

B. Geologie

KTB Oberpfalz VB –
Ergebnisse der geowissenschaftlichen
Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor,
Teufenbereich von 1709–2500 m

C. Röhr
W. Hacker
S. Keyssner
J. Kohl
H. Müller

KTB-Report	89-2	B1 - B114	71 Abb.	Hannover 1989
------------	------	-----------	---------	---------------

Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor, Teufenbereich von 1709 bis 2500 m:

B. Geologie

C. Röhr, W. Hacker, S. Keyssner, J. Kohl und H. Müller *)

<u>Inhaltsverzeichnis:</u>		Seite:
	Zusammenfassung	B 2
	Abstract	B 3
B.1	Einleitung	B 4
B.2	Petrographie	B 4
B.2.1	Die Meißelbohrstrecke 1709 - 1802 m	B 4
B.2.2	Paragneise	B 6
B.2.3	Kalksilikat-Linsen in den Paragneisen	B 22
B.2.4	Amphibolit-Einschaltung	B 22
B.2.5	Metablastischer Granat-Hornblende-Biotit-Gneis	B 27
B.2.6	Lamprophyre	B 30
B.2.7	Aplitgranit-Gänge	B 32
B.2.8	Kluftmineralisationen	B 34
B.3	Erzmineralisation	B 36
B.3.1	Paragneise	B 36
B.3.2	Kalksilikat-Linsen in den Paragneisen	B 46
B.3.3	Amphibolit-Einschaltung	B 46
B.3.4	Metablastischer Granat-Hornblende-Biotit-Gneis	B 46
B.3.5	Lamprophyre	B 48
B.3.6	Aplitgranit-Gänge	B 48
B.4	Strukturgeologie	B 49
B.4.1	Prädeformative Gefüge	B 49
B.4.2	Deformationsgefüge (D1-D4)	B 51
B.4.3	Deformationspfad	B 69
B.5	Korrelation VB 1 / VB 1a	B 71
B.6	Schriftenverzeichnis	B 75
E.7	Anhang	B 77

*) Anschrift der Verfasser: KTB Feldlabor
8486 Windischeschenbach

Zusammenfassung

Der 5. Arbeitsbericht umfaßt die vorläufigen Ergebnisse der petrographischen und struktureologischen Bearbeitung des Bohrabschnittes 1709 - 2500 m der Tiefbohrung "KTB Oberpfalz VB". Von 1709 - 1802 m standen lediglich Bohrklein und Bohrmehl, darunter bis 2500 m auch Bohrkern zur Verfügung.

Bis 2469 m hat die Bohrung eine monotone Paragneisfolge (Granat-Sillimanit-Biotit-Gneise, abschnittsweise kyanitführend, mit vereinzelt zonierte Kalksilikat-Linsen) durchteuft.

Die Gneise zeigen eine vollständige Entwicklungsreihe von Kyanit- zu Sillimanit-Gneisen mit unterschiedlichen Stadien der metastabilen Konservierung bzw. Auflösung von Kyanit.

Das Gneisgefüge ist feinkörnig-lagig bis mylonitisch, untergeordnet auch mittelkörnig-flaserig. Die Foliation fällt über die gesamte Kernstrecke steil bis saiger ein. Von 1923 bis 1937 m und von 2156 bis 2187 m sind die Gneise stark kataklatisch überprägt. Alteration (Chloritisierung, Hellverglümmerung) der Gneise ist verbreitet und in graphit- und pyrit-impregnierten Kataklasten-Zonen besonders intensiv.

Die durchteuften Paragneise sind in der Regel nur schwach vererzt. Die wesentlichen Erzminerale sind Pyrrhotin, Pyrit, und Chalkopyrit; lokal finden sich an Quarz-Feldspat-Mobilisate gebundene Sulfidmineralisationen (Sphalerit, Pyrit/Chalkopyrit).

Bei 1820 m ist eine wenige Meter mächtige Folge von Granat-Amphiboliten und Amphibol-Gneisen mit Cumingtonit eingeschaltet.

Einige lamprophyrische Gänge (0.2 - 6 m mächtig) durchschlagen die Gneise. Sie sind intensiv vergrünt, pyritimpregniert und von Calcitadern durchzogen. Nach Mineralbestand und Chemismus handelt es sich um Mischglieder zwischen Kersantiten und Spessartiten.

Bei 2469 m beginnt eine insgesamt ca. 120 m umfassende Folge von Hornblende-Gneisen und Amphiboliten. Die Gesteine sind fast massig und nur undeutlich foliiert. In diesen metablastischen Gneisen sind fast kugelige, mittelkörnige Plagioklas-Körner charakteristisch.

Abstract

This fifth KTB field laboratory report presents preliminary petrographic and structural results from 1709 to 2500 m of the drillhole 'KTB Oberpfalz VB'. Directional drilling between 1709 to 1802 m produced only cuttings, whereas additionally cores were recovered from 1802 to 2500 m.

Above 2469 m, the well penetrated a monotonous suite of garnet-sillimanite-biotite paragneisses, which are in several sections kyanite bearing and have a few zoned calc silicate lenses.

These rocks range from kyanite to sillimanite gneiss with kyanite being metastably preserved in various stages.

The gneiss is fine grained and layered to mylonitic or, less often, medium grained and flaser-like. In the cored interval, the foliation is steep to vertical. Between 1923 and 1937 m and 2156 and 2187 m, the gneisses have cataclastic textures. A widespread alteration (chloritization and sericitization), most noticeable in zones with cataclastic overprint, is often accompanied by pyrite and graphite impregnation.

The gneisses mostly contain minor amounts of ore minerals. Major opaque phases are pyrrhotite, pyrite, and chalcopyrite. Locally, sulphide mineralization (sphalerite, pyrite, chalcopyrite) is associated with quartz-feldspar lenses.

At 1820 m, several metres of cummingtonite-bearing garnet amphibolite and amphibole gneiss are intercalated with the gneisses.

The gneisses are intersected by several lamprophyric dykes (0.2 to 6 m thick), which are intensely chloritized, impregnated by pyrite and pervaded by calcitic veins. Modal mineralogy and geochemistry indicate that these dykes are intermediate between kersantites and spessartites.

Below 2469 m, the gneisses are followed by 120 metres of hornblende gneisses and amphibolites. In the uppermost section, these rocks are weakly foliated to massive with characteristic isometrical porphyroblasts of plagioclase.

B.1 Einleitung

In diesem Teil des 5. Arbeitsberichts werden die vorläufigen Ergebnisse der petrographischen und strukturgeologischen Bearbeitung des Bohrabschnittes 1709 - 2500 m der Tiefbohrung "KTB Oberpfalz VB" dargestellt.

Für die Nomenklatur von Mineralnamen wurde die Vorschrift der IMA-Kommission (NICKEL & MANDARINO 1988) zugrunde gelegt. Betroffen sind dadurch ab diesem Report das Mineral Kyanit (früher Disthen) und die sulfidischen Erzminerale Phyrrotin (Magnetkies), Sphalerit (Zinkblende), Chalkopyrit (Kupferkies), Galenit (Bleiglanz) und Arsenopyrit (Arsenkies).

Neben der graphischen, geologischen Profildarstellung 1:200 (Abb. B.7 im Anhang) ist das Profil auch tabellarisch aufgelistet (Tab. B.7), um die einzelnen Einheiten ausführlicher charakterisieren zu können. In die Gliederung der Einheiten ist erstmals verstärkt das Gefüge der Gesteine mit einbezogen worden (Abb. B.2.1).

B.2 Petrographie

Das Profil zwischen 1709 und 2500 m gliedert sich in

- (1) eine monotone Abfolge aus Granat-Sillimanit-Biotit-Gneisen mit lokaler Kyanit-Führung, Einlagerung von Kalksilikat-Linsen, geringmächtiger Amphibolit-Einschaltung, einigen Lamprophyr- und Aplit-Gängen (1709 - 2469 m) und
- (2) eine Wechselfolge aus vorwiegend Granat-Hornblende-Biotit-Gneis und untergeordnet Granat-(Sillimanit-)Biotit-Gneis (2469 - 2500 m) mit teilweise metablastischem Gefüge.

B.2.1 Die Meißelbohrstrecke 1709 - 1802 m

Nach dem Festwerden bei 1998 m und dem Rückzementieren gelang es, das alte Bohrloch (VB1) bei 1709 m durch gerichtetes Bohren zu verlassen. Ab hier beginnt nun das Bohrloch VB 1a. Es wurde bis 1802 m mit Diamant- und Rollen-Meißeln gebohrt, so daß von 1709 - 1802 m keine Kerne vorliegen.

Im geologischen Profil 1:200 (Abb. B.7 im Anhang) werden in der Spalte "CUTTING Kornfraktionen" zusätzliche Informationen über Bohrwerkzeug, Ein-/Ausbau von Gestänge und Richtbohr-Tätigkeit gegeben. Diamant-Meißel erzeugen beim Bohren vorwiegend feinstes Gesteinsmehl. Ausgetragene, größere Cuttings (ca. >1 mm) müssen deshalb im wesentlichen als Nachfall angesehen werden. Rollen-Meißel lösen dagegen durch ihre Be-

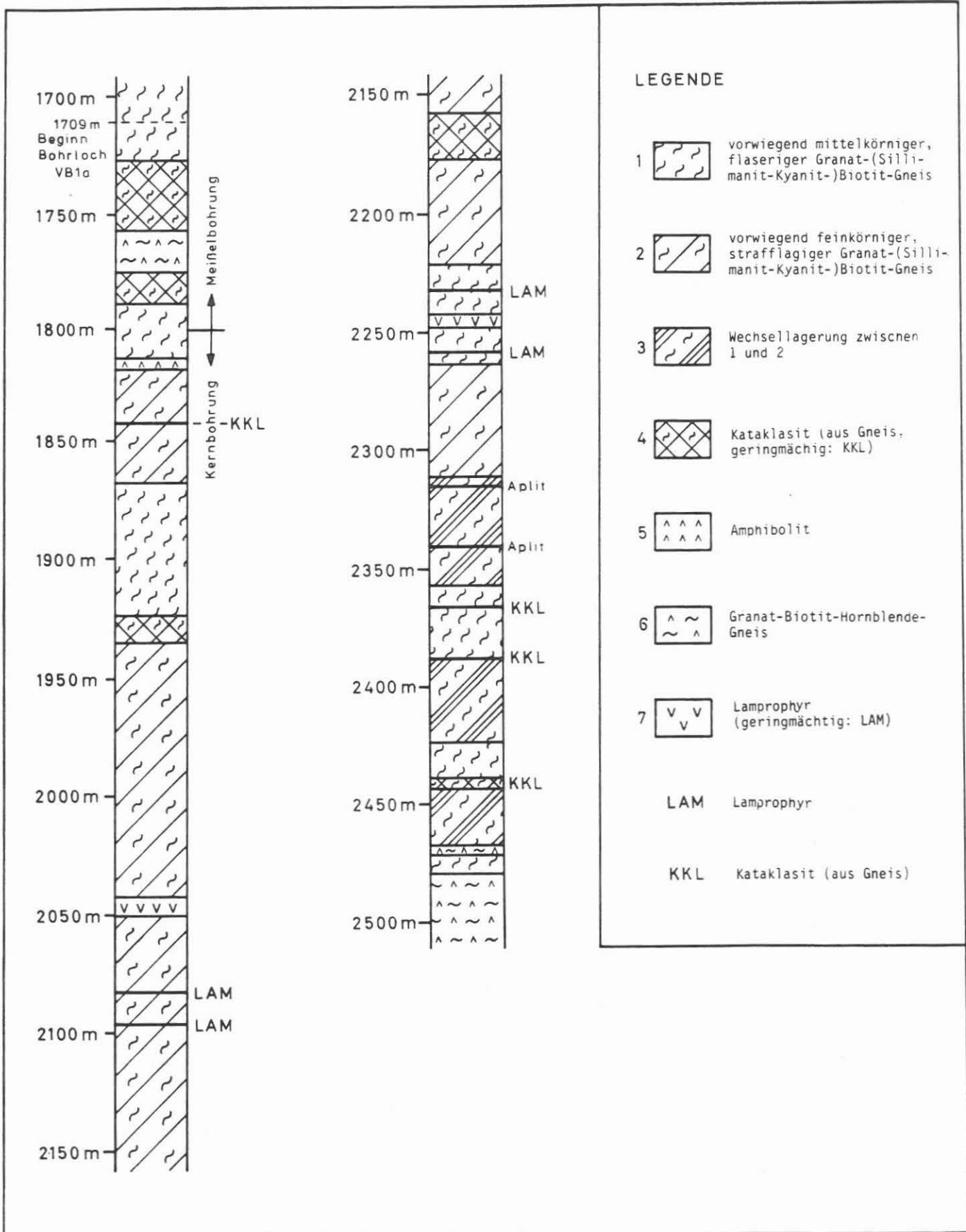


Abb. B.2.1: Geologisches Übersichts-Profil von 1700 - 2500 m.

stückung mit groben Wolfram-Carbid-Warzen auch größere Cuttings von der Bohrloch-Sohle. Beim Aus-/Einbau des Gestänges können sich aus höheren Abschnitten des Bohrlochs Gesteinsbrocken aus der Bohrlochwand lösen und als zerbohrter Nachfall Feststoff-Analytik verfälschen. Da auf dieser Strecke sehr häufig ein- und ausgebaut wurde, ist mit einem höheren Nachfall-Anteil zu rechnen.

Der Teufenabschnitt 1758 - 1802 m erwies sich bei der Profil-Erstellung als besonders problematisch, da einerseits in den Cuttings und Zentrifugen(=Bohrmehl)-Proben (vgl. Kap. C "Geochemie" in diesem Report) immer wieder einige Prozent Hornblende auftreten, Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis-Cuttings aber überwiegen. Die Hornblende-Führung setzt zudem exakt mit der Umstellung von Richtbohren (Untertageantrieb, stehendes Gestänge) auf Rotary-Meißel-Bohren (rotierendes Gestänge) ein. Mit Hilfe von Bohrloch-Messungen (besonders dem Litho Density Tool, LDT) kann jedoch ausgeschlossen werden, daß hier eine Gneis-Amphibolit-Wechselagerung vorliegt. Im Profil wurde daher von 1758 bis 1780 m hornblendeführender Biotit-Gneis ausgeschieden. Letzte Unklarheiten, z.B. Amphibolitführung in den Zentrifugenproben zwischen 1780 und 1802 m können erst durch die exakte Auswertung sämtlicher Bohrlochmessungen und durch das Bohren von Seitenkernen aus der Bohrlochwand beseitigt werden. Die folgenden Kapitel sparen deshalb diesen Profilabschnitt aus und beziehen sich nur auf den gekernten Bereich.

B.2.2 Paragneise

Übersicht

Die Paragneise sind quarz- und plagioklasreiche Metasedimente mit einem Grauwacken-Chemismus (vgl. HACKER et al. 1988: B16). Nach chemischen und mineralogischen Kriterien lassen sich verschiedene Gneistypen abgrenzen:

- | | | |
|-----|--------------------------------|--------------------------|
| (1) | Granat - Sillimanit - | Biotit - Gneise |
| (2) | Sillimanit - | Biotit - Gneise |
| (3) | Sillimanit - Muskovit - | Biotit - Gneise |
| (4) | Granat - Sillimanit - Kyanit - | Biotit - Gneise |
| (5) | Granat - | Kyanit - Biotit - Gneise |

Der Gneis-Typ (1) überwiegt bei weitem (Abb. B.2.1). Ein Großteil der Gneise wurde von einer Alteration betroffen, die verbreitet zur Chloritisierung von Biotit und zur Bildung von charakteristischen Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Sillimanit und Kyanit geführt hat. In Bereichen mit kataklastischer Überprägung ist die Alteration besonders stark, worauf der große Anteil des Muskovits in den Paragneisen zurückzuführen ist. Ein deutlicher Zusammenhang besteht zwischen der retrograden Alteration und der Anzahl der Klüfte pro Meter. Zirku-

Klüftigkeitsziffer

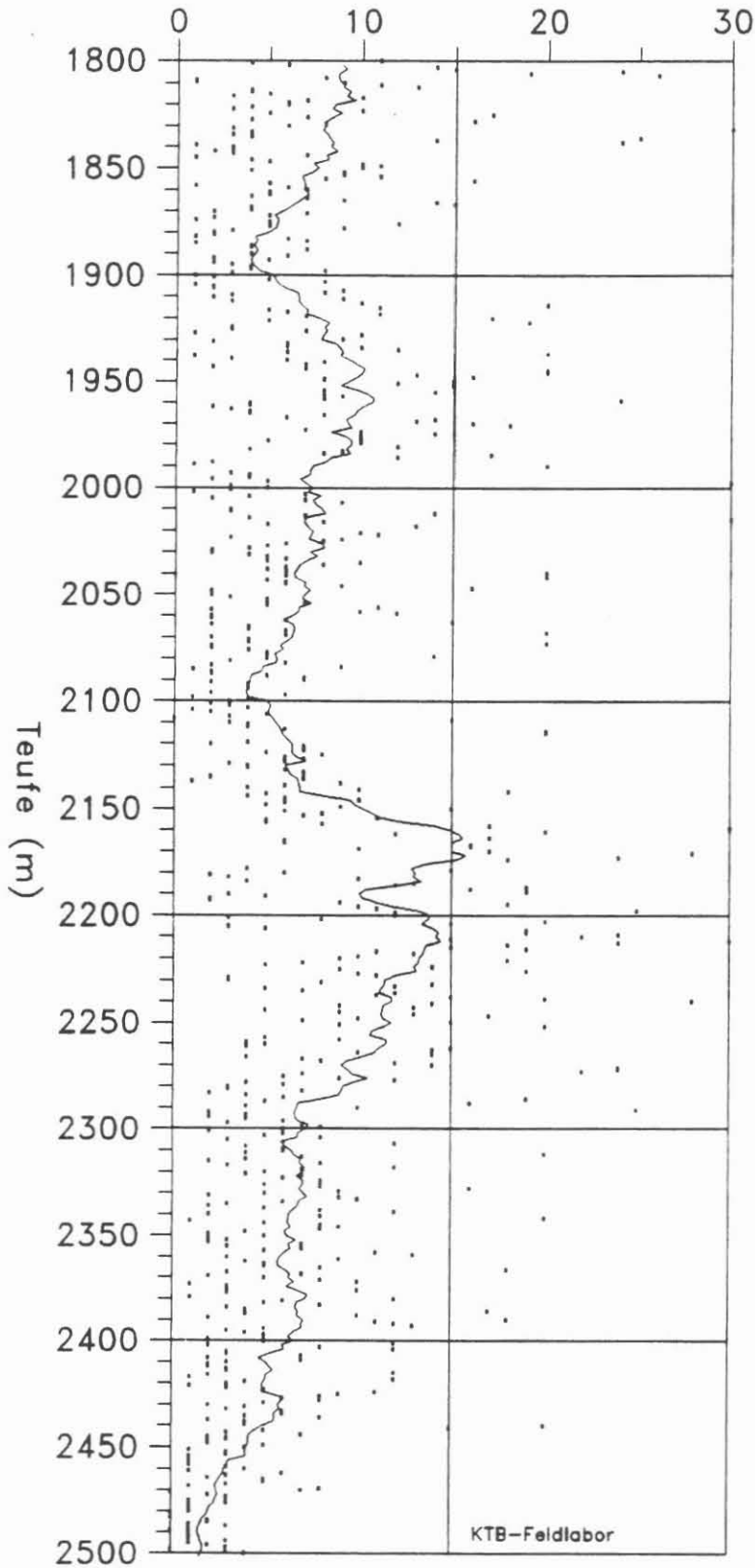


Abb. B.2.2: Klüftigkeitsziffer (Anzahl der Trennflächen, entlang denen der Kern zerbricht oder in Kürze zu zerbrechen droht pro Meter) in Abhängigkeit von der Teufe. Die Darstellung zeigt sowohl die einzelnen Meßwerte, als auch einen gleitenden Mittelwert über ein 30 m-Intervall. Es wird deutlich, daß der Kataklasit von 2160 - 2180 m Teil eines größeren Bereichs mit bruchhafter Verformung ist. Gegen 2500 m Teufe nimmt die Klüftigkeitsziffer stark ab, d.h. dort wurden lange, kaum zerbrochene Kerne gewonnen.

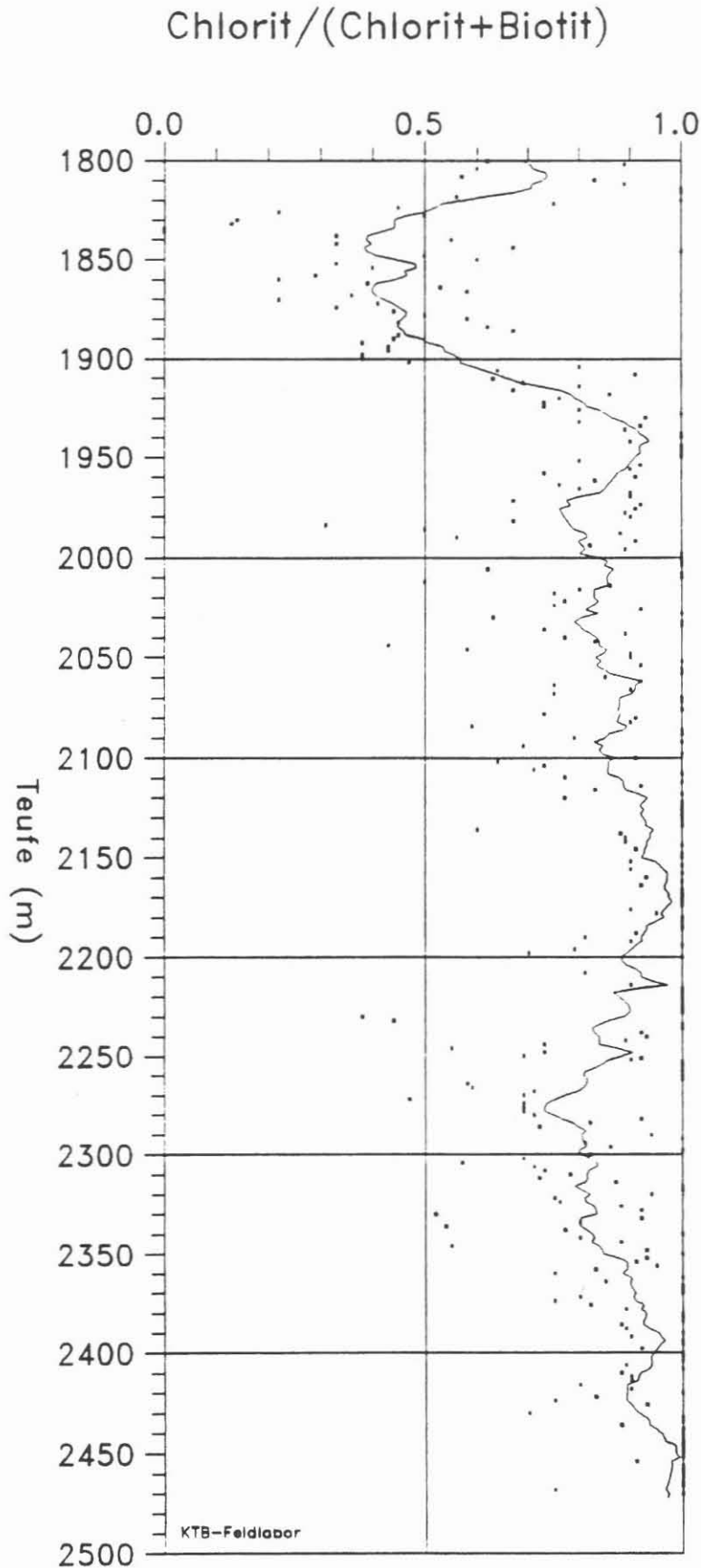


Abb. B.2.3: Chlorit/(Chlorit+Biotit)-Verhältnis aus quantitativen RDA-Zentrifugen-Modal-Analysen als Maß für die Alteration der Paragneise (nur gekernte Strecke). Die Darstellung zeigt die Einzelwerte und einen gleitenden Mittelwert mit 30 m-Intervall (durchgezogene Linie). Die Gesteine sind bis 1900 m mäßig, darunter stark alteriert (vgl. Profil B.7).

lierende Lösungen haben höhermetamorphe Minerale an die niedrigeren Druck- und Temperatur-Verhältnisse der Alteration angepaßt. Abb. B.2.2 zeigt die Klüftigkeitsziffer der gekerneten Strecke. Erhöhte Klüftigkeitsziffern im Bereich um 1950 und 2170 m korrelieren mit Katakklasezonen. Entsprechend zeigt das Chlorit/(Chlorit+Biotit)-Verhältnis (Abb. B.2.3) in diesen Bereichen eine verstärkte Alteration an.

Nach dem makroskopischen Gefüge der Gneise lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden:

- (1) feinkörnige, strafflagige bis feinflaserige Gneise (oft mylonitisch) und
- (2) mittelkörnige, flaserige Gneise.

Beide Haupttypen bilden teils für sich mehrere Zehner-Meter umfassende Bereiche, wechsellagern aber auch im Dezimeter- bis Meter-Bereich. In diesen Wechsellagerungen überwiegen meist die mittelkörnigen, flaserigen Gneise gegenüber den feinkörnigen, strafflagigen. Im Kapitel B.4 "Strukturgeologie" wird näher auf diese verschiedenen Gefüge-Typen eingegangen.

Die wesentlichen petrographischen Merkmale der Paragneise wurden bereits in den zurückliegenden KTB-Reports dargestellt. Hier soll nur noch auf einige Besonderheiten eingegangen werden.

Al₂SiO₅-Minerale

In den Gesteinen der Bohrung kommt Sillimanit ganz überwiegend als Fibrolith vor, aus dem heraus sich gelegentlich einige dickere Sillimanit-Nadeln entwickeln. In HACKER et al. (1988, Abb. B.3.17) ist die Umwandlung von prismatischem Sillimanit in Fibrolith dokumentiert. Über die Ursache dieser unterschiedlichen Ausbildung von Sillimanit ist nur wenig bekannt.

In der Natur erfolgt die Umwandlung von Kyanit in Sillimanit bei Druckerniedrigung (Heraushebung der Gneise) oder Temperatur-Erhöhung nicht unmittelbar. Kinetische Barrieren bewirken, daß Kyanit unter den Stabilitäts-Bedingungen von Sillimanit metastabil erhalten bleiben kann, so daß beide Al₂SiO₅-Modifikationen nebeneinander vorkommen können (vgl. Abb. B.2.6). Ihre Kornformen und die Art und Weise, wie Sillimanit und Kyanit miteinander und mit anderen Mineralen verwachsen sind, zeigen, daß in den Paragneisen der Bohrung und des Umfelds Kyanit älter als Sillimanit ist (siehe unten). Entsprechend muß in der Metamorphosegeschichte die Al₂SiO₅-Stabilitätsgrenze, wie in Abb. B.2.4 markiert, durchschritten worden sein.

Daß Kyanit älter als Sillimanit ist, wird durch folgende Beobachtungen begründet:

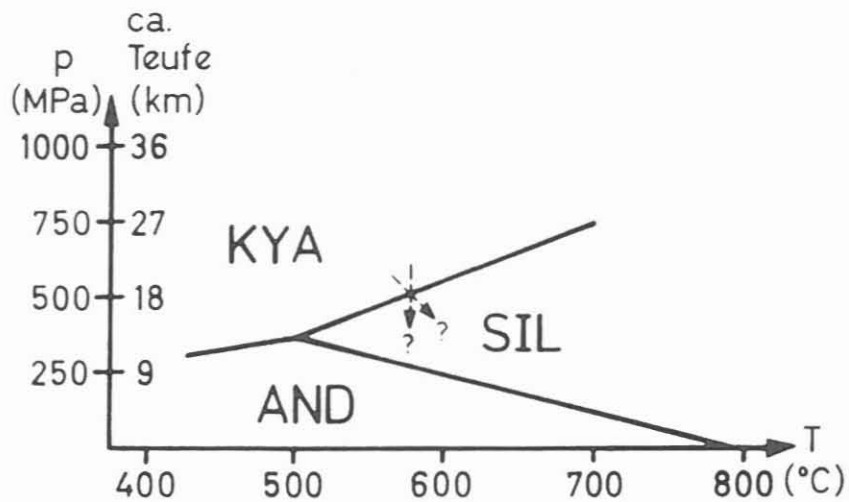


Abb. B.2.4: Stabilitäts-Bereiche der Al_2SiO_5 -Minerale Andalusit (AND), Kyanit (KYA) und Sillimanit (SIL) in Abhängigkeit von Druck (Teufe) und Temperatur nach HOLDAWAY (1971). Die Pfeile deuten schematisch mögliche p-T-Pfade an, die die Gesteine der Bohrung durchlaufen haben.

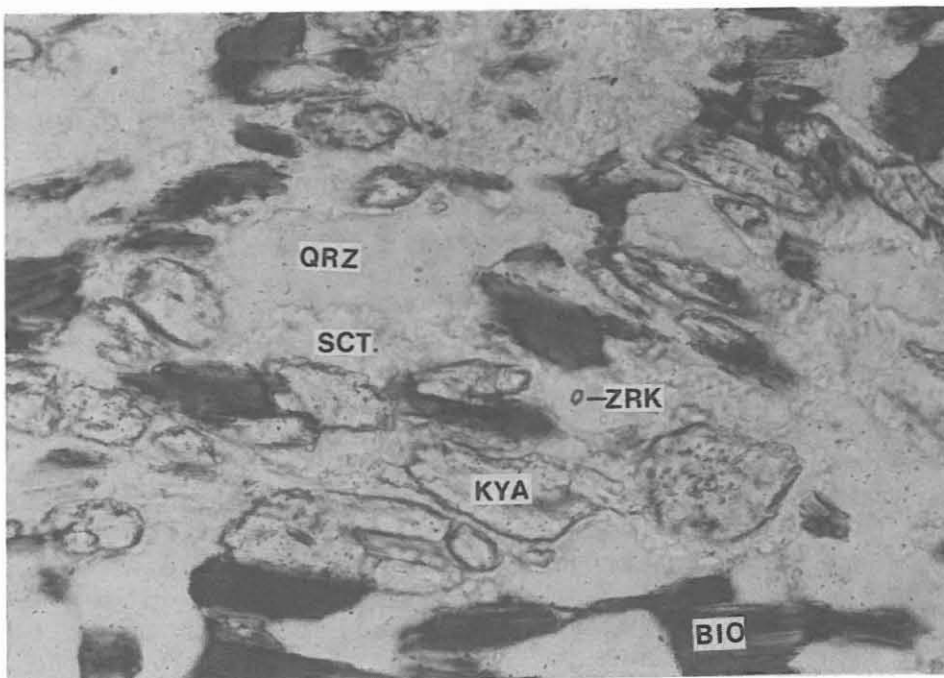


Abb. B.2.5: Kyanit und Biotit berühren sich noch teilweise. Meist verschleiert aber ein Serizit-Saum um Kyanit die ehemaligen Kontakt-Verhältnisse. In der Bildmitte ist ein für diesen Teufenabschnitt typischer kleiner, rundlicher Zirkon zu sehen. Kyanit-Granat-Biotit-Gneis. QRZ = Quarz, SCT = Serizit, KYA = Kyanit, BIO = Biotit, ZRK = Zirkon. (Schliff 445D1p, 1969.92 m, 200-fach, 1 Nicol).

- (1) Es kommen Al_2SiO_5 -Minerale vor, die die optischen und deshalb kristall-strukturellen Merkmale von Sillimanit, aber die charakteristischen Kornformen von Kyanit haben (Pseudomorphosen von Sillimanit nach Kyanit, sogenannter "Dist-Sillimanit", STANKOVA 1982).
- (2) Eine komplette Entwicklungsreihe ((a) bis (d)) zeigt, wie Kyanit aus dem Mineralbestand verschwindet.
 - (a) Kyanit hat Phasengrenzflächen mit Granat und Biotit. Kyanit liegt als Einzelkörner oder in Form größerer Aggregate ("Kornhaufen", nach BLÜMEL et al. (1988) rekristallisierter Kyanit) vor. Sillimanit fehlt meist.
 - (b) Kyanit liegt in Form kleinerer Einzelkörner, oft in Lagen angereichert vor. Retrograde Hellglimmer-Bildung verschleiert die Kontakte zu Biotit und Granat. Sillimanit ist vorhanden (Abb. B.2.5, B.2.6).
 - (c) Kyanit kommt nur noch in meist sehr kleinen, abgerundeten Körnern, völlig von Plagioklas oder Quarz eingeschlossen vor. Dieser "reliktische Kyanit" wird oft von einem Hellglimmer-Saum umgeben (Abb. B.2.7 und MASSALSKY et al. 1988: Abb. B.2.12). Sillimanit ist verbreitet.
 - (d) Kyanit fehlt. Sillimanit ist verbreitet.

Über viele Zehner-Meter der Strecke 1709 - 2500 m tritt Kyanit in Paragneisen nur als Kyanit-Typ (c) auf. In einigen Profilteilen erscheint Kyanit dagegen in den Kyanit-Typen (a), (b) und (c). Typ (a) und (b) können im Millimeter-Bereich wechsellagern. Abb. B.2.9 zeigt, daß sich in der Bohrung die Tendenz zu einer Wechsellagerung von Sillimanit-Gneisen (= Typ (c) und (d)) mit Kyanit-Gneisen (= Typ (a), (b) und (c)) abzeichnet. Die einzelnen Lagen sind zwischen 15 und 25 m mächtig.

Trotz der häufig vorkommenden, kataklastischen Zonen, deren Verschiebungs-Beträge meist unbekannt sind, wird durch ungestörte Übergänge deutlich, daß die Sillimanit- und Kyanit-Gneise nicht allein durch tektonische Verschuppung oder Verfaltung in Kontakt zueinander gebracht wurden, sondern daß bislang unbekannte Prozesse die unterschiedliche, metastabile Erhaltung von Kyanit bewirkt haben.

In den Paragneisen der Bohrung entstand Sillimanit meist nicht durch direkte Umwandlung aus Kyanit, sondern wird durch Mineral-Reaktionen gebildet, die von Kyanit unabhängig sind. Für die benachbarte Geothermie-Bohrung Püllersreuth gab BLÜMEL et al. (1988) die Reaktion

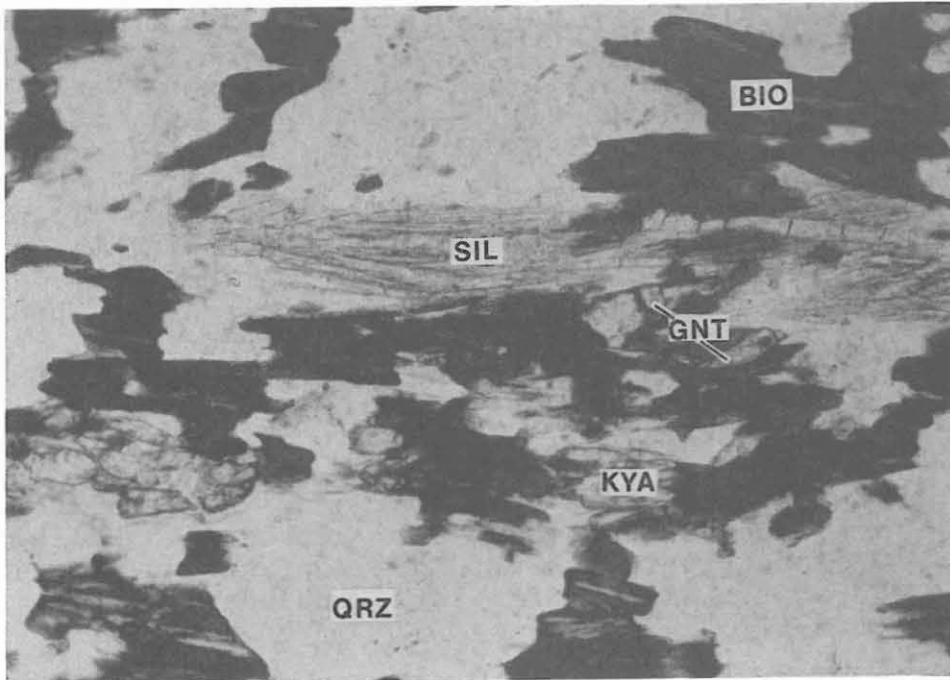


Abb. B.2.6: Granat-Sillimanit-Kyanit-Biotit-Gneis. Das Foto zeigt, daß sowohl Kyanit, als auch Sillimanit eine Phasengrenzfläche zu Biotit hat. Kyanit und Sillimanit berühren sich aber nicht. QRZ = Quarz, KYA = Kyanit, GNT = Granat, SIL = Sillimanit, BIO = Biotit.
(Schliff 447E2q, 1979.23 m, 100-fach, 1 Nicol)

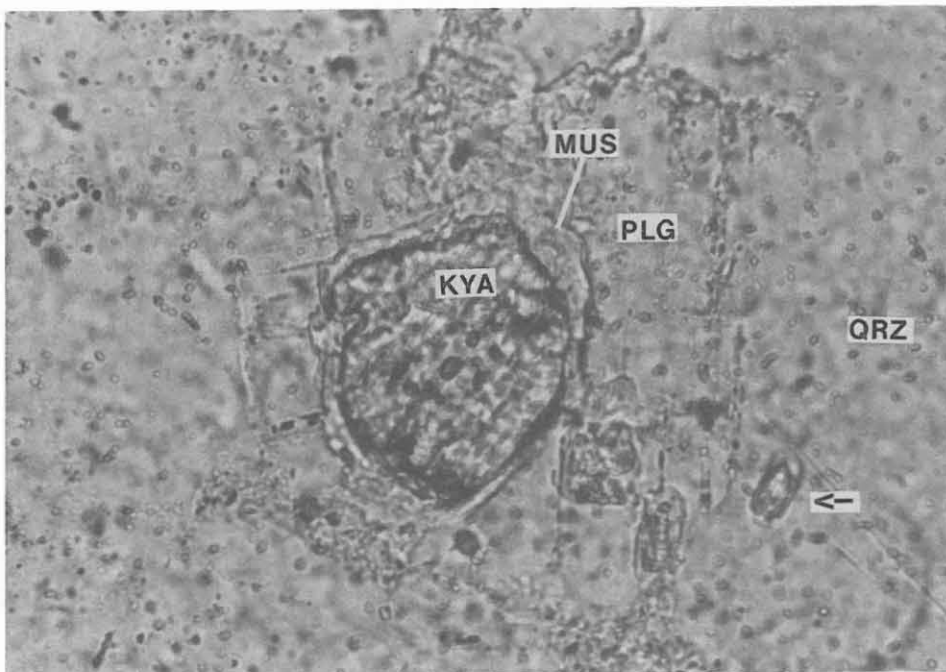


Abb. B.2.7: Reliktischer Kyanit mit verschiedenen Einschlüssen, umgeben von einem Muskovit-Saum, umgeben von einem Plagioklas-Aggregat-Saum. Das Ganze wird von Quarz eingeschlossen. Der Kyanit mit Muskovit-Saum (Pfeil) wird nur von Quarz eingeschlossen. Sillimanit-Biotit-Gneis. QRZ = Quarz, PLG = Plagioklas, MUS = Muskovit, KYA = Kyanit.
(Schliff 430Elu, 1911.24 m, 500-fach, 1 Nicol).

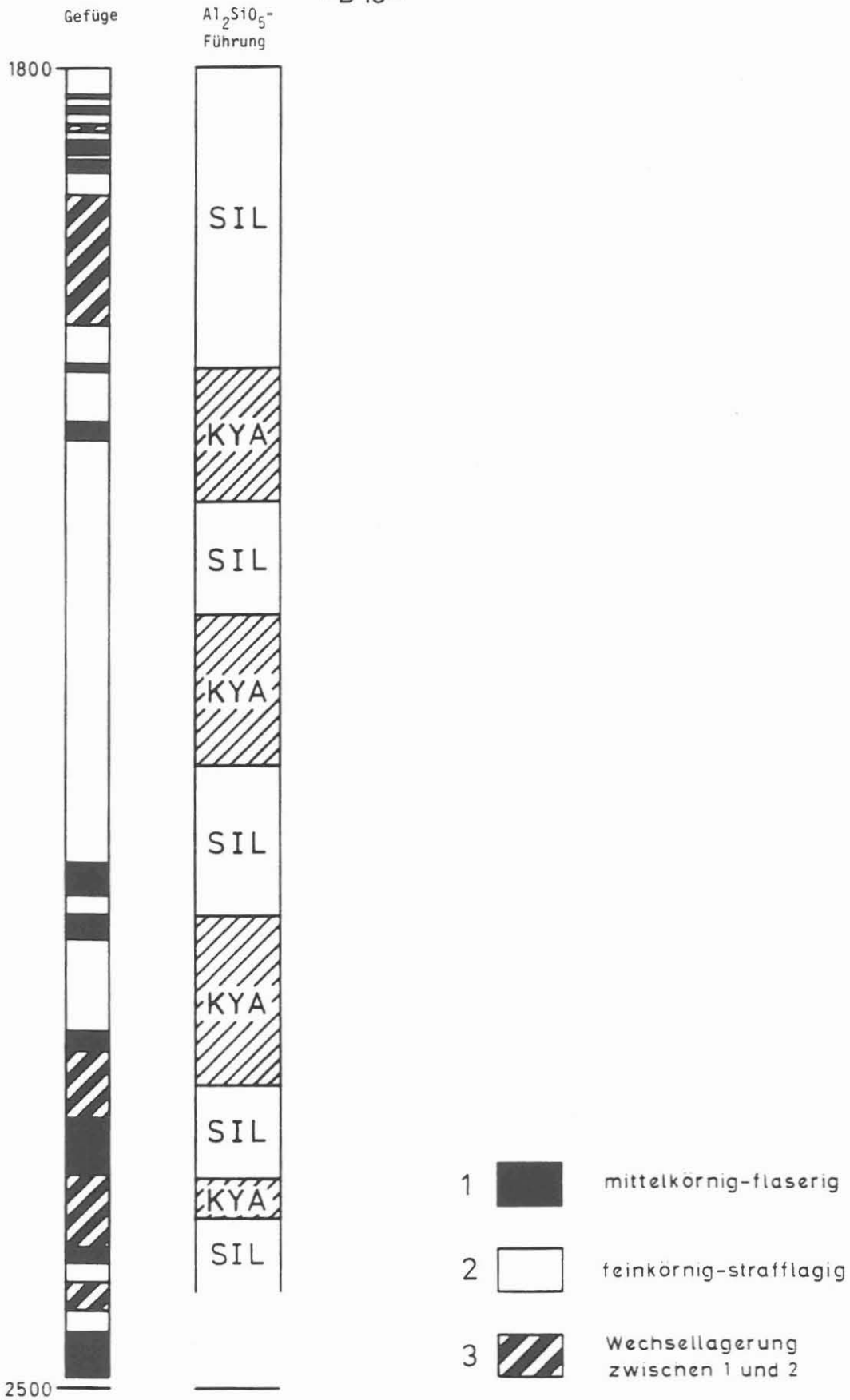


Abb. B.2.8: Gegenüberstellung von Bereichen vorwiegend Granat-Kyanit-Biotit-Gneisen (KYA) oder Granat-Sillimanit-Biotit-Gneisen (SIL) mit den Haupt-Gefüge-Typen (vgl. Abb. B.2.9).

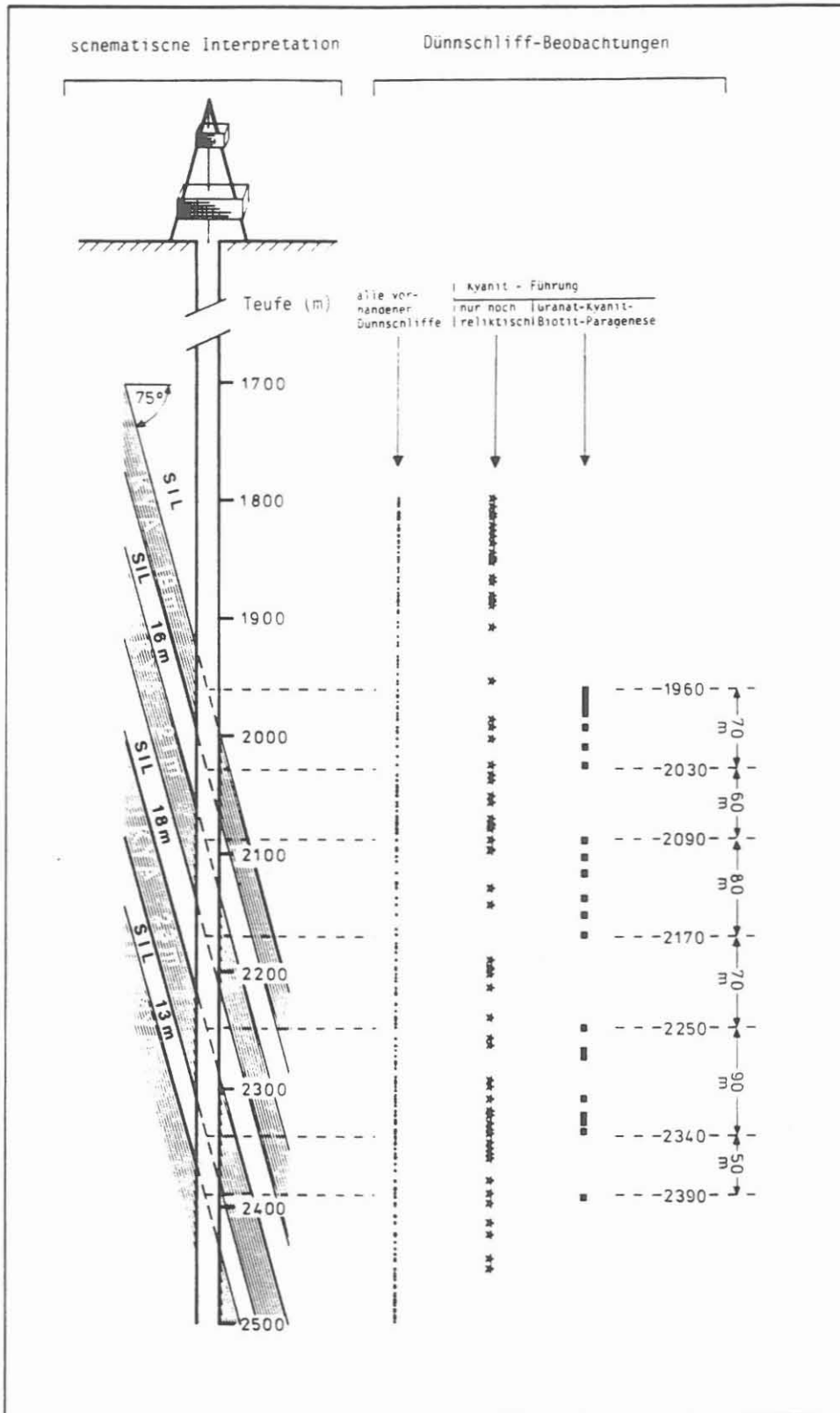


Abb. B.2.9: Schematisierte Darstellung der Wechsellagerung von Granat-Kyanit-Biotit-Gneisen (KYA) mit Granat-Sillimanit-Biotit-Gneisen (SIL) nach dem Dünnschliff-Befund.



an, die unter anderem zur Bildung von Sillimanit-Säumen um Granat führt. In einem Granat-Kyanit-Muskovit-Biotit-Gneis wird durch diese Reaktion also Sillimanit unabhängig von Kyanit gebildet. Ein weiteres Indiz für das Vorliegen von verschiedenen Bildungs-Reaktionen für Sillimanit sind die unterschiedlichen Sillimanit-Biotit-Kontakte. MASSALSKY et al. (1988:B17) beschreiben, daß entweder

- (1) Biotit und Sillimanit innig miteinander verwachsen sind oder daß
- (2) Sillimanit den Kontakt mit Biotit meidet.

Beide Erscheinungen konnten auch in diesem Teufenabschnitt beobachtet werden. VOLL (1960:128) beschrieb Biotit-Sillimanit-Staurolith-Gneise der "Moldanubischen Diaphthorite" aus dem südlichen Rahmen der ZEV, in denen Sillimanit den Kontakt zu Biotit ebenfalls meidet. Er erklärte dieses Phänomen durch die Kontaktwirkung des Leuchtenberger Granits. Das Nebeneinander von beiden Sillimanit-Biotit-Typen in den Gesteinen der Bohrung KTB VB macht diese Erklärung hier eher unwahrscheinlich. Wir vermuten unterschiedliche Bildungs-Reaktionen auf Grund von unterschiedlichem Gesteins-Chemismus.

Ob Kyanit nun aus dem Gneis verschwindet oder metastabil weiter existiert, hängt also nicht nur vom Überschreiten der Kyanit-Sillimanit-Phasengrenze, sondern auch von anderen Kriterien ab. Manche Kyanit-Gneise fallen zum Beispiel durch ihren Granat-Reichtum auf (Abb. B.2.10). Zwei Faktoren wurden genauer untersucht: der Gesteins-Chemismus und das Gefüge. Abb. B.2.8 zeigt die Verteilung der beiden Haupt-Gefüge-Typen (feinkörnig-straflagig und mittelkörnig-flaserig) in Verbindung zur Kyanit-Sillimanit-Führung. Dabei ergibt sich die Tendenz, daß die Kyanit-Gneise vorwiegend feinkörnig-straflagige Gefügen aufweisen. Das mittelkörnig-flaserige Gefüge wird bevorzugt bei Sillimanit-Gneisen beobachtet.

Chemische Zusammensetzung der Paragneise

Die chemische Zusammensetzung der Paragneise hat sich gegenüber den oberen Teufen nicht verändert. Im Edukt-Diagramm nach WIMMENAUER (1984) ergibt sich die gleiche Verteilung von überwiegendem Grauwacken- und untergeordnetem Tonstein-Chemismus (Abb. B.2.11, vgl. Abb. B.3.10 in HACKER 1988 und Abb. C.3.6 in Massalsky 1988). Die beiden Paragneis-Analysen mit Tonstein-Chemismus sind Sillimanit-Biotit-Gneise mit nur akzessorischer Granat-Führung.

Um zu testen, ob sich beide Haupt-Gefüge-Typen im Chemismus oder Modalbestand unterscheiden, wurden zunächst Mittelwerte der Analysen von einerseits feinkörnig-straflagigen Gneisen

und andererseits mittelkörnig-flaserigen Gneisen verglichen (Tab. B.2.1 und B.2.2).

Da die Verhältnisse zwischen Fe_2O_3 , MgO und Al_2O_3 bei beiden Gruppen identisch sind, beruhen die Unterschiede darauf, daß die mittelkörnig-flaserigen Gneise Quarz- und Plagioklasreicher, aber Biotit-ärmer sind als die feinkörnig-straflagigen Gneise. Der Student-t-Test bestätigt die Signifikanz der Unterschiede zwischen beiden Gruppen bezüglich Quarz+Plagioklas (Signifikanz-Level 94 %) und Biotit+Chlorit (Signifikanz-Level 97 %). Die Aussagekraft des K_2O/Na_2O -Verhältnisses ist eingeschränkt, da nur wenige Na_2O -Bestimmungen vorliegen. In Verbindung mit dem SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnis ergibt sich: Der Chemismus der feinkörnig-straflagigen Gneise tendiert mehr in Richtung Tonstein, der der mittelkörnig-flaserigen Gneise mehr in Richtung Grauwacke (Abb. B.2.11).

Zur Charakterisierung von Sillimanit-Gneisen (SIL) einerseits und Kyanit-Gneisen (KYA) andererseits können ebenfalls die Mittelwerte der chemischen und modalen Analysen herangezogen werden (Tab. B.2.3 und B.2.4).

Tab. B.2.1: feinkörnig-straflagige Granat-Kyanit/Sillimanit-Biotit-Gneise; Mittelwerte und Standardabweichungen (in Klammern) von RFA- und RDA-Analysen, ¹) nur 3 Analysen

	Gew.-% (n=42)		ppm (n=42)		Gew.-% (n=41)
SiO_2	58.1 (4.5)	Zr	202 (38)	Quarz	34 (8)
TiO_2	0.88 (0.16)	Y	32 (6)	Plagioklas	33 (13)
Al_2O_3	18.2 (1.5)	Sr	160 (52)	Biotit	6 (6)
Fe_2O_3	6.94 (1.27)	Rb	96 (20)	Chlorit	12 (5)
MnO^1	0.11 (0.03)	Zn	112 (30)	Musk./Ser.	14 (8)
MgO	2.97 (0.53)	Cu^1	36 (15)		
CaO	0.96 (0.31)	Ni	45 (11)		
Na_2O^1	2.53 (0.58)				
K_2O	3.47 (0.75)				
$P_2O_5^1$	0.11 (0.01)				
CO_2^1	0.81 (0.24)	Cr	69 (57)		
H_2O^1	2.89 (0.76)				

Die Kyanit-Gneise sind also im wesentlichen nur SiO_2 -ärmer als die Sillimanit-Gneise. Der Student-t-Test bestätigt signifikant höhere Quarz+Plagioklas-Gehalte in den Sillimanit-Gneisen (Signifikanz-Level 96 %), während Biotit+Chlorit in den Kyanit-Gneisen nur undeutlich erhöht ist (Signifikanz-Level 85 %). Die $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$ -Verhältnisse sind gleich. Durch die geringe Anzahl von Na_2O -Analysen läßt sich über das Alkalien-Verhältnis noch nichts aussagen. Im Anhang zu Kapitel C. "Geochemie" werden Einzelanalysen von Paragneisen aufgelistet.

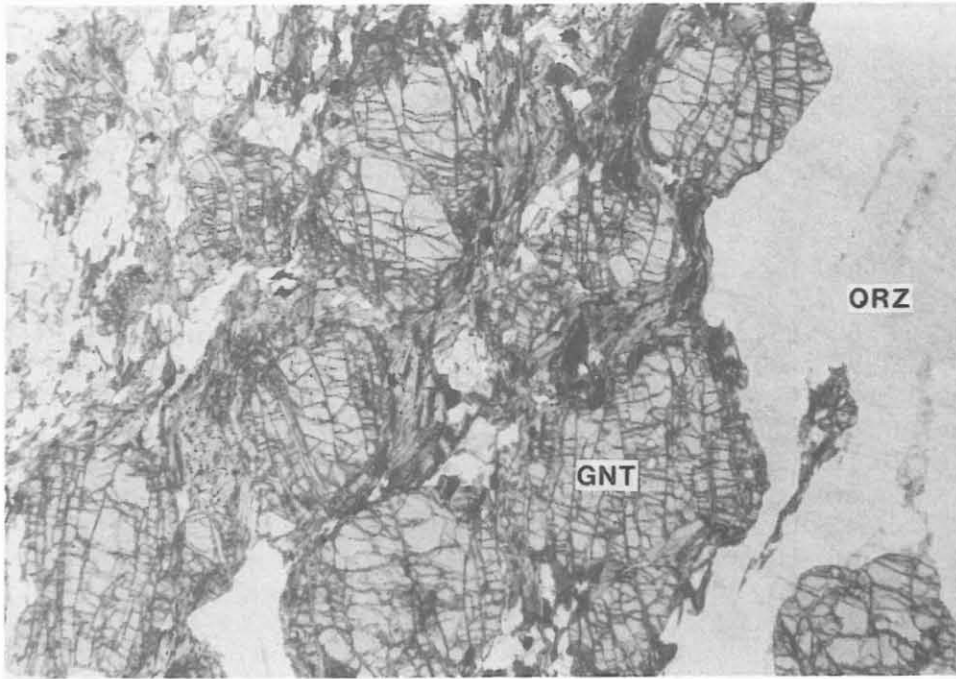


Abb. B.2.10: Feinkörniger (0.2 mm) Kyanit-Granat-Biotit-Gneis mit Lagen aus großen (1.2 mm) Granaten. Das Foto zeigt ganz rechts einen Quarz-Gang mit vielen Fluid-Einschluß-Bahnen (verheilte Mikrorisse), die rechtwinklig zum Gang verlaufen. Die vielen Brüche im benachbarten Granat verlaufen zum geringeren Teil ebenfalls rechtwinklig, vorwiegend aber parallel zum Quarz-Gang. QRZ = Quarz, GNT = Granat. (Schliff 444B1d, 1964.0 m, 20-fach, 1 Nicol).

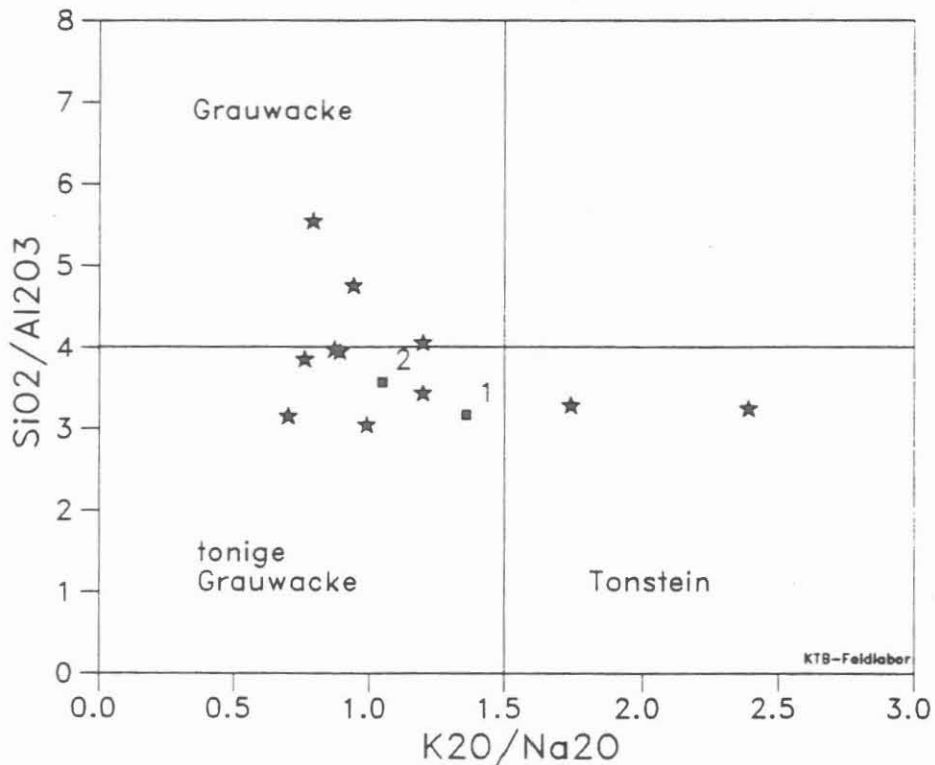


Abb. B.2.11: Edukt-Diagramm für Paragneise nach WIMMENAUER (1984). 1 = Mittelwert für feinkörnig-stratflagige Gneise, 2 = Mittelwert für mittelkörnig-flaserige Gneise.

Tab. B.2.2: mittelkörnig-flaserige Granat-Kyanit/Sillimanit-Biotit-Gneise; Mittelwerte und Standardabweichungen (in Klammern) von RFA- und RDA-Analysen, ¹⁾ nur 7 Analysen

	Gew.-% (n=38)		ppm (n=38)		Gew.-% (n=38)
SiO ₂	61.6 (5.3)	Zr	189 (36)	Quarz	36 (8)
TiO ₂	0.77 (0.21)	Y	29 (7)	Plagioklas	35 (9)
Al ₂ O ₃	17.0 (1.6)	Sr	184 (56)	Biotit	5 (6)
Fe ₂ O ₃	6.02 (1.59)	Rb	84 (19)	Chlorit	9 (6)
MnO ¹	0.10 (0.04)	Zn	103 (34)	Musk./Ser.	12 (8)
MgO	2.56 (0.71)	Ni	38 (11)		
CaO	1.42 (0.86)	Cr ¹	90 (17)		
Na ₂ O ¹	3.00 (0.89)	Th ¹	7 (2)		
K ₂ O	3.09 (0.70)				
P ₂ O ₅ ¹	0.20 (0.01)				

Tab. B.2.3: Granat-Sillimanit-Biotit-Gneise; Mittelwerte und Standardabweichungen (in Klammern) von RFA- und RDA-Analysen, ¹⁾ nur 10 Analysen

	Gew.-% (n=87)		ppm (n=87)		Gew.-% (n=87)
SiO ₂	60.3 (5.1)	Zr	198 (44)	Quarz	36 (8)
TiO ₂	0.82 (0.22)	Y	30 (7)	Plagioklas	34 (11)
Al ₂ O ₃	17.4 (1.8)	Sr	172 (55)	Biotit	5 (6)
Fe ₂ O ₃	5.84 (2.05)	Rb	88 (21)	Chlorit	10 (5)
MnO ¹	0.11 (0.04)	Zn	104 (35)	Musk./Ser.	13 (8)
MgO	2.72 (0.70)	Ni	41 (11)		
CaO	1.16 (0.76)	Cr ¹	83 (35)		
Na ₂ O ¹	2.75 (0.66)	Th ¹	8 (2)		
K ₂ O	3.21 (0.76)				
P ₂ O ₅ ¹	0.14 (0.06)				

Tab. B.2.4: Granat-Kyanit-Biotit-Gneise; Mittelwerte und Standardabweichungen (in Klammern) von RFA- und RDA-Analysen, ¹⁾ nur 1 Analyse

	Gew.-% (n=13)		ppm (n=13)		Gew.-% (n=13)
SiO ₂	56.8 (3.5)	Zr	204 (35)	Quarz	31 (8)
TiO ₂	0.91 (0.13)	Nb	<10	Plagioklas	34 (12)
Al ₂ O ₃	18.9 (1.1)	Y	33 (4)	Biotit	7 (7)
Fe ₂ O ₃	6.66 (2.09)	Sr	157 (35)	Chlorit	12 (5)
MnO ¹	0.12	Rb	95 (18)	Musk./Ser.	16 (9)
MgO	3.00 (0.43)	Pb	<10		
CaO	0.97 (0.43)	Zn	120 (23)		
Na ₂ O ¹	3.86	Ni	44 (8)		
K ₂ O	3.46 (0.72)	Cr ¹	87		
P ₂ O ₅ ¹	0.39	Th ¹	5		

Große Quarz- und Plagioklas-Körner der Paragneise

In den Paragneisen treten vereinzelte Quarz- und Plagioklas-Körner auf, die sich durch ihre Korngröße (2-5 mm) von der Matrix (0.1-1 mm) abheben und für die Genese der Metamorphite von Bedeutung sind. Abb. B.2.12 zeigt ein großes rundliches Quarz-Korn (Aggregat aus 2 Einzelkörnern). Hier besteht die Möglichkeit, daß es sich um ein sedimentäres Relikt handelt ("Quarz-Geröll"). Dieses müßte sich während der gesamten Metamorphose in einem Druckschatten befunden haben, um von größeren Deformationen verschont geblieben zu sein.

In Abb. B.2.13 wird ein Plagioklas-Kristall von einem Saum aus Quarz-Körnern von unbekannter Genese umgeben. Die von einem großen Plagioklas-Korn eingeschlossenen Sillimanit-Nadeln (Abb. B.2.14) zeigen, daß es nach dem Wachstum von Sillimanit zu einer Plagioklas-Blastese kam. Die Mehrzahl der Plagioklas-Blasten enthält aber keinen Sillimanit, sondern wird von Sillimanit-Biotit-Strähnen umflasert. Sillimanit-Bildung und Plagioklas-Blastese überlappen sich also zeitlich, wobei der Schwerpunkt der Plagioklas-Blastese vor dem der Sillimanit-Bildung liegt. Es liegt nahe, das Plagioklas-Blastese-Ereignis in Zusammenhang mit der Bildung von Quarz-Plagioklas-Mobilisaten zu bringen. Es bestehen kontinuierliche Übergänge in der Größe vom Aggregat aus wenigen Körnern bis zu cm-großen Mobilisaten. Abb. B.2.15 zeigt einen fast idiomorphen Plagioklas-Kristall aus einer solchen Mobilisat-Linse.

Akzessorische Minerale der Paragneise

Im Teufenbereich 1709 - 2500 m wurde beobachtet, daß Apatit weit verbreitet vorkommt. In einigen Schlifften bildet er auffällig große Aggregate. In Kernstück 449F4e ist eine cm-mächtige, feinkörnige, helle Lage mit 5% Apatit aufgeschlossen. Abb. B.2.16 zeigt eine 1 mm mächtige Apatit-reiche Lage.

Turmalin kommt in den Quarz-Plagioklas-Mobilisaten und vereinzelt immer wieder in der Gneis-Matrix vor. Im Dünnschliff 542B11 schließt der dunkel braungelbe Kern eines Turmalin-Blasts einen Schwarm Sillimanit-Nadeln ein, der hell braungelbe Rand ist frei von Sillimanit. Um den Turmalin herum liegen Kyanit-Kristalle (Abb. B.2.17).

Zirkon tritt häufig in Form kleiner, rundlicher Körner als Einschluß in Quarz und Plagioklas auf (Abb. B.2.4).

Monazit ist meist größer als Zirkon. In Dünnschliff 487A1d kommt er sehr reichlich (ca. 0.1%) vor.

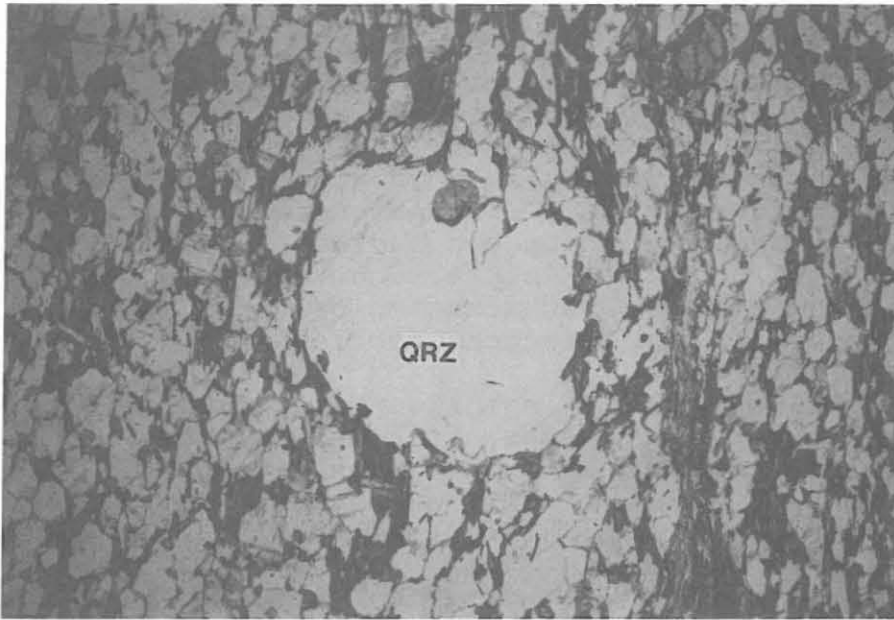


Abb. B.2.12: Rundliches Quarz-Aggregat (2 mm groß, mit Subkorn-Bildung) in sehr feinkörnigem Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis. Hierbei könnte es sich um ein ehemaliges sedimentäres Quarz-Geröll handeln. QRZ = Quarz.
(Schliff 570B1d, 2356.55 m, 15-fach, 1 Nicol).

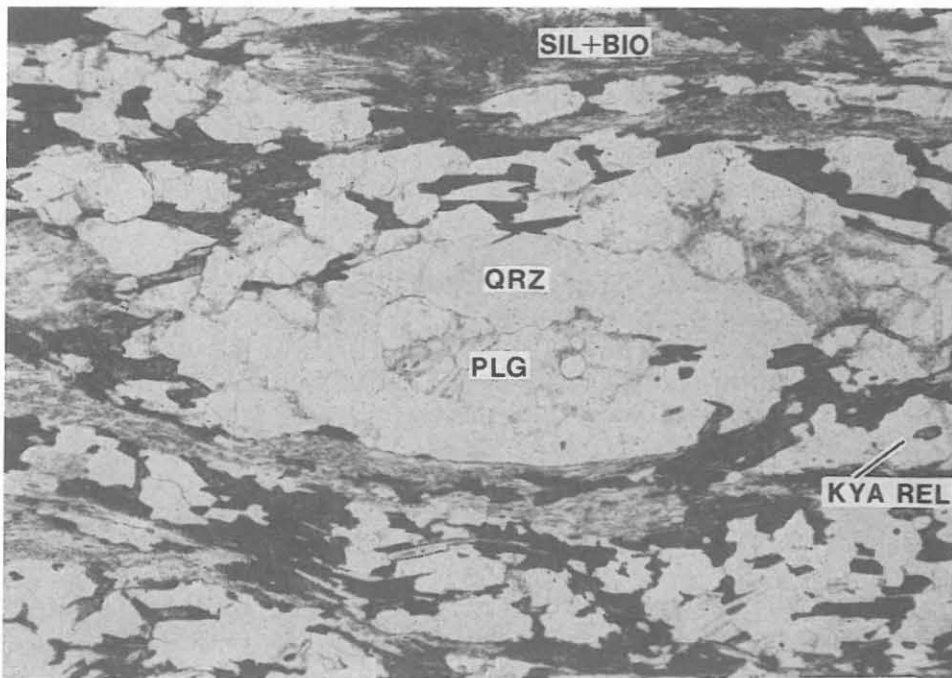


Abb. B.2.13: Plagioklas wird von einem Quarz-Aggregat eingeschlossen. Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis. PLG = Plagioklas, QRZ = Quarz, KYA REL = Kyanit-Relikt, SIL+BIO = Strähne aus serizitisiertem Sillimanit und Biotit.
(Schliff 427B1d, 1893.0 m, 30-fach, 1 Nicol).

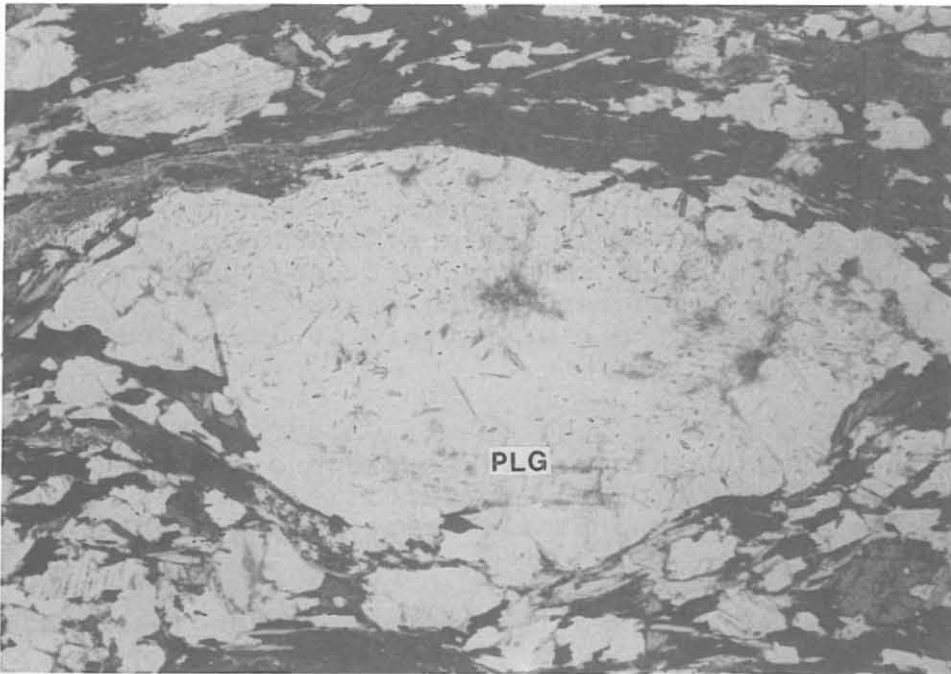


Abb. B.2.14: Viele Sillimanit- und Muskovit-Einschlüsse in einem Plagioklas-Blast. Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis. SIL = Sillimanit, MUS = Muskovit, PLG = Plagioklas, QRZ = Quarz. (Schliff 423B2e, 1872.95 m, 18-fach, 1 Nicol).

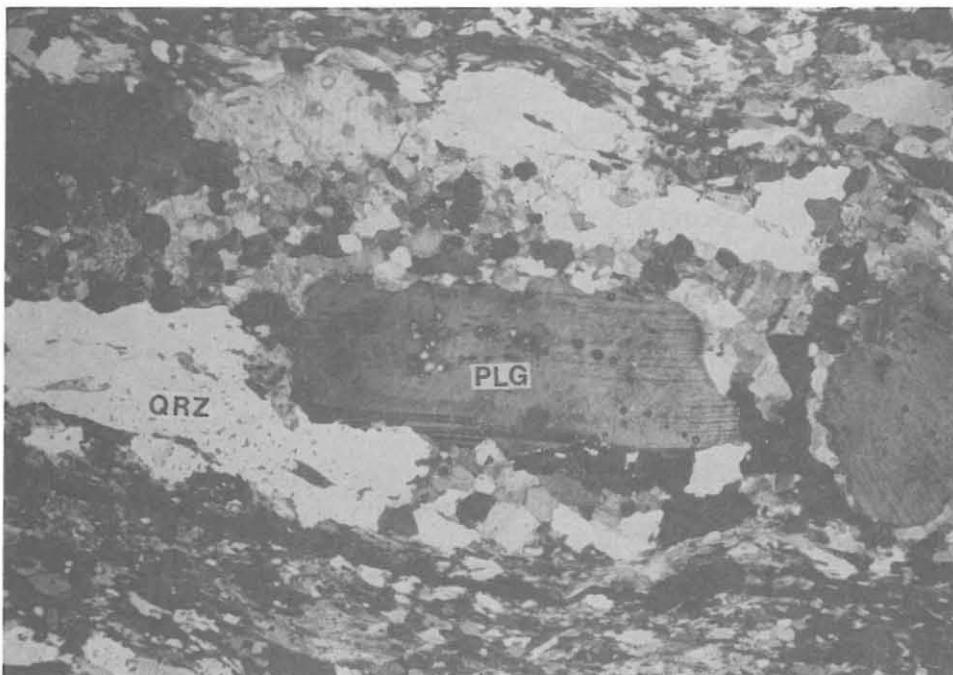


Abb. B.2.15: Hypidiomorpher Plagioklas-Blast (4 x 2 mm) mit Quarz- und Apatit-Einschlüssen in einer Mobilisat-Linse eines Granat-Sillimanit-Biotit-Gneises. QRZ = Quarz, PLG = Plagioklas. (Schliff 472D1h, 2061.85 m, 12-fach, 1 Nicol)

B.2.3 Kalksilikat-Linsen in den Paragneisen

In den Granat-Sillimanit-Biotit-Gneisen sind im Teufenbereich 2220 - 2360 m vereinzelte cm- bis dm-mächtige, langgestreckte, kalksilikatische Lagen und Linsen foliationsparallel eingeschaltet (Abb. B.2.18). Sie sind immer sehr feinkörnig, von hell rötlicher oder hell grüner Farbe und deutlich zoniert (mm-mächtige Lagen unterschiedlicher Farbe, Abb. B.2.19). Die Linsen sind meist scharf, selten auch schlierig-diffus gegen das Nebengestein abgegrenzt. Das unmittelbare Nebengestein ist meist ein Granat-Biotit-Gneis ohne Al_2SiO_5 -Minerale.

Ihre Hauptbestandteile sind Quarz, Granat, Titanit, Calcit, Klinozoisit und Opakminerale (überwiegend Pyrrhotin). Dazu kommt meist noch Chlorit, serizitisierter Plagioklas und Apatit. Hornblende und Biotit tritt nur in wenigen Linsen auf.

Im Dünnschliff 552Ala wurde folgende Zonierung beobachtet:

- (1) Nebengestein: feinkörniger, graphitführender, leukokrater Granat-Biotit-Gneis
- (2) Apatitreiche Lage mit Granat + Quarz + Biotit + Opakmineral (ca. 800 μ m breit)
- (3) Lage aus Quarz und serizitisiertem Plagioklas (ca. 1500 μ m breit)
- (4) Lage aus Granat-Poikiloblasten, Quarz, serizitisiertem Plagioklas, Apatit, Titanit, Opakmineral, Klinozoisit, Chlorit, Hornblende und Graphit (ca. 3000 μ m breit)
- (5) Lage aus Klinozoisit, Titanit, Quarz und Calcit (Granat und Plagioklas fehlen).

Wir vermuten, daß es sich bei dieser Zonierung um eine metamorphe Diffusions-Zonierung an der Grenze Kalkstein-Tonstein handelt, wie sie von THOMPSON (1975) beschrieben wurde. Als Edukt der Kalksilikat-Linsen kommen geringmächtige, boudinierte Kalksteinlagen oder auch Fossilien in Betracht. Die Apatit-, Graphit- und Pyrrhotin-Führung der Kalksilikat-Linsen und der sie umgebenden Paragneise, spricht für biogene Edukte (C-, P-, S-reich).

Der Bereich der Paragneise mit Kalksilikat-Linsen (2220 - 2360 m) ist durch eine stark erhöhte, natürliche remanente Magnetisierung ausgezeichnet (vgl. Kap. D. "Geophysik"), die an erhöhte Pyrrhotin-Gehalte gebunden ist.

B.2.4 Amphibolit-Einschaltung

Bei 1820 m tritt eine wenige m mächtige, bunte Abfolge von

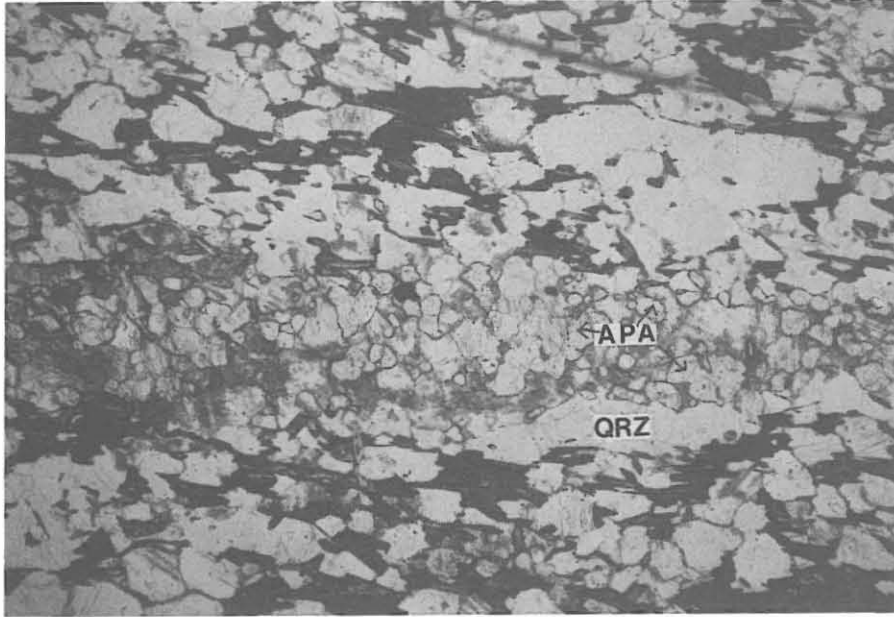


Abb. B.2.16: Körnige (0.2 mm) Apatit-Plagioklas-Lage in einem sehr feinkörnigen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis. Im Gneis kommt stark zonierter Plagioklas vor. APA = Apatit, QRZ = Quarz, PLG = Plagioklas.
(Schliff 570B1d, 2356.55 m, 18-fach, 1 Nicol).

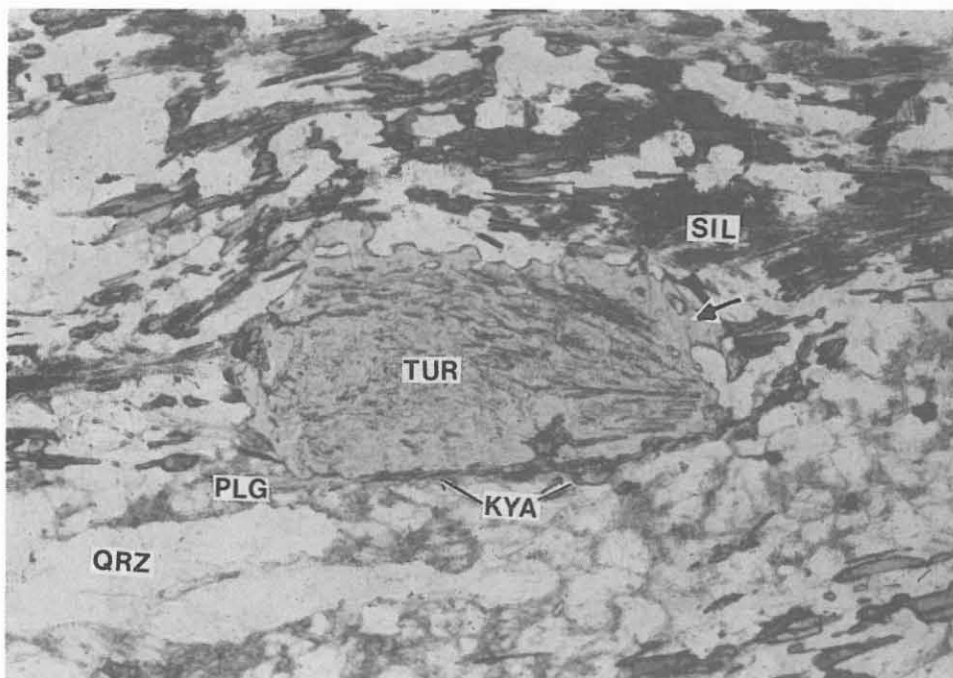


Abb. B.2.17: Turmalin-Blast mit Sillimanit-Einschlüssen. Ein einschlußfreier Turmalin-Rand trennt Sillimanit-Einschlüsse und Biotit (Pfeil). Außen am Rand des Turmalins liegen Kyanit-Stengel. Feinkörniger Sillimanit-Kyanit-Granat-Biotit-Gneis. QRZ = Quarz, KYA = Kyanit, SIL = Sillimanit, PLG = Plagioklas, TUR = Turmalin.
(Schliff 542B11, 2274.36 m, 30-fach, 1 Nicol).

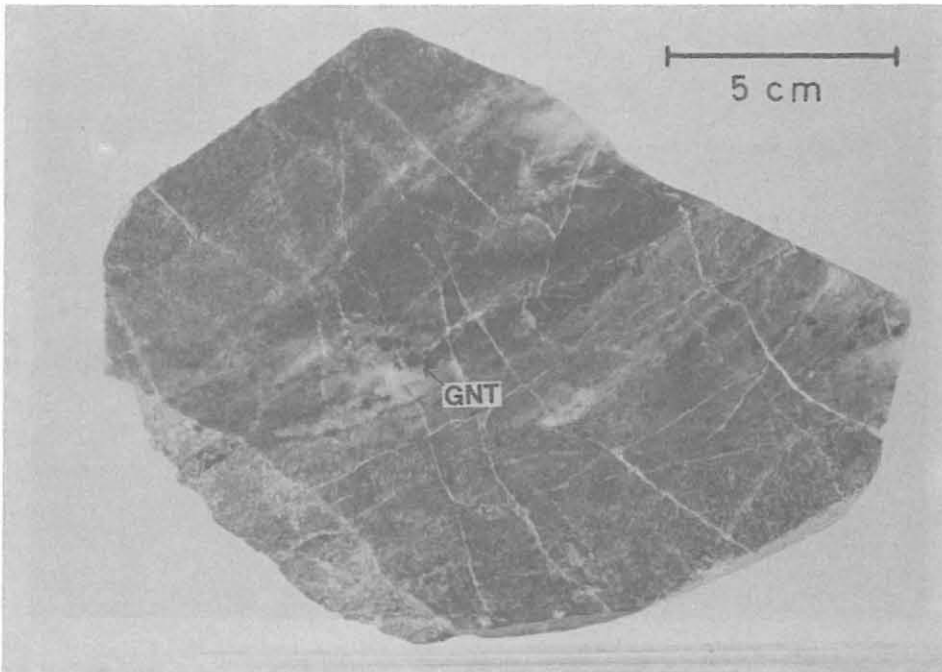


Abb. B.2.18: Poliertes Handstück mit einer grünen, zonierten Kalksilikat-Linse. Das Gestein führt reichlich Pyrit und wird von einem verheilten Kluftsystem durchschlagen. GNT = Granat. (Kernstück 547E2T, 2291.1 m)

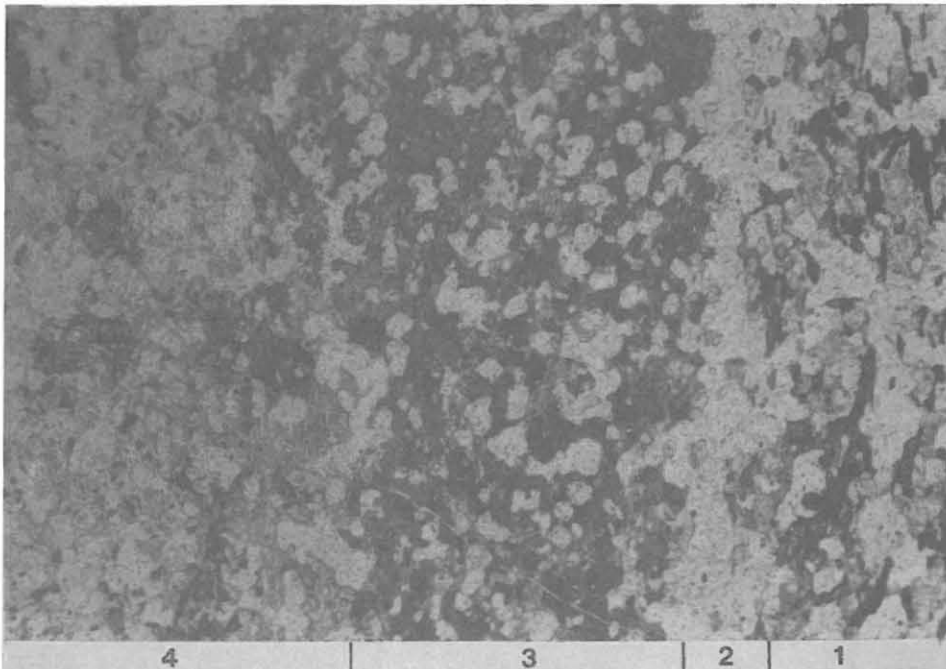


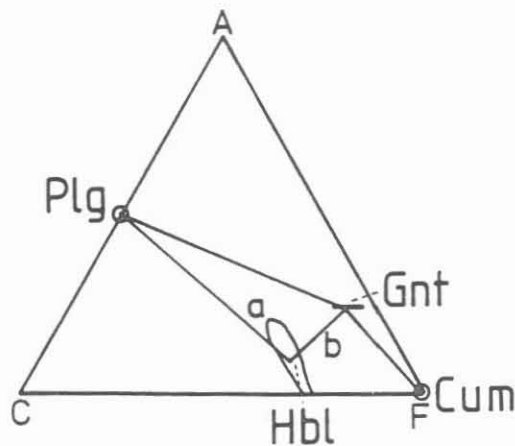
Abb. B.2.19: Zonierung an der Grenze Gneis - Kalksilikat-Linse. Von rechts nach links: (1) Granat-Biotit-Gneis, (2) Quarz-Apatit-reiches Band, (3) Band mit Quarz, Klinozoisit, serizitisiertem Plagioklas, Hellglimmer, und Granat, (4) Band mit Quarz, Hellglimmer, Granat, Klinozoisit und Calcit. (Schliff 570G1ad, 2356.06 m, 18-fach, 1 Nicol).

Granat-Amphibolit, Granat-Amphibol-Biotit-Gneis, Granat-Silimanit-Biotit-Gneis und Pegmatoid auf.

Der Granat-Amphibol-Biotit-Gneis besteht aus Quarz, alteriertem Plagioklas, Biotit, Granat (mit Plagioklas-Reaktionssaum oder völlig pseudomorphosiert), Rutil, olivfarbener Hornblende und farbloser Cummingtonit mit typischen Zwillingen (Abb. B.2.20, Tab. B.2.5).

Der Granat-Amphibolit ist sowohl cummingtonit- als auch stellenweise recht biotitreich und verschieden stark retrograd überprägt (Neubildung von Klinozoisit, Calcit, Pumpellyit, Abb. B.2.21). Der frische Plagioklas zeigt eine Zonierung und gelegentlich eine Entmischung(?) in zwei Plagioklas-Phasen (Abb. B.2.22). Die starke, fast opake Trübung der saussuritisierten Plagioklase wird durch die Neubildung von Epidot/Klinozoisit hervorgerufen. Durch Separieren solcher Plagioklase und quantitative RDA wurden 80% Plagioklas und 20% Epidot bestimmt.

Durch die Rutil- und Cummingtonitführung ähneln sie stark den nur cm-mächtigen Hornblende-Cummingtonit-Biotit-Gneis-Bändern aus dem Bereich 600-800 m (z.B. Kernstück 128Elv, 660 m und 171Blq, 809 m). Das ACF-Dreieck verdeutlicht schematisch die eisenreichere Zusammensetzung der cummingtonitführenden Granat-Amphibolite (b) gegenüber den cummingtonitfreien Amphiboliten aus dem Teufenbereich 1160-1610 m (a).



HACKER et al. (1988: B12) sprechen sie als ehemalige mergelige oder tuffitische Lagen in den klastischen Sedimenten an. Die quantitative Modalanalyse (RDA, Gew.-%) aus diesem Bereich ergab:

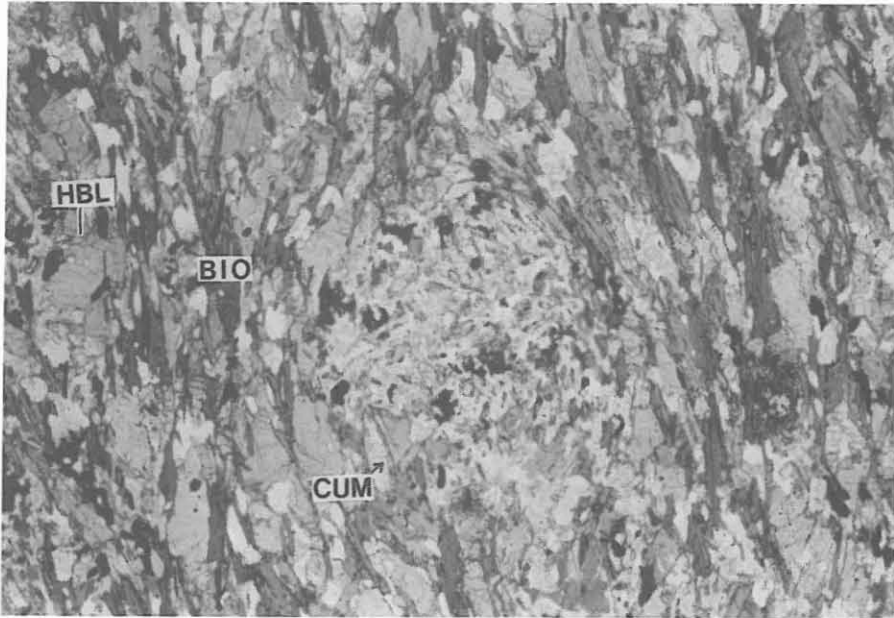


Abb B.2.20: Granat-Pseudomorphose (Bildmitte) aus Biotit, Hornblende, Hellglimmer, Opakmineralen und reliktischem Granat. Aus einem Granat-Biotit-Amphibol-Gneis mit grüner Hornblende und Cummingtonit. HBL = grüne Hornblende, CUM = Cummingtonit, BIO = Biotit.

(Schliff 411G2v, 1816.39 m, 18-fach, 1 Nicol)

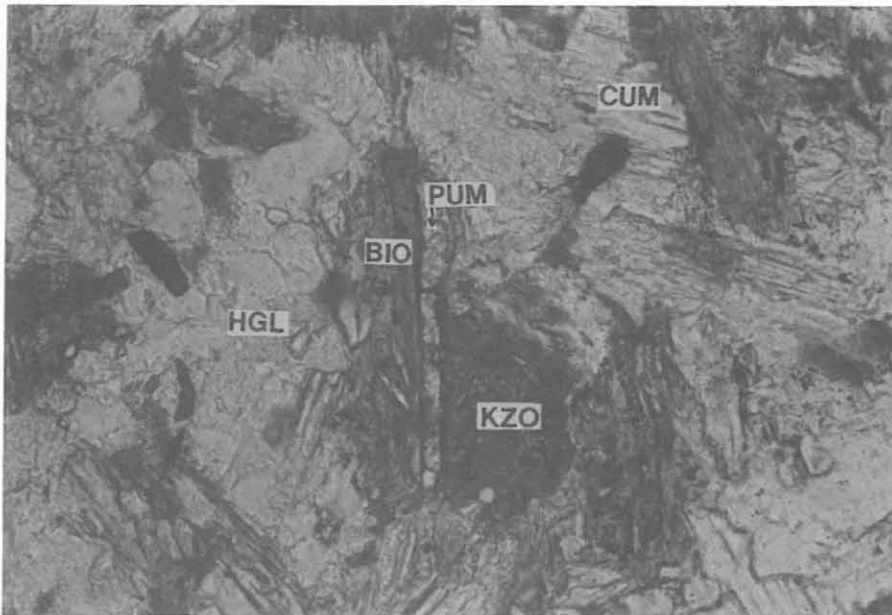


Abb. B.2.21: Niedriggradige Überprägung eines feinkörnigen Granat-Biotit-Amphibolits. Pumpellyit wächst am Rand des Biotits. PUM = Pumpellyit, QRZ = Quarz, HGL = Hellglimmer, BIO = Biotit, KZO = Klinozoisit-Aggregat, CUM = Cummingtonit.

(Schliff 412A1b, 1817.90 m, 175-fach, 1 Nicol)

Tab. B.2.5a: Modalanalysen von cummingtonitführenden Hornblende-Gneisen und Granat-Amphiboliten

	Amphibol- Gneis	Amphibol- Gneis	Granat- Amphibolit	Granat- Amphibolit
Kernstück	411G2v	412A1b	412A1d	412B1j
Teufe (m)	1816.39	1817.90	1818.20	1818.94
Quarz	20	36	8	12
Plagioklas	21	17	50	43
Amphibol	44	13	21	28
Granat	-	9	9	18
Biotit	11	21	-	-
Chlorit	-	4	6	-
Chalcopyrit	Spur	-	-	-

Tab. B.2.5.b: Chemische Analyse eines cummingtonitführenden Granat-Amphibolites; Kernstück 412A1d, 1818.2 m

	Gew.-%		ppm
SiO ₂	47.9	MnO n.b.	Zr 299
TiO ₂	1.77	Na ₂ O n.b.	Y 30
Al ₂ O ₃	15.0	P ₂ O ₅ n.b.	Sr 722
Fe ₂ O ₃	13.46		Rb 32
MgO	8.19		Ni 176
CaO	5.66		Zn 142
K ₂ O	1.01		

B.2.5 Metablastischer Granat-Hornblende-Biotit-Gneis

Ab 2469 m wird die monotone Paragneis-Abfolge (seit 1610 m) von einer ca. 120 m umfassenden Hornblendegneis-Amphibolit-Abfolge abgelöst. In diesem Bericht wird sie bis 2500 m beschrieben.

Die Abfolge beginnt mit einer Wechsellagerung von grün-braunen Hornblende-Gneisen mit Granat-Sillimanit-Biotit-Gneisen. Ab 2480 m führt der Hornblende-Gneis hornblendereiche Linsen, ab 2490 m Granat-Amphibolit-Einschlüsse. Mit dem lithologischen Wechsel tritt auch eine markante Änderung des Gefüges auf. Ab 2469 m werden die strafflagigen oder flaserig foliierten Gesteine von nur undeutlich foliierten, fast massigen Gesteinen abgelöst. Charakteristisch ist dabei das Auftreten von nahezu kugeligen, mittelkörnigen (1-5 mm) Plagioklas-Körnern. Dieser Gefüge-Typ kann als "körnelig" oder "metablastisch" bezeichnet werden (vgl. Kapitel B.3 "Strukturgeologie"). Neben kugeligen Plagioklasen treten in den körneligen Granat-Biotit-Hornblende-Gneisen auch ganz untergeordnet 2 mm große, idiomorphe Plagioklas-Leisten auf, die ehemals ohne Behinderung durch Nachbar-Körner in einer Schmelze gewachsen sind. Sie belegen ein magmatisches Edukt dieser Gneise. Ob es sich hierbei um plutonische, vulkanische oder tuffogene Eduk-

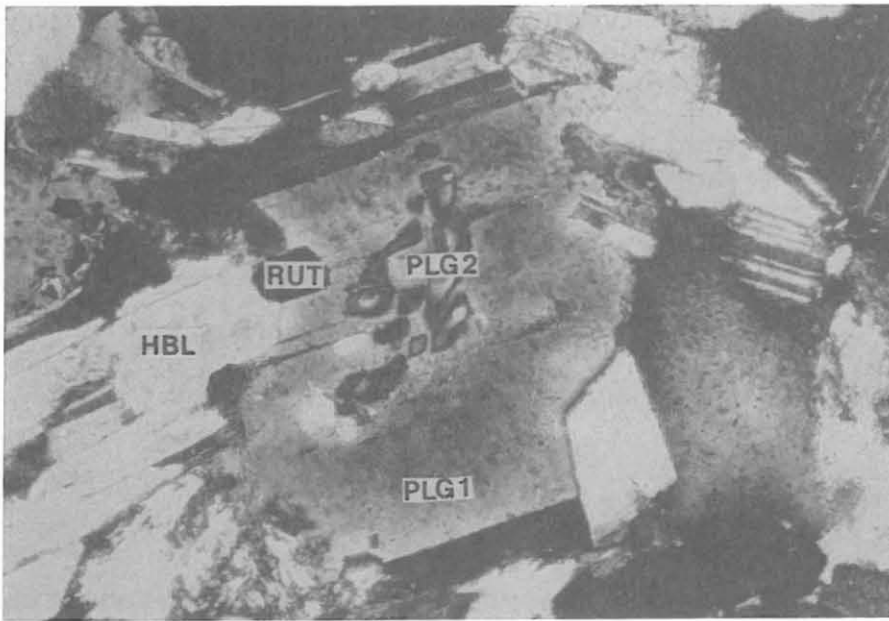


Abb. B.2.22: Zonierter Plagioklas (PLG1) mit zweiter, Anreicherter Plagioklas-Phase (PLG2) im Kern. HBL = Hornblende, RUT = Rutil. Aus einem Granat-Amphibolit. (Schliff 412B2j, 1818.94 m, 175-fach, 1 Nicol).

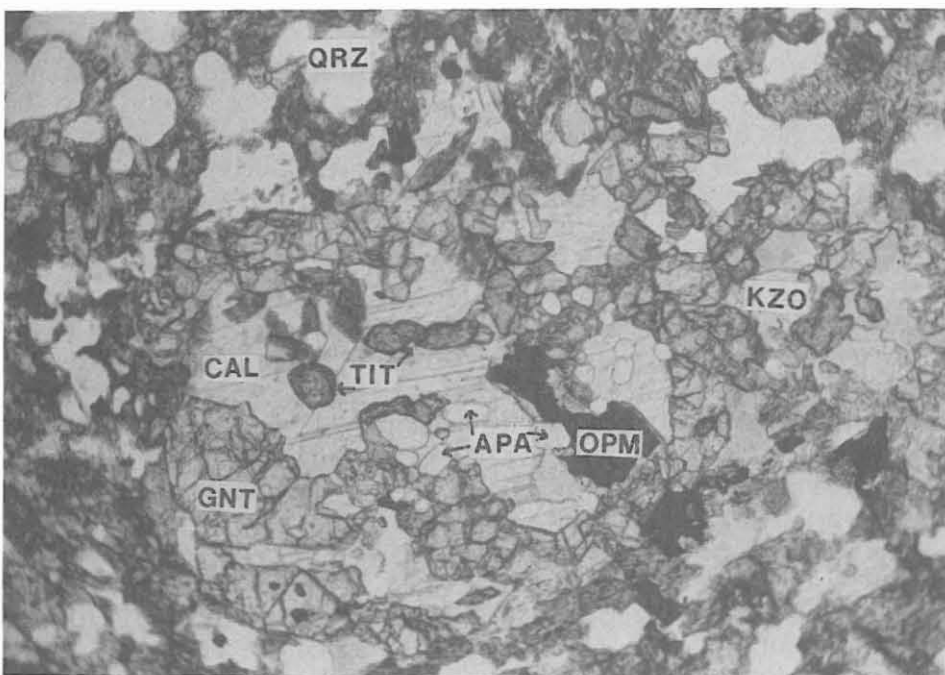


Abb. B.2.23: Calcit mit Apatit- und Titanit-Einschlüssen und einer Granat-Corona. Kalksilikatisches Band in einem Hornblende-Gneis. QRZ = Quarz, APA = Apatit, KZO = Klinozoisit, CHL = Chlorit, GNT = Granat, OPM = Opakmineral mit Klinozoisit-Saum, CAL = Calcit. (Schliff 601H8c, 2469.49 m, 50-fach, 1 Nicol)

te handelt, kann erst nach Bearbeitung des nächsten Profil-Abschnitts entschieden werden.

Die Granat-Hornblende-Biotit-Gneise bestehen aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit, Granat, Apatit und Opakmineralen (Tab. B.2.6). Durch teils biotit-, teils hornblendereichere Lagen erhält das Gestein eine gebänderte Textur.

Der meist alterierte Plagioklas führt oft rundliche Quarz-Einschlüsse. Calcit tritt als Einschluß in Hornblende auf und wird an anderer Stelle von einem Granatsaum umgeben (Abb. B.2.23). Das Auftreten von Hornblende-Plagioklas-Symplektiten (pseudomorph nach Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektiten) und reliktschem Klinopyroxen mit Hornblende-Saum (in Paragenese mit Granat, Abb. B.2.24) belegt ein früheres (vor-amphibolitfazielles), granulitfazielles Stadium dieser Gesteine (Paragenese: Klinopyroxen, Granat, Quarz), wie es schon aus den

Tab. B.2.6: (metablastischer) Granat-Hornblende-Biotit-Gneis, Mittelwerte und Standardabweichungen (in Klammern) von RFA- und RDA-Analysen, ¹) nur 1 Analyse

	Gew.-% (n=4)		ppm (n=4)		Gew.-% (n=4)
SiO ₂	59.9 (2.4)	Zr	231 (29)	Quarz	37 (14)
TiO ₂	1.02 (0.30)	Y	33 (7)	Plagioklas	37 (6)
Al ₂ O ₃	15.6 (0.7)	Sr	237 (66)	Amphibol	16 (11)
Fe ₂ O ₃	7.01 (1.54)	Rb	65 (6)	Biotit	4 (<1)
MnO ¹	0.12	Zn	90 (12)	Chlorit	10 (2)
MgO	3.30 (0.55)	Ni	46 (7)		
CaO	3.45 (1.47)				
Na ₂ O ¹	2.76				
K ₂ O	2.59 (0.50)				

Metagabbros des Teufen-Abschnitts 1160-1610 m bekannt ist (KEYSSNER et al. 1988: B44). Dort wurde noch die Möglichkeit diskutiert, ob die granulitfaziellen Granat-Coronen um Klinopyroxen das Produkt einer Regionalmetamorphose sind, oder eine spätmagmatische Subsolidus-Reaktion darstellen. Das reliktsche Auftreten der Paragenese Granat-Klinopyroxen-Quarz in Gneisen ohne Corona-Textur zeigt, daß die Granulitfazies regionalmetamorphen Charakter hatte.

Eine teilweise starke niedriggradige Überprägung bewirkte die Bildung von Serizit und Klinozoisit im Plagioklas und die Bildung von Chlorit und Prehnit aus Biotit. Granat wird von Chlorit verdrängt und Rutil von einem Titanit-Saum umgeben. Hornblende wird von Chlorit und Klinozoisit verdrängt. Zentral in Zeolith-Gängchen wurde teils Prehnit, teils Epidot gefunden. Calcit-Prehnit-Gängchen sind weit verbreitet.

B.2.6 Lamprophyre

Lamprophyrische Gänge durchschlagen die durchteuften Gneise in diesem Teufenabschnitt besonders häufig:

2043.7-2044.5 m (KM 467)	2210.2-2210.5 m (KM 517)
2046.3-2048.0 m (KM 467-468)	2230.4-2231.9 m (KM 526)
2048.6-2051.2 m (KM 468)	2242.7-2248.6 m (KM 532-533)
2083.2-2084.2 m (KM 476)	2256.7-2257.4 m (KM 536)
2096.9-2097.2 m (KM 479-480)	2259.6-2260.3 m (KM 536)
	2303.0-2303.2 m (KM 550)

Die ursprünglich dunkelbraunen, feinkörnig massigen Gesteine sind häufig intensiv vergrünt, pyrit-imprägniert und von Calcitadern und calcitbelegten Verschiebungsflächen durchzogen. Die 0.2 bis fast 6 m mächtigen, gegenüber dem Lagenbau im Gneis durchweg diskordanten Gänge weisen flache (0-30°) oder auch mittelsteile (KM 468 und 526: 50-60°), primär magmatische Kontakte zum Nebengestein auf, die allerdings z.T. durch Verschiebungsflächen überprägt wurden. Vereinzelt sind mm-breite Bleichungszonen am Salband zu beobachten. Die Vergrünung, verbunden mit der Bildung von Pyrit in der Matrix, ist im Salbandbereich meist intensiver als in der Gangmitte. Häufig treten in den Gängen kleine Schollen von Nebengestein auf (KM 467, 476, 526, 532-533, 536). In dem Gang in KM 532-533 sind sowohl Gneisxenolithe als auch der Lamprophyr selbst entlang von Scherbahnen gegeneinander versetzt, wobei Graphit ausschließlich an den Kontakten Gneis/Lamprophyr, nicht jedoch an den Kontakten Lamprophyr/Lamprophyr auftritt. Die Intrusion der Lamprophyre ist also vermutlich jünger als die Bildung graphitbelegter, kataklastischer Scherbahnen. Diese graphitbelegten Scherbahnen wurden nach oder während der Lamprophyr-Intrusion erneut aktiviert. Makroskopisch läßt sich nur in Einzelfällen das porphyrische Gefüge mit Biotit oder Hornblende als vorherrschenden Mafitmineralen erkennen.

Mikroskopisch wird das Bild geprägt von einem sperrigen Grundmassengefüge aus bis 0.1 mm großen idiomorphen Biotitblättchen, ebensolchen Hornblendesäulen und Plagioklasleistchen. Biotite und Hornblenden zeigen gleiche rotbraune Farbtöne und sind häufig kaum zu unterscheiden. Bei vollständiger Alteration sind die ehemaligen Biotite nur noch an im Querschnitt leistenförmigen Leukoxenaggregaten zu erkennen. Die relativen Mengenverhältnisse von Biotit und Hornblende sind wechselnd, vereinzelt fehlt Hornblende ganz. In allen Gängen treten bis 2 mm große Pseudomorphosen nach idiomorphen Olivin-Einsprenglingen auf, die an ihren charakteristischen rautenförmigen oder sechseckigen Querschnitten erkennbar sind (Abb. B.2.25). Wie für Kalkalkali-Lamprophyre (sensu ROCK 1984, bzw. "Lamprophyre im engeren Sinne" nach WIMMENAUER 1973) typisch, ist Olivin nirgends reliktmäßig erhalten, sondern stets völlig durch Calcit, Quarz, Chlorit und andere feinschuppige Schichtsilikate ersetzt. Charakteristisch sind Einschlußhaufen von bis zu 5 µm großen, idiomorphen, dunkel-

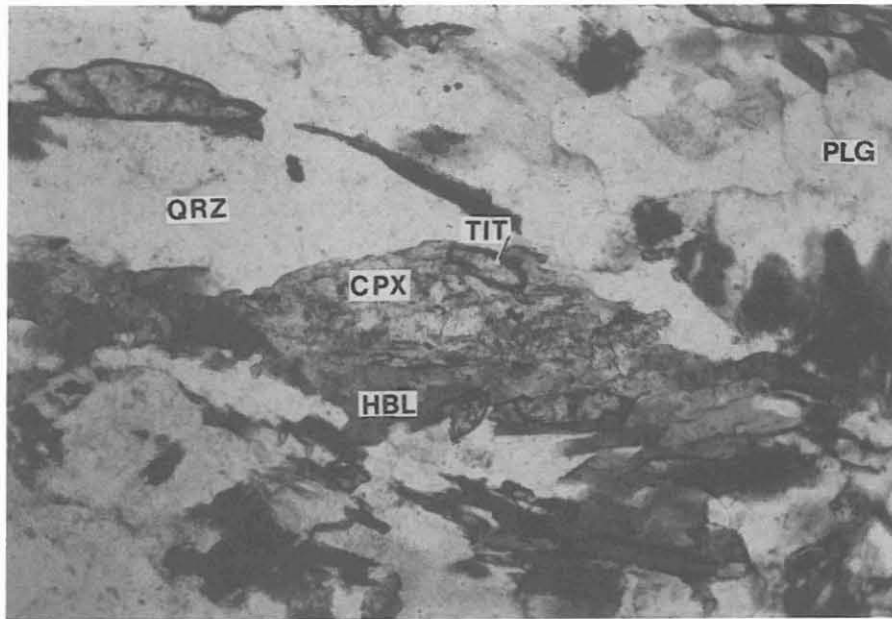


Abb. B.2.24: Klinopyroxen in einem GNT-BIO-HBL-Gneis. CPX + GNT belegen ein früheres Granulit-Fazies-Stadium. Mit seiner amphibolitfazielle Überprägung wird CPX von Hornblende verdrängt. CPX = Klinopyroxen, HBL = Hornblende, BIO = Biotit, TIT = Titanit, QRZ = Quarz, PLG = Plagioklas. (Schliff 610C1cK p.L., 2495.71 m, 70-fach, 1 Nicol).

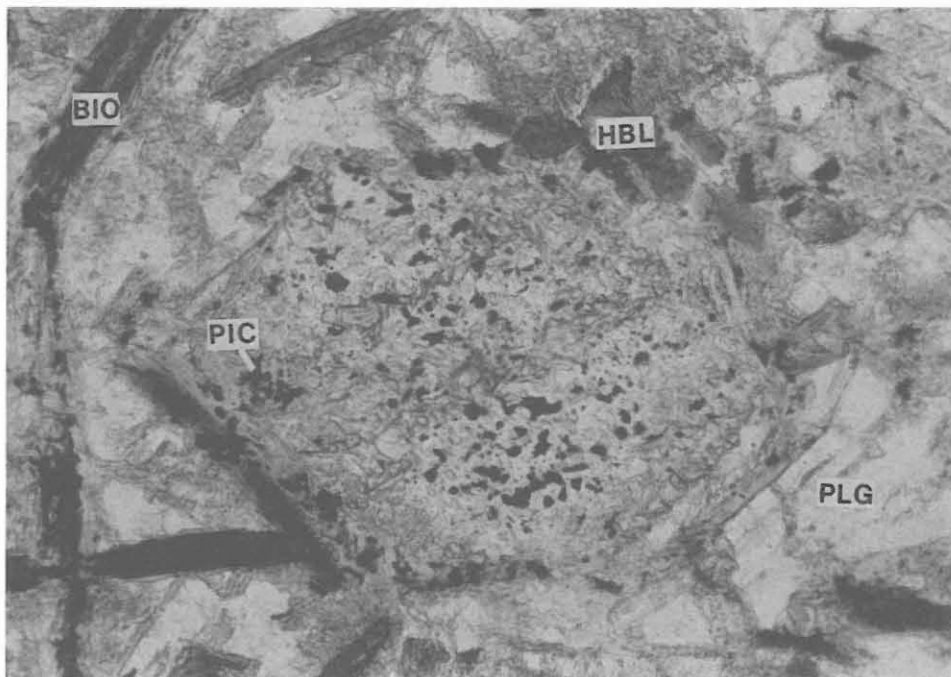


Abb. B.2.25: Olivin-Pseudomorphose aus Calcit, einem feinschuppigen Schichtsilikat und Opakmineral-Einschlüssen (u.a. Picotit) aus einem Lamprophyr. BIO = Biotit, HBL = Hornblende, PLG = Plagioklas, PIC = Picotit. (Schliff 526F2m, 2230.86, 100-fach, 1 Nicol).

rotbraun durchscheinenden Spinellen, vermutlich Picotiten. Pyrit-Würfelchen bis 25 µm Größe sind in den Pseudomorphosen gegenüber der Grundmasse angereichert. Die Olivin-Pseudomorphosen sind am Salband häufiger und z.T. fluidal eingeregelt, während Biotite und Plagioklase ihr sperriges Gefüge beibehalten, also erst nach der Intrusion auskristallisiert sind. In der grobkörniger ausgebildeten Gangmitte kann auch Plagioklas als Einsprenglingsphase (bis 2 mm, Abb. B.2.26) auftreten, ist aber in der Regel vollständig serizitisiert. Nur in Dünnschliff 467C21 wurde untergeordnet xenomorpher Kalifeldspat beobachtet, während mit RDA mehrfach deutliche Kalifeldspat-Gehalte bis 15 Gew.-% nachgewiesen wurden (vermutlich als feinstkristalline Grundmassenphase). Calcit und Quarz in Zwickeln und blasenraumähnlichen Linsen können z.T. primär sein. Als Alterationsminerale treten neben dem schon erwähnten Leukoxen nach Biotit auch xenomorphe Titanitaggregate, feinschuppiger Matrix-Chlorit (mit graubraunen Interferenzfarben) und Zeolith auf Klüften auf.

Bei diesen Lamprophyren handelt es sich nach Mineralbestand und Chemismus (vgl. Tab. B.2.7 und Anhang zu Kap. C. "Geochemie") um Mischglieder zwischen Kersantiten und Spessartiten (Vormacht von Plagioklas über Kalifeldspat, Kersantit = biotitreich, Spessartit = hornblendereich), also um Kalkalkali-Lamprophyre, wie sie für die Ganggefölgenschaft intrusiver Granite charakteristisch sind.

Tab. B.2.7: Lamprophyre; Mittelwerte und Standardabweichungen (in Klammern) von RFA- und RDA-Analysen, ¹) nur 14 Analysen

	Gew.-% (n=17)		ppm (n=17)		Gew.-% (n=20)	
SiO ₂	54.0	(2.3)	Zr	216 (17)	Quarz	25 (8)
TiO ₂	1.11	(0.24)	Y	21 (2)	Plagioklas	28 (12)
Al ₂ O ₃	15.4	(0.91)	Sr	324 (114)	K-Feldspat	3 (7)
Fe ₂ O ₃	8.44	(1.02)	Rb	73 (24)	Amphibol	5 (13)
MnO ¹	0.13	(0.02)	Zn	75 (21)	Biotit	4 (6)
MgO	10.88	(2.50)	Ni	218 (42)	Chlorit	25 (14)
CaO	5.73	(1.82)				
Na ₂ O ¹	1.88	(0.38)				
K ₂ O	2.02	(0.75)				

B.2.7 Aplitgranit-Gänge

Im Bereich 2315 - 2350 m treten einige dm-mächtige Aplitgranit-Gänge auf. Sie sind mittelkörnig, führen Biotit und Muskovit und sind überwiegend vergrünt. Die chemische und Modal-Analyse (RDA) sind in Tab. B.2.8 aufgeführt.

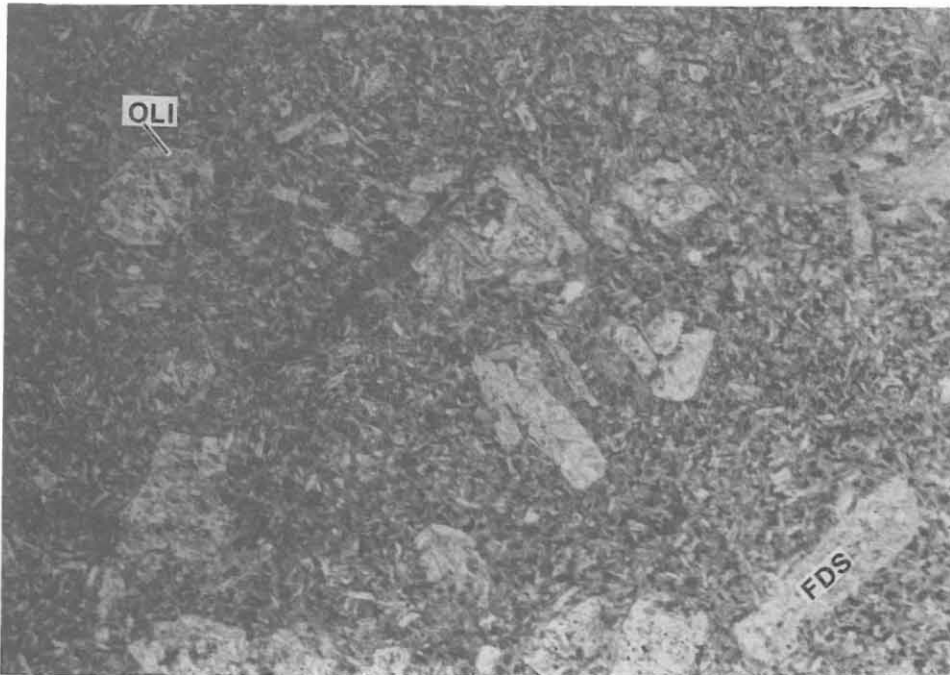


Abb. B.2.26: Porphyrischer Lamprophyr mit feinkörniger Grundmasse und Einsprenglings-Pseudomorphosen nach Feldspat-Leisten (FDS, jetzt Hellglimmer) und Olivin (OLI, jetzt bestehend aus Biotit, Chlorit, Quarz und Opakmineralen). Die Feldspat-Leisten der Grundmasse sind frisch.
(Schliff 476HlyI, 2083.94 m, 20-fach, 1 Nicol).



Abb. B.2.27: Oszillierend zonierter, idiomorpher, magmatischer Plagioklas (im Zentrum serizitisiert) aus einem Aplitgranit-Gang.
(Schliff 568B1c, 2348.92 m, 18-fach, 1 Nicol)

Tab. B.2.8: Chemische und Modalanalyse (RDA) von Kernstück 556C1d bei 2315.36 m (n = 1)

Gew.-%		ppm	Gew.-%		
SiO ₂	75	Ni	7	Quarz	41
TiO ₂	0.16	Zn	30	Plagioklas	39
Al ₂ O ₃	14	Rb	60	Kalifeldspat	14
Fe ₂ O ₃ tot	1.22	Sr	155	Hellglimmer	6
MnO	0.03	Y	7		
MgO	0.44	Zr	89		
CaO	1.0				
Na ₂ O	3.96				
K ₂ O	3.13				
P ₂ O ₅	0.05				

Die Gänge verlaufen teils subparallel, teils diskordant zur Foliation der Gneise. Im Aplitgranit von 2315.0 - 2315.5 m tritt eine pyritvererzte Kluft auf. Diese Kluftmineralisation ist also jünger als der Aplitgranit. Der Aplitgranit bei 2349 m wird von 5 mm mächtigen Quarzgängen durchschlagen, die ihrerseits wieder von jüngeren Verschiebungsflächen versetzt werden. Hier finden sich auch oszillierend zonierte, idiomorphe Plagioklase (Abb. B.2.27), die die magmatische Genese dieser Gesteine belegen.

Die Ganggesteine als wichtige Zeitmarken

Die Aplit- und Lamprophyr-Gänge stellen wichtige Zeitmarken dar. Durch sie können tektonische und metamorphe Ereignisse, je nachdem, ob die Gänge von diesen Ereignissen betroffen wurden oder nicht, datiert werden. Sowohl Aplit- als auch Lamprophyr-Gänge werden in Zusammenhang mit den Granit-Intrusionen gesehen, deren Alter bekannt ist. Die Gänge dürften folglich im Oberkarbon auf Klüften und kataklastischen Zonen als Schmelze in die Gneise eingedrungen sein.

B.2.8 Kluftmineralisationen

Neben den mit Chlorit oder Graphit belegten Verschiebungsflächen wurden im Teufenbereich 1709-2500 m Calcit, Laumontit und Prehnit als Kluftmineralisationen gefunden. Dabei ist der Calcit vorwiegend an Lamprophyr, der Laumontit vorwiegend an Paragneis und der Prehnit vorwiegend an Amphibolit als Nebengestein gebunden. Die Fluideinschluß-Bahnen dieser Kluftmineralisationen sind in Abb. B.2.28 sehr gut zu erkennen.

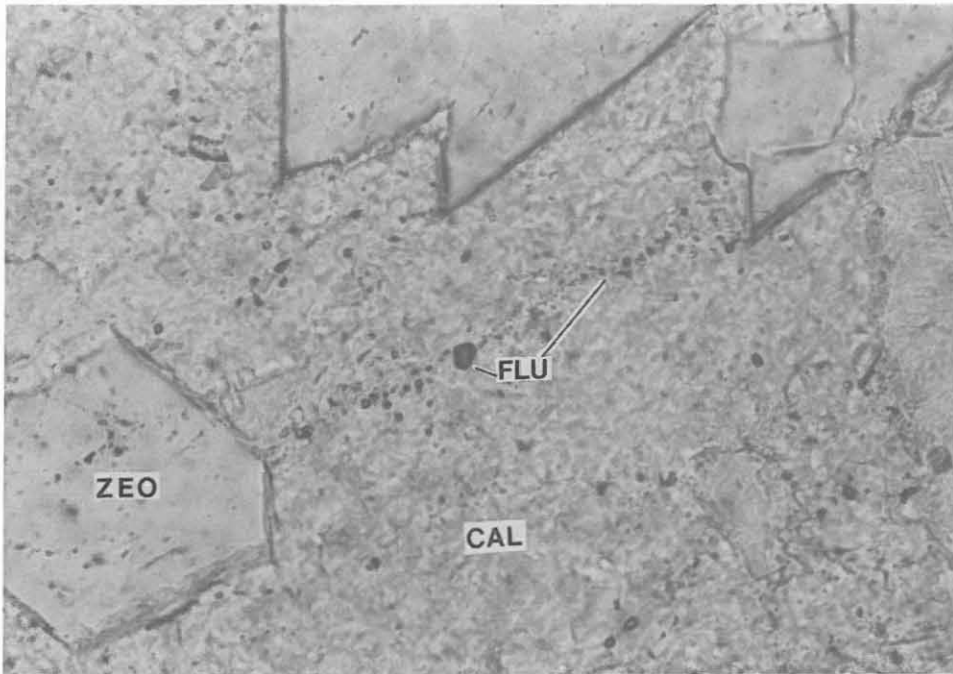


Abb. B.2.28: Gas- und Flüssigkeits-Einschlüsse in einem Calcit aus einem kataklastischen Quarz-Plagioklas-Mobilisat. CAL = Calcit, ZEO = Zeolith, FLU = Fluid-Einschlüsse. (Schliff 426C1m, 1890.15 m, 300-fach, 1 Nicol).

B.3 Erzmineralisation

Für die erzpetrographischen Untersuchungen dieses Bohrabschnittes erfolgte die Auswahl der zu untersuchenden Anschliffe nach makroskopisch erkannten Anreicherungen von Erzmineralen im Bohrkern sowie aus Teufenbereichen, die eine repräsentative Charakterisierung der lithologischen Einheiten bezüglich ihrer Opakmineralparagenesen erlauben soll. Weitere Auswahlkriterien lieferten z.T. Ergebnisse anderer Arbeitsgruppen:

- Geophysik im Feldlabor: Suszeptibilitäten und natürliche magnetische Remanenz (NRM - siehe Kap. D);
- Geochemie im Feldlabor: Indikationen auf Pyritführung, Schwefelgehalte (siehe Kap. C);
- Bohrlochmessungen: Schwefelwerte des Geochemical Logging Tool (GLT).

Aus dem kernlosen Bohrlochabschnitt von 1709 bis 1802 m liegen Anschliffe von Cuttings vor. Die Erzmineralführung dieser Paragneise (siehe B.3.1) differiert nicht von der in den gekernten Strecken. Proben aus Bereichen mit Schwefel-Peaks in der Auswertung des Geochemical Logging Tools (z.B. bei 1712, 1733, 1754 m) weisen in den aus diesen Zonen angefertigten Anschliffen keine erhöhte Sulfidführung auf. Die höheren Schwefelgehalte mögen auf eng begrenzten, linsen- oder gangförmigen Pyrit- oder Pyrrhotin-Mineralisationen beruhen.

B.3.1 Paragneise

Generell sind die durchteuften Paragneise nur schwach mineralisiert. Pyrit und Pyrrhotin treten makroskopisch in wechselnden Gehalten als Einzelkörner regellos oder parallel zum metamorphen Lagenbau orientiert oder in kleinen, meist nestförmigen Ansammlungen in der Gesteinsmatrix und ferner als Kluftbeläge auf. Pyrit ist auf Scherbahnen oder in kataklatisch überprägten Abschnitten häufig zusammen mit Graphit zu finden. Eine erhöhte Pyritführung in der Grundmasse der Gesteine ist meist mit einer Vergrünung in der Umgebung von Scherzonen verbunden. Lokal finden sich an Quarz-Feldspat-Mobilisate gebundene Sulfidmineralisationen (Sphalerit: 545G3T, 2285 m, 572F1p, 2370 m; Pyrit/ Chalkopyrit: 476D1j, 2082.19 m).

Eine Differenzierung der Erzmineralisation entsprechend den in Abschnitt B.2.2 unterschiedenen Paragneis-Einheiten deutet sich nicht an. Folgende Opakphasen wurden in Anschliffen (in der Reihenfolge ihrer relativen Häufigkeit) identifiziert:

Sulfide: Pyrrhotin (Magnetkies)	Oxide: Ilmenit
Pyrit	Rutil
Chalkopyrit (Kupferkies)	Anatas
Sphalerit (Zinkblende)	Leukoxen
Pentlandit	
Galenit (Bleiglanz)	Graphit
Markasit	
Arsenopyrit (Arsenkies)	

Pyrrhotin ist über den gesamten Berichtsabschnitt vertreten. Makroskopisch tritt er in kleinen Linsen bis 5 mm Durchmesser regellos in der Gesteinsgrundmasse auf. Pyrrhotin ist der Verursacher der magnetischen Anomalie in den Paragneisen unterhalb 2220 m (siehe Kap. D). Allerdings wird eine vermehrte Pyrrhotinführung (durch erhöhte Remanenz- und Suszeptibilitätswerte in dem Gneisabschnitt unterhalb 2220 m angedeutet) in der makroskopischen und mikroskopischen Auswertung nicht besonders deutlich. In Anschliffen aus diesem Bereich ist der Pyrrhotingehalt fast stets mit dem in Proben oberhalb 2220 m vergleichbar. Eventuell reicht schon eine geringe Erhöhung in der Menge der linsenartigen Pyrrhotin-Mineralisation, um ein derartiges Anomalienmuster zu verursachen.

Pyrrhotin bildet fast stets Einzelkörner (lokal lagenförmig angereichert) mit unregelmäßigen, buchtigen Kornformen und blockartigen Anisotropieerscheinungen. Flammenartige Entmischungen von Pentlandit sind häufig (Abb. B.3.1, B.3.2). Verwachsungen mit Pyrit, Sphalerit, Chalkopyrit (Abb. B.3.3, B.3.4, B.3.12) und Ilmenit und z.T. zweiphasige Einschlüsse von Pyrrhotin (zusammen mit Chalkopyrit; Abb. B.3.7) wurden in Pyrit identifiziert. Besonders in kataklastisch überprägten Bereichen kann Markasit als Verdränger von Pyrrhotin auftreten. Eine deformationsbedingte Lamellierung von Pyrrhotin entlang einer Scherzone zeigen die Abb. B.3.8/9. Hier umgibt auch jüngerer Pyrrhotin saumartig Sphalerit. Aus der Umwandlung von Ilmenit zu Anatas und Leukoxen entstehender Pyrrhotin zeigt die Abb. B.3.11. In einem mobilisatreichen, zerscherten Gneis (1843.85 m) findet sich Pyrrhotin als Einschluß in Sphalerit.

Pyrit bildet fast stets idiomorphe bis hypidiomorphe Kornformen aus. Gesteinseinschlüsse, stellenweise parallel der Korngrenzen orientiert, finden sich lokal. Anlagerungen und seltener Kornverwachsungen mit Pyrrhotin und Chalkopyrit sowie dreiphasige Einschlüsse aus Chalkopyrit, Pyrrhotin und Sphalerit wurden identifiziert (Abb. B.3.7). Graphit kann an- und eingelagert werden (Abb. B.3.8). In Kataklasten-Zonen tritt stark zerbrochener, aber oft noch idiomorph ausgebildeter Pyrit in stark differenzierten Korngrößen auf (z.B. Abb. B.3.9). In solchen kataklastisch überprägten Abschnitten weist Pyrit vermehrt Einschlüsse anderer Sulfide auf (z.B. 491C1s, 2149.57 m).

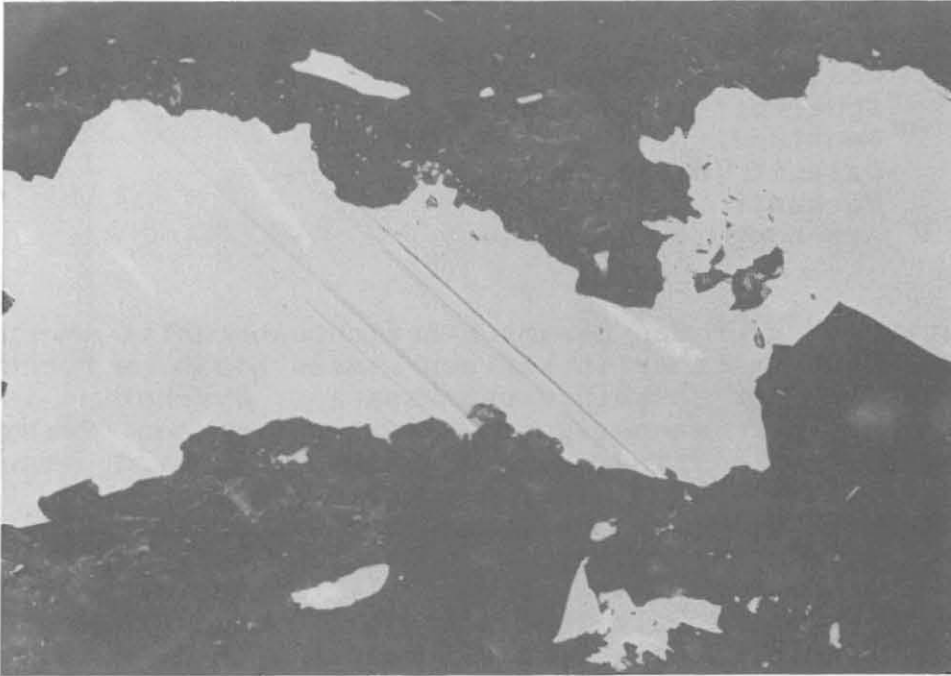


Abb. B.3.1: Pyrrhotin (hellgrau) mit flammenförmigen Pentlandit-Entmischungen (weiß) in einem grobflaserigen, mobilisationsreichen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis.
(Anschliff 428C1j, 1899.90 m, 290fach, 1 Nicol, Öl).

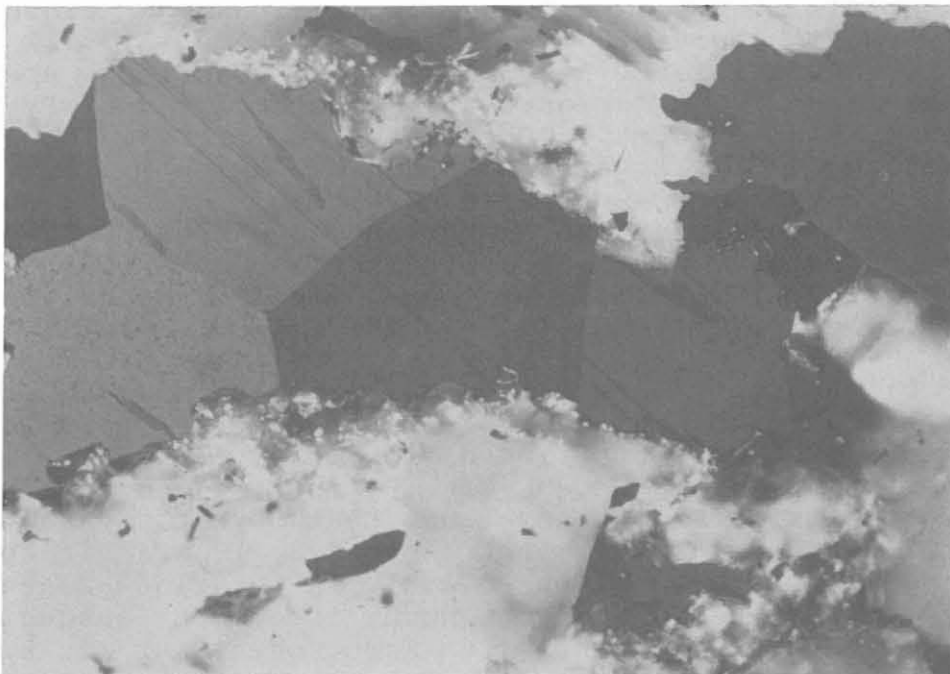


Abb. B.3.2: Pyrrhotin wie Abb. B.3.1.
(Anschliff 428C1j, 1899.90 m, 290fach, 2 Nicol, Öl).

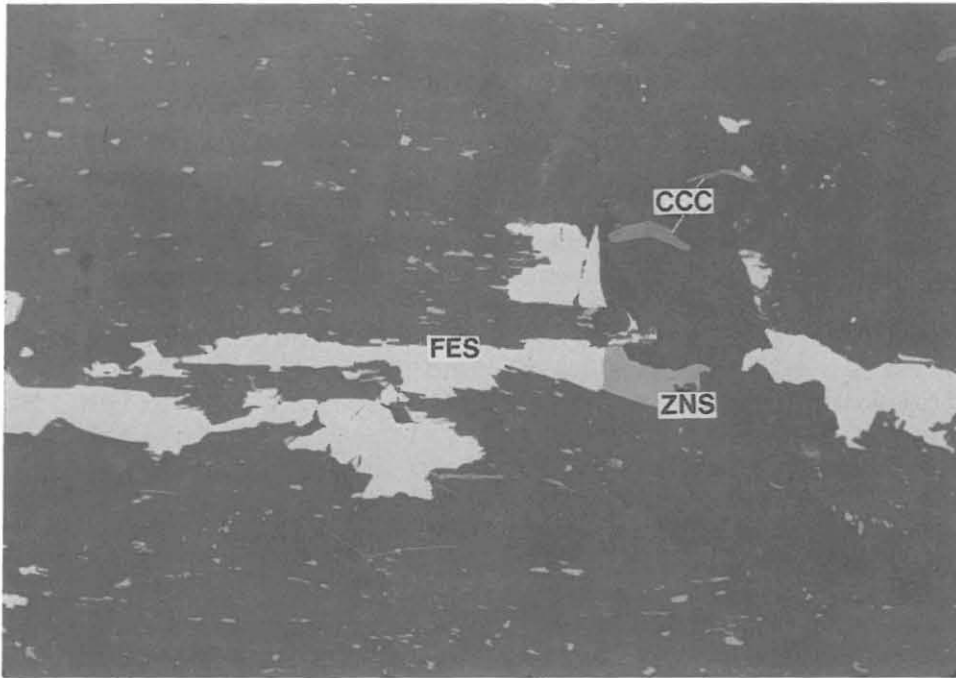


Abb. B.3.3: Lagenförmiger Pyrrhotin mit Sphaleritanlagerung in sehr feinkörnigem, mylonitisch-strafflagigen, granatführenden Muskovit-Sillimanit-Biotit-Gneis;
FES = Pyrrhotin, ZNS = Sphalerit, CCC = Graphit
(Anschliff 559E1z, 2324.83 m, 140fach, 1 Nicol, Luft).

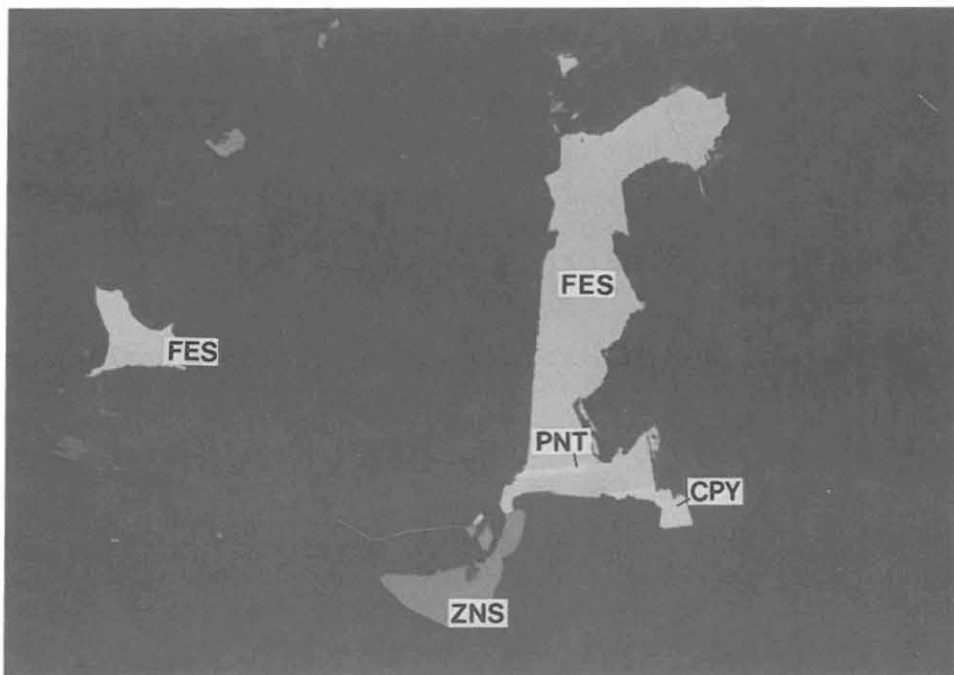


Abb. B.3.4: Pyrrhotin mit flammenförmiger Pentlandit-Entmischung und Sphalerit- und Chalkopyrit-Anlagerungen in sehr feinkörnigem, mylonitisch-strafflagigen, granatführenden Muskovit-Sillimanit-Biotit-Gneis.
(Anschliff 551B11, 2305.30 m, 220fach, 1 Nicol, Luft)

Die enge Verknüpfung von Pyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit stellt die Voraussetzung für eine Abschätzung der Bildungstemperaturen von Chalkopyrit im Cu-Fe-S-System dar (nach SUGAKI et al. 1975, KOJIMA & SUGAKI 1985, YUND und KULLERUD 1966, HUTCHISON und SCOTT 1981; in FRIEDRICH et al. 1988). Aus einer nicht-stöchiometrischen Cu-Fe-S-Mischphase (+Pyrit) entmischt bei Temperaturen zwischen 350 und 300 °C und 1 kb Druck Chalkopyrit und Pyrrhotin. Höhere Umgebungsdrucke verschieben die Entmischungstemperatur auf 350 bis 400 °C.

Chalkopyrit findet sich in allen Teufenabschnitten der Paragneise. Meist bildet er kleine und kleinste (< 0.01 mm) unregelmäßige Kornformen in der Grundmasse und in hellen Mobilisatlinsen aus. Anlagerungen an Pyrit, Pyrrhotin (Abb. B.3.4) oder Sphalerit (449B2d, 1983.39 m) und Einschlüsse in Pyrit (Abb. B.3.7) und Pyrrhotin wurden bestimmt. Besonders in kataklastischen Bereichen kann Chalkopyrit als Verdränger von Pyrrhotin auftreten.

Sphalerit ist in zahlreichen Anschliffen und Dünnschliffen aus den Paragneisen vertreten. Aus der Dünnschliffbetrachtung deutet sich ein Zusammenhang zwischen stärkerer Alteration und höherer Sphaleritführung an. Das Mineral bildet kleine (0.01 - 0.1 mm) Einzelkörner in der Gesteinsgrundmasse und zeigt gelb- bis rotbraune Innenreflexe bei gekreuzten Nicols. Sphalerit begleitet häufig Chalkopyrit und bildet mit ihm zusammen Anlagerungen oder Aufwachsungen auf älterem Pyrrhotin (Abb. B.3.3 und B.3.4). In Biotiten kann Sphalerit (oft mit Chalkopyrit) Leisten parallel der Spaltflächen ausbilden. Kombinierte Einschlüsse mit Chalkopyrit und Pyrrhotin finden sich in Pyrit (Abb. B.3.7). Bei 2285 m wird der mobilisatreiche (und pyritreiche) Sillimanit-Biotit-Gneis von zahlreichen, geringmächtigen Quarzgängchen durchschlagen, in denen neben Chalkopyrit bis 0.5 cm große Sphalerit-Aggregate eingebettet sind.

Pentlandit wurde stets als flammenförmige Entmischung in Pyrrhotin der Paragneise gefunden (Abb. B.3.1). Lediglich in Anschliffen aus den feinkörnigen, strafflagigen Gneisen zwischen 2000 und 2200 m fehlt er bisher.

Galenit (Bleiglanz) wurde in dem Anschliff 599F1n bei 2457.81 m in einem vergrünem, flaserigen, grobkörnigen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit nur geringer Opakmineralführung als kleines, xenomorphes Einzelkorn in der Grundmasse identifiziert.

Markasit findet sich überwiegend in kataklastisch überprägten Bereichen. Er verdrängt von Kornrändern ausgehend Pyrrhotin und bildet fast immer kleine, flammenförmige Formen mit charakteristischen Anisotropiefarben aus.

Arsenopyrit (Arsenkies) wurde in einem feinkörnigen, flaserigen Sillimanit-Biotit-Gneis bei 2258.57 m vermutet und mit Hilfe von Mikrosondenanalysen (Institut für Mineralogie und

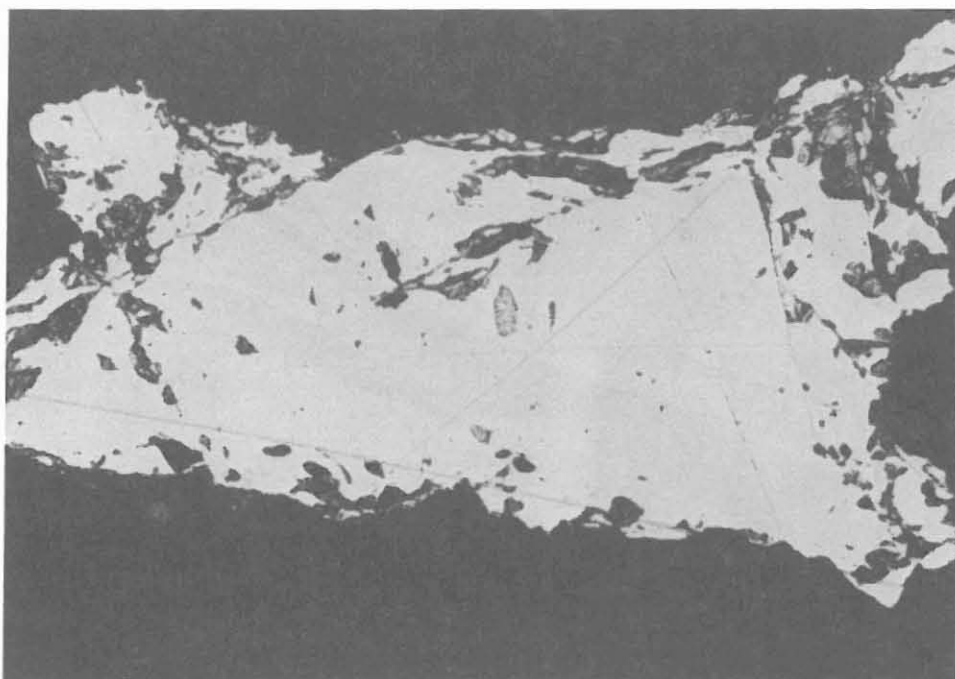


Abb. B.3.5: Pyrrhotin in kataklastischer Scherbahn in mittelkörnigem, flaserigem Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis. (Anschliff 588C5T, 2424.43 m, 200fach, 1 Nicol, Öl).



Abb. B.3.6: Pyrrhotin (wie B.3.5) mit deformationsbedingter Lamellierung. (Anschliff 588C5T, 2424.43 m, 200fach, 2 Nicol, Öl).

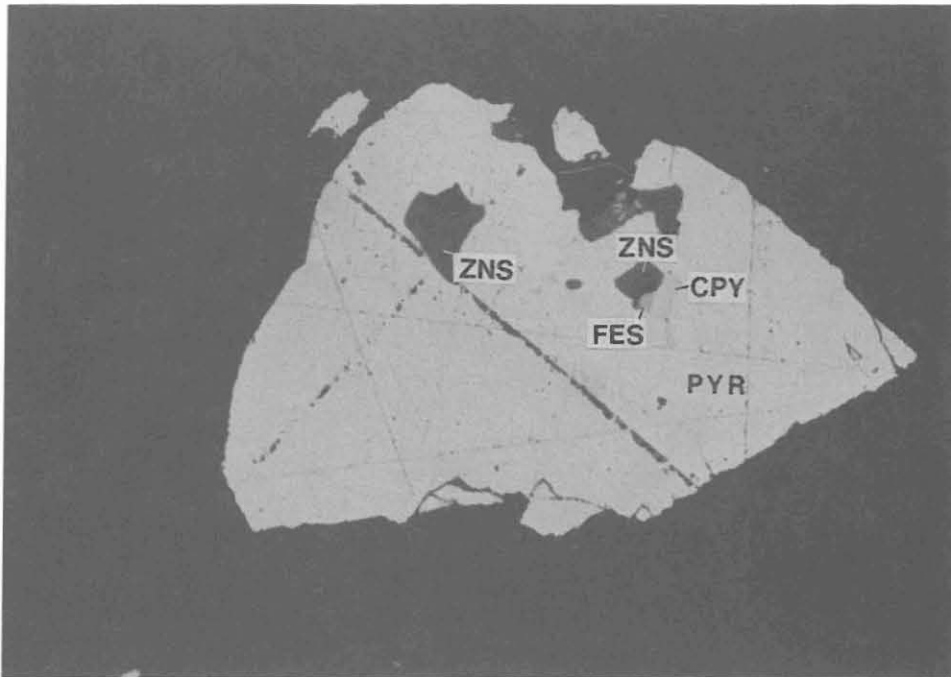


Abb. B.3.7: Pyrit mit Sphalerit-, Pyrrhotin- und Chalkopyrit-Einschlüssen in einer kataklastischen Scherbahn in feinkörnigem Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis; ZNS = Sphalerit, FES = Pyrrhotin, CPY = Chalkopyrit, PYR = Pyrit. (Anschliff 491C1s, 2149.57 m, 400fach, 1 Nicol, Öl).

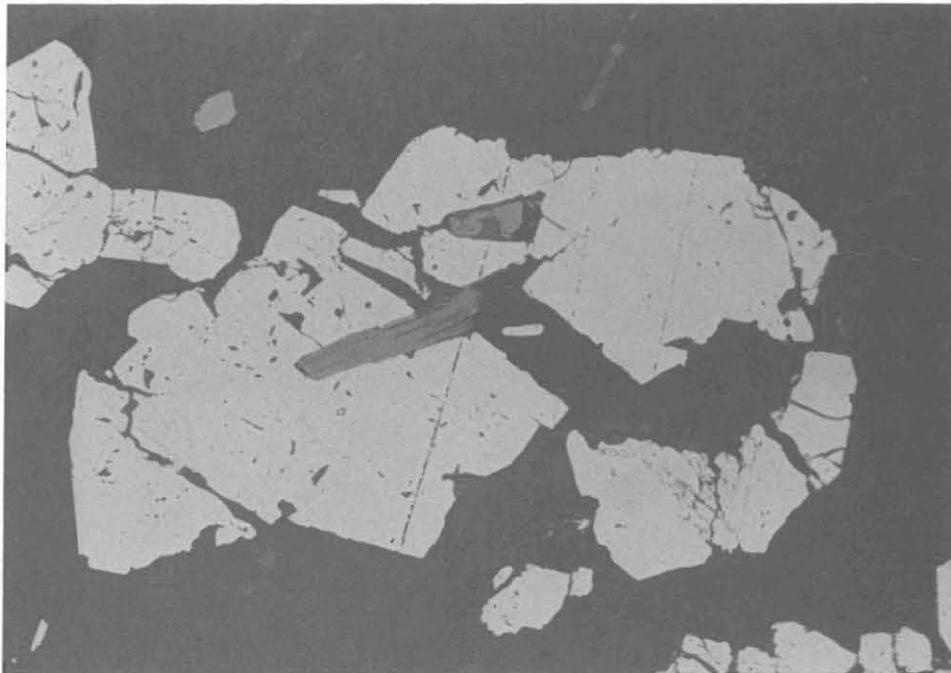


Abb. B.3.8: Graphit-Einlagerungen in Pyrit in einem kataklastischen, feinkörnigen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis. (Anschliff 503A2e, 2173.75 m, 180fach, 1 Nicol, Luft).

Lagerstättenlehre, RWTH Aachen, A. KONTNY) identifiziert. Zwei xenomorphe, bis 0.2 mm große Körner weisen Pyrrhotin-Einschlüsse und -Anlagerungen (Abb. B.3.10) auf.

Der als refraktär geltende Arsenopyrit wird trotz Einschränkungen als recht verlässliches Geothermometer für Gesteine mit niedrigen bis mittleren Metamorphosegraden angesehen (KRETSCHMAR & SCOTT 1976, SUNDBLAD et al. 1984, SHARP et al. 1985). Für Temperaturabschätzungen spielen die Zusammensetzung und die mit Arsenopyrit coexistierende Paragenese von Mineralen des Fe-As-S-Systems eine wesentliche Rolle.

Die mittlere chemische Zusammensetzung für den Arsenopyrit bei 2258.57 m lautet (in Atom-%, 6 Analysen):

Fe	As	S	Ni	Co
32.65	34.58	31.85	0.29	0.65

Aus der identifizierten koexistenten Paragenese Arsenopyrit + Pyrrhotin wäre eine Bildungstemperatur von ca. 550 °C abzulesen. Allerdings ist es notwendig, in diesem Bereich die Mineralführung (im Fe-As-S-System) sowie den Arsenopyrit-Chemismus in weiteren Proben zu überprüfen und mit anderen Geothermometern zu vergleichen (FRIEDRICH et al. 1988, 1989).

Ilmenit besitzt in den Paragneisen die gleichen Erscheinungsformen, die im KTB-Report 88-9 beschrieben wurden. Das Mineral ist häufig in kleinen Leisten in Spaltflächen von Glimmern gewachsen und zeigt (in kataklastisch überprägten Bereichen häufiger) Umwandlungen zu Anatas und Leukoxen. In den Gesteinen unterhalb 2200 m bildet Ilmenit vermehrt tafelige bis rundliche, auch leistenförmige Kornformen in der Gesteinsmatrix aus. Bei 2220.74 m (523A1c) findet sich in einem Quarz-Feldspat-Mobilisat in sulfidführendem Granat-Biotit-Gneis eine 0.3 mm dicke Ilmenitnadel (siehe Abb. B.3.11) mit Umwandlungen zu Anatas und Titanit. Verwachsungen und Einlagerungen von Sulfiden (meist Pyrrhotin) werden beobachtet.

Rutil tritt in der Gesteinsgrundmasse in ovalen bis isometrischen Körnern (Durchmesser < 0.1 mm) auf, charakteristische Merkmale sind Verzwilligungen und dunkel- bis rotbraune Innenreflexe.

Graphit ist ein wesentlicher Bestandteil der opaken Phasen. Das Mineral tritt in mehr oder weniger stark gebogenen, auch aufgefiederten Tafeln und Leisten und in gerundeten bis aufgerollten Formen in der Gesteinsgrundmasse auf (Abb. B.3.8, B.3.12, B.3.13). Leistenförmiger Graphit findet sich in Glimmern, kleine Flitter in Quarz; in kataklastisch überprägten Abschnitten bildet Graphit langgestreckte, dem metamorphen Lagenbau folgende Säume um gesteinsbildende Minerale. Graphit ist häufig an Pyrrhotin und Pyrit an- bzw. eingelagert.

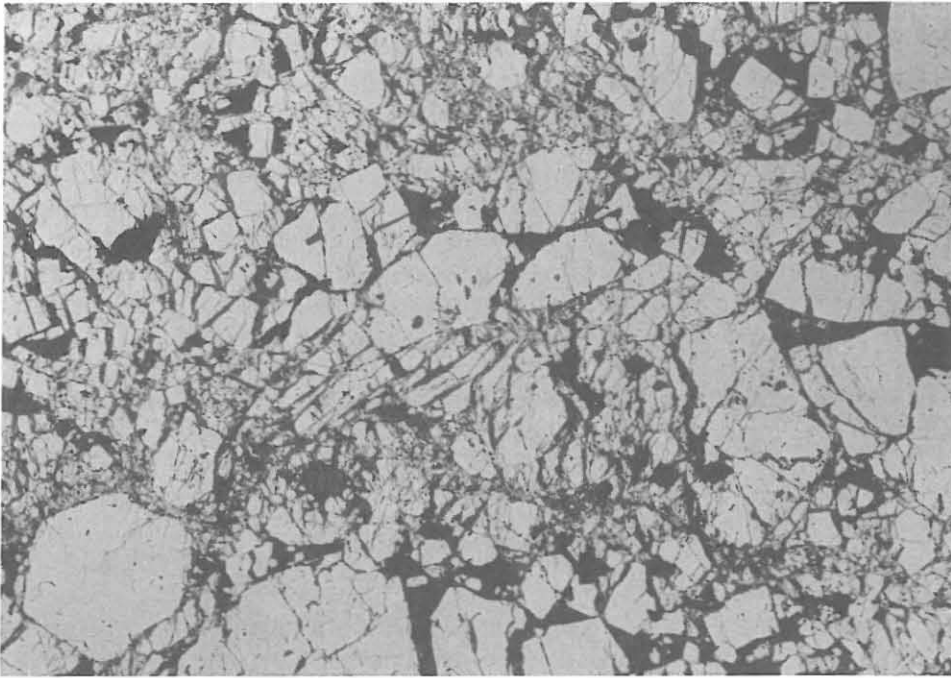


Abb. B.3.9: Zerbrochener Pyrit mit erkennbar bevorzugten Bruchorientierungen in einem kataklastischen, feinkörnigen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis.
(Anschliff 503A2e, 2173.75 m, 32fach, 1Nicol, Luft).



Abb. B.3.10: Pyrrhotin (mittelgrau) und Arsenopyrit (?) (hellgrau) mit Pyrrhotin-Einschluß in feinkörnigem, flaserigem Sillimanit-Biotit-Gneis.
(Anschliff 536D1q, 2258.78 m, 240fach, 1 Nicol, Luft).

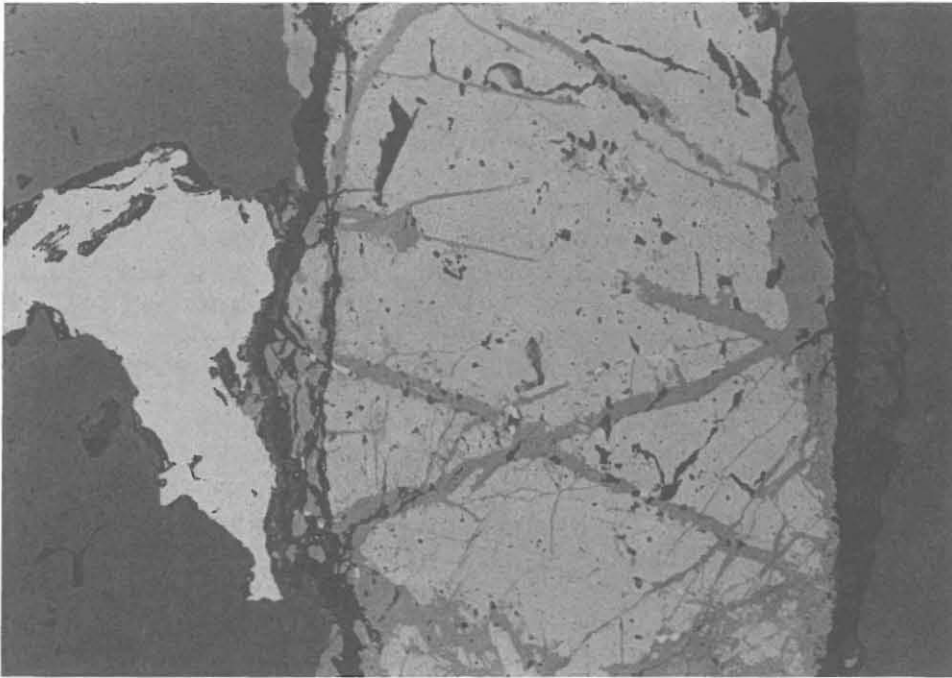


Abb. B.3.11: Ilmenitnadel (hellgrau, Ausschnitt) mit von Rissen und Rändern ausgehender Umwandlung zu Anatas und Leukoxen (mittelgrau) und Pyrrhotin-An- und -einlagerungen (weiß) in einem Quarz-Feldspat-Mobilisat in vergrünemtem, feinkörnigem (Sillimanit)-Biotit-Gneis.
(Anschliff 523Alc, 2220.74 m, 140fach, 1 Nicol, Luft).

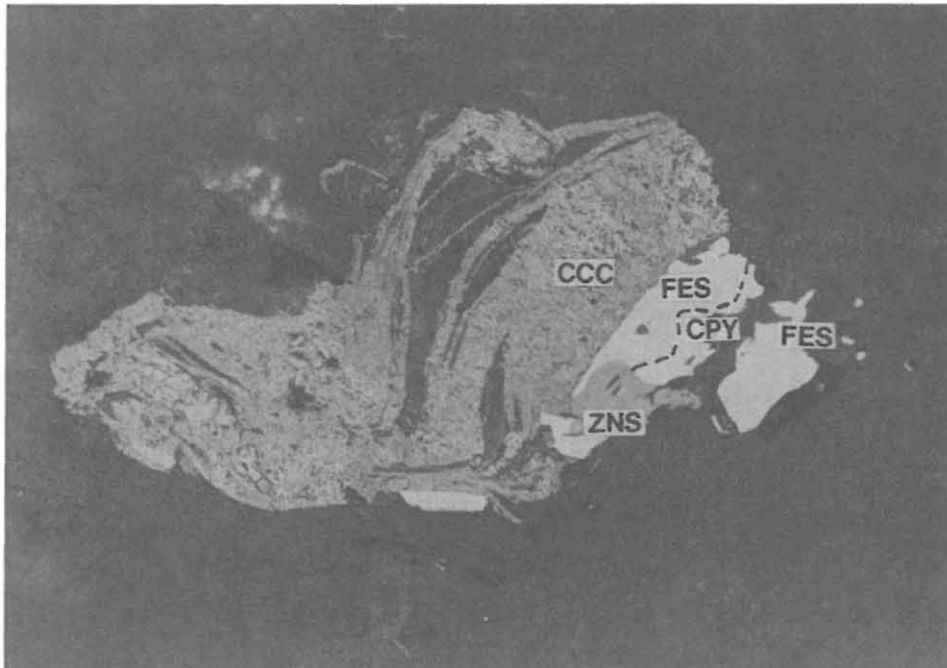


Abb. B.3.12: Unregelmäßig gebogenes Graphitaggregat mit Anlagerung von Pyrrhotin und Verdrängungen durch Chalkopyrit und Sphalerit in mittelkörnigem, flaserigem Sillimanit-Biotit-Gneis; CCC = Graphit, FES = Pyrrhotin, ZNS = Sphalerit, CPY = Chalkopyrit.
(Anschliff 571A1a, 2360.40 m, 250fach, 1 Nicol, Luft).

B.3.2 Kalksilikatlinsen in den Paragneisen

Der Opakanteil der Kalksilikatlinsen wurde bei 2219.02 m (522A1c) untersucht (siehe auch Abb. B.2.18). Die Erzmineralführung ist sulfidisch und entspricht im wesentlichen der der Paragneise. Pyrrhotin dominiert deutlich in bis zu 0.2 mm großen, buchtigen Kornformen mit Verdrängungen durch Markasit und flammenförmigen Pentlandit-Entmischungen; Einschlüsse bzw. Anlagerungen von Chalkopyrit, Pyrit, Markasit und Graphit sind präsent. Chalkopyrit, Sphalerit und Pyrit bilden xenomorphe bis hypidiomorphe Einzelkörner in der Grundmasse. Graphitleisten und -tafeln sind auch in Quarz eingelagert.

B.3.3 Amphibolit-Einschaltung

Diese geringmächtige Einschaltung bei 1820 m wird durch erhöhte Suszeptibilitäts- und NRM-Werte markiert (siehe Kapitel D). Die dominierende Opakphase ist Ilmenit in Form unregelmäßiger Tafeln und Leisten (0.1 - 0.2 mm). Umwandlungen zu Anatas, Leukoxen geht von Rissen und Spalten in den Körnern aus.

Als sulfidische Erzminerale wurden Pyrrhotin, Pyrit, Pentlandit und Chalkopyrit bestimmt. Pyrit, idio- bis hypidiomorph, reich an (oft entlang der Kantenflächen orientierten) Gesteinseinschlüssen, ist erratisch in der Gesteinsgrundmasse verteilt. Kleinere Einschlüsse von Pyrrhotin sind selten. Pyrit kann Säume um und Einlagerungen in Pyrrhotin bilden. In Pyrrhotin treten Pentlandit-Entmischungen und Chalkopyrit-Einschlüsse auf.

Rutil bildet rundliche, selten leistenförmige Kornformen aus. Zwillingsstreifen und gelblich-braune Innenreflexe sind charakteristisch, Zonierungen selten.

Erhöhte, mittels RFA bestimmte Nickelwerte bei 1820 m (siehe Kap. C) lassen sich nicht durch das Auftreten von Nickelmineralen im Anschliff (412D1q, 1820.16 m) erklären. Ob der auftretende Pyrrhotin erhöhte Nickelgehalte eingebaut hat, ließe sich durch Mikrosondenanalysen klären.

B.3.4 Metablastischer Granat-Hornblende-Biotit-Gneis

Diese Einheit führt im Hangenden bei 2469 m lagige Kalksilikatpartien (siehe Abb. B.2.23) mit Sulfiden in der Grundmasse und in hellen Mobilisaten. Auch im Anschliff fallen diese Einschaltungen durch ihre höheren Anteile an Titanit (mit Pyrrhotin- und Rutil-Einschlüssen - siehe Abb. B.3.14) auf. Durch ihren Pyrrhotin-Anteil bewirken sie einen scharf begrenzten Peak im Muster der Suszeptibilitäts- und NRM-Werte (siehe Kapitel D). Die auftretenden sulfidischen und oxidischen Opakphasen in dem Hornblende führenden Gneis und in den

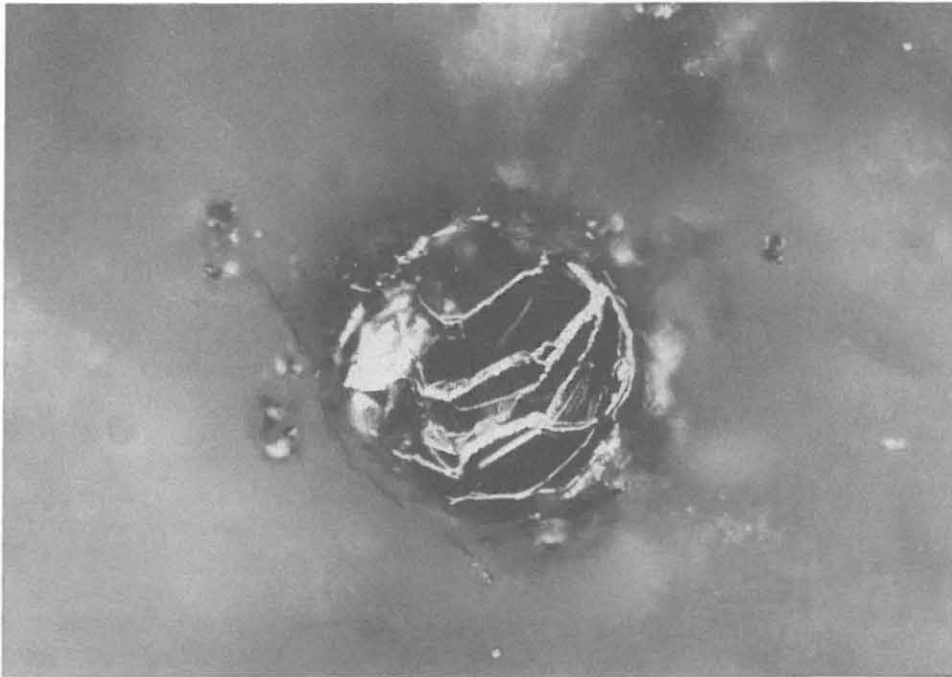


Abb. B.3.13: "Aufgerolltes" Graphitaggregat in einem alterierten, feinkörnigen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis im Bereich einer 1 cm mächtigen, geschlossenen Scherbahn. (Anschliff 491C1s, 2149.57 m, 400fach, 1 Nicol, Öl).

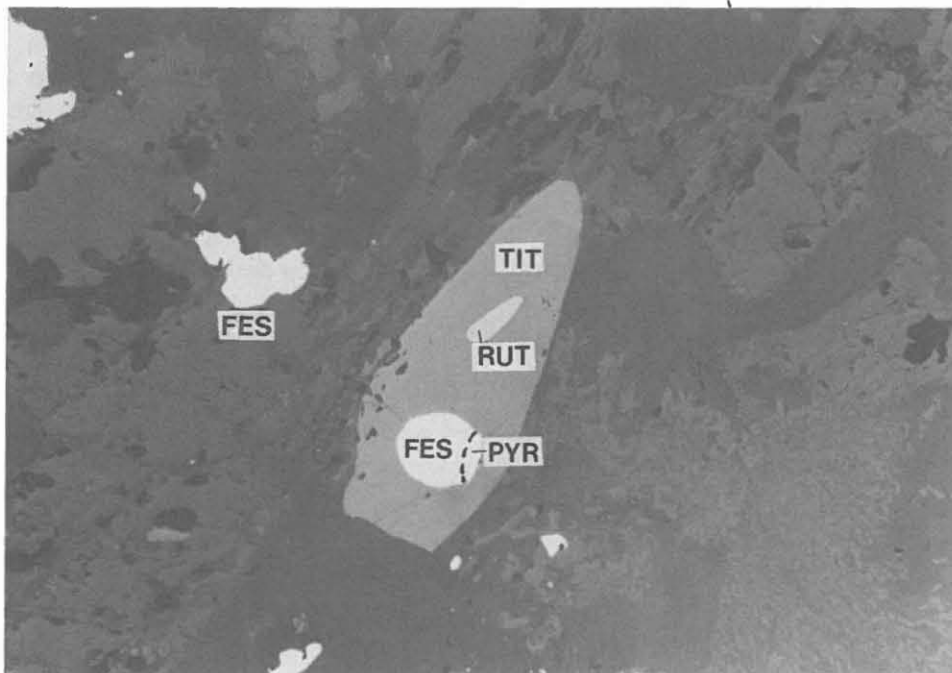


Abb. B.3.14: Titanit mit Pyrrhotin/Pyrit- und Rutil-Einschluß in lagig-schlieriger Kalksilikatpartie in Hornblende führendem Gneis. (Anschliff 601H8c, 2469.49 m, 240fach, 1 Nicol, Luft).

Kalksilikatlinsen stimmen in Art und Ausbildung mit denen aus den Paragneisen überein. In kataklastischen Sektionen erhöht sich der Graphitanteil (2474.60 m, 602F2kK); in dem gleichen Anschliff erscheint Chalkopyrit als Verdränger von Sphalerit. Ilmenit ist fast stets von einem Titanitsaum umgeben.

B.3.5 Lamprophyre

Die makroskopischen Merkmale der eingeschalteten Lamprophyrgänge wurden auch bezüglich ihrer Mineralisationen bereits unter dem Kapitel B.2 (Petrographie) beschrieben. Die Sulfidmineralisation ist im Kontaktbereich eingeschuppter Gneis-Xenolithe bis zu mehrere Millimeter mächtig. Makroskopisch ist kaum eine Opakmineralführung in den Ganggesteinen zu erkennen. Sehr wenig kleinste Körner aus Pyrit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Pentlandit (?), Sphalerit, Galenit, Ilmenit und Rutil/Anatas sind erratisch in der Grundmasse verteilt.

Pyrit (<0.01 - 0.05 mm, selten bis 0.5 mm groß) ist in idio- bis hypidiomorphen Einzelkörnern, selten in verwachsenen Aggregaten ausgebildet und stellenweise reich an kantenparallelen Gesteinseinschlüssen. Pyrrhotin und Chalkopyrit finden sich sehr klein in der Grundmasse und mit Pyrit verknüpft. In dem an Xenolithen reichen Lamprophyrgang zwischen 2243 und 2249 m tritt Sphalerit in kleinen Korngruppen (533B1e, 2247.26 m) und Galenit (532D1q, 2244.00 m) als kleine Einzelkörner (0.02 mm) und eingeschlossen in Pyrit auf.

B.3.6 Aplitgranit-Gänge

Die geringmächtigen Einschaltungen zeichnen sich durch eine nur sehr untergeordnete Erzmineralisation aus Pyrit und Ilmenit aus. Der fehlende Pyrrhotinanteil spiegelt sich bereits in den "Negativ-Peaks" der Suszeptibilitäts- und NRM-Werte (siehe Kapitel D) wider.

Pyrit bildet bis maximal 0.1 mm große, idiomorphe Einzelkörner, Ilmenit xenomorphe, rundliche Kornformen aus.

B.4. Strukturgeologie

Aufgrund des makroskopischen, strukturellen Inventars der Gneise und Metabasite wurde eine 4-phasige Deformationsgeschichte (D1 - D4) abgeleitet.

Während D1 entstanden die Foliation und isoklinale Falten. Die Foliation wurde im Verlauf von D2 durch enge, monokline Falten verstellt. D3 äußert sich in offenen Falten und Knickzonen. Die komplexe kataklastische Entwicklung wird in D4 zusammengefaßt.

B.4.1. Prädeformative Gefüge

Der kenmarschübergreifende Wechsel von feinkörnig-lagigen mit relativ quarz-, feldspatreichen flaserigen Paragneisen und orthogenen Hornblendegneisen deutet einen primären Lagenbau in den Gneisedukten an.

In den metablastischen Hornblendegneisen zwischen 2469 m und 2500 m wechsellagern cm-mächtige hornblendereiche mit biotit- und quarz-, feldspatreichen Lagen. Dieser Materialwechsel fällt mit etwa 55° ein und dürfte vulkanogenen oder magmatogenen Ursprungs sein.

Wo diese Wechsellagerung fehlt, ist das Gefüge der Hornblendegneise durch mm-große, isometrisch gesproßte Plagioklasblasten in einer gleichkörnigen hornblendereichen Matrix charakterisiert. Fehlende lagige Anordnung des Mineralbestandes verursacht ein für Metablastite typisches, richtungslos-körniges Gesamtgefüge, das durch die helle Farbe der Plagioklasblasten sein gesprenkeltes Aussehen erhält (s. Abb. B.4.1). Mikroskopisch zeigen die metablastischen Hornblendegneise eine granoblastische Verwachsung von grüner Hornblende, Plagioklas und Quarz und Biotit. Biotit ist unterschiedlich gut in s eingeregelt, z.T. auch vollkommen entregelt, was mit stärker isometrisch entwickeltem Plagioklasgefüge einhergeht. In plagioklasreichen, stark metablastisch gesproßten Gneisen bilden die isometrischen Plagioklase ein geschlossenes Teilgefüge, während Quarz und Biotit in den Zwickeln auftreten. Idiomorph ausgebildete Plagioklase werden nur selten beobachtet. Quarz bildet in den Zwickeln granoblastische Kornaggregate. Daneben tritt er als feinkörniger Tropfenquarzeinschluß in den Plagioklasblasten auf (Abb. B.4.2). Die Tropfenquarze sind optisch strainfrei, die schützende Plagioklashülle verhinderte eine Verformung der Einschlussminerale.

Ab 2492 m sind die ehemals isometrischen Plagioklasblasten deutlich gestreckt, wodurch ein mylonitischer Lagenbau abge-

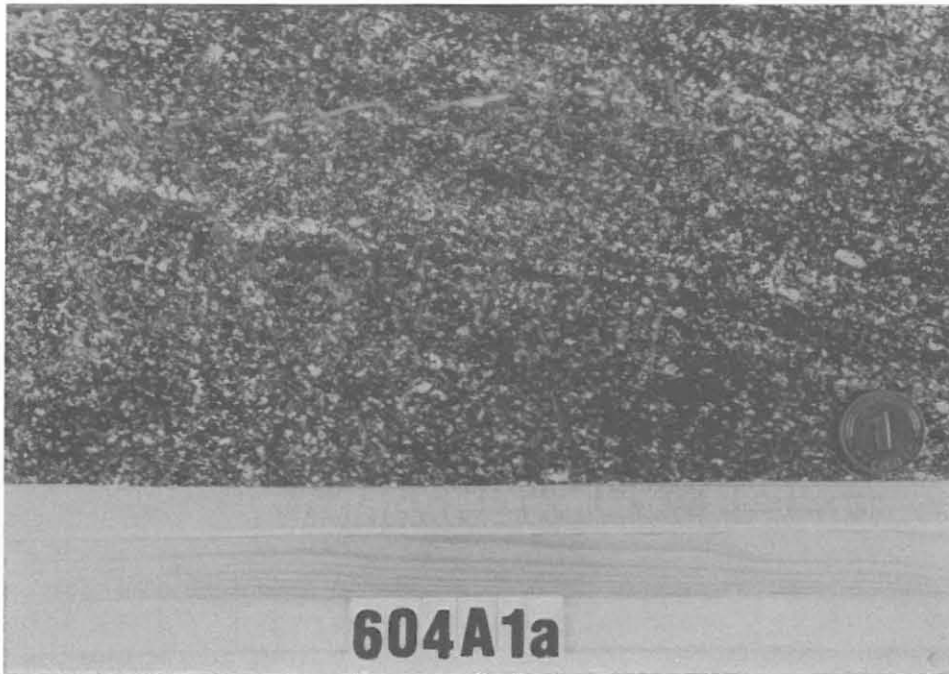


Abb. B.4.1: Metablastischer Hornblende-Gneis. Isometrisch gesprossste Plagioklase in einer Hornblendematrix erzeugen ein gesprenkeltes Gefüge ohne deutlichen Lagenbau. (Kernstück 604A1a, 2481.1 m).

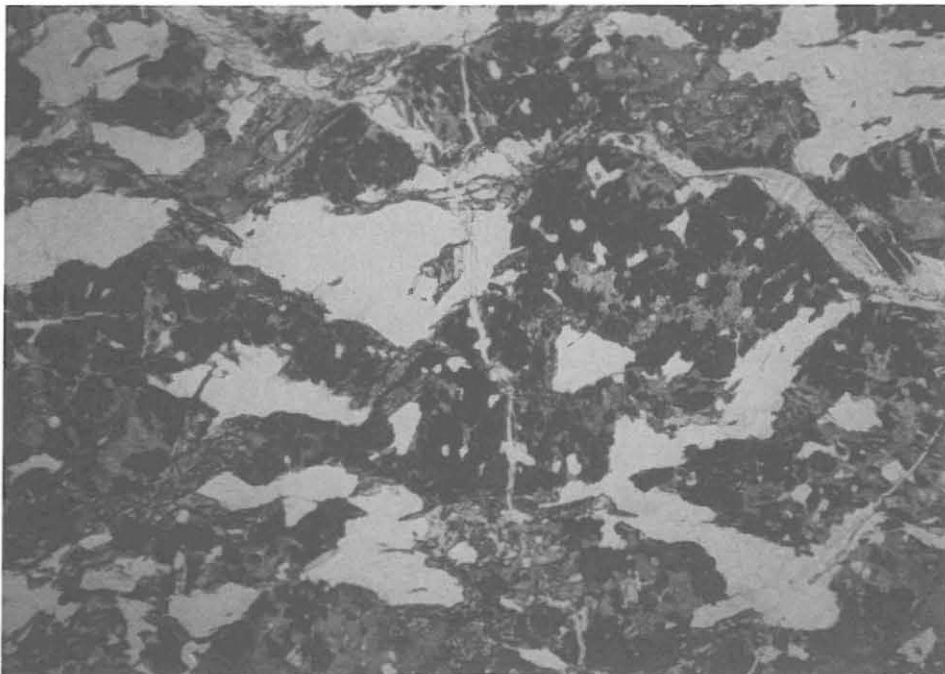


Abb. B.4.2: Metablastischer Hornblende-Gneis. Isometrische Plagioklasblasten (dunkel) mit poikilitischem Kern sind fast vollständig klinozoisitisiert. Quarz tritt in leicht lagiger bis unregelmäßiger Korngestalt in Zwickeln zwischen dem Plagioklasskelett auf, sowie als feinkörniger, tropfenförmiger Einschluß in Plagioklas. (Schliff 603B1cK, 2477.36m, 12.5-fach, 1 Nicol).

bildet wird. Hieraus ergibt sich die Einstufung des metablastischen Gefüges der Hornblendegneise als prädeformatives Gefüge bezüglich D1-D4.

Die nachfolgend beschriebenen Deformationsstadien D1-D4 sind mit einem retrograden p,T-Pfad gekoppelt. Deformationsgefüge des prograden, wahrscheinlich bis in die Granulitfazies reichenden p,T-Pfades, wurden bisher nicht beobachtet.

B.4.2. Deformationsgefüge (D1-D4)

D1-Gefüge

Dominantes D1-Gefüge ist die Gneisfoliation, die durch Parallelorientierung des Glimmerteilgefüge und durch einen Wechsel aus biotitreichen und quarz-, feldspatreichen bzw. hornblendereichen Lagen gebildet wird. Überwiegend s-parallele Quarz-Feldspat-Mobilisate und Segregationsquarzlagen akzentuieren den stofflichen Lagenbau.

Die Foliation der Gneise ist in der erbohrten Strecke unterschiedlich ausgebildet. Die einzelnen Gefügevarietäten lassen eine teufenabhängige Verbreitung erkennen (s. Abb. B.4.3, Gefügelog). Die Grenzen zwischen den Gefügevarietäten sind fließend ausgebildet. Die die Varietäten auch miteinander wechsellagern, wurde im Gefügelog eine Gliederung nach der jeweils vorherrschenden Varietät durchgeführt.

Zwischen 1802 m und 1945 m und von 2410 m bis 2469 m sind die Paragneise überwiegend feinkörnig-(straff)lagig bis feinflaserig ausgebildet. Zwischen 1945 m und 2360 m ist die Foliation überwiegend mylonitisch ausgebildet. Zwischen 2360 m und 2410 m weisen die quarz-, feldspatreichen Paragneise ein mittelkörnig-flaseriges Gefüge auf. Von 2410 bis 2469 treten wieder feinkörnig-lagig bis flaserige, mobilisatreiche Paragneise auf. Ab 2469 m wurden Hornblendegneise mit metablastisch entregeltem Lagenbau erbohrt. Ab 2492 m weisen diese Gneise ein postmetablastisches Deformationsgefüge auf.

Die feinkörnig-lagigen bis feinflaserigen Paragneise zwischen 1802 m und 1945 m weisen einen hohen Anteil an cm- bis dm-langen Mobilisaten mit richtungslos-körnigem Interngefüge auf. Die makroskopisch streng s-parallele Einregelung der Mobilisate läßt eine mylonitische Verformung vermuten.

Das Mikrogefüge der feinkörnigen, lagigen bis flaserigen Gneise ist durch einen granoblastisch-lepidoblastischen Kornverband gekennzeichnet, in dem s-parallel Quarz/Feldspat-Mobilisate eingeschaltet sind. Plagioklas und Quarz dieser Mobilisate zeigen ein granoblastisches Korngefüge.

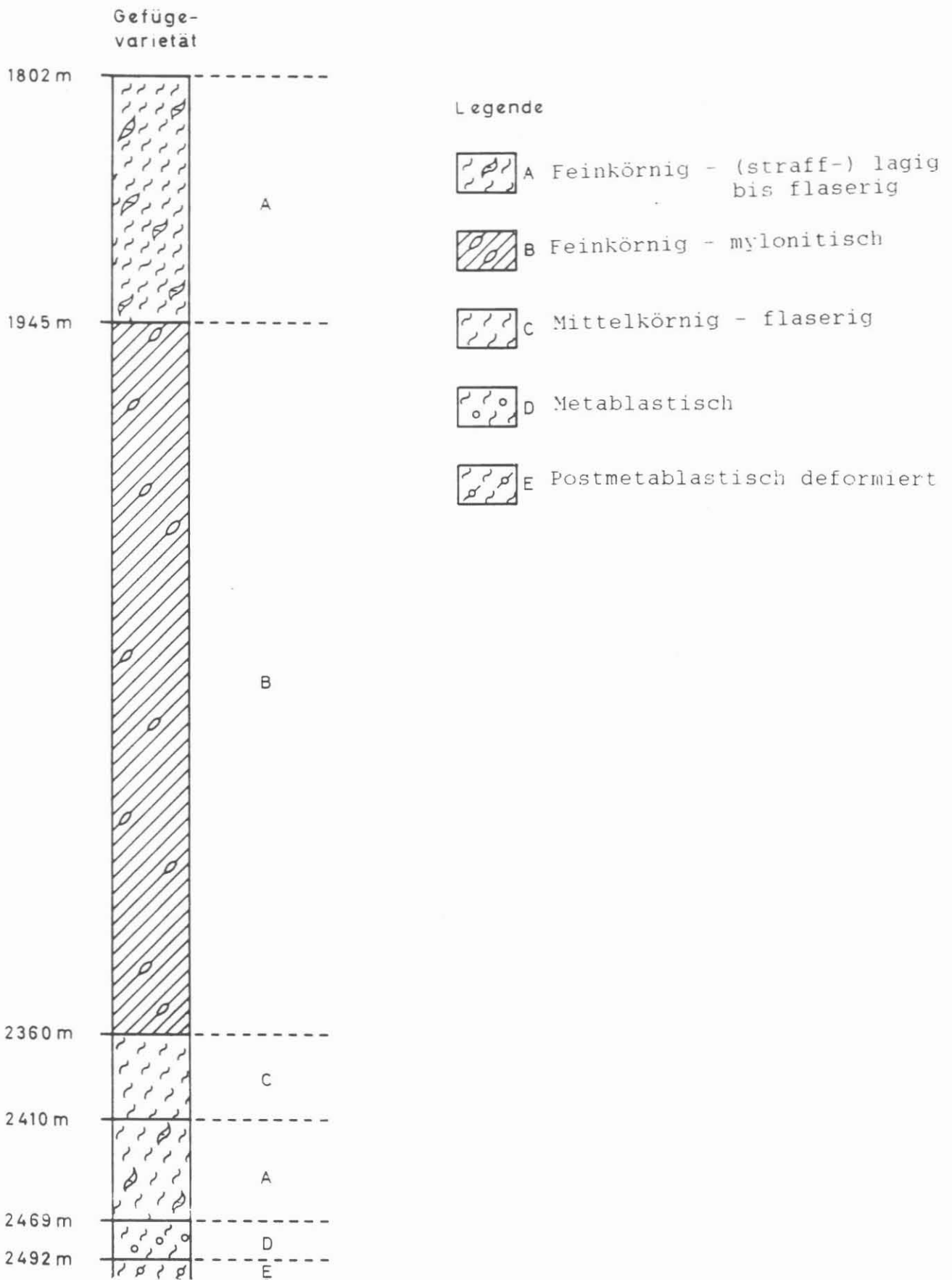


Abb. B.4.3: Gefügelog (nicht maßstäblich) - Tiefenbezogene Verbreitung der Gneis-Gefügevarietäten

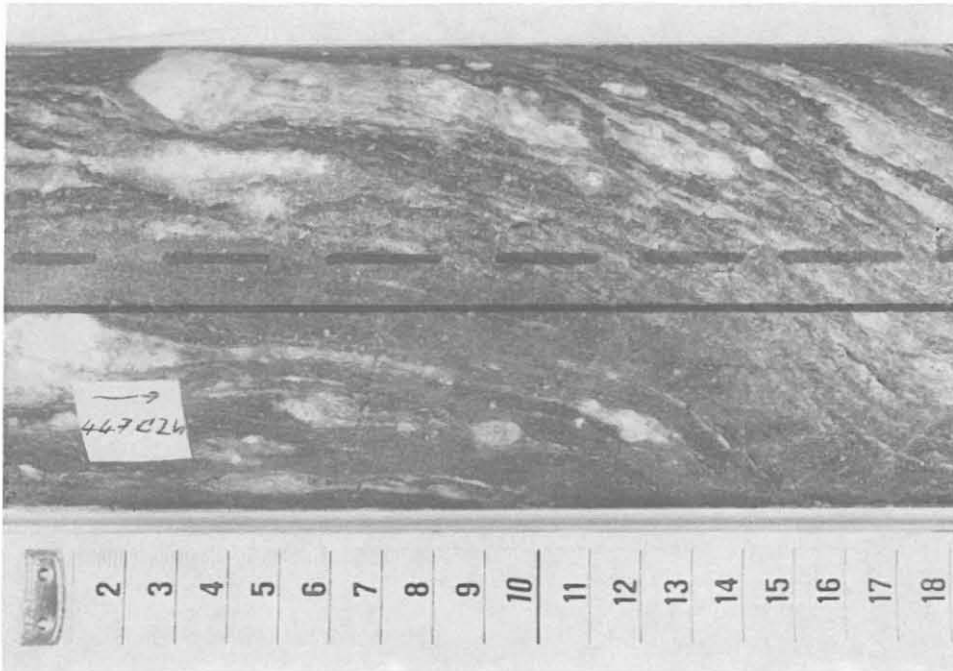


Abb. B.4.4: Mylonitischer Paragneiss mit duktil deformierten Mobilisaten in feinkörnig-dichter Matrix. Die Mobilisate zeigen einen Plagioklaskern und einen kometenartigen Schweif aus hellen Plagioklaslagen und grauen Quarzzeilen (oben links). Flexurartige Verbiegung (D3) der mylonitischen Foliation (rechter Bildrand).
(Kernstück 447C2h, 1997.69 m).

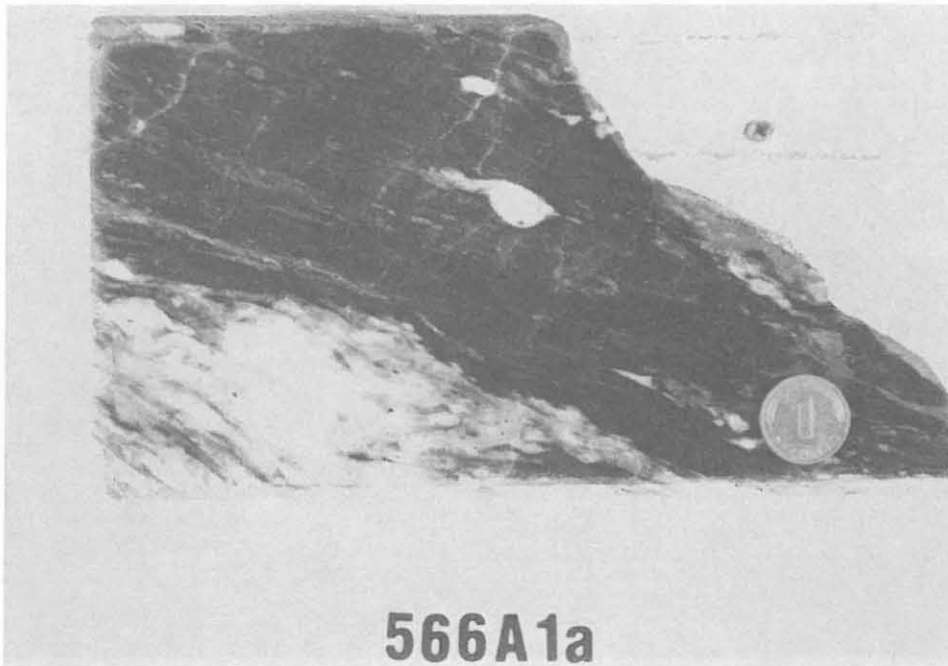


Abb. B.4.5: Mylonitischer Paragneiss. Augenförmige Plagioklasklasten (rechts oben) und Granate in feinkörniger, strafflagiger Matrix. Ein größeres, deformiertes Mobilisat (links unten) zeigt ein Interngefüge aus Plagioklasfasern (weiß) und Quarzzeilen (grau).
(Kernstück 566A1a, 2339.30 m).

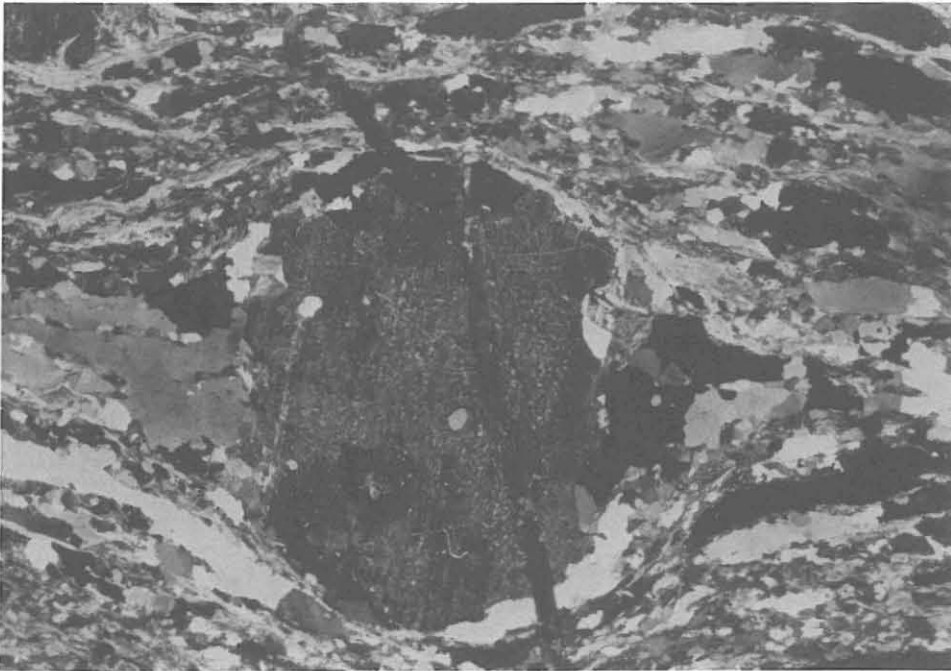


Abb. B.4.6: Mylonitischer Paragneis. Plagioklasklast ohne Re-
kristallisationsgefüge wird von Plattenquarzzeilen umflos-
sen. Quarz füllt auch die seitlichen Zwickel zwischen Klast
und Quarzzeilen aus.

(Schliff 424G113, 1882.54 m, 6.3-fach, 2 Nicols).

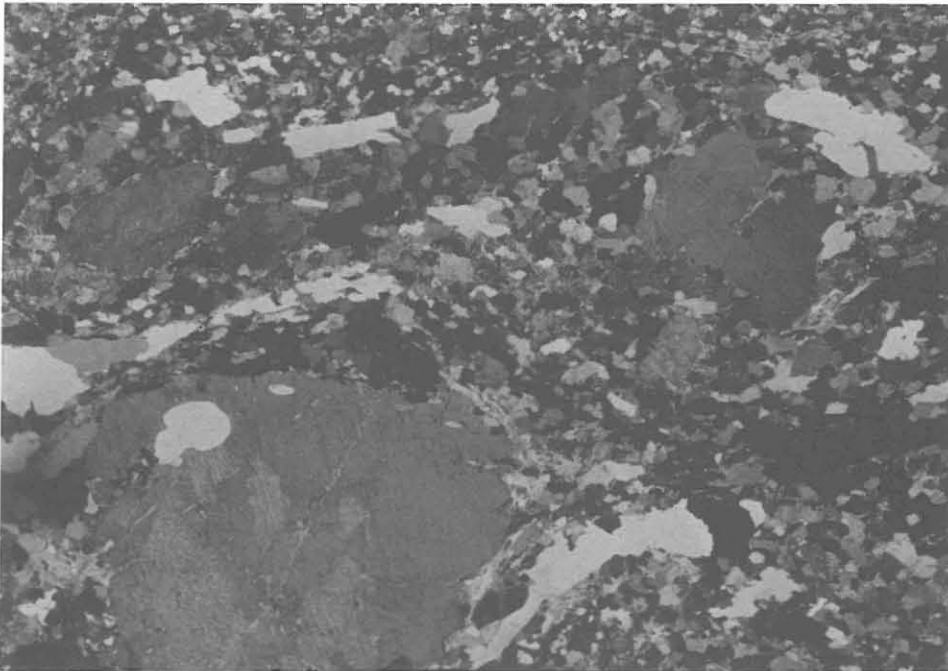


Abb. B.4.7: Mylonitischer Paragneis. Augenförmige Plagioklas-
klasten weisen einen breiten Saum aus rekristallisiertem
Plagioklas mit gut equilibrierten Korngrenzen auf und werden
von Plattenquarzzeilen umflossen.

(Schliff 552E1wKII, 2309.64 m, 6.3-fach, 2 Nicol).

Die mylonitischen Paragneise (1945 m - 2360 m) zeichnen sich makroskopisch durch eine feinkörnig-dichte Matrix, straff eingeregelter Biotitlagen, bahnenartige Anordnung von Granat und ausgeschwänzte Plagioklasklasten aus. Die Mobilisate zeigen häufig ein lagiges Interngefüge (s. Abb. B.4.4, Abb. B.4.5).

Mikroskopisch ist das Korngefüge dieser mylonitischen Paragneise durch Quarzzeilen und Plagioklasklasten und -zeilen in einer feinkörnigen Quarz/Feldspat-Matrix charakterisiert. Die Matrix ist durch einen feinkörnigen, granoblastischen Quarz/Feldspat-Kornverband mit offenem Glimmerteilgefüge gekennzeichnet. Die Plagioklasporphyroklasten und der Plagioklas der Mobilisate sind unterschiedlich stark rekristallisiert und werden von Plattenquarzzeilen umflossen bzw. durchzogen (s. Abb. B.4.6, B.4.7). Die Neukörner rekristallierter Plagioklase sind meist verzwilligt, und zeigen gerade Korngrenzen, die häufig im 120°-Winkel aneinanderstoßen (Tripelpunkt-Konfiguration). Diese Plagioklasklasten und -zeilen sind wegen ihrer (nachträglichen) serizitischen Durchstäubung im mikroskopischen Bild ohne Analysator gut von den Matrixplagioklasen zu unterscheiden. Außerdem sind die Neukörner der Zeilen deutlich gröberkörnig als die Matrixkörner. Nach VOLL (1980) liegt die Schwellentemperatur für Plagioklasrekristallisation bei 500° C. Diese Gesteine werden daher als Hochtemperaturmylonite angesprochen.

Die Plattenquarzzeilen bestehen aus aneinandergereihten Körnern, deren Korngrenzen unregelmäßig ausgebildet sind. Sie sind nicht primär rekristallisiert und zeigen lediglich undulose Auslöschung.

Die mittelkörnig-flaserigen Paragneise zeichnen sich durch relativ hohe Quarz/Feldspatgehalte und geringe Glimmerführung aus (s. Abb. B.4.8). Das Mikrogefüge ist durch einen granoblastisch-lepidoblastischen Kornverband gekennzeichnet. Neben Biotit tritt auch in s eingeregelter Muskovit als foliationsbildendes Mineral auf. Vereinzelt deuten den ganzen Dünnschliff durchziehende Sillimanit-Biotitbahnen eine 'extensional crenulation cleavage' (PLATT & VISSERS 1980) an.

Das mylonitische s und die Gneisfoliation liegen, außer in nachträglich bruchhaft verformten und verstellten Bereichen, stets parallel zueinander. Diese Verbandsverhältnisse können folgendermaßen interpretiert werden:

- (1) Mylonitisches s und Gneisfoliation sind syngenetisch, gehören dem gleichen, durch rotationale Verformung gekennzeichneten Deformationsstadium an. Die mylonitischen Horizonte stellen Bereiche hoher Strainakkumulation dar.
- (2) Die Vergneisung erfolgte nach der Hochtemperaturmylonitisierung durch metablastische Kornvergrößerung. Die

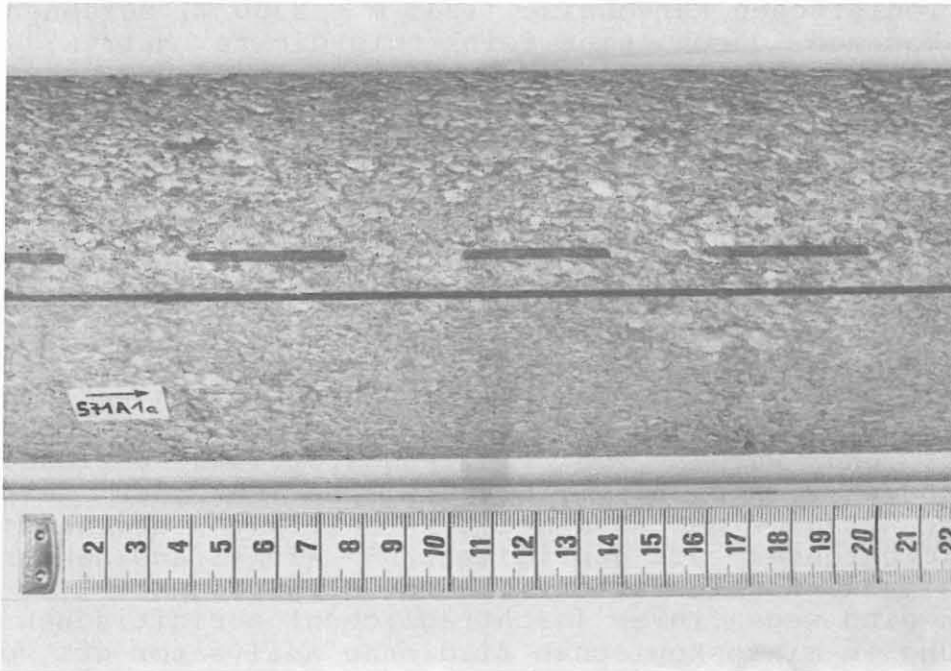


Abb. B.4.8: Mittelkörnig-flaseriger Paragneis. Dieser Gneistyp zeichnet sich durch Quarz-, und Feldspatreichtum sowie relativ geringe Glimmerführung aus. (Kernstück 571A1a, 2360.40 m).

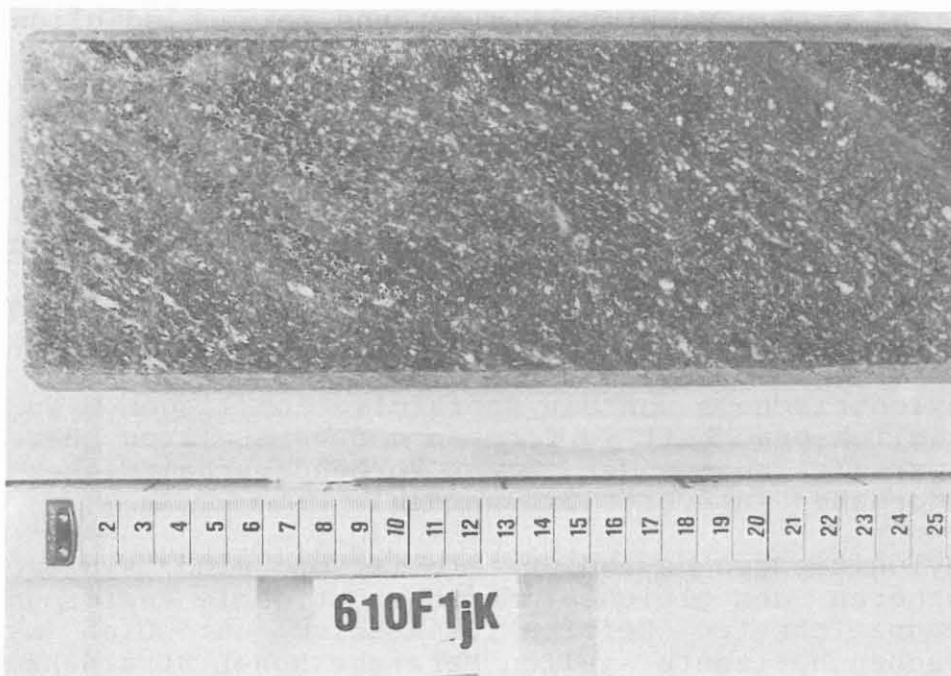


Abb. B.4.9a: Postmetablastisch deformierter Hornblende-Gneis mit gestrecktem Plagioklasen. Im Anschnitt parallel zur Kernachse ist die mylonitische Überprägung nur undeutlich ausgebildet. Die Plagioklase zeigen weitgehend isometrische Kornformen. Der Materialwechsel aus cm-mächtigen, hornblende-reichen (dunkel) und feldspat-, biotitreichen Lagen (hellgrau) weist auf ein vulkanosedimentäres oder magmatogenes, prädeformatives Gefüge hin.

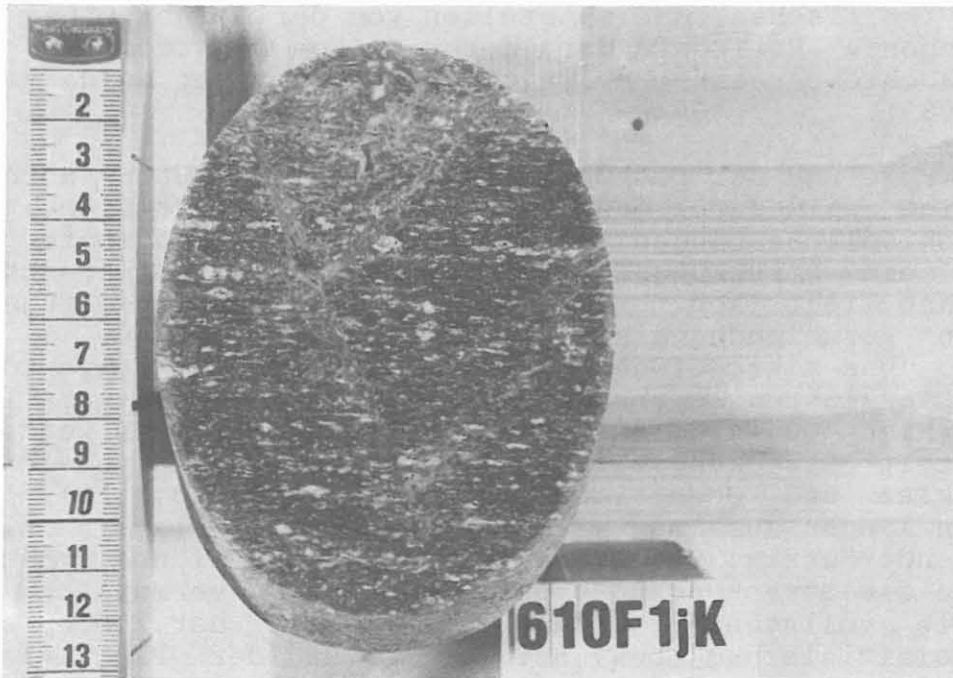


Abb. B.4.9b: Gleiches Kernstück wie Abb. B.4.9a. Im Anschnitt senkrecht zur Kernachse bilden augenförmige Plagioklasklasten, z.T. von Streckungshöfen umgeben, und längliche Quarz-Feldspatfasern den mylonitischen Lagenbau ab. (Kernstück 610F1jK, 2497.85 m).

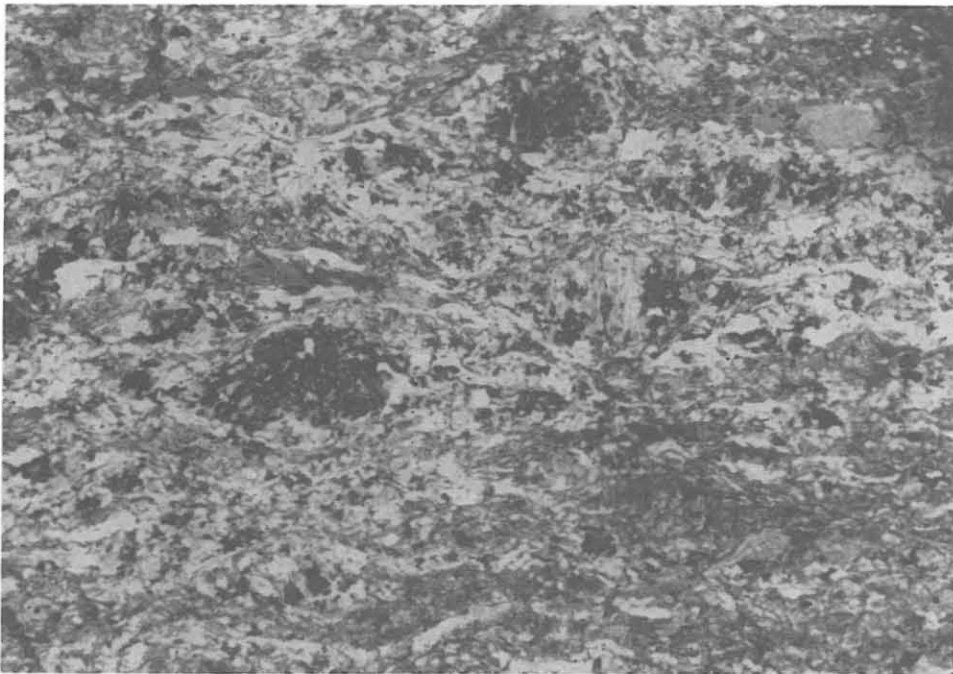


Abb. B.4.10: Postmetablastisch deformierter Hornblende-Gneis. Augenförmige Plagioklasklasten (dunkel) werden von feinkörnigen Quarzzeilen (weiß) umflossen. (Schliff 610G11K, 2498.75 m, 6.6-fach, 1 Nicol).

mylonitischen Gneise stellen von der Metablastese verschonte Horizonte dar, deren Gefüge während der HT- (Hochtemperatur-) Mylonitisierung gebildet wurde (WEBER 1989).

Das Makrogefüge der postmetablastisch deformierten Hornblende-Gneise wird durch gestreckte Plagioklasklasten bestimmt. Unterschiedliche Längen und Breiten der Streckungshöfe definieren ein Streckungslinear, das annähernd senkrecht zur Kernachse liegt (Abb. B.4.9a,b). Dieses Streckungsgefüge wird in den Hornblendegneisen zwischen 2492 m und 2500 m beobachtet. Das Mikrogefüge ist durch grobkörnige, augenförmige Plagioklasklasten charakterisiert, die von s-parallelen, feinkörnigen Quarzzeilen und Biotitlagen umflossen werden und vereinzelt Streckungshöfe mit granoblastisch verwachsenem Plagioklas und Quarz aufweisen (s. Abb. B.4.10). Diese Klasten liegen zusammen mit Quarz/Plagioklas-Flasern in einer Hornblende-Matrix. Die Flasern weisen die gleiche Orientierung wie die Streckungshöfe der Klasten auf, vermutlich stellen sie vollständig ausgewalzte Klasten dar. Die starke Klinozoisitisierung bzw. Serizitisierung der Plagioklassubstanz erschweren Aussagen über das Deformationsgefüge. Die Zwillingslamellierung von Plagioklasklasten mit frischen Rändern weist überall die gleiche Orientierung auf (s. Abb. B.4.11), diese Klasten sind somit randlich nicht rekristallisiert.

Die Foliation der beschriebenen Gneisvarietäten liegt parallel zur Faltenachsenfläche von engen Falten, die lagige Quarz-Feldspat-Mobilisate verfallen, ohne das Glimmerteilgefüge zu verfallen (s. Abb. B.4.12). Die Kristallisation des Glimmerteilgefüges erfolgte somit synkinematisch zur Faltung. Beide Gefügeelemente stellen somit s_1 -Flächen bzw. F_1 -Falten dar.

In den mylonitischen Paragneisen treten ausgewalzte Quarz-Feldspat-Knauern mit eingespießten, nicht durchgehenden Biotitlagen auf. Vermutlich stellen diese Knauern abgescherte Faltenscharniere wurzelloser F_1 -Falten dar (s. Abb. B.4.13).

Mikroskopisch zeichnen sich wurzellose F_1 -Falte durch rekristallisierten Plagioklas im Faltenscharnier/Schenkelansätzen und nicht primär rekristallisierte Plattenquarzzeilen in den Schenkeln aus. Das offene Biotitteilgefüge wird nicht mitverfaltet (s. Abb. B.4.14).

D2-Gefüge

Mikroskopisch weisen feinkörnig-lagige Paragneise bereichsweise ein Mylonitgefüge mit bruchhaft deformiertem Plagioklas auf, während der Quarz Erholungs- und Rekristallisationsgefüge zeigt (s. Abb. B.4.15). Vereinzelt (DS 588B5K) tritt

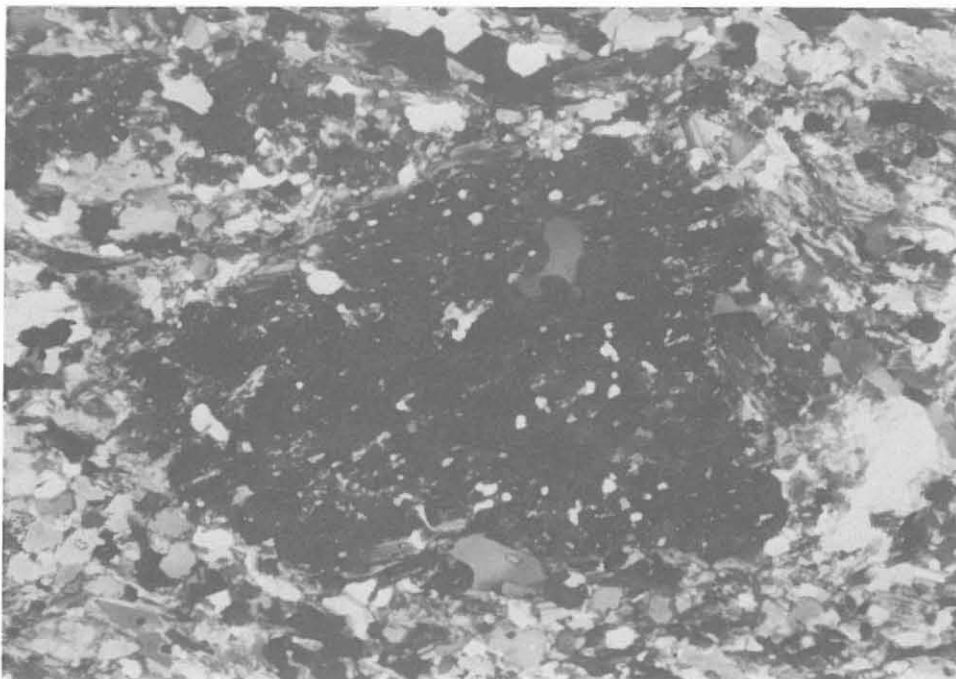


Abb. B.4.11: Postmetablastisch deformierter Hornblende-Gneis. Der augenförmige Plagioklasklast weist einen poikilitischen und stark klinozoisitisierten Kern auf. Der frische Plagioklasrand ist nicht rekristallisiert: die Zwillinglamellierung weist überall die gleiche Orientierung auf. (Schliff 610G11k, 2498.75 m, 25-fach, 2 Nicols).

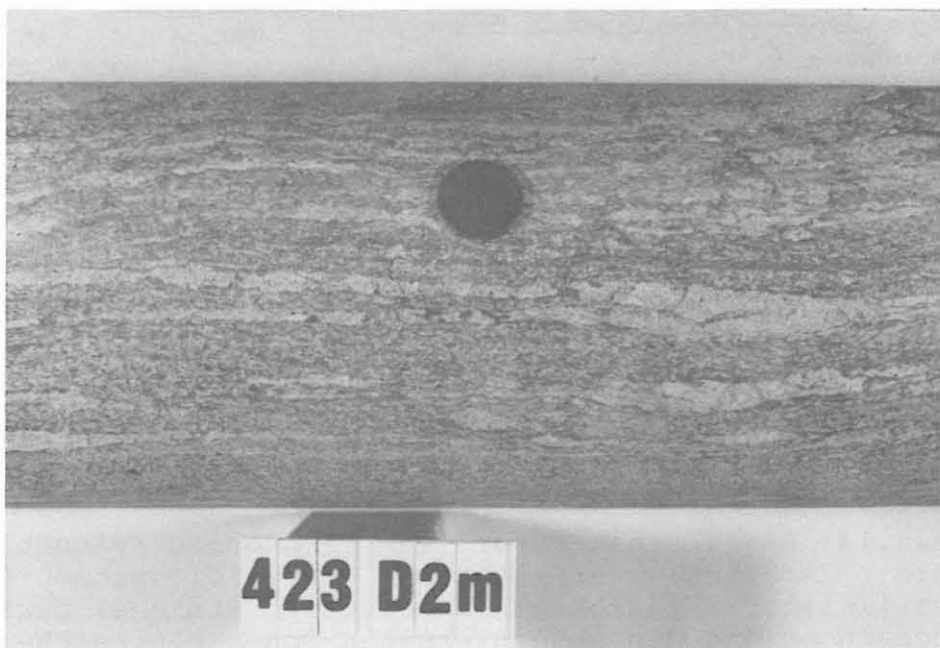


Abb. B.4.12: D1-Falte in feinkörnig-lagigem Paragneis. Eng verfaltetes Mobilisat mit richtungslos-körnigem Interngefüge. (Kernstück 423D2m, 1874.55 m).

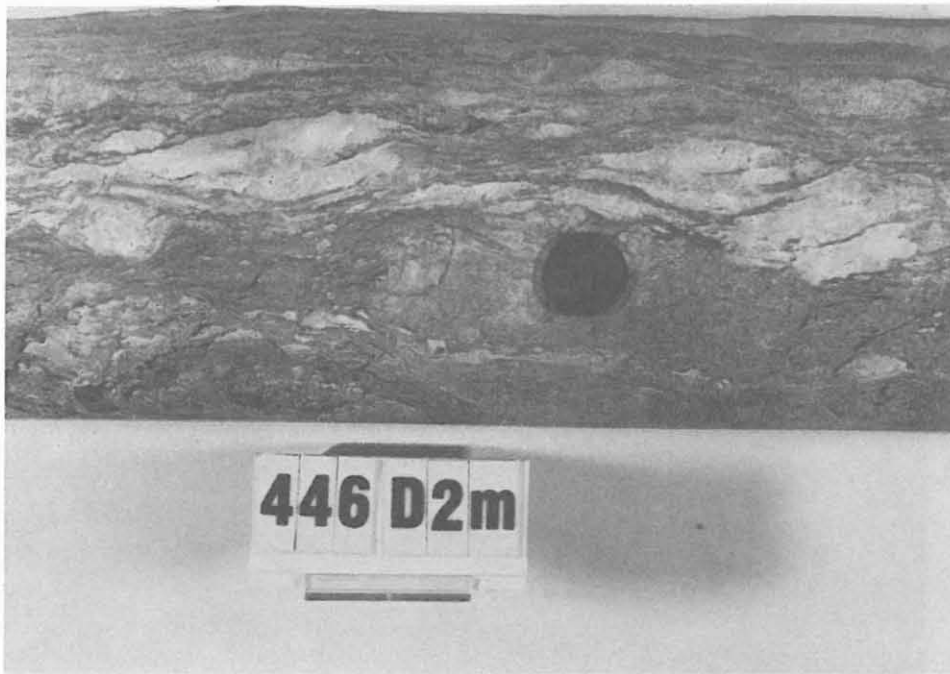


Abb. B.4.13: D1-Faltenstruktur in feinkörnig-mylonitischem Paragneis. Mobilisat-Knauern mit lagenbauparallel eingespießten Biotitlagen deuten auf abgescherte Faltenscharniere ehemaliger Isoklinalfalten hin. Die Knauern wurden in den mylonitischen Lagenbau eingeschlichtet.
(Kernstück 446D2m; 1973.62 m).

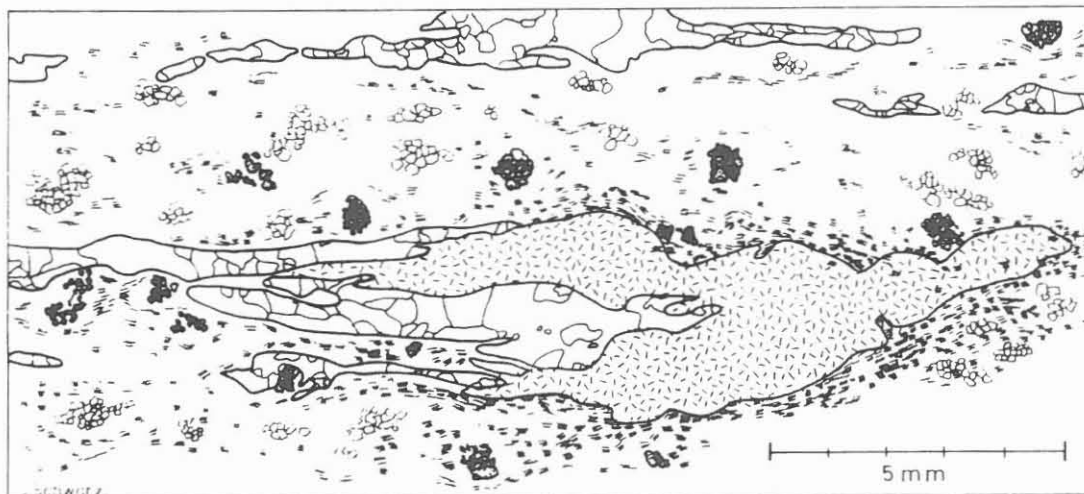


Abb. B.4.14: D1-Faltenstruktur in feinkörnig-mylonitischem Paragneis. Isoklinal verfaltetes Quarz-Feldspatmobilisat. Rekristallisierter Plagioklas (ungeregelte Striche) baut das Faltenscharnier und die scharniernahen Schenkelbereiche auf. Plattenquarze (dick umrandet), ohne rekristallisiertes Interngefüge, liegen foliationsparallel im Schenkelbereich der Falte. Foliationsparallele Biotitlagen (feine Doppelstriche) werden in die Verfaltung nicht einbezogen. Dunkle, runde Kornaggregate: Granat.
(Strichzeichnung, Schliff 445E1u, 1970.30 m).

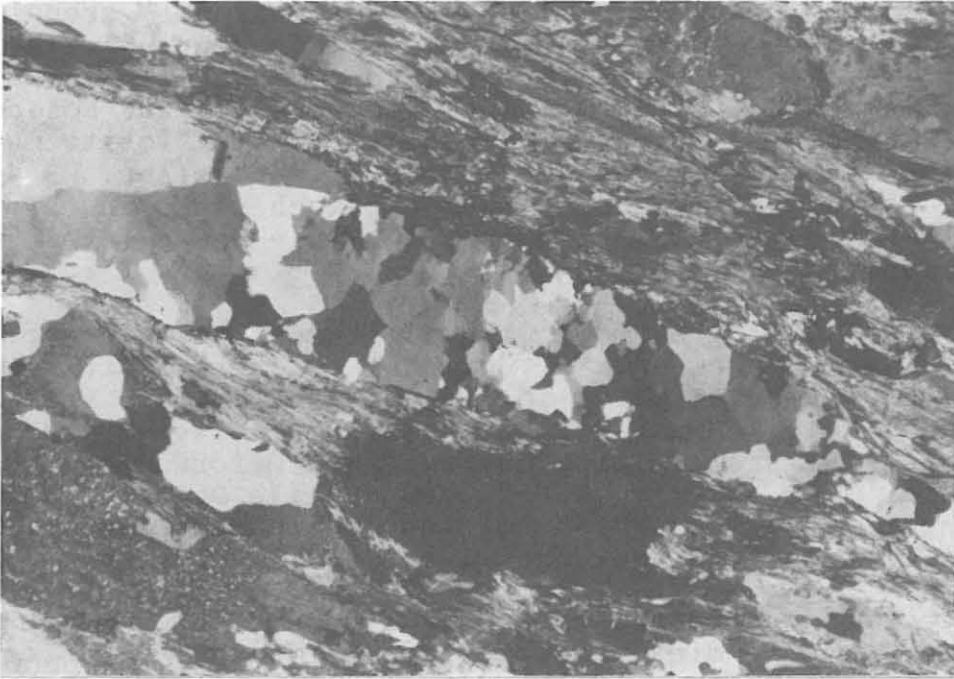


Abb. B.4.15: Synkinematisch bezüglich D2 rekristallisierter Quarz in feinkörnig-lagigem Paragneis.
(Schliff 580B1cI, 2390.45 m, 16-fach, 2 Nicols).

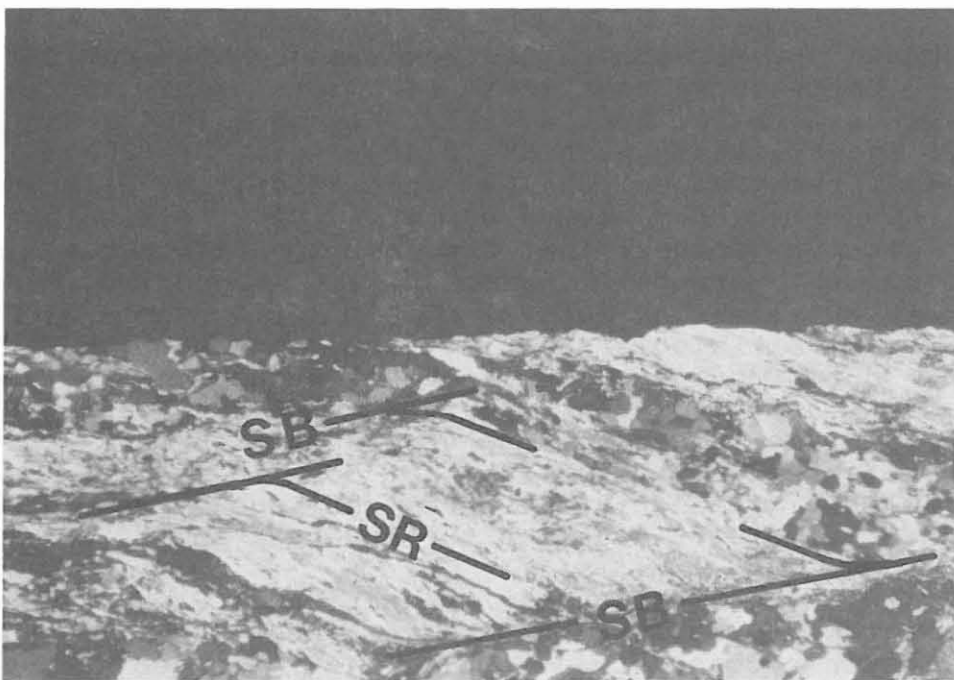


Abb. B.4.16: D2-Scherbandgefüge in feinkörnig-lagigem Paragneis. Die Quarzlage ist vollständig rekristallisiert. Biotit ist randlich rekristallisiert, die Neukörner sind in die Scherflächen eingeregelt. Die geometrische Beziehung Spalt-
risse/ Scherbänder (SR/SB) belegt sinistralen Schersinn.
(Schliff 588B5k, 2423.82 m, 32-fach, 2 Nicols).

zusätzlich ein Scherbandgefüge auf ('extensional crenulation cleavage'). Die Scherbänder als Zonen höchster Strain-Akkumulation bestehen aus sehr feinkörnig rekristallisierten Quarzkörnern und liegen im Winkel von etwa 35° zur Foliation. Die Neukörner randlich rekristallisierter Biotite werden sigmoidal in die Scherbänder eingeschichtet (Abb. B.4.16). Die Scherbandfoliation tritt makroskopisch nicht in Erscheinung. Sie belegt eine rotationale ('simple shear') Verformung der Paragneise.

Nach VOLL (1980) liegt die Schwellentemperatur für Biotitrekristallisation bei 300°C , die für Quarzrekristallisation bei 275°C . Da Plagioklas in diesen mylonitisch verformten Bereichen kein Rekristallisationsgefüge aufweist, andererseits das rekristallisierte Quarzgefüge Deformationstemperaturen über 275° anzeigt, ist dieses duktile Deformationsgefüge jünger als das HT-Mylonitgefüge, das durch Plagioklasrekristallisation gekennzeichnet ist.

D2-Falten sind asymmetrisch und häufig auch inkongruent ausgebildet. Da sie die Gneisfoliation verfallen, gehören sie einem jüngeren Deformationsstadium als die D1-Strukturen an. Zu diesen F2-Falten wird keine achsenebenenparallele Schieferung beobachtet.

D3-Gefüge

Der Lagenbau der Paragneise und Hornblendegneise fällt in der gesamten Kernstrecke sehr steil ein oder steht abschnittsweise auch saiger (s. Abb. B.4.17). Zwischen 1800 m und 1950 m fällt die Foliation nach SW ($\pm 220^\circ$) ein. Um 2500m dreht der Azimut recht abrupt um 180° in nordöstliche Richtung ($\pm 030^\circ$), um bei 2100 m wieder auf etwa 220° einzuschwenken. Dieser Richtungswechsel läßt eine horizontalliegende Großfaltenstruktur vermuten. Zwischen 2100 m und 2300 m tritt neben der 220° Richtung zusätzlich ein Azimut von ± 020 auf. Diese Strecke mit bipolarem Azimut ist neben steilem Einfallwinkeln durch saigere Fallwerte gekennzeichnet. Denkbar wäre, daß die bipolaren Azimutwerte durch geringfügiges Pendeln um die Saigerstellung verursacht wurden. Für den Teufenbereich 1950 m bis 2100 m ist das auszuschließen, da hier relativ kleine Einfallwinkel vorliegen, was auch im gleitenden Mittelwert deutlich zum Ausdruck kommt.

Häufig wird in den lagigen bis mylonitischen Paragneisen eine offene Verfaltung um horizontale bis leicht geneigte Faltenachsenflächen beobachtet (s. Abb. B.4.18). In der KTB Vorbohrung treten solche Strukturen in Bereichen steil fallender bis saiger stehender Foliation auf. Diese Faltenbilder stellen wahrscheinlich Sackungsstrukturen dar, die nach Steilstellung im Rahmen einer Extensionstektonik durch gravitativer Einwirkung (nahezu vertikale Beanspruchung)

Azimut der Foliation

Einfällen der Foliation

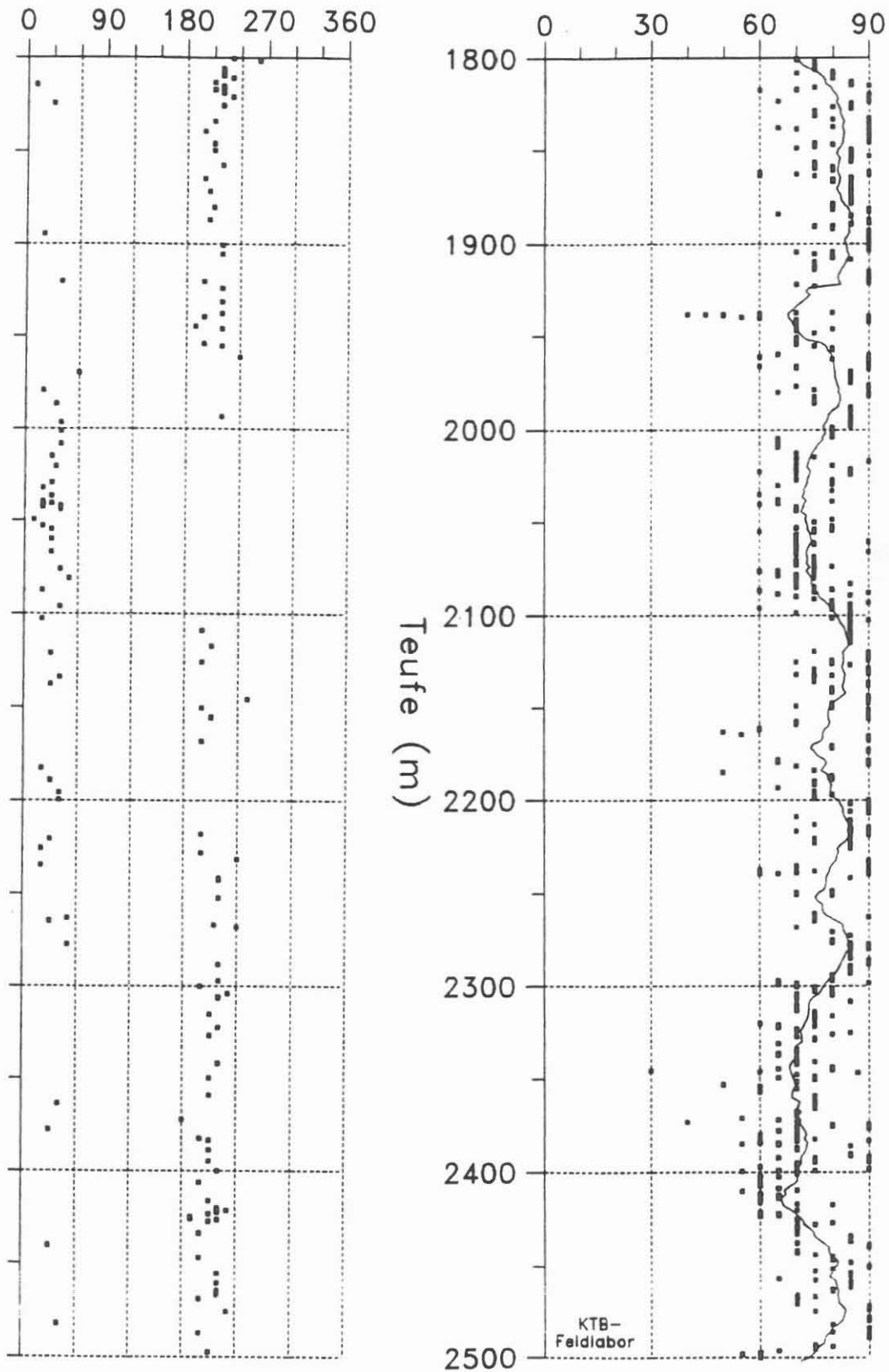


Abb. B.4.17: Profil - Azimut und Einfallwinkel der Gneisfoliation (Werte in Altgrad °). Um großräumige Trends besser erkennen zu können, ist im Graph 'Einfällen der Foliation' zusätzlich zu den Einzelwerten ein gleitender Mittelwert mit 30m-Intervall abgebildet (durchgezogene Linie).

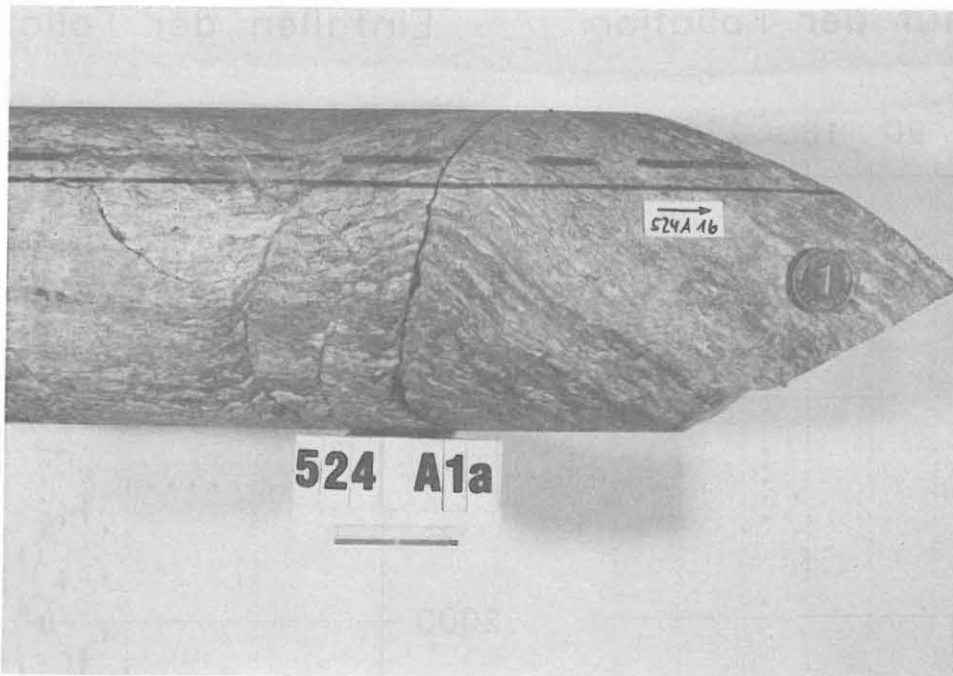


Abb. B.4.18: D3-Falte in feinkörnig-lagigem Paragneis. Verfaltung der Gneisfoliation um leicht geneigte Faltenachsenfläche.
(Kernstück 524A1a/524A1b, 2221.55 m).

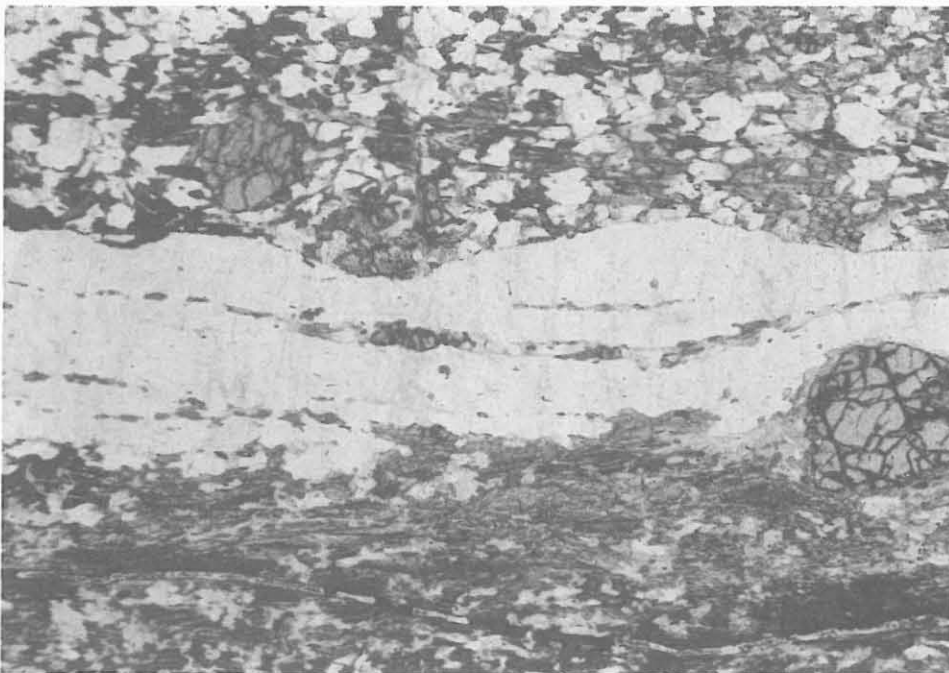


Abb. B.4.19: 'Crack and seal' - Struktur in lagig-flaserigem Paragneis. Eine Segrationsquarzlage, die entlang einer Glimmerlage (unten) den gesamten Dünnschliff durchzieht, führt als Einschluß s-parallele Lagen aus Biotit und Granat. Mikrorißbahnen verlaufen senkrecht zur Foliation.
(Schliff 447C2h, 1977.69 m, 18-fach, 1 Nicol).

angelegt wurden (freundl. mündl. Mitt. Prof. Weber/Göttingen).

Flexurartige Verbiegungen der Foliation und Knickzonen zeigen ein flaches Einfallen der Umbiegungsflächen bzw. Knickflächen. Solche Flexuren sind häufig zusätzlich bruchhaft zerschert und alteriert. Im Mikrogefüge wird der kontinuierliche Übergang von Flexuren in bruchhafte Versätze beobachtet. Mikroskopisch werden solche Verbiegungen und Knickzonen am deutlichsten durch das Glimmer/Sillimanit-Teilgefüge abgebildet.

In den feinkörnig-lagigen und in den mylonitischen Gneisen tritt eine lagenbauparallele Quarzmineralisation auf, die typische 'crack and seal' Strukturen (HEIDELBACH et al. 1988) zeigt: Die bis zu mehreren cm-langen Quarzbänder führen Einschlußbahnen mit Biotit-, Muskovit- und Granatfragmente der umgebenden Gesteinsmatrix (s. Abb. B.4.19, B.4.20). Durch die Nebengesteinseinschlüsse kann diese Mineralisation von den synmylonitisch gebildeten Plattenquarzzeilen unterschieden werden. Die parkettartige Anordnung von Quarzkörnern wird nur in den 'crack and seal'-Quarzen beobachtet. Da der in die Quarzmineralisation eingeschlossene Biotit meist stark chloritisiert ist und auch grobkörnige Muskovitscheiter als Einschluß auftreten, wird diese Quarzmineralisation als relativ junges Ereignis angesehen. Das Gefüge der Quarzmineralisation zeigt keine primäre Rekristallisation, sondern lediglich Kaltverformungsstrukturen in Form von Deformationslamellen und undulöser Auslöschung (s. Abb. B.4.21). Diese Segregationsquarzlagen wurden noch in die D3-Faltung einbezogen (DS 480Blq).

Stark verzahnte Korngrenzen an Quarz-Kornkontakten deuten auf straininduzierte Korngrenzenmigration als wirksamen Deformationsmechanismus im Quarzgefüge während der D3-Deformation hin. Solche verzahnten Korngrenzen werden sowohl in Plattenquarzzeilen mylonitischer Paragneise, als auch in richtungslos-körnigen Mobilisaten der lagig bis flaserigen Paragneise und in den Segregationsquarzlagen beobachtet. Hieraus ergibt sich die Einstufung der Korngrenzenmigration als D3-Deformationsereignis.

D4-Gefüge

Bruchhafte Verformungsgefüge sind über die gesamte Kernstrecke verbreitet. Sie äußern sich in mm-mächtigen, z.T. harnischbelegten, kataklastischen Verschiebungsflächen, in cm-mächtigen, steilstehenden, graphitreichen Kataklastenbahnen und in mehrere Meter mächtigen Horizonten mit intensiver kataklastischer Überprägung der Gneise mit z.T. erheblicher Graphit- und Chloritführung.

Die kataklastischen Scherflächen stellen Bereiche geringmächtiger, bruchhafter Verformung dar. Solche Verschieb-

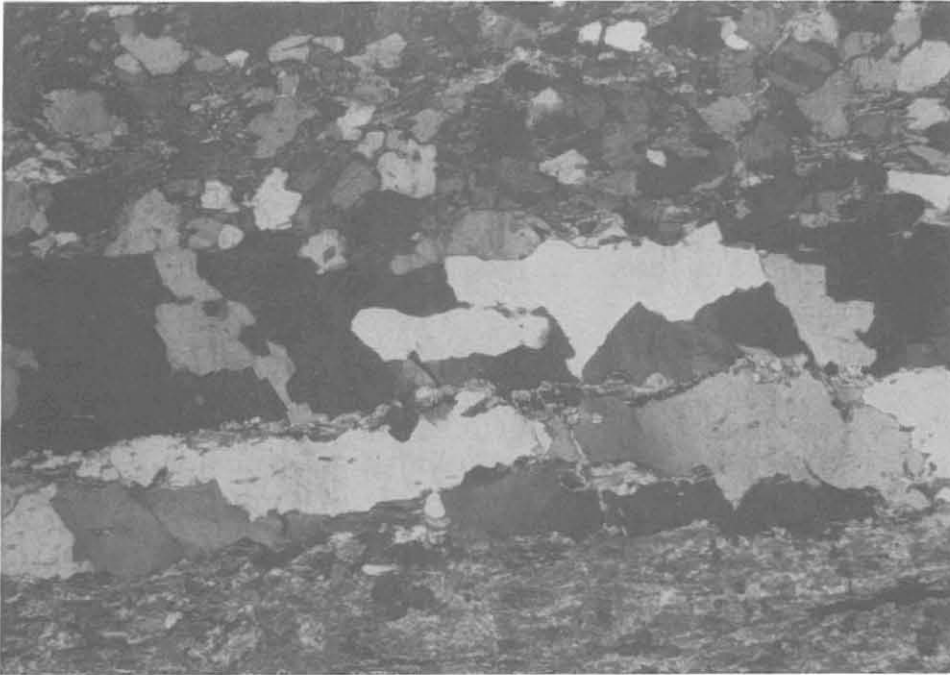


Abb. B.4.20: 'Crack and seal'- Quarz. Das Quarzband zeigt ein Korngefüge aus parkettartig aneinandergereihten Körnern. Die Korngrenzen sind unregelmäßig und nur leicht verzahnt. Die foliationsparallelen Biotitlagen bilden Phasengrenzflächen zu Quarz.
(Schliff 447C2h, 1977.69 m, 25-fach, 2 Nicols).

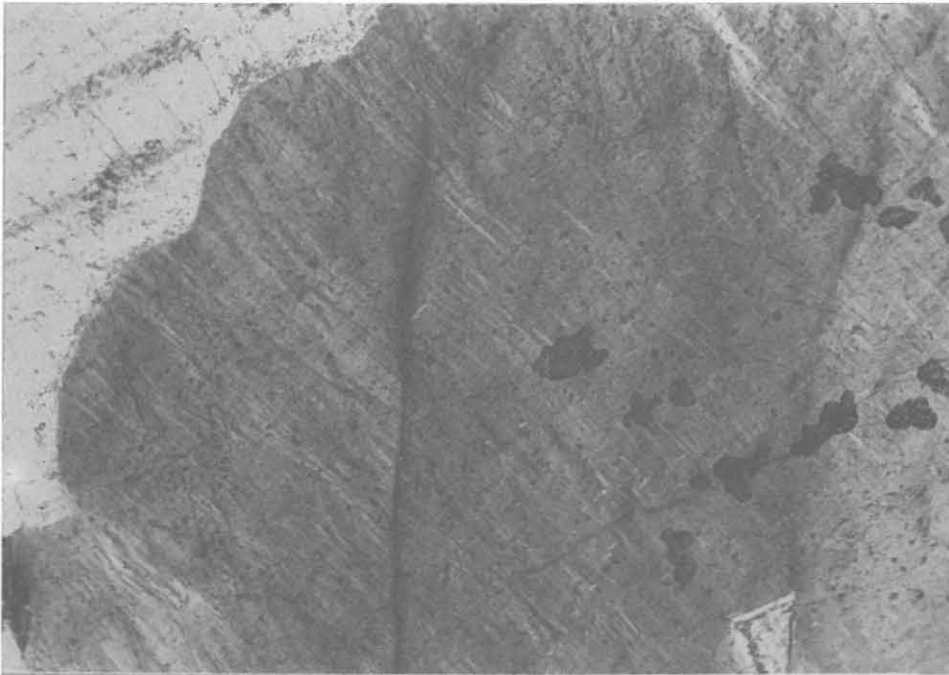


Abb. B.4.21: Deformationslamellen im Quarz eines lagig-flaserigen Paragneises. Dunkle Flecken: Artefakte.
(Schliff 580B1c, 2390.45 m, 50-fach, 1 Nicol).

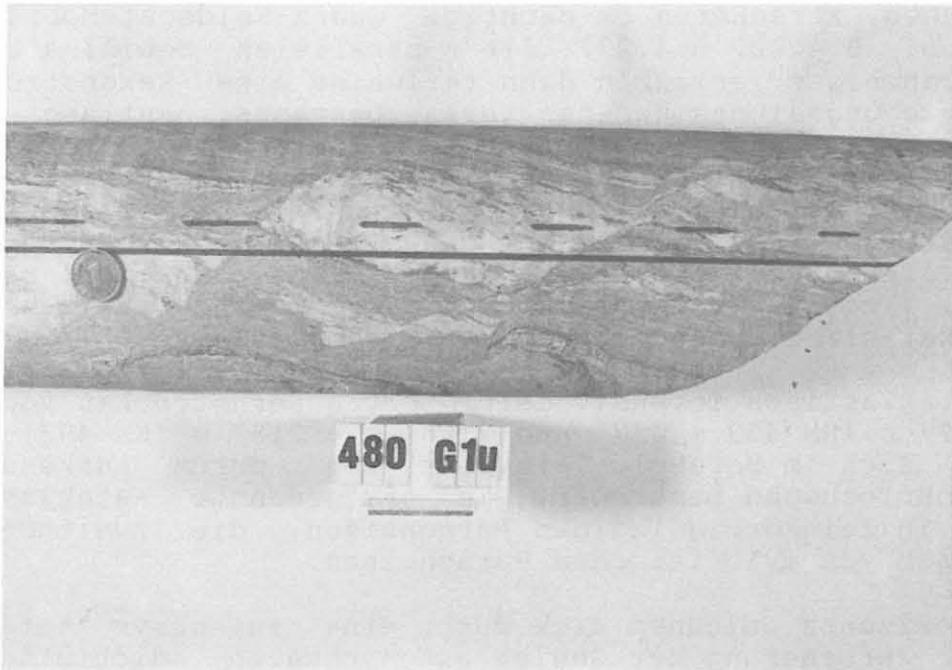


Abb. B.4.22: D4-Struktur. Kataklastische Zerschierung eines foliationsparallelen, cm-mächtigen Quarz-Feldspat-Mobilisates entlang einer mit 40° einfallenden Aufschiebung. (Kernstück 480G1u, 2101.06 m).

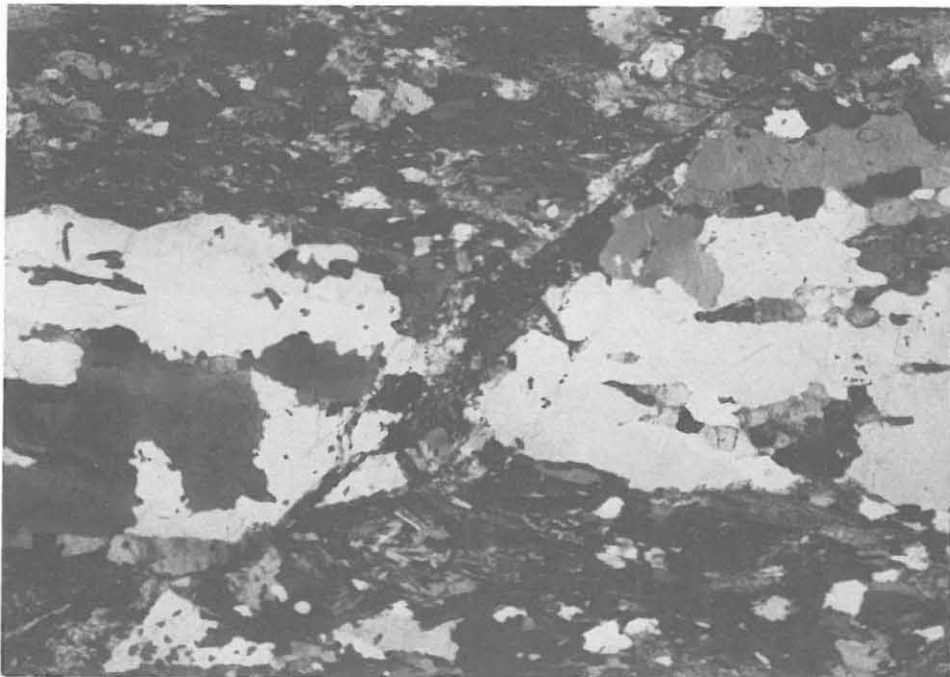


Abb. B.4.23: D4-Struktur. Kataklastische Zerschierung eines cm-mächtigen, foliationsparallelen Quarz-Feldspatmobilisates. Sinistraler Schersinn. (Schliff 480E1o, 2099.52 m, 18-fach, 2 Nicols).

ungsbahnen zerscherten cm-mächtige Quarz-Feldspat-Mobilisate (s. Abb. B.4.22, B.4.23). Die s-parallelen Mobilisate als Versatzanzeiger erlauben dann teilweise eine Rekonstruktion des Bewegungssinnes und des Versatzbetrages. Entlang kataklastischer Scherbahnen werden auch Gneise mit unterschiedlich ausgebildeter Foliation (1961.50 m) oder unterschiedlichem Einfallwinkel der Gneisfoliation (1966.10 m) versetzt. Versatzbetrag und Schersinn können nicht genauer bestimmt werden. Der Versatzbetrag muß jedoch mindestens im dm-Bereich liegen. Vereinzelt werden auch präexistierende Faltenstrukturen kataklastisch überprägt (s. Abb. B.4.24).

Die kataklastisch intensiv deformierten Kernstrecken von 1923 m - 1937 m (KM 432 - 437) und 2156 m - 2187 m (KM 493 - 506) machen sich im Borehole-Televiewer-Log durch Auskesselung der Bohrlochwand bemerkbar. Die erstgenannte Kataklastasezone liegt in feinkörnig-lagigen Paragneisen, die zweitgenannte innerhalb von mylonitischen Paragneisen.

Die Horizonte zeichnen sich durch eine intensive kataklastische Zerschörung der Gneise auf schmalen, dichtständigen Scherflächen aus, die häufig graphit- und pyritbelegt sind. Pyrit tritt auch im undeformierten Nebengestein auf (z.B. KM 498, 2165.40 m).

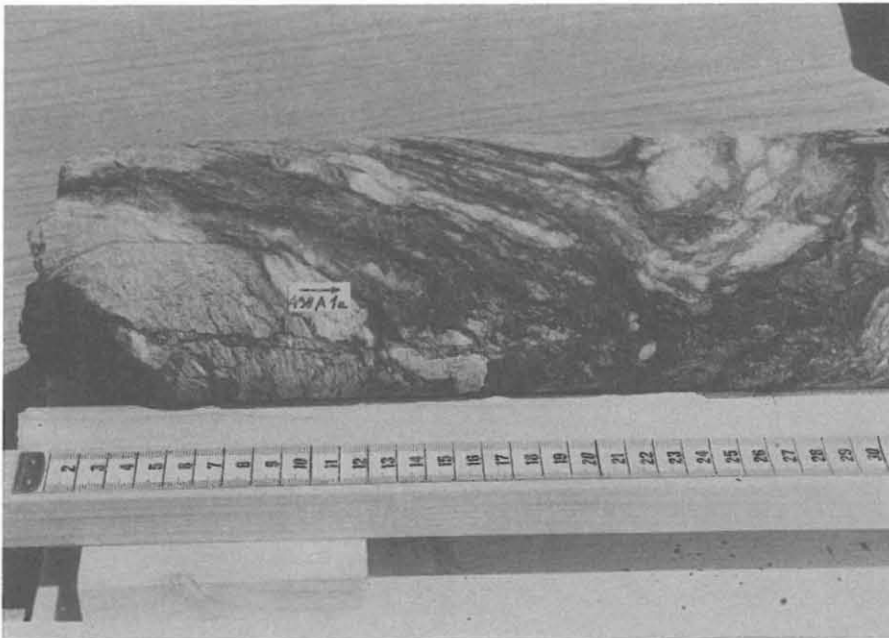


Abb. B.4.24: Kataklastisch überprägte D3-Faltenstruktur mit verfalteter Quarz-Feldspat-Mobilisatlage. Dieser Kataklastasehorizont zeichnet sich durch starke Graphitführung aus. (Kernstück 498A1a, 2165.40 m).

Die Graphitbeläge sind teilweise als Spiegelharnisch ausgebildet. Gleichzeitig sind die Gneise von einer starken hydrothermalen Überprägung betroffen. Cm-mächtige Scherbahnen sind z.T. ultrakataklastisch ausgebildet und erscheinen dann als schwarze, pseudotachylitähnliche Horizonte oder Adern, die das Wirtsgestein durchziehen.

Graphitreiche Horizonte zeigen intensive Verknetung und inkongruente Verfallung des Graphits und dessen Anreicherung in taschenartigen Strukturen (2168.30 m).

Diese Verbandsverhältnisse deuten daraufhin, daß die cm-mächtigen ultrakataklastischen Scherbahnen einem älteren Stadium der kataklastischen Deformation angehören, während das jüngere durch bruchhaften Versatz auf mm-mächtigen Scherbahnen gekennzeichnet ist. Eine ausführliche Darstellung der zeitlichen Abfolge der Kataklase und der Harnsichmineralisation erfolgt durch ZULAUF & KOHL im Kapitel E dieses Bandes.

B.4.3 Deformationspfad

Die vorliegenden makroskopischen und mikroskopischen Gefügedaten lassen folgenden Deformationspfad möglich erscheinen:

D0

Anlage des großmaßstäblichen sedimentären Lagenbaues, (heute durch lithologischen Wechsel zwischen feinkörnig-lagigem und mittelkörnig-flaserigen Gneisen angedeutet). Sedimentär-vulkanogene oder magmatogene Bildung der cm-mächtigen Wechselagerung aus hornblendereichen und biotit-, quarz-, feldspatreichen Lagen in den deformierten Hornblendegneisen.

Plagioklassprossung (Metablastese) in den Hornblendegneisen.

Deformationsgefüge des prograden p,T-Pfades sind nicht erhalten.

D1

Hochtemperaturmylonitisierung (primäre Rekristallisation des Plagioklasgefüges, Bildung von Plattenquarzen) unter amphibolitfaziellen p,T-Bedingungen.

Bildung der Intrafolialfalten und der Gneisfoliation als achsenebenenparallele Schieferung?

D2

Metablastische Kornvergrößerung?

Mylonitisierung unterhalb der Rekristallisationstemperatur von Plagioklas (primäre Rekristallisation des Quarzgefüges), Anlage der Scherbandfoliation in den Paragneisen.

Bildung der asymmetrischen, geschlossenen bis offenen Falten.

D3

Steilstellung der Foliation.

Offene, weitspannige Verfaltung der saiger stehenden Foliation um leicht geneigte oder horizontale Faltenachsenflächen durch gravitative Sackung (WEBER, mündl. Mitt.) sowie flexurartige Verfaltung und Anlage der Knickzonen.

Lagenbauparallele Quarzmineralisation mit 'crack and seal' - Strukturen.

Straininduzierte Korngrenzenmigration an Quarz-Kornkontakten.

D4

Bruchhafte Verformung des gesamten Gesteinsverbandes. Bildung der ultrakataklastischen, z. T. mehrere m mächtigen Kataklastozonen in einem älteren D4-Stadium. Bildung der bruchhaften Verschiebungsflächen aufschiebenden und abschiebenden Charakters im jüngeren D4-Stadium.

B.5 Korrelation VB 1 / VB 1a

Nach dem Festwerden des Bohrgestänges bei 1998 m und Rückzementation des Bohrloches wurde vom Ablenkpunkt bei 1709 m ein neues Bohrloch mit der Bezeichnung VB 1a abgeteuft. Zwei nebeneinanderliegende Bohrlöcher ermöglichen einen zweidimensionalen Einblick in das Gebirge. Im Hinblick auf die Hauptbohrung können hier schon erste Korrelationsmöglichkeiten getestet werden.

Folgende Umstände erschweren die Korrelation:

- (1) Die gekernte Strecke der VB 1 endet bereits bei 1817 m, während die VB 1a erst unterhalb 1802 m gekernt ist. Die mit Kernmaterial belegte (scheinbare) Überlappungsstrecke beträgt also nur 15 m.
- (2) Die wenigen Bohrlochmessungen in der VB 1 enden bei 1816 m. Das GR-Log liefert bis etwa 1795 m, das FMST-Log bis 1787,4 m verwertbare Daten.
- (3) Die lithologische Abfolge ist relativ monoton.

Elementare Voraussetzung für einen Vergleich beider Bohrstrecken ist die Kenntnis des Bohrlochverlaufes sowie der Lagerungsverhältnisse der Gneise:

Entsprechend dem Horizontalriß des Bohrlochverlaufes (Abb. B.5.1) beträgt die horizontale Entfernung zwischen den Bohrlöchern wahrscheinlich etwa 14 m in 1998 m Teufe. Unter Berücksichtigung des steilen Foliationseinfallens nach SSW müssen vergleichbare Punkte in der VB 1a deutlich tiefer liegen als in der VB 1, wobei der Versatz mit der Entfernung der beiden Bohrlöcher voneinander größer wird (Abb. B.5.2).

Für die Teufe von 1800 m wurde das Modell über Winkelbeziehungen mit Foliationswerten aus dem FMST(Formation Microscanner Tool)-Log durchgerechnet. Die Foliation schwankt zwischen 190/60 und 220/70. Für das Profil AB (Abb. B.5.2 und B.5.3) ergeben sich daraus für das **scheinbare** Einfallen Werte zwischen 42° und 67°. Rechnerisch resultiert daraus ein vertikaler Versatz von minimal 5 m und maximal 13 m. Für den gemittelten Foliationswert der FMST-Daten ergibt sich ein vertikaler Versatz von 8.5 m bei einer horizontalen Entfernung von 5.6 m.

Diese Überlegung wird durch die GR(Gamma Ray)-Kurven bestätigt, wenn man charakteristische Minima und Maxima miteinander verbindet (Abb. B.5.3). Die Korrelation ist jedoch nur bis etwa 1795 m ausführbar, da darunter das GR der VB 1 nicht mehr aussagekräftig ist. Der vertikale Versatz zwischen VB 1 und VB 1a beträgt in dieser Teufe circa 10 m bei einer horizontalen Entfernung von 5.6 m. Tatsächlich wurden in der VB 1 bei etwa 1780 m und in der VB 1a bei circa 1789 m erhöhte

Mobilisatgehalte in den Gneisen beobachtet.

Unterhalb von 1795 m ist der Vergleich wesentlich schwieriger. Kyanit-Gneise treten in der VB 1 erstmals bei 1920 m und in der VB 1a bei 1960 m wieder auf. Für die in der VB 1a bei 1750 und 1820 m beobachteten hornblende- bzw. cummingtonit-führenden Gneise konnten in den Cuttings der VB 1 keine Äquivalente nachgewiesen werden.

An einem Vergleich aus geologischen, geochemischen und geophysikalischen Daten wird zur Zeit noch gearbeitet. Eine Korrelation in einem etwas größeren Maßstab erscheint mit Datenmaterial aus Dichte-, Suszeptibilitäts-, Gamma-Spektroskopie-, RDA- und RFA-Messungen möglich. Voraussetzung dafür ist jedoch, daß die räumlichen Beziehungen nicht durch die polyphase Kataklyse zu stark verstellt wurden.

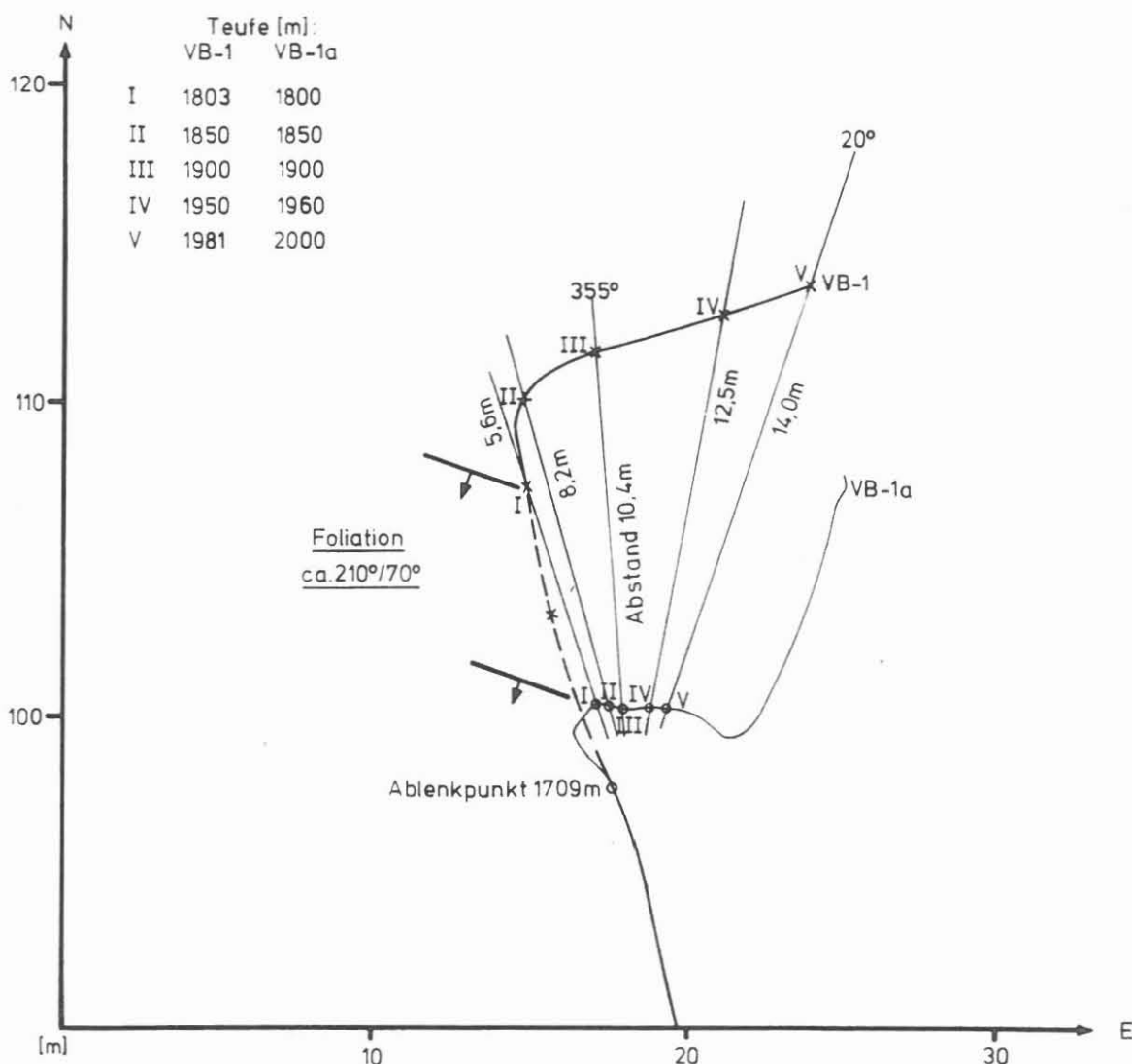


Abb. B.5.1: Horizontal-Projektion der KTB-Vorbohrung im Tiefenbereich 1700 - 2000 m. Die Koordinaten beziehen sich auf den Bohransatzpunkt.

Schematischer Bohrlochverlauf von 1700 m bis 1800 m

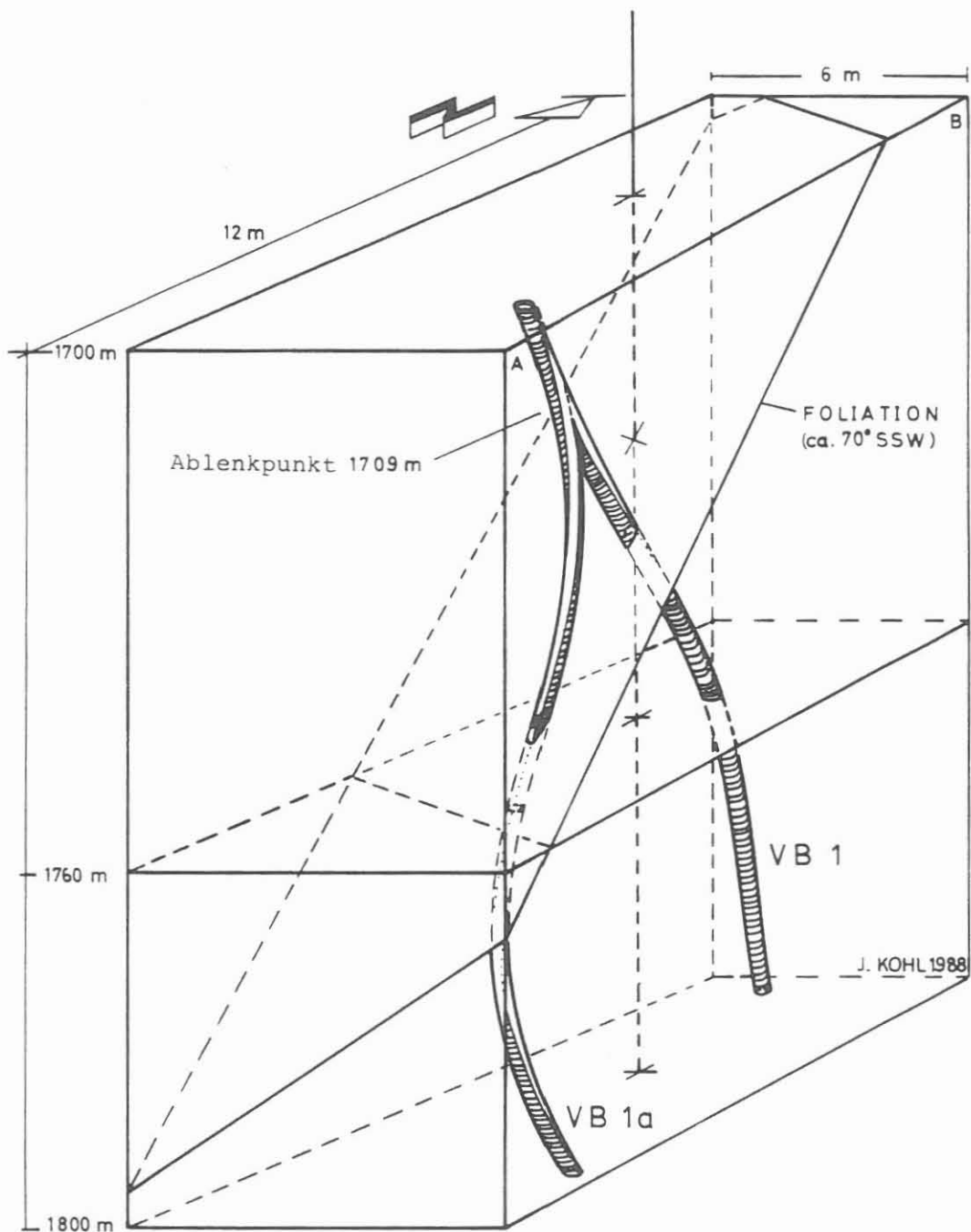


Abb. B.5.2: Räumliche Darstellung des Verlaufs der beiden Bohrlöcher VB 1 und VB1a und der Lagerung der Foliation im Ablenkbereich.

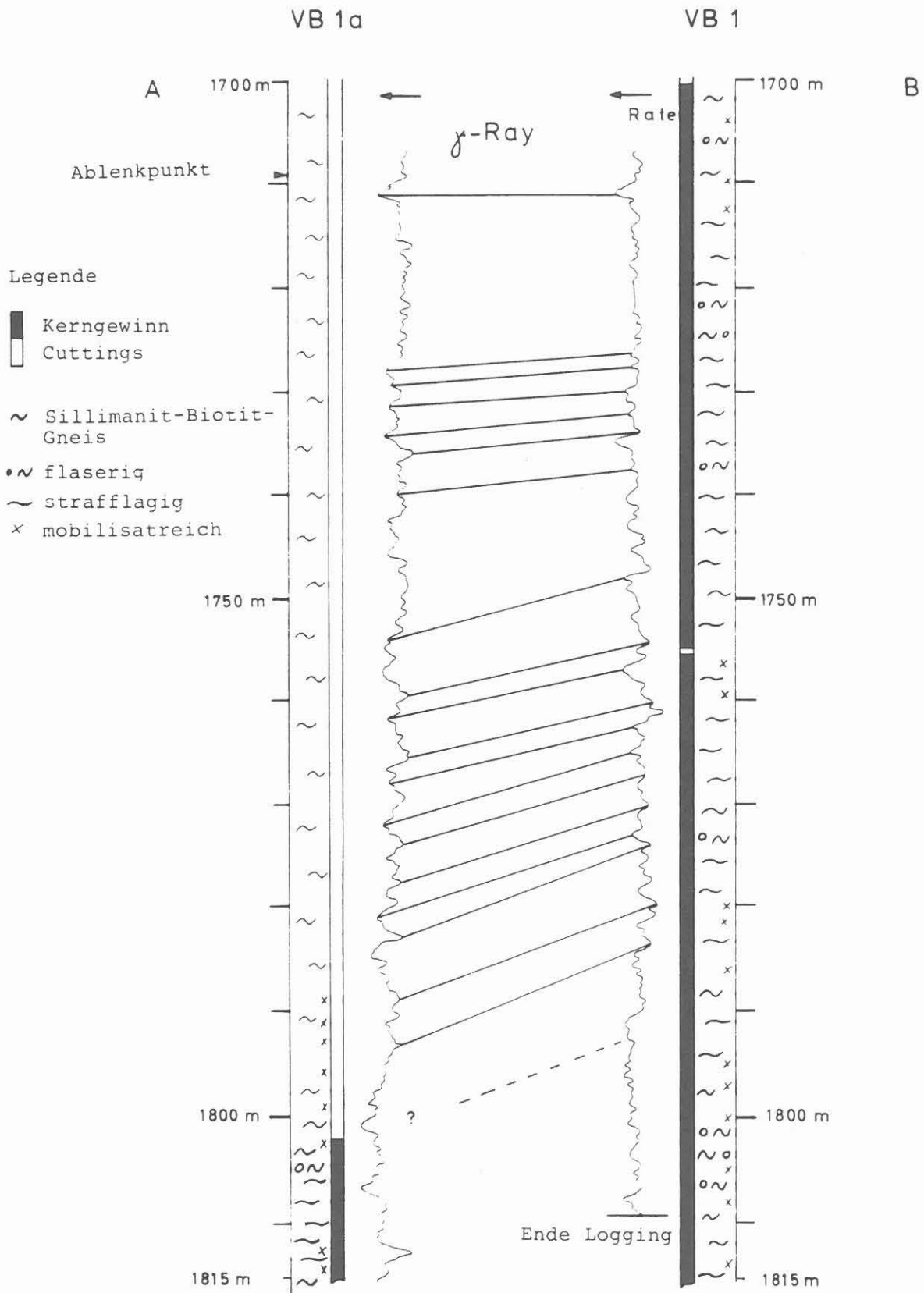


Abb. B.5.3: Lithologische Korrelation der beiden Bohrlöcher mit Hilfe von Bohrloch-Messungen (Gamma-Ray-Log).

Danksagung

Für kritische Anmerkungen und hilfreiche Diskussionsbeiträge danken wir Prof. R. Emmermann, Prof. K. v. Gehlen, Prof. K. Weber, Prof. B. Stöckhert und Dr. H.-G. Dietrich.

Die Probenvorbereitung und Schliffanfertigung lag in den Händen von X. Spies, E. Wiendl, S. Lang, O. Leitner, D. Wagner und P. Prători. Für die Unterstützung bei den photographischen und zeichnerischen Darstellungen danken wir M. Neuber und E. Nuber.

B.6 Schriftenverzeichnis

BLÜMEL, P., GRÄFEN, B., KLEEMANN, U. & SCHREYER, W. (1988): Petrologie, Bohrkernmaterial, Oberpfalz.- KTB Report 88-10: Posterbeiträge S. 49.

FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes.- Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 41:1-22; Stgt.

FRIEDRICH, G., KOTNIK, M., REDECKE, P., VAN DELDEN, S., VOGTMANN, J. & KEYSSNER, S. (1988): Erzpetrologisch-geochemische Untersuchungen an Bohrkernen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms - Voruntersuchung der Lokation Oberpfalz.- Abschlußbericht DFG Fr 240/45-1/45-2, Inst. f. Mineralogie und Lagerstättenlehre, RWTH Aachen, 178 S. (unveröff.).

FRIEDRICH, G., KOTNIK, M., VOGTMANN-BECKER, J. HERZIG, P., KONTNY, A. & KEYSSNER, S. (1989): Erzpetrologie und Mineralchemie im Kontinentalen Tiefbohrprogramm - Vorbohrung "VB-Oberpfalz".- 2. Zwischenbericht DFG Fr 240/45-3, Inst. f. Mineral. und Lagerst.-lehre, RWTH Aachen, 70 S. (unveröff.).

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 992 m: B. Geologie.- KTB Report 88-2: B1-B60.

HEIDELBACH, F., VOLLBRECHT, A., WALL, H. de & WEBER, K. (1988): Lagenparallele Quarzmineralisationen in Gneisen der Bohrung Püllersreuth (ZEV).- KTB Rep. 88-10, Posterbeiträge, S. 56.

HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram.- Amer. J. Sci., 271: 97-131.

KEYSSNER, S., MASSALSKY, T., MÜLLER, H., RÖHR, C., GRAUP, G. & HACKER, W. (1988): Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor (Windischeschenbach), Teufenbereich von 992 bis 1530 m: B. Geologie.- KTB Report 88-6: B1-B88.

KOJIMA, S. & SUGAKI, A. (1985): Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S-system between 500 °C and 300 °C under hydrothermal conditions.- Econ. Geol., 80, 158-171.

- KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S.D. (1976): Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application.- *Can. Mineral.*, 14, 364-386.
- MASSALSKY, T., MÜLLER, H., RÖHR, C., GRAUP, G., HACKER, W., KEYSSNER, S. & KOHL, J. (1988): Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB Feldlabor (Windischeschenbach), Teufenbereich von 1530 bis 1998 m: B. Geologie.-KTB Report 88-9: B1-B66.
- NICKEL, E.H. & MANDARINO, J.A. (1988): Procedures involving the IMA Comm. on New Minerals and Mineral Names, and guidelines on mineral nomenclature.- *Fortschr. Miner.*, 66,2: 175-196.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. - *J. struct. Geol.*, 8: 397 - 410.
- ROCK, N.M.S. (1984): Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites, spessartites.- *Tr. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 74, 193-227.
- SHARP, Z.D., ESSENE, E.J. & KELLY, W.C. (1985): A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages.- *Can. Mineral.* 23, 517-534.
- STANKOVA, J. (1982): "Dist-Sillimanit": Its importance for assessment of polyphase metamorphism in the leptynite body near Bory, Czechoslovakia.- *Krystalinikum*,16: 53-66.
- SUGAKI, A., SHIMA, H., KITAKAZE, A. & HARADA, H. (1975): Isothermal phase relations in the system Cu-Fe-S under hydrothermal conditions at 350 °C and 300 °C.- *Econ. Geol.*, 61, 806-823.
- SUNDBLAD, K., ZACHRISSON, E., SMEDS, S.-A., BERGLUND, S. & ALINDER, C. (1984): Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides.- *Econ. Geol.*, 79, 1660-1668.
- THOMPSON, A.B. (1975): Calc-Silicate Diffusion Zones between Marble and Pelitic Schist.- *J. Petrol.*,16: 314-346.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatischer Gesteine.- *Beih. Geol. Jb.*, 42: 382 S.
- VOLL, G. (1980): Deformation, crystallisation and recrystallisation.- *International conference of deformation on rocks. Göttingen, April 9-12, 1980. Abstracts - (Appendix) S. 1-9.*
- WEBER, K. et al. (1989): Beobachtungen zum Deformationspfad der Gesteine aus der KTB-VB. - 2. KTB-Kolloquium, Giessen 15.-17.3.89, Posterband (in Vorber.).
- WIMMENAUER, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchi-basaltische Ganggesteine.- *Fortschr. Miner.*, 51: 3-67.
- WIMMENAUER, W. (1984): Das prävaristische Kristallin im Schwarzwald.- *Fortschr. Min.*, 62, Bh.2: 69-86.

B.7 Anhang

Erläuterungen zum geologischen Profil (Abb. B.7)

Spalte	Erläuterung
CUTTINGS	<p>Die erbohrten Cuttings werden vor Ort naß gesiebt, getrocknet und die Fraktionen volumetrisch ausgewogen. Dargestellt sind die prozentualen Anteile der Fraktionen. Der Graph zeigt:</p> <p>links: grobe Fraktion = größer als 1 mm mitte: feine Fraktion = 0.063 - 1 mm rechts: feinste Fraktion = kleiner als 0.063mm</p> <p>Diese Spalte wird nur in kernlosen Strecken ausgefüllt. Weiterhin sind technische Angaben enthalten, die die Cuttings beeinflussen: E/A = Ein-/Ausbau des Gestänges, RM = Rollenmeißel, DIA = Diamant-Meißel, Richtbohren = der Meißel wird über einen Untertage-Motor angetrieben und aktiv in eine bestimmte Richtung abgelenkt.</p>
GAMMA-RAY	<p>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.</p>
KALIBER	<p>Die Kurve KALIBER zeigt den Bohrlochdurchmesser an. Der Außendurchmesser der Bohrkronen beträgt 152 mm (6"). GAMMA-RAY und KALIBER sind Bohrlochmessungen.</p>
LITHOLOGIE	<p>Gesteinsname und seine graphische Darstellung. Abkürzungen siehe unten.</p>
FOLIATION	<p>Das Einfallen der Foliation in Grad ist als Zahl und zur Veranschaulichung als Graph angegeben.</p>
ALTERATION	<p>Nach der Cutting- und Dünnschliffanalyse wurde ein qualitativer Alterationsgrad nach folgendem Schema festgelegt:</p> <ul style="list-style-type: none">1 = frisches Gestein2 = schwach alteriertes Gestein3 = deutlich alteriertes Gestein4 = völlig alteriertes Gestein

Die Grenze unterschiedlich alterierter Gesteine ist durch eine waagerechten Strich markiert. Über und unter ihr ist der entsprechende Alterationsgrad angegeben.

STÖRUNGEN

Störungen 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.2.10 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.

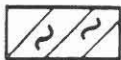
Abkürzungen:

GNT, HBL = Granat, Hornblende
QRZ, PLG = Quarz, Plagioklas
KYA, AMF = Kyanit, Amphibol
SIL, BIO = Sillimanit, Biotit
MUS, HGL = Muskovit, Hellglimmer
ALT = alteriert
GNS = Gneis
AMP = Amphibolit
MOB = Mobilisat
FLS = flaserig
KKL = kataklastisch, Kataklasit
E/A = Ein-/Ausbau des Gestänges
RM = Rollenmeißel
DIA = Diameißel

Signaturen:



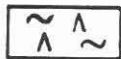
flaseriger Gneis



strafflagiger Gneis



Wechsellagerung zwischen flaserigem
und strafflagigem Gneis



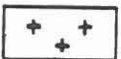
hornblendeführender Gneis



Amphibolit



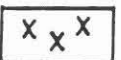
Lamprophyr



Aplitgranit



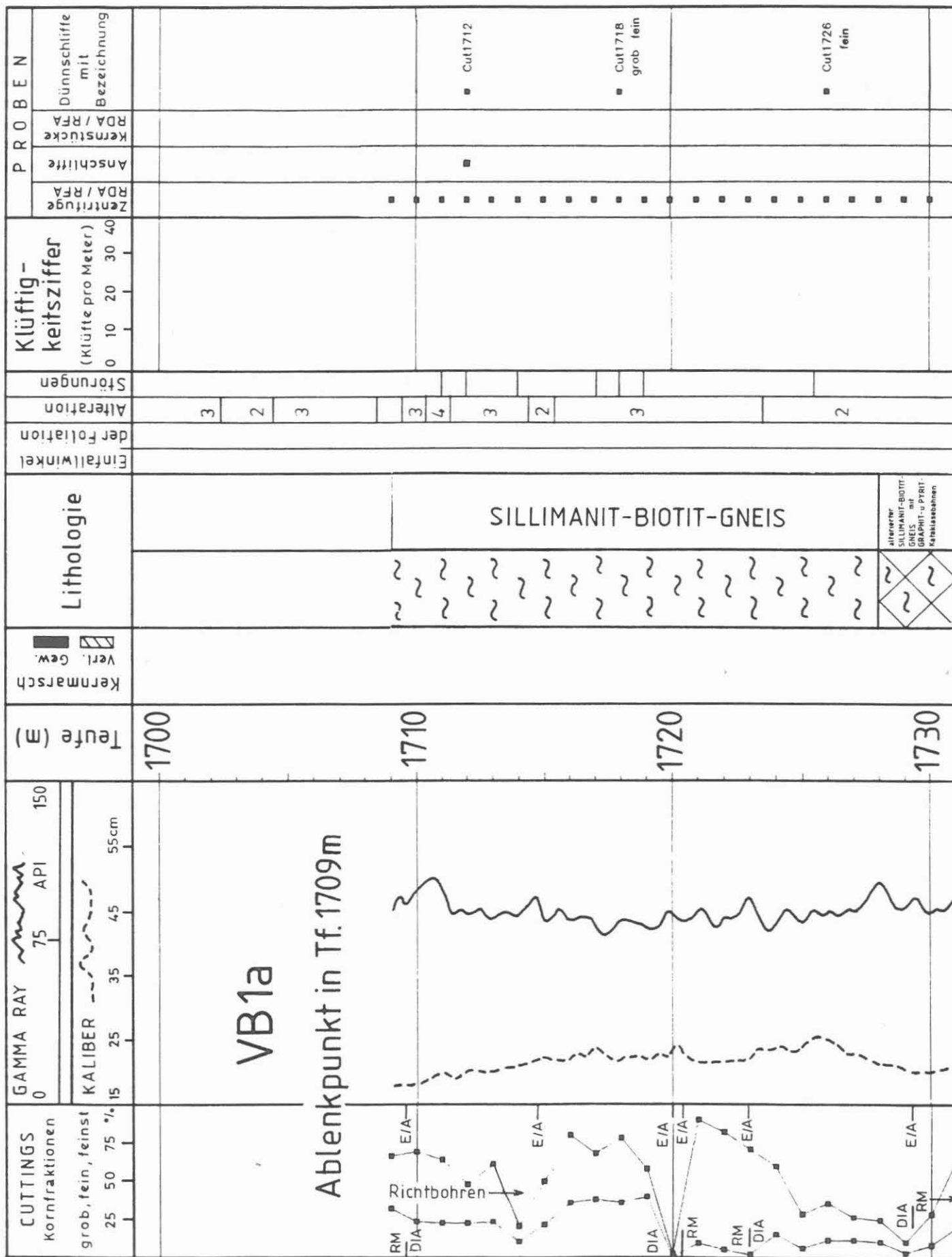
Kataklasit, kataklastischer Gneis

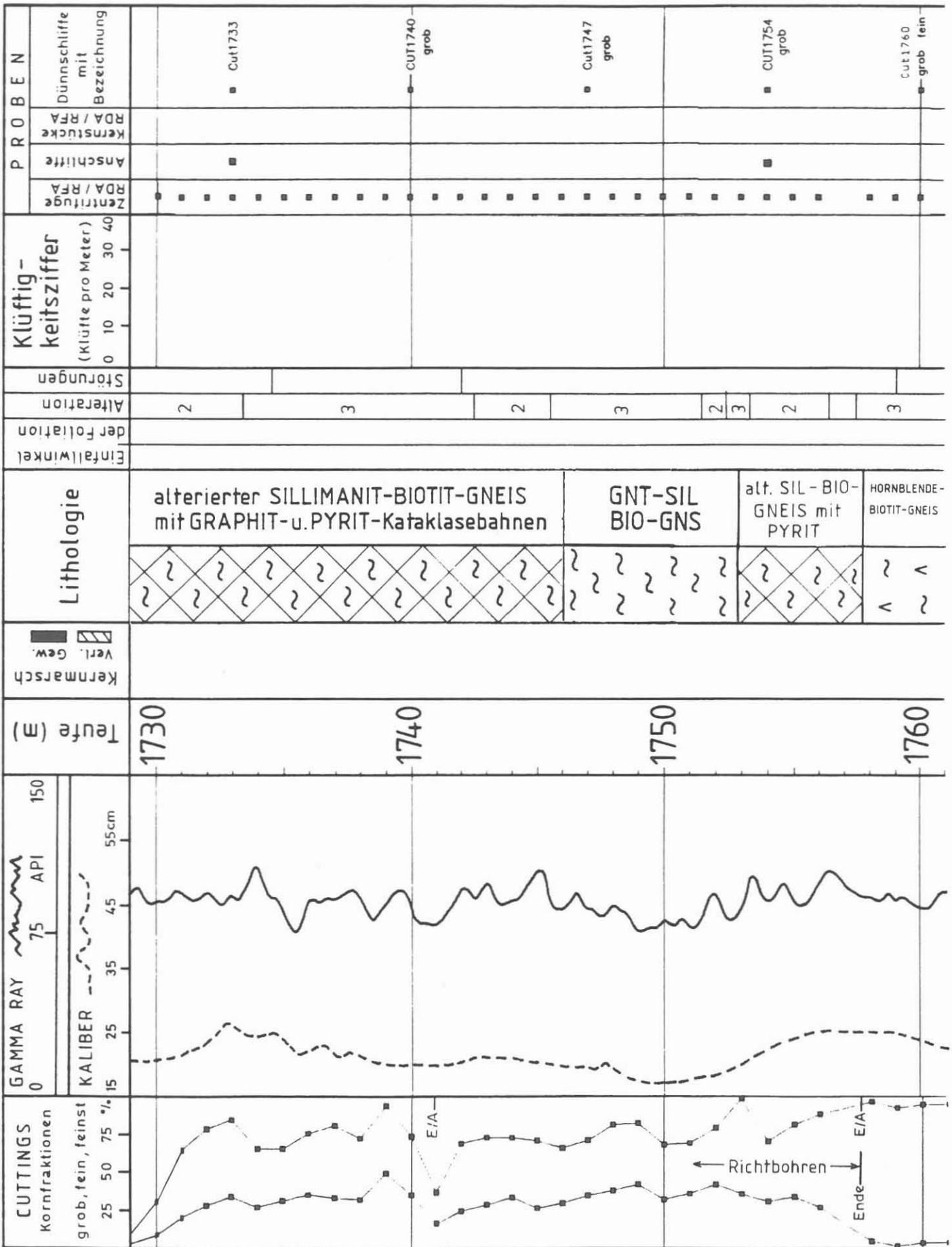


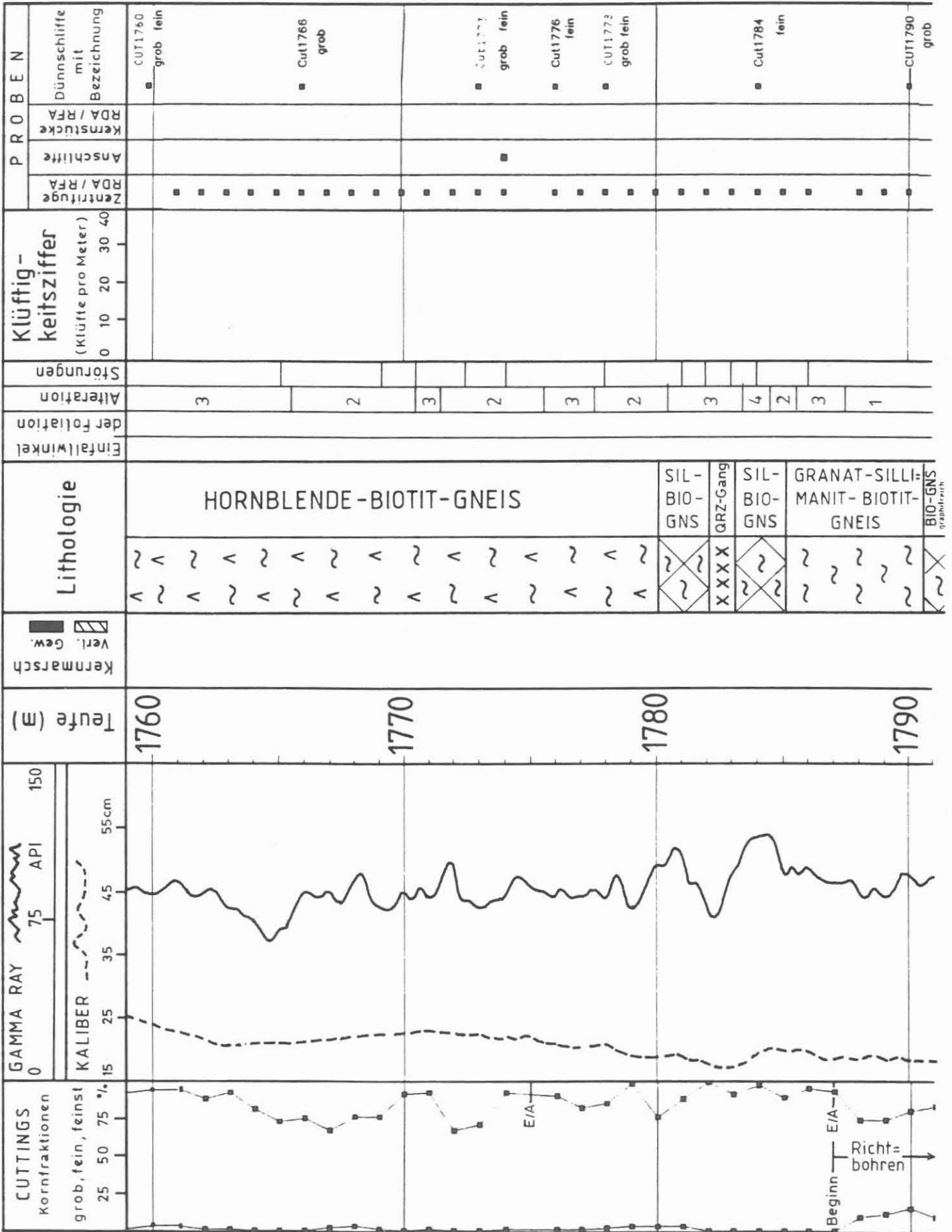
Quarzgang, Quarz-Feldspat-Mobilisat,
Pegmatoid

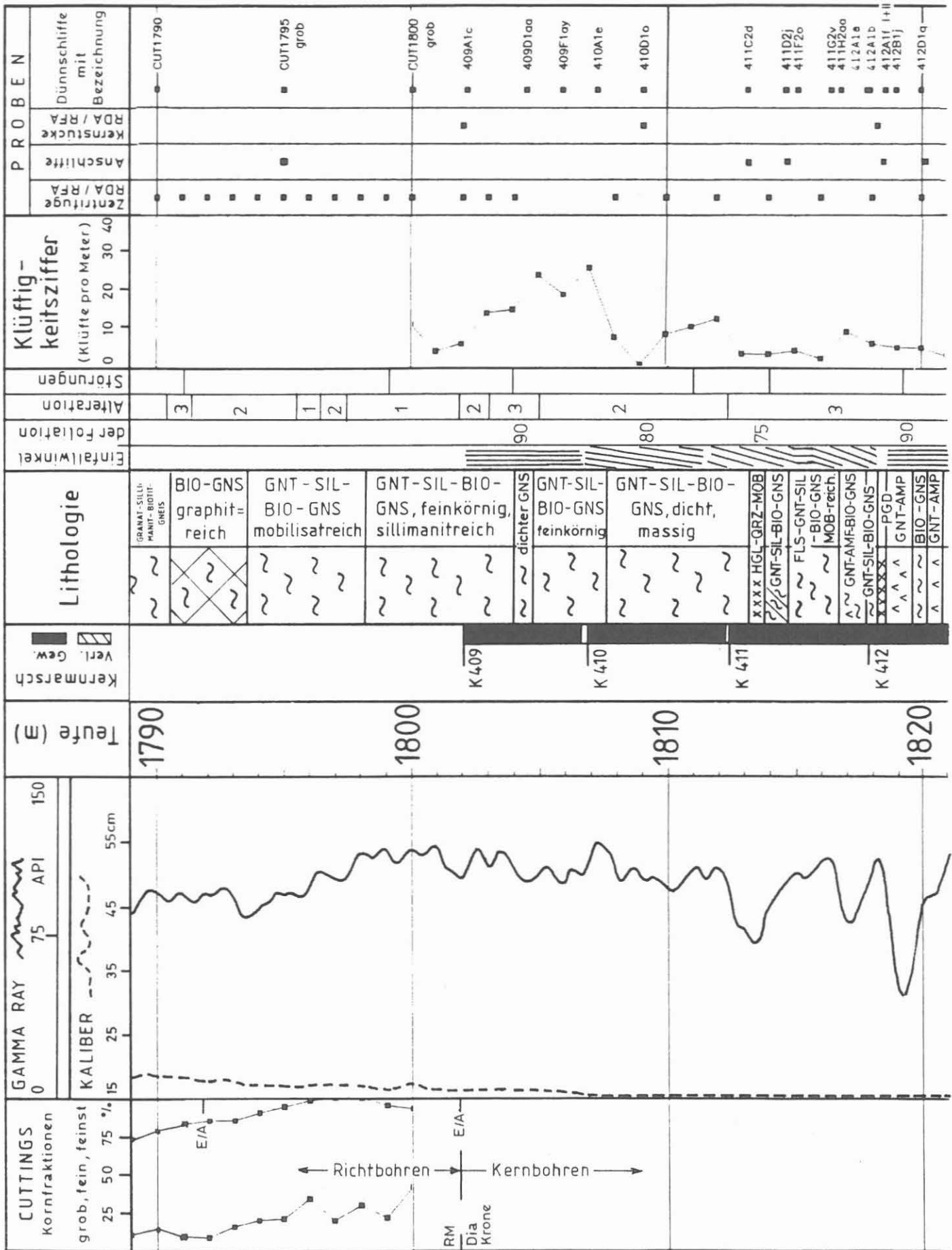
Folgende Seiten:

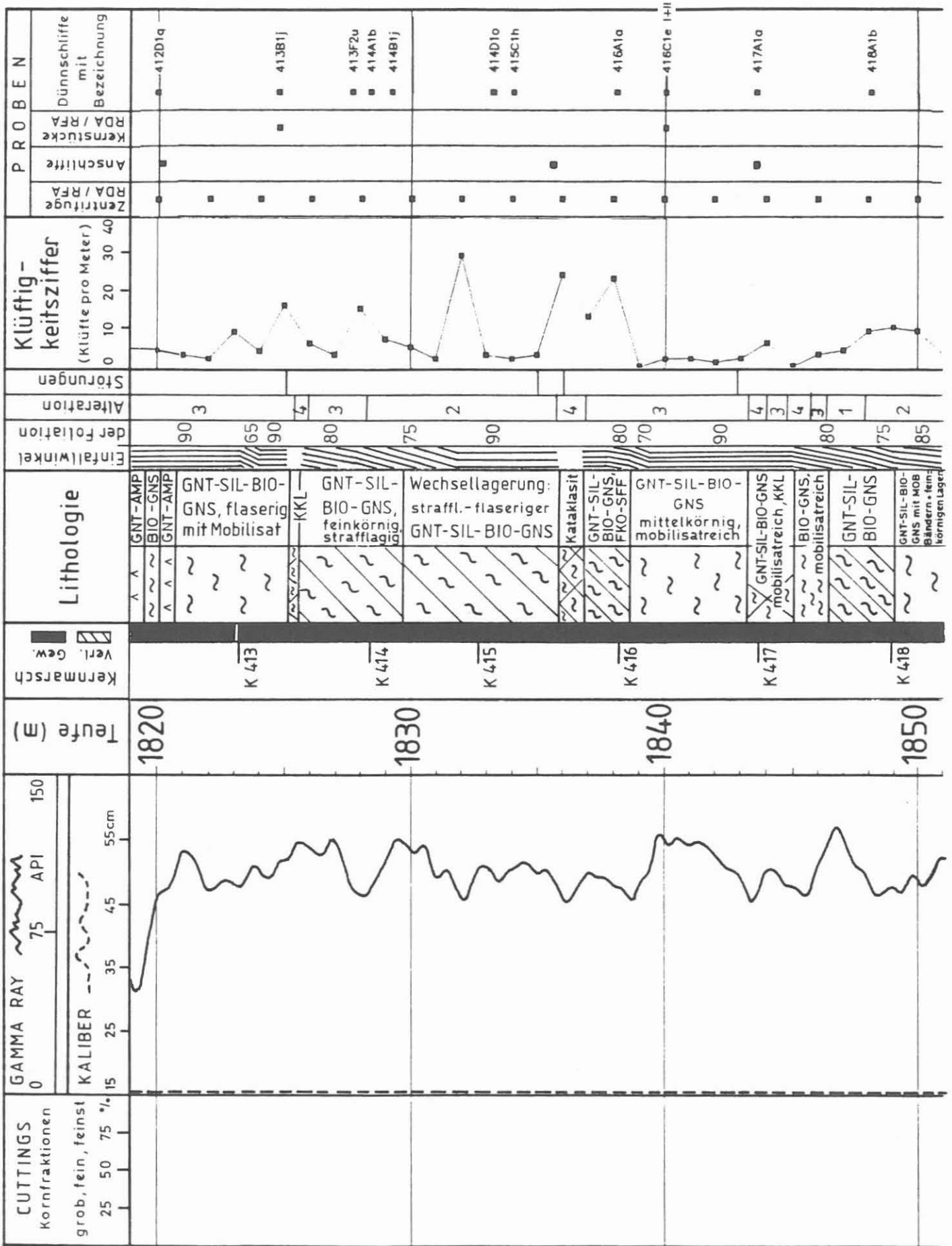
Abb. B.7 : Profildarstellung der geologischen Ergebnisse
im Vergleich mit Angaben zum Bohrverfahren und
Bohrlochmessungen im Maßstab 1:200.

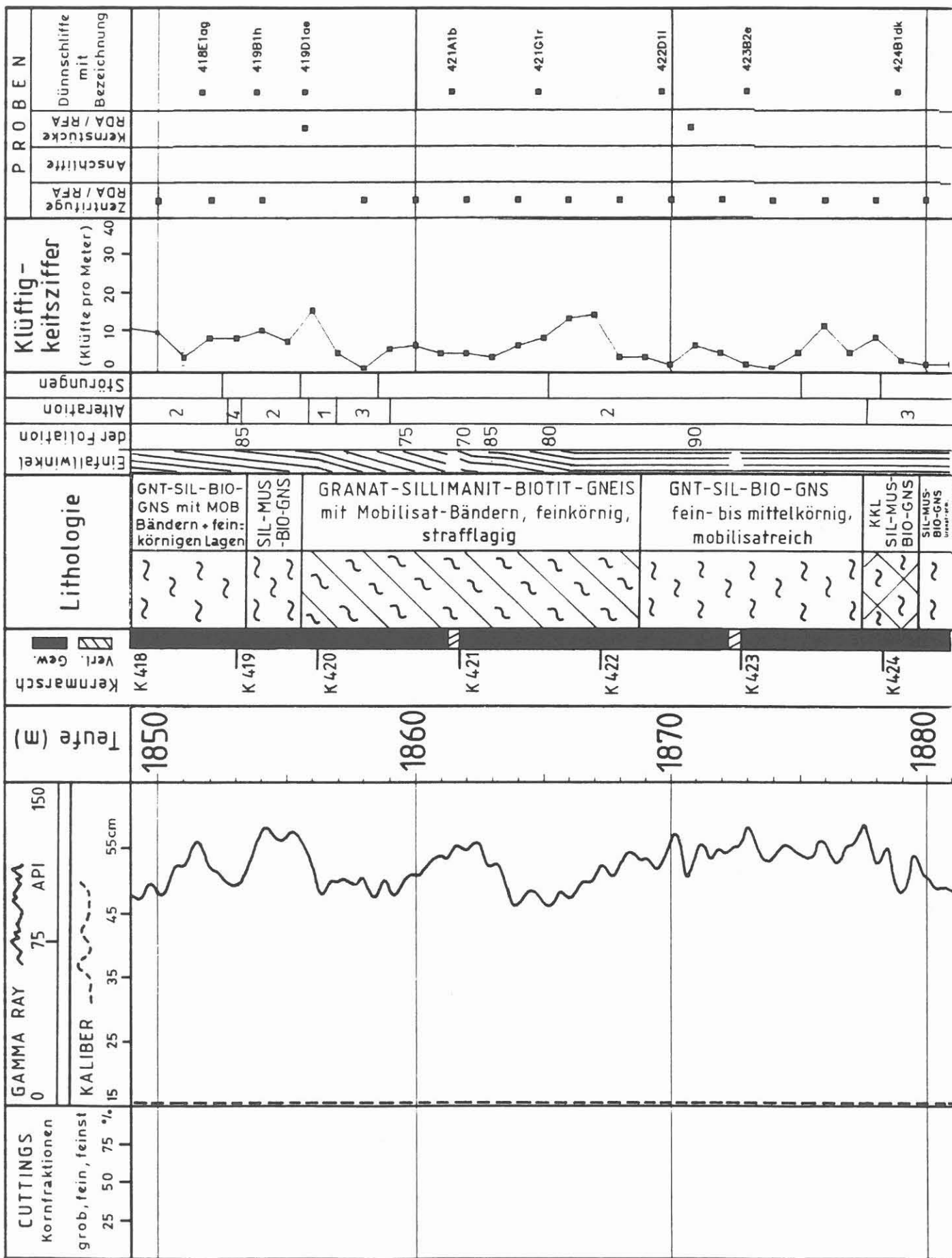


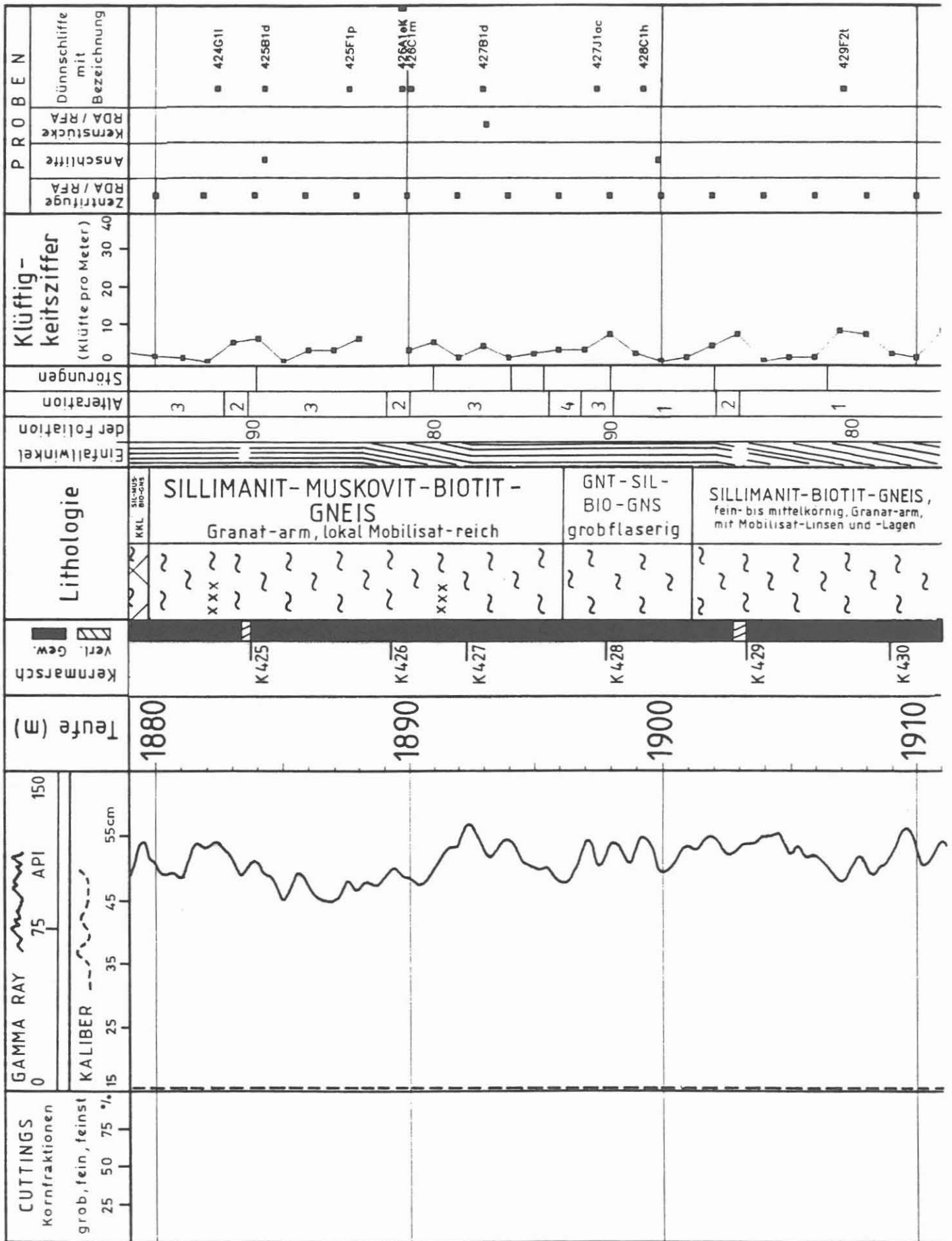


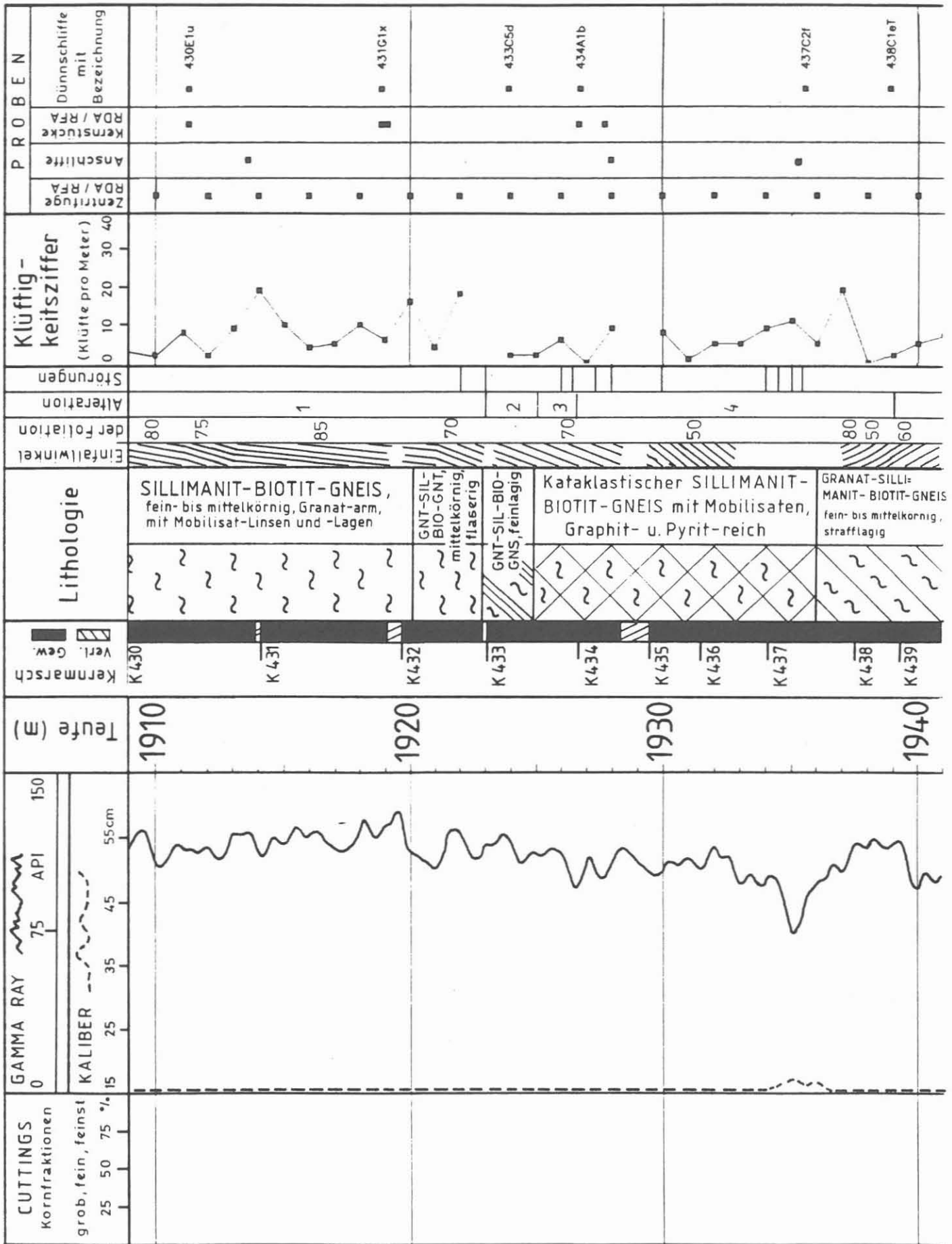


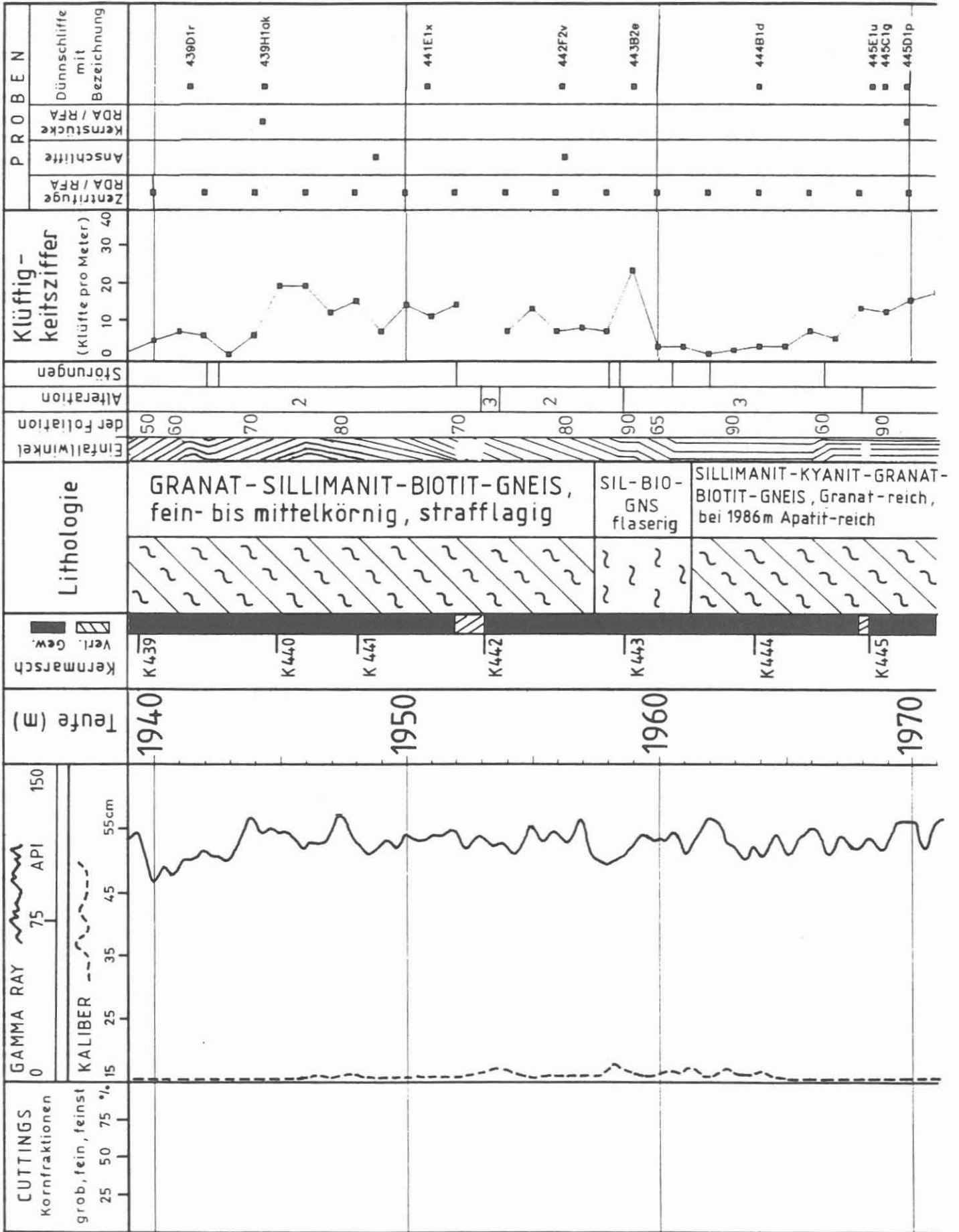


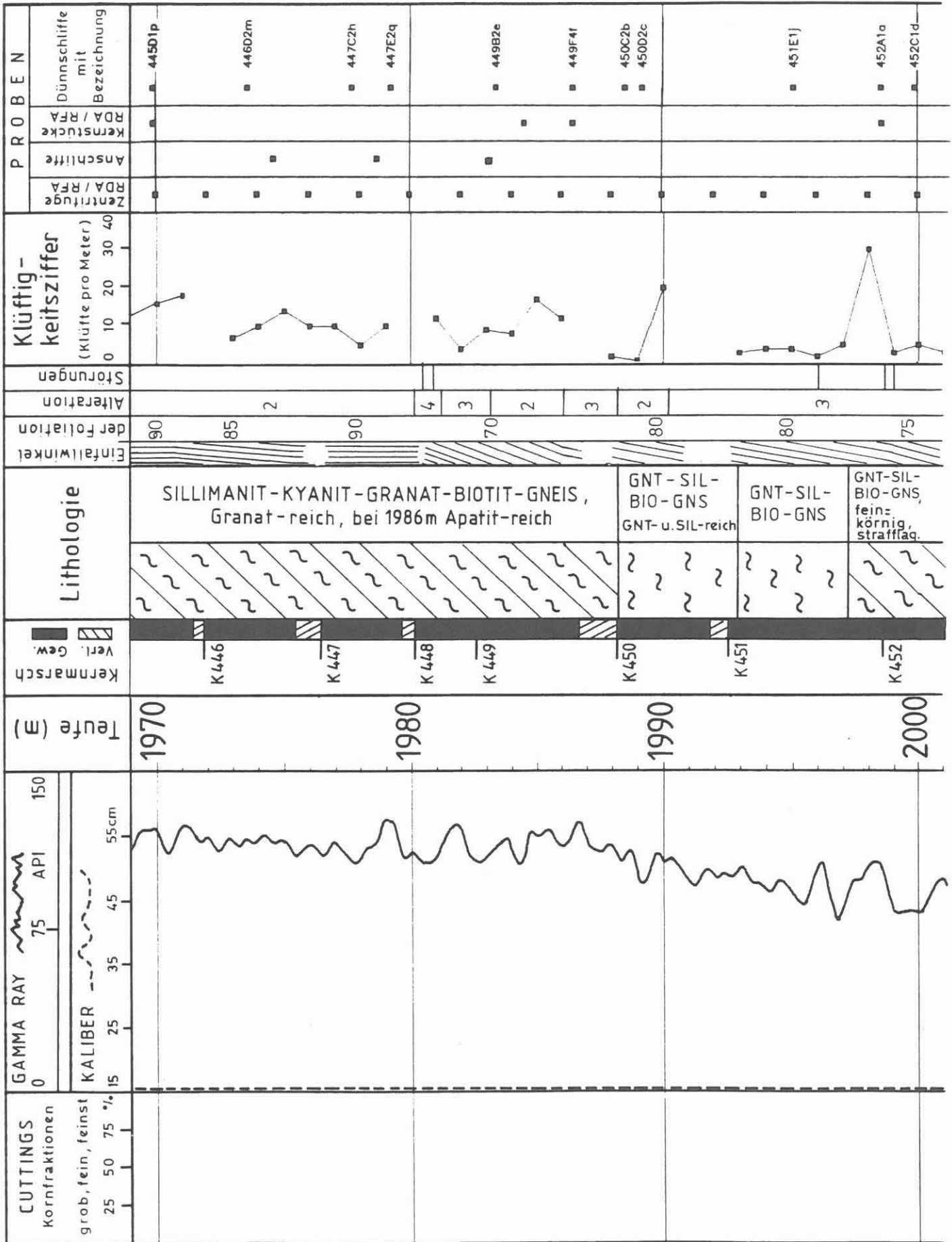


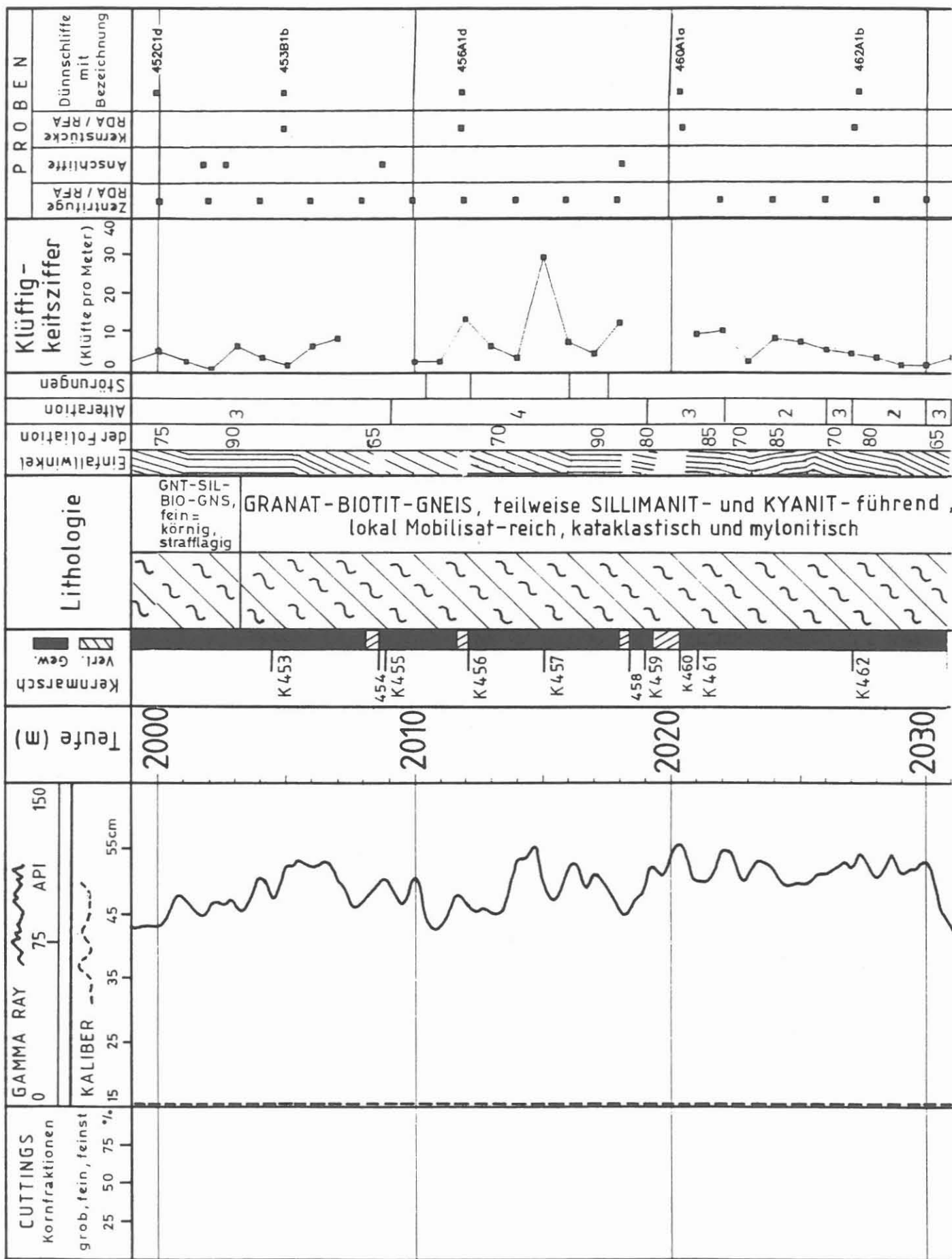


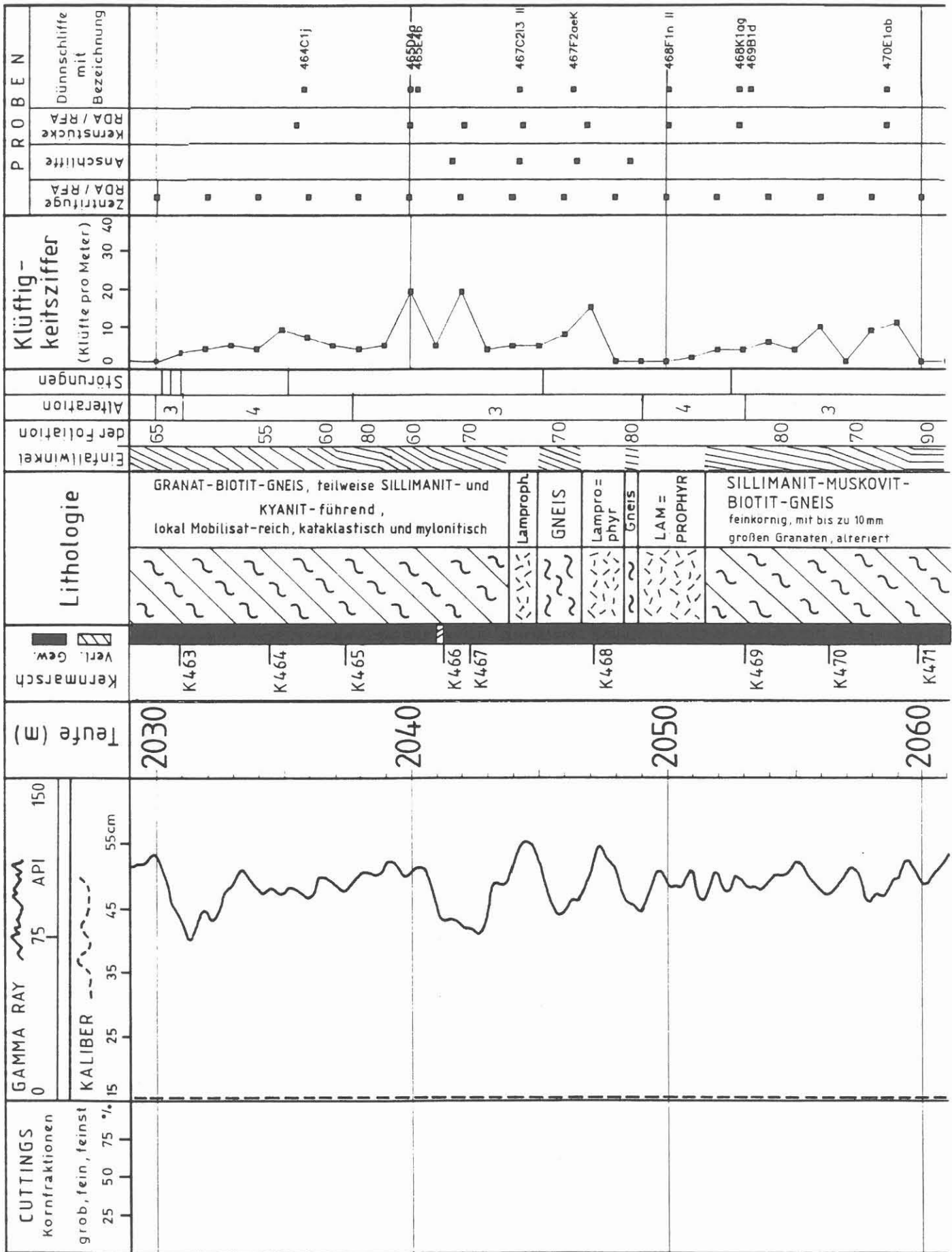


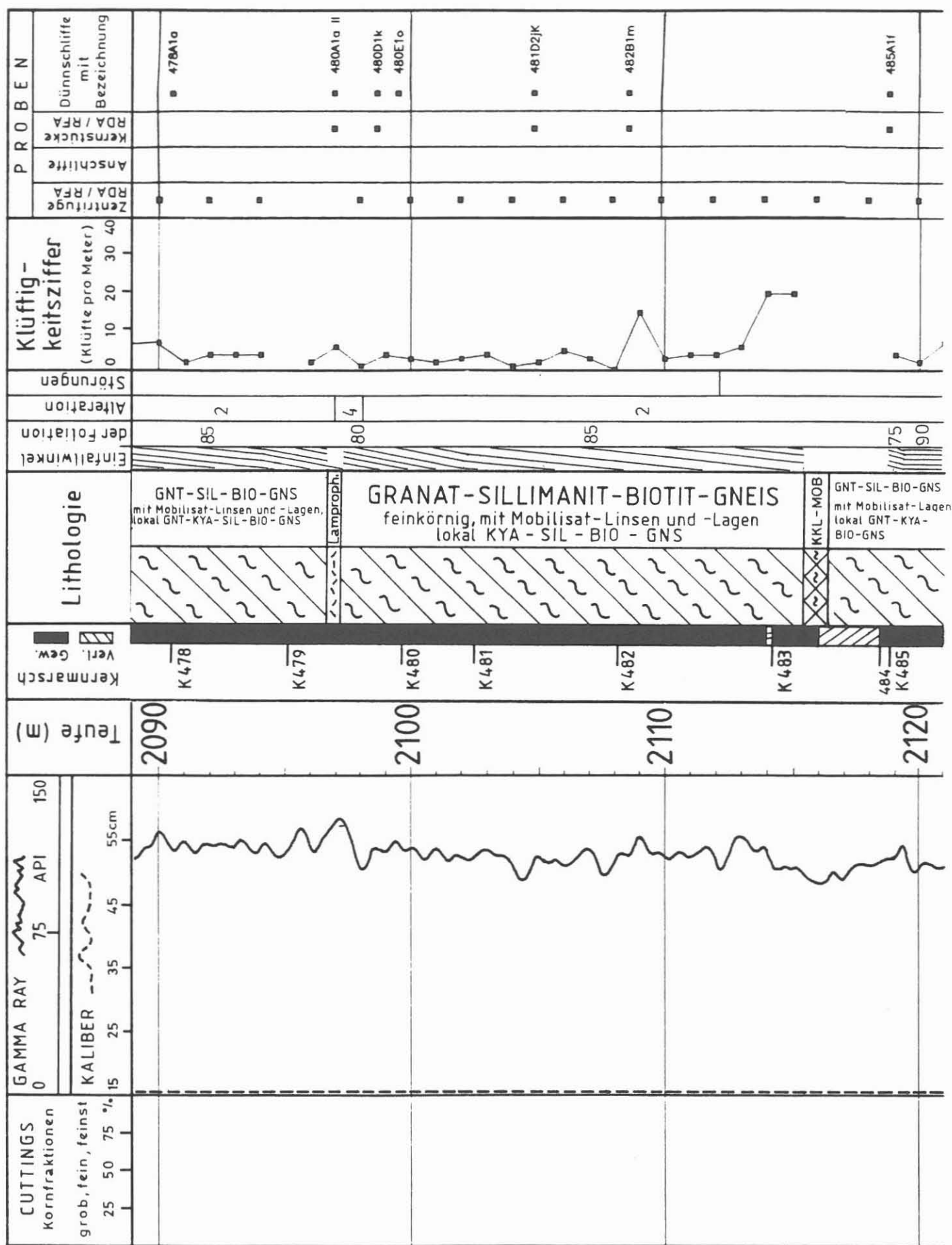


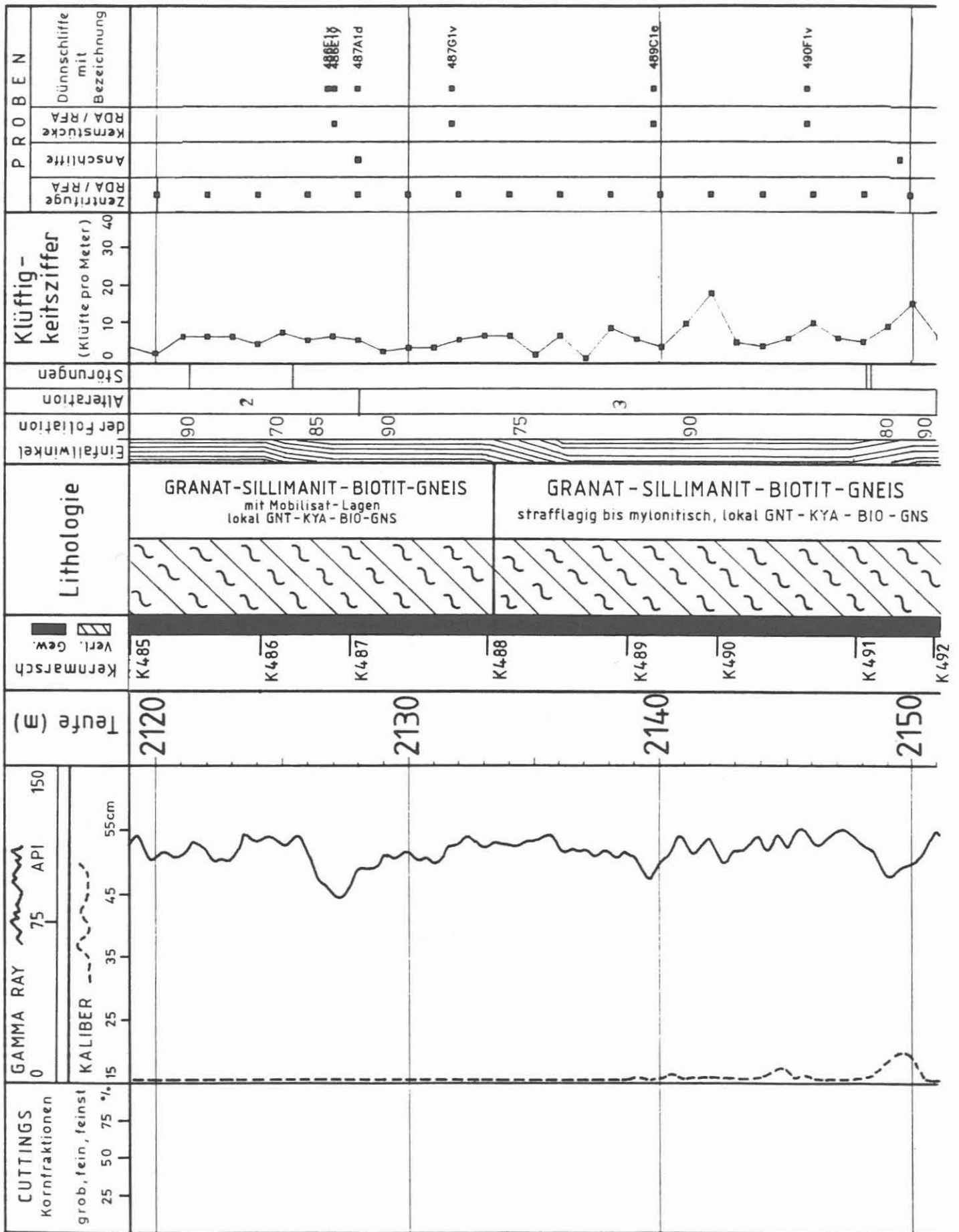


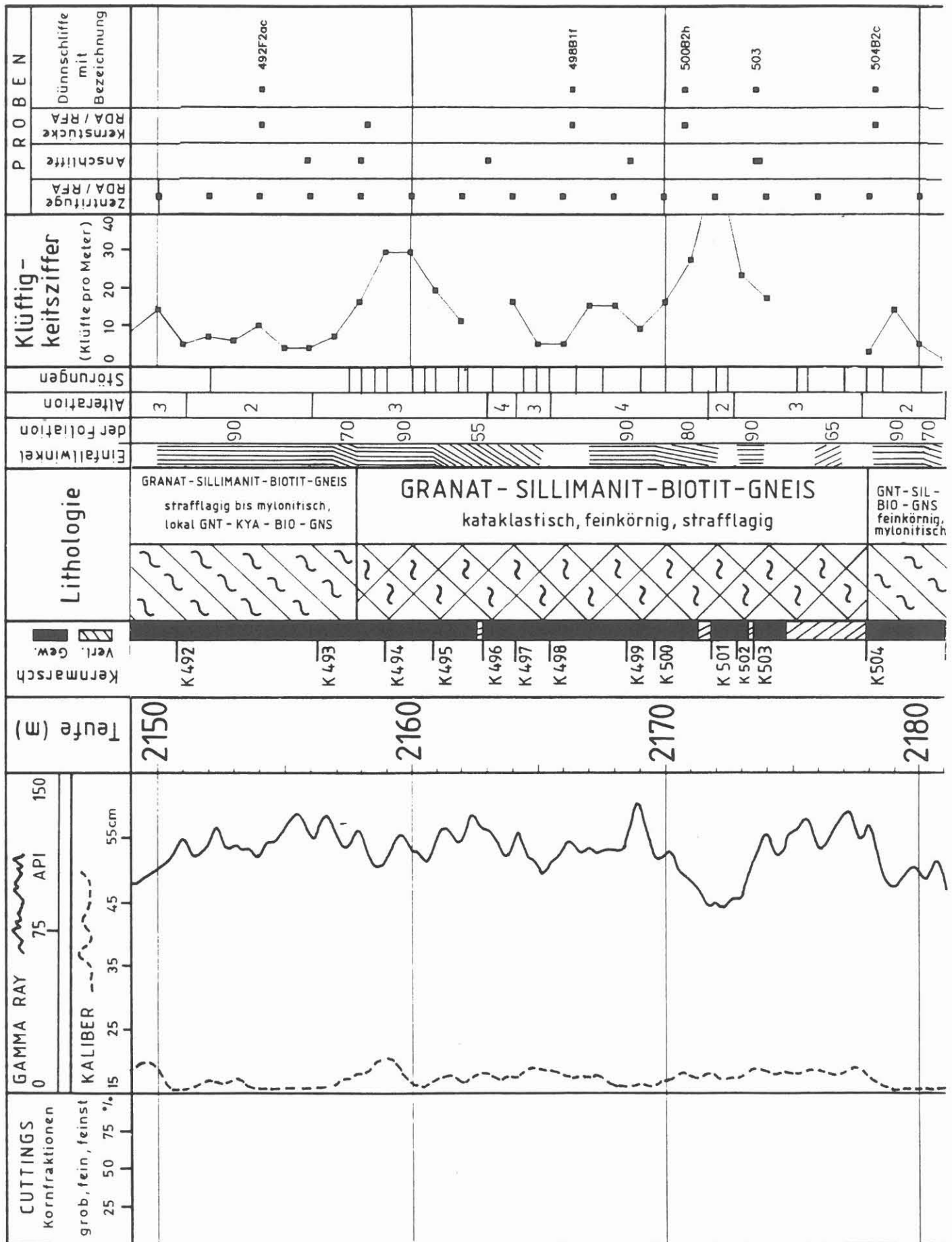


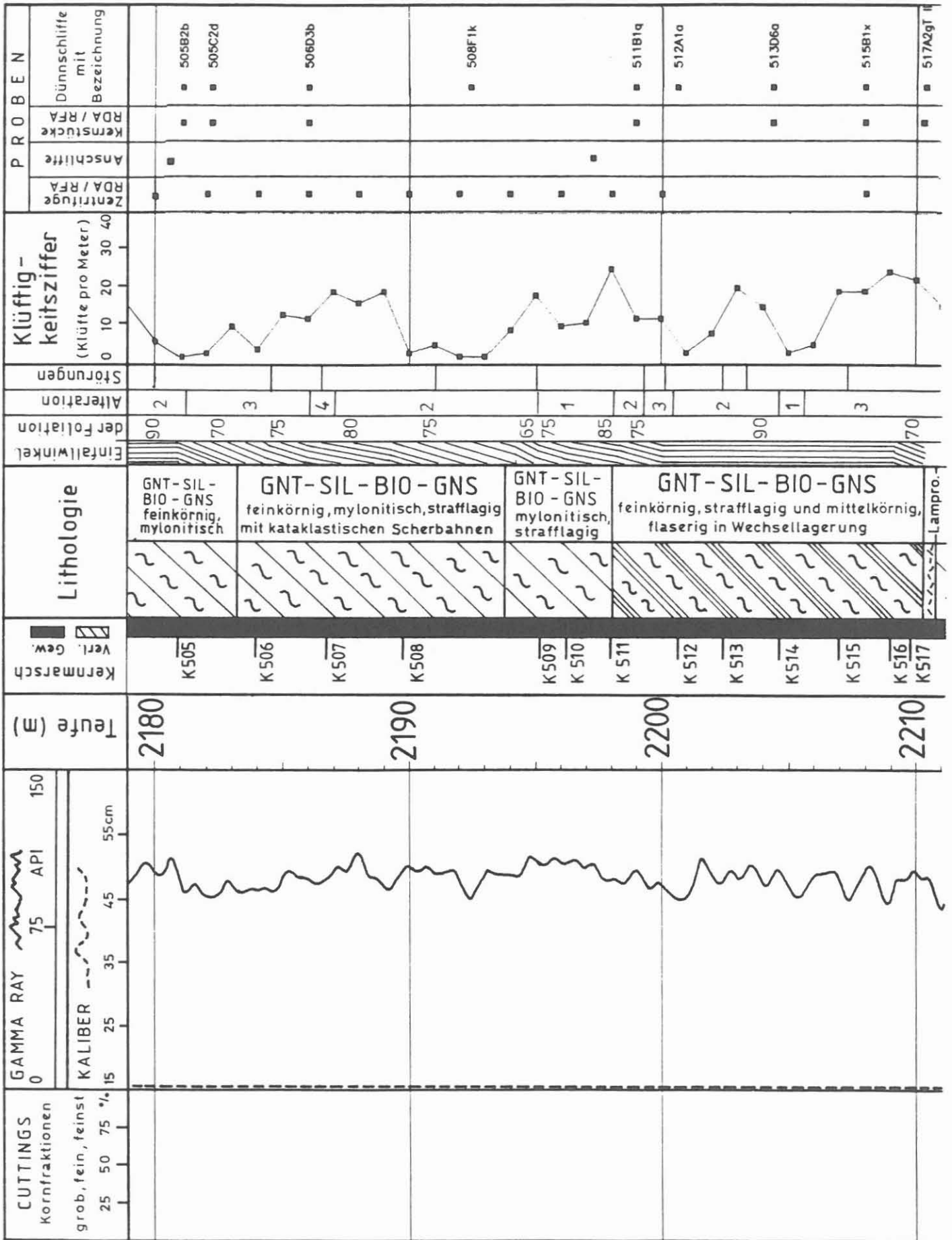


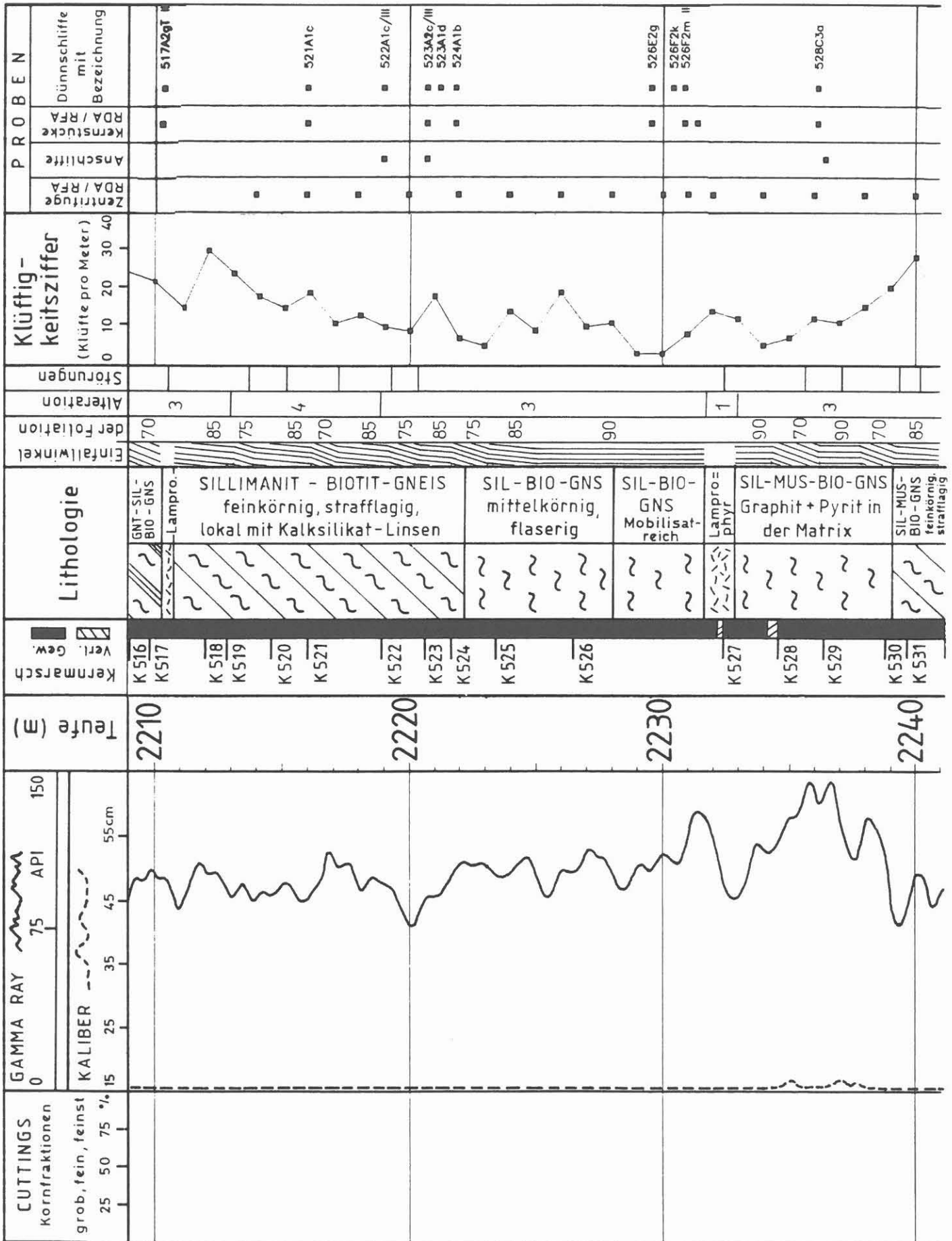


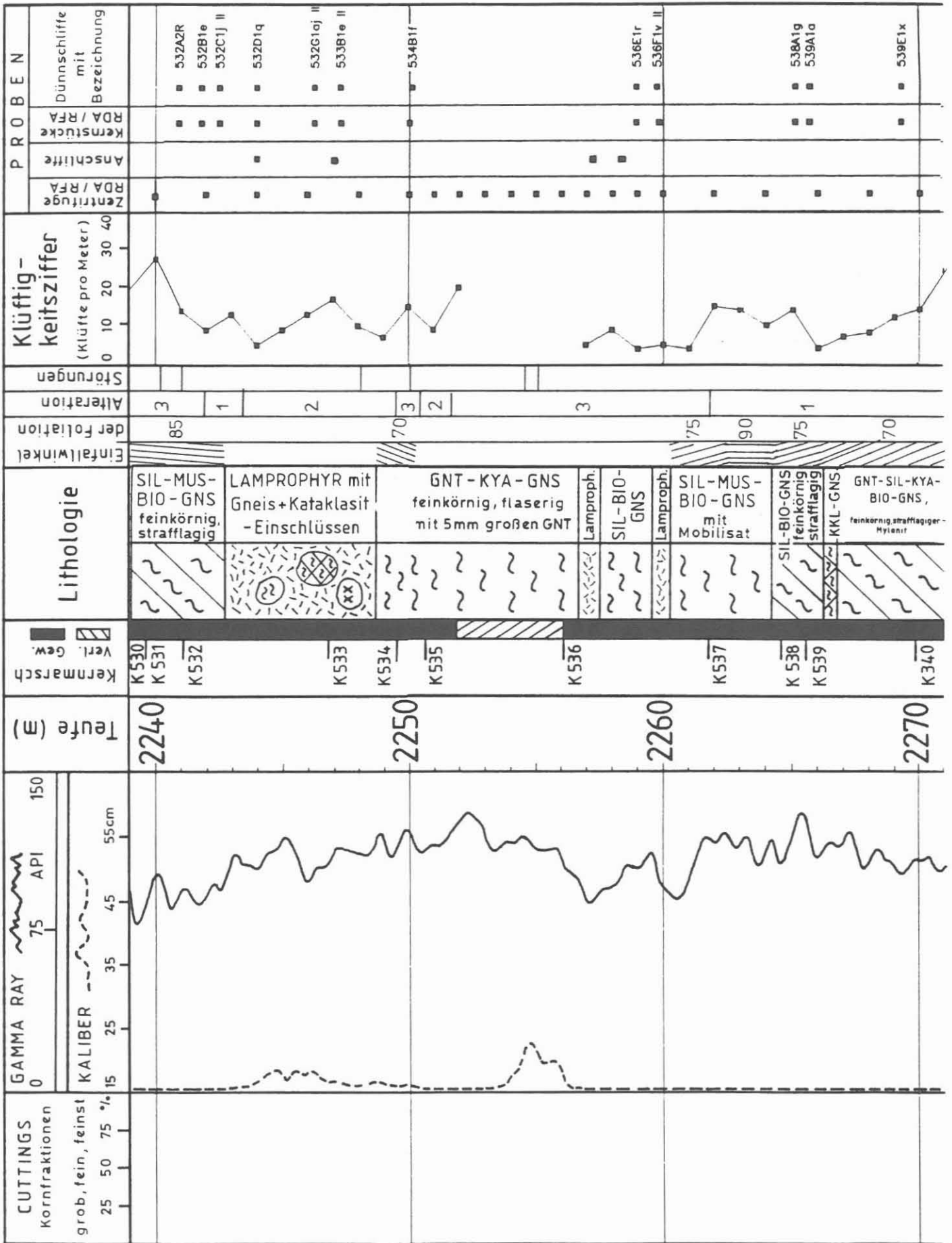


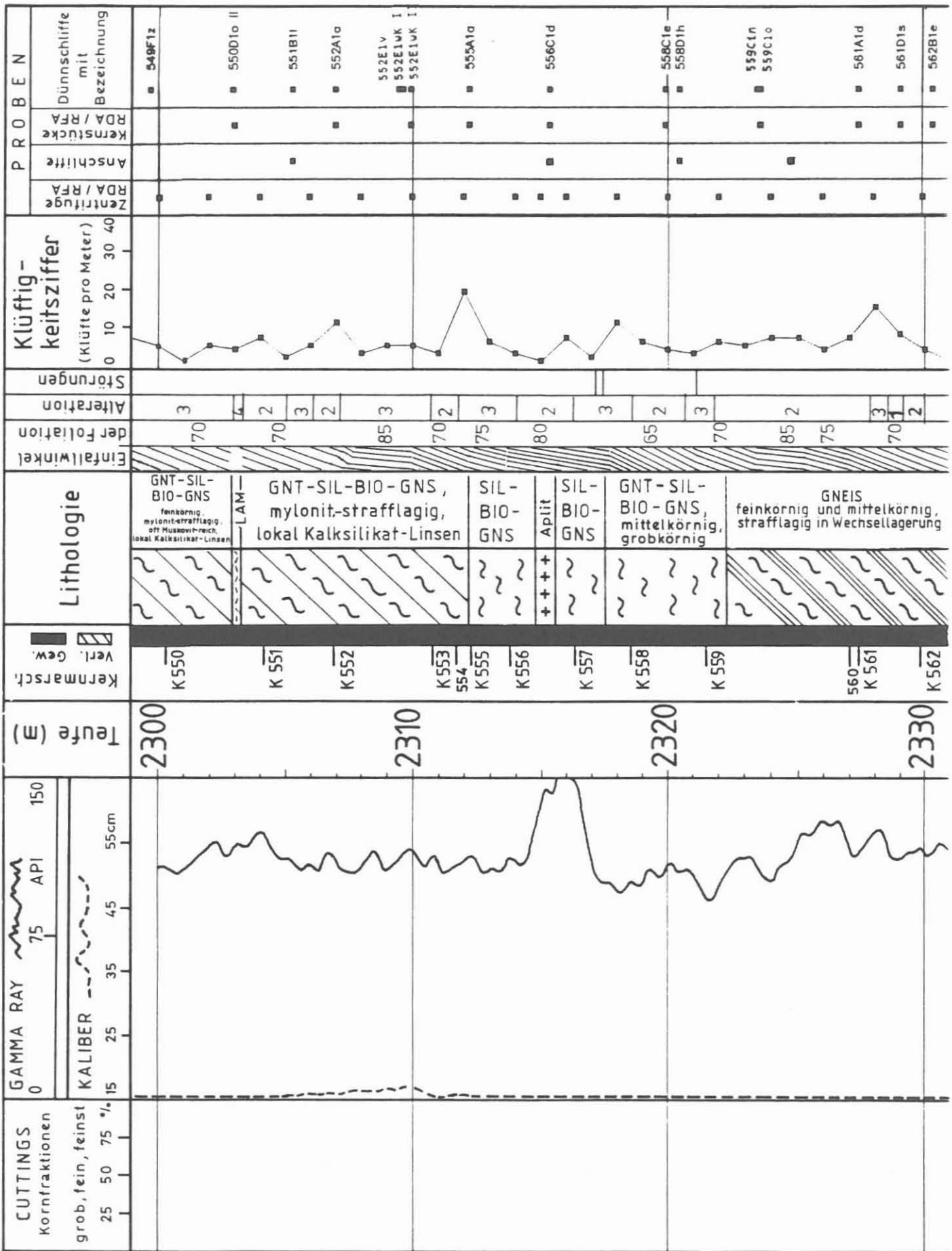


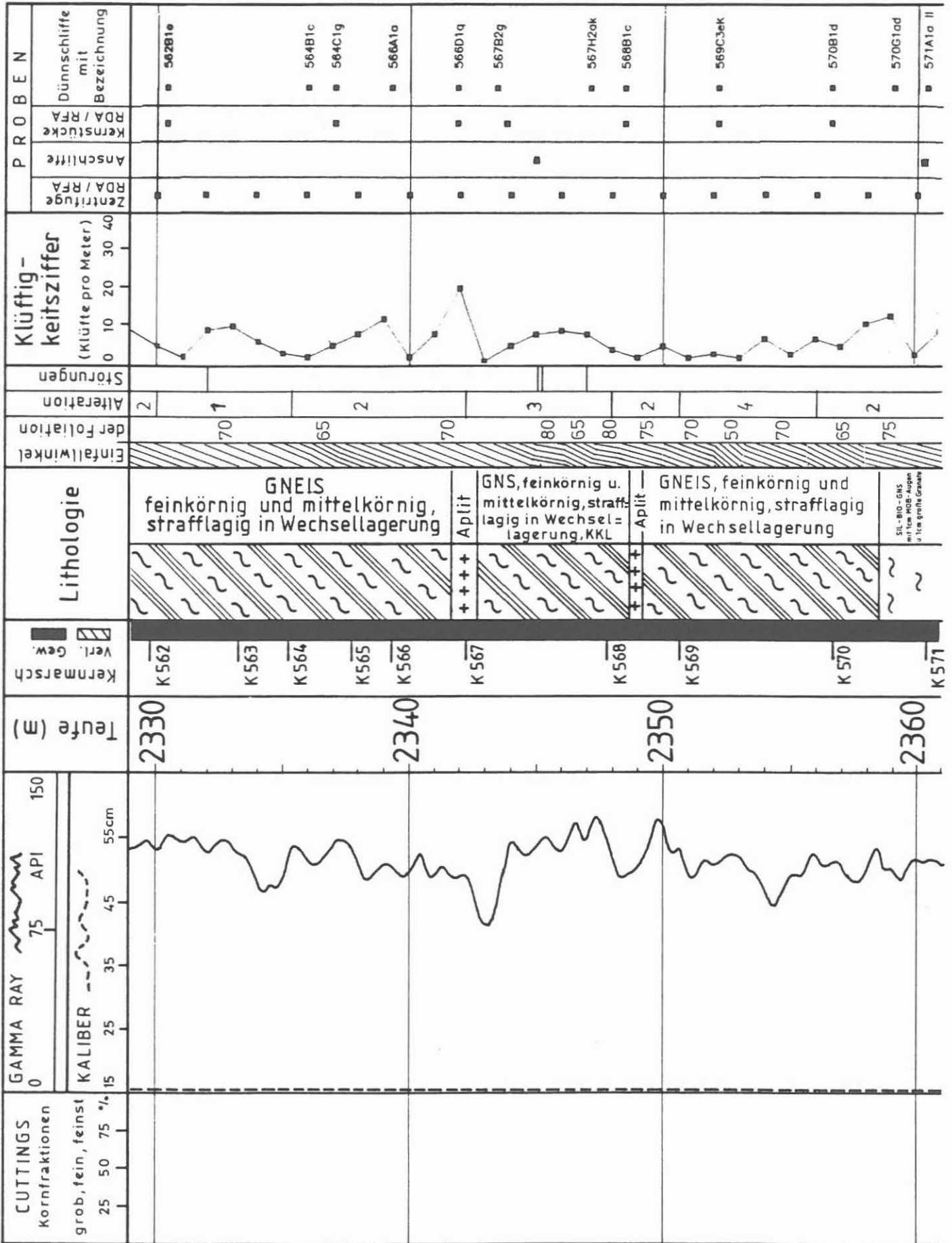




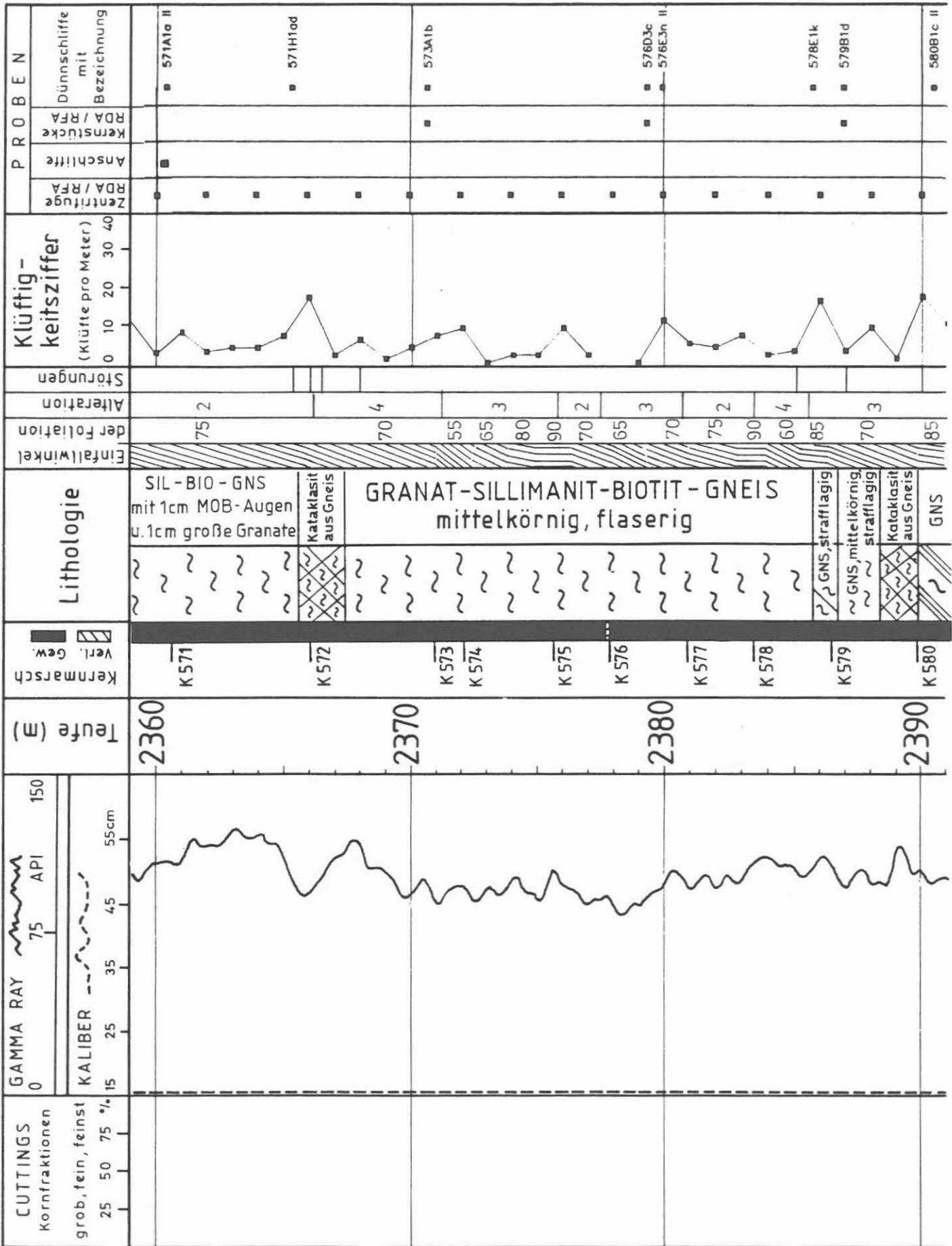


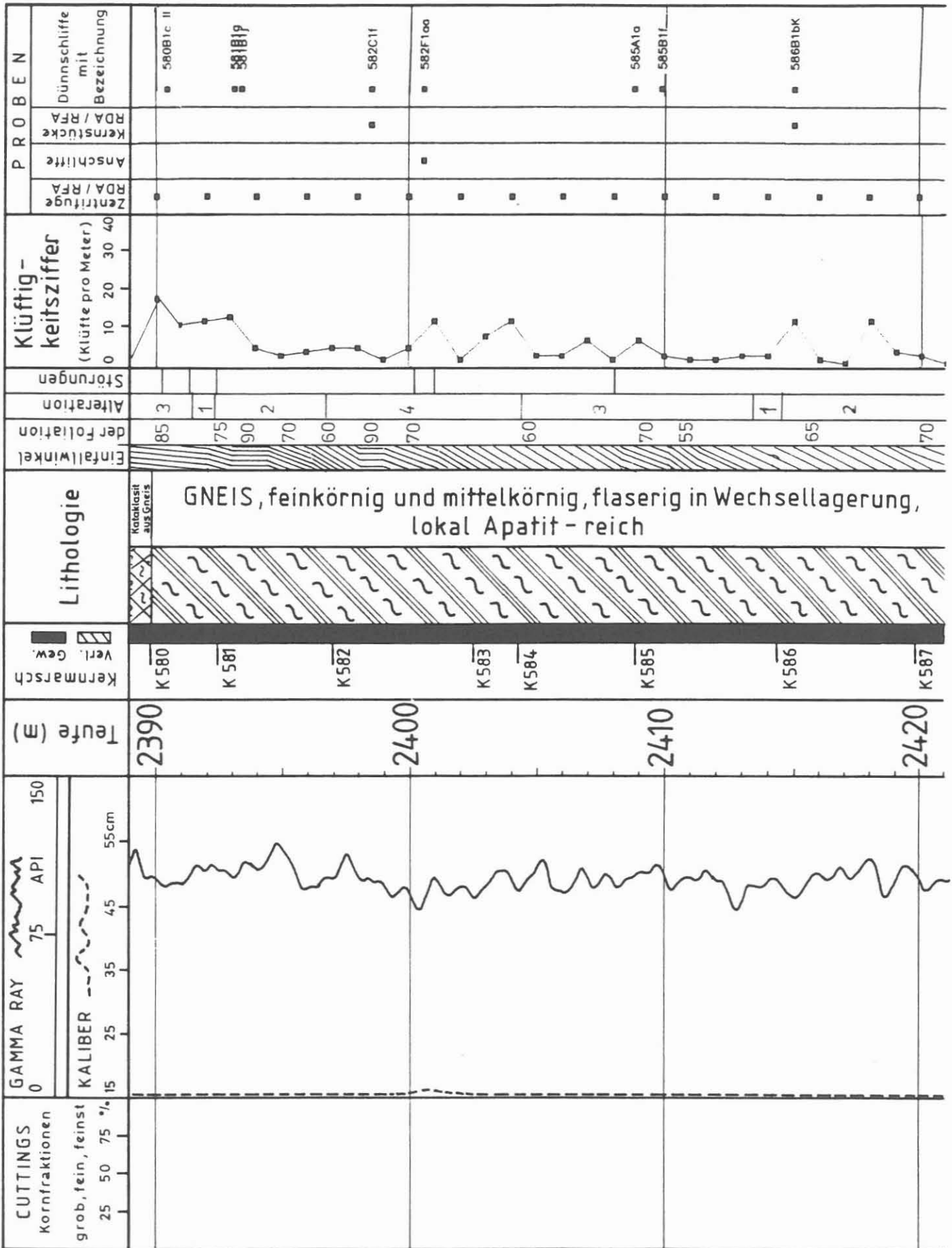


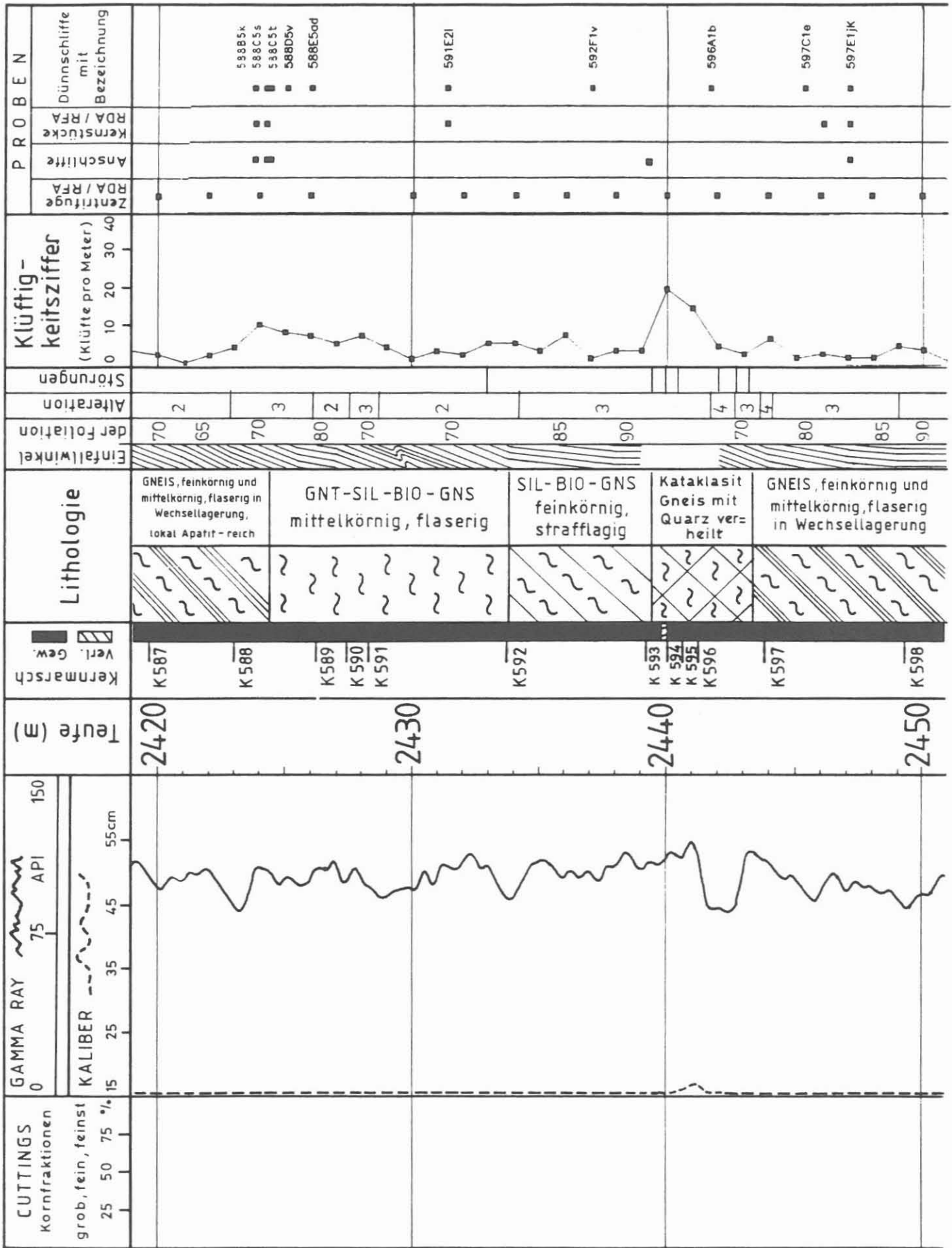


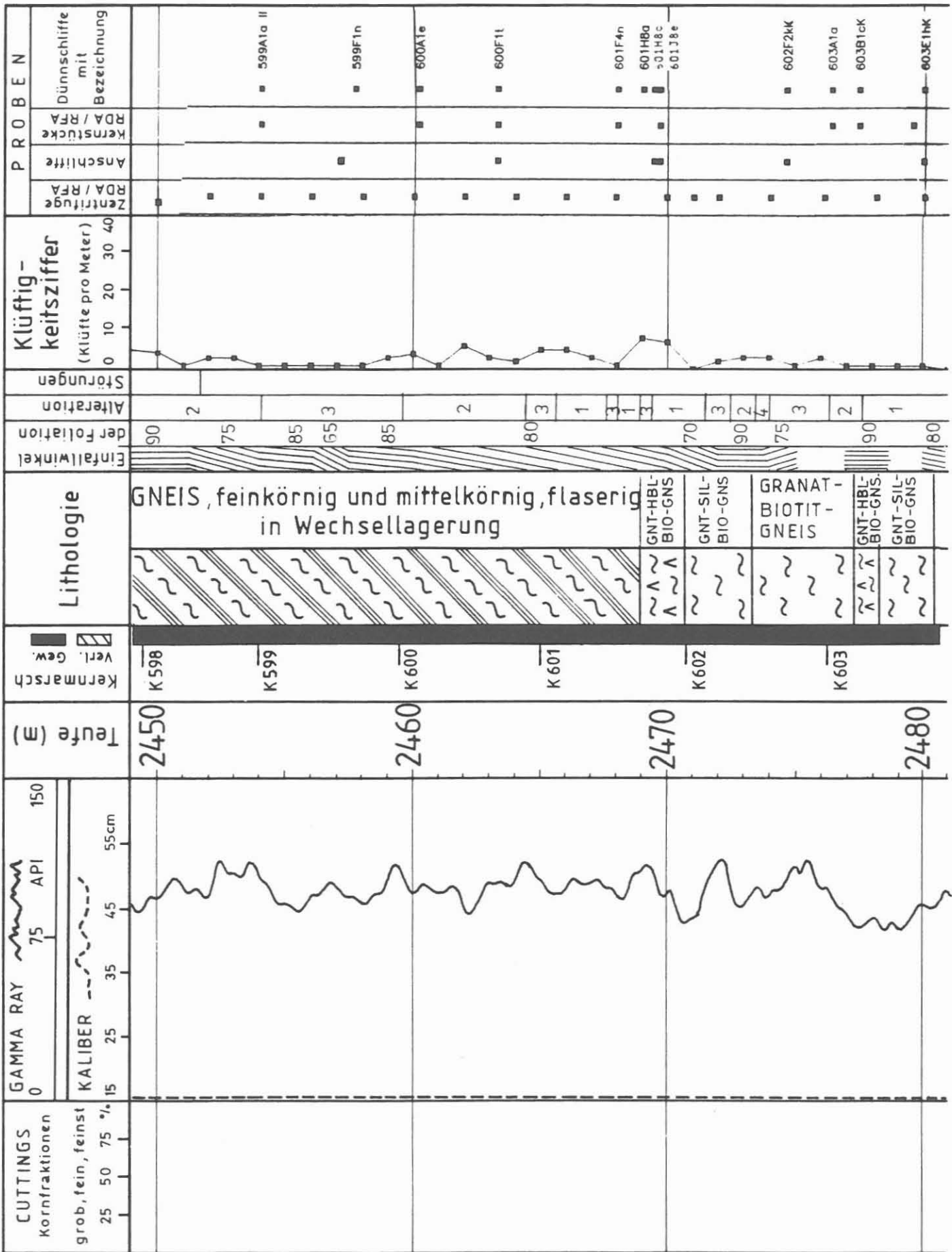


SIL-BIO-GNS
mit Fein-MDB-Augen
u. Fein-grüne-Granate









CUTTINGS Kornfraktionen grob, fein, feinst 25 50 75 %	GAMMA RAY 75 API 150	Teufe (m)	Kernmarsch Verl. Gew.	Lithologie	Einfallwinkel der Foliation	Alteration	Störungen	Klüftig- keitsziffer (Klüfte pro Meter)	P R O B E N					
									Zentrifuge RDA / RFA	Anschliffe	Kernstücke RDA / RFA	Dünnschliffe mit Bezeichnung		
		2480	K 604	GNT-SIL- BIO-GNS ~ ~ ~		1			■	■	■	■	603E1hK	
		2490	K 605	GNT-HBL- BIO-GNS ~ ~ ~		2			■	■	■	■	604A1a	
			K 606	XXX QUARZGANG- GNT-HBL- BIO-GNS ~ ~ ~	90	1			■	■	■	■	605B1bK 606A1a	
			K 607	XXX QUARZGANG- GNT-HBL- BIO-GNS ~ ~ ~	80	3			■	■	■	■	606C1j	
			K 608	GNT-HBL- BIO-GNS mittel = körnig ~ ~ ~	90	2			■	■	■	■	608B1bK 609A2a	
			K 609	GNT-HBL- BIO-GNS mit AMP Linsen ~ ~ ~	80	4			■	■	■	■	609C2ak	
			2500	K 610	GNT-SIL- BIO-GNS ~ ~ ~	80	2			■	■	■	■	609G4b 610A1a
				K 611	GNT-HBL- BIO-GNS, gebändert ~ ~ ~	60	3			■	■	■	■	610C1cK
						45	4			■	■	■	■	610G1IK

Tab. B.7:

Profilbeschreibung für den Berichtsabschnitt 1709 - 2500 m (VB1a)

Teufe Lithologisch-strukturelle Beschreibung
(m)

*** Meißelstrecke ohne Kerngewinn ***

1709	----- Sillimanit-Biotit-Gneis, mit einzelnen Graphit-Pyrit-Scherbahnen
1728	----- alterierter Sillimanit-Biotit-Gneis mit graphit- und pyrit-führenden, kataklastischen Partien
1746	----- Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
1753	----- alterierter Sillimanit-Biotit-Gneis, pyrit-verzt
1758	----- Hornblende-Biotit-Gneis
1780	----- alterierter Sillimanit-Biotit-Gneis mit graphitreichen, kataklastischen Bereichen
1782	----- Quarz-Gang
1783	----- alterierter Sillimanit-Biotit-Gneis mit graphitreichen, kataklastischen Bereichen
1785	----- Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
1790.5	----- Graphit-reicher, kataklastischer Gneis
1793.5	----- Mobilisat-reicher Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis

*** ab 1802 m Kernbohrung ***

1798.0	----- feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Sillimanit-reich
1803.9	----- dichter Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
1804.6	----- feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
1807.5	----- dichter, massiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
1813.0	----- Hellglimmer-Quarz-Mobilisat
1813.4	----- feinkörniger, strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-

- Gneis
- 1814.5 -----
Mobilisat-reicher, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1816.4 -----
feinkörniger Granat-Amphibol-Biotit-Gneis
- 1817.5 -----
flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisaten
- 1818.0 -----
Pegmatoid
- 1818.2 -----
feinkörniger Granat-Amphibolit, cummingtonitreich
- 1819.4 -----
feinkörniger bis mittelkörniger Biotit-Gneis
- 1820.0 -----
Granat-Amphibolit, cummingtonitreich
- 1820.4 -----
mittelkörniger, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit knaurigen Mobilisaten
- 1825.2 -----
Kataklasit
- 1825.4 -----
feinkörniger, strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1829.5 -----
wechselhaft strafflagiger - flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1835.6 -----
Kataklasit
- 1836.6 -----
feinkörniger, strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1838.2 -----
mittelkörniger, flaseriger, Mobilisat-reicher Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, lokal kataklastisch
- 1842.9 -----
kataklastisch überprägter, Mobilisat-reicher Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1844.9 -----
vergrünter, Mobilisat-reicher Biotit-Gneis
- 1846.2 -----
feinkörniger, strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1849.0 -----
mittelkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisat-Bändern und feinkörnigen Gneis-Lagen
- 1853.3 -----
mittelkörniger, flaseriger, Mobilisat-reicher Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis
- 1855.3 -----
strafflagiger, feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisat-Bändern
- 1868.4 -----
Mobilisat-reicher, feinkörniger bis mittelkörniger

- Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1877.6 -----
kataklastisch überprägter Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis
- 1879.5 -----
feinkörniger bis mittelkörniger Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis, Granat-arm, lokal Mobilisat-reich (1881.8 - 1882.3 m und 1891.0 - 1891.3 m)
- 1896.0 -----
grobflaseriger, Mobilisat-reicher Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1901.0 -----
feinkörniger bis mittelkörniger Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisat-Lagen und -Linsen, Granat-arm
- 1920.1 -----
mittelkörniger, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1923.0 -----
feinlagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Scherbahnen
- 1925.0 -----
kataklastischer Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisaten, Graphit- und Pyrit-imprägniert
- 1936.0 -----
feinkörniger bis mittelkörniger strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1957.2 -----
flaseriger, feinkörniger bis mittelkörniger Sillimanit-Biotit-Gneis
- 1961.0 -----
feinkörniger, strafflagiger Sillimanit-Kyanit-Granat-Biotit-Gneis, Granat-reich, bei 1986m Apatit-reich
- 1988.0 -----
flaseriger, körneliger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Granat- und Sillimanit-reich, Fibrolith in Mobilisaten
- 1992.8 -----
flaseriger, körneliger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Sillimanit- und Granat-arm, lokal mit Kyanit
- 1997.0 -----
feinkörniger, strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, lokal kataklastisch zerschert, Turmalin und Graphit in Mobilisaten
- 2003.3 -----
feinkörniger Granat-Biotit-Gneis mit teils Sillimanit-, teils Kyanit-führenden Lagen, lokal Mobilisat-reich, lokal kataklastisch überprägt, lokal mylonitisch
- 2043.7 -----
Lamprophyre
- 2044.5 -----
Gneis
- 2046.3 -----
Lamprophyre
- 2048.0 -----
Gneis

- 2048.6 -----
Lamprophyr
- 2051.2 -----
feinkörniger, alterierter Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis mit bis zu 10 mm großen Granaten
- 2072.7 -----
frischer, feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2083.2 -----
Lamprophyr
- 2084.2 -----
feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisat-Lagen und -Linsen, lokal Granat-Kyanit-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2096.9 -----
Lamprophyr
- 2097.2 -----
feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Mobilisat-Lagen und -Linsen, lokal Kyanit-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2115.4 -----
kataklastisches Graphit-Quarz-Mobilisat
- 2116.4 -----
feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, lokal mit Mobilisat-Lagen, lokal alteriert und kataklastisch überprägt, lokal Granat-Kyanit-Biotit-Gneis, bei 2130 m 10 mm große Granate
- 2133.0 -----
alterierter, feinkörniger, vorwiegend strafflagiger bis mylonitischer Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, lokal Granat-Kyanit-Biotit-Gneis
- 2157.7 -----
alterierter, kataklastischer, strafflagiger, feinkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis (lokal Granat-Kyanit-Biotit-Gneis), starke Graphit- und Pyrit-Führung in den Kataklase-Bereichen
- 2177.7 -----
feinkörniger bis mittelkörniger, strafflagiger bis flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Graphit-belegten Scherflächen
- 2183.0 -----
feinkörniger, mylonitisch-strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit kataklastischen Scherbahnen
- 2193.6 -----
frischer, feinkörniger, mylonitisch-strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2197.9 -----
Wechselagerung von feinkörnigem, strafflagigem mit mittelkörnigem, flaserigem Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2210.20 -----
Lamprophyr
- 2210.50 -----
alterierter, feinkörniger, strafflagiger (Sillimanit-)Biotit-Gneis, lokal mit Kalksilikat-Linsen
- 2221.4 -----

- alterierter, flaseriger, mittelkörniger Sillimanit-Biotit-Gneis
2227.0 -----
flaseriger Sillimanit-Biotit-Gneis, reich an Melanosom-Leukosom-Lagen, Mobilisate mit Turmalin und Muskovit
- 2230.4 -----
Lamprophyr
- 2231.9 -----
alterierter, feinkörniger bis mittelkörniger, flaseriger Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis mit Graphit und Pyrit in der Matrix
- 2239.0 -----
feinkörniger, strafflagiger Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis
- 2242.7 -----
Lamprophyr mit Einschlüssen aus Paragneis, Kataklasit und Quarz-Feldspat-Mobilisat
- 2248.6 -----
feinkörniger, flaseriger Granat-Kyanit-Gneis mit 5 mm großen Granaten, Graphit und Pyrit in der Matrix
- 2256.7 -----
Lamprophyr mit Gneis-Einschlüssen
- 2257.4 -----
feinkörniger, flaseriger Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2259.6 -----
Lamprophyr
- 2260.3 -----
flaseriger Sillimanit-Muskovit-Biotit-Gneis mit Mobilisat-Linsen, Pyrit in der Grundmasse
- 2264.7 -----
feinkörniger, strafflagiger Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2266.4 -----
Gneis mit Graphit-Scherbahnen und Magnetkies-Linse
- 2267.0 -----
feinkörniger, mylonitisch-strafflagiger Granat-Sillimanit-Kyanit-Biotit-Gneis mit Entfärbungs-Bahnen, Pyrit in der Matrix
- 2277.1 -----
feinkörniger, Mobilisat-reicher Sillimanit-Biotit-Gneis mit vereinzelt 3-5 mm großen Granaten, viel Pyrit in der Matrix
- 2285.1 -----
feinkörniger, mylonitisch-strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, oft Muskovit-reich, lokal Mobilisat-Lagen und -Linsen, lokal mit Kalksilikat-Linsen
- 2303.0 -----
Lamprophyr
- 2303.2 -----
feinkörniger, mylonitisch-strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, oft Muskovit-reich, lokal Mobilisat-Lagen und -Linsen, lokal mit Kalksilikat-Linsen
- 2312.0 -----
mittelkörniger, flaseriger Sillimanit-Biotit-Gneis mit feinkörnigen Lagen und Quarz-Linsen

- 2314.9 -----
Aplit
- 2315.5 -----
mittelkörniger, flaseriger Sillimanit-Biotit-Gneis mit feinkörnigen Lagen und Quarz-Linsen
- 2317.4 -----
mittelkörniger bis grobkörniger, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2322.2 -----
Wechselagerung von sehr feinkörnigen Gneis-Lagen (dm-Bereich) mit mittelkörnigen, flaserigen Gneis-Lagen (m-Bereich), Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis (lokal Granat-Kyanit-Sillimanit-Biotit-Gneis), mit einer Kalksilikat-Lage bei 2328 m
- 2341.7 -----
Zwei Aplit-Gänge mit Gneis-Zwischenlage
- 2342.7 -----
Wechselagerung von feinkörnigen Gneis-Lagen mit mittelkörnigen, flaserigen Gneis-Lagen, kataklastisch überprägt, Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2348.9 -----
Aplit-Gang
- 2349.1 -----
Wechselagerung von feinkörnigen Gneis-Lagen mit mittelkörnigen, flaserigen Gneis-Lagen, Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2358.6 -----
mittelkörniger, teilweise flaseriger Sillimanit-Biotit-Gneis mit 1 cm großen Mobilisat-Augen und -Linsen, vereinzelt bis 10 mm große Granate, feinkörnige Gneis-Lage bei 2365 m, Kalksilikat-Linse bei 2359 m
- 2365.5 -----
kataklastischer Gneis mit Graphit-Scherbahnen
- 2367.2 -----
mittelkörniger, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2385.6 -----
feinkörniger, strafflagiger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2386.4 -----
mittelkörniger, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2388.2 -----
Kataklastischer Gneis, mit Quarz verheilt, von jüngeren Graphit-Scherbahnen durchschlagen
- 2389.8 -----
Wechselagerung von feinkörnigem, lagigem Gneis (dm-Bereich, untergeordnet) mit mittelkörnigen, flaserigen Gneis-Lagen (m-Bereich, vorwiegend), Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, lokal Kyanit-Sillimanit-Biotit-Gneis, lokal Apatit reiche Lagen
- 2424.4 -----
mittelkörniger, flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2433.9 -----

- feinkörniger, strafflagiger Sillimanit-Biotit-Gneis
mit wenigen, 5 mm großen Granaten
- 2439.6 -----
kataklastischer Gneis, mit Quarz verheilt, Graphit und
Pyrit reich
- 2443.3 -----
Wechselagerung von feinkörnigem, lagigem Gneis mit
mittelkörnigen bis grobkörnigen, flaserigen Gneis-
Lagen, lokal mit Fibrolith-Knoten, Granat-Sillimanit-
Biotit-Gneis, lokal Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2469.0 -----
Granat-Hornblende-Biotit-Gneis mit Kalksilikat-Lagen,
grobkörnigen Plagioklas-Blasten und Quarz-Mobilisat
mit Hornblende
- 2470.8 -----
mittelkörniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit
Feldspat-Augen und Mobilisat-Linsen
- 2473.4 -----
körniger, schwach flaserig follierter Granat-Bio-
tit-Gneis
- 2477.3 -----
mittelkörniger, massiger, körneliger Granat-Hornblen-
de-Biotit-Gneis
- 2478.3 -----
flaseriger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis mit Kalksi-
likat-Linsen
- 2480.6 -----
mittelkörniger, körneliger, schwach follierter Gra-
nat-Hornblende-Biotit-Gneis mit Hornblende-Linsen
- 2482.8 -----
Quarz-Gang
- 2483.3 -----
mittelkörniger, körneliger, schwach follierter Gra-
nat-Hornblende-Biotit-Gneis mit Hornblende-Linsen
- 2485.1 -----
Quarz-Gang
- 2485.5 -----
mittelkörniger, körneliger, schwach follierter Gra-
nat-Hornblende-Biotit-Gneis mit Hornblende-Linsen, bei
2488 Prehnit-Kristall-Rasen auf einer Kluft
- 2489.5 -----
mittelkörniger, körneliger, schwach follierter Gra-
nat-Hornblende-Biotit-Gneis mit Granat-Amphibolit-
Linsen und -Lagen
- 2493.0 -----
körniger Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis
- 2494.2 -----
gebänderter Granat-Hornblende-Biotit-Gneis mit teils
Biotit-, teils Hornblende-reiche Lagen, seltene Klino-
pyroxen-Relikte
- 2500.0 -----