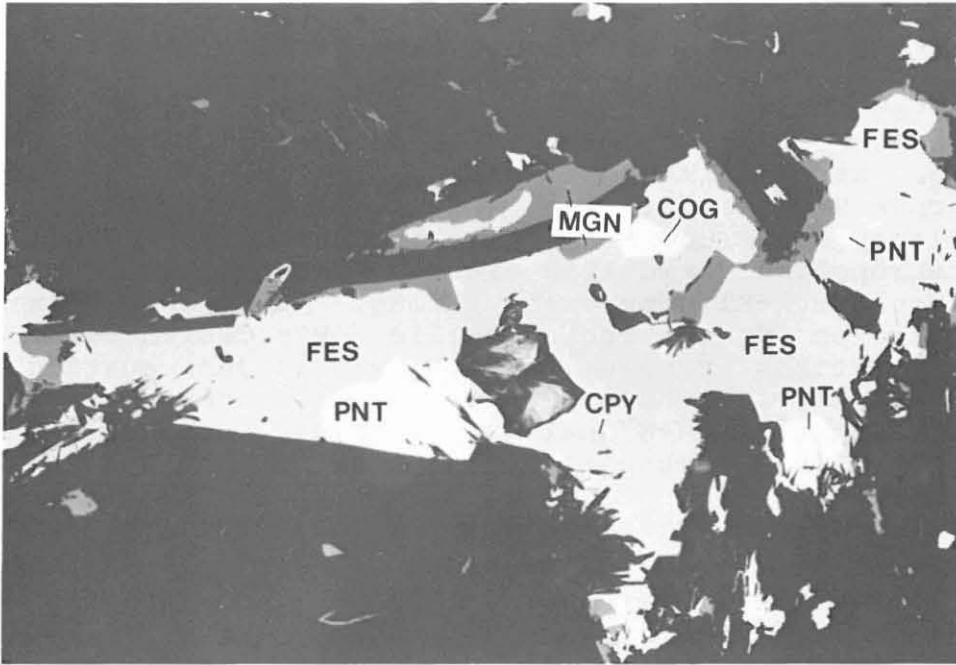


Abb. B.2.41: Magnetit (MGN) umgibt saumartig ein Sulfidaggregat aus Magnetkies (FES), Pentlandit (PNT) und Kobaltglanz (COG) in Chlorit-Hornblende-Serpentin; stellenweise findet sich in diesem Anschliff auch Ilmenit an Magnetit angelagert (Anschliff 300G1j, 1449.30 m, 1 Nicol, 140-fach, Luft).

auch in manchen Gabbros entwickelt. Ähnlich grobkörnig (bis 1 cm große Klinopyroxene) können auch Diabase sein. Für die Ansprache als Metagabbro gaben letztlich die als Kumulate gedeuteten Meta-Ultramafitite den Ausschlag. Die Ausbildung von Granat-Coronen ist sowohl als spätmagmatische Subsolidus-Reaktion am Kontakt Klinopyroxen-Plagioklas als auch als metamorphe Reaktion denkbar. Die symplektitische Verwachsung von Klinopyroxen und Plagioklas in Dünnschliff 317B1d zeigt, daß ursprünglich vermutlich ein Na-, Al-reicher, omphacitischer Hochdruck-Klinopyroxen vorlag. Hornblende-Plagioklas-Kelyphite um Granat fehlen völlig. Wir deuten die Granat-Corona-Reaktionstextur um Klinopyroxen in dem quarzführenden Metagabbro bei fehlendem Orthopyroxen als ursprüngliche Paragenese Klinopyroxen+Granat+Quarz. Dies würde nach GREEN & RINGWOOD (1967) Granulitfazies unter Drucken von ca. 8-10 kbar bedeuten. Die Entmischung von Rutil im Klinopyroxen zeigt einen ehemals  $TiO_2$ -reichen Hochtemperatur-Klinopyroxen an. Die an der Corona beteiligte Hornblende und der Plagioklas müßten demnach bei einer späteren, retrograden Überprägung entstanden sein.

#### **Meta-Ultramafitite**

Die erbohrten Meta-Ultramafitite ähneln denen, die SCHÜSSLER (1987, S. 192 ff.) aus der ZEV beschreibt. Allerdings führen die Meta-Ultramafitite der Bohrung keinen grünen Spinell. Kontinuierliche Übergänge zu Metagabbro und das Auftreten innerhalb der Gabbro-Einheiten (z.T. als Xenolithe mit Reaktionssaum) lassen den Schluß zu, daß die Meta-Ultramafitite kumulatartige Abkömmlinge des Gabbro-Magmas sind. Hierauf deuten auch die noch recht hohen Al- und nur mäßig hohen Mg- und Cr-Gehalte hin (Tab. B.2.3, s. auch Abschnitt C).

#### **Genetische Beziehungen zwischen Amphiboliten, Metagabbros und Meta-Ultramafititen**

Typische Metagabbros der Bohrung unterscheiden sich von den Amphiboliten durch:

- reliktsches Ophitgefüge
- Klinopyroxen-Relikte
- Granat-Coronen
- massige, homogene, mittel- bis grobkörnige Textur
- Gesteinschemismus (siehe unten).

Durch tektono-metamorphe Überprägung gehen die Texturmerkmale nach und nach verloren, so daß ein Teil der Amphibolite völlig umkristallisierte (Meta-)Gabbros sind.

Typische Amphibolite sind:

- mittelkörnig und meist foliiert oder gebändert
- durch Quarz-Plagioklas-Schlieren inhomogen
- frei von Klinopyroxen-Relikten und Granat-Coronen.

Der Vergleich chemischer Analysen (Tab. B.2.1 und B.2.2) von zweifelsfrei den Amphiboliten oder Metagabbros zuzuordnenden Gesteinen zeigt deutliche Unterschiede. Die Metagabbros sind reicher an Cr und Ni und ärmer an Zr und  $P_2O_5$  als die Amphibolite. Im Alk-F-M-Dreieck (Abb.B.2.42) zeigen die Amphibolite einen höheren Alkalien-Anteil im Verhältnis zu FeO und MgO. Ein Teil der Amphibolite sind also völlig überprägte Metagabbros, der andere Teil ist von den Metagabbros stofflich und texturell verschieden. Aus den beobachteten Kontakten zwischen Amphibolit und Metagabbro kann bisher keine eindeutige Altersabfolge abgeleitet werden.

Bis jetzt liegen folgende Analysen (siehe Abschnitt C) von Kernstücken vor:

Amphibolite: 256C21, 257B4d, 262A2 (aus einem migmatitischen Bereich), 267G1n (nach Schliffbefund feinkörniger Amphibolit, liegt aber innerhalb einer größeren Metagabbro-Einheit und ist chemisch identisch mit 271B1b), 270B4a, 274J1z (aus einer kataklastischen Scherzone), 295H1s, 306A2b, 316B1b.

Metagabbros: 263A6a, 271B1b, 278F1g, 281A1a (aus einem migmatitischen Bereich), 287E2k, 288B1g, 293A1c, 301B1-oben (zeigt kontinuierlichen Übergang zur Meta-Ultrabasis-Probe 301B1b-unten).

Meta-Ultramafitite: 279F1h, 288C1qT, 288F4, 291G1uT, 293H2rT, 293H5, 301B1b-unten (kontinuierlicher Übergang zur Metagabbro-Probe 301B1b-oben).

Im Alk-F-M-Dreieck (Abb. B.2.42) weisen die Meta-Ultramafitite erwartungsgemäß die höchsten MgO/FeO-Verhältnisse bei gleichzeitig niedrigsten Alkali-Gehalten auf. Die Metagabbros zeigen demgegenüber eine geringfügige Fe- und deutliche Alkalien-Anreicherung. Die Metagabbro-Probe mit dem höchsten Alkalien-Gehalt ist migmatitisch überprägt (281A1a). Die Amphibolite überlappen z.T. mit den Metagabbros und zeigen einen deutlichen Trend zu erhöhten Fe- und Alkalien-Gehalten. Auch hier ist die Probe mit dem höchsten Alkalien-Gehalt migmatitisch (262A2). Zwei Amphibolite (274J1z, 295H1s) fallen infolge ihrer hohen Fe- (und Ti-)Gehalte, die sich in einer erhöhten Ilmenit-Führung dokumentieren, aus dem generellen Trend heraus. Diese Befunde sprechen vorbehaltlich weitergehender Untersuchungen, besonders hinsichtlich der Spurenelementmuster, ebenfalls für eine genetische Beziehung zwischen den drei Gesteinstypen.

Der Mineralbestand der Amphibolite entspricht dem fortgeschrittenen, retrograden Trend (Klinopyroxen -> Hornblende;

Tab. B.2.1: Amphibolite

	256C21T	257B4d	262A2	270B4a	295H1s	306A2bT	316B1b
SiO <sub>2</sub>	52.00	48.60	61.50	52.00	50.90	48.20	47.87
TiO <sub>2</sub>	1.67	1.18	0.71	1.54	2.10	1.66	1.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.90	18.00	17.40	17.10	16.80	16.30	16.66
FeO	8.75	8.51	4.95	9.09	11.70	9.72	9.57
MnO	0.16	0.16	0.10	0.20	0.30	0.17	0.18
MgO	4.70	6.51	2.05	5.51	4.46	7.04	7.81
CaO	6.90	8.67	5.41	8.11	5.83	8.73	9.69
Na <sub>2</sub> O	4.62	3.79	5.13	3.83	2.84	3.22	2.97
K <sub>2</sub> O	0.94	0.71	0.64	0.53	0.83	0.87	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.28	0.27	0.49	0.33	0.22	0.20
Summe	96.94	96.41	98.16	98.40	96.09	96.13	97.29
Cr	130	168	29		146	202	
Co	41	44	36		51	51	
Ni	25	36	12	53	33	64	
Cu	30	38	< 5		44	31	
Zn	93	92	81	103	91	98	
Ga	20	19	20		19	20	
Rb	19	16	15	6	20	15	
Sr	307	390	357	328	263	286	
Y	36	38	22	42	35	30	
Zr	288	200	247	193	209	166	
Nb	9	7	6		16	10	

Tab. B.2.2: Metagabbros

	263A6a	278F1g	281A1a	287E2k	288B1g	293A1c	301B1 oben
SiO <sub>2</sub>	47.60	47.40	52.70	47.53	46.76	50.70	45.80
TiO <sub>2</sub>	1.47	1.80	0.96	1.00	1.15	1.60	1.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.90	15.40	16.90	19.49	17.48	16.30	16.20
FeO	8.98	10.89	7.28	7.72	8.43	9.37	8.53
MnO	0.17	0.19	0.12	0.13	0.14	0.15	0.13
MgO	8.20	8.92	6.59	8.46	10.28	7.61	12.40
CaO	9.53	9.16	7.94	9.64	8.70	7.83	8.23
Na <sub>2</sub> O	3.01	2.93	4.51	2.85	2.85	3.01	2.66
K <sub>2</sub> O	0.43	0.47	0.79	0.60	0.94	0.66	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.08	0.19	0.18	0.19	0.20
Summe	96.45	97.32	97.87	97.61	96.91	97.42	96.32
Cr	225	315	215	208		218	586
Co	52	54	27	40		43	61
Ni	57	155	41	159	233	102	334
Cu	24	40	14	33		37	119
Zn	76	91	81	65	76	79	62
Ga	18	18	22	17		16	17
Rb	11	10	13	14	28	13	17
Sr	307	182	257	349	428	102	337
Y	27	36	20	19	20	25	26
Zr	106	129	109	96	107	102	145
Nb	6	< 5	6	7		6	8

Tab. B.2.3: Meta-Ultramafitite

	279F1h	288C1qT	288F4	291G1nT	293H2rT	293H5	301B1b unten
SiO <sub>2</sub>	45.70	43.80	42.35	41.50	46.80	47.41	43.70
TiO <sub>2</sub>	1.48	1.04	0.92	0.99	0.78	0.88	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.30	10.20	8.89	11.30	8.10	9.36	12.80
FeO	10.89	12.16	12.66	12.33	13.23	13.10	10.53
MnO	0.16	0.18	0.18	0.19	0.24	0.26	0.16
MgO	13.30	19.70	21.98	19.10	18.70	16.78	17.00
CaO	7.41	6.39	5.14	7.84	7.46	7.06	8.57
Na <sub>2</sub> O	2.33	1.20	0.92	0.44	0.71	1.15	1.33
K <sub>2</sub> O	0.25	0.19	0.24	0.11	0.12	0.22	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.19	0.18	0.19	0.12	0.14	0.14
Summe	95.96	95.05	93.46	93.99	96.26	96.36	95.71
Cr	538	655		692	579		870
Co	73			96	83		85
Ni	345	618	627	515	406	374	496
Cu	163			8	12		141
Zn	89	102	89	237	114	120	76
Ga	15			17	13		14
Rb	< 5	< 5	5	< 5	< 5	7	5
Sr	179	105	107	28	40	106	86
Y	29	22	19	20	21	18	23
Zr	119	105	92	107	75	61	113
Nb	< 5			7	< 5		7



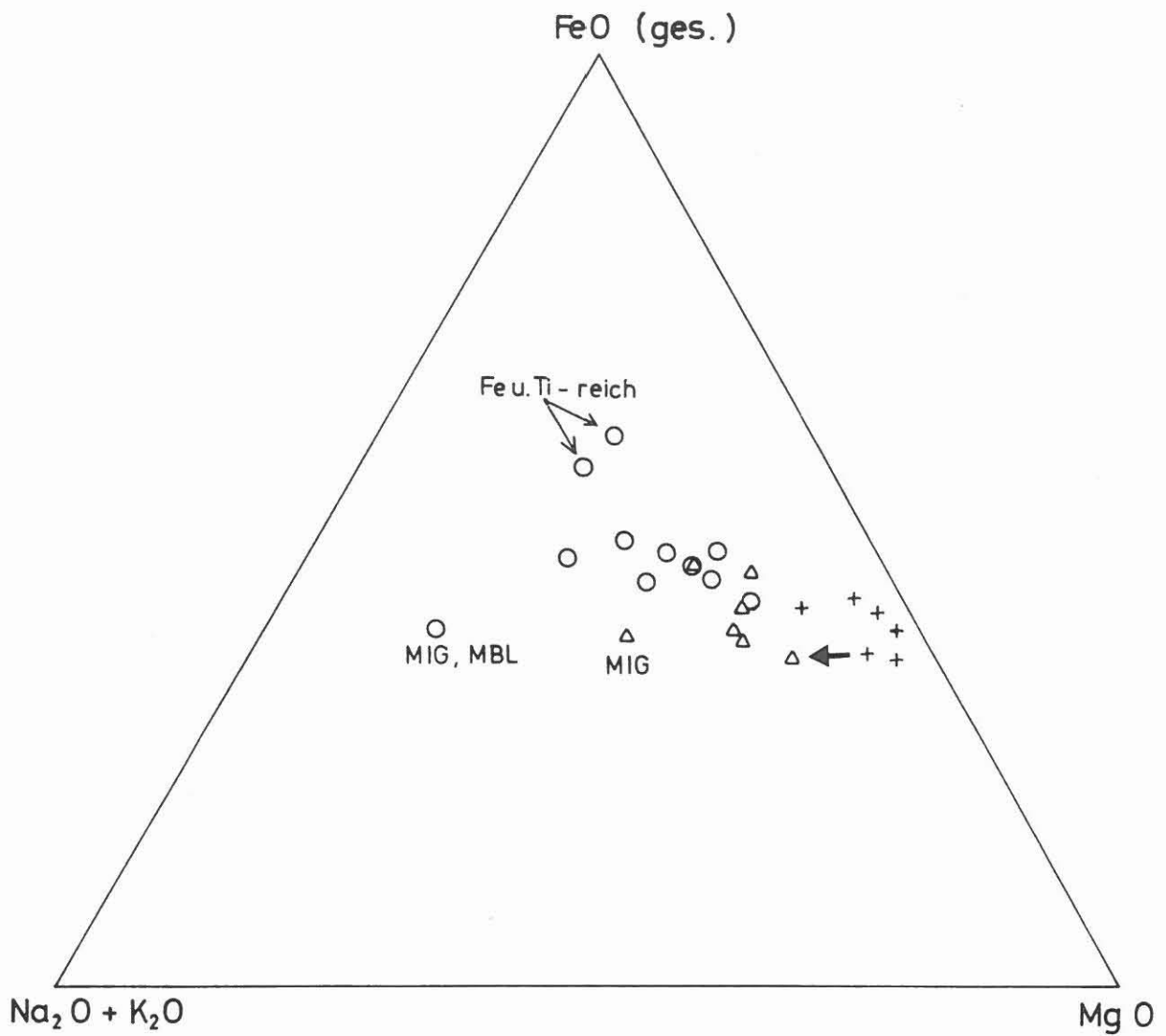


Abb. B.2.42: Amphibolite (o), Metagabbros (Δ) und Meta-Ultramafitite (+) im AFM-Dreieck; der Pfeil verbindet 2 Analysen aus Meta-Ultrabasit und Metagabbro, die einen kontinuierlichen Übergang zeigen.

Granat -> Hornblende+Plagioklas; Rutil -> Titanit), der schon im Metagabbro angedeutet ist.

#### B.2.5 Nachträge zu vorherigen Berichten

Das in HACKER et al. (1988, Abb. B.3.9, S. B 16) gezeigte Dünnschliff-Foto aus einem hornblende- und biotitreichen Gneisband zeigt nicht wie beschrieben gekrümmte, mit Biotit verwachsene Klinozoisit/Epidot-Kristalle. P. BLÜMEL machte uns darauf aufmerksam, daß es sich hierbei um das Mineral Pumpellyit handelt, das somit erstmalig in Ostbayern gefunden worden sei. Die inzwischen erfolgte Detailaufnahme der Kerne ergab, daß hornblende- und biotitreiche Gneisbänder recht häufig sind. Alle Schiffe von diesen Gesteinen führen Pumpellyit. Neben Laumontit und Prehnit ist Pumpellyit nun das dritte für niedriggradige Metamorphose charakteristische Mineral in der Bohrung. Die entsprechenden Paragenesen müssen allerdings noch näher untersucht werden, um genauere Aussagen über die niedriggradige Überprägung der Gesteine zu erlangen.

Die Detailaufnahme der Kernstrecke 480-992 m ergab, daß dunkelbrauner Turmalin in den Paragneisen in geringen Gehalten (<1%) weit verbreitet ist. Meistens tritt er 1-5 mm groß am Rand von hellen Quarz-Feldspat-Mobilisaten auf, kommt aber auch in der dunklen, biotitreichen Matrix vor. Im Körnerpräparat wurde unter dem Mikroskop auch graublauer Turmalin beobachtet. Die Quarz-Feldspat-Mobilisate führen häufig winzige Graphitschüppchen. Der in HACKER et al. (1988, S. B 24) vermutete Wolframit konnte nicht bestätigt werden.

Zur faziellen Einordnung der Granat-Sillimanit-Biotit-Gneise kann folgendes ergänzt werden: Nach den bisherigen Beobachtungen ist Muskovit ganz überwiegend retrograd aus Biotit und Sillimanit oder Disthen gebildet worden und hat nicht zur primären, metamorphen Paragenese gehört. Vereinzelt wurde allerdings auch wenig straff eingeregelter Muskovit beobachtet. Kalifeldspat tritt nur in wenigen Quarz-Feldspat-Mobilisaten auf. Weder kann die stabile Paragenese Sillimanit-Kalifeldspat noch Sillimanit-Muskovit beobachtet werden. Die Schwierigkeiten bei der Zuordnung entweder zur Sillimanit-Muskovit oder zur Sillimanit-Kalifeldspat-Zone ist durch die Kaliumarmut der erbohrten Paragneise im Verhältnis zu  $Al_2O_3$ , FeO und MgO bedingt. Zur Verdeutlichung wurden eine Reihe von Paragneis-Analysen in ein A'KF-Diagramm eingetragen (Abb. B.2.43 und Tab. B.2.4). Hierbei wurde das  $Fe_2O_3/FeO$ -Verhältnis der RFA-Analysen generell als 0.15 angenommen. Alle betrachteten Analysen liegen sehr nahe, oft sogar rechts der Konode Biotit-Sillimanit/Disthen, können also aufgrund ihres Chemismus in den in Frage kommenden, metamorphen Zonen nur sehr wenig bis keinen Muskovit oder Kalifeldspat bilden, so daß zur endgültigen mineralfaziellen Einstufung der bisher

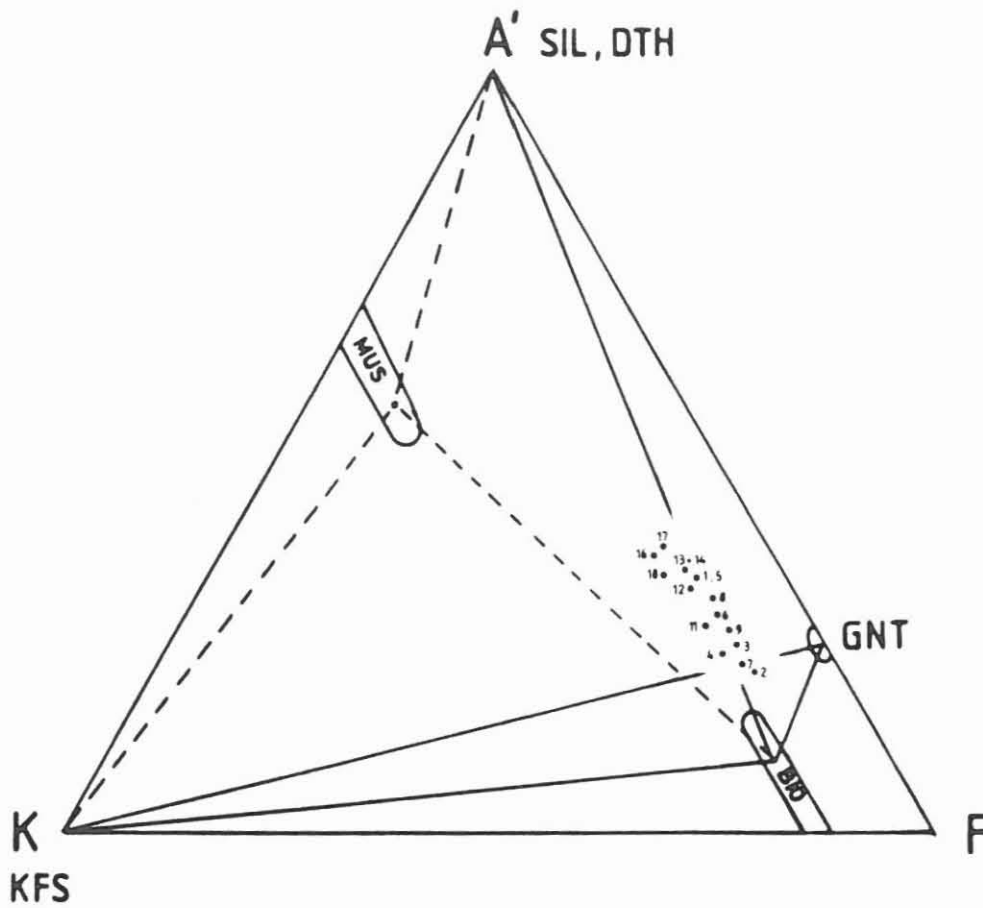


Abb. B.2.43: A'KF-Diagramm mit schematischem Konodenverlauf für die Sillimanit-Muskovit- (gestrichelt) und die Sillimanit-Kalifeldspat-Zone.

- |              |              |              |
|--------------|--------------|--------------|
| 1 = 53B7T    | 2 = 55A6T    | 3 = 67H20T   |
| 4 = 71A4T    | 5 = 72C10T   | 6 = 73B6T    |
| 7 = 74B4T    | 8 = 75C8T    | 9 = 77E19    |
| 11 = 70B9T   | 12 = 97D3h   | 13 = 100B2d  |
| 14 = 102A1aT | 16 = 212B5aT | 17 = 215C1yT |
| 18 = 225B4T  |              |              |

angetroffenen Paragneise noch weitergehende Untersuchungen erforderlich sind.

Wie der Vergleich mit einem Lesestein-Dünnschliff aus dem Autobahn-Einschnitt S Scherreuth (4 km S Windischeschenbach) zeigt, könnte es sich bei den in HACKER et al. (1988, Abb.B.3.2 und B.3.5) erwähnten serizitischen Aggregaten in den Paragneisen um Pseudomorphosen nach Disthen oder Stauroolith handeln. Beide werden S Scherreuth zu einer feinschuppigen, niedrig doppelbrechenden Substanz umgewandelt.

Tab. B.2.4: Paragneise

	53B7T	55A6T	67H20T	71A4T	72C10T	73B6T	74B4bT
SiO <sub>2</sub>	58.55	61.51	61.06	59.99	60.47	63.46	61.0
TiO <sub>2</sub>	1.07	0.92	1.02	1.36	0.98	1.01	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.63	15.58	16.40	16.43	18.66	16.00	16.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.86	7.77	8.65	7.86	8.02	8.39	8.14
MnO	0.13	0.52	0.69	0.22	0.26	0.28	0.21
MgO	3.21	2.66	2.82	3.56	2.94	3.06	3.24
CaO	1.27	2.14	1.35	1.36	1.30	1.08	1.51
Na <sub>2</sub> O	2.48	3.38	3.18	3.07	2.76	2.42	2.72
K <sub>2</sub> O	2.99	1.99	2.68	3.08	2.70	2.61	2.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.09
Summe	98.19	96.47	97.95	97.03	98.19	98.41	97.38

	70B9T	97D3h	100B2d	102A1aT	212B5aT	215C1yT	225B4T
SiO <sub>2</sub>	61.35	56.30	63.21	58.30	59.02	61.60	64.90
TiO <sub>2</sub>	1.16	1.18	0.81	1.04	0.98	0.76	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.35	19.47	17.20	19.51	19.23	18.92	16.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.94	9.11	7.43	9.07	8.12	7.36	6.44
MnO	0.22	0.56	0.14	0.22	0.15	0.18	0.14
MgO	3.68	3.29	3.00	3.04	2.82	2.59	2.36
CaO	1.01	1.00	0.82	0.91	0.73	0.87	1.21
Na <sub>2</sub> O	1.82	2.18	1.88	2.31	1.77	2.08	2.04
K <sub>2</sub> O	3.52	3.60	2.95	3.26	3.92	3.23	3.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.13	0.07	0.08	0.09	0.11	0.15
Summe	97.12	96.82	97.51	97.74	96.83	97.70	98.04

### B.3 Strukturgeologie

#### B.3.1 Einleitung

Die erbohrte Strecke setzt sich aus Sillimanit-Biotit-Gneisen und aus orthogenen Metabasiten/Meta-Ultramafititen mit lagigem, untergeordnet richtungslos-körnigem Gefüge zusammen. Der Übergang vom Sillimanit-Biotit-Gneis zur Metabasitserie bei 1160 m fällt in eine Richtbohrphase, aus der bohrtechnisch bedingt ausschließlich Cuttingsproben vorliegen. Dünnschliffproben von Cuttings erlaubten hier eine Ansprache des Mikrogefüges. Wegen des kleinen Ausschnittes, den die Dünnschliffproben der Cuttings wiedergeben, kann eine Ausgliederung von Gefügedomänen nicht vorgenommen werden. Der Mineralbestand der Cuttings erlaubt unter Zuhilfenahme des Gamma Ray Logs eine Festlegung von Störungszonen (vgl. Kap. B.4.3). Für eine detaillierte strukturgeologische Bearbeitung stehen die Kernstrecken 1177.0 - 1183.0 und 1228.8 - 1530.0 m zur Verfügung.

#### B.3.2 Makrogefüge

##### B.3.2.1 Foliation

Die gekernte Strecke wird fast ausschließlich von Metabasiten mit Einschaltungen von Meta-Ultramafititen aufgebaut. Untergeordnet treten geringmächtige leukokrate Biotit-Gneislagen auf (vgl. Kap. B.2.3.3). Zwischen 1229.3 m und 1252.6 m liegt eine Wechsellagerung aus lagigem Amphibolit und Biotit-Hornblende-Gneisen vor.

Aus Abb. B.3.1 wird deutlich, daß die erbohrten Amphibolite über weite Strecken anstelle des für magmatogene Gesteine charakteristischen, richtungslos-körnigen Gefüges einen stofflichen Lagenbau aufweisen. Diese Foliation ist besonders deutlich in plagioklasreicheren Amphiboliten entwickelt und weist stark unterschiedliche Einfallwinkel zwischen 20° und 80° auf. In der teufenbezogenen Verteilung der Einfallwinkel wird eine zyklische Undulation sichtbar. Vermutlich handelt es sich um eine weitspannige Verfaltung der steilgestellten Foliation durch gravitative Einwirkung im spatorogenen Extensionsstadium. Dieses Phänomen wird schon in der vorangehenden Berichtsstrecke (480 - 992 m) in Biotit-Plagioklas-Gneisen beobachtet (vgl. HACKER et al. 1988, S. B 28).

Strafflagige Biotit-Gneis-Einschaltungen (vgl. Kap. B.2.3.3) mit einem Einfallen von 40 bzw. 60° sind nur geringmächtig entwickelt (5 - 30 cm), so daß sie in Abb. B.3.1 nicht in Erscheinung treten. Die leukokraten Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis-Einschaltungen im Amphibolit zwischen 1229.3 m und 1252.6 m heben sich mit einem recht einheitlichen Einfallwinkel von etwa 50° - 70° deutlich vom Einfallen

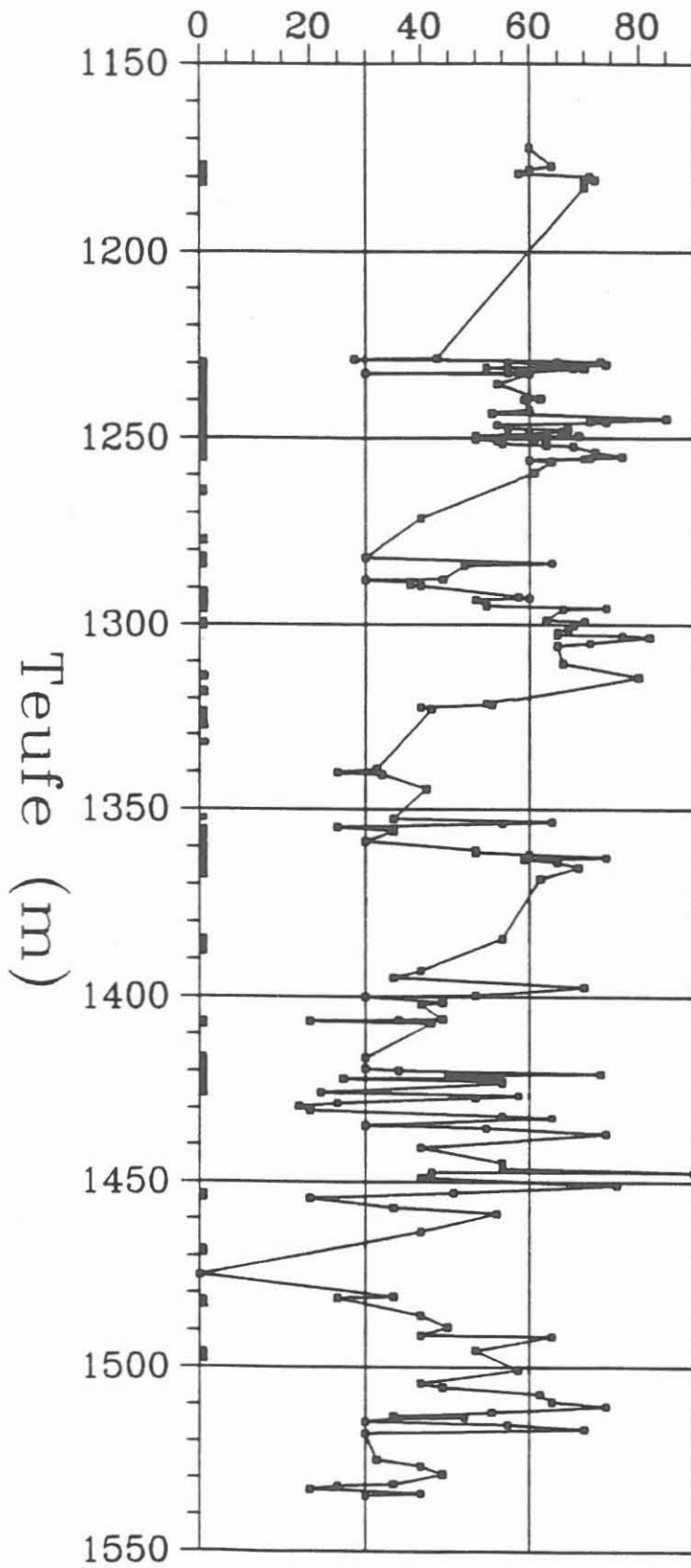


Abb. B.3.1: Fallwinkel der Foliation; dunkle Balken am linken Skalenrand markieren eine deutliche Ausprägung der Foliation.

der angrenzenden Amphibolite ab.

In dem Metagabbro, der ab 1252.6 m an ein solche leukokrate Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis-Lage anschließt, ist eine ca. 30 cm mächtige Übergangszone aufgeschlossen, in der durch Plagioklasfasern eine deutliche Foliation abgebildet wird. Dieses Flasergefüge steht saiger und geht kontinuierlich in ein richtungslos-körniges, gabbroides Gefüge über. Innerhalb der Metagabbros treten reliktdisch erhaltene Ophitgefüge auf.

Der rundliche Amphibolit-Einschluß, der als Boudin(?) im leukokraten Biotit-Plagioklas-Gneis schwimmt (315Flg; 1512.0 m), zeigt ein richtungslos-körniges Gefüge (s. Abb. B.2.19) Ebenso ist in den Amphiboliten am Kontakt zu den Gneiseinschaltungen keine Foliation entwickelt (s. Profil 1:200 im Anhang).

In mehreren Teufenabschnitten (so z.B. von 1287.6 m - 1292.6 m; 1334.0 m - 1338.0 m) wird in feldspatreichen Metabasiten durch mylonitisch-straftige Einregelung der Feldspataggregate eine Vorzugsorientierung abgebildet. Bei Betrachtung der entsprechenden Bohrkerne fällt auf, daß diese straffe Einregelung nicht rundum zu beobachten ist, sondern nur in jeweils zwei geeigneten Blickrichtungen, während dazwischen durch den Anschnittseffekt des Kernzylinders entweder ein lagig-flaseriges oder richtungslos-körniges Gefüge vorge-täuscht wird. Es handelt sich demnach bei diesem Gefüge um einen Lagenbau mit Streckungsgefüge, bzw. um ein reines Streckungsgefüge, das nur dort sichtbar wird, wo das Linear tangential zur Rundung des Bohrkerns liegt. Es gibt keine Hinweise dafür, daß diese Streckung das Produkt einer jüngereren mylonitischen Überprägung des gneisigen Lagenbaues ist. Offensichtlich war die Vergneisung abschnittsweise mit einer starken Streckung verbunden.

Die beschriebenen Verbandsverhältnisse deuten auf Folgendes hin:

- Die Platznahme der Amphibolite bzw. Metagabbros erfolgte vor der Vergneisung der ZEV-Gesteine. Das primäre Gefüge der Metabasite ist das richtungslos-körnige bzw. gabbroide Gefüge.
- Im Verlauf der Deformation, die zur Vergneisung der ZEV führte, wurde auch in den Amphiboliten/Metagabbros, begünstigt durch hohe Plagioklasgehalte, die weitverbreitete Foliation angelegt. Das Deformationsregime ist durch duktile Verformung mit einer Streckungskomponente gekennzeichnet.

### B.3.2.2 Kataklastose

Ein duktiles Deformationsregime wird in den Metabasiten durch die weitverbreitete Foliation repräsentiert. Kataklastische Scherbahnen, soweit erkennbar, aufschiebenden Charakters, durchschlagen diskordant die Foliation und belegen ein jüngeres, kataklastisches Deformationsstadium.

Auf Grund ihrer Ausbildung lassen sich drei Scherzonentypen unterscheiden:

- a) Geringmächtige (bis zu 0.5 cm mächtige) Scherbahnen unterschiedlicher Raumlage, die auf der gesamten Kernstrecke beobachtet werden. Die in diesen Bahnen auftretenden Kataklastite sind feinkörnig-dicht.

Im Teufenbereich zwischen 1498.5 und 1503.5 m wird ein migmatischer, mittelkörniger Amphibolit von einer engständigen kataklastischen Scherflächenschar durchschlagen, die mit  $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$  einfällt. Diese Scherbahnen versetzen cm-mächtige Quarz-Feldspatgänge und sind ebenfalls mit Quarz-Feldspat mineralisiert. Die versetzten Gänge belegen in allen Fällen aufschiebende Bewegungen auf den Scherbahnen.

- b) Asymmetrisch ausgebildete Scherzonen, die an dem einen Scherzonenrand kontinuierlich in undeformiertes Gestein übergehen, am anderen Rand dagegen scharf abgegrenzt sind. Sie treten relativ häufig auf und erreichen bis zu 40 cm Mächtigkeit (Abb. B.3.2).
- c) Kataklastite, die scharfe Grenzen zum Nebengestein aufweisen, bilden den am seltensten ausgeprägten Typ. Sie erreichen bis zu 60 cm Mächtigkeit.

Im Kernstück 280B2f (1334 m) tritt ein etwa 20 cm mächtiger, feinkörniger, dunkelgrauer und völlig verfestigter Kataklastit auf. Die Grenzflächen fallen flach ein ( $20^{\circ}$  -  $40^{\circ}$ ). Der Kataklastithorizont zeigt ein Interngefüge aus chloritreichen Bahnen, die horizontal eine feinkörnig-dichte Grundmasse mit unterschiedlich großen Feldspatklasten durchziehen. Dieser Kataklastit schaltet sich zwischen einen Ultramafitit (melanokrater Amphibolit) und einen Metabasit (Abb. B.3.3).

Zwischen 1351.2 und 1352.0 m werden die Metabasite von einem völlig verfestigten Breccien-Horizont durchschlagen, dessen untere aufgeschlossene Grenzfläche mit  $60^{\circ}$  einfällt. Die Bruchstücke sind bis zu 4 cm groß und bestehen überwiegend aus feinkörnigen Metabasiten, in der Fraktion bis zu 1 cm Größe auch aus Milchquarzen.

Die Kontakte von Meta-Ultramafititen zu umgebenden Metabasiten sind zum Teil nicht tektonischer Natur (1400.6 m - 1401.6 m /



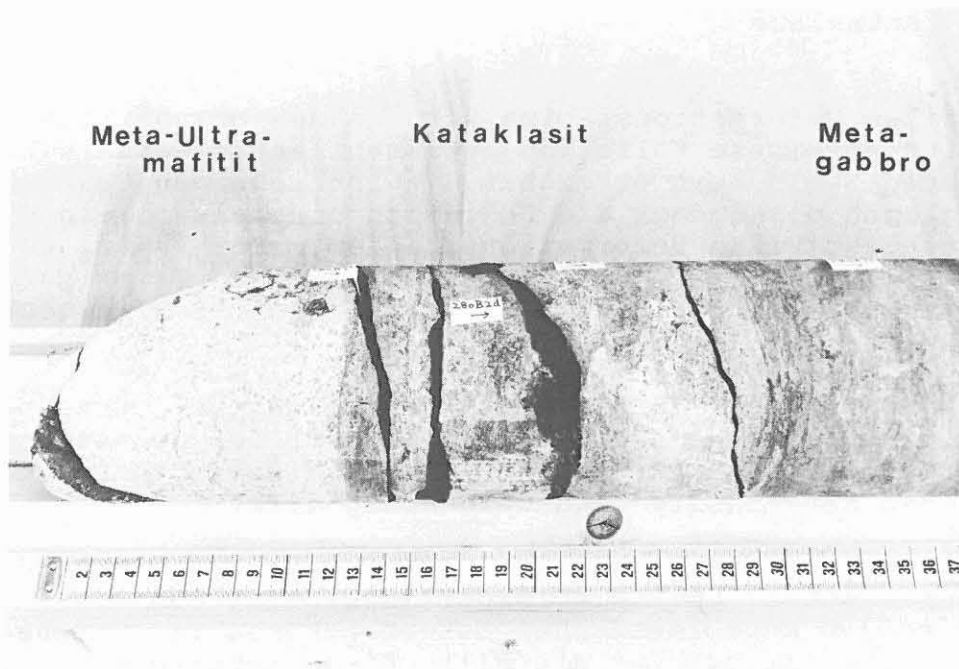


Abb. B.3.2: Kataklastisch ausgebildete Grenze zwischen Meta-Ultramafitit und Metagabbro.  
(Kernstück 280B2a-f, 1333.7 m).



Abb. B.3.3: Verfestigte Störungsbreccie mit Nebengesteinsfragmenten  
(Kernstück 283B1e, 1351.4 m).

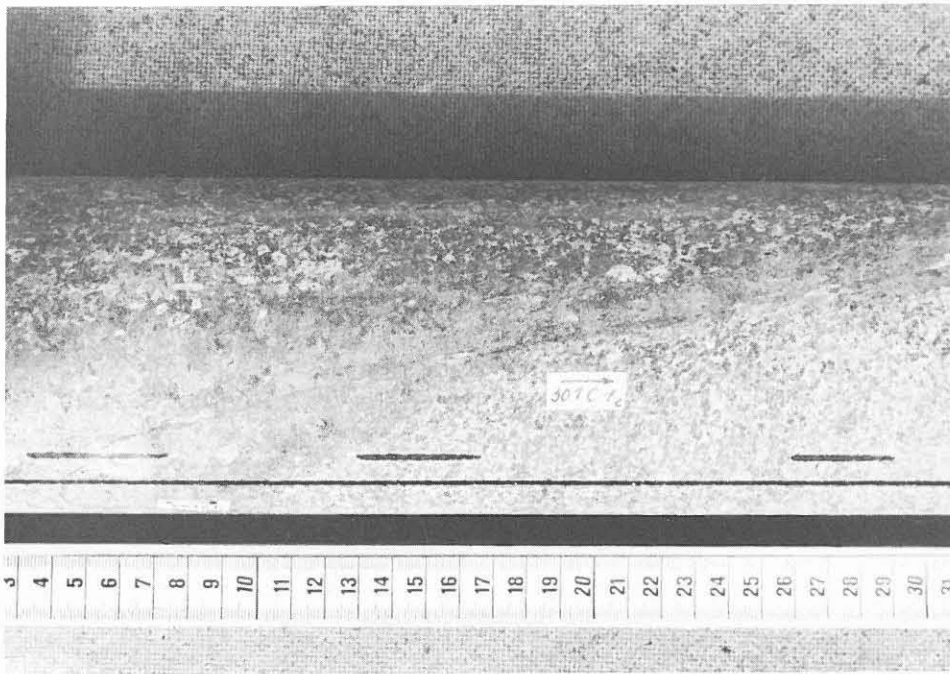


Abb. B.3.4: Kataklastisch überprägter Intrusivkontakt.  
(Kernstück 301C1c, 1452.47 m).

Meta-Ultramafitit im Metagabbro; 1451.8 m - 1452.7 m sowie 1455.7 m - 1456.2 m / Meta-Ultramafitit im Amphibolit). Unregelmäßige Grenzen und leukosomreiche Säume der angrenzenden Amphibolite weisen auf Intrusivkontakte, bzw. auf die Kumulatsnatur der Meta-Ultramafitite hin (Abb. B.3.4).

Häufig bilden jedoch die mächtige, verfestigte Kataklastithorizonte den Übergangsbereich zwischen Amphiboliten und Ultramafititen. In 1453 m Tiefe (301C1c; Meta-Ultramafitit/Metabasit) wird ein Intrusivkontakt streckenweise von einer mm mächtigen Scherzone kataklastisch überprägt. Die Scherzone bildet bereichsweise die Kontaktfläche, um dann voll im Ultramafitit weiterzulaufen. Die Scherzone ist somit offensichtlich jünger und überprägt einen primären Intrusivkontakt.

In 1385.0 m Tiefe (289A2a, Talk-Hornblendit/Amphibolit) ist der Kataklastitkontakt zu den Amphiboliten scharf abgegrenzt, während zum Ultramafitit hin ein kontinuierlicher Übergang in undeformiertes Gestein zu beobachten ist.

Das Vorherrschen bruchhafter Verformung in den Metabasiten hat ihre Ursache mit Sicherheit im Mineralbestand der Gesteine mit einem relativ geringen Anteil duktil deformierbaren Quarzes und dem daraus resultierenden, rigiden mechanischen Verhalten. VERNON & FLOOD (1988) konnten nachweisen, daß die duktile Deformation von basischen Magmatiten an einen kritischen Schwellenwert des Quarzgehaltes gebunden ist. Bei geringeren Gehalten reagiert das Gestein auf die gleiche Beanspruchung durch kataklastisches Zerknüllen. Für einen, z.Z. nicht bestimmbareren Anteil, der Kataklastitgefüge ist deswegen eine zeitgleiche Entstehung mit der Mylonitisierung der Paragneise möglich.

### B.3.3. Mikrogefüge

In Cuttings der Teufe 1025 m zeigt der erbohrte Sillimanit-Biotit-Gneis ein granoblastisches Korngefüge mit interlobaten bis verzahnten Korngrenzen. Das Interngefüge der Quarzkristalle ist durch Deformationsbänderung gekennzeichnet, die in einzelnen Cuttings eine einheitliche Orientierung aufweisen.

In einer Dünnschliff-Cuttingsprobe (1060 m) tritt ein sogenanntes "crack and seal"-Gefüge auf (s. Abb. B.2.5). Solche Strukturen werden von de WALL (1987) und HEIDELBACH et al. (1988) aus Diaphthoriten der Zone von Tirschenreuth-Mähring, bzw. aus der Bohrung Püllersreuth (ZEV) beschrieben. "Crack and seal"-Gefüge werden als Ergebnis einer hydraulischen Bruchbildung längs präexistierender metamorpher s-Flächen und nachfolgender Verheilung durch Quarzausfällung ("Segregationsquarz") aufgefaßt (WEBER & VOLLBRECHT 1986). Möglicherweise ist dieser Prozess auch für die Bildung der Plat-

tenquarze in duktilen Hochtemperaturmyloniten verantwortlich. Gneise mit einem hohen Anteil an Segregationsquarz treten außerhalb der Berichtsstrecke zwischen 1714 und 1721 m auf.

In Gneisen mit stärkerer Parallelorientierung der Biotite und Hellglimmer zeigt sich eine Tendenz zur duktilen Kornverkleinerung des Quarzes. Die Quarz/Quarz-Korngrenzen sind stark verzahnt bis serrat-lobat, was auf straininduzierte Korngrenzenmigration als Deformationsmechanismus (syntektonische Deformation) hinweist. Die eingeregelter Hellglimmer zeigen undulöse Auslöschung und randliche kataklastische Zerfransung.

In Cuttings der Teufe 1034 und 1047 m weist kataklastisch deformierter Gneis eine bruchhafte Kornverkleinerung und Bleichung sowie Zerfransung der Biotite auf. Pflasterartiges, stabiles Rekristallisationsgefüge des Quarzes wird ebenfalls beobachtet.

Die unregelmäßige Sprossung von Muskovit sowie dessen Verwachsung mit Sillimanit in den erbohrten Gneisen wird stets als Hinweis auf dessen sekundäre, postkinematische Natur gedeutet. In einem Cuttings-Dünnschliff der Teufe 1047m (CUT1047mII) ist dagegen eine straffe Einregelung von langscheitigen Muskoviten zu beobachten, die ein offenes Glimmer-Teilgefüge andeuten. Eine Verwachsung der Kristalle mit einer  $Al_2SiO_5$  Phase tritt nicht auf. Diese Cuttings-Probe ist zwar nicht repräsentativ, das Gefüge deutet aber daraufhin, daß zumindest ein Teil der Hellglimmer als primäre, synkinematisch gesproßte Mineralphase vorliegt.

Kataklastische Deformation eines Quarz-Feldspat-Ganges im Amphibolit (1232.0 m; 256A1RI,II) führt zum Zerbrechen der mittelkörnigen Plagioklase, Verbiegung der Zwillingslamellen und zu diskontinuierlicher undulöser Auslöschung. Der Quarz zeigt schachbrettartige, undulöse Auslöschung, die von kontinuierlicher Auslöschung überlagert wird. Vereinzelt sind auch Deformationslamellen ausgebildet. Geöffnete Trennflächen durchziehen den gesamten Kornverband, sind bis zu 0.1 mm breit und sind mit feinkörnigem Quarz verheilt, der keine Anzeichen einer Verformung aufweist. Eine Vorzugsorientierung dieser ruptuellen Gefüge ist nicht erkennbar. Es treten unterschiedliche Generationen auf, jüngere Trennflächen versetzen ältere. Das Gefüge dieses deformierten Ganges deutet auf eine Beanspruchung im Grenzbereich duktil/bruchhaft (bezogen auf das Quarzteilgefüge) hin.

#### B.3.4 Interpretation

Ein straff eingeregelter, offener Hellglimmer-Teilgefüge deutet darauf hin, daß zumindest ein geringer Teil des Muskovites eine (primäre) synkinematisch gesproßte Mineralphase

darstellt.

In der durch Cuttings belegten Strecke ist die Existenz zweier Scherzonen nachweisbar. Kataklastisches Mikrogefüge der Cuttings, erhöhte Graphitanteile im Bohrklein und stärkste Auskesselungen innerhalb der Berichtsstrecke belegen ein bruchhaftes Deformationsregime in diesen Scherzonen.

Duktile Deformation ist in Cutting-Proben nur durch Dünnschliffe nachweisbar. Im Gegensatz zu kataklastischer Deformation ist duktile Deformation durch Kornverkleinerung infolge dynamischer Rekristallisation gekennzeichnet, in Hochtemperaturmyloniten durch das Auftreten von Plattenquarzen in einer granoblastischen Quarz-Feldspatmatrix. Solche Rekristallisationsgefüge treten bevorzugt im Quarz auf und können durch polarisationsoptische Methoden im Dünnschliff nachgewiesen werden. Mylonitisch-straftige Einregelung von Glimmern ist makroskopisch in Cuttings nicht leicht erkennbar und kann durch hohe Biotitgehalte von metapelitischem Bohrklein vorgetäuscht werden. Dünnschliffe auch von Cuttingsproben erlauben dagegen die Ausgliederung von duktilen Scherzonen in Bohrstrecken ohne Bohrkerngewinn. Diese Art der Probenpräparation sollte deswegen während der Hauptbohrung für die Gefügeanalyse verstärkt genutzt werden. In der vorliegenden Berichtsstrecke ist die Existenz duktiler Scherzonen auch für die Cuttingsstrecke wahrscheinlich, am bisher analysierten Probenmaterial jedoch nicht mit Sicherheit nachzuweisen. In der gekernten Strecke werden mylonitische Paragneise ab 930 m Teufe beobachtet.

Die Tatsache, daß in der mächtigen Metabasit-Ultramafitit-Serie kataklastische Deformationsgefüge auftreten, darf nicht zu dem Schluß verleiten, daß alle Kataklastestrukturen gleichalt mit entsprechenden Gefügen der Paragneise sind. Die Ausbildung kataklastischer Deformationsgefüge in den Metabasiten kann im, mineralogisch bedingten, rigiden rheologischen Verhalten der Gesteine liegen. Zu gleicher Zeit könnten die Gneise auf Grund ihres relativ hohen Anteils an duktil verformbaren Quarz auf die gleiche Beanspruchung plastisch reagiert haben. Detailuntersuchungen am Kernmaterial sollten eine Korrelation der entsprechenden Gefüge ermöglichen.

Die Frage nach dem Platznahmemechanismus der ultramafischen Einschaltungen kann nicht eindeutig geklärt werden. So sind zwar lithologische Grenzen zwischen Metabasiten und ultramafischen Einschaltungen an kataklastische Störungen gebunden oder treten in deren Nachbarschaft auf, dies gilt jedoch nicht für alle Gesteinswechsel. Für die Meta-Ultramafitite ist deswegen eine authochthone oder parauthochthone Stellung wahrscheinlich. Das Auftreten dieser Gesteine innerhalb der orthogenen Metabasitserie kann als Kumulatbildung in einem basischen Magma erklärt werden.

Die Anlage kataklastischer Scherzonen zwischen den lithologischen Einheiten kann durch nachfolgende tektonische Bewegun-

gen mit bruchhafter Deformation erklärt werden. Unterschiedliches rheologisches Verhalten der Gesteinseinheiten begünstigte dabei die Anlage tektonischer Grenzflächen. Eine tektonische Einschuppung, die die unterschiedlichen lithologischen Einheiten erst in Kontakt zueinander brachte, ist aus den vorliegenden Verbandsverhältnissen für die Meta-Ultramafitite nicht ableitbar.

## **B.4 Anmerkungen zum Lithoprofil**

### **B.4.1 Arbeitsmethodik**

Die Anwendung von zwei unterschiedlichen Bohrverfahren (Meisselbohrung und Kernbohrung) gliedert den Teufenbereich von 992.0 bis 1529.4 m in zwei arbeitstechnisch verschiedene Abschnitte.

Von den auf der Richtbohrstrecke (992.0 - 1228.8 m) anfallenden Cuttings-Proben, welche immer Mischproben darstellen, wurden durch Separieren von Hand unter dem Binokular einheitliche, "reine" Gesteinsseparate hergestellt. Von diesen "Präparaten" wurden Dünnschliffe angefertigt, da unter dem Mikroskop eine wesentlich sicherere Gesteinsansprache gegenüber der bloßen Cuttings-Begutachtung unter dem Binokular möglich ist. Für Bestimmungs- und Vergleichszwecke wurde jeweils mehr als die Hälfte der Separatmenge unverarbeitet als Referenzprobe aufbewahrt. Im Hinblick auf die KTB-Hauptbohrung, die zum größten Teil nicht gekernt werden soll, erscheint die Anlage einer solchen Dünnschliff- und Referenzproben-Sammlung von Cuttings aller vorkommenden Gesteinstypen erstrebenswert.

Die Grundlage für die Erstellung des Lithologs bildet die Dünnschliff-Untersuchung, sowohl von Cuttings- als auch von Bohrkernproben (Teufenbereich 1228.8 - 1529.4 m). Sie wird ergänzt durch die makroskopischen Beobachtungen am Bohrkern sowie die petrophysikalischen Messungen und geochemischen Analysen an Bohrkern- und Cuttings-Material. Insgesamt erweisen sich bei hoher Probandichte die Ergebnisse der Geophysik-Arbeitsgruppe im Feldlabor (Dichte, Suszeptibilität, Schallgeschwindigkeit, natürliche remanente Magnetisierung etc.) als sehr hilfreich zur Festlegung von Gesteinsgrenzen. Ein zusätzliches Hilfsmittel stellt die Auswertung der verschiedenen Bohrlochmessungen (Logs) dar (aufgeführt in KTB-Report 88-1). Für den vorliegenden Berichtsabschnitt stand erstmals ein Natural Gamma Ray Spectroscopy Log (NGS) zur Verfügung, das Aufschluß über Verteilung und Gehalt von K, U und Th im Bohrprofil gibt.

### **B.4.2 Korrelation von Logs mit Gesteinstypen und Mineralbeständen**

Die relativ einheitliche und monotone Paragneisserie (Granat-Sillimanit-führender Biotit-Gneis von ca. 842 bis 1160 m) wird nur von vereinzelt und geringmächtigen Einschüben von Lamprophyr (1070 m, 1077 m) und Gangquarz (1081 m, 1115 m) unterbrochen. Im Summen Gamma Ray Log (SGR; s. Profildarstellung 1 : 200 im Anhang) variieren die Paragneise hauptsächlich zwischen Werten von 75 und 120 API-Einheiten. Die häufigen Zwischenminima im SGR sind auf tektonische Störungen und auf quarzreiche Lagen des Gneises und nicht auf Quarzgänge

zurückzuführen. Diese Schlußfolgerung liegt nahe, da die RDA-Analyse der Gneise durchwegs hohe Modalgehalte von 30 bis 50 % Quarz ergibt bei in etwa ähnlichen K- und Th-Gehalten. Demgegenüber nehmen in den beiden Quarzgängen alle drei radioaktiven Elemente K, Th und U deutlich ab (Verdünnungseffekt). Die Zwischenmaxima im SGR der Paragneise wiederum korrelieren gut mit erhöhten Biotit- und Hellglimmer-Gehalten (s. RDA-Log im Abschnitt C.), d. h. erhöhten K- und Th-, z.T. auch U-Gehalten.

Bei 1160.5 m erfolgt ein sehr markanter Wechsel von der hangenden Paragneisserie zur liegenden Metabasitserie. Die Grenze tritt in fast allen Logs deutlich in Erscheinung. Der Granat-Amphibolit weist im Normalfall niedrige SGR-Werte zwischen 15 und 30 API-Einheiten auf, wie z. B. zwischen 1160.5 m und 1170 m. Im Liegenden jedoch sind immer wieder Peaks im SGR auffällig, die bis zu 100 API erreichen können. Die Dünnschliff-Untersuchungen der Cuttings-Separate wie auch die RDA-Analysen zeigen, daß es sich hierbei um biotitreichere Lagen im Granat-Amphibolit handelt. Jedoch wird aus dem Gamma Spektroskopie-Log (NGS) ersichtlich, daß nicht so sehr die K-Konzentrationen als vielmehr stark erhöhte Th- und U-Gehalte die Ausbildung der SGR-Peaks bewirken. Dadurch wird es wahrscheinlich, daß die Schwerminerale Monazit und Zirkon, die bevorzugt im Biotit konzentriert sind, Träger dieser radioaktiven Elemente sind. In Übereinstimmung damit wurden im Cuttings-Dünnschliff von 1216 m große Zirkone bis zu 310 µm Kantenlänge gefunden (bei 1217 m wurde keine Probe vom Schüttelsieb genommen). Besonders deutliche SGR-Peaks treten bei 1217 m, 1221 m und 1226 m auf, wobei Gehalte bis zu 17.5 ppm Th und 3 ppm U erreicht werden (bei 1217 m; nach NGS). Demgegenüber sind im Biotit-freien Amphibolit Gehalte von 1 - 2 ppm Th und 0 - 1 ppm U die Regel.

Die Metagabbros, wie auch die Granat-Amphibolite, sind durch niedrige Gamma-Ray-Werte von 15 bis ca. 30 API-Einheiten (SGR) charakterisiert. Kleinere Zwischenmaxima werden durch Quarz-Feldspat-Mobilisate verursacht.

Eine sehr deutliche Korrelation ergibt sich zwischen dem Auftreten der Meta-Ultramafitite und extrem hohen Werten von Suszeptibilität und natürlicher remanenter Magnetisierung dieser Gesteine. Im Gamma-Ray-Log sind diese Gesteine durch sehr niedrige Werte von ca. 8 - 15 API-Einheiten gekennzeichnet.

#### B.4.3 Störungen

Die im durchteuften Bereich auftretenden, tektonischen Störungen bewirken in ihrer Mehrzahl mehr oder weniger deutliche Minima im Total-Gamma-Ray-Log, die durch eine gleichzeitige Abnahme aller drei radioaktiven Elemente im Störungsbereich bei konstantem Th/K-Verhältnis verursacht sind (SCHLUMBERGER



1982). Vor allem die Abnahme des Kaliums ist dabei ein Maß für die mit den Störungen einhergehende Alteration der Gesteine, insbesondere die Chloritisierung des Biotits (vgl. dazu auch das Chlorit/Biotit-Verhältnis aus den RDA-Analysen, Abb. B.2.10). Diese Störungen sind meistens mit schwachen Auskesselungen des Bohrlochs verbunden (bei 1059 m, 1068 m, 1092 m und 1225 m).

Gelegentlich ist aber auch eine sehr deutlichen Zunahme der Gamma-Ray-Werte an Störungen zu beobachten (bei 1025 - 1029 m, 1033 - 1034 m und 1102 - 1104 m). Diese drei Störungszonen führen beträchtliche Gehalte an Graphit und Pyrit und zeigen die stärksten Bohrlochauskesselungen im Teufenbereich 992 bis 1530 m. Der sehr starke Anstieg der Gamma-Ray-Werte an diesen Störungen ist durch eine Zunahme an Uran bedingt, während gleichzeitig die Kalium und Thorium-Gehalte zurückgehen. Wir vermuten, daß  $U^{6+}$ -haltige Lösungen auf den permeablen Störungszonen migrieren und daß das Uran durch den Graphit zum schlecht löslichen  $U^{4+}$  reduziert wird und ausfällt.

## B.5 Literaturverzeichnis

- HACKER, W., KEYSSNER, S., MASSALSKY, T., MÜLLER, H., RÖHR, C., UHLIG, S. & GRAUP, G. (1988): Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor (Windischeschenbach), Teufenbereich von 480 bis 992m: B. Geologie. - KTB Report, 88-2: B 1 - B 60.
- HEIDELBACH, F., VOLLBRECHT, A., WALL, H. de & WEBER, K. (1988): Lagenparallele Quarzmineralisation in Gneisen der Bohrung Püllersreuth. - In: 1. KTB Schwerpunkt Kolloquium Seeheim/Odenwald, Zusammenfassung der Beiträge, 28.-29. Januar 1988, Gießen.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. - Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 767 - 833.
- SCHLUMBERGER (1982): Well Evaluation Developments, Continental Europe. - Schlumberger Educational Services, 296 S., Houston.
- SCHÜSSLER, U. (1987): Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz. - Diss. Würzburg.
- VERNON, R.H. & FLOOD, R.H. (1988): Contrasting deformation of S- and I-type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. - Tectonophysics, 147: 127 - 143.
- WALL, H. de (1987): Mikrostrukturelle Untersuchungen und strukturgeologische Kartierung der Gesteine aus dem Übergangsbereich Moldanubikum/Saxothuringikum W' Mähring, Oberpfalz. - Dipl.-Arb. (unveröff.), Univ. Göttingen.
- WEBER, K. & VOLLBRECHT, A. (1986): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland. - 2. KTB Schwerpunkt Kolloquium Seeheim/Odenwald, 19.9. - 21. September 1986, Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz.

**B.6      Anhang**

1. Erläuterungen zum geologischen Profil
2. Geologisches Profil im Maßstab 1:200 (Abb. 6.1)
3. Übersichtsdiagramm der Klüftigkeitsziffer (Abb. 6.2)

## Erläuterungen zum geologischen Profil

Detaillierte Hinweise werden im Kapitel B.2 (Anmerkung zum Litholog) gegeben. Folgende Aufstellung dient zur schnellen Information:

Spalte	Erläuterung
CUTTINGS	Die erbohrten Cuttings werden vor Ort naß gesiebt, getrocknet und die Fraktionen volumetrisch ausgewogen. Dargestellt sind die prozentualen Anteile der Fraktionen. Der Graph zeigt: links: grobe Fraktion = größer als 1 mm mitte: feine Fraktion = 0.063 - 1 mm rechts: feinste Fraktion = kleiner als 0.063 mm
GAMMA-RAY	In der Kurve GAMMA-RAY ist die natürliche Gamma-Strahlung der durchbohrten Gesteine in API-Einheiten angegeben. Sie ist ein Maß für den Gehalt an Kalium, Uran und Thorium im Gestein, den einzigen natürlich vorkommenden radioaktiven Elementen.
KALIBER	Die Kurve KALIBER zeigt den Bohrlochdurchmesser an. Der Außendurchmesser der Bohrkronen beträgt 152 mm (6"). GAMMA-RAY und KALIBER sind Bohrlochmessungen.
LITHOLOGIE	Gesteinsname und seine graphische Darstellung
FOLIATION	Das Einfallen der Foliation in Grad ist als Zahl und zur Veranschaulichung als Graph angegeben. Richtungslos-körniges Gefüge ist durch Punktsignatur gekennzeichnet.
ALTERATION/ STÖRUNGEN	Nach der Cutting- und Dünnschliffanalyse wurde ein qualitativer Alterationsgrad nach folgendem Schema festgelegt:  1 = frisches Gestein 2 = schwach alteriertes Gestein 3 = deutlich alteriertes Gestein 4 = völlig alteriertes Gestein  Die Grenze unterschiedlich alterierter Gesteine ist durch einen waagerechten Strich markiert. Über und unter ihr ist der entsprechende Alterationsgrad angegeben. Störungen,

die am Kern beobachtet wurden, sind durch eine gerade Linie dargestellt.

**KERNMARSCH** Ein Kernmarsch ist ein maximal 6 m langer Bohrkern, der in einem Arbeitsgang abgebohrt und dann geborgen wird. Kommt weniger Kernmaterial zu Tage als abgebohrt wurde, wird der fehlende Teil als VERLUST bezeichnet. Die über Tage angekommene Kernstrecke heißt GEWINN. Der Kerngewinn wird schematisch nach oben an den Beginn des Kernmarsches geschoben.

**KLÜFTIGKEITS-ZIFFER** Für die Korrelation mit dem Bohrfortschritt, Auskesselungsbereichen oder sonstigen Bohrparametern wurden am Kern die Anzahl der Klüfte pro Meter (=Klüftigkeitsziffer) bestimmt. Gezählt wurden ebene Trennflächen, an denen der Kern bereits zerbrochen war oder an denen er in Kürze zerbrechen würde (latente Klüfte). Zur besseren Übersicht ist die Klüftigkeitsziffer in Abb. B.6.2 in komprimierter Form dargestellt.

**PROBEN** Hier sind die Beprobungspunkte des Feldlabors aufgelistet. Im Einzelnen bedeutet:

Zentrifuge RDA/RFA: An den markierten Stellen liegen Röntgen-Fluoreszenz-Analysen von Haupt- und Spurenelementen vor. Der modale Mineralbestand wurde durch quantitative Röntgen-Diffraktometer-Analysen ermittelt. Das Analysenmaterial ist eine Bohrmehlprobe. Sie wird durch zentrifugieren der Bohrspülung gewonnen.

Anschliffe: An diesen Stellen liegen polierte Anschliffe für die Erzmikroskopie vor. Teilweise wurden Kernstücke, teilweise Cuttings (Bohrklein) zur Schliffherstellung benutzt.

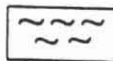
Kernstücke RDA/RFA: Wie Zentrifuge RDA/RFA nur wurden hier Kernstücke analysiert.

Dünnschliffe: An diesen Stellen liegen Gesteinsdünnschliffe für die Durchlicht-Polarisations-Mikroskopie vor. Sie wurden von Kernstücken hergestellt.

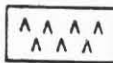
**Abkürzungen:** MTA-UMA = Meta-Ultramafitit  
GNT-AMP = Granat-Amphibolit  
QRZ-PLG-Mobilisat = Quarz-Plagioklas-Mobilisat

Abb. B.6.1 : Profildarstellung der geologischen Ergebnisse im Vergleich mit ausgewählten bohrtechnischen Daten und Bohrlochmessungen im Maßstab 1:200.

Signaturen:



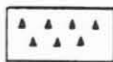
Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis



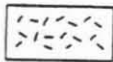
Granat-Amphibolit



Metagabbro



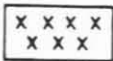
Meta-Ultramafitit



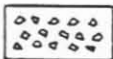
Lamprophyr



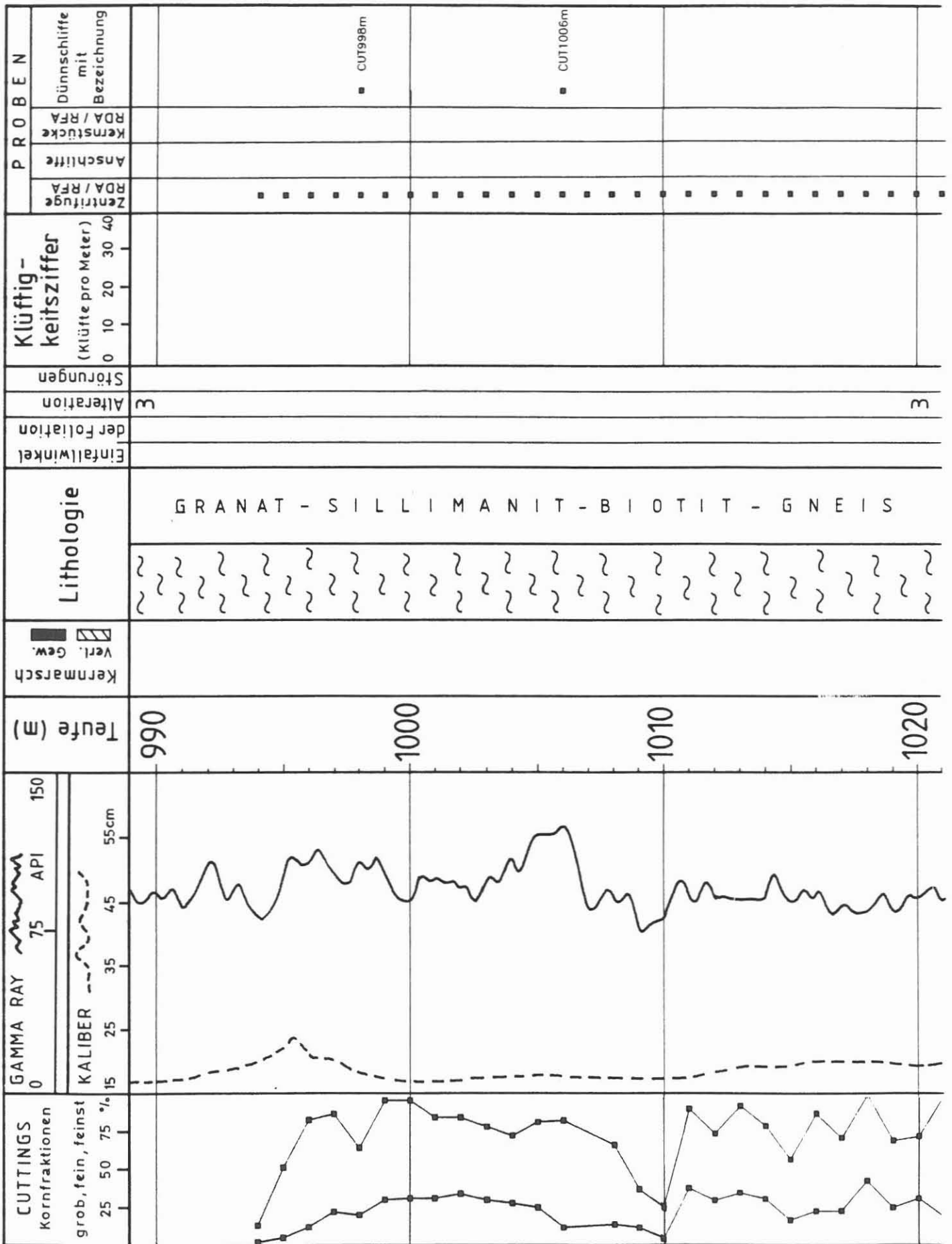
Quarzgang

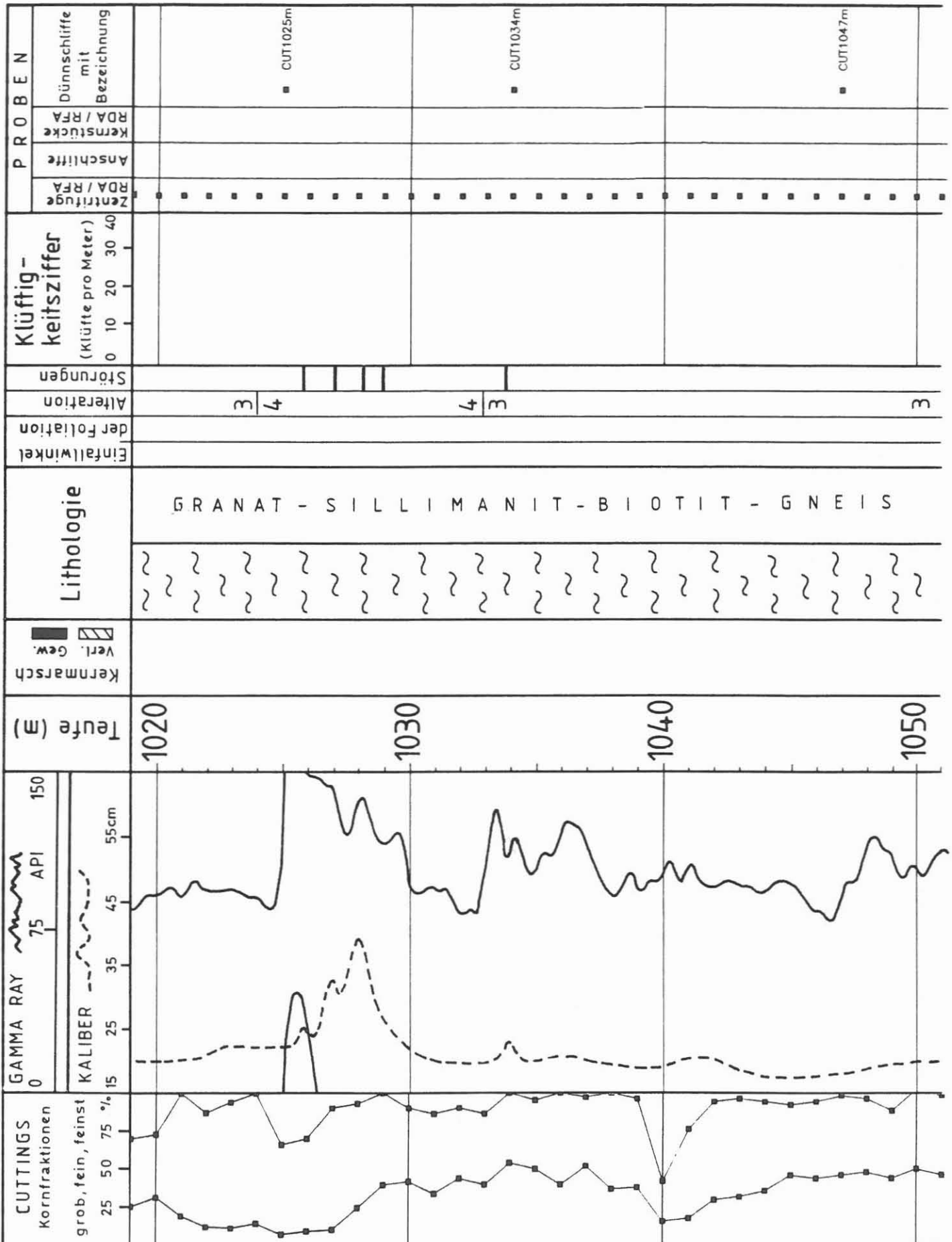


Quarz-Plagioklas-Mobilisat



Störungsbreccie

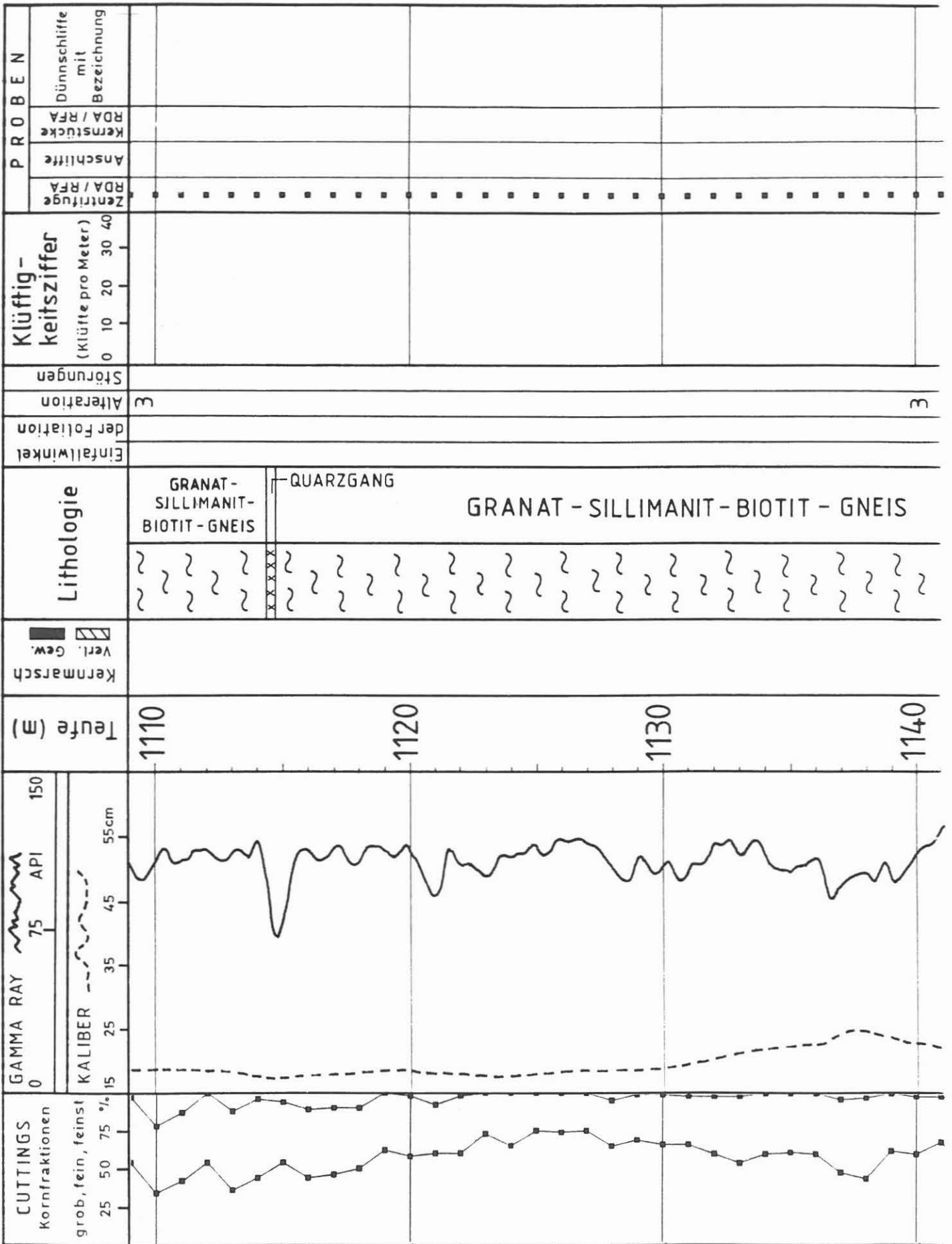


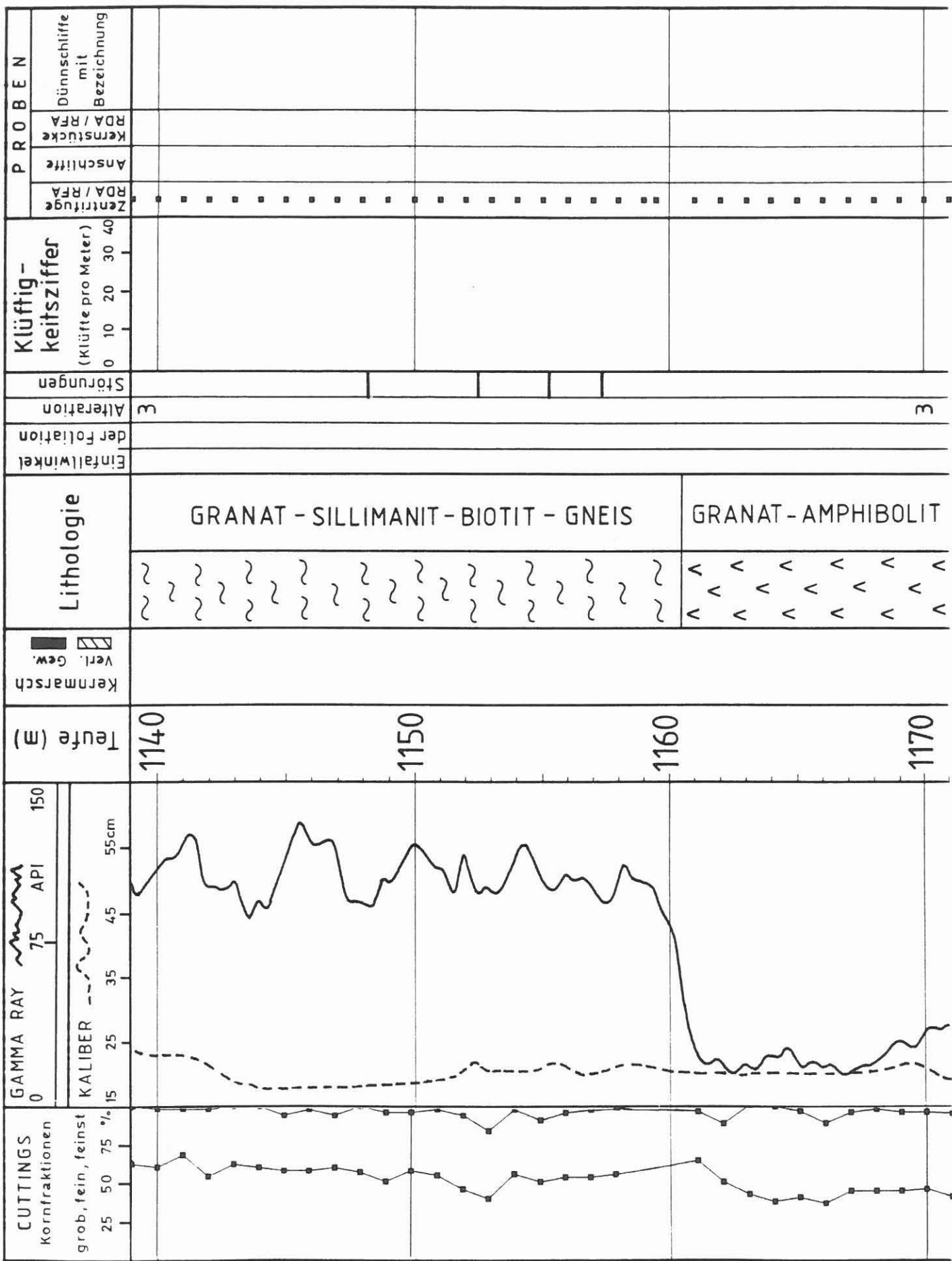


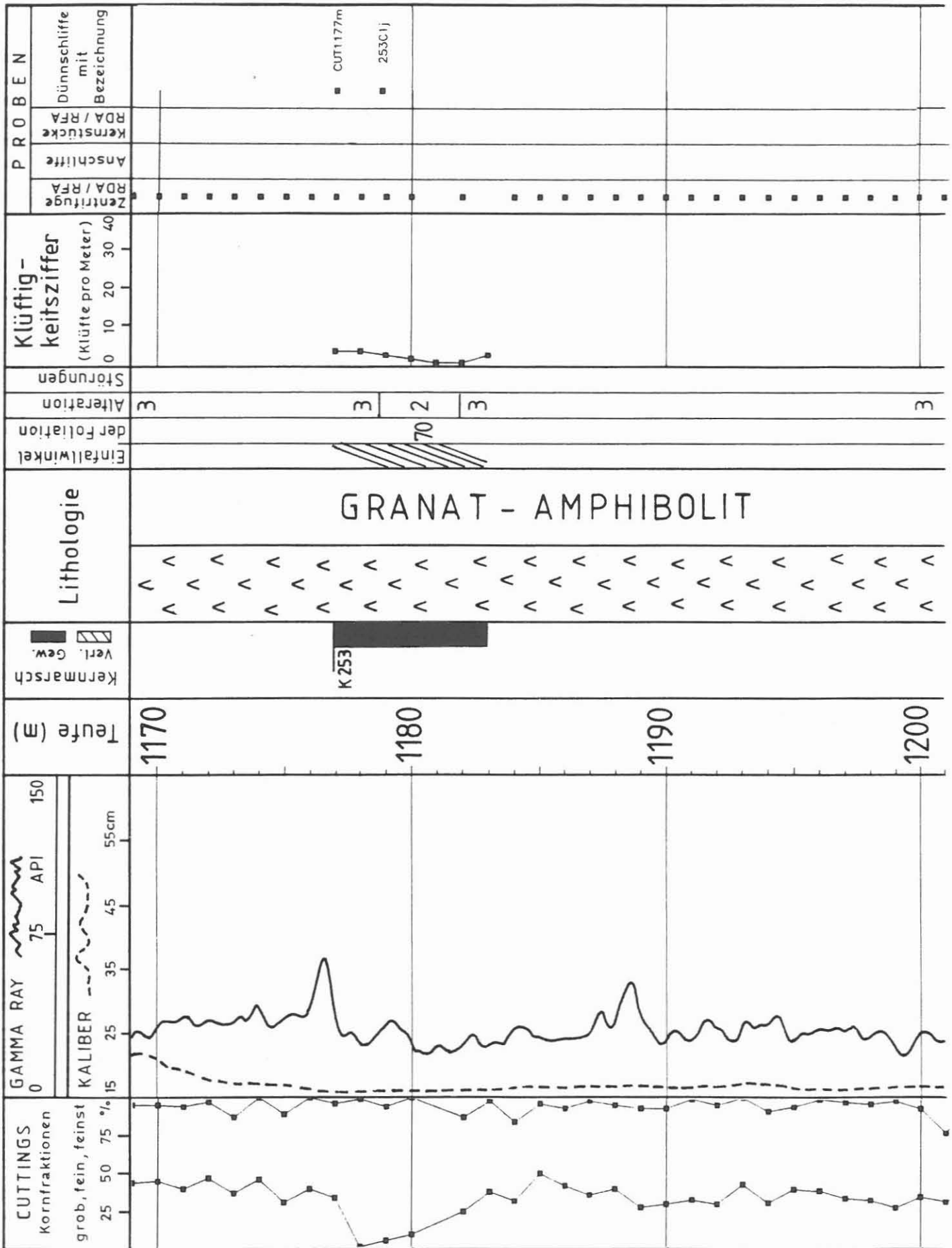


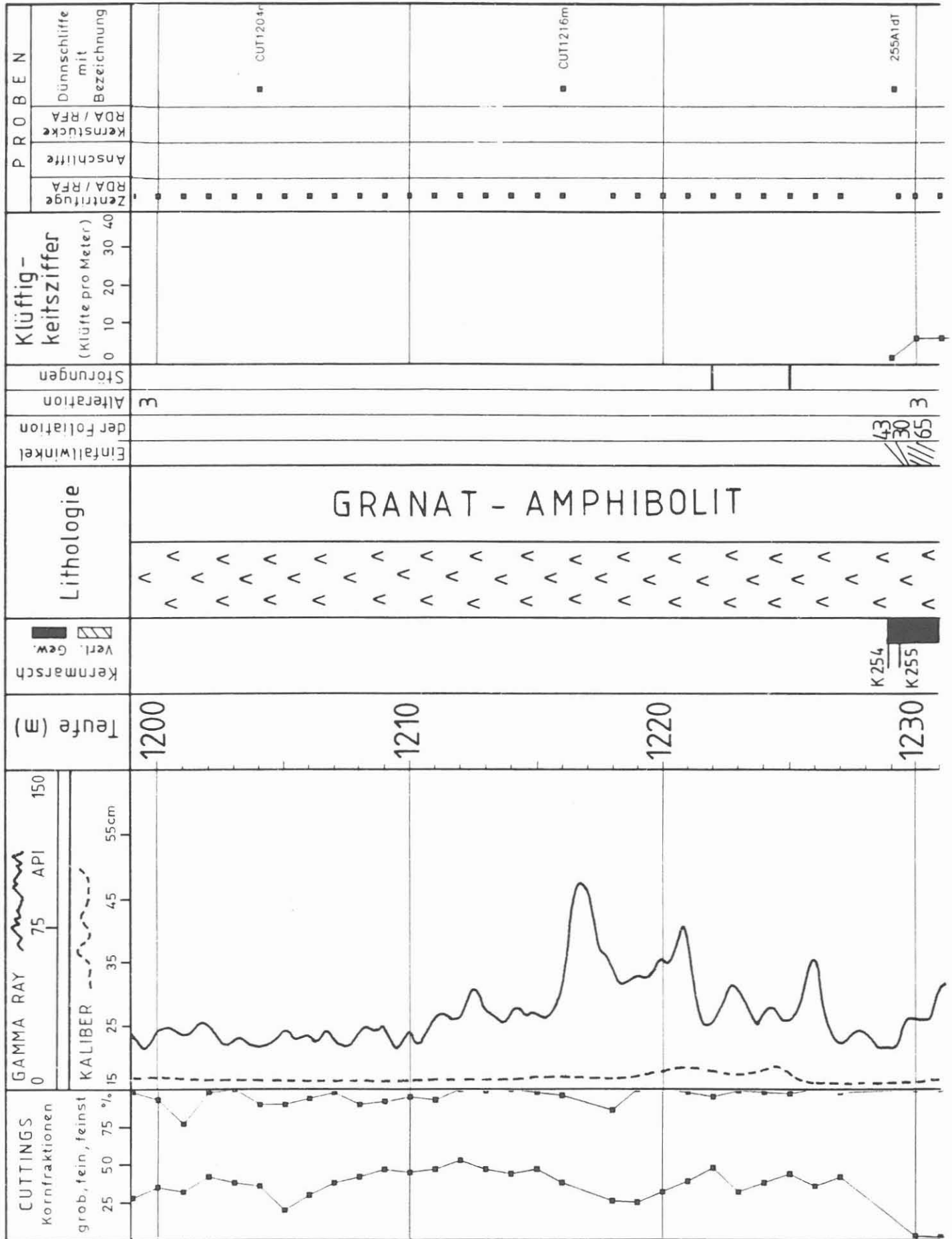


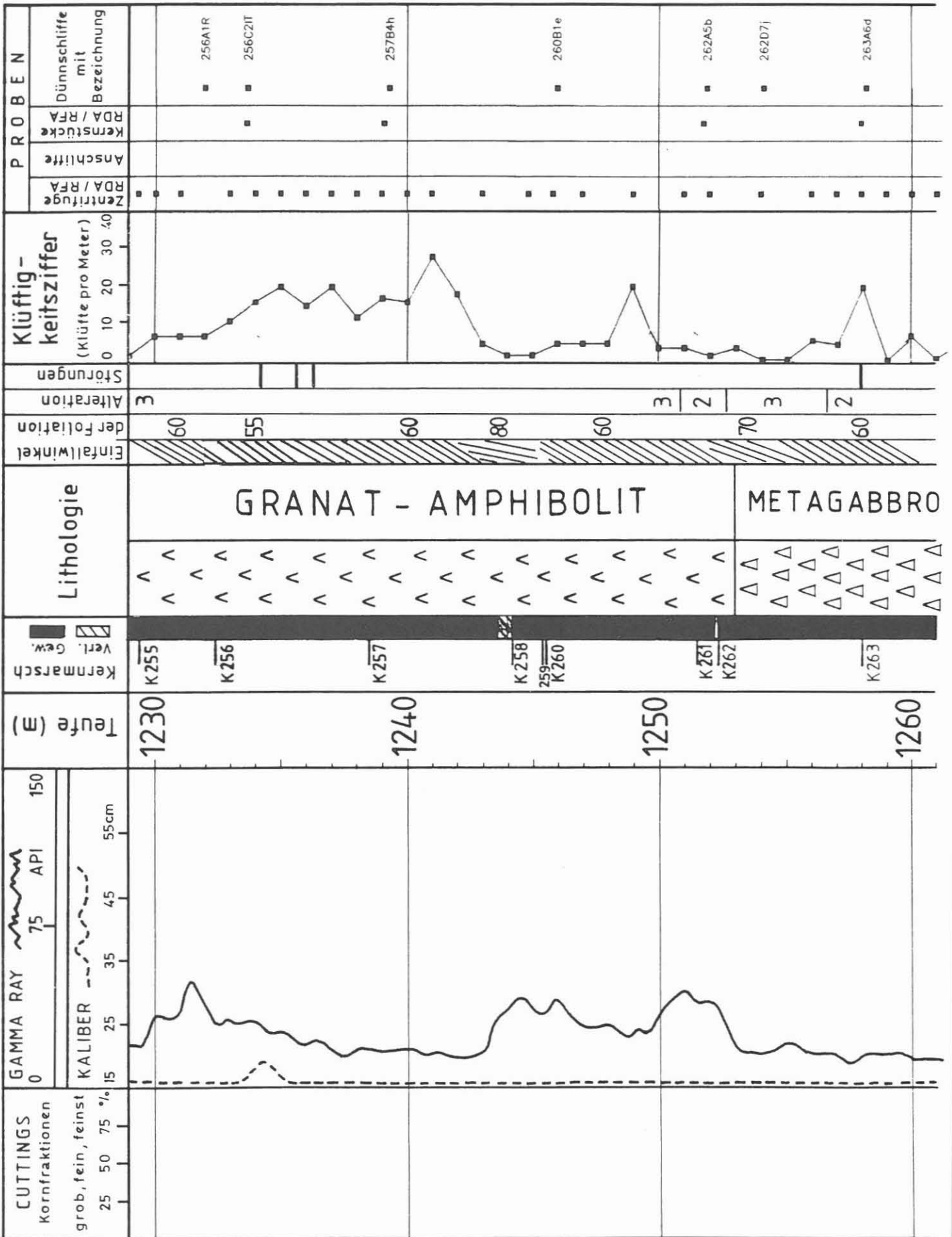


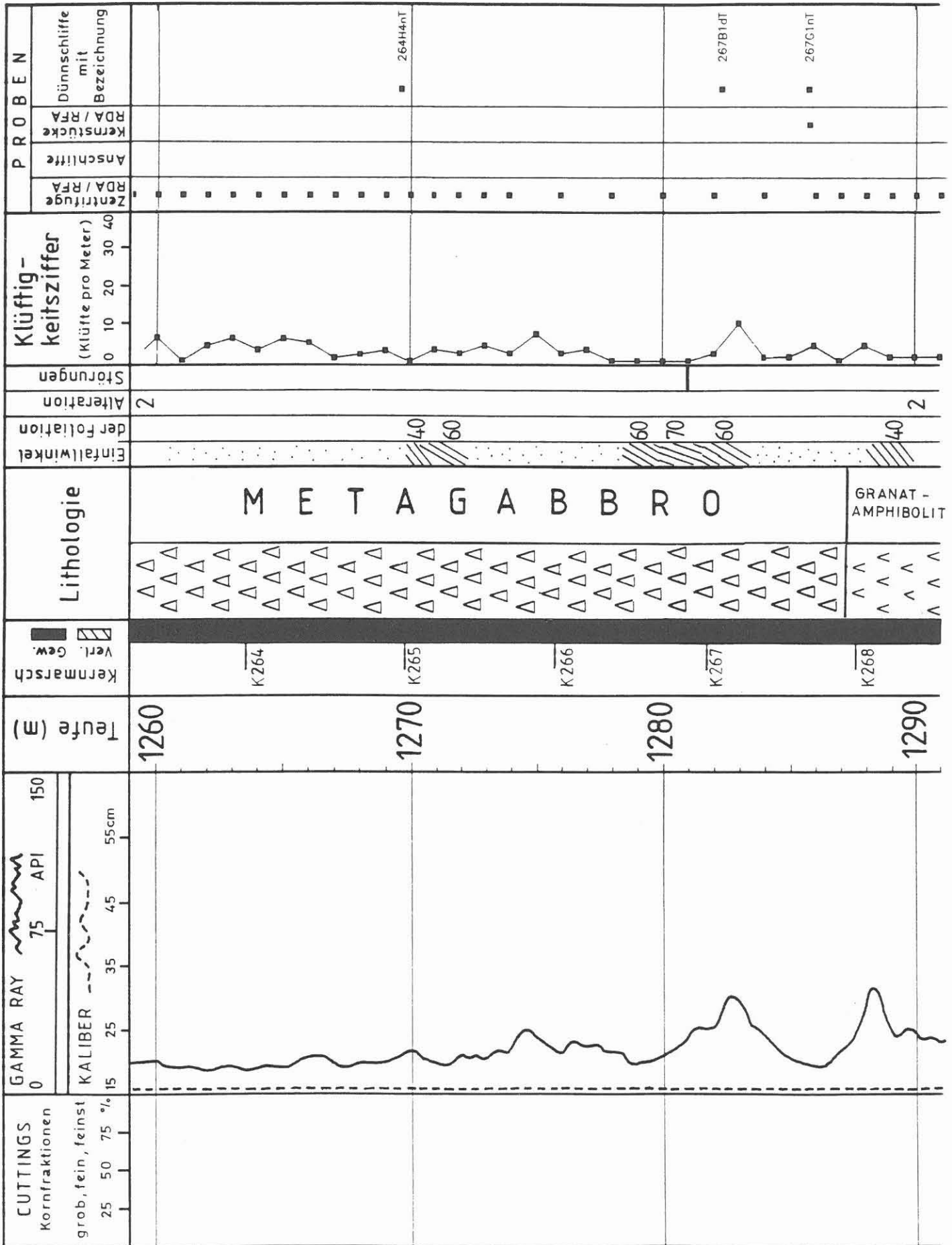




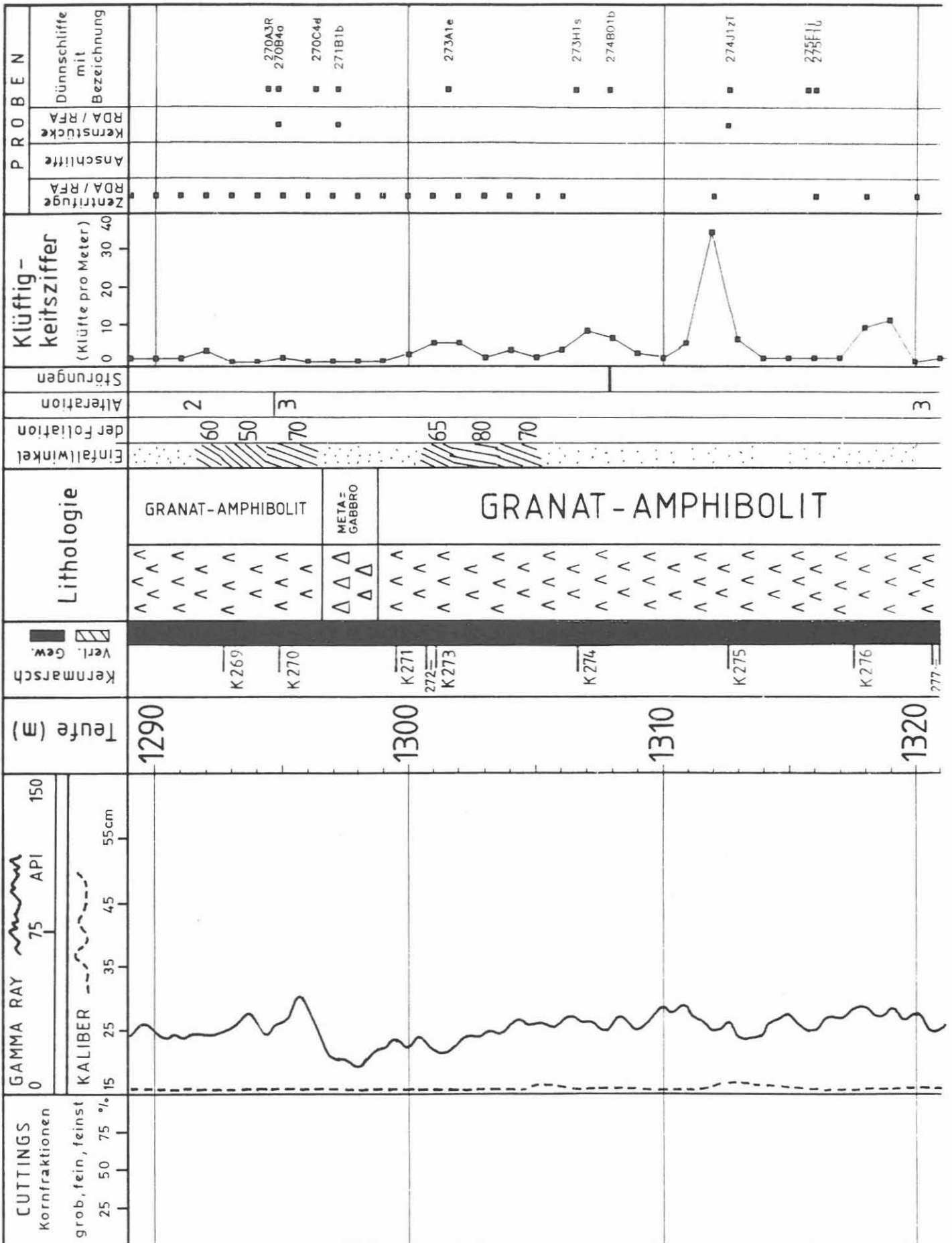


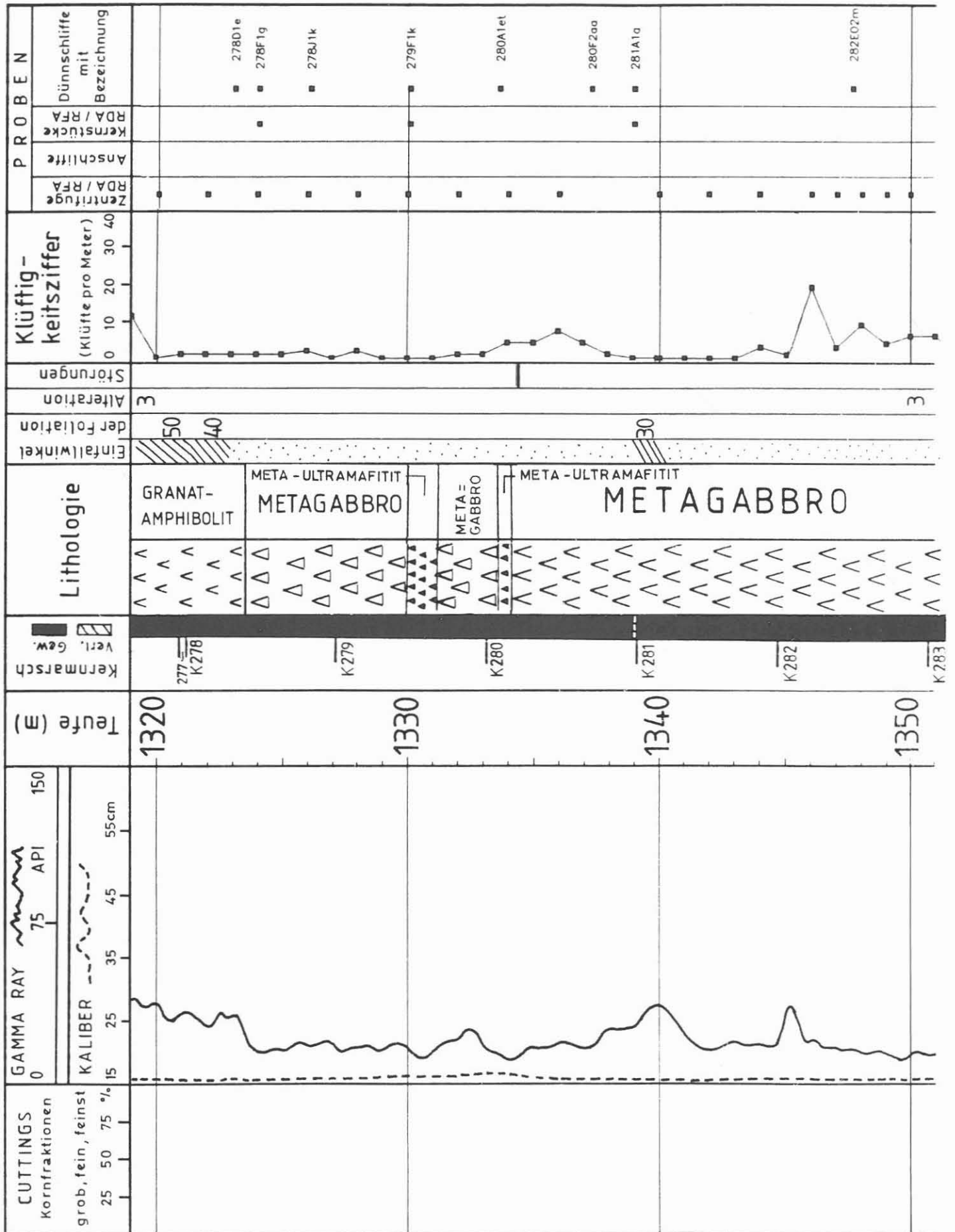


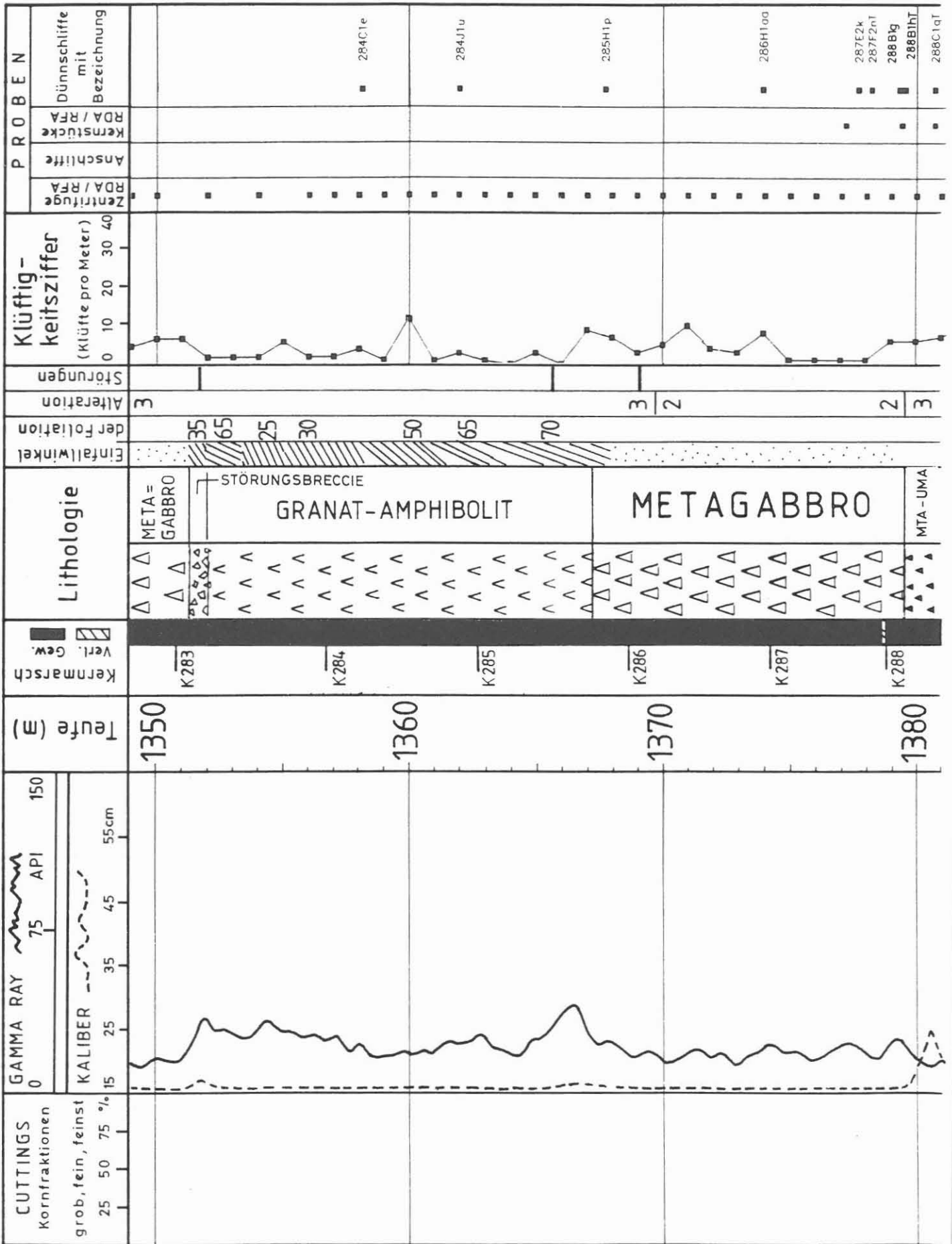


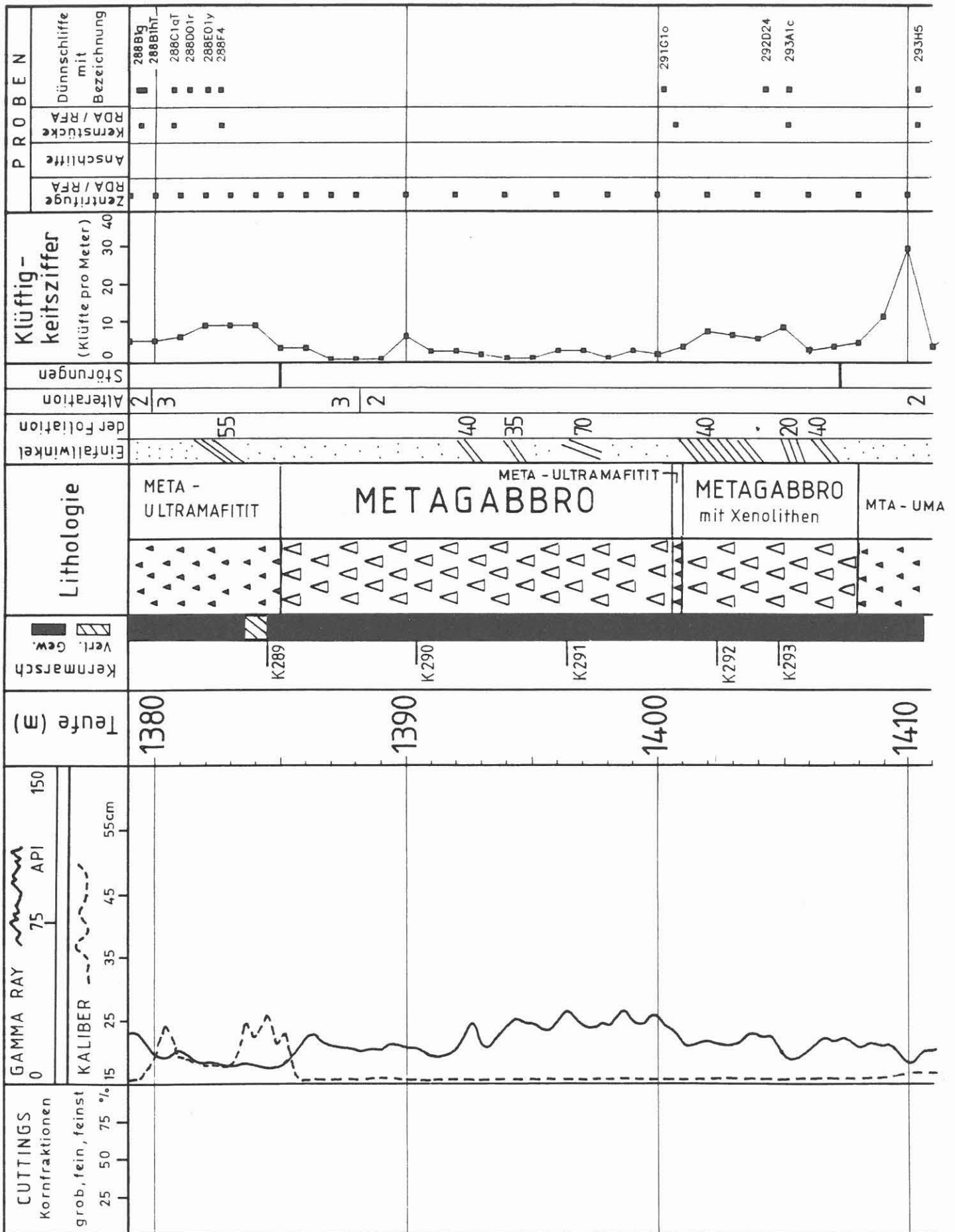


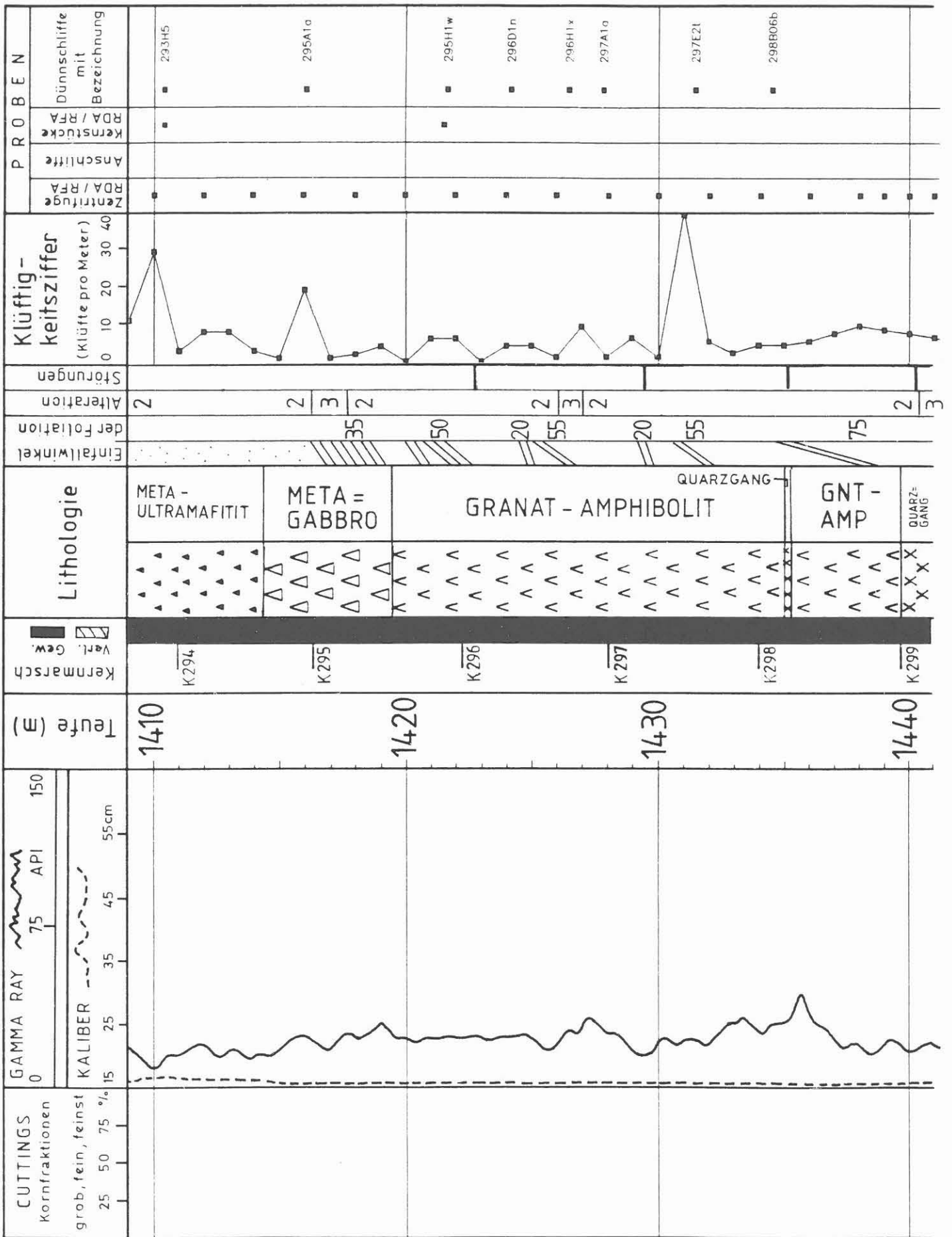


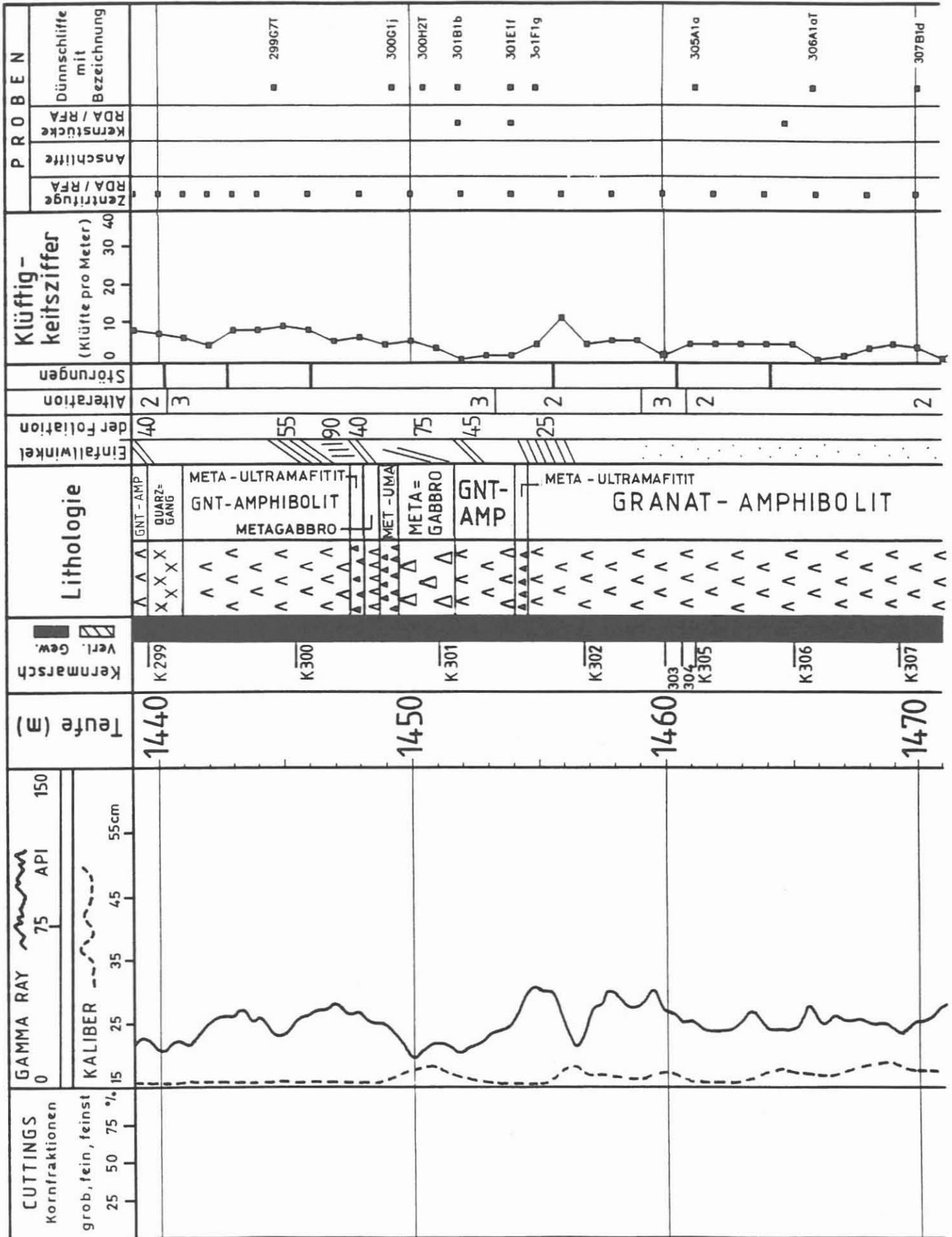


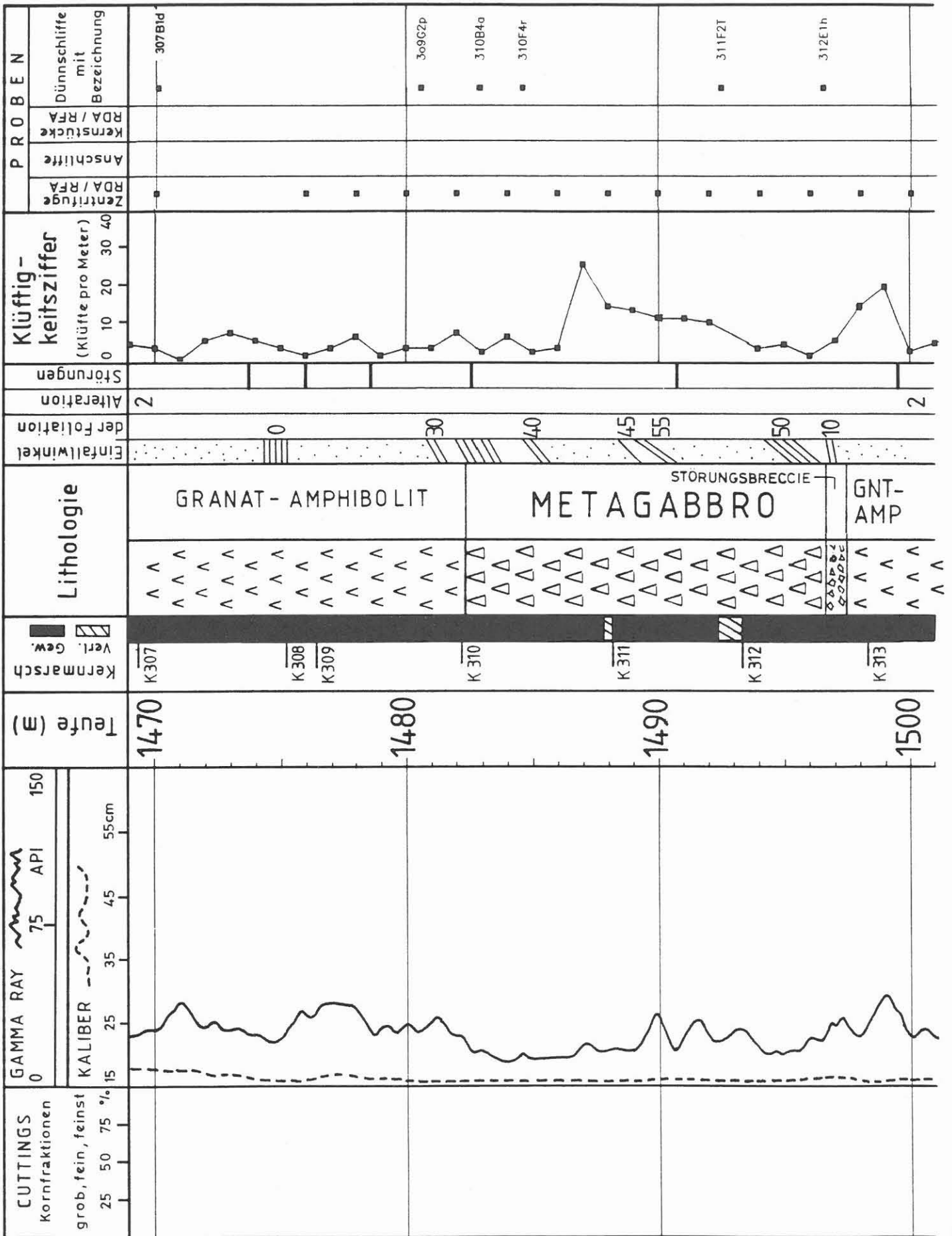
















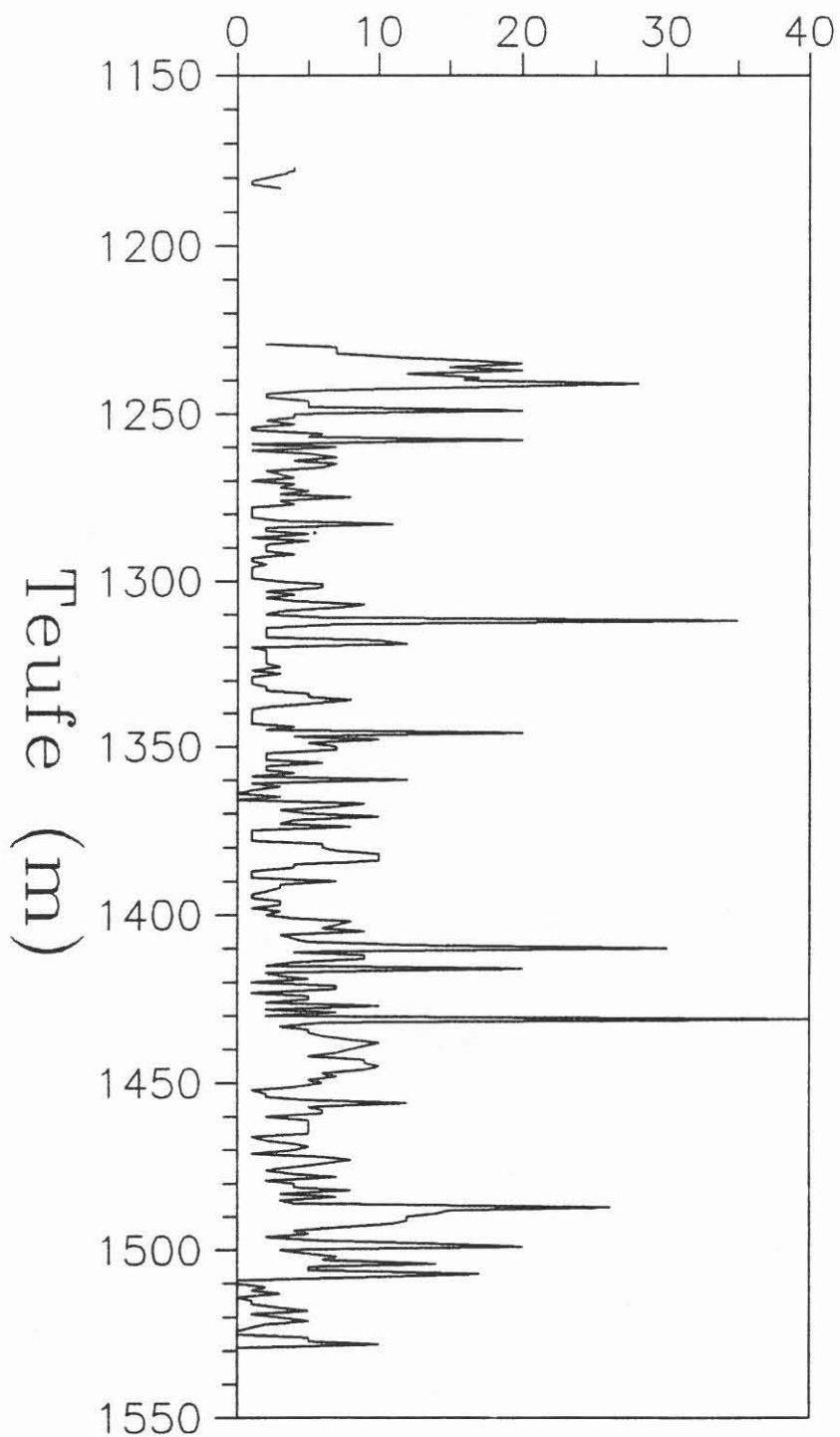


Abb. B.6.2: Klüftigkeitsziffer (Anzahl offene Trennflächen pro Meter) der gekernten Strecken.