

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 94

**Beitrag zur Lithologie, Deformation und
Metamorphose der Saydaer Struktur
(Osterzgebirge)**

von
Helga Kemnitz

(Gekürzte und überarbeitete Fassung der am 3. 4. 1987
bei der Akademie der Wissenschaften der DDR verteidigten
Dissertation A)

Herausgeber: Der Direktor

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1988

Inhaltsverzeichnis	<u>Seite</u>
Zusammenfassung	4
Vorbemerkung	6
1. Einführung	6
2. Gesteinstypen und ihre Verbreitung	7
2.1. Parametamorphite	8
2.1.1. Biotit-/Zweiglimmergneise	8
2.1.2. Granat-Muskovitgneise	12
2.2. Metabasite	15
2.3. Hybridgneise	16
2.4. Orthogneise	18
3. Lithostratigraphie	23
3.1. Lithologische Entwicklung und Gliederung	23
3.2. Sedimentäre Relikte	24
3.2.1. Schichtgefüge	25
3.2.2. Tuff-/Tuffiteinlagerungen	26
3.2.3. Geröllführende Lagen	26
4. Geochemische Charakterisierung	29
4.1. Elementverteilung und Varianzanalyse	29
4.2. Genetische Interpretation	31
4.2.1. Paragneise	31
4.2.2. Metabasite	35
4.2.3. Hybridgneise	36
4.2.4. Orthogneise	38
4.2.5. CLUSTER-Q-Analyse	39
4.3. Minerogenetische Aspekte und Faktoranalyse	42
5. Gefügeentwicklung und Petrofazies	43
5.1. Grundlagen der Flächenentwicklung	43
5.1.1. Deformation und Metamorphose	44
5.1.2. Deformation und Materialverhalten	45
5.1.3. Rolle der Korngröße	47
5.1.4. Zur Bedeutung von Schieferungsflächen	49
5.2. Metamorphe Bildungsbedingungen im Gebiet der Saydaer Struktur	49
5.2.1. Regionalmetamorphose	49
5.2.2. Anatexis und Metatexis	52
5.2.3. Granulitgneistendenz und metatektische Gneise der Flöha-Zone	53
5.2.4. Prävariszischer Magmatismus	54
5.2.5. Zur Genese der Augengneise	55
5.3. Mineralentwicklung	56

	<u>Seite</u>
5.4. Flächenentwicklung und Charakter der Deformationen im Gebiet der Saydaer Struktur	58
5.4.1. Morphologie und Entwicklung der Gefügeelemente	58
5.4.2. Rasterelektronenmikroskopie - ein Beitrag zur mikrostrukturellen Analyse	61
5.4.3. Längen-Breiten-Verhältnisse von Glimmern als Deformationsindikation (D 2)	64
6. Störungsentwicklung und postkinematische Strukturen	66
6.1. Störungsentwicklung und Mineralisation	66
6.2. Subsequenter Gangmagmatismus	70
7. Tektonischer Bau und Relativ-Zeitlichkeit der Entwicklung	72
7.1. Zur Platznahme der Saydaer Orthogneise	72
7.2. Zur zeitlichen Position der proterozoisch-paläozoischen Ereignisse	74
7.3. Einige Vorstellungen zur Krustenentwicklung	79
8. Dichtebestimmung an Handstücken - ein Beitrag zur petrophysikalischen Charakterisierung	80
8.1. Gesteinsdichte - Ausdruck petrologischer Parameter	80
8.2. Vergleichende Auswertung	81
9. Zusammenfassung der Ergebnisse	83

Beitrag zur Lithologie, Deformation und Metamorphose
der Saydaer Struktur (Osterzgebirge)

von
Helga Kemnitz ¹⁾

Abstrakt

Die Saydaer Struktur, im Übergangsbereich zwischen Ost- und mittlerem Erzgebirge, ist Bestandteil der Saxothuringischen Zone und sowohl durch dynamische wie auch durch statische Metamorphose geprägt worden.

Über Einbeziehung verschiedenster petrographischer, geochemischer, tektonischer und petrophysikalischer Methoden sowie der Rasterelektronenmikroskopie und der Verwendung geophysikalischer Daten wurden neue Vorstellungen zur Genese dieses Krustenabschnittes erarbeitet. Die Arbeit ist petrographisch-strukturell orientiert und hat eine Neukartierung im Maßstab 1 : 10 000 zur Grundlage.

Zu den wesentlichen Ergebnissen neben der kartographischen Dokumentation zählen:

- die lithologische Gliederung der oberproterozoischen Nebengesteine des Saydaer Intrusivkörpers und der Nachweis einer Diskordanz in der Preßnitzer Serie;
- Aussagen zu Veränderlichkeit und Neubildung von Strukturmerkmalen und zu den Mineralparagenesen;
- Aussagen zum relativ-zeitlichen Ablauf der dreiphasigen paläozoischen Regionalmetamorphose und zu Stoff-Deformation-Metamorphose-Beziehungen;
- Vorstellungen und Aussagen zur geologischen Position des altpaläozoischen Granitoids von Sayda und seiner Kontaktverhältnisse.

Abstract

The Sayda structure - in an intermediate place between the Eastern and Central Erzgebirge - is an element of the Saxothuringian Zone showing both features of dynamic and thermal metamorphism.

Applying various petrographical, geochemical, structural and petrophysical methods as well as scanning electron microscopy, and using geophysical data, a new conception of the genesis of this crust section had been worked out. Basing on a re-mapping in a scale of 1 : 10.000 the paper stresses petrographical-structural aspects.

Besides cartographical documentation, some essential results are:

- a lithological subdivision of the Upper Proterozoic country rock of the Sayda intrusion body and evidence of an intra-stratigraphical unconformity (Pressnitz formation);
- evidence of fabric alteration and recrystallization processes and of the mineral associations;
- conclusions concerning the relative chronology of the three-phased Palaeozoic regional metamorphism and the material-deformation-metamorphism relations;
- suggestions on the geological position of the Early Palaeozoic Sayda granitoid and on its contact zone.

¹⁾ Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam, 1561

Résumé

La structure de Sayda dans la région de passage des monts Métallifères orientaux aux monts Métallifères centraux fait partie de la zone saxothuringienne et elle est caractérisée par un métamorphisme aussi bien dynamique que statique.

Grâce à l'utilisation de méthodes pétrographiques, géochimiques, tectoniques et pétrographiques les plus diverses ainsi que par la mise en oeuvre de la microscopie électronique à balayage et le dépouillement de données géophysiques, il était possible d'élaborer de nouvelles conceptions sur la genèse de la section de croûte ci-dessus. Le travail a des buts pétrographiques et structuraux et se base sur une nouvelle cartographie à l'échelle de 1/10 000. Les résultats les plus importants, en dehors de la documentation cartographique, sont les suivants:

- classification lithologique des roches voisines protérozoïques supérieures du corps intrusif de Sayda et preuve d'une discordance dans la série de Pressnitz;
- informations sur la variabilité et la nouvelle formation de caractéristiques structurales ainsi que sur les paragenèses minérales;
- informations sur le déroulement relatif dans le temps du métamorphisme régional paléozoïque à trois phases et sur les relations de déformation-métamorphisme de matière;
- conceptions et informations sur la position géologique du granitoïde paléozoïque ancien de Sayda et ses rapports de contact.

Резюме

Структура Зайда в переходном районе между восточными и центральными Рудными горами является составной частью саксотюрингской зоны, она содержит признаки как динамического, так и статического метаморфизма.

На основе различнейших петрографических, геохимических, тектонических и петрофизических методов, а также растровой-электронной микроскопии и применением геофизических данных были разработаны новые представления к генезису этого земной коры.

Проведено петрографическо-структурное картирование в масштабе 1 : 10 000.

Кроме картографической документации важными результатами являются:

- литологическое подразделение верхнепротерозойской боковой породы интрузивного тела района Зайда и доказательство интрастратиграфического дискорданца в пресснитской серии,
- выводы к измененности и новообразованию структурных признаков и к минеральному парагенезису,
- выводы к относительно-временному течению трехфазного палеозойского регионального метаморфизма и соотношения между составом, деформацией и метаморфизмом,
- геологические представления и выводы к нижнепалеозойскому гранитоиду района Зайда и к нему контактными соотношениями.

Beitrag zur Lithologie, Deformation und Metamorphose der
Saydaer Struktur (Osterzgebirge)

Helga KEMNITZ

Vorbemerkung

Die Arbeit ist eine überarbeitete Fassung der Dissertation A "Lithologisch-strukturelle Entwicklung der Rahmengesteine prävariszischer Granitoide im mittleren Erzgebirge - unter besonderer Berücksichtigung von Deformation und Metamorphose" (Potsdam 1986).

Das Anliegen ist, einen Beitrag zur strukturellen Entwicklung eines Krustenabschnittes innerhalb der Saxothuringischen Zone zu leisten, dessen Spezifik ein prävariszischer granitoider Magmatismus ist. Die Deformations- und Metamorphosevorgänge im Intrusionsrahmen stehen im Sinn einer übergeordneten Problematik im Mittelpunkt. Aus der regionalen Position in einem Teil des Erzgebirges mit variszischer metallogenetischer Überprägung ergibt sich die Frage nach der minerogenetischen Bewertung der Saydaer Struktur. Dieser Frage wurde in den Grenzen der Aufgabenstellung nachgegangen.

Grundlage der petrographischen, strukturellen und geochemischen Bearbeitung der Rahmengesteine der Saydaer Struktur ist eine Kartierung im Maßstab 1 : 10 000, die petrographisch-strukturell durchgeführt wurde. Die geochemische Interpretation ist ein wesentlicher Bestandteil geologischer Komplexuntersuchungen und besitzt für die Aussagen zur lithologischen Entwicklung der Paragesteinsserien, zur Eduktableitung allgemein und zur Frage der Wechselbeziehungen zwischen prävariszischem Magmatismus und Paragesteinskomplex entsprechenden Stellenwert, wobei die statistische Auswertung der vertieften Ausschöpfung der Daten dient.

Neben den traditionellen Methoden der mikroskopisch-petrographischen Bearbeitung ist die Rasterelektronenmikroskopie (REM) mit einbezogen worden, mit dem Ziel, neue Aspekte der Gefügeentwicklung zu gewinnen. Ein weiterer Beitrag der Arbeit bestand darin, ausgehend von mesoskopischen und mikroskopischen Beobachtungen an konkreten geologischen Objekten zu den theoretischen Grundlagen der Genese speziell der Flächen als charakteristischem Merkmal der Erdkruste Stellung zu beziehen.

Der Vergleich geochemischer/petrophysikalischer (Gesteinsdichte) Daten und der geologischen Ergebnisse mit verschiedenen geophysikalischen Daten bildete neben der Kartierung der Lagerungsverhältnisse eine weitere Basis für Aussagen zur Krustengenese der Saydaer Struktur.

1. Einführung

Fundierte Theorien über Aufbau und Entstehung der Gebirge (im Sinn von Tektogenen) setzten sich, nachdem in den Naturwissenschaften die Zeit des reinen Faktensammelns und Klassifizierens abgelöst worden war von dem Bestreben, zu einem geschlossenen Gesamtbild zu gelangen, etwa ab Mitte des vorigen Jahrhunderts durch. Quantifizierung, Reproduzierbarkeit der Daten und Kenntnisvorlauf aus der experimentellen Forschung wurden zum Ende des vorigen Jahrhunderts eine Forderung an die Wissenschaft. Mit dem naturwissenschaftlichen Fortschritt ist das Betrachtungsfeld um neue Dimensionen bereichert worden. Zwei der bedeutendsten Neuerungen für die Geologie waren die serienmäßige Gewinnung geochemischer Daten (CLARKE, WASHINGTON) und die erweiterte Anwendung der Lichtmikroskopie in der Gefügekunde (BECK, SANDER). An diese Stelle ist auch die Nutzung der strahlenphysikalischen Grundlagen für die Texturanalyse (FEDOROV, BRAGG) einzuordnen. Entscheidende Impulse für die Entwicklung der theoretischen Grundlagen

von Petrologie und Strukturanalyse gingen und gehen von der Metall- und Werkstoffkunde aus.

Dennoch wird auch zukünftig ein großer Anteil der Arbeit des Geologen auf traditionellem Gebiet liegen. Subjektive Beobachtungen und Interpretation spielen nach wie vor eine Rolle. Sie sind unerlässlich, weil es in der Geologie wie auch in anderen naturwissenschaftlichen Gebieten Grenzen der technischen und experimentellen Modellierbarkeit gibt.

Was an Beobachtungs- und Kartenmaterial aus den ersten Jahrzehnten der geologischen Aufnahme des sächsisch-vogtländischen Raums vorliegt, ist teilweise bis heute immer wieder Anlaß des Auflebens kontroverser Auffassungen gewesen. Der Kenntnisstand speziell zur Saydaer Struktur läßt sich wie folgt kurz umreißen:

- Eine geschlossene Kartierung liegt mit den geologischen Meßtischblättern aus der Jahrhundertwende und deren Revision zu Beginn der 30er Jahre vor. Im Rahmen der Neubewertung des Erzgebirges wurden vor allem von LORENZ und HOTH Überarbeitungen vorgenommen.
- Geochemische und petrologische Spezialbearbeitungen dienten der Klärung von Einzelproblemen (WIEDEMANN; WERNER; MATHE u. BERGNER).
- Eine umfassendere geologisch/tektonische Interpretation hat die Saydaer Struktur 1968 durch BEHR erfahren.

Nach der jetzt vorliegenden Neubearbeitung ist die geologisch-strukturelle Situation des Untersuchungsgebietes folgendermaßen zu charakterisieren:

Die Saydaer Struktur erstreckt sich vom östlichen Rand des mittleren Erzgebirges über die Flöha-Zone bis in den westlichen Teil des Freiberg-Fürstenwalder Blocks der Erzgebirgischen Antiklinalzone. Im Süden und Südwesten schließt sich die Reitzenhain-Katharinaberger Orthogneisstruktur an.

In einem ca. 120 km² umfassenden Gebiet sind der nördliche und westliche Rahmen sowie Abschnitte des unmittelbaren Orthogneis-Paragneisverbandes im Maßstab 1 : 10 000 kartiert worden.

Die Orthogneise stehen in zwei inneren Bereichen an - um Lippersdorf und um Sayda. Die Rahmgesteine sind im Durchschnitt mehr als 3 km mächtige Paragneisserien mit untergeordnet eingeschalteten Metabasiten. Sie sind im Ergebnis der Neukartierung gegliedert worden und mit der Annaberg-Wegefarther Folge sowie der Preßnitzer Serie gleichzusetzen.

Drei Deformations-Metamorphose- bzw. Einengungsphasen konnten ausgehalten werden, bis zu vier Flächen (einschließlich der reliktschen Schichtung) gehören zum tektonischen Inventar. Während im Südwesten des Kartierungsgebietes Para- und Orthogneise des höheren Stockwerks erst mit dem zweiten Deformations-Metamorphoseakt (D 2) amphibolitfazial geprägt wurden, wird der tiefer angeschnittene Nordrahmen der Saydaer Struktur zunehmend von Anatexiserscheinungen bestimmt.

Als gefügeprägender Haupttakt in den Rahmgesteinen und im Orthogneis ist D 2 wirksam geworden. Die D 2-Strukturen mit flach einfallenden Kristallisationsschieferungsflächen beherrschen das Gefügebild weitgehend.

In dieser Arbeit wird eine paläozoische Hauptentwicklung der Regionalmetamorphose diskutiert, aufbauend auf relativ-zeitlichen (geologischen) und aus der Literatur verfügbaren physikalischen Altersdatierungen.

2. Gesteinstypen und ihre Verbreitung

Auf die Gefügevielfalt, einschließlich Korngrößenvariationen, wird schon in den Erläuterungen zu den Geologischen Karten (SAUER 1910; REINISCH 1927, 1931) hingewiesen. Solche Variationen sollten auch kartenmäßig möglichst vollständig erfaßt werden, weil in ihnen wesentliche Informationen zum Deformationsgeschehen, zur

Struktur und zur Lithologie enthalten sind. Die geologisch-strukturelle Karte (Anl. 1) wird als Grundlage der geologischen Untersuchungen im Gebiet der Saydaer Struktur angesehen.

In Tab. 1 sind die in dieser Arbeit verwendeten Gesteinsbezeichnungen den in den Geologischen Meßtischblättern verwendeten Signaturen gegenübergestellt worden.

Tab. 1: Petrographische Typen

Gesteinstypen Saydaer Struktur (Bezeichnung durch die Autorin)	Signaturen der Geologischen Meßtisch- blätter
BIOTIT-/ZWEIGLIMMERGNEISE	
- körnig-schuppig bis richtungslos-körnig (Augengneistextur)	Gn, gn α , gn λ (gnw, gnk)
- metatektisch	gni, gnk
- wellig-schiefrig	gnw
- langflaserig-schiefrig	gn λ , gnk
- stenglig	gnk, gn λ
- kleinkörnig-schuppig bis ebenschiefrig	gnk
- dicht	gn σ
GRANAT-MUSKOVITGNEISE	
- quarzitisches	mg
- ebenschiefrig	mg (gn σ)
- dicht	gn σ
- Metafleckenschiefer	gn σ
GRANATGLIMMERSCHIEFER	mg
GRANULITISCHE GNEISE	ggm (mgn)
HYBRIDGNEISE	mgn, mg
ORTHOGNEISE	
Deformierte Kerngneise	mgn, mGn
? Jüngerer Orthogneis	mgn, ggn
Gangförmige pegmatitische Orthogneise	mgn

Anl. 4 ist der durchschnittliche Modalbestand der wichtigsten Gesteinstypen sowie die in der Arbeit benutzten Abkürzungen zu entnehmen.

2.1. Parametamorphite

Eine einfache Zweiteilung ist möglich in

- Biotit- und Zweiglimmergneise,
- Granat-Muskovitgneise (-Zweiglimmergneise) und Granat-Glimmerschiefer.

Neben Modalbestand und Gefüge sind auch lithologische (lithostratigraphische) Aspekte als weitere Unterscheidungskriterien angewendet worden. Die geologisch-petrographische Bewertung der Gesteinstypen stimmt sehr gut mit dem auf den geochemischen Daten beruhenden Klassifizierungsschema überein (Cluster-Q-Analyse).

2.1.1. Biotit-/Zweiglimmergneise

Mit Ausnahme weniger Metabasite und gang- bzw. lagerförmiger Orthogneise wird die mächtige Rusová-Folge und die im Norden des Gebiets anstehende Annaberg-Wegefarter Folge fast ausschließlich von diesem Grundtyp aufgebaut. Das Gefüge aller Biotit-/Zweiglimmergneise ist am stärksten von der sk₂-Anlage geprägt. Generationsabfolgen sowie die Mineralumwandlungerscheinungen sind in allen Varietäten gleich.

Mehrfache Deformation und partiell anatektische Vorgänge führten noch nicht zur Homogenisierung dieser Gesteinskomplexe, so daß primär alternierende Lithotypen kartennäßig erfaßt werden konnten.

Im Handstück bis in den dm-Bereich kann jedoch primärer Schichtbau nur bei stofflich deutlich verschiedenen Horizonten (z.B. tuffitische Lagen) erhalten sein. Vielfach sind Gefügevariationen deformationsbedingt; mineralogisch/geochemisch sind diese Varietäten und Übergänge ein und demselben Lithotyp (Edukt) zuzuordnen. Lokal sind unter den Biotit-/Zweiglimmergneisen *Anatexite* anzutreffen, die auf das nachfolgende Deformations-Metamorphosegeschehen (D 2 und sk_2 -Anlage) deutlich kompetenter reagierten als ihre Umgebung (Abb. 1). Die Anatexite nehmen unregelmäßig verteilte Areale von mehr als 100 m^2 bis zu mehreren km^2 ein. Anzeichen dieser Entwicklung, die in den liegenden Komplexen bereits mit D 1 erreicht sein muß, sind bis in die hangenden Horizonte der Rusová-Folge zu beobachtende, weitverbreitete *metatektische Mobilisationen* (Abb. 2).

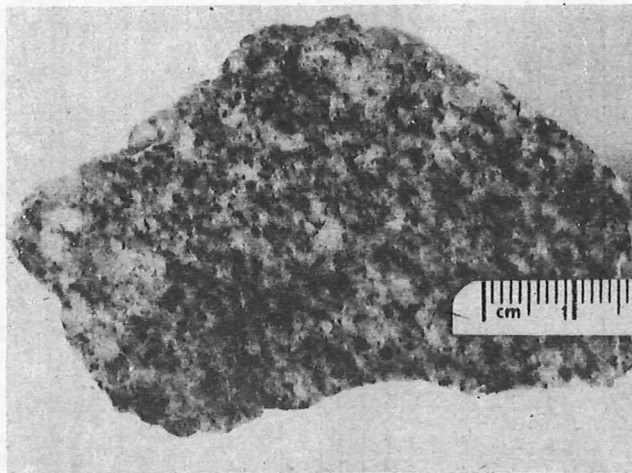


Abb. 1:
Gering deformierter Anatexit
("Gneis von Mulda").
Probe 596, Klippen ca. 1,5 km
NNW Bahnhof Nassau/Ölmühle.

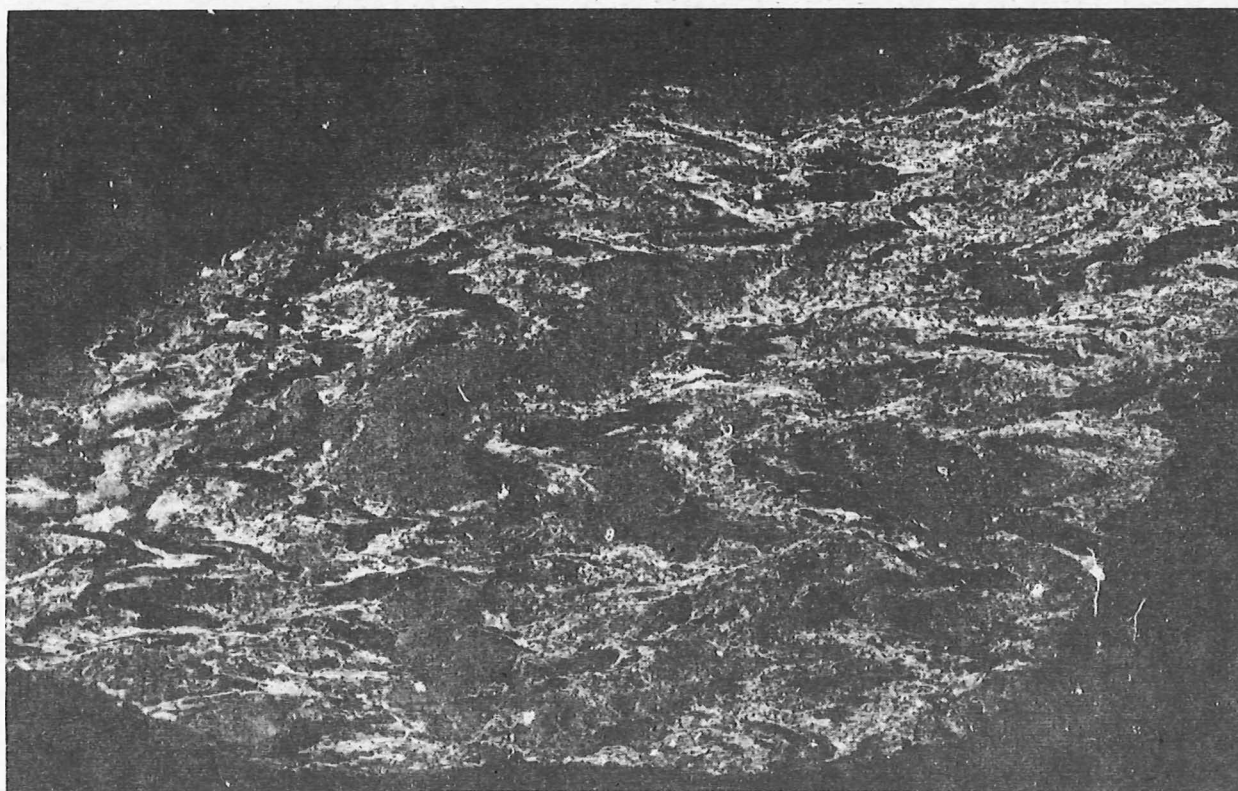


Abb. 2: Metatektischer Gneis. Enge Fältelung der sk_1 und der prä- bis paradeformativen (1. Metatektgeneration) Leukosome (grau). Probe 536, ca. 1km SE des östlichen Ortsausgangs Mulda; Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6 x natürl. Größe.

Je stärker die sk_2 -Ausbildung in den Vordergrund trat (je inkompetenter sich das Gestein aufgrund primärer petrographischer Unterschiede bzw. geringerer Einbeziehung in Anatexisprozesse verhielt), um so mehr verstärkt sich die kataklastische bis blastomylonitische Gefügeentwicklung. Die in sk_2 geregelten Glimmer, vor allem Biotit, besitzen hohe Längen-Breiten-Verhältnisse.

Die Glimmer der 1. Generation reagierten überwiegend plastisch auf die sk_1 -Faltung (Verbiegen der Glimmerlamellen), optisch erkennbare Einregelung oder Umorientierung ist nur bei paradeformativen Mineralen zu beobachten. Neben häufig einschlußreichen Plag II sind alle Gneistypen durch \pm granoblastisch rekristallisierte Fds II ($k_{lk} - f_k, K_f > Plag$) gekennzeichnet. Mus II bestimmt, z. T. auf Korngrenzen sitzend, Wachstum und Orientierung des Feldspat-II-Pflasters. Mus II und Fds-II-Pflaster müssen als zeitlich etwas jüngere Bildungen (para- bis postdeformativ) zu Bio II eingestuft werden.

Bei geringerer deformativer Überprägung sind verschiedene Reaktionsgefüge an Fds I typisch: Myrmekit \pm schriftgranitische Verwachsungen, seltener Entmischungslamellen in Plagioklas, verwaschene Mikroklingitterung, selten Zonarbau in Plagioklas. Ein Teil dieser Merkmale dokumentiert noch die anatektische Bildung. Die flache sk_2 -Faltung wird in der Regel durch ein relativ regelmäßiges Rißsystem, belegt mit Opak- und Hämatitsubstanz, wiedergegebenen, Quarzmörtelbahnen und Chloritneubildung sind selten.

In den kleinkörnig-schuppigen bis ebenschiefrigen Biotit- bis Zweiglimmergneisen dominiert zunehmend lagiges Flächengefüge vor ungleichkörnig-porphyroblastischem Gefüge.

Mitunter ist in den feinkörnigen-feinlagigen Varietäten noch Grauwackengefüge reliktilsch erhalten. Diese meist geringermächtigen (m- bis Dekameterbereich im Durchschnitt) Lagen können fast immer als unmittelbare Übergangsbereiche zu den Einlagerungen dichter Biotit-/Zweiglimmergneise kartiert werden.

Der Hauptlithotyp des mittleren Horizontes der Rusová-Folge sind langflasrige-schiefrige Biotitgneise. Partien dieses Bereiches tragen stark anatektischen Charakter. Das flasrig-schiefrige bis flächige Parallelgefüge mit linsig deformierten Porphyroblasten ist bezeichnend für das graduell abnehmende Anatexitgefüge (Abb. 3).

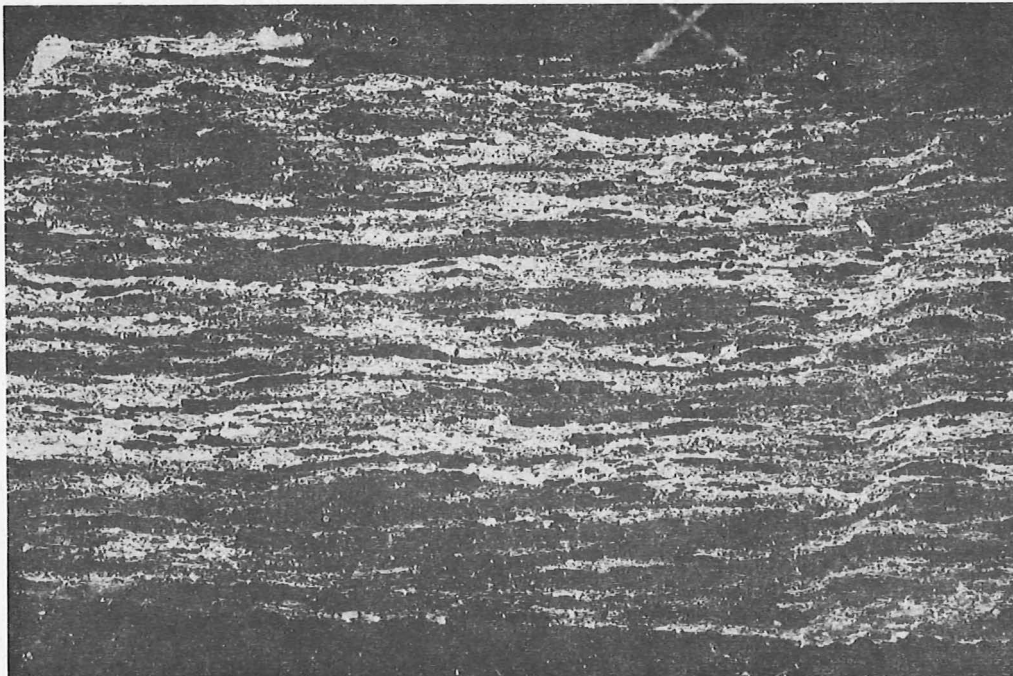


Abb. 3: Feinlaminiertes langflasriges Biotitgneis. Probe 497, Aufschluß ca. 2 km NW Zethau; Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6 x natürl. Größe.

Im Verlauf der sk_1 -Faltung (D2) ist es lokal zur Entwicklung von R-Tektoniten gekommen. Die Ausbildung von Stengelgneisen ist eine generelle Erscheinung im Bereich der Saydaer Struktur (Abb. 4).

s_2 tritt stärker hervor, ist besonders mit Neuregelung von sk_2 -Glimmern gekoppelt; es kommt jedoch nicht zu Glimmerneubildung. sk_2 ist noch dominierendes Flächenelement, die Faltungsspuren (sk_1 -Faltung) sind oft nur durch paradeformativ mobilisierten Quarz erhalten. Feldspat- (überwiegend Kf) Rekristallisation ist sowohl paradeformativ (geregeltes Pflaster) als auch para- bis postdeformativ (kaum bzw. undeformiertes Polygonpflaster) nachzuweisen. Überwiegend bestehen die "Stengel" aus Quarzkornaggregaten sowie aus den paradeformativ rekristallisierten Kf-Aggregaten. Sie sind um b rotiert und gelängt.

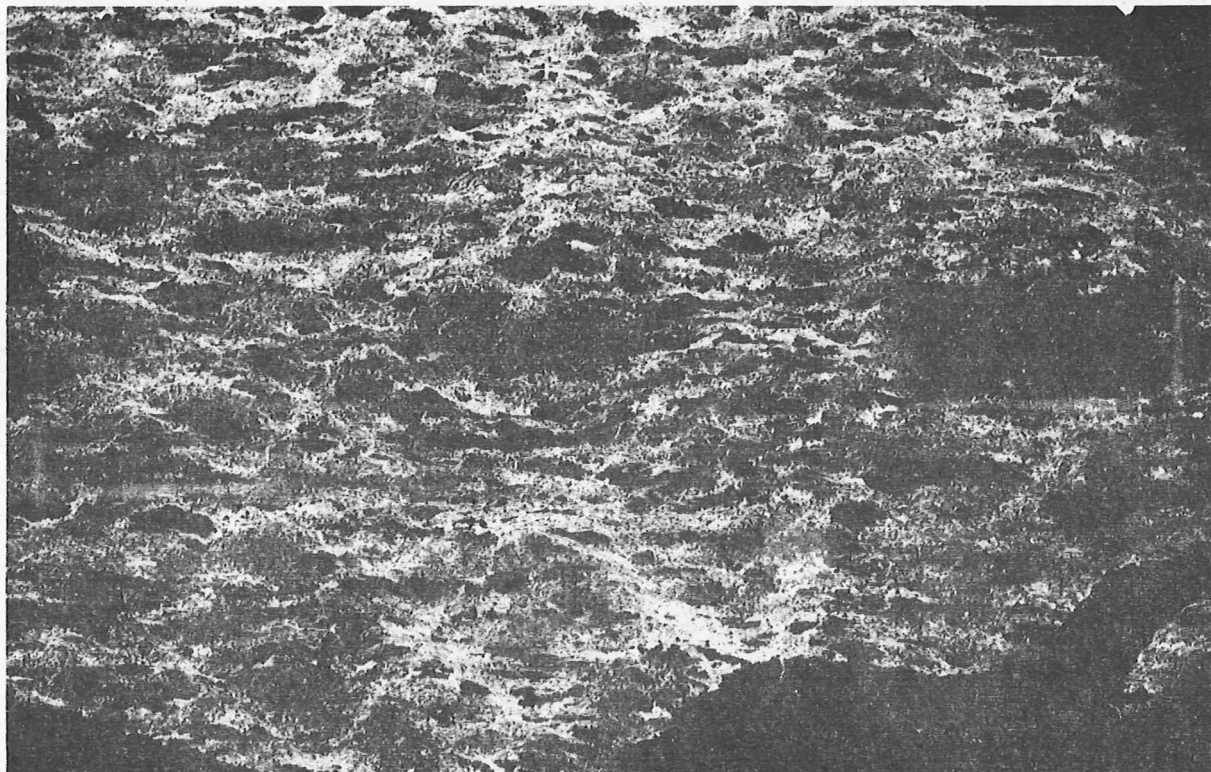


Abb. 4: Stengliger Zweiglimmergneis, ac-Schnitt. Probe 329, ca. 1 km NE des Ortseingangs von Kleinhartmannsdorf; Negativ-Dünnschliffaufnahme 6mal natürliche Größe

Die sehr feinkörnigen bis megaskopisch dichten Biotit- / Zweiglimmergneise, aufgrund ihres Gefüges mikroskopisch meist noch als Metagrauwackenpelite zu identifizieren, treten als relativ unveränderter Lithotyp vom Liegenden (Annaberg-Wegefarther Folge) bis in die höchsten Teile der Rusová-Äquivalente auf. Innerhalb der lithostratigraphischen Abfolge sind mehrere Horizonte i.S. einer Rhythmik entwickelt, deren Verband im Verlauf der regionalmetamorphen Entwicklung stark aufgelöst wurde (Anl. 2).

Megaskopisch erscheinen die dichten Gneise als sehr feinkörnig bis dicht, ebenschiefrig bis massig und in ihrer Farbgebung nuancenreich - von bräunlich-grau, dunkel violett-grau bis schwarz. Es läßt sich daher i.d.R. erst im Dünnschliff entscheiden, ob ein reliktsches Grauwackengefüge vorliegt, ein Metatuffit oder unter Umständen ein Mylonit (Abb. 5).

Letzteres sowie der insgesamt hohe Rekristallisationsgrad und die Tatsache, daß in den Měděnec-Äquivalenten ein petrographisch anderer Typ "dichter Gneise" auftritt, sollten meines Erachtens künftig beim synonymen Gebrauch von "dichtem Gneis" und "Metagrauwacke" im Bereich der Gneisfazies berücksichtigt werden.



Abb. 5: Metagrauwackenpelit-Bank mit Reliktgefüge in gröberblastischen metatektischen Gneisen. Probe 416, Klippen ca. 1,5 km NW Lengefeld; Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6mal natürliche Größe.

2.1.2. Granat-Muskovitgneise

Die geochemischen und petrographischen Untersuchungsergebnisse ergaben, daß es sich bei den sauren bis intermediären Äquivalenten der Měděnec-Folge hauptsächlich um Paragneise handelt. Mit Ausnahme einiger Abschnitte des nordöstlichen Rahmens (Wolfsgrund-Dorfchemnitz) bilden die Granat-Muskovitgneise und Granatglimmerschiefer der oberen Folge der Preßnitzer Serie das Kontaktgestein des prävariszischen Granitoids. Tektonische und stoffliche Untersuchungen sprechen dafür, daß ein Lithofazieswechsel gegenüber dem Liegenden vorliegt.

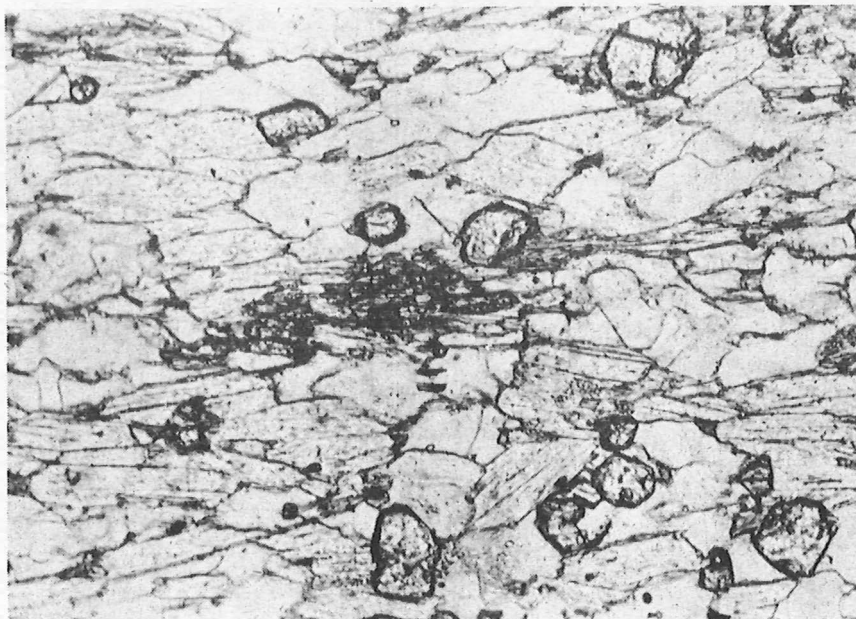


Abb. 6: Dichter Granat-Muskovitgneis, disthenführend. Mitte: tafliger Disthen. Probe 224b, Aufschluß am Kunstgraben ca. 1,5 km SE der Kirche von Mittelsaida; Dünnschliff, 50mal natürliche Größe.

Megaskopisch können die ebenfalls petrographisch variierenden Granat-Muskovitgneise als zuckerkörnig bis feinkörnig-quarzitische, feinkörnig-ebenschiefrige sowie dichte Gesteine angesprochen werden. Ihr mikroskopisches Charakteristikum ist ein granoblastisches, in der Regel gleichkörniges Gefüge der para- bis postdeformativ zur sk_2 -Anlage rekristallisierten Q-Fds-Matrix. Die sk_2 -Flächen sind verglichen mit denen der Biotit-/Zweiglimmergneise weitständiger. Biotit₂ kann den Nebenkomponentenanteil (mehr als 5 Vol.-%) übersteigen; die Gesteine sind dann als Granatzweiglimmergneise anzusprechen.

Die dichten Granat-Muskovitgneise stellen, da nur sie (neben den granulitendziellen Gneisen) Disthen führen (Abb. 6) einen eigenen Lithotyp dar. Analog den dichten Biotit- bis Zweiglimmergneisen können sie sedimentogene Gefügemerkmale aufweisen.

In zum Teil enger, geringmächtiger Wechsellagerung (bis hinunter in den dm-Bereich) treten dichte Granat-Muskovitgneise mit quarzitischen und feinschiefrigen Typen im Verband auf. Neben dem granitoiden Chemismus sind es vor allem die fleckigen dichten Granat-Muskovitgneise in den Äquivalenten der Měděnec-Folge, die die Saydaer und Lippersdorfer zentralen Gneiakörper als echte granitoide Intrusion ausweisen. Diese auffallende lithologische Erscheinung wurde bereits frühzeitig, mit den ersten Kartierungen im Erzgebirge beschrieben (MÖLLER 1865; GÄBERT 1907; KOSSMAT 1925; PIETZSCH 1954; u.a.). Spezielle Untersuchungen der reliktschen Kontaktschiefer erfolgten durch SCHEUMANN (1932) und in jüngerer Zeit durch WALTHER (1972) sowie sehr detailliert durch LOBST (1983).

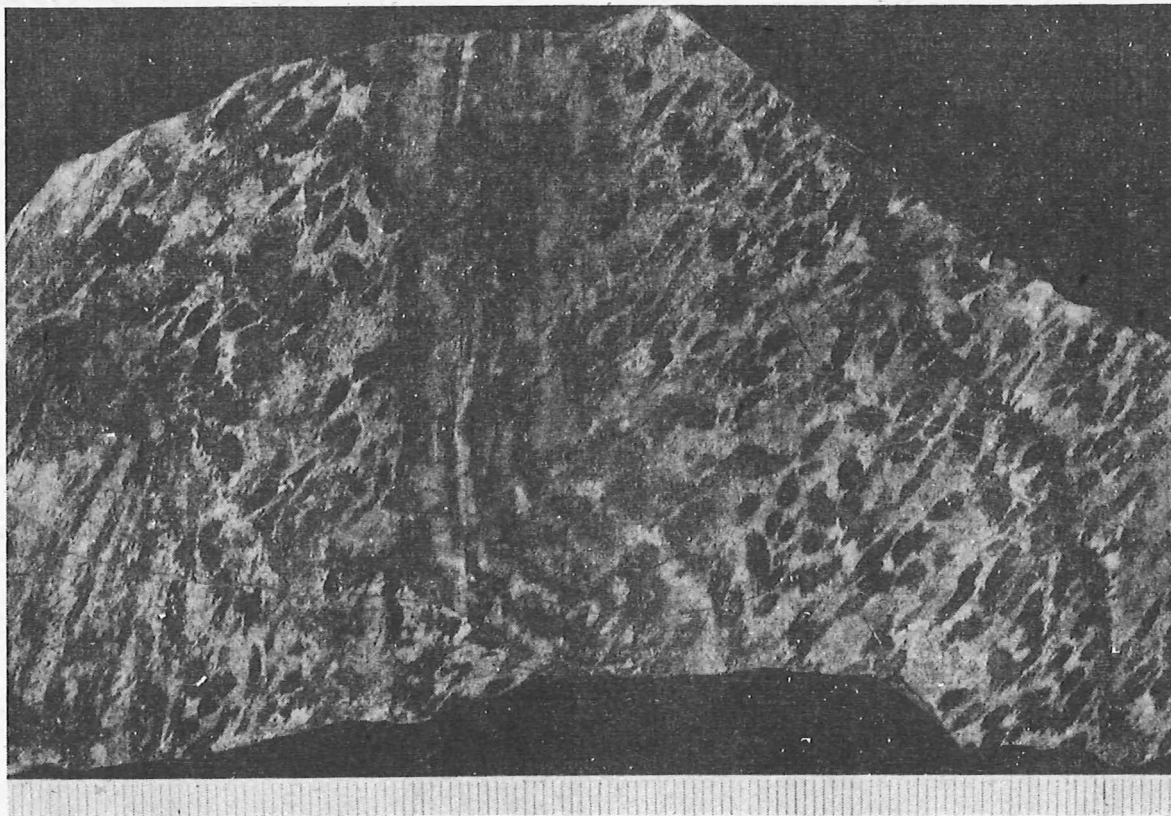


Abb. 7: Schichtkleinfalte in einer Knotenschieferlage. s_1 ist mesoskopisch an der Regelung der Knötchen erkennbar; die 2. Schieferungsflächen sind weitständig, hier unterdrückt. Probe 351, bei Neuwaltersdorf; ein Teilstrich = 1 mm.

Sie sind auf einen Lithotyp beschränkt, die Mächtigkeit der Kontakthöfe scheint i.d.R. den Dekameterbereich nicht zu überschreiten. Diese Aussage beruht auf der Lesesteinkartierung, da die Kontaktschiefer nirgends im Anstehenden angetroffen worden sind.

Ihr dichtes Korngefüge haben die Kontaktschiefer nachweislich nicht mit der Kontaktmetamorphose erhalten. Dieser Lithotyp ist weit häufiger in Wechsellagerungen mit anderen Typen oder auch in mächtigeren Körpern ohne Kontaktanzeichen anzutreffen. Hinzu kommen sedimentogene Reliktgefüge (Abb. 7).

Sie zeichnen die Kontaktverbreitung nach ohne eine geschlossene Umgrenzung wiederzugeben. Der unmittelbare Kontakt zu prävariszischen intrusiven Körpern ist meist deutlich, es sind aber auch Vorkommen bekannt, wo kein Orthogneis im Anstehenden nachzuweisen war - westlich der Lippersdorfer Struktur im Röthenbacher Forstrevier. LOBST machte ähnliche Beobachtungen im mittleren Erzgebirge.

WALTHER (1972) unterschied drei Fleckentypen; als regionalmetamorphes Umwandlungsprodukt eines Kontaktminerals (in Frage kommen Cordierit oder Andalusit) beschrieb er Sillimanit. OSSENKOPF (1977) konnte röntgenographisch in gefleckten dichten Gneisen aus dem mittleren Erzgebirge jedoch keinen Sillimanit feststellen.

Aus dem Gebiet der Saydaer Struktur können zwei Haupttypen reliktschiefer Knotenschiefer beschrieben werden:

1. Megaskopisch dunkle, schwärzliche Flecken, die sich mikroskopisch aus Anhäufungen kleinster Granatkörnchen, Biotit, Opaksubstanz und (\pm) Disthennädelchen zusammensetzen;
2. megaskopisch ausgebleicht erscheinende graue Flecken, die meist aus Sericit, Chlorit (besonders im Zentrum der Flecken), \pm Granat, Opakausscheidungen und \pm Disthen (auch tafelig) bestehen.

Bei Sericit (mitunter bereits Muskovit), Chlorit und Opaksubstanz handelt es sich um jüngste, sekundäre Umwandlungsprodukte. Primäres Kontaktmineral könnte, rückschließend aus den Fe- und Mg-reichen Umkristallisaten Cordierit gewesen sein. Die Flecken sind meist geregelt, zeichnen z.T. die gefaltete ältere s-Fläche nach und sind häufig zerschert. Disthen ist dagegen bevorzugt in sk_2 orientiert. Das gleiche trifft für den neugebildeten Granat zu. Die Disthen und Granat-II-Blästese fand wie in den fleckenfreien dichten Granat-Muskovitgneisen paradedeformativ zur Entstehung der sk_2 statt.

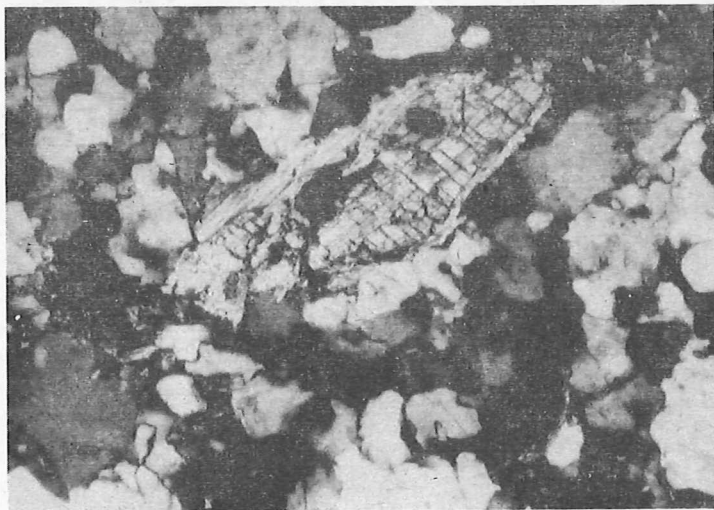


Abb. 8:
Granulitischer Gneis -
beginnende Serizitisierung des
Disthens. Probe 384, Saldenbach-
Talsperre, Nordhang des
unteren Arms; Dünnschliff x N,
25mal natürliche Größe.

Sowohl geologisch-petrographische, aber vor allem geochemische Kriterien waren ausschlaggebend, die sogenannten granulitischen Gneise im südwestlichen Rahmen der Saydaer Struktur in die Měděnec-Folge zu stellen.

- Megaskopisch: feinkörnig-quarzitisch mit offenen Schieferungsflächen (POWELL 1979); im Gebiet südlich der Kirche von Forchheim bis Hutha - Wernsdorf besitzen sie stärker geplättete Textur (stärkere Deformation in Verbindung mit der sk_2 -Anlage und gleichzeitig verstärkte Glimmerblastese), so daß sie dort ein granulitähnliches Aussehen erhalten. Nur in diesem Bereich ist Disthen bereits mit bloßem Auge zu erkennen.
- Mikroskopisch: ungleichkörnig verzahnte Q-Fds-Matrix mit Tendenz zu granoblastischem Gefüge. Regelung (in sk_2) wird vom Anteil paradedeformativ neugebildeter Glimmer bestimmt. Kataklase, teils wieder durch Rekristallisation verheilt, ist ein häufiges Gefügemerkmal. Die granulitische Tendenz wird durch hohen Kf-Anteil, perthitische Entmischungen, und das weitgehende Fehlen hydroxylhaltiger Schichtgitterminerale unterstrichen. Biotit- und Muskovitbildung gehen bereits auf Kosten von Granat und Disthen (Abb. 8).

Die Granatglimmerschiefer müssen, da sie auch in Linsen von vermutlich Dekameter-Mächtigkeiten anzutreffen sind, als eigenständiger Lithotyp ausgehalten werden.

- Megaskopisch: vergleichbar mit granatreichen Glimmerschiefern westlich der Flöha-Zone (dort Raschauer Schichten) - grünlich-silbrig glänzende, grobwellige Schieferungsflächen mit Granatporphyroblasten bis zu 1 cm Durchmesser.
- Mikroskopisch: porphyroblastisches, schiefriges Gefüge mit geschlossenen Glimmertapeten; offensichtlich feldspatfrei/-arm (Abb. 9).

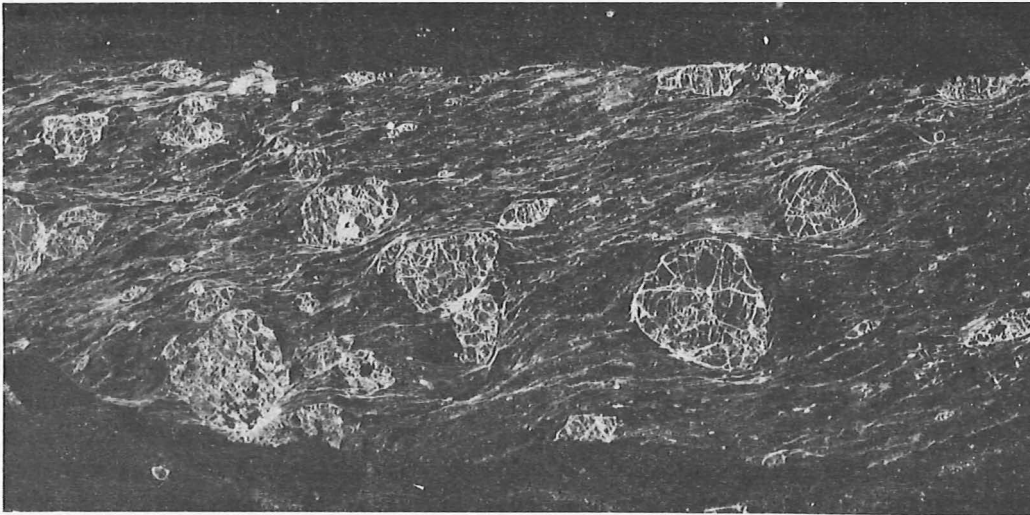


Abb. 9: Granatglimmerschiefer. Der Granat hat prädeformatives Alter (bezogen auf D2), kleinere Körner sind geplättet und eingeregelt worden. Probe 498, ca. 1,5 km NW der Kirche von Zethau; Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6mal natürliche Größe.

2.2. Metabasite

Die Eklogite, Amphibolite (LANGE 1965), Amphibolschiefer und ihre Übergänge haben wahrscheinlich synsedimentäres, sicher prävariszisch-prägranitoides Alter. Lagerungsverhältnisse und Gefüge sowie physikalische Altersdaten erzgebirgischer Metabasite (WERNER 1981) sprechen dafür, daß sie zur Lithologie der Paragneisfolgen gehören.

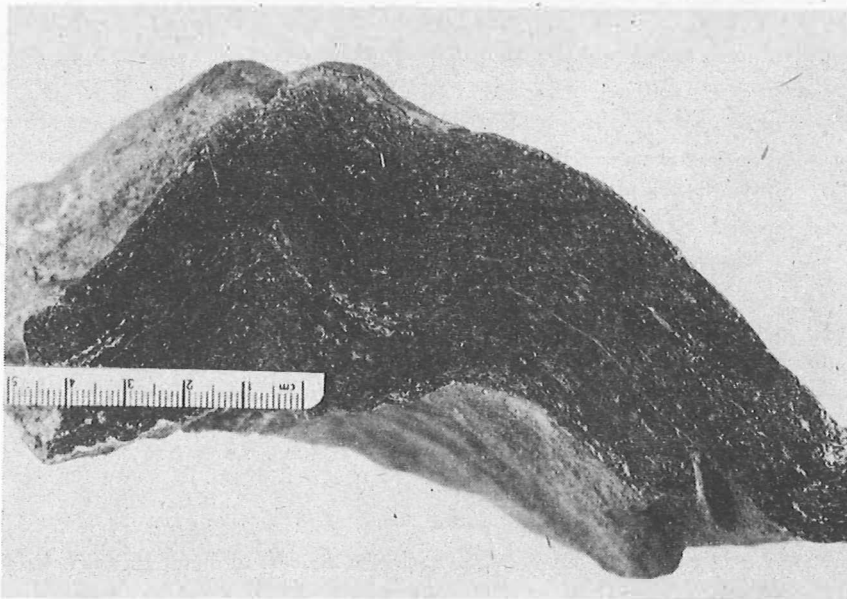


Abb. 10:
Zoisit-Amphibolschiefer -
stark deformierter Metabasit.
Probe 535, Wolfsgrund,
NW Dorchheimnitz.

Eklogite bis Amphibolite

- Megaskopisch: massig, dunkel bläulich-grün, bräunlich bis grünlichschwarz; Gefügeregelung nicht erkennbar;
- Mikroskopisch: Granat + Pyroxen + regionalmetamorphe Amphibolneubildung; Gefügeregelung nach sk_2 ist meist erkennbar; teilweise ist flächiges Parallelgefüge entwickelt. Jüngere, raptuelle Flächen (s_3) werden dagegen häufig sehr deutlich abgebildet.

Amphibolschiefer

Einziges Vorkommen innerhalb des Kartierungsgebietes sind die bis zum Amphibolschiefer deformierten Metabasitkörper bei Wolfsgrund/Dorfchemnitz.

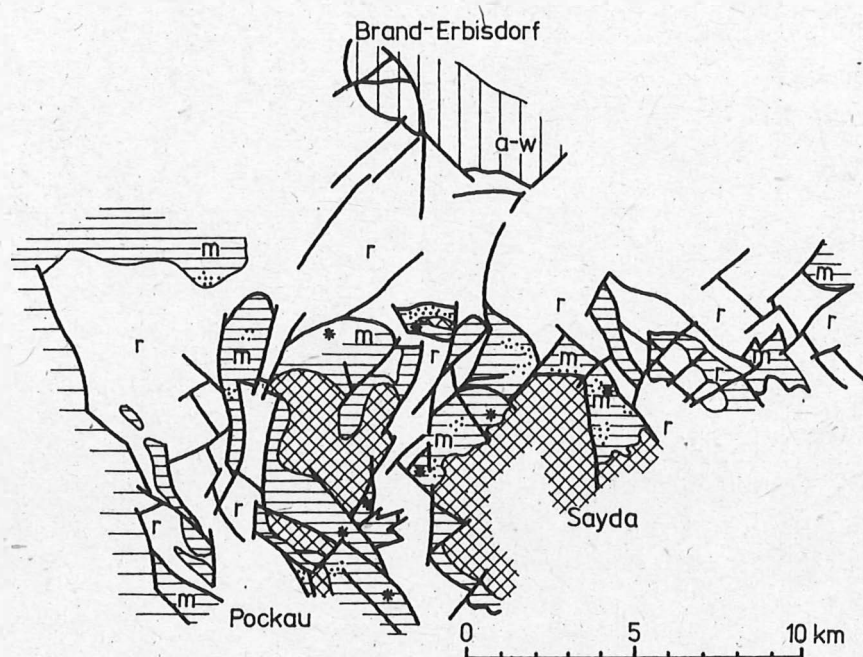
- Megaskopisch: grünlich-schwarz, geschiefert. Sekundäre (para- bis postdeformativ zu sk_2) Zoisit-/Klinozoisitblastese gibt, da sie auf den Schieferungsflächen erfolgte, dem Gestein stellenweise ein auffallendes Aussehen. Der Metabasit ist z.T. gemeinsam mit Granatglimmerschiefer gefaltet worden (Abb. 10).
- Mikroskopisch: ausgezeichnet flächiges Parallelgefüge in den geschieferten und gefalteten Teilkörpern; der Grad der Umkristallisation des normalen Primärbestandes ist dem Grad der Deformation proportional - weniger stark ausgeschieferte Teile enthalten noch Granatrete.

2.3. Hybridgneise

Die Hybridgneise (Mischgneise) bilden einen relativ mächtigen, geschlossenen Saum (auch bei flachem Einfallen muß mit bis zu mehr als 200 m Mächtigkeit gerechnet werden) um die inneren Orthogneisgebiete von Sayda und Lippersdorf (Anl. 1, Abb. 11). Sie besitzen geochemisch eine Übergangsposition zwischen Orthogneis und intermediärem Paragneis (Abschn. 4.2.3.). Trotz weitgehender Gefügeauflösung und -neubildung infolge der Kontaktmetamorphose kann der Nebengesteinstyp durch systematische Kartierung von der Kontaktzone nach außen hin identifiziert werden. Die Identifizierung der hybriden Gneise als stofflich verändertes Kontaktgestein (wobei vermutet werden kann, daß im inneren Exokontakt neben Metasomatose auch Migmatisierungsvorgänge eine Rolle spielten) wird durch darauffolgende regionalmetamorphe Ereignisse erschwert. Die Ableitung dieser Gesteine, die zu einem erheblichen Anteil mit den mgn-Typen synonym sind, war daher in der Vergangenheit umstritten.

- Megaskopisch: Überwiegend lagenförmiger Aufbau, d.h. ein Wechsel leukokrater und melanokrater Lagen im mm- bis cm-Bereich. Die fast immer anzutreffende Parallelität des Lagenbaues mit sk_2 läßt annehmen, daß es sich um metamorphe Segregation und nicht um Injektion handelt. Einzelne Handstücke lassen aber isoklinale Faltung der dunklen Lagen erkennen, was auf ein höheres Alter des Lagenbaus hinweist.
- Mikroskopisch: Die dunklen Bänder sind überwiegend durch Hell- und Dunkelglimmer sowie Granat vertreten; die in der Regel deutliche Neuorientierung der Glimmer kann als Orientierung nach sk_2 beschrieben werden. Die leukokraten Lagen sind aus Quarz, Kalifeldspat (Mikroklinbildung) und untergeordnet Plagioklas aufgebaut (Abb. 12).

Kartierung und vergleichende Dünnschliffdurchmusterung machten deutlich, daß in der Verbreitung des Hybridgneissausms und der Kerngneise mit D2 eine weitere Quarz-Kalifeldspat- (Plagioklas-)Mobilisation zur Gefügeveränderung beitrug. In den Orthogneisarealen ist eine starke Porphyroblastese von Quarz-Feldspat-Aggregaten entwickelt (Quarzaugengneise, BEHR 1968).











- | | |
|---|--|
|  | Deformierte Kerngneise (Orthogneise) |
|  | Hybridgneise |
|  | Reliktische Kontaktschiefer |
|  | Paragneise der Annaberg-Wegefarthener Folge |
|  | Glimmerschiefer (unt.€) |
|  | Äquivalente der Měděnec-
Rusová - Folge } Paragneise und
Metabasite. |
|  | |
|  | Disthenaufreten |

Abb. 11: Karte der Verbreitung der Orthogneise und der Kontaktzonen - Sayda-Lippersdorfer Struktur (KEMNITZ 1986)

In Stengelgneis übergehend, sind die "Quarzaugen" im Hybridgneissaum nur noch in feinen Laminen im insgesamt stark laminierten ("geplätteten") feinkörnigen Granat-Muskovitgneis anzutreffen.

Mikroskopisch und mittels REM-Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß die intensive zweite Deformationsphase (D2) diese para- bis postdeformativen Bildungen aus den leicht mobilisierbaren Anteilen verursacht hat - und zwar mehr in den zentral gelegenen Orthogneisen und den hybridisierten Randbereichen. Der primäre (bei den Orthogneisen) bzw. durch Metasomatose (im Kontaktsaum) hineingebrachte höhere Kalifeldspatanteil könnte eine mögliche Ursache dafür sein, daß diese jüngeren, parallel zur sk₁-Orientierung in Lagen rekristallisierten Mobilisate ausschließlich auf diese Bereiche der Saydaer Struktur beschränkt sind.

Der kartierbare Übergang von grobblastomylonitischen zu mylonitähnlichen Gefügen zum Orthogneis-Exokontakt macht andererseits auf mögliche Überschiebungen von Orthogneisen auf das Nebengestein aufmerksam. Größere Überschiebungsbeträge (SCHEUMANN 1935) kommen allerdings nicht in Betracht, der noch gut verfolgbare Knotenschieferkontaktsaum steht dem entgegen.

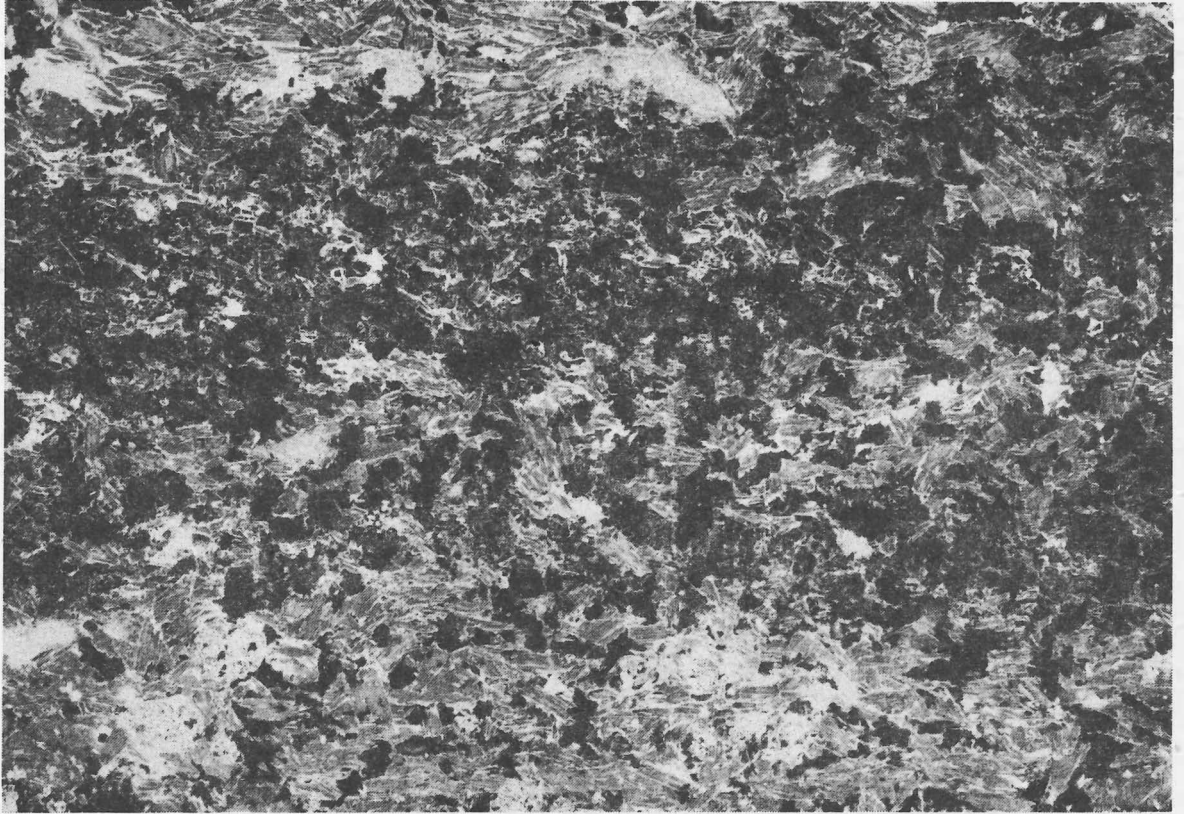


Abb. 12: Hybridgneis - die leukokraten Lagen (dunkler Mittelteil) sind durch Blastese während D2 überprägt worden. Probe 418, Straßenanschnitt im Flöha-Tal, ca. 400 m östlich Haltepunkt Rauenstein; Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6 x natürl. Größe

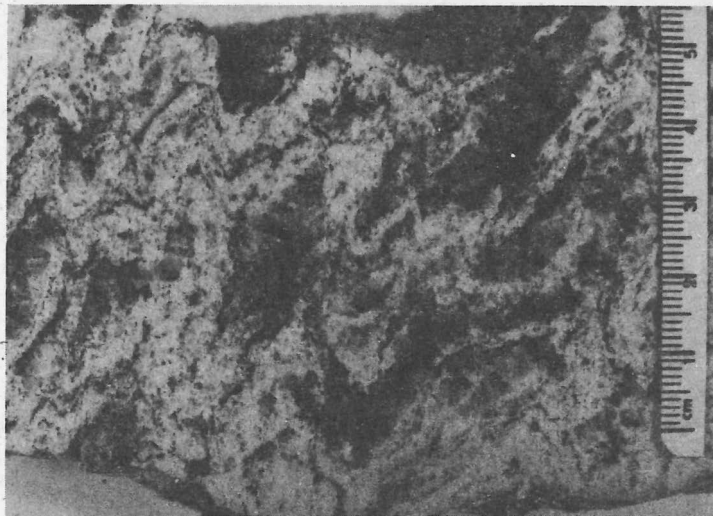


Abb. 13: Grobstenglicher Orthogneis (Kerngneis), ac-Schnitt. Probe 47, ca. 1,8 km ESE der Kirche von Mittelsaida.

2.4. Orthogneise

Ein Großteil der zentralen Kernbereiche der Saydaer Struktur - um die Orte Sayda sowie Lippersdorf - wird von den zu sogenannten Quarzauge- und Quarzstengelgneisen deformierten Gesteinen eingenommen. Nach dem jetzigen Untersuchungsstand (FRISCHBUTTER 1982, 1985 b; KEMNITZ 1986 a) müssen diese Gneise als Orthogneise angesehen werden.

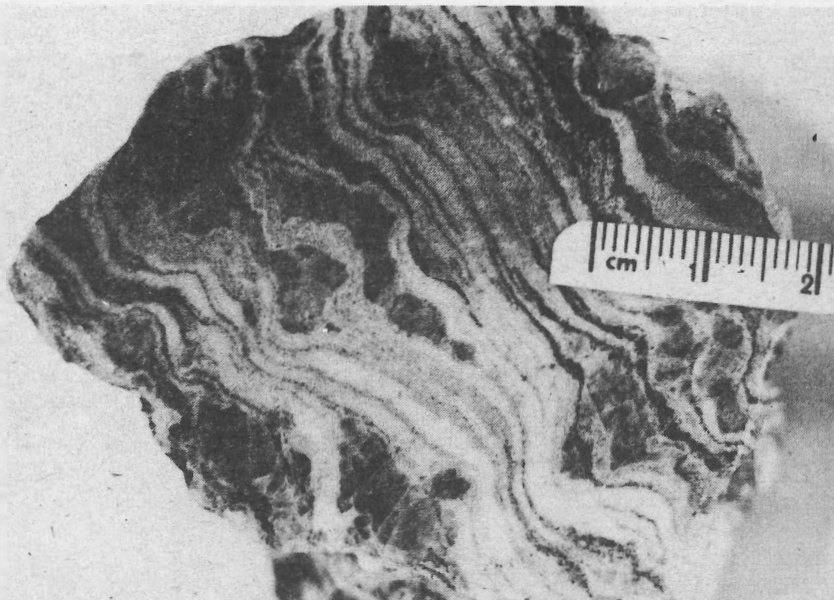


Abb. 14: Stengliger, feinkörniger Orthogneis (Kerngneis), ac-Schnitt. Probe 39 östlich der Waltersdorfer Höhe, bei Lippersdorf.

Das Gefüge der Kerngneise läßt wegen des hohen Rekristallisationsgrades keinen Rückschluß mehr auf einen magmatischen Ursprung zu. Sie sind, wie ihr Rahmengestein, mehrfach deformiert, gefaltet und besitzen gebietsweise eine starke Tendenz zu R-Tektoniten.

In den zentralen Teilen mittelkörnig bis grobkörnig ausgebildet, nimmt die durchschnittliche Korngröße zum Hybridgneissaum hin ab, einhergehend mit dem Entstehen sehr enger sk_1 -Flächen. Die Gneise sind in frischem Zustand hell, weißlich bis rosa-grau, die häufig rötliche Färbung ist aber nicht typisch (Abb. 13, 14). Mikroskopisch zeigen die meist gröberblastischen R-Tektonite das typische Stengelgneisgefüge. Dabei handelt es sich wie bei den Paragneisen bzw. Hybridgneisen um jünger (para- bis postdeformativ bezogen auf D2) zu Polygonpflaster rekristallisierten Kalifeldspat und Quarz. Der Granatanteil ist sicher nicht nur auf Kontamination zurückzuführen, sondern vor allem regionalmetamorph. Die Glimmerneubildung ist paradeformativ mit der Anlage einer ersten s -Fläche und verstärkt (Muskovit) mit Anlage der Hauptflächen (sk_2) in Verbindung zu bringen.

Petrographisch und geochemisch lassen sich drei pegmaplitische Gang- und lagerförmige Orthogneisglieder unterscheiden:

1. Vor oder während der ersten Schieferung ins Nebengestein eingedrungene aplitische Schmelzanteile, die durch D2 mitgefaltet wurden (Abb. 15, 16). Sie scheinen nur auf die Měděnec-Äquivalente beschränkt zu sein.
2. In sk_2 eingedrungene aplitische Mobilisate, die nur in einzelnen geringmächtigen Apophysen beobachtet werden konnten. Wie bei 1. ist die Quarz-Feldspat-Matrix völlig rekristallisiert (Abb. 17).
3. In der Annaberg-Wegefarther und Rusová-Folge sind offensichtlich horizontgebunden (Anl. 2) Aplitgneise verbreitet. Typisch sind Relikte eines magmatischen (aplitischen bis pegmaplitischen) Gefüges, das erst mikroskopisch deutlich erkennbar wird.

Innerhalb der letzten Gruppe fielen Aplitgneise mit reliktsch blastoporphyrischem Gefüge auf (Abb. 18, 19), bei denen eine Abstammung von oberproterozoischen Rhyolithen zu diskutieren ist, besonders im Hinblick auf die mehrfach zitierten und auch hier in geröllführenden Gneisen an der Basis der Měděnec-Folge vermuteten Metarhyolithgerölle.

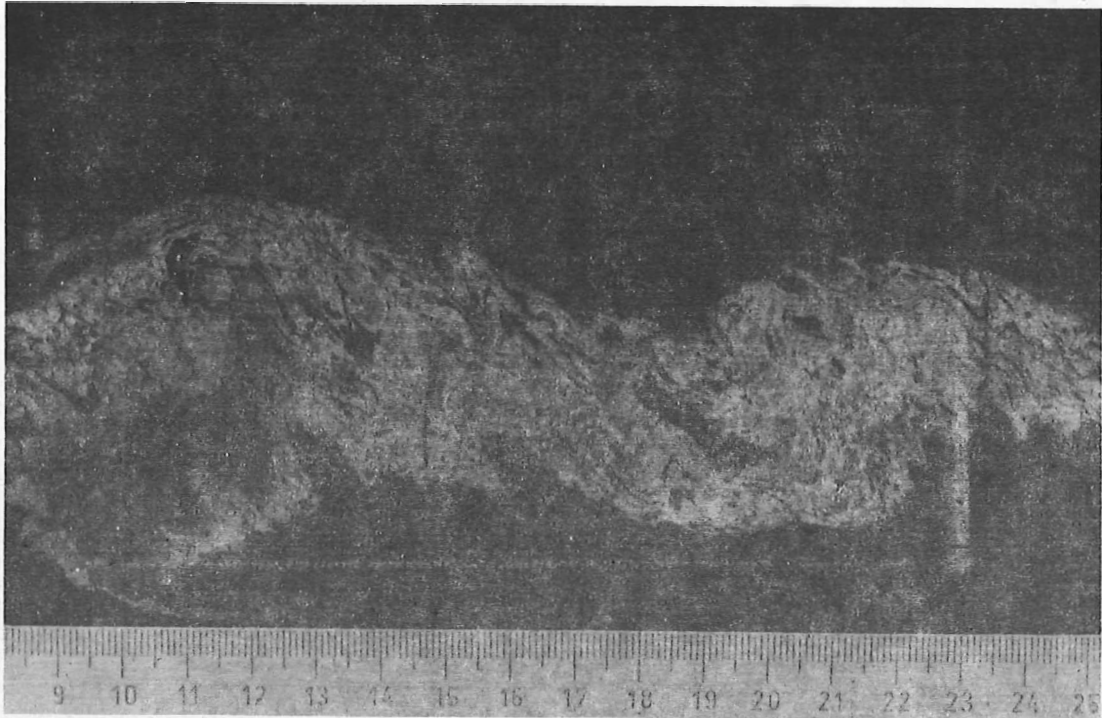


Abb. 15: Prädeformative (bezogen auf D2) Injektion leukokrater Schmelzanteile in dichtem Paragneis. Steil vergente Kleinfältelung der gröberkörnigen Quarz-Feldspat-Injektion gegenüber flach einfallenden sk_2 -Flächen im Nebengestein macht das unterschiedliche Kompetenzverhalten deutlich. Probe 568, WSW-Hang der Bellmannshöhe bei Dorfchemnitz.

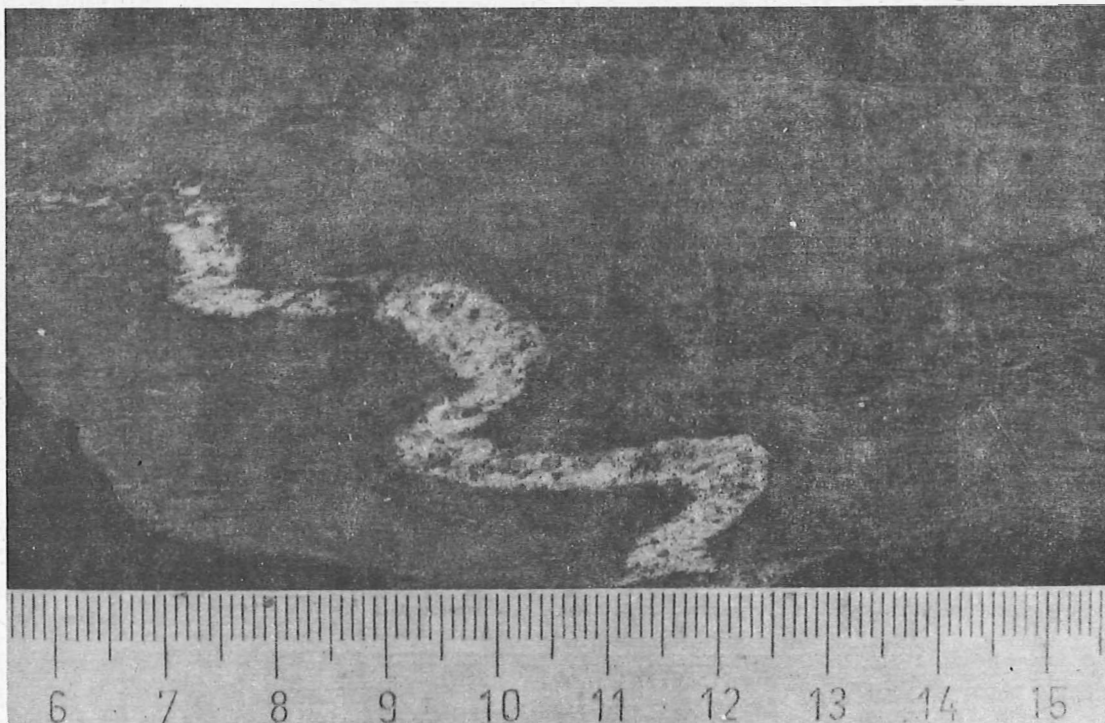


Abb. 16: Injektion in das Nebengestein (Měděnec-Äquivalente), s. Abb. 15. Die Unterschiede im Kompetenzverhalten werden durch gelangte helle fleckenartige Strukturen (? sedimentogen) im Paragneis unterstrichen. Verkürzung der aplitischen Ader um ca. 50%, L : B der "Flecken" 4 : 1 und mehr. Probe 564, NNW-Hang der Bellmannshöhe bei Dorf Chemnitz.

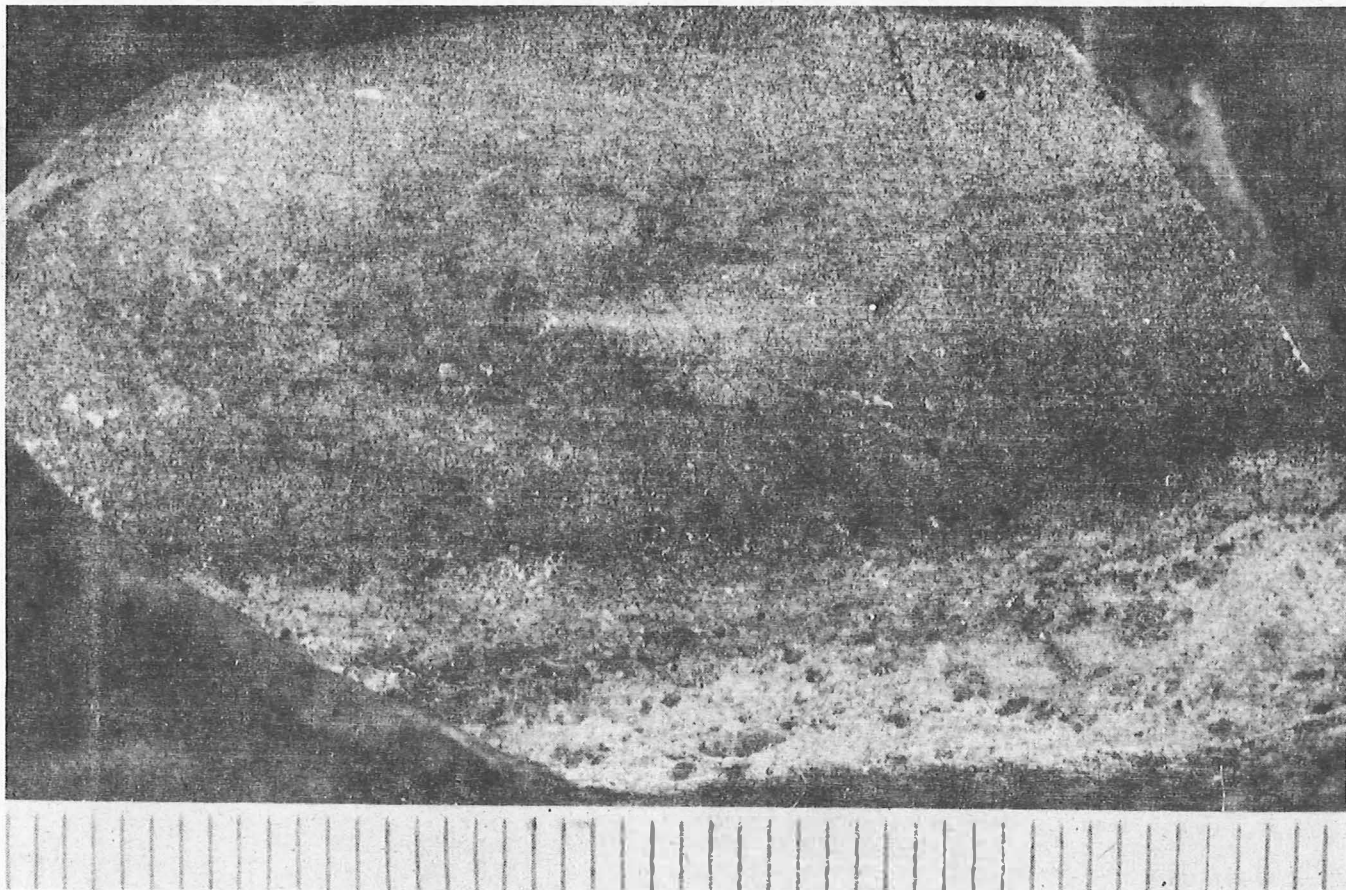


Abb. 17: Syndeformative Injektion (bezogen auf D2) aplitischer Orthogneis-
 anteile in dichtem Granat-Muskovitgneis (Médévec-Äquivalente).
 sk₂ wirkt als Scherbahn, der aplitische Gneis ist im tektonischen
 Kontakt mylonitisiert, verbunden mit Disthenbildung im unmittel-
 baren Kontaktbereich (2-3 mm).
 Im Paragneis tritt die Schichtung palimpsestisch hervor (isoklinale
 Mikrofalte).
 Probe 448, ca. 1,5 km östlich der Kirche von Lippersdorf.

Ein hauptsächlich in der Rusová-Folge angetroffener Orthogneistyp deutet darauf hin,
 daß in der Saydaer Struktur noch eine zweite Intrusionsphase vorhanden sein könnte.
 Sie sind z.T. megaskopisch als **m i k r o g r a n i t i s c h e G e s t e i n e**
 mit vergleichsweise hohem Glimmergehalt (Muskovit und Biotit) anzusprechen. Die
 durchgreifenden mehrfachen Gefügeumbildungen wie bei den Kerngneisen fehlt.
 Demnach sind sie jünger als die Kerngneise. Größere Körper (z.B. bei Wolfsgrund)
 sind möglicherweise lagerförmig.

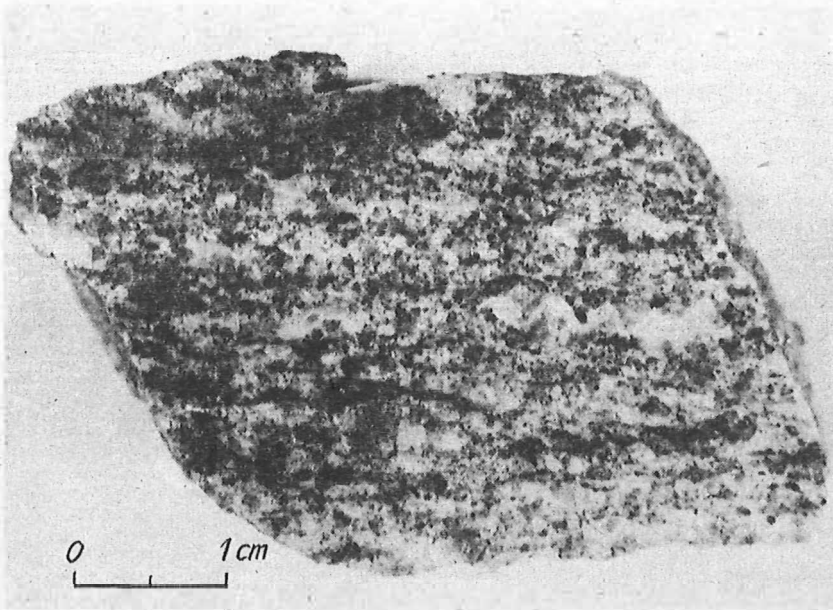


Abb. 18: Vermutlich lagerartiger, geringmächtiger Orthogneistyp aus der Annaberg-Wegefarther Folge. Probe 81, ca. 500 m nordöstlich vom Forsthaus Niederfrei.

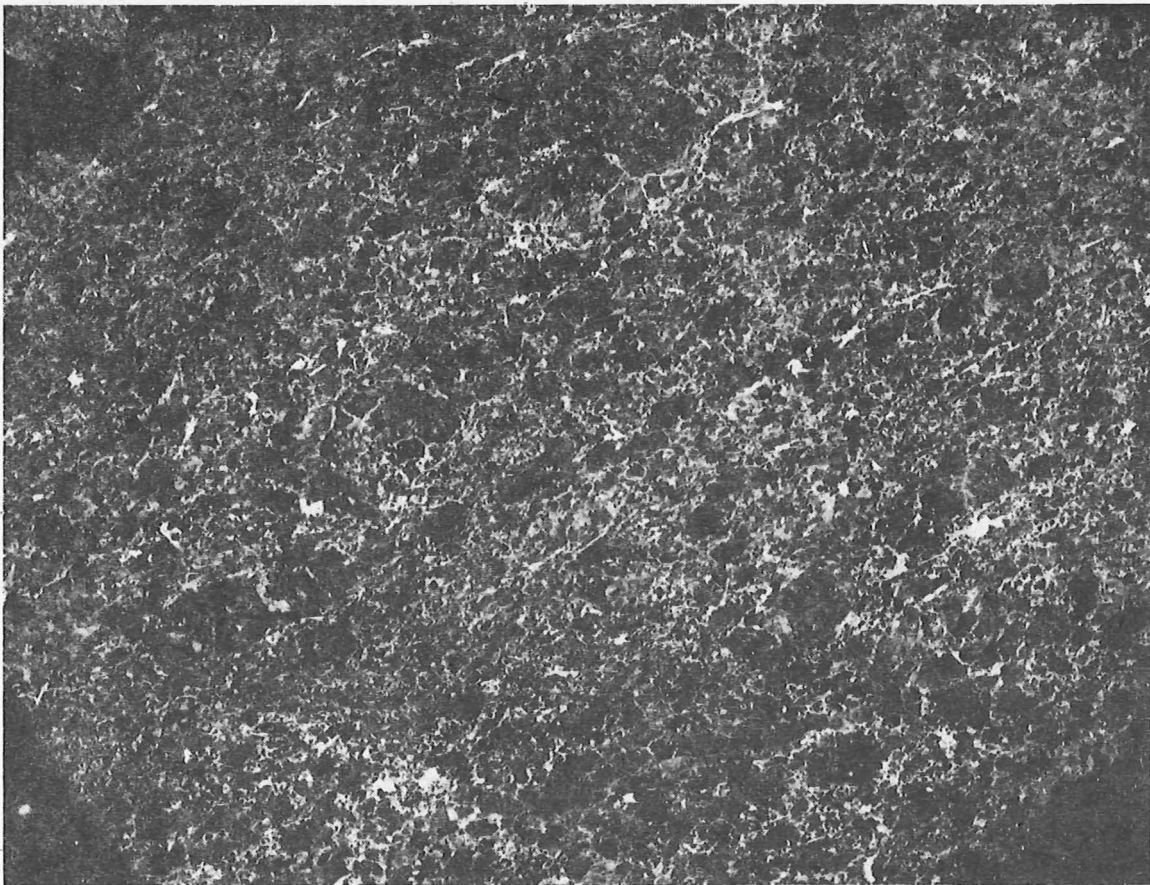


Abb. 19: Blastoporphyrischer Orthogneistyp (s. Abb. 18) - fraglicher Metarhyolith. Fragliche Quarz-Feldspat-Einsprenglinge treten, z.T. zeilig angeordnet, hervor. Das Gestein besitzt Kalifeldspataltbestand. Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6 x natürl. Größe.

3. Lithostratigraphie

3.1. Lithologische Entwicklung und Gliederung

Die Kartierung der Rahmengesteine führte bis in den südlich an Brand-Erbisdorf angrenzenden Raum. Mit Hilfe einer kombinierten petrographisch-geochemischen Bewertung und auf der Grundlage der von LORENZ und HOTH (1964) erstmals aufgestellten oberproterozoischen Lithostratigraphie für das Erzgebirge konnten Lithofaziesgrenzen festgelegt werden. Trotz mehrfacher Deformation, partieller Anatexis und insgesamt amphibolitfazieller Überprägung ist es möglich, das Sedimentationsgeschehen im oberproterozoischen Rahmen der Saydaer Struktur zumindest teilweise zu rekonstruieren.

Dem Lithostratigraphischen Standard für das Präkambrium (1976; HOTH u.a. 1979) folgend, wird das Liegende im nördlichen Rahmenverband als Annaberg-Wegefarther Folge bezeichnet und gehört somit noch in die Osterzgebirgische Serie.

Im einzelnen ist das Lithosprofil des hier bearbeiteten Ausschnitts, verglichen mit der Gesamtverbreitung des Proterozoikums in der Erzgebirgsantiklinalzone (HOTH u.a. 1983), nicht identisch mit dem Standardprofil. Aus diesem Grund wurde die Bezeichnung "Äquivalente der ... Folge" verwendet.

Die Äquivalente der Rusová-Folge lassen sich dreigliedern; die Zweiteilung der Äquivalente der Měděnec-Folge ist unsicher, wie auch die Mächtigkeit dieser Folge bedingt durch die prävariszische Intrusion und starke Kontaktwirkung nicht sicher festzustellen ist.

Die wahren Mächtigkeiten müssen aufgrund der Mehrfach- und der Quersfaltung, die ein kompliziertes tektonisches Bild erzeugen (Anl. 2), wesentlich unter den Werten der lateralen Verbreitung im Anstehenden liegen. Annaberg-Wegefarther Folge und Preßnitzer Serie sind im Kartierungsgebiet mit einer Durchschnittsmächtigkeit von 3100 ± 750 m vertreten.

Für den Sedimentationsraum kann eine E-W-Kontur angenommen werden, mit einer ersten E-W-streichenden Schwellen-Beckengliederung. Die unteren etwa 2500 m des Profils - Annaberg-Wegefarther und Rusová-Folge - lassen mehrere Großrhythmen erkennen, aus denen die Dreiteilung der Rusová-Folge im Kartierungsgebiet abgeleitet worden ist (Abb. 20). Die Sedimentation kann flyschoid genannt werden; sie fand, von kurzen Hebungsperioden unterbrochen, unter hemipelagischen Bedingungen statt. Hohe Mächtigkeiten, gemeinsam mit geringer oder fehlender Klassierung sowie nur geringen stofflichen Unterschieden zeigen rasche Schüttung und geringe Transportwege an. Material- und Korngrößenwechsel im dm- bis m-Bereich können am Anstehenden beobachtet werden, jedoch war eine Zuordnung zu korrelierbaren Sedimentationszyklen nicht möglich. Nicht alle petrographischen Unterschiede sind ohne weiteres mit Eduktunterschieden gleichzusetzen; Blastese und Deformation hatten einen erheblichen Einfluß, was durch die vielfältigen Gefügeübergänge belegt ist.

In den insgesamt monotonen, pelitischen bis grauackentartigen Serien sind geringmächtige Basaltoide, Tuffite, quarzitisches und mergelige Einschaltungen eingelagert. Damit werden tektonische und sedimentäre Unruhen angezeigt, die in genereller Hebung zu resultieren scheinen. Die Sedimentation der Měděnec-Folge setzt, zumindest lokal nachweisbar, mit einem geröllführenden Basishorizont ein. Sie läßt sich als neritisch bis litoral charakterisieren. Kennzeichnend für ein verändertes Sedimentations-Regime ist der ausgedehnte basaltoide Magmatismus in den unteren Horizonten der Měděnec-Äquivalente. Diese lithologischen Merkmale stützen die oben angeführte Vorstellung von einer oberproterozoischen Beckendifferenzierung. Das entscheidende Kriterium für eine diskordante Entwicklung von unterer Folge der Preßnitzer Osterzgebirgischen Serie sowie oberer Folge der Preßnitzer Serie lieferte die Gefügeuntersuchung. Es erscheint auch aufgrund von Altersbestimmungen wahrscheinlich, daß die Ursache der diskordanten Entwicklung schon in oberproterozoischen tektogenen Abläufen zu suchen ist. Eine größere Sedimentationslücke zwischen oberer und unterer Folge ist vorerst aber nicht zu belegen und bleibt Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Als Liefergebiet der geröllführenden Basis der Měděnec-Folge kann das nördliche Hebungsgebiet nicht ausgeschlossen werden. Sollten sich die "Metarhyolithe" der Äquivalente der Annaberg-Wegefarther Folge (Abb. 18, 19) als vulkanische Glieder eines oberproterozoischen Magmatismus erweisen, könnte diese Annahme erhärtet werden. Vorerst muß diese Frage offen bleiben.

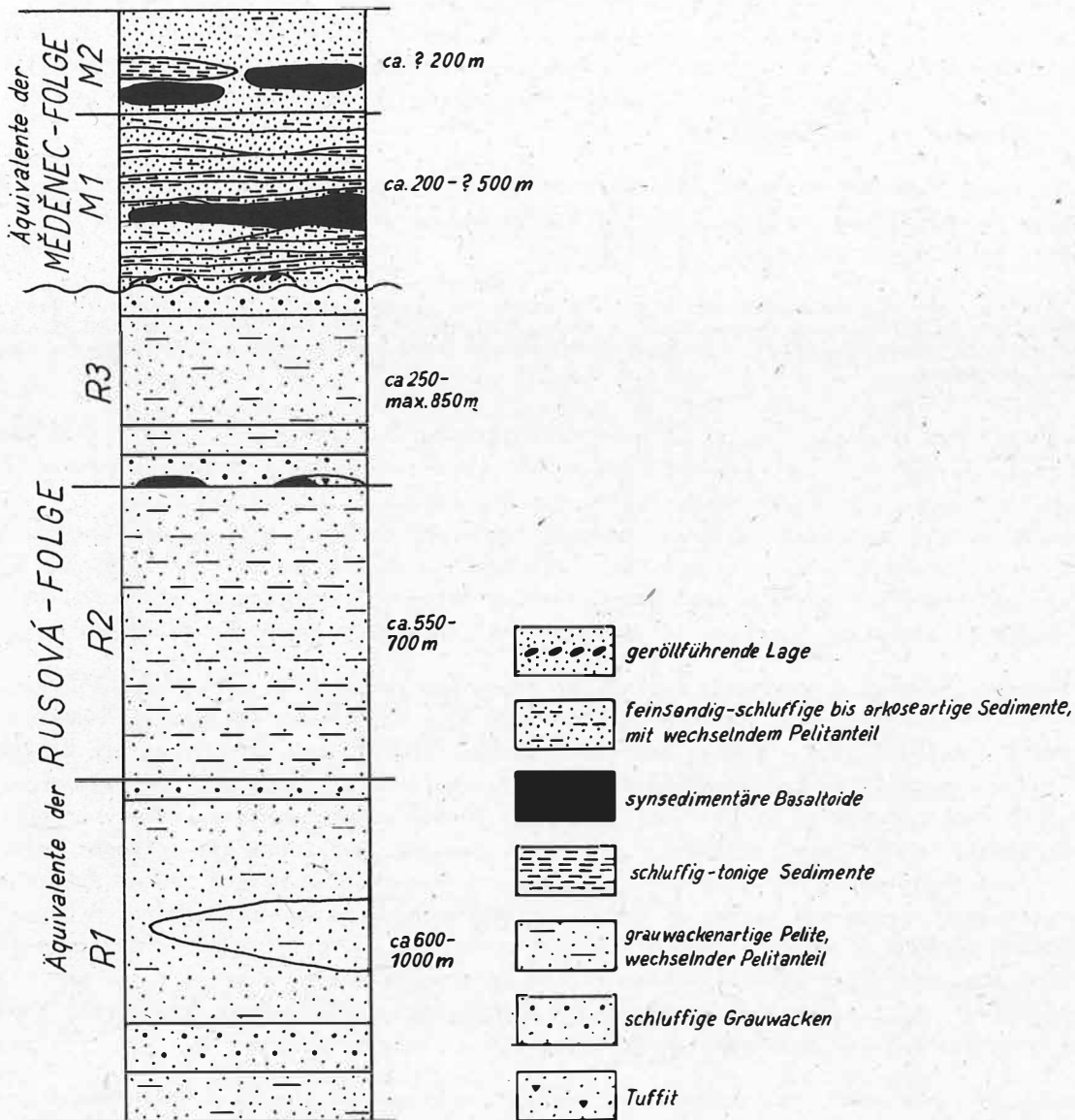


Abb. 20: Lithologische Gliederung der Rahmengesteine, Saydaer Struktur (KEMNITZ 1986).

3.2. Sedimentäre Relikte

Für die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte in mittel- bis hochgradig metamorph überprägten Gebieten sind sedimentogene Reliktgefüge von großer Bedeutung. In den Rahmengesteinen der Saydaer Struktur können zwei Formen sedimentogener Gefüge unterschieden werden:

- Sedimentogene Rhythmizität im (Meter- bis) Hundertmeterbereich durch petrographischen Wechsel und Einschaltungen stofflich-petrographisch abweichender Gesteine;
- Schichtungsrelikte in sehr feinkörnigen Paragneisen, im cm- bis dm-Bereich.

Der hohe Anteil sedimentogener Strukturen in der Verbreitung der Měděnec-Folge ist nicht allein auf differenzierte Sedimentation zurückzuführen. Deformation und Metamorphose haben Feinstrukturen ausgelöscht, die auch im Bereiche mit D 1 stärker metamorphosierten Liegenden in möglicherweise größerem Umfang vorhanden waren.

3.2.1. Schichtgefüge

Sedimentgefüge im Handstück- und Aufschlußbereich sind auf wenige Lithotypen beschränkt. Material, Gefüge und Deformation nehmen wechselseitig Einfluß aufeinander, so daß Schichtung und andere Sedimentmerkmale nur in Feingrauwacken, deren Gefüge und stoffliche Zusammensetzung vermutlich inhomogener als in den Nebengesteinen war, erhalten geblieben sind.

LOBST (1983) unterschied vier Lithotypen reliktscher Paragneise im mittleren Erzgebirge. Im Rahmen der Saydaer Struktur sind reliktsche Sedimentgefüge in der Rusová- und Annaberg-Wegefarther Folge überwiegend an dichte grauwackenartige Biotit-/Zweiglimmergneise ohne Schichtungsgefüge gebunden (entspricht Typ 1 bei LOBST).

Gradierung und Wechsellagerung wurden gelegentlich noch in feinkörnigen Biotit-/Zweiglimmergneisen beobachtet. In der Měděnec-Folge enthalten die dichten Granat-Muskovitgneise (mit wechselndem Granat/Biotitanteil) reliktsche Gradierung und Bänderung; grauwackenartige dichte Granat-Zweiglimmergneise wurden an der Basis der Měděnec-Folge angetroffen. In letzteren entwickeln sich Klasteranteil und -größe lokal zu Geröllführung. Beide Lithotypen können als Kontaktschiefer auftreten. Ein Vergleich, damit ein lithostratigraphischer Vergleich, mit den Lithotypen 3 und 2 bei LOBST scheint möglich.

Ist ein Schichtgefüge reliktsch erhalten, dann erkennt man, daß die erste Schieferung als Transversalschieferung angelegt wurde.

In den dichten Granat-Muskovitgneisen der Měděnec-Äquivalente, die am häufigsten noch eine ausgeprägte Laminierung besitzen können (Abb. 21), hat die erste Schieferung keine s_1 -Flächen erzeugen können; die unter niedrigfaziellen Bedingungen der ersten Deformations-Metamorphose-Phase entstandenen Mineral- und Gefügeänderungen sind zudem durch Rekristallisation und intensivere Deformationsvorgänge der zweiten Phase überprägt worden. Das trifft besonders für solche Flankenbereiche der engen Schichtfalten (3. bis 4. Ordnung, SCHWAN 1956) zu, bei denen die weitständigen sk_2 -Flächen parallel zur Schichtung liegen. Die Bewertung der Kristallisationsschieferungsflächen, hinsichtlich ihrer Einordnung in das gesamte Deformationsgeschehen ist im Einzelfall schwierig, sie konnte nur durch die geschlossene tektonische Bearbeitung des Kartierungsgebietes erreicht werden.

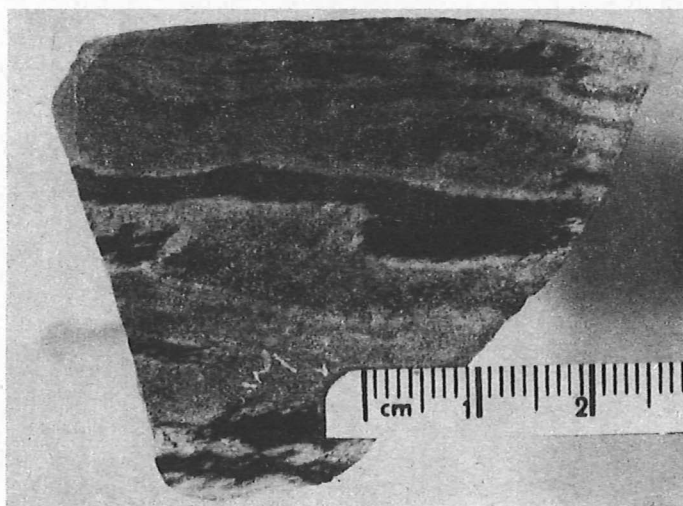


Abb. 21:
Flanke einer Schichtkleinfalte in Paragneis der Měděnec-Äquivalente. Die transversale 1. Schieferung schneidet s_2 ; die starke Zerrissenheit der Schichtung weist noch am Handstück auf Mehrfachfaltung hin. Die zweite Schieferung ist unterdrückt. Probe 145, Anhöhe westlich Neuwaltdorf.

Bei der Interpretation von Gradierungsmerkmalen speziell in den feinechiefrigen und dichten Granat-Muskovitgneisen ist ferner zu berücksichtigen, daß paradeformativ zu D 2 weitverbreitet Quarz- oder Quarz-Feldspatmobilisationen stattgefunden haben, somit sekundäre Lagentexturen entstehen konnten. Solche Gefüge komplizieren die Interpretation der Flächenentwicklung erheblich, wenn nicht zusätzlich noch echte Gradierung zu erkennen ist (Abb.22).

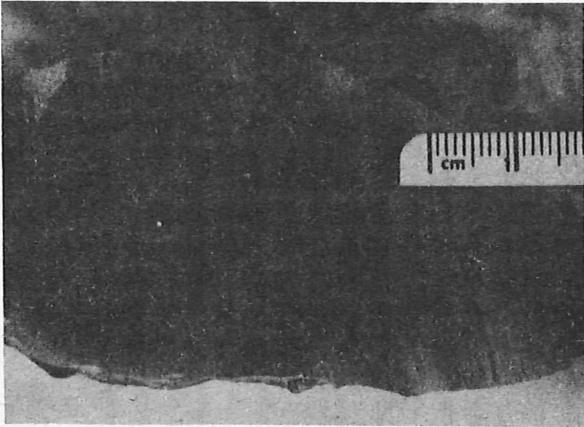


Abb. 22:

Angedeutete sedimentsogene Gradierung in dichtem Granat-Muskovitgneis mit sk-konformen feinlagigen Quarzmobilisaten.
Probe 379 h, ca. 1 km nördlich Oberhaselbach.

4.2.2. Tuff-/Tuffiteinlagerungen

Wenige, nur als Lesesteine zu kartierende geringmächtige (cm-Bereich) Lagen schwarzer bis grünlichgrauer dichter Gneise konnten als Metatuffe bzw. Metatuffite identifiziert werden. Auch hier, in den Äquivalenten der Rusová-Folge und der Annaberg-Wegefarter Folge sind, wie von WALTHER (1972) aus dem mittleren Erzgebirge beschrieben, diese Vorkommen an Metabazite geknüpft. Solche Ablagerungen sind ein wichtiger Beweis für lithofaziellen Wechsel und paläotektonische Bewegungen im oberproterozoischen Sedimentationsgebiet der erzgebirgischen Antiklinalzone. Das schließt an Vorstellungen von LORENZ (1974) an.

Die Metatuffe/-tuffite besitzen entweder ein flächiges Parallelgefüge und feine Bänderung, oder sind ungleichkörnig blastopsammitisch (mit schlecht gerundeten Quarzklasten) und häufig den reliktschen Grauwackenpeliten ähnlich. Der Glimmeranteil liegt unter 10 Vol.-%, typisch sind erhöhter Granatanteil, Titanit und opake Erze sowie Zoisit/Klinozoisit. Sehr feinkörnige bis feinkörnige Amphibole (i. w. Hornblende) können vorhanden sein.

3.2.3. Geröllführende Lagen

An der Basis der Měděnec-Folge konnten zwei Fundpunkte eines geröllführenden Horizontes neu in das lithostratigraphische Profil des Osterzgebirges aufgenommen werden:

Auf der Anhöhe bei Neuwaltertsdorf sind nur Lesesteinfunde möglich, im auflässigen Steinbruch am Kunstgraben ist der dezimetermächtige Horizont am Anstehenden zu verfolgen. Im Liegenden sind die gröberblättrigen Anteile der Zweiglimmergneise noch partiell metatektisch. Im Hangenden sind, aber erst außerhalb des Steinbruchs, feinquarzitische und ebenschiefrige Granat-Muskovitgneise aufgeschlossen. Die hangenden Měděnec-Gneise einschließlich des geröllführenden Horizontes liegen im Hybridgneisesaum der Saydaer Orthostruktur, z.T. sind die Gneise von feinen Injektionen durchzogen. Auf der Neuwaltertsdorfer Anhöhe liegt in unmittelbarer Nachbarschaft des Geröllgneisvorkommens ein größeres Gebiet reliktscher Knotenschiefer.

Der Deformationsgrad der Gerölle im Steinbruch am Kunstgraben schwankt innerhalb weniger Meter (Abb. 23, 24).

Die stark gelängten Gerölle sind parallel den z.T. zu Scherbahnen entwickelten sk_2 -Flächen angeordnet, während die weniger gelängten Gerölle in der Flanke einer sk_1 -Kleinfaute sitzen und noch deutlich von sk_2 abweichende Regelung aufweisen.

Die L : B-Werte geben nur ein indirekt quantitatives Maß der Längung der Gerölle an. Wenn man davon ausgeht, daß ein ellipsoides Geröll ein primäres L : B von 2 : 1 bis max. 3 : 1 besaß, dann sind die Gerölle/Klasten in den Proben 140 b und 222 maximal um das Zweifache gelängt worden, in Probe 580 um den Faktor 4 (bis maximal 10).

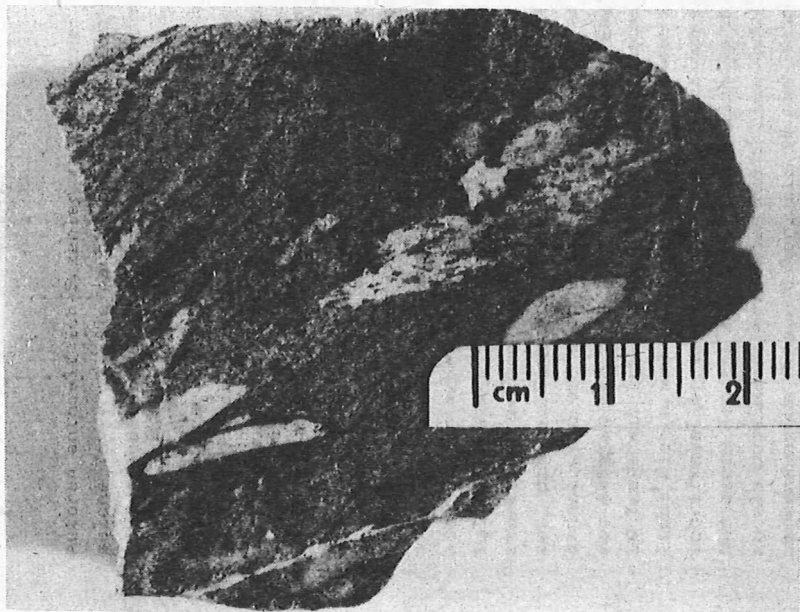


Abb. 23:
Geröllführender Metapelit
an der Basis der Mődönc-
Äquivalente.
Probe 222, aufläss. Steinbruch
am Kunstgraben ca. 1 km nord-
östlich der Kirche von
Mittelsaida.

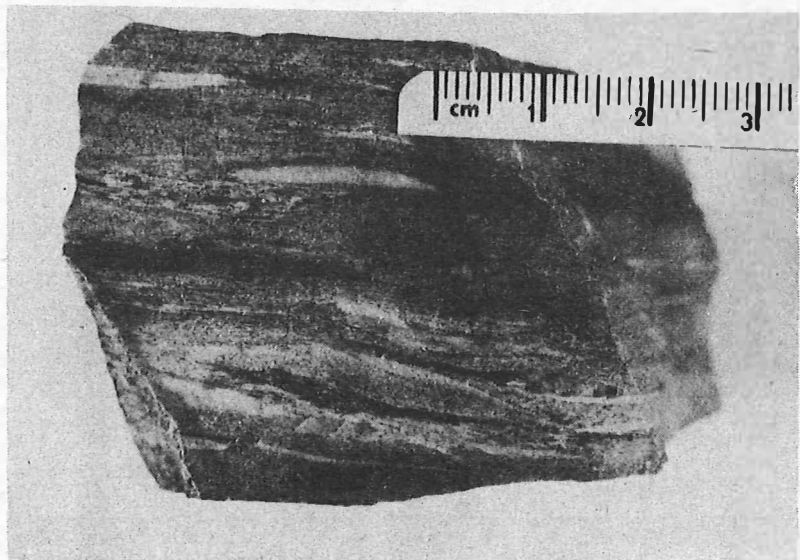


Abb. 24:
Geröllführender Metapelit,
gleicher Aufschluß wie Abb. 23 -
an den Geröllen sind lokale
Unterschiede der Deformations-
intensität zu beobachten.
Probe 580

Die geringe Geröllgröße gestattet keine eindeutigen Rückschlüsse mehr auf die primäre Zusammensetzung. Die Modalzusammensetzung läßt den hohen Anteil an Quarziten und möglicherweise sauren Magmatiten nur vermuten (Tab. 2).

Teilweise besitzen die geröllführenden Lagen noch bei re- und umkristallisiertem Gefüge eine Bänderung, die auf sedimentogenen Materialunterschieden beruht. In vielen Geröllen sind Quarzanteile mobilisiert worden und im Zuge der Deformation zu eng verfäلتelten Quarzaggregaten rekristallisiert. Dieses "Interngefüge" entspricht dem Deformationstyp der Gneismatrix.

Tab. 2: Petrographische Merkmale der Gerölle an der Basis der Mědžnec-Äquivalente, Saydaer Struktur

Probe	L : B der Gerölle	Gefüge	Modalbestand in Vol.-%
140 b	4 : 1	1. Sehr feinkörnige (dichte), verzahnte bis granoblastische Q-Fds-Matrix mit unregelmäßigem Biotitschüppchen. Sekundär mobilisierter Quarz bildet eine durchgehende Quarzlage = ?aplitisch	Q 45 Plag 52 Bio 3
	3 : 1	2. Matrix s. 1.; eingeschlossene, zerbrochene Quarzkörner ("Einsprenglinge") deuten interne Fältelung an = aplitisch (?Metarhyolith)	Q 21 Plag 47 Q-Einspr. 30 Bio 1,5 G 0,5
222	6 : 1	1. Ungleichkörnige Q-Fds-Matrix (s.o.); gerundete Q-"Einsprenglinge". Eine feine Lage Gm-Granat ist zwischengeschaltet, der Biotit z.T. geregelt. Der Feldspat ist getrübt = sedimentogen (?arkoseartig)	Q 31 Plag 39 Q-Einspr. 20 Mus 6 Bio + Chl 2,5 G + op +
	5 : 1	2. Feinkörniger - feinkörniger granoblastischer Feldspat; die Q-Linsen sind sekundär mobilisierter, gefältelter Quarz. Die Glimmer sind geregelt = sedimentogen (?arkoseartig)	Fds 49 Q-Linsen 44 Mus 3 Bio 1 Chl 2,5 G 0,5
	3 : 1	3. Feinkörnige Fds-Matrix, ungleichkörnig, s.o. = ?aplitisch	Fds 48 Q-Lineen 50 Bio/Chl 1 Mue + G +
	4 : 1	4. Feinkörniges Quarzkornaggregat, verzahnte bis granoblastisch verwachsene Unterkörner = quarzitisch	Q 93 Bio 6 G 1
580	12 : 1	1. Quarzkornaggregat mit feinkörnigen, verzahnten Unterkörnern. Eine zentrale schmale Linse besteht aus Feldspat = quarzitisch	Q 92 Fds 8
	20 : 1 (Quarzkörner 4 : 1)	2. Keine scharfe Begrenzung zur pelitischen Matrix des Gesteins. Geröllmatrix: verzahnte, gelängte Quarzkörner. Q und Fds sowie Granat und Glimmer sind jeweils lagig, feinzeilig angeordnet - metamorphe oder sedimentogene Gradierung? Vermutlicher Kf löscht fleckig aus = ?sedimentogen, ?tuffitisch	Q 46 Plag 16 Kf 34 Mue + Bio + Chl 2,5 G 1
	12 : 1	3. Sehr feinkörnige Q-Fds-Matrix, nur wenige Q-"Einsprenglinge". Gegen Gesteinsmatrix von einem Saum feinkörnigen chlorit- und granatführendem Material abgegrenzt = ?aplitisch	Q 44 Plag 50 Q-Einspr. 2 Chl 2,5 G 1,5
	8 : 1 (1,5 : 1 bis max. 2 : 1)	4. Quarzkornaggregat - Regelung nach Externgefüge, Unterkörner kaum gelängt. Serizitisierter Feldspat tritt nur als Zwickelfüllung auf = quarzitisch	Q 89 Fds 10 G 0,5 Ap + Sc +
	10 : 1	5. Sehr feinkörnige Q-Fds-Matrix = aplitisch	Q 44 Plag 54 Bio 1 G 1
	10 : 1	6. Der hohe Anteil melanokrater Minerale und das Fehlen von Feldspat lassen die Deutung von schluffig-tonigen Linsen in toniger Matrix zu. Die Abgrenzung zur Gesteinsmatrix ist nicht scharf = Metapelit	Q 43 Bio 32 Mus 18 G 6 op 1
	20 : 1	7. Wie 5., aber mit stark gelängten, nach dem Externgefüge geregelten Quarzlinen. Der Plag ist vollkommen serizitisiert, zeigt aber mitunter nach Zwillingslamellen = aplitisch	Q 25 Plag 54 Q-Lineen 15 Bio + Chl 1,5 Sc ++ G 3,5

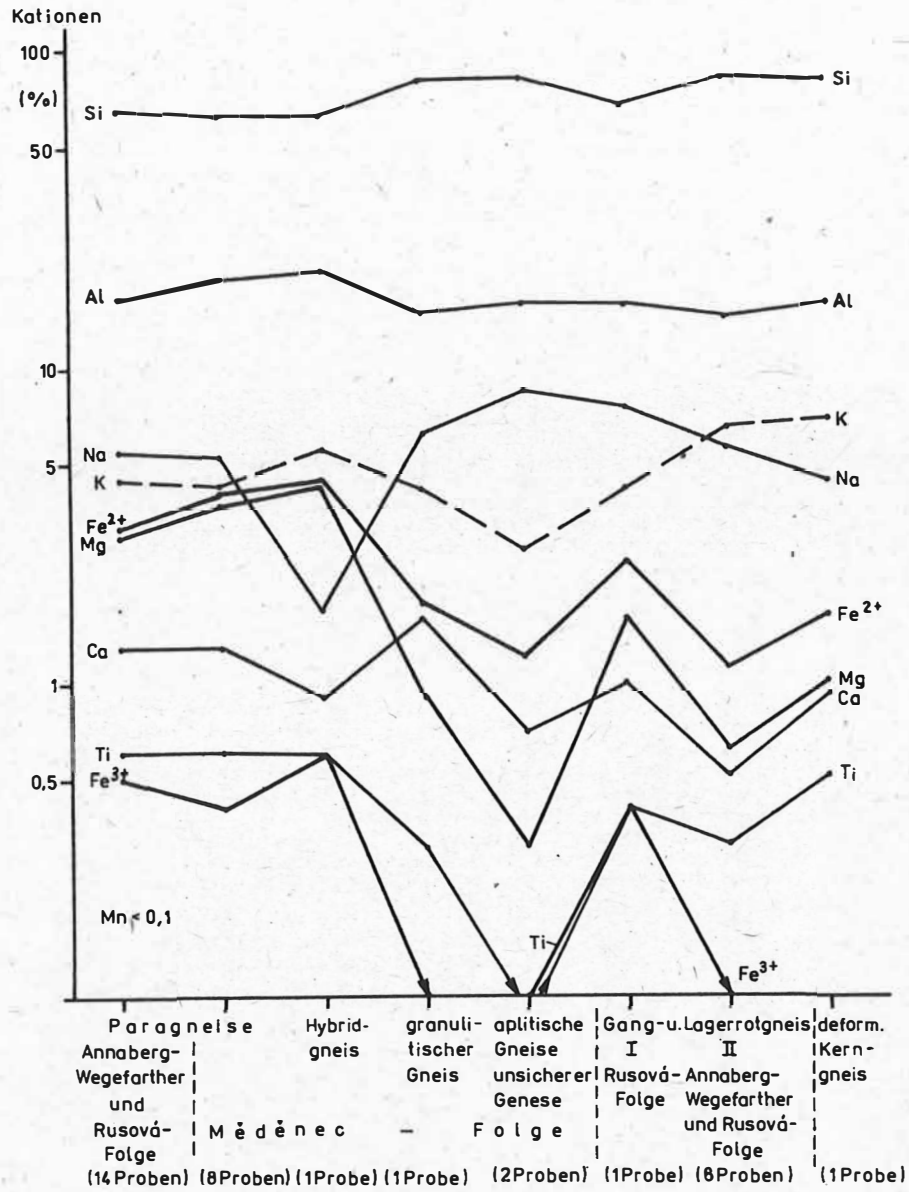


Abb. 25: Durchschnittliche Hauptelementgehalte, Saydaer Struktur.

4. Geochemische Charakterisierung

Mit den Daten aus 242 Metamorphitproben, einschließlich Metabasite, kann der geochemische Datenfonds für das Erzgebirge vervollständigt werden. Da der Schwerpunkt der Arbeit auf der geologisch-strukturellen Seite lag, konnte daraus der Vorteil einer eng mit der Kartierung verbundenen, bezogen auf die einzelnen Horizonte statistisch repräsentativen Beprobung gezogen werden.

4.1. Elementverteilung und Varianzanalyse

Die korrelativen Änderungen der Hauptelementgehalte von SiO_2 , Al_2O_3 sowie Na_2O , K_2O (MgO , CaO) weisen bereits auf den ersten Blick auf genetische Bezüge hin (Abb. 25). Die nur geringfügigen spiegelbildlichen Schwankungen von Si und Al sind durch das kaum vom Durchschnitt abweichende Verhältnis von Quarz und Feldspat als Hauptphasen bedingt.

Abb. 26 läßt erkennen, daß in den Biotit-/Zweiglimmergneisen wenig signifikante Änderungen vorhanden sind, weder im Spuren- noch im Hauptelementgehalt. Abweichungen werden vor allem durch unterschiedliche Glimmergehalte und das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis verursacht. Mn- und Vanadium-Unterschiede zwischen den Paragneisen und im Vergleich mit den Orthogneisen sind auf wechselnden Biotitanteil zurückzuführen. Granat (Almandin) als weiterer Mn-Träger scheint diesen in weit geringerer Konzentration zu enthalten, da die Gehalte in den Granat-Muskovitgneisen etwas zurückgehen.

Die Biotite der Paragneise führen Ti; Hauptträger des Titans sind oxidische Titanminerale. Die Borwerte sprechen für eine gewisse primäre Abhängigkeit vom Muskovit, zumindest in den Paragneisen. Für Be trifft gleiches zu.

Die Gruppe der Granat-Muskovitgneise (Äquivalente der Měděnec-Folge) kann insgesamt ebenfalls als in ihrer Elementverteilung einheitliche Gruppe betrachtet werden. Zwischen den reliktschen Fleckenschiefern und nicht vom Kontakt betroffenen dichten Granat-Muskovitgneisen existieren Verschiebungen im Spuren- und Hauptelementgehalt (geringe Erhöhung von Ba, Zn, Zr, Ti, B, Be, Cr, V, Al, Fe^{2+} , Mg und Na sowie Abnahme von Sr, Co, Cu, Li, Ni, Pb, Sn, Si und K), ohne daß jedoch ein Bezug zu granitophiler oder granitophober Tendenz bzw. zur Verteilung der Elemente in den Orthogneisen deutlich wird.

Zwischen den metatektischen Gneisen der Randpartien und den weiter nördlich und östlich stärker verbreiteten anatektischen Paragesteinen bestehen keine auffällenden Veränderungen. Geringfügig heben sich die Werte der reliktschen Grauwackenpelite (dichte Biotit-/Zweiglimmergneise) ab. Der durchschnittliche K-, Na- und Ca-Gehalt (hauptsächlich an Feldspäte gebunden) der Paragneise der Měděnec-Folge unterscheidet sich nur unwesentlich von dem der Liegendfolgen. Der Einfluß durch den prävariszischen Magmatismus äußert sich dagegen in merklich veränderten Alkaliverhältnissen.

Auffallende Verarmung an nahezu allen Spurenelementen und Erhöhung der Acidität weisen die granulitischen Gneise auf. Stoffliche Einflußnahme durch die Lage innerhalb der Hybridgneiszone spielt zwar eine Rolle, das Abreichern einer so hohen Anzahl von Spurenelementen kann aber nur mit entsprechender Fazieserhöhung in Zusammenhang gebracht werden.

Anhand einer *V a r i a n z a n a l y s e* wird "für jeden Parameter ... gesondert festgestellt, ob zwischen den Gesteinstypen überhaupt Unterschiede in den Mittelwerten und Streuungen vorhanden sind, die diejenigen innerhalb der Gesteinstypen wesentlich übersteigen, also signifikant sind" (LASCH u. THIERGÄRTNER 1981). Analysiert und dargestellt wurden die Unterschiede der Durchschnittswerte (\bar{x}) und Varianzen (s) in den Spurenelementgehalten nur der Paragneise.

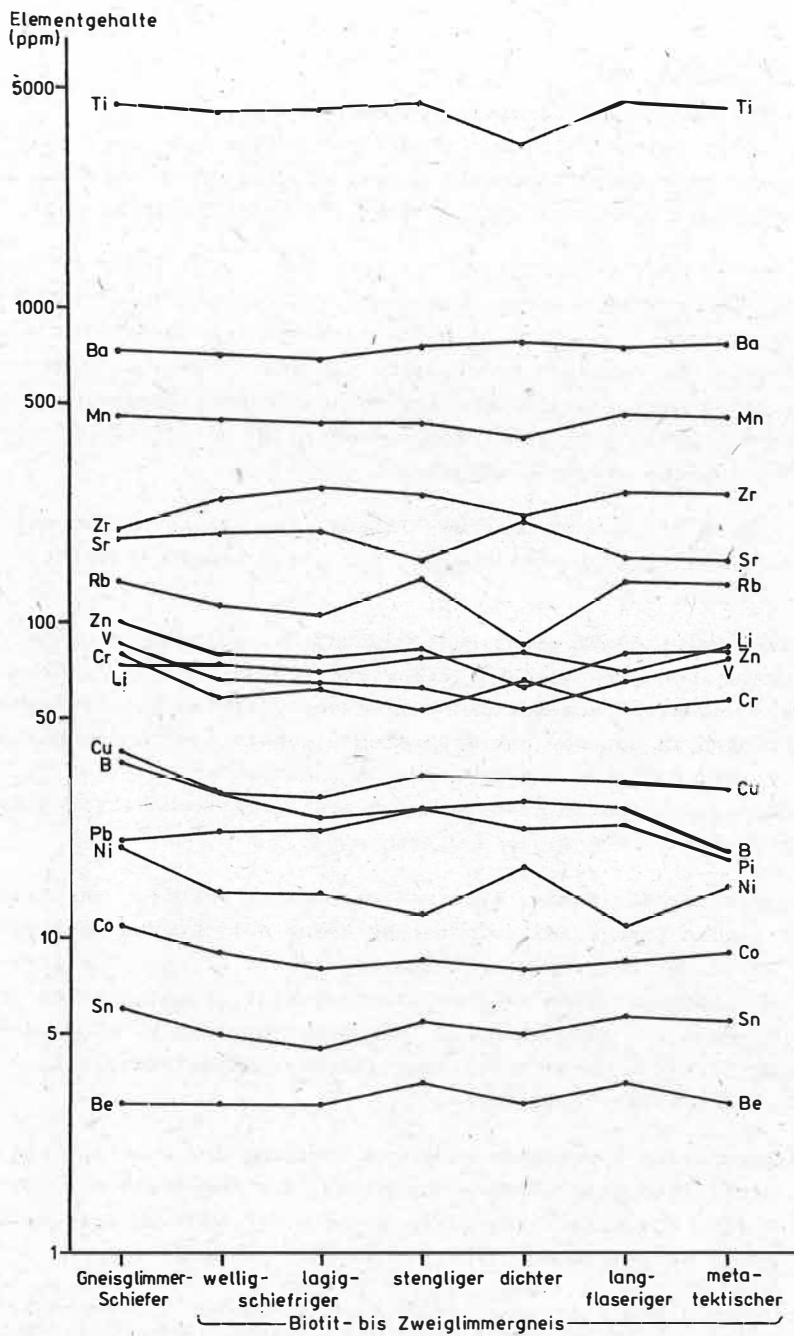


Abb. 26: Durchschnittliche Spurenelementgehalte von Paragneisen der Annaberg-Wegefarter Folge und Rusová-Äquivalente, Saydaer Struktur.

Tab. 3: Geochemische Charakterisierung der Edukte der Metamorphite im Gebiet der Saydaer Struktur

	$\frac{Si+Al}{Na+K}$	$\frac{Na \cdot K}{Al \cdot Al}$	$\frac{Ca}{Sr}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{V}{Cr}$	$\frac{Zr}{Cr}$	
P a r a g n e i s e Rusová-Äquivalente u. Annaberg- Wegfarther-Folge	Gneisglimmerschiefer	8,03	1,43	62,15	4,12	1,09	2,46
	wellig-schiefrige Biotit- Zweiglimmergneise	7,83	1,37	91,40	3,79	1,16	4,37
	körnig-schuppige bis feinkörnige Zweiglimmergneise	7,38	1,52	96,77	3,76	1,05	4,34
	langfaserige Zweiglimmergneise	8,10	1,22	86,96	4,97	1,22	4,80
	stenglige Zweiglimmergneise	7,69	1,29	88,05	4,74	1,17	4,77
	metatektische Gneise	8,84	0,93	94,94	4,93	1,35	4,49
	dichte Zweiglimmergneise	9,31	1,73	57,40	3,64	0,82	3,29
	dichte Granat- Muskovitgneise	9,60	1,00	101,19	4,04	1,20	3,10
	relikt. Kontaktschiefer	7,80	1,15	113,21	6,59	1,23	2,76
	feinschiefrige/ Quarzite Granat-Muskovitgneise	8,46	1,26	144,07	5,58	1,32	3,30
granulitische Gneise	8,34	1,46	258,06	5,15	2,28	15,00	
Hybridgneise	11,38	0,30	78,95	6,64	1,40	2,76	
Orthogneise	7,72	0,65	97,83	6,79	2,00	14,93	
							$\frac{Si+Al}{Na+K}$ Psammanteil (Q+Fds) u. Tonkomponente $\frac{Na \cdot K}{Al \cdot Al}$ weitestgehend vom Feldspat bestimmt Ca, Ba weitergehende fazielle Differenzierung: V, Zr, Cr, Cf Pelit (nach WERNER 1969)
							stärker pelitisch psammfischer pelitischer Eduktchemismus grauwackentypig Psammit- bis Quarzite- charakter nicht primär Kf-Betonung nicht primär Kf-Vormacht

Interpretation

- Durchschnittswerte und Streubreiten um die Durchschnittswerte aller untersuchten Spurenelemente weichen innerhalb der Paragneisgruppen der Rusová-Äquivalente und Annaberg-Wegefarther Folge nicht signifikant voneinander ab. Der genetische Zusammenhang ist eindeutig.
- Teilweise signifikante Unterschiede bestehen zu Paragneisen der Měděnec-Äquivalente. Sie werden auf veränderte lithologische Bedingungen in der oberen Folge der Preßnitzer Serie zurückgeführt. Die z.T. große Streubreite in dieser Gruppe läßt sich aus dem Einfluß des Kontaktes (Typ fleckiger Granat-Muskovitgneis) und aus dem Assimilationseffekt im Hybridgneissaum um den prävariszischen Granitoid von Sayda erklären.
- Die geringe Variation der Streubreiten in den Biotit- bis Zweiglimmerparagneisen deutet auf nicht vorhandenen bzw. geringen Einfluß der Anatexis auf den Stoffinhalt hin.

4.2. Genetische Interpretation

4.2.1. Paragneise

Die vorliegenden Analysen bestätigen die bisherigen Kenntnisse (LORENZ u. HOTH 1964; LORENZ 1974; KURZE u.a. 1980) zum Edukt der jungproterozoischen Paragneise im osterzgebirgischen Raum. Mit Hilfe verschiedener Elementverhältnisse, die von WERNER (1969) am Beispiel unterschiedlich stark metamorpher Gesteine des Ruhlaer Kristallins für paläofazielle Aussagen genutzt wurden, ist in Tab. 3 versucht worden, die Paläofazies des Rahmens der Saydaer Struktur zu erfassen.

In den Verhältniszahlen (Tab. 3) sind alle Einflüsse, denen das Sediment vom Zeitpunkt seiner Ablagerungen unterlag, enthalten. Stoffaustauschreaktionen und sekundäre Elementzufuhr können die primären Verhältnisse entscheidend verändert haben; vor allem, wenn mobilere Elemente wie Na, K, Rb, Sr und B, Li benutzt werden, lassen sich solche Vorgänge nachvollziehen.

Die Lithologie der Měděnec-Äquivalente weist nicht nur auf veränderte Sedimentationsbedingungen in einem offensichtlich nach Süden vorgelagerten, flacheren Ablagerungsraum hin. Bis zu einem gewissen Grad steht auch stoffliche Spezialisierung zur Diskussion. Daß neben Almandin in bestimmten Lithotypen auch Disthen auftritt, ist nicht nur ein tektonisches Problem, sondern weist auf primär erhöhten Al_2O_3 -Anteil gegenüber anderen Horizonten hin.

Die von LOBST (1983) zur Faziesklärung in Gneisen des mittleren Erzgebirges verwendete B-Li-Darstellung (BANKWITZ u. BANKWITZ 1975) ließ sich auf die Saydaer Struktur nicht anwenden:

Die B-Gehalte und Turmalinführung korrelieren direkt miteinander. Turmalin (Schörl) tritt in allen Gneistypen auf, auch, z.T. bevorzugt, in gangförmigen Orthogneisen. Turmalin ist schließlich häufig das Begleitmineral in jungen (postkinematischen) Pegmatiten. Alle Turmaline sind postdeformative Bildungen (Dünnschliffuntersuchung), möglicherweise zeitgleich mit Klinochlor, da sie in einigen Proben als gemeinsame jüngste Bildung auftreten. Turmalin; und damit das Bor, können somit nicht als faziespezifisch für die Regionalmetamorphose bezeichnet werden.

Weitere Elementverhältnisse wurden für die Klassifikation der Gesteinstypen und der Trennung von Ortho- und Parametamorphiten verwendet. Eine scharfe Abgrenzung der prävariszischen Orthogneisglieder von den übrigen Gneisen wird durch K_2O/Na_2O und P_2O_5/TiO_2 angezeigt. Daß die hybridisierten Gneise eine Sonder- bzw. Zwischenstellung einnehmen, geht aus den K_2O/Na_2O -Verhältnissen aber nicht hervor. Es erwies sich auch hier als sehr sinnvoll, die Aussagen verschiedener Elementverhältnisse gegenüberzustellen und zu kombinieren (Abb. 27, 28). Mit der Darstellung der Rb/Sr-Verhältnisse konnten die insgesamt differenzierten Aussagen erreicht werden (Abb. 29), die mit den geologischen Beobachtungen im Einklang stehen.

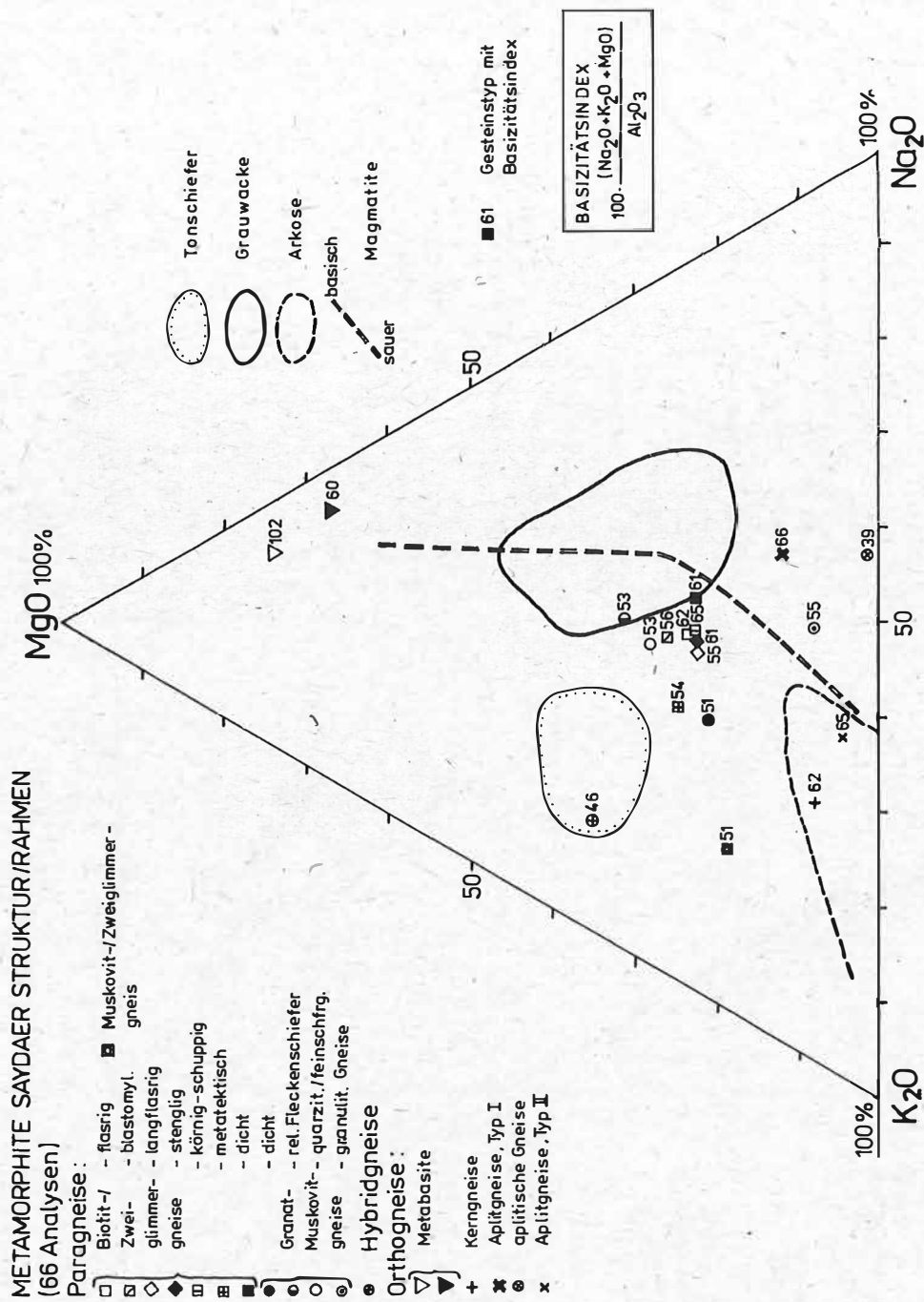


Abb. 27: "Alumosilikat"-Darstellung - nach de LA ROCHE (1965)

METAMORPHITE SAYDAER STRUKTUR/RAHMEN

(66 Analysen)

Paragneise:

- Biotit-/Zweiglimmer-gneis
- ▣ Zwei-blastomyl-glimmer-gneis
- ◇ langfaserig-stenglig-gneis
- ◆ körnig-schuppig-metatektisch
- ▧ dicht
- dicht
- rel. Fleckenschiefer
- Muskovit-quarzit-/feinschfrg.-granulit Gneise
- ⊙ Hybridgneise

Orthogneise:

- ▽ Metabasite
- + Kerngneise
- * Aplittgneise, Typ I
- ⊗ aplittische Gneise
- x Aplittgneise, Typ II

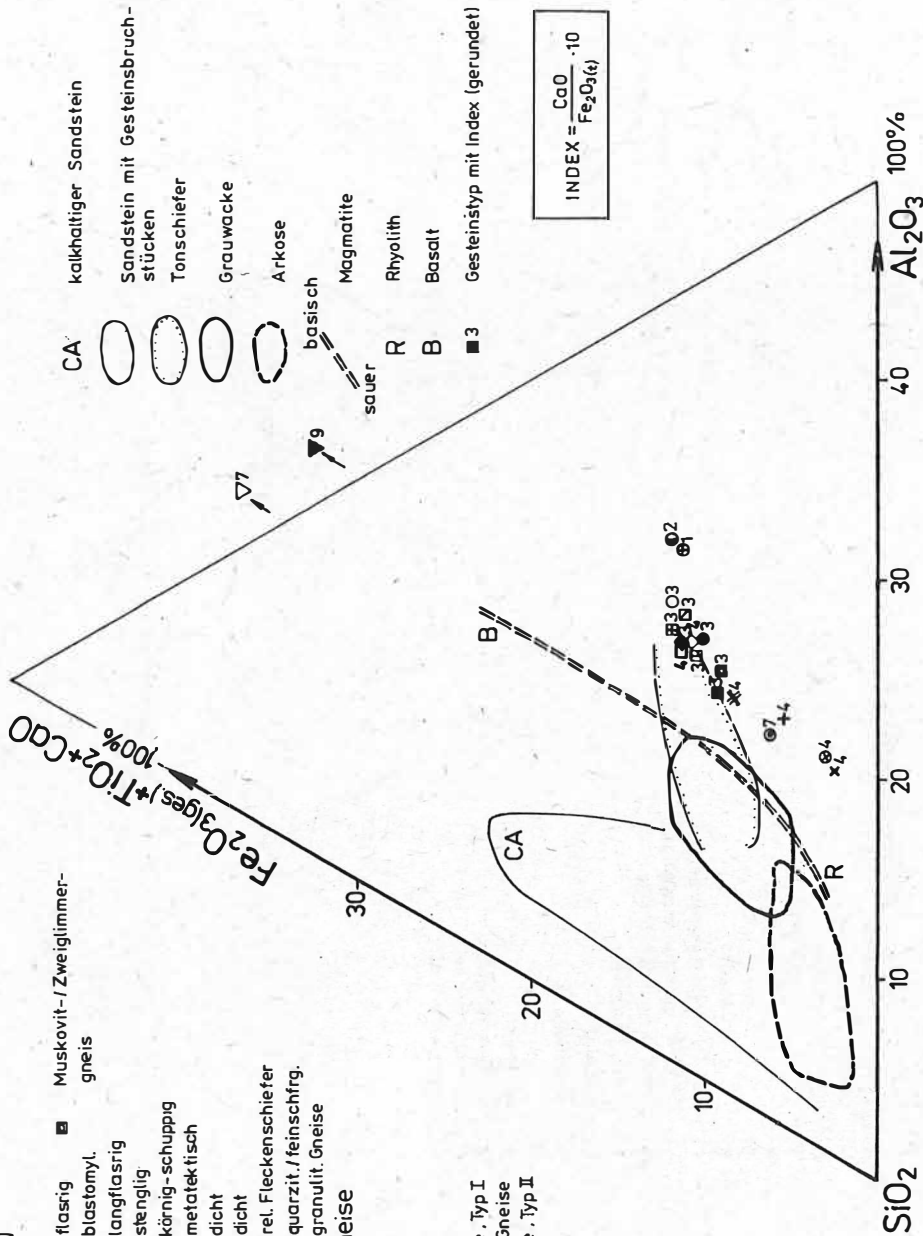


Abb. 28: Darstellung des Gesamtgesteinschemismus - nach de LAROCHE (1965)

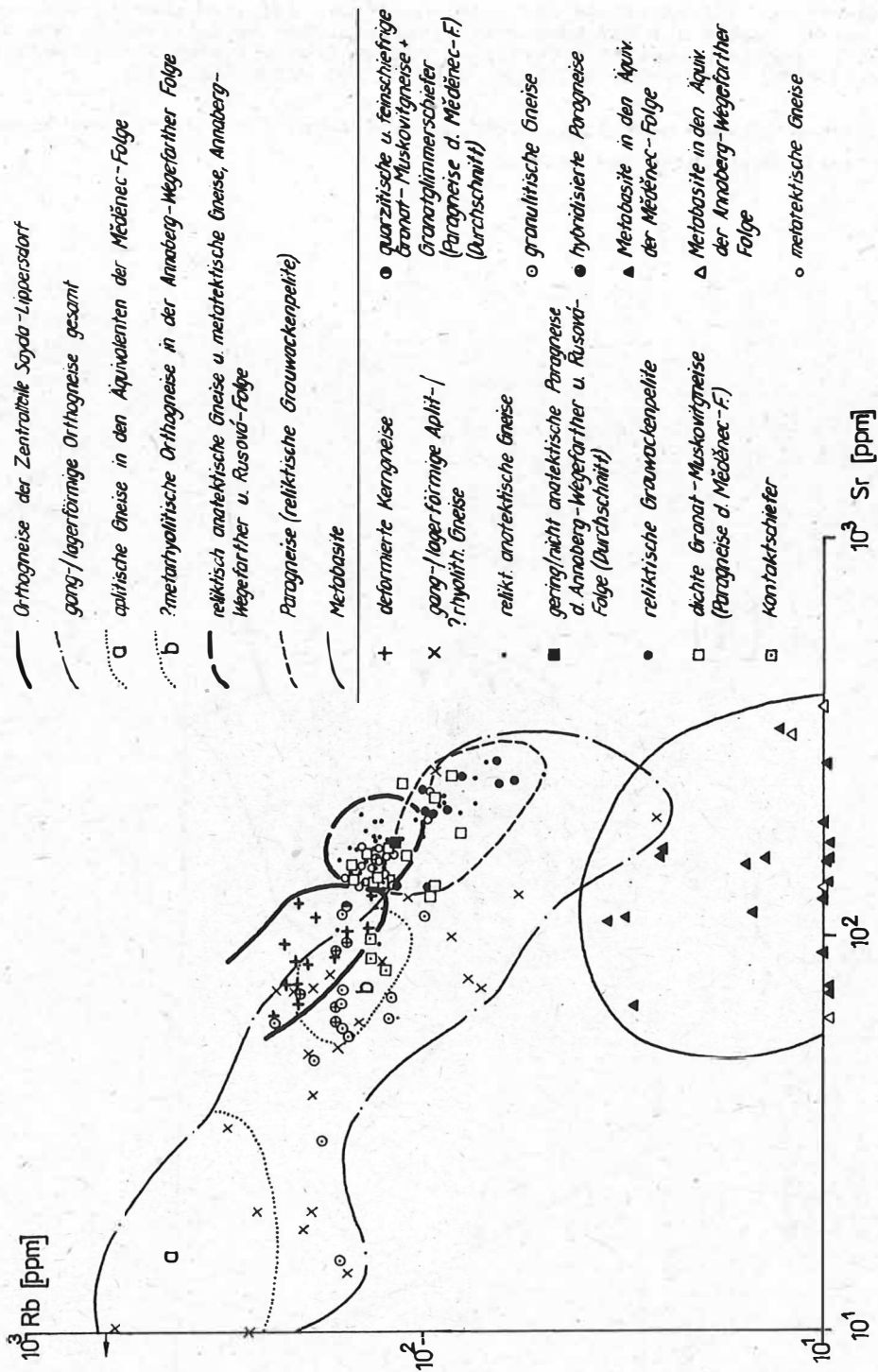
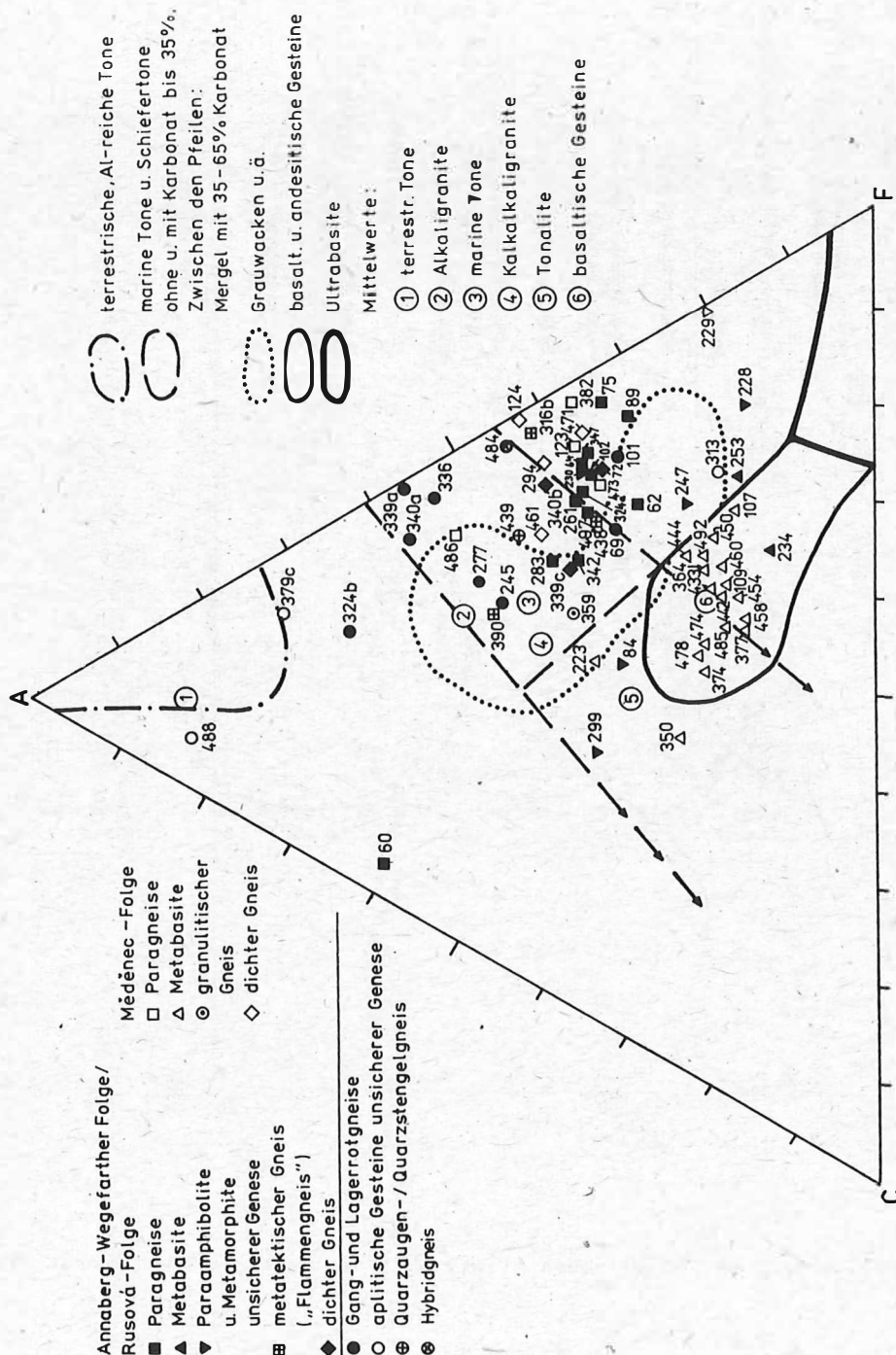


Abb. 29: Rb/Sr - Möglichkeit der genetischen Klassifikation. Metamorphite Saydaer Struktur.

Die granulitischen Gneise liegen im Feld der mikrogranitischen, bzw. der fraglich meta-rhyolitischen Orthogneise, P_2O_5 - und K_2O/Na_2O -Werte (KEMNITZ 1986a) entsprechen dagegen denen der Paragneise. Elementtrends einiger ^{27}Al -Proben aus dem Grenzbereich zwischen feinkörnigem quarzitischem Granat-Muskovit(para-)gneis und den granulitischen Gneisen sprechen für metamorphogene Faziesübergänge. An diesen Proben weisen megaskopisch typische Granat-Muskovitgneise Elementtendenzen zu granulitischen Gneisen auf.

Auch die Rb/Sr-Werte der quarzitischen und feinschiefrigen Granat-Muskovitgneise sowie Granatglimmerschiefer deuten auf die Nähe des prävariszischen Magmatits hin. Nur die sehr feinkörnig - quarzitischen bis dichten Vertreter dieser Gruppe liegen im sedimentären Feld. Die reliktschen Kontaktschiefer zeigen Tendenz zum Orthogneisfeld.

Bei den anatektischen Gneisen handelt es sich nicht um magmatische Intrusiva, sondern um partiell in Anatexite überführte Sedimente.



4.2.2. Metabasite

Fast alle Metabasitproben entsprechen dem Durchschnittswert basaltischer Gesteine (Abb. 30), woraus sich eine enge genetische Zusammengehörigkeit ableiten läßt.

Im einzelnen haben auch hier Spuren- und Hauptelementanalyse zur Klärung der Eduktfrage beigetragen (Anl. 5). An der Orthonatur der nach LANGE (1965) als Eklogite, Amphibolite und deren Übergänge anzusprechenden Gesteine besteht kein Zweifel.

Auch nach den von PEARCE (1976) vorgeschlagenen Auswahlprinzipien sind die Metabasite den Basaltoiden zuzurechnen:

- $(\text{CaO} + \text{MgO})$ = einfacher Fraktionierungsindex, bei Basalten = 12 - 20 Gew.-%;
- die Summe der Oxide muß 99 - 101 Gew.-% betragen,
- $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} \geq 0,5$, gibt den Frischegrad des Materials an.

Die Amphibolitisierungsvorgänge hatten keinen Einfluß auf die Elementverteilung, K_2O z.B. weicht nicht oder nur unerheblich von durchschnittlichen Basitwerten ab.

Deutlich vom mikroskopischen Bild der amphibolitfaziellen retrograden Mineralumwandlungen abweichende Neubildungen wie Muskovit, Chlorit, z.T. Biotit sind jüngerer Entstehung und an Mikrorisse gebunden.

Die Elementverteilung erlaubt, wenn auch mit Einschränkungen hinsichtlich teilweiser unterrepräsentativer Probenzahl, lithostratigraphisch gebundene Typen auszugliedern.

Vermutlich kann innerhalb der Měděnec-Folge ein weiterer Typ unterschieden werden (Amphibol-/Zoisitschiefer bei Dorfchemnitz/Wolfsgrund).

Die geringen stofflichen Unterschiede zwischen den Metabasiten der Měděnec-Folge und denen der liegenden Folgen weisen auf eine gemeinsame Genese hin.

Nach WERNER (1981) sind die eklogitischen Gesteine der Měděnec-Folge geochemisch als Ozeanboden-Basite charakterisiert. Hier wurde deshalb der Versuch unternommen, den Diskriminanz-Test nach PEARCE auf die Metabasite anzuwenden.

Interpretation der Diskriminanz-Funktions-Diagramme

In Abb. 31 (oben) fällt starkes Abweichen vom Verteilungsschema auf. Man kann schließen, a) daß die proterozoischen Basaltoide abweichenden Chemismus besaßen oder b) die amphibolitfazielle Überprägung zu entsprechenden sekundären Stoffverschiebungen führte. Die Metabasite sind durch relativ erhöhte Fe_{ges} -Werte gekennzeichnet (hauptsächlich Fe_2O_3). Sichere Aussagen zur Elementmobilität in Basaltoiden während der Metamorphose ständen nach PEARCE (1976) noch nicht zur Verfügung.

Im unteren Diagramm liegen fast alle Werte im Feld der Ozeanboden-Basalte; allerdings sind in dieser Darstellung kontinentale Basalte ausgeklammert.

Die Anwendbarkeit dieser Klassifikation auf präkambrische Basaltoide, d.h. die direkte Übertragung plattentektonischer Situationen des Phanerozoikums auf ältere Einheiten, ist eine - wie PEARCE selbst betonte - noch ungelöste Frage.

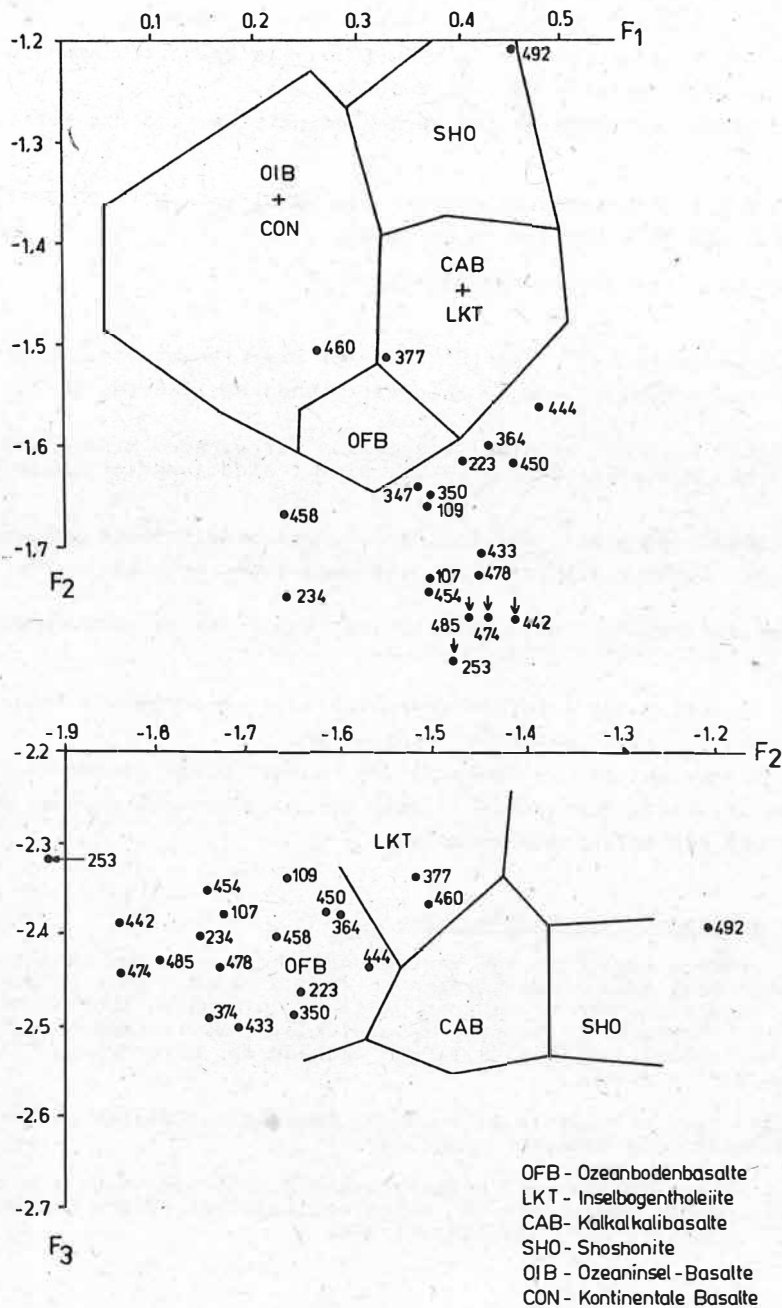


Abb. 31: Die Metabasite der Saydaer Struktur im Diskriminanz-Funktions-Diagramm nach PEARCE (1976).

4.2.3. Hybridgneise

Geochemisch sind die Gruppen der Hybridgneise Mischgesteine; das teilweise ausgesprochene Segregationsgefüge (leukokrate/melanokrate Lagen) in sk_2 erschwert die petrographische Ansprache.

Um zwischen "Injektion oder Segregation" zu entscheiden, wären spezielle Untersuchungen zur Elementverteilung in den leukokraten und melanokraten Lagen erforderlich gewesen.

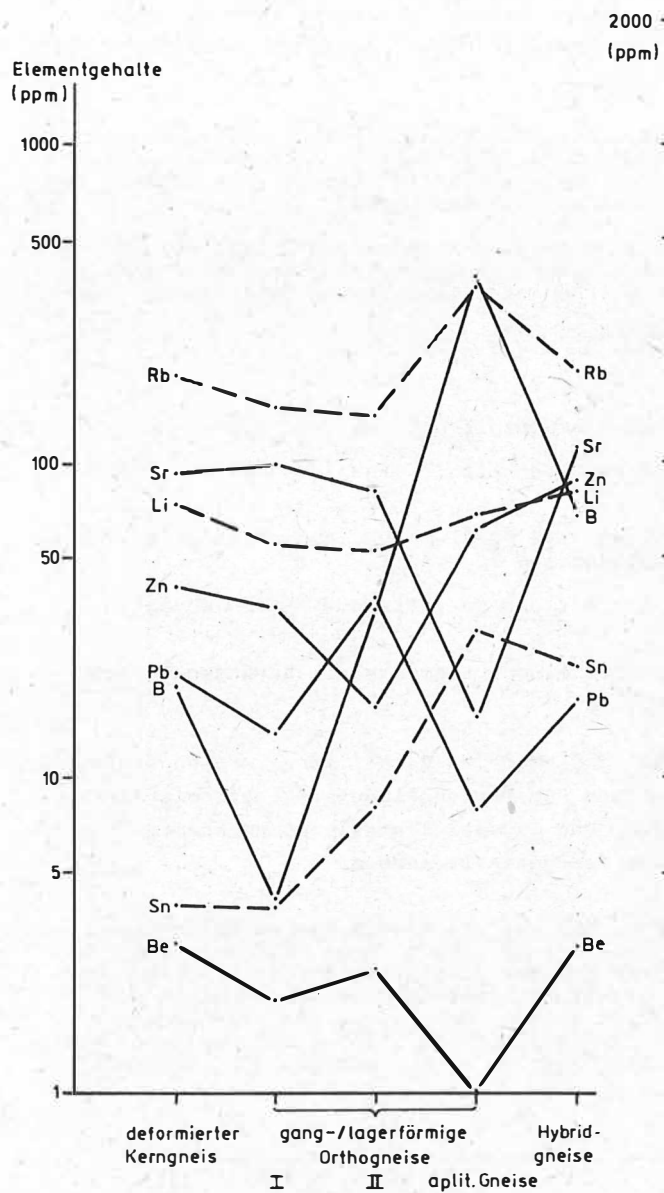


Abb. 32a: Durchschnittliche Gehalte granitophiler und intermediärer Spurenelemente in Ortho- und Hybridgneissen der Saydaer Struktur.

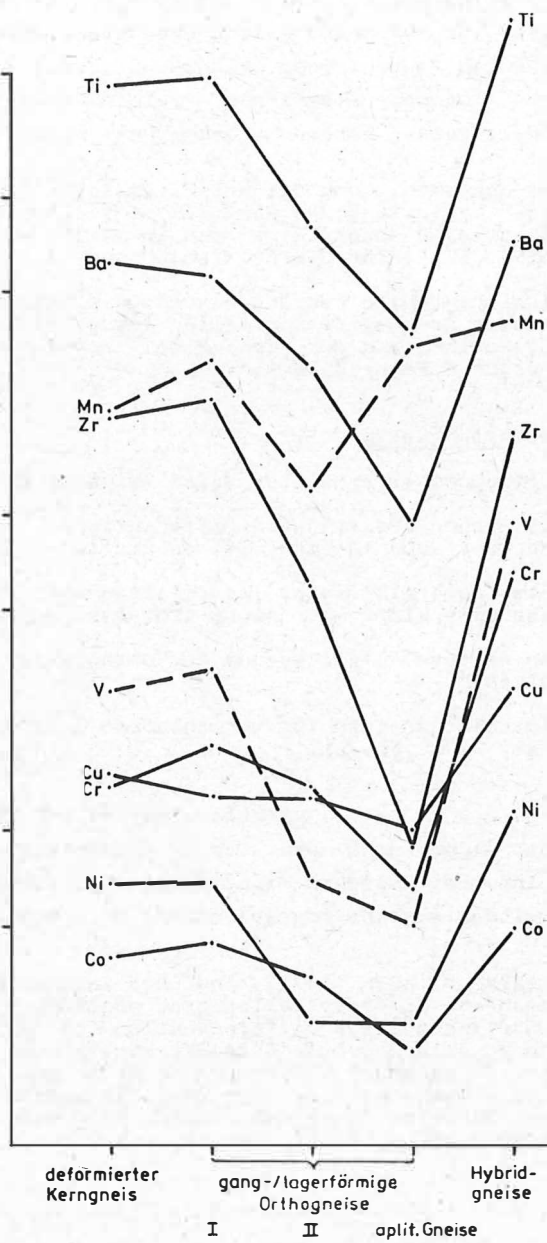


Abb. 32b: Durchschnittliche Gehalte intermediärer und granitophiler Spurenelemente in Ortho- und Hybridgneissen der Saydaer Struktur.

Im Vergleich zu dem kaum bzw. unbeeinflussten Nebengestein weist der Gesamtchemismus hybridisierter Gneise zunehmende Tendenz (Abb. 25, 26) bei granitophilen Elementen wie Rb, Zn, Li und Sn sowie Ba, Mn und K auf, während die Gehalte von Sr, Zr, Ti, Co, Cu, Ni und V, d.h. bei allen für die Paragneise charakteristischen Elementen sich nicht veränderten, bzw. nur unbedeutend darunter liegen.

Die Verteilung der Haupt- und Spurenelementdaten läßt annehmen, daß die Metamorphosevorgänge, solange sie sich in der Disthen-Almandin-Muskovitsubfazies nach WINKLER (1976), bewegten, im Aufschlußbereich und darüber hinaus isochem verliefen. Einzelne Elementverschiebungen, ohne Trends, können auf primäre lithologische Unterschiede zurückgeführt werden. Allochem Reaktionen, die den Gesamtchemismus einzelner Gesteinstypen tendenziell verändert haben, können zurückgeführt werden auf

- a) die Kontaktwirkung des prävariszischen Granitoids, die offensichtlich nicht nur mit einer Aufheizung des Nebengesteins einherlief. Neben Metasomatosevorgängen sind auch Migmatisierungsercheinungen im unmittelbaren Endo- und Exokontakt vorstellbar wie sie EBERT (1935) für die Entstehung der "Hybridgranite" in der Lausitz annahm.
- b) lokal begrenzte Fazieserhöhung in Richtung Sillimanit-Orthoklas-Subfazies, die zur Bildung granulitendenzialer Gneise führte. In den granulitischen Gneisen, innerhalb der Fortsetzung der Flöha-Zone, konnte es zu erhöhter Mobilität von sonst in den Gneisen inerten Elementen kommen.

4.2.4. Orthogneise

Das Orthogneismaterial ist durch folgende Trends gekennzeichnet (Abb. 32 a,b):

- alle Proben besitzen ein differenziertes K_2O/Na_2O -Verhältnis gegenüber den Paragneisen, sind aber auch in sich differenziert;
- Rb ist generell erhöht (Korrelation mit Kalium); die Rb/Sr-Verhältnisse lassen nur teilweise eine klare Abgrenzung gegenüber den Paragneisen zu;
- eine weitere Aufgliederung der Orthogneise ist mit den Ba-, Ti- und Mg/Li-Werten möglich;
- weiterhin scheinen für verschiedene Gruppen spezifische Elementanreicherungen typisch zu sein - B, Pb, Sn.

Kerngneise: Alkali-, Rb/Sr- und TiO_2/P_2O_5 -MgO/CaO-Verhältnisse weisen eindeutig auf die magmatische Natur der zu "Quarzaugen-" und "Quarzstengelgneisen" deformierten Gesteine hin, Zwischen Lippersdorfer Teilstruktur und Saydaer Zentralbereich konnten keine stofflichen (und petrographischen) Unterschiede festgestellt werden.

Nach EIDAM u. SEIM (1971) sind über Zunahme bzw. Abnahme von Elementpaarverhältnissen Aussagen zum Differentiationsgrad möglich. Nebenstehende Tab. 4 zeigt, daß für Rb/Ba zunehmende Tendenz zur Differentiation von den Kerngneisen zu aplitischen Orthogneisen vorhanden zu sein scheint. Gute Übereinstimmung ergibt sich zwischen den Kerngneisen von Sayda - Lippersdorf und den wenig differenzierten Inneren Rotgneisen der Reitzenhainer Struktur. Neben geologischen Gesichtspunkten, die FRISCHBUTTER (1985b) veranlaßten, in der Saydaer Struktur nur einen Inneren Rotgneis entwickelt zu sehen, scheint die Geochemie diese Vorstellung zu stützen.

Saydaer Orthogneisstruktur	Rb/Ba		(FRISCHBUTTER 1985) Reitzenhainer Orthogneisstruktur
deformierte Kerngneise	0,35	0,4 0,6 0,7	Basalgranitoid Übergangsgneise Innerer Rotgneise
gang-/lagerförmige Orthogneise	1,1... 2,8	2,5 1,6	Äußerer Rotgneise Gang-/Lagerrotgneise

Tab. 4: Zunahme des Rb/Ba-Verhältnisses als Kennzeichen zunehmender Differentiation von Magmatiten (EIDAM u. SEIM 1971) - Vergleich der Durchschnittswerte von Orthogneisgliedern/Reitzenhain - Sayda.

Die übereinstimmende Tendenz der gegenübergestellten Werte stützt die Vorstellung von FRISCHBUTTER, daß der Saydaer Orthogneis mit dem Inneren Rotgneis von Reitzenhain parallelisiert werden könnte. Die Differentiationstendenz von Intrusivkörper zu jüngeren gang-/lagerförmigen Anteilen spiegelt sicher eine reale Tendenz wider. Insgesamt ist die Übertragung von Gesetzmäßigkeiten aus dem magmatischen in den metamorphen Bereich Einschränkungen unterworfen. Ähnliches gilt für Rückschlüsse auf die Eduktfazies aus Elementverhältnissen im Vergleich verschieden stark und verschiedenartig beanspruchter Metamorphite.

P e g m a p l i t i s c h e g a n g - / l a g e r f ö r m i g e O r t h o g n e i s e :

Die Saydaer Kerngneise sind offensichtlich durch Kaliumvormacht gekennzeichnet. Diese Tendenz charakterisiert gleichfalls die hybridisierten Paragneise. In den gang- bis lagerförmigen Orthogneisen wechseln sowohl K_2O/Na_2O als auch die Spurenelementverteilung auffällig. WIEDEMANN (1965) unterstrich, daß Alkaliunterschiede in den Orthogneistypen auf primäre, prädeformative Stoffunterschiede zu beziehen seien, ferner, daß für die vergneisten Ganggesteine als spätere Differentiate eine größere Alkali-Streuung zu erwarten ist.

4.2.5. CLUSTER-Q-Analyse

Mittels Cluster-Analyse wurden die bereits nach petrographischen und geochemischen Gesichtspunkten ausgehaltenen Gesteinsgruppen, in denen meist mehrere Gesteinstypen enthalten sind, auf ihre stoffliche Homogenität (SCHROLL 1975) untersucht (s. Anl. 6).

Auswertung

Gesteinsgruppe	Klasse	Signifikante Unterschiede von X und s zwischen den Klassen	Signifikante Abweichungen im Elementverhalten einzelner Klassen
Biotit-/Zweiglimergneise (Annaberg-Wegefarther Folge)	III'	Klassen I und III innerhalb der Unterklassen inhomogen. Gruppe insgesamt inhomogen - vereinigt drei stofflich und strukturell variierende Petrotypen.	Z.T. deutlich entgegengesetzte Elementtendenzen zwischen granitophilen/-phoben Elementen. Gegenüber dem Durchschnitt allg. erhöhte Werte.
Metatektische Gneise	I a } I b } I c } II	Rel. homogene Klasse Allg. signifikant abweichend.	 Zr, Mn, Ti, Co, Cr, Cu, Sn und V weichen deutlich von den Gehalten in Klasse I ab.
Stenglige bis langflaserige Biotit-/Zweiglimergneise	I a } I b } I d } I e }	Allg. homogene Klasse. identisch Sichtbare Unterschiede zu den Unterklassen I a, b, c sowie untereinander.	 Z.T. entgegengesetzte Elementtendenzen zwischen granitophilen/granitophoben Elementen
Ebenschiefrige bis feinlagige und dichte Biotit-/Zweiglimergneise	I	Kaum signifikante Unterschiede. Spiegelt Durchschnittsverhalten wider.	Im Durchschnitt höchste Gehalte, ohne erkennbaren geochemischen Trend.
Granat-Muskovitgneise (graduell hybridisiert)	I a I b I c I d	Unterklassen signifikant verschieden. Stark wechselnde Tendenzen innerhalb der Unterklassen	Keine Elementanomalien oder Trends. Ba, Zr, Pb erhöht. Zn, Mn, Ti, Co, Cr, Ni, V erhöht. R erhöht.

Gesteinsgruppe	Klasse	Signifikante Unterschiede von \bar{x} und s zwischen den Klassen	Signifikante Abweichungen im Elementverhalten einzelner Klassen
Granat-Muskovitgneise dicht/knotenführend	I	Unterklassen können nicht eindeutig aufgestellt werden - Oberlagern mehrerer Faktoren. Inhomogene Gruppe. Spiegeln Durchschnittswerte wieder.	Anomaler Pb-Gehalt nur in einer Einzelprobe; Rb/Sr deutet "magmatischen" Trend an, ausgenommen Klasse II (Metakontaktschiefer). Höchste B-Gehalte, nicht generell und nicht auf Klasse II beschränkt. Basizitätsabnahme
	II		
	III		
Granulitische Gneise (graduell hybridisiert)		Inhomogene Gruppe - Unterklasse I a und I b sowie Unterklasse I c und Klasse II zeigen jeweils verwandte Tendenzen.	
Orthogneise	II	Inhomogene Gruppe. Klasse I in sich rel. geringe signifikante Unterschiede	Klassen II und III zeigen teilweise gegenläufige Elementtrends gegenüber Klasse I - Ba, Zr, Ti, Ni, V z.T. wesentlich niedriger. Erhöhte Pb-Gehalte. Rb, B, Sn erheblich über dem Gruppenschnitt.
	III		
Metabasite HAUPTELEMENTE	II	Inhomogene Gruppe. Klasse I rel. homogen. Klasse II und III zeigen teilweise verwandte Tendenzen. Allgemein geringe Varianzen.	Niedrigste SiO ₂ - und Al ₂ O ₃ -gehalte. Höchste SiO ₂ - und Alkaligehalte.
	III		
Metabasite SPURENELEMENTE	II'	Rel. homogene Gruppe, geringe Varianzen um den Durchschnitt.	Niedrigste Co-, Cr-, Cu-, Ni-Gehalte.
	III	Allg. höchste Abweichungen vom Gruppenschnitt.	Zn, Ti, B, Be, Cr, Cu, Ni, Sn deutlich erhöht.

Interpretation

Gruppe BIOTIT-/ZWEIGLIMMERGNEISE (ANNABERG-WEGEFARTHER FOLGE)

- Die Klassierung läßt sich lithologisch begründen (stofflich und lithostratigraphisch). Die Gruppe kann in die Klassen I, II und III gegliedert werden, die zwar lithostratigraphisch an gemeinsame Horizonte innerhalb der Annaberg-Wegefarter Folge gebunden sind, aber stofflich voneinander abweichen.
- Der Typ der mittelkörnig-schuppigen Muskovit-/Zweiglimergneise bildet keine eigene Klasse, es handelt sich um sekundär, postkinematisch stärker überprägte bzw. mineralisierte Gneise des Normaltyps dieses Gebiets (s. Abschnitt 4.3.).
- Diese postkinematische Überprägung führte zum Aushalten von Klasse V, deren zu großer Gruppenabstand? auf spezifische, für die Gesteinsgruppe untypische Einflüsse hinweist.

Gruppe METATEKTISCHE GNEISE

- Die metatektischen Gneise der Zone Hallbach - Großhartmannsdorf und der anatektischen Randfazies im nördlichen Rahmen der Saydaer Struktur können nur bedingt als zwei Klassen betrachtet werden: I a und I c gehören genetisch einer Klasse an, trotzdem ergibt sich aus der stofflichen Klassierung ein etwas engerer Zusammenhang zur metatektischen Randfazies (Gebiet Großhartmannsdorf - Langenau) - I b.
- Klasse II vereinigt Proben beider Gebiete - die Ursache für die spezifischen Elementtrends geht auch aus dem geologischen Zusammenhang nicht hervor.
- Unter obigen Aspekten scheint eine Trennung künstlich, d.h., auch die metatektischen Gneise zwischen Hallbach - Großhartmannsdorf müssen zur anatektischen Randfazies gezählt werden.

Gruppe STENGLIGE BIS LANGFLASTRIGE BIOTIT-/ZWEIGLIMMERGNEISE

- Langflaerige und etenglige Typen sind Deformationsformen eines stofflich undifferenzierten Eduktes. Da die Klassen nicht einer strengen lokalen lithologischen Trennung entsprechen, werden sie nur als stofflich gering abweichende Unterklassen eines Gesteinstyps interpretiert.
- Nur Ti, (Zn) B, Pb, (Sn) (V) besitzen veränderliche Tendenzen, was vor allem auf postkristalline Einflüsse zurückgeführt werden könnte.

Gruppe EBENSCHIEFRIG-FEINLAGIGE UND DICHTER BIOTIT-/ZWEIGLIMMERGNEISE

- Zwischen dichten Biotitgneisen (gering, bzw. geringer deformierte Gefügetypen, häufig mit Reliktgefügen) und gröberblastischen, stärker deformierten Biotit-/Zweiglimmergneisen wird statistisch geochemisch nicht unterschieden. Damit bestätigen sich die Gelände- und mikroskopischen Beobachtungen hinsichtlich der vielfältigen strukturellen Übergänge zwischen den Variationen eines petrographischen Grundtyps.
- Gleichfalls bestehen keine grundsätzlichen stofflichen Veränderungen der grauwackenartigen Sedimente von der liegenden Annaberg-Wegefarter Folge zur Rusová-Folge. Klasse I vereinigt alle lithologischen Typen.
- Innerhalb der Rusová-Folge können jedoch zwei lithologisch (weitgehend) begründbare Klassen (II und III) unterschieden werden. Das unterstreicht die vorgelegte lithostratigraphische Gliederung in einem Gebiet mit verbreiteten metatektischen und anatektischen Merkmalen.

Gruppe GRANAT-MUSKOVITGNEISE

- Die statistische Klassierung unterstreicht den Assimilationscharakter des Chemos der Gneise in unmittelbarer Nachbarschaft der Orthogneise. Sie zeigt, daß der Innere Rahmen stofflich graduell aufgebaut ist. Noch deutlicher ließ sich das mit der Kartierung nachweisen. Erst stärker hybridisierte Paragneise lassen sich nicht mehr dem Klassierungsschema zuordnen.
- Zwischen etwas pelitischeren und mehr psammitischen Paragneisgliedern war mit der vorhandenen Probenzahl nicht zu differenzieren.
- Weder Probenahmeort noch petrographische (mikroskopische) Untersuchungen gestatteten Rückschlüsse auf die in den Unterklassen I b, I c und I d vorhandenen Elementtrends.

Gruppe DICHTER GRANAT-MUSKOVITGNEISE/METAKNOTENSCHIEFER

- Die Lithologie (stratigraphische Position / Probenahmelokalität), stoffliche Zusammensetzung und damit auch die Existenz/Nichtexistenz von Kontaktflecken - entscheidet weitgehend über die statistische Klassierung. Einer der Nebenfaktoren ist der in seiner Ursache nicht geklärte graduell gesteigerte Elementaustausch in Richtung der Orthogneisareale (Hybridgneissaum).
- Die Proben der Klasse III zeigen stoffliche Tendenzen zu den granulitischen Gneisen, die Probenahmeorte liegen z.T. in unmittelbarer Nachbarschaft der Zone granulitischer Gneise, z.T. im Bereich starker Hybridisierung.
- Bei Klasse I handelt es sich um der petrographischen Nomenklatur nach (LORENZ 1977) um echte Granat-Muskovitgneise, wobei ein Feldspatanteil < 20 Vol.-% (Probe 352) die statistische Zuordnung nicht beeinflusste. Das Verhältnis von Kalifeldspat zu Plagioklas ist gleichfalls unbedeutend, was auch für Disthenführung und Chloritisierung zutrifft.

Gruppe GRANULITISCHE GNEISE

- Das Aushalten von zwei Klassen (I und II) und die weitere Untergliederung der Klasse I werden als Ausdruck der graduellen stofflichen Einflußnahme im Hybridgneissaum aufgefaßt, da auch andere, petrographische Hinweise zu dieser Aussage führten.
- Probe 382 (Abstand zu den übrigen Proben geochemisch signifikant abweichend) fordert eine andere Zuordnung. Es ist eine der Proben, die geochemisch zwischen einem Typ der Granat-Muskovit-Paragneise und den granulitischen Gneisen stehen und damit die Zugehörigkeit letzterer zu den Paragneisen belegen könnten.

Gruppe ORTHOGNEISE

- Die Aplitgneise der Annaberg-Wegefarther Folge sowie ein Teil der Rusová-Aplitgneise stellen eine eigene Klasse dar (II). Gleiches trifft für die meisten aplitischen Gneise der Měděnec-Folge zu (III). Klasse I beinhaltet alle deformierten Kerngneise und einige stofflich gleichartige Aplitgneise aus der Rusová- und Měděnec-Folge.
- Der statistischen Teilung in Unterklasse I a und I b nach stofflichen Aspekten wurde zwar gefolgt, sie kann aber nicht geologisch interpretiert werden.

Gruppe METABASITE

HAUPTELEMENTE

- Basitgänge und Basitlager (soweit Aufschlußverhältnisse solche Deutungen zulassen) weisen keine stofflich signifikanten Unterschiede auf.
- Das Aushalten zweier Klassen innerhalb der Měděnec-Äquivalente (I und III) könnte eventuell als lithostratigraphischer Hinweis aufgefaßt werden.
- Klasse II wird von den Metabasitproben der Annaberg-Wegefarther Folge gebildet (Probenzahl ist jedoch nicht repräsentativ).

SPURENELEMENTE

- Das Klassierungsschema nach den Hauptelementen läßt sich verallgemeinern.
- Hinter Klasse II stehen nur bedingt lithologische Aspekte - auch eine Probe der Annaberg-Wegefarther Folge erscheint in dieser Klasse.
- Der Gesamtchemismus variiert kaum. Dem Schluß auf eine einheitliche Magmenabstammung der bearbeiteten Metabasite steht auch durch die statistische Bearbeitung nichts entgegen.

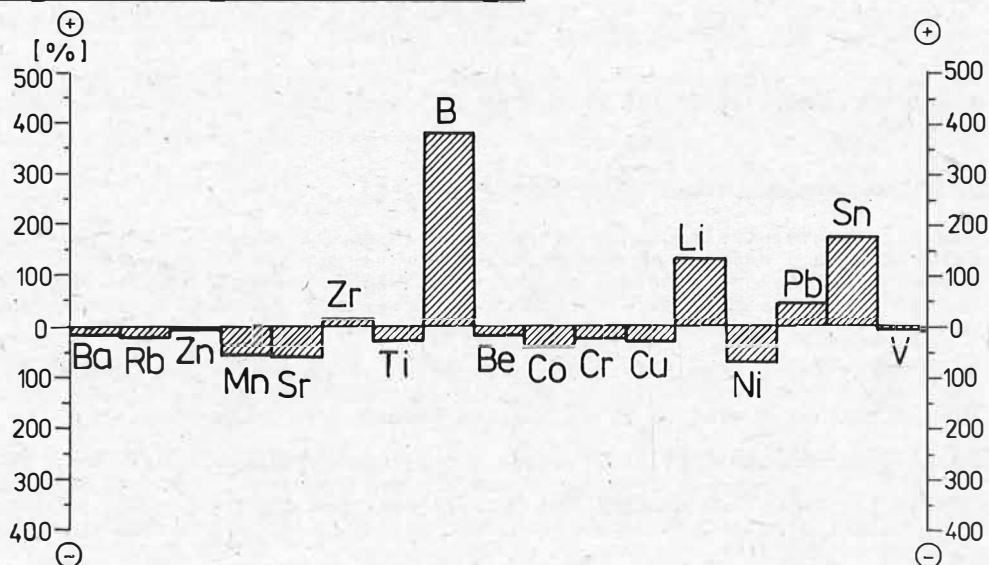
4.3. Minerogenetische Aspekte und Faktoranalyse

Abb. 33: Vergleichende Darstellung der durchschnittlichen Spurenelementverteilung aller Metamorphite im Gebiet der Saydaer Struktur (Osterzgebirge) mit dem Krusten-Clarke; erhöhte/erniedrigte Gehalte gegenüber dem Krustenmittel (= 0%-Linie). Clarke nach VINOGRADOV (1962, in: RÜSLER u. LANGE 1975).

Die geochemische Spezifik der Saydaer Struktur (Abb. 33) ist nicht losgelöst von der der erzgebirgisch-fichtelgebirgischen Lagerstättenprovinz zu sehen (BAUMANN u. TISCHENDORF 1976). Die Frage nach Stoffmobilität während bzw. durch die Metamorphose ist immer auch eine Frage nach den Möglichkeiten metallogenetischer Voranreicherungen und im Fall der Saydaer Struktur auch die nach einem möglichen Einfluß des prävariszischen Granitoids.

Zwei Gesteinsgruppen sind in diesem Zusammenhang näher untersucht worden:

1. Körnig-schuppige bis massige, hellgraue oder grünlichgraue (bei Glimmerreichtum) Muskovit- bis Zweiglimmergneise = gm der geologisch-strukturellen Karte, Anl. 1. Sie sind kein petrographisch selbständiger Typ (obwohl sie nur in der Verbreitung der Annaberg-Wegefarther Folge angetroffen wurden), sondern stark sekundär umgewandelte Biotit-/Zweiglimmergneise. Plagioklas ist meist völlig serizitisiert, Biotit chloritisiert. Auffällig ist ihr Reichtum an opaken Erzen, mitunter auch am Handstück zu erkennen. Entsprechend sind die Elementgehalte gegenüber den übrigen Gneisen der Rusová- und Annaberg-Wegefarther Folge verändert. Es können Werte auftreten, die auf unmittelbare Gangnähe hinweisen. STARKE u. RENTZSCH (1959) machten im Freiburger Gangrevier vergleichbare Beobachtungen am Nebengestein. Sie konnten eine genaue Aufstellung über das Verhältnis von verschiedenen Elementgehalten und der Gangnähe, in Abhängigkeit vom Vererzungstyp, geben. Insofern kommt auch der Kartierung solcher oberflächlich anstehenden Typen eine Bedeutung zu. Meist fielen solche Gebiete mit Störungsanzeichen zusammen.
2. Unter den Orthogneisgliedern tritt die Gruppe der aplitischen Muskovitgneise durch deutlich abweichende, sprich erhöhte Pb-, Zn-, Sn-Gehalte hervor. In der Rb/Sr - Mg/Li-Darstellung erreichen sie das Feld der Zinngranite. Diesem Sachverhalt wurde nachgegangen und über verschiedene Methoden und Befunde sind folgende Aussagen möglich: Es besteht kein ursächlicher metallogenetischer Zusammenhang zwischen der Stoffanomalie und dem prävariszischen Magmatismus. In Verbindung mit der jungen postkinematischen Mineralisation hat eine sekundäre Stoffzufuhr stattgefunden.

Neben den Anzeichen jüngerer Stoffüberprägung aus der Kartierung und den mikroskopischen Befunden (KEMNITZ 1987) brachte die Faktoranalyse weitere Ergebnisse zur Stoffgenese. Für die Anwendung der Faktoranalyse war ausschlaggebend, daß eine große Anzahl ± chemisch variierender petrographischer Typen vorlag, die z.T. (besonders fragile Orthogneise) unterrepräsentativ beprobt worden waren. Das Vorhandensein der vielfältigen Einflüsse ist aus der geologischen Bearbeitung im wesentlichen bekannt, nicht aber, wie sie sich im einzelnen auswirken.

Die Verteilung der Faktoren für die Spurenelemente ist mit denen der Hauptelemente identisch.

Interpretation

- Faktor 1 - primärer Faktor = Edukte der Eklogit-Amphibolitgruppe.
- Faktor 2 - sekundärer Faktor, metallogenetisch bedeutsam; oberflächennaher Einfluß (Chloritisierung, Serizitisierung) macht sich bemerkbar; Faktor 2 der Spurenelementanalyse (bzw. Faktor 3 der Hauptelementanalyse) entspricht dem Einfluß der jüngsten Überprägung.
- Faktor 3 - weitgehend primärer Faktor = Edukte der Paragneise; in der negativen Korrelation von SiO_2 , Na und K kommt der prävariszische Magmatismus nur indirekt zum Ausdruck (Faktor 2 der Hauptelementanalyse).
- Faktor 4 - sekundärer Faktor, wird als Ausdruck der ersten postkinematischen Überprägung interpretiert (wird aufgrund zu geringer Probenzahl bei den Hauptelementen unterdrückt).

5. Gefügeentwicklung Petrofazies

5.1. Grundlagen der Flächenentwicklung

Bestimmenden Einfluß auf die Herausbildung neuer bzw. differenzierter Flächen (in inhomogenen, wechsellagernden Gesteinsserien) mit Einsetzen metamorpher Vorgänge haben die primären Faktoren:

1. Das Material - die chemisch-mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, die über den Umfang und die Art der Mobilisation und Reaktion bei progradierender Änderung der Druck-Temperatur-Verhältnisse entscheidet. Dazu gehören die prozentuale Verteilung leukokrater/melanokrater Anteile und die von Phyllosilikaten zu Tektosilikaten.
2. Das Primärgefüge - Korngröße und Anisotropiegrad des Gesteins, wozu die primäre (in erster Linie sedimentogene bis diagenetische) Regelung und Korngrößenverteilung (z.B. Klaster- oder Geröllführung) gehören.

5.1.1. Deformation und Metamorphose

Das Wechselspiel von Deformation und Metamorphose äußert sich a) im grundsätzlichen und gleichzeitigen Zusammengehen von (im geologischen Maßstab) kurzzeitig wirkenden gesteinsverformenden/kataklastischen Vorgängen (Prozeß schneller Energiefreisetzung bei Überschreiten physikalischer Grenzzustände) und b) in vergleichsweise langzeitigen Kristallisations/Reorientierungsvorgängen unter definierten physikochemischen Gleichgewichtszuständen (Energietransformation und -abbau). Das Gefüge eines Gesteins ist als Resultat der Gesamtheit dieser Vorgänge zu verstehen.

Wichtige Markierungen auf dem Entstehungsweg einer Gesteinsstruktur sind im Gitterbereich der beteiligten Mineralkörner wiederzufinden. Viele megaskopische Gefügeänderungen basieren auf Kristallbaufehlern, der unmittelbaren Reaktion des Kristallgefüges auf Veränderungen der physikochemischen Zustandsbedingungen.

Das Mikrogefüge kann daher als eine Funktion von

- Temperatur a) bei Deformationsbeginn,
 b) nach Abklingen der Deformation;
- Strainrate;
- OH-Anteilen

betrachtet werden.

Unter Strainrate wird der meßbare Betrag einer Verformung pro Einwirkungsdauer der Deformation in Sekunden verstanden. In diesem Sinn ist in vorliegender Arbeit mit "Deformation" der Vorgang gemeint.

Die OH-Ionen stellen im Kristallgitter der Silikate die schwächste Bindung dar (HOBBS u.a. 1976). Auf Zwischengitterstellen können sie durch das Gitter diffundieren und setzen auf dem Weg des Austausches der Si-O-Si-Bindungen durch Si-OH=OH-Si-Bindungen den mechanischen Zusammenhalt des Kristalls herab. Weiterhin sorgen sie für größere Rekristallisationsfähigkeit und Zunahme der chemischen Reaktionsfreudigkeit des Gesteins. Diese Mobilitätssteigerung in Gesteinen mit OH-Gruppenträgern - speziell Phyllosilikate - könnte (ROBIN 1979) bei Metamorphiten mit der Einregelung bzw. Blastese von Glimmern (Chlorit) in den Schieferungsflächen zusammenhängen. Entlang den mehr oder weniger geschlossenen Phyllosilikatflächen kann eine Lage mit Adsorptionswasser als Migrationsweg für Quarz wirksam werden. Die Katalysatorrolle von Phyllosilikaten ist von HEALD (1956, in WEYL 1959) im Zusammenhang mit Drucklösungsverhalten in Sandstein hervorgehoben worden; aus Modelluntersuchungen zu Drucklösungserscheinungen im Bereich der Diagenese erklärt WEYL (1959) die Katalysatorwirkung mit dem Ansteigen der Diffusionsrate im Korn-Korn-Kontakt, weil Tonminerale aufgrund ihrer sehr geringen Korngröße eine relativ große Oberfläche besitzen und ihre Zwischengitterstellen mit Wasser gesättigt sind.

Im Verhältnis zwischen Metamorphose und Deformation spielt die Temperaturänderung die entscheidende Rolle bei der Mineralum- und -neubildung. Die Deformation wirkt wie ein Katalysator und erzeugt das für die Keimbildung (Blastese, Kristallisationsprozesse) benötigte hohe Energieniveau. Eine Deformationsphase i.S. einer einsetzenden oder sich verstärkenden Spannungseinwirkung auf einen Gesteinskomplex setzt sich in ihren Anteilen der plastischen und rupturrellen Verformung relativ momentan (im geologischen Zeitverständnis) um (BANKWITZ 1981; HOBBS u.a. 1976). Der Abbau der Deformationsenergie in Gestalt gerichteter Blastesevorgänge, die zur Herausbildung von Flächen etwa senkrecht zur jeweiligen Hauptnormalspannungsrichtung führen, ist ein langzeitiger Prozeß (para- bis postdeformativ). Gleichermaßen werden dadurch neue Bewegungsflächen geschaffen.

Die Transformation der Deformationsenergie äußert sich im Mikrobereich durch Ansteigen der Gitterdefekte. Im Gestein findet zunächst Kornverkleinerung statt. Mit dem Entstehen von Gitterdefekten, Versetzungen, wird der Abbau des Spannungsfeldes in Gang gesetzt, das

Kornwachstum wird initiiert. Unter dynamometamorphen Bedingungen werden die Versetzungen zum Transportmittel von Kationen durch das Gitter (Versetzungskletterern), die Rekristallisation ist demzufolge von den Deformationsmöglichkeiten und -geschwindigkeiten abhängig.

Deformationsrate und stoffliche Zusammensetzung üben den entscheidenden Einfluß aus. Rekristallisation ist (VOLL 1960) als Phasenneubildung im Ergebnis von Deformationsvorgängen zu definieren. Nach experimentellen Ergebnissen der Petrologie und theoretischen Überlegungen ist sie an Zonen höheren Energieniveaus gebunden. Die praktischen Erfahrungen in metamorphen Komplexen haben jedoch gezeigt, daß Rekristallisation allgemein sowie Blastese spezifischer Indexminerale nicht nur punktuell in bestimmten Strukturen (z.B. Sattel-/Muldenbereiche) auftreten (PITCHER u. FLINN 1965; BORRADAILE u.a. 1982). Der Zeitfaktor ist für die Einschätzung geologischer Prozesse immer mit zu berücksichtigen. Es wird angenommen, daß syndeformative Rekristallisation bei normalen Deformationsraten von 10^{-14} s^{-1} vorstatten geht. Das entspricht einer Wirkungsdauer der Deformation von etwa 1 Million Jahren.

5.1.2. Deformation und Materialverhalten

Rekristallisation erzeugt Korngrenzenveränderungen mit dem Ziel des Ausgleichs von Spannungsungleichgewichten. Ergebnis der Korngrenzenmobilisation durch Diffusionsvorgänge im Gitterbereich ist eine Neuregelung der Gesteinskomponenten. Kornneuordnung wird von Spannungsunterschieden im Korn-zu-Korn-Kontakt kontrolliert. Als Mechanismus der Gefügeregelung (Flächenbildung im mesoskopischen Bereich) wird spannungsinduzierter Stofftransport i.S. von Korngrenzendiffusion angenommen.

Die GIBBSsche Theorie (1877) zum Gleichgewichtsverhalten eines festen Körpers im Kontakt mit einem gespannten flüssigen Medium war der Ausgangspunkt für die theoretische Weiterentwicklung und den experimentellen Nachvollzug von Diffusionsvorgängen sowie für die Überführung der Ergebnisse in die Geologie.

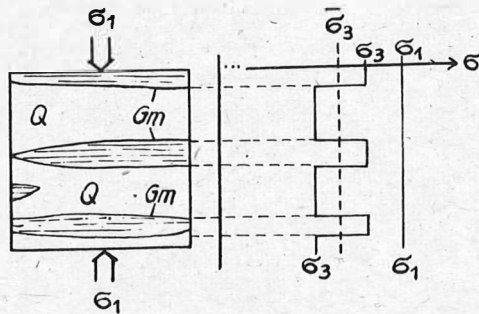


Abb. 34:

Spannungsverteilung der minimalen Hauptspannung in Abhängigkeit vom Mineralbestand (nach ROBIN 1979).

Materialunterschiede verursachen unterschiedliche Diffusionsgeschwindigkeiten. Experimentelle Beobachtungen (ROBIN 1979) führten zu dem Ergebnis, daß zwischen Glimmer und Quarz ein Spannungsgefälle herrscht, der Phyllosilikatanteil das Kompetenzverhalten polymineralischer Gesteine und damit die Spannungsverteilung in ihnen bestimmt (Abb. 34).

Das heißt, daß bei einheitlichem Gesamtstrain phyllosilikatreichere Lagen bzw. Phyllosilikate bereits bei geringerer spezifischer Spannung reagieren (inkompetentes Verhalten) als benachbarte gerüstsilikatreiche Lage bzw. Gerüstsilikate. **K o m p e t e n z** ist das stofflich-petrographisch kontrollierte Vermögen eines Gesteins, auf Deformation in stärkerem Maß durch Fließen oder rupturrell reagieren zu können.

Im megaskopischen Maßstab äußert sich darin ein uneinheitliches Verhalten verschieden aufgebauter Gesteinskomplexe unter dynamometamorphen Bedingungen:

- im Ausbildungsgrad von Schieferungs-/Kristallisationsschieferungsflächen;
- im metamorphen Lagengefüge;
- in disharmonischem Faltenbau u.a.

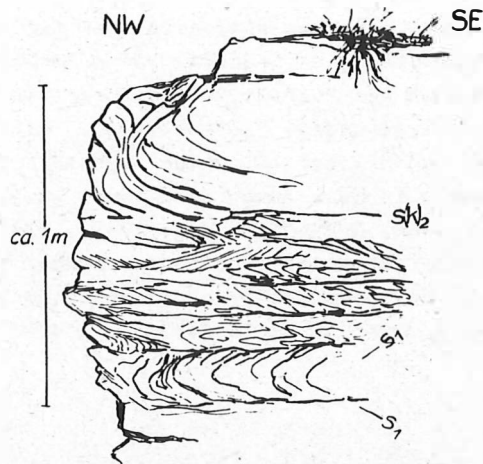


Abb. 35a:
Glimmerschiefer (Raschauer Schichten,
unteres Kambrium) mit Isoklinalfalten.
Pfarrwald, zwischen Grünhainichen und
Waldkirchen.

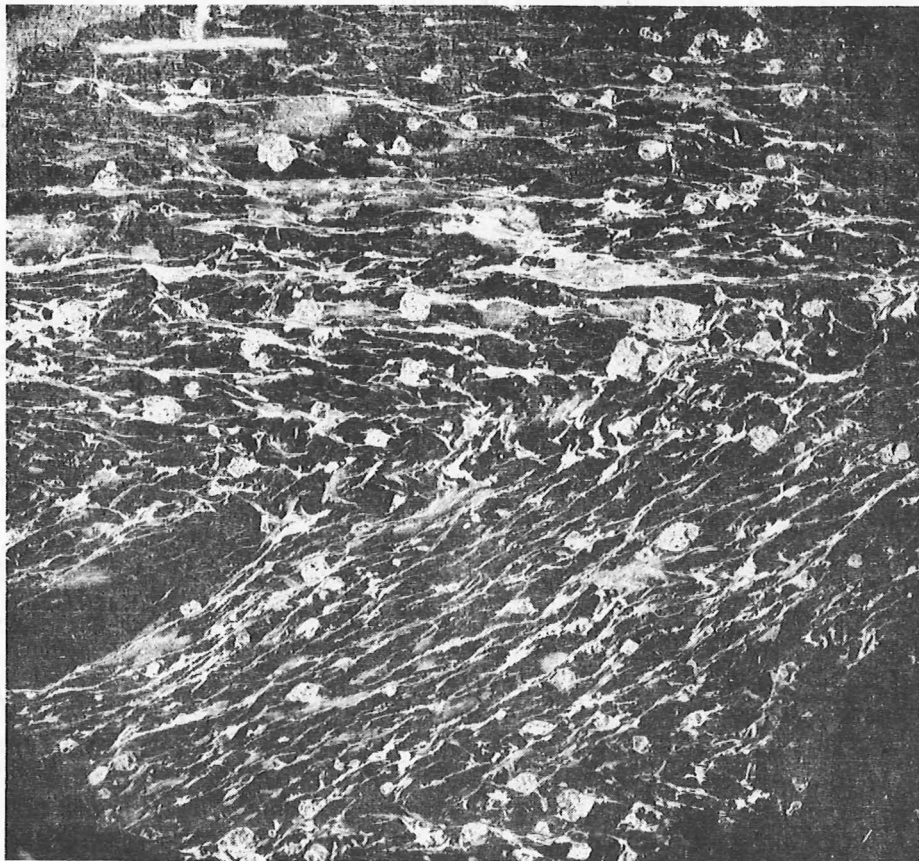


Abb. 35b: Glimmerschiefer - mikroskopisch konnte nur eine, D 2 zugehörige, amphibolitfazielle Mineralgeneration nachgewiesen werden. Die Faltung älterer Flächen (s_1) ging mit paradeformativer Granat- und Muskovitblastese einher, die noch bis zum Abschluß der sk_2 -Flächenanlage andauerte. Granat und Muskovit sind synkristallin in sk_2 rotiert und deformiert worden.
Probe 419, Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6x natürl. Größe.

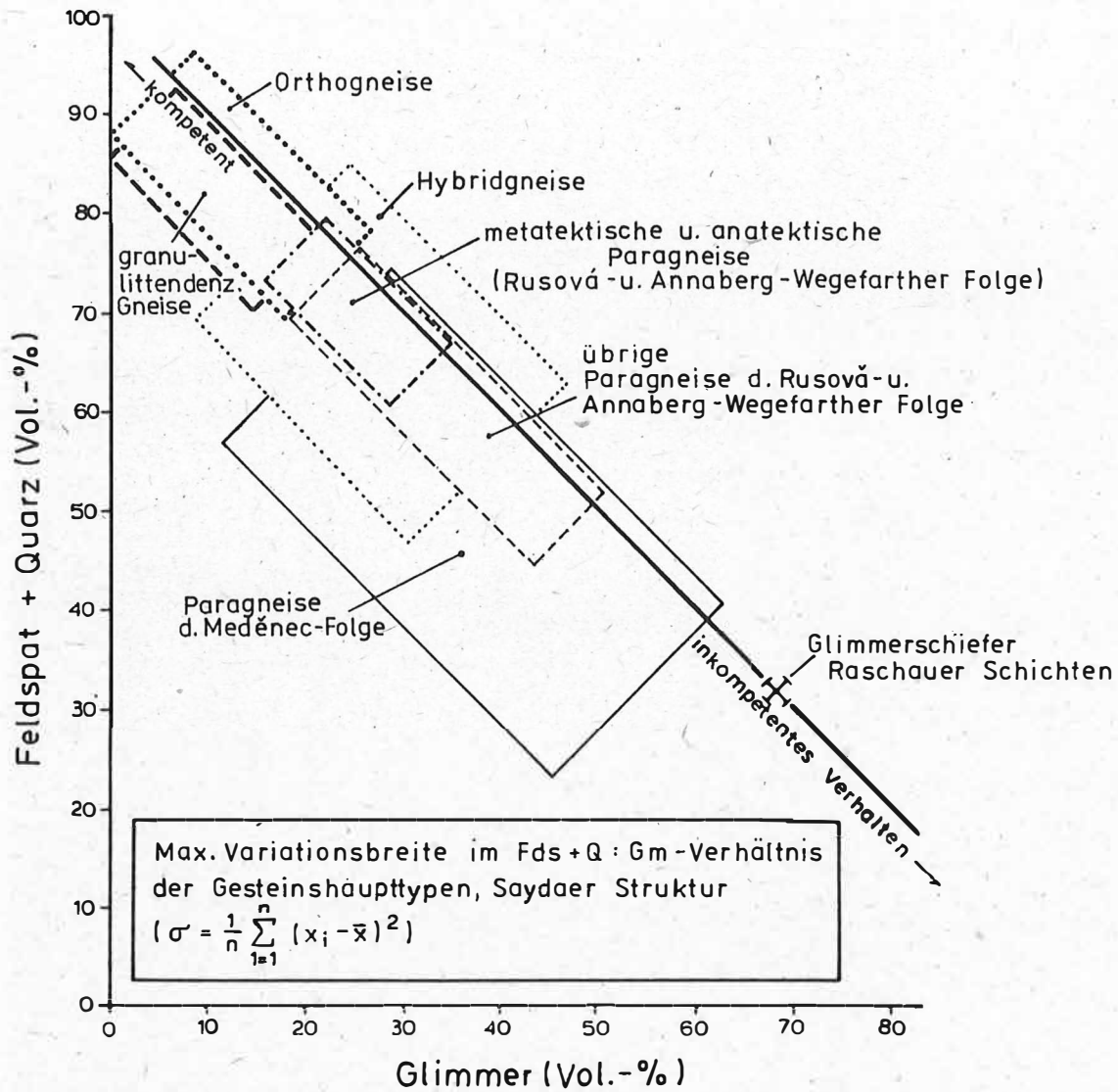


Abb. 36: Abhängigkeit des Schieferungsverhaltens von stofflich-petrographischen Parametern (bei konstantem Gesamtstrain).

Dazu kann aus dem Gebiet der Saydaer Struktur angeführt werden:

- Offene Schieferungsflächen (POWELL 1979) mit allgemein geringerem Regelungsgrad der Matrix in glimmerärmeren Typen der Granat-Muskovitgneise (Měděnec-Äquivalente). Sehr deutlich tritt diese Gegensätzlichkeit im Kompetenzverhalten an Hybridgneisen mit ausgeprägtem Lagenbau (leukokrat/melanokrat) hervor, deren Lagigkeit vermutlich auf metamorphe Stofftrennung zurückzuführen ist.
- Der hohe Deformationsgrad in Quarzglimmerschiefern aus dem Hangenden (Raschauer Schichten, westlich der Flöha-Zone) verglichen mit erstgenannten Gneisen der Měděnec-Folge (Abb. 35a,b).
- Der Erhaltungsgrad sedimentogener Strukturen, der in engem Zusammenhang mit der petrographischen Zusammensetzung steht.

Die Abhängigkeit der Flächenausbildung, des Schieferungs- und Rekristallisationsverhaltens eines Gesteins von stofflich-petrographischen Parametern wird durch Abb. 36 belegt.

5.1.3. Rolle der Korngröße

Zunehmend wird auch die Korngröße - die primäre und die postdeformative Korngröße - als ein wichtiges Kriterium zur Einschätzung der gefügebildenden Vorgänge bei Metamorphiten herangezogen.

Eine Übersicht soll andeuten, welche Abhängigkeiten und Beziehungen Untersuchungsgegenstand sind:

- Die Korngröße ist eine Funktion der Temperatur. Generell läßt sich aus Experimenten und geologischer Erfahrung mit Zunahme der Temperatur eine Kornvergrößerung ableiten.

Nach SPRY (1969) steigt mit schneller Temperatursteigerung die freie Bildungsenergie viel schneller und exponentiell damit die Keimbildungsrate. Das bedeutet, daß in Abhängigkeit von der Temperatursteigerungsrate die kritische Korngröße ebenfalls eher erreicht werden kann und die Keimbildungsrate ihr Maximum überschreitet. Bei sehr hohen Temperaturen kommt es deshalb zur Umkehrung des Prozesses - die Keimanzahl nimmt ab, die Korngröße zu.

Antriebskraft der Kornvergrößerung bei steigender Temperatur ist die Reduzierung der Korngrenzenergie. Allgemein kann also davon ausgegangen werden, wenn nur die Temperatur in die Betrachtung eingeht, daß die relativ größere Oberflächenspannung kleinerer Körner zu erhöhter Reaktionsfähigkeit gegenüber größeren Körnern führt. In diesem Sinn bringt SHROCK (1948) Korngröße und differenziertes Wachstum zusammen. Diese Temperatur-Korngrößenabhängigkeit gilt vor allem für den statischen Zustand. Aber auch für diesen Fall (Kontaktmetamorphose) kann wahrscheinlich keine rein lineare Beziehung angenommen werden (THOMPSON u. RUBIE 1985).

- Auf die Abhängigkeit der Deformation, des Parameters Druck, welche die Blastese behindern, bzw. zur Kataklase führen können, weist schon HARKER (1956) hin. Unter dynamometamorphen Bedingungen findet ein Wechsel, z.T. nahezu simultane Konkurrenz zwischen Blastese und Kataklase statt und kann als Charakteristikum der dynamischen Rekristallisation definiert werden. Die Korngröße der Reaktionsprodukte hängt davon ab, ob die Blastese (bereits) vorhandener Körner ungestört ablaufen kann (Kornvergrößerung) - oder ob Bedingungen herrschen, die a) es einer Vielzahl von Keimen gestatten, gleichzeitig zu entstehen, nämlich unter sehr schnellen p/T-Gradientenänderungen. b) eine Vielzahl von Keimen dazu zwingen, gleichzeitig zu entstehen, weil durch Deformation die Keimneubildung vorrangig über den Wachstumsprozeß abläuft.

Zu entscheidenden Schlußfolgerungen aus Experimenten und submikroskopischer Analyse, übertragbar auf natürliche silikatische Systeme, gelangten RUBIE u. THOMPSON:

Die Korngröße wird zum dominierenden Faktor, wenn die Keimbildung an den Korngrenzen stattfindet. Bei intragranularer Keimbildung, an Fehlstellen z.B. ist die Versetzungsdichte entscheidend. Wird die Keimbildung also von intrakristallinen Defekten gesteuert, so führt gesteigerte Deformation zu erhöhter Defektbildung, erhöhte Reaktionsraten folgen und die Bildung einer Vielzahl kleiner Keime ist möglich (a, b)). Dafür, daß mit zunehmender Reaktionsrate Korngrößenabnahme einhergeht, existieren auch in der geologischen Praxis Beobachtungen. Anschauliche Beispiele sind für b) Mylonite; für den Fall a) Aplite und im Gegensatz dazu, mit kleiner Keimzahl und hoher Korngröße pegmatitische Bildungen.

Mit der Korngröße sind für den petrographisch arbeitenden Geologen folgende Fragen verbunden:

- Welche primäre Korngrößenverteilung hat vorgelegen, ist es möglich, die prämetamorphe Lithofazies zu rekonstruieren?
- Kann die Korngröße etwas über die Gefügeentwicklung (Deformationsentwicklung) aussagen?

Im Kartierungsgebiet Saydaer Struktur (und darüber hinaus) sind es ausnahmslos die sehr feinkörnigen bis megaskopisch dichten Paragneise, die noch sedimentogene Reliktstrukturen enthalten. Damit ist die Frage, ob es sich generell um Mylonite handelt, zu verneinen. In gleichem Sinn hat dazu bereits LOBST (1983) eindeutig Stellung genommen.

Von LOBST wird mittels Zirkonstatistik nachgewiesen, daß die Korngröße der reliktschen Paragneise noch etwa der Eduktkorngröße entspricht. Die Zirkongrößen entsprechen denen in Metaschluffstein, sie sind in allen, auch den gröberblastischen Paragneisen etwa unverändert gleich. Weiter wird durch verschiedene Untersuchungen belegt, daß primäre Korngrößenstreuung zwar existierte, aber allgemein keine sehr großen primären Korngrößenunterschiede vorlagen. LOBST schlußfolgerte, daß die Blastese vom primären Modalbestand und Gefüge abhängig ist.

WIEDEMANN, F. (1965) und WALTHER (1972) interpretierten die feinkörnigen und dichten Gneise gleichfalls als primär schon feinkörnigste Glieder. Nach LORENZ (1974) hat jedoch eine Korngrößenumkehr stattgefunden. Den "jetzt gröberen," ... "klein- bis mittelkörnigen Gneise(n) vom Typ äußerer Graugneis" wird ursprünglich geringere Korngröße zugeschrieben als den jetzt feinkörnigen bis dichten Gneisen.

LORENZ geht davon aus, daß die jetzt noch reliktschen feinkörnigen bis dichten Gneise aufgrund ihrer primär r e l a t i v gröberkörnigeren Ausgangssubstanz im Vergleich mit primär noch stärker pelitischen Gliedern ihr Reliktgefüge bewahren konnten, während an den feinkörnigeren Gesteinen eine höhere Korngrenzenaktivität zu verstärkter Blastese (siehe oben) und damit zur Korngrößenumkehr führte. Er sieht diese Annahme durch die Verteilung der NIGGLI-Werte gestützt und nimmt auf die umgekehrten Verteilungsverhältnisse der NIGGLI-Werte in den blastisch noch unveränderten Grauwacken des Harzes Bezug. Letztere Aussage kann allerdings auch lediglich der Nachweis unterschiedlicher stofflicher Zusammensetzung proterozoischer und paläozoischer Grauwacken sein.

Von den genannten Autoren wird auf die Grenzen der Übertragbarkeit auf dynametamorphe gebildete natürliche silikatische Systeme hingewiesen. Die Vielzahl der Einflußfaktoren bei der Simulation zu berücksichtigen, bleibt eine angestrebte Zielstellung.

Bezogen auf das Problem der Korngröße, der primären sowie der des Metamorphoseproduktes, sind noch weitere Einflußfaktoren zu nennen:

- Wachstumshemmend/-unterbindend während der Rekristallisation können sich Phasen mit sehr hoher, gerichteter Oberflächenenergie auswirken.
- Verunreinigungen (z.B. Kohlenstoff) können die Blastese unterdrücken, aber auch katalysierend wirken.
- Sogenannte Einschlußsituation, bei der es in dynamisch rekristallisierenden Gesteinen zur Unterdrückung der Blastese kompetenter Phasen zugunsten inkompetenter Phasen kommt (Verteilung Tektosilikate/Phyllosilikate).
- Volumenänderung bei Phasenumwandlungen (lokale Spannungsfelder um wachsende Keime) - eine Verlangsamung der Wachstumsraten scheint eine direkte Folge daraus zu sein.
- Gesteinshomogenität und in Verbindung damit die Kompetenz- bzw. Viskositätsunterschiede bei inhomogenem Gefüge (LISLE 1983) als ganz entscheidende Faktoren bei der Blastese. Grauwackenartige und geröllführende Gesteine besitzen ein hohes, primär inhomogenes Gefüge, das die Blastese hemmt, wobei nach LISLE die Gefügeparameter (Korngröße) die Kompetenzunterschiede in polymikten geröllführenden Gesteinen bestimmen.

Zusammenfassend vertritt ich zu den dichten Gneisen mit reliktsch sedimentogenem Gefüge die Meinung, daß

- in ihnen ein ursprünglich schon sehr feinkörniges schluffiges bzw. grauackentartiges pelitisches Material verkörpert ist. Die jetzige Korngröße liegt nur wenig über der primären (Zirkonstatistik LOBST 1983);

- keine generelle Korngrößenumkehr stattgefunden hat, sondern daß begünstigt durch Gefügeinhomogenitäten die benachbarten, primär homogeneren Gesteine zuerst und stärker rekristallisierten. Deren primäre Korngröße kann gleichgroß, größer und unter Umständen auch etwas kleiner gewesen sein. Entscheidend ist, daß keine wachstumshemmenden Faktoren vorhanden waren;
- die primäre Feinkörnigkeit unter den Bedingungen der dynamischen Rekristallisation und unter dem Einfluß zeitweilig hoher Deformationsintensität zu einer höheren Festigkeit (SCHMID 1982) geführt haben könnte;
- Unterschiede im Tonmineralanteil sicher eine Rolle, hier aber wohl eine untergeordnete spielten;
- es unwahrscheinlich erscheint, daß in den dichten Gneisen das ursprünglich grobkörnigste Sedimentgestein vorliegen soll.

5.1.4. Zur Bedeutung von Schieferungsflächen

Auf die Bedeutsamkeit der Schieferungsflächen gleichermaßen als Wegsamkeitsflächen wies u.a. BANKWITZ (1981) hin. Gefügebestimmende Elemente in diesem Sinn sind als *l a t e n - t e M i g r a t i o n s w e g e* für element- bzw. ionenführende Lösungen/Fluida zu verstehen. Eine mögliche Erklärung dafür, daß Schieferungsflächen für einen Stofftransport prädestiniert sein können, geben BORRADAILE u.a. (1982):

Kataklasierte Mineraloberflächen besitzen aufgrund der erhöhten Korngrenzenspannung durch Kornzerkleinerung (Deformationsbeginn mit Kataklyse) erhöhte Sorptionskraft. Gleichzeitig erhöht sich die Migrationsmöglichkeit entlang der sich im Anschluß entwickelnden Flächen. Hier ist der zeitliche Bezug zwischen Schieferungsflächen und migrierenden, mineralisierenden Lösungen offen. Von BANKWITZ wird die Möglichkeit diskutiert, daß die Mobilisation bestimmter Elemente direkt an den Schieferungsprozeß gebunden sein könnte. Mit der unter Deformation verlaufenden Schieferung entstehen Flächen, die sich durch erhöhte Difusionsrate (Sorptionskraft) und geringe Kohäsion auszeichnen.

Mit diesen prinzipiellen Fragen der Gesteinsstrukturierung sind Stockwerkfragen eng verknüpft. Das Nebeneinander verschiedener Gefügebilder innerhalb eines Tektogens kann als Ausdruck unterschiedlicher Reaktionen bei etwa gleichzeitig ablaufender Deformation aufgefaßt werden (SCHROEDER 1977; BANKWITZ 1981).

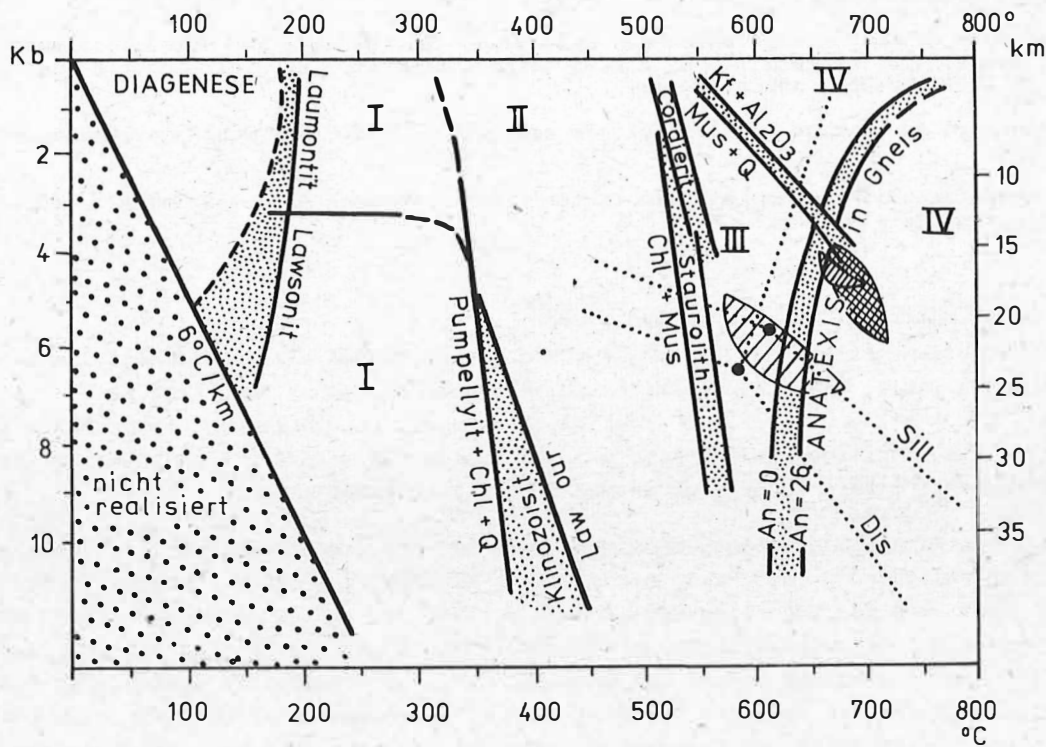
5.2. Metamorphe Bildungsbedingungen im Gebiet der Saydaer Struktur

5.2.1. Regionalmetamorphose

Die Regionalmetamorphose erreichte die Disthen-Almandin-Subfazies (WINKLER 1979: starke Amphibolitfazies). Almandin-Granat (WALTHER 1972) ist in allen Gneisen gegenwärtig, der fazieskritische Disthen dagegen an den Lithotyp der dichten Granat-Muskovitgneise (Äquivalente der Měděnec-Folge) gebunden.

Die strukturgeologisch-regionalgeologischen Arbeiten der letzten 15 Jahre mündeten in die Aussage: Westliches, mittleres und Teile des Osterzgebirges unterlagen den Bedingungen einer Regionalmetamorphose vom Barrow-Typ $\leq 7 \text{ kbar} / \leq 700^\circ \text{ C}$, Erreichen der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies; Osterzgebirge \approx Abukuma-Typ mit $< 5 \text{ kbar} / \geq 650^\circ \text{ C}$, Erreichen der Sillimanit-Almandin-Muskovit/Kalifeldspat-Subfazies - lokal im Osterzgebirge Auftreten von Sillimanit, Cordierit.

Zuletzt genannte fazieskritische Minerale konnten in den (deformierten) anatektischen Gneisen im nördlichen Rahmen der Saydaer Struktur nicht nachgewiesen werden. Die Karte der Verbreitung der Indexminerale (Metamorphosekarte, WIENHOLZ u.a. 1979) kann um einige Disthenvorkommen in den Měděnec-Äquivalenten erweitert werden.



Metamorphosegrade :

- I - sehr schwach
 II - schwach (Grünschieferfazies)
 III - mittel } (Amphibolitfazies)
 IV - stark }

$$P_s \approx P_{H_2O}$$

(Granulitfazies nicht berücksichtigt)

SAYDAER STRUKTUR

- Paragneise Annaberg-Wegefärther und Rusová-Folge
- Paragneise der Měděnec-Folge
- Granulitische Gneise

Metamorphosebedingungen Erzgebirge
 nach WIENHOLZ u.a. 1979; HOFMANN u.a.
 1981

Abb. 37: Stabilitätsfelder der Mineralparagenesen in den Paragneisen der Saydaer Struktur. Einteilung der Metamorphosegrade nach WINKLER (1979).

Für drei Gesteinshaupttypen der Saydaer Struktur wurden deren p/T -Stabilitätsbereiche nach Literaturangaben in Abb. 37 dargestellt. In der getrennten Lage der Felder kommen (neben stofflichen Ursachen) die abweichenden Bildungsbedingungen zum Ausdruck: Die granulitischen Gneise, für die sich petrographisch-geochemische Anzeichen ihrer Zugehörigkeit zur Měděnec-Folge ergeben hatten, fallen nahezu mit dem Feld der Rusová- und Annaberg-Wegefärther Gneise zusammen. Beide hatten ein Metamorphosestadium, das über die Disthen-Subfazies hinausgegangen war, durchlaufen, wenn auch aufgrund wahrscheinlich verschiedener Ursachen.

In der Darstellung nach WINKLER (1979) - wie auch bei anderen petrologischen Diagrammen - fällt die Diskrepanz zwischen experimentell zu veranschlagender Tiefenlage und der geolo-

gisch realen Überdeckungsmöglichkeit auf. Zum Zeitpunkt des Eintretens in die regionalmetamorphe Hauptentwicklung (altpaläozoisch) hat die Deckmächtigkeit über der Preßnitzer Serie wohl wenig mehr als 3 km betragen. Für den tiefsten Teil des untersuchten Profils, die Annaberg-Wegefarter Folge, kann mit einer Überdeckung von 6 bis maximal 7 km gerechnet werden. ŠKOR (1975) hat einen ungewöhnlich hohen geothermischen Gradienten für das Erzgebirge abgeleitet - 150° C/km - und macht damit Migmatisierungerscheinungen schon bei ≥ 3 km Tiefe möglich. WIENHOLZ u.a. (1979) geben nach neueren Untersuchungen für den Metamorphosehöhepunkt eine Erhöhung des geothermischen Gradienten auf 55° bis 70° C/km an (s.a. KRENTZ 1985; THOMAS 1985). Als Ursachen eines längerzeitig wirksamen erhöhten Wärmegradienten wären intrakontinentale Riftentwicklung oder Krustenstapelung (WELLS 1980) zu diskutieren.

Die Frage der Gliederung in einzelne Deformationsphasen ist in erster Linie davon abhängig, wie sich Flächen- und Mineralgenerationen korrelieren lassen. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit machen es notwendig, das bisherige Modell der Zweiphasigkeit zu ergänzen.

Von KRENTZ (1982) und WIEDEMANN (1984) ist das Modell einer zweiphasigen, paläozoischen Regionalmetamorphose von physikalischen und geothermobarometrischen Altersbestimmungen sowie gestützt auf die Almandinentwicklung und Disthenblastese abgeleitet worden. Übereinstimmend mit den experimentellen Daten (WINKLER 1976, 1979) erhielten beide Autoren Werte von 5,5 bis 6 kbar/550 bis 600° C als Bildungsbedingung für Disthen. Diese Werte - Grenzbereich Almandin-Muskovit- bis Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies entsprechen auch den im Kartierungsgebiet Saydaer Struktur vorgefundenen höchsten Paragenesen.

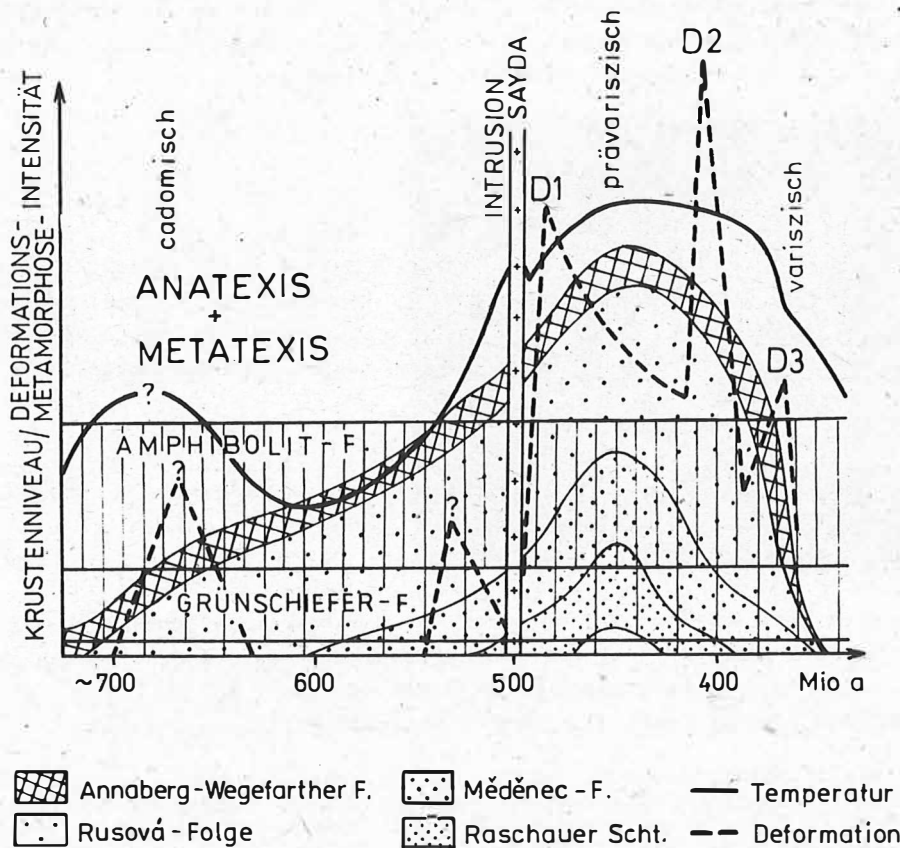


Abb. 38: Schema der regionalmetamorphenen Entwicklung im Gebiet der Saydaer Struktur.

In der Saydaer Struktur kann eine dreiphasige Entwicklung vertreten werden (Abb. 38). Stockwerkbedingt verlief die Regionalmetamorphose während der ersten Deformations-Metamorphose-Phase deutlich vertikal gestaffelt. Zwischen oberer und unterer Folge der Äquivalente der Preßnitzer Serie entstand eine Deformationsdiskordanz, die durch die zweite Deformationsphase, bei der es auch in den hangenden Folgen (Měděnec-Äquivalente und Raschauer Schichten) zur Herausbildung einer Amphibolitfazies kam, überprägt wurde. Im Vergleich zum Westerzgebirge führte erst diese zweite Deformations-Metamorphose-Phase zur Bildung druckempfindlicher Mineralassoziationen. Für die erste Phase (D 1) können zunehmende Temperaturentwicklung und normale, mittlere Drücke (< 5 kbar) angenommen werden.

Die zweite Phase (D 2), gleichzeitig als Hauptphase zu bezeichnen, setzte mit erhöhter Deformationsintensität bei anfangs noch höchsten (amphibolitfaziellen) Temperaturen ein. Die letzten Rekristallisationserscheinungen dieser Phase liegen bereits im retrograden Temperaturintervall. Eine dritte Deformationsphase (D 3), die schwachmetamorphe Mineralphasen hervorbrachte, kann aus dem Spätstadium der Tektogenentwicklung sowie dem einsetzenden variszisch synkinematischen Magmatismus hergeleitet werden.

5.2.2. Anatexis und Metatexis

In den tieferen Teilen des oberen Proterozoikums (Rusová-Äquivalente der Preßnitzer Serie und Liegendes) sind im Osterzgebirge Migmatisierungserscheinungen weit verbreitet. Die zeitlich entsprechenden Gneise im nördlichen und östlichen Rahmen der Saydaer Struktur erreichten bereits während der ersten Deformations-Metamorphose-Phase ein metatektisches bis anatektisches Stadium. Das geht aus der Strukturuntersuchung der zwei Metatektmobilisationen hervor, von denen die erste syngenetisch zu D 1 und die zweite syngenetisch zu D 2 entstanden sind (Abb. 39). Die Anatexis in diesen tiefer angeschnittenen Rahmengesteinen ist Bestandteil der Regionalmetamorphose im Osterzgebirge.

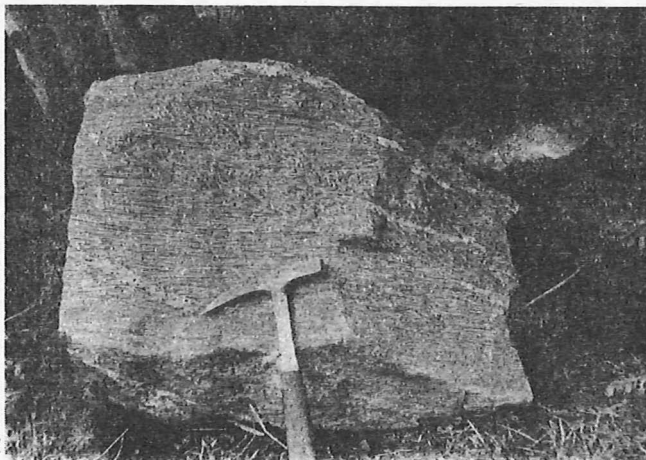


Abb. 39:
Metatektischer Gneis (Rusová-Äquivalente) mit zwei Leukosomgenerationen. Ca. 2 km südlich der Kirche von Mittelsaida.

Das Ineinandergreifen katafazieller Metamorphite mit metatektischer Entwicklung bis zu Anatexiten ist oft beschrieben worden. Die Druck-/Temperaturbedingungen für den Beginn der Anatexis liegen in Abhängigkeit von p_{H_2O} zwischen > 4 kbar/ $< 680^\circ$ C und 2 kbar/ 700° C. D.h., in einem Bereich, der sich mit der höheren Amphibolitfazies schneidet.

Plagioklas-/Kalifeldspatverhältnisse > 1 sind in der Katafazies normal (WINKLER 1979); CaO wird bevorzugt in An-reicherem Plagioklas unter Aufnahme eines großen Anteils des im Edukt vorhandenen Al_2O_3 gebunden. Die basischen Elemente werden im Biotit eingebaut; eine Folge davon ist die Abnahme von Kalifeldspat. Besitzt das Gestein einen höheren Fe-/Mg-Anteil - was bei stärker pelitischem Edukt der Fall ist - kann es zur Bildung von Cordierit und/oder Almandin kommen. Innerhalb bestimmter T/p-Verhältnisse ist eine Koexistenz möglich.

Da im Arbeitsgebiet nur Granat angetroffen wurde, in bestimmten Lithotypen zusammen mit Disthen, kann eine druckbetonte Deformationsphase im Verlauf der Regionalmetamorphose ab-

geleitet werden. Aus den tiefer angeschnittenen Gebieten ist Cordieritführung beschrieben worden (HOFMANN 1974 a).

Die Hangendbereiche der Rusová-Äquivalente sind nur noch gering migmatisiert. Durch D 2 deformierte Leukosome weisen auf den wenigstens teilweise prädeformativen Charakter (bezogen auf die prägende Phase D 2) der metatektischen Gneise und damit ihre Beziehung zur Anatexis als Randfazies hin.

Experimentell konnte nachvollzogen werden, daß die Entwicklung migmatitischer Gesteine über das Stadium partiellen Schmelzens abläuft. Häufig auftretende aplitische bis pegmatoid (deformierte) Bildungen in den metatektischen Gneisen des Osterzgebirges sind als solche Erstschnmelzenanteile (MEHNERT 1969) aufzufassen.

Mit dem Nachweis lithologischer Horizonte innerhalb migmatitischer Gesteinsserien konnte gezeigt werden, daß es sich bei den fleckenartig im Rahmen der Saydaer Struktur anzutreffenden Anatexiten nicht um granodioritische Intrusionen handeln kann.

Der teilweise hohe Kalifeldspatanteil in deformierten Anatexiten muß nicht zwingend mit postanatektischer K-Zufuhr (oder Plagioklasumwandlung) erklärt werden. Experimentell ist nachgewiesen (PITCHER u. FLINN 1965), daß bei Anatexis K-reiche Mobilisate auch aus Gesteinen ohne primären Kalifeldspat ausgeschmolzen werden können - Voraussetzung ist das Vorhandensein von K-Trägern (Glimmer, Alk-Fds) überhaupt.

5.2.3. Granulitgneistendenz und metatektische Gneise der Flöha-Zone

Im Gegensatz zu den übrigen Metamorphiten scheint keine genetische Bindung zu den benachbarten Paragneisen zu bestehen. Die Elementverteilung charakterisiert sie als, wenn auch nicht ganz einheitliche, eigene Gruppe. Die petrographische Ansprache wird durch teils aplitisches, granoblastisches, teils verstärkt kataklastisches Gefüge erschwert. Sie sind deshalb auch immer als magmatische Glieder auf den Saydaer Orthogneis bezogen worden (KOSSMAT 1925; REINISCH 1931; BEHR u.a. 1965). Die unter 5.2.1. erläuterten Hinweise lassen jedoch die Annahme begründet erscheinen, daß in den granulitischen Gneisen im SW der Sayda - Lippersdorfer Struktur Paragneise der Měděnec-Äquivalente vorliegen könnten.

Innerhalb einer nur begrenzten Zone der Měděnec-Äquivalente (und der Rusová-Äquivalente - "Flammengneise") ist die höchste Amphibolitfazies (Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies) erreicht worden. Unter diesen Bedingungen, $> 650^{\circ} \text{C}$ / $\geq 4 \text{ kbar}$, wurden Elemente mobilisiert und weggeführt, die allgemein (maximal Disthen-Almandin-Subfazies) noch nicht mobilisiert wurden. Allein mit lokal begrenzter Fazieserhöhung, wobei keine echte granulitische Fazies erreicht wurde (BEHR u.a. 1965; BEHR u. FRANKE 1983), ist die petrographisch-geochemische Abweichung von der Gesamtentwicklung nicht zu erklären.

Die dynamische Ursache für eine solche metamorphe Fazieserhöhung wurde von BEHR u.a. (1965) in der Mobilisierung von Scherhorizonten (i.S. des von WATZNAUER 1964 geprägten Begriffs "Anaphtorese-Zone") während der Anlage von s_k (Vergneisung) gesehen. In jüngerer Zeit wird von ihm die Vorstellung von Subfluenzprozessen (1978, 1983) vertreten, die Flöha-Zone als Element einer Subfluenzzone aufgefaßt.

Eine Verbindung des spezifischen Charakters der Flöha-Zone mit tiefreichenden Scherzonen bzw. Störungszonen wird auch von MATHÉ (1977), BANKWITZ (1981) und KRENTZ (1982) gesehen. Die Flöha-Zone stellt ein NW-SE-Querelement mit tiefreichendem Störungscharakter und mehrfacher Aktivierung dar. An sie sind die einzigen Ultrabasitvorkommen des Erzgebirges gebunden sowie lokale Fazieserhöhung, mit partieller Migmatisierung bzw. granulitischer Tendenz.

Die Flammengneise der Flöha-Zone sind nicht oder nur unwesentlich (Granatanteil) von den metatektischen Gneisen der Anatexisrandzone im Osterzgebirge zu unterscheiden. Die Sonderentwicklung der Flöha-Zone soll aber betont werden, wenn auch zeitliche oder genetische Überschneidungen nicht auszuschließen sind. In den ersten Jahrzehnten der Bearbeitung dieser Problematik galten die Flammengneise als Injektionen granitoiden Magmas (PFALZ 1926; REINISCH 1931; SCHEUMANN 1957). Durch MATHÉ und BERGNER (1975, 1977) wurde ihre me-

tatektische in-situ-Entstehung in Gneisen der Rusov-Äquivalente durch stoffliche und petrographische Untersuchungen bewiesen.

Anhand von Granatneubildung (kein Cordierit!) werden Bildungsbedingungen von ca. 700° C bei $p_{H_2O} \leq 6$ kbar angenommen. MATHE (1977) weist ebenfalls auf den ursächlichen Zusammenhang von tektonischer Katalysatorwirkung aktiver Störungszonen auf das lokale p-/T-Feld hin.

In den relativ tonmineralarmen Quarz-Feldspatgesteinen der an die Flöha-Zone angrenzenden Mdnec-Äquivalente konnte es unter diesen Bedingungen zur Ausbildung granulitendenzialer Fazies kommen. Die pelitischen Rusov-Äquivalente durchlaufen eine partielle Migmatisierung.

Die zeitliche Einordnung dieser Sonderentwicklung ins Gesamtgeschehen ist bislang nur eine relative: Die Metatektmobilisationen in den Flammgneisen sind zeitgleich mit denen in den anderen metatektischen Gneisen. In den granulitischen Gneisen sind Kristallisationsschieferungsflchen höchstens undeutlich und weitständig entwickelt, die Glimmerneubildung ist aber ein Ergebnis der zweiten Deformations-Metamorphose-Phase.

5.2.4. Prvariszischer Magmatismus

Der prävariszische Magmatismus ist a) untergeordnet durch basaltoiden Vulkanismus (Metabasite) vertreten, der als syngenetisch oberproterozoisch eingestuft werden kann; b) spielt der altpaläozoische granitoider Plutonismus eine bedeutende Rolle. Durch die Intrusion eines Granitoids erhält die Saydaer Struktur eine zusätzliche Oberprgung. Es besteht vermutlich nur ein mittelbarer Zusammenhang mit der Anatexis im Osterzgebirge (TISCHENDORF u.a. 1987). Im Gebiet Sayda-Lippersdorf muß eine lakkolithartige Intrusion angenommen werden (Abschn. 8).

Der Kontaktbereich ist durch eine relativ breite, geschlossene Mischgneis-(Hybridgneis-) Zone mit stofflicher Veränderung und einen (oder mehrere) weniger geschlossenen Fleckenschieferhorizont ausgezeichnet (Abb. 11). Daraus lassen sich verschiedene Aussagen zum Wrmpotential ableiten. Fleckenschieferbildung mit Blastese von Andalusit/Cordierit (von denen nur noch Abbauprodukte vorliegen) findet zwischen $\leq 500^\circ$ C - $\leq 600^\circ$ C statt, die Eigentemperatur des Intrusivkrpers muß 600° C überschritten haben.

Nach FRISCHBUTTER (1985 b) ist in Sayda nur der Innere Rotgneis - bezogen auf das Vergleichsgebiet Reitzenhainer Struktur - entwickelt, da offensichtlich nur an diesem Kontaktflecken erzeugt wurden. Als Intrusionstemperatur des Inneren Rotgneis gibt er $> 500^\circ$ C an.

Daß neben der normalen kontaktmetamorphem Veränderung das Nebengestein auch stoffliche und strukturelle Umwandlung erfuhr, läßt sich petrographisch (durch Kartierung) und geochemisch nachweisen.

FRISCHBUTTER unterscheidet zwischen Hybridisierung mit und ohne Assimilation. Letztere wird als Injektion magmatischer Schmelzanteile lit-par-lit entlang bereits vorhandener sk_1 interpretiert und nimmt den gröbsten Teil der Hybridisierungsvorgnge ein.

Der Hybridgneissaum, dessen Entstehung kaum nur mit Metasomatose oder Injektionen gröbsten Ausmaßes ausreichend erklärt werden kann, ist nicht (Temperaturverhältnisse!) auf eine normale Kontaktmetamorphose zurückzuführen.

Es bleibt offen, inwieweit diese Erscheinung mit Migmatisierungsvorgngen im Kontakt zum Nebengestein verallgemeinert werden kann.

5.2.5. Zur Genese der Augengneise

Augengneise treten im Gebiet der Saydaer Struktur in verschiedenen Gneistypen und mit unterschiedlichen Merkmalen ausgestattet auf. Allen ist gemeinsam, daß es Paragneise der unteren Folge der Preßnitzer Serie sind. Die grobstengligen "Quarzaugengneise" (BEHR 1968), wie sie besonders charakteristisch zwischen Lippersdorf und Forchheim angetroffen werden, sollen aufgrund ihres eindeutig granitoiden Chemismus ausgenommen sein.

Eine Unterscheidung der Augengneise in den Rusov-Äquivalenten ist möglich:

- Es handelt sich um Kf-Porphyroblasten in Gneisen mit reliktischem Anatexitgefüge. Mit zunehmender Deformation des Muttergesteins werden auch die Porphyroblasten postanatektisch deformiert und teilweise korrodiert bzw. umkristallisiert (Quarz, Plagioklas).
- Es sind Blastomylonite (HIGGINS 1971); dazu kann der Typ Gneisglimmerschiefer (Abb. 40 a-c) gezählt werden (Mylonitgneis).

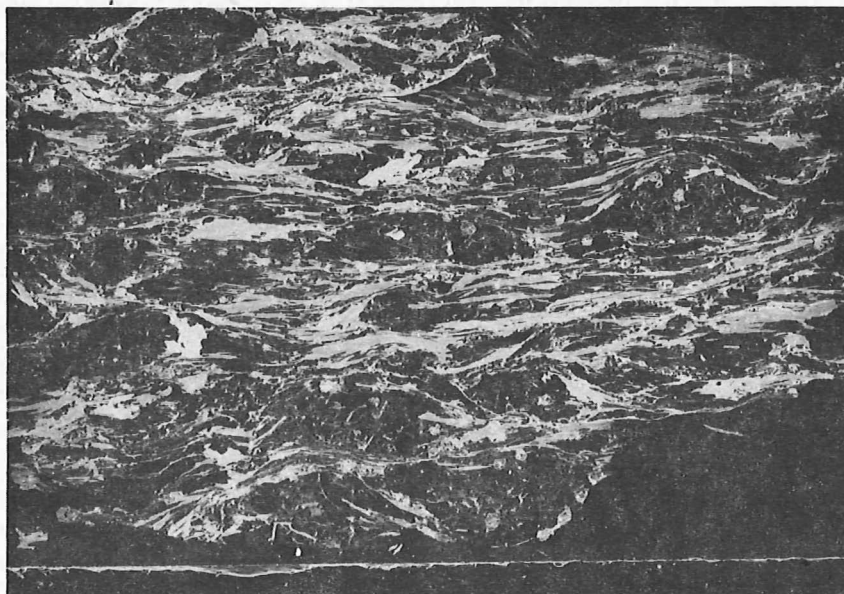
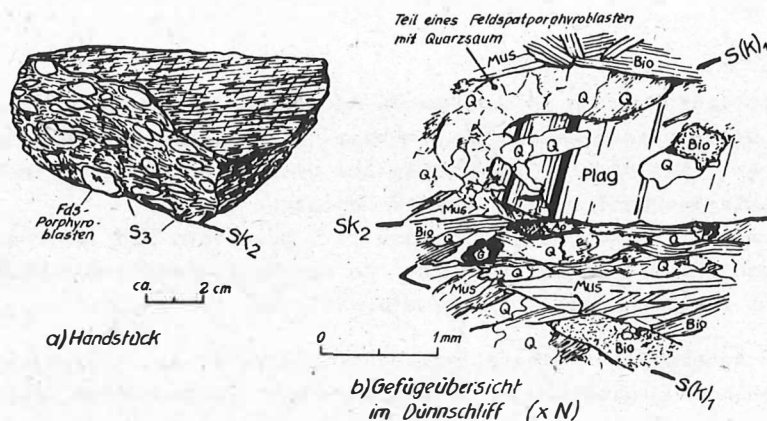


Abb. 40: Zweiglimmergneis, blastomylonitisch (Gneisglimmerschiefer) aus der Annaberg-Wegefärther Folge. Probe 311, Anhöhe östlich Langenau; Negativ-Dünnschliffaufnahme, 6mal natürliche Größe.

Störungszonen begleiten diesen Augengneistyp sehr häufig (Gebiet Zethau - Wolfgrund - Dorfchemnitz), konnten bei der Kartierung aber nicht immer nachgewiesen werden (südwestlich Oberlangenu - Pochwerkteiche nördlich Langenu). Es ist nicht auszuschließen, daß im Fall der Blastomylonite gleichfalls primäre Feldspatporphyroblastese durch Anatexis vorliegt. Die nachfolgenden Deformationen und metamorphen Reaktionen machen es aber unmöglich, die Kataklyse etwa als zeitgleich mit der Anatexis erkennen zu lassen. Den Augengneisen vom Typ a) fehlt das blastomylonitische Gefüge. Hinzu kommt, daß reliktsch anatexitische Augengneise (südl. und südöstlich Mulda, bei Gränitz und nördlich Kleinhartmannsdorf) in sehr unregelmäßiger Verbreitung vorkommen und sich mit ihnen kein Hinweis auf Störungen verbindet.

Folgendes sei noch ergänzt: Im Zusammenhang mit der Reaktivierung alter Störungen sowie der prävariszischen Intrusion sauren Magmas können die Augengneise sowohl erneut kataklasiert werden, als auch unter Elementzufuhr (u.a. Kf-Neubildung) rekristallisieren, was nicht bedeutet; daß die Augengneise ursächlich durch die prävariszische Intrusion von Sayda entstanden sein müssen.

5.3. Mineralentwicklung

Die erste Granat-/Biotitgeneration in den Rusová-Äquivalenten und dem Liegenden ist das Ergebnis der ersten Deformations-Metamorphose-Phase, die mit der Vergneisung dieser Folgen bzw. mit partieller Anatexis endet. Granat I konnte offensichtlich auch in den während D 1 schwächer metamorphosierten Měděnec-Äquivalenten entstehen.

Eine zweite Granatgeneration und Disthenblastese ist, abgesehen von der Zone mit Sonderentwicklung (granulittendenzielle Entwicklung) nur in den Äquivalenten der Měděnec-Folge zu erkennen und ist dort zeitlich prä- bis paradeformativ zur Faltung der sk_1 anzusiedeln.

Die petrographischen Aussagen zur Mineralfaziesentwicklung in den Rahmengesteinen der Saydaer Struktur stimmen mit vergleichbaren Ergebnissen aus verschiedenen Teilen des Erzgebirges überein.

WIEDEMANN (1963) erklärte die synkinematische Muskovitbildung (postdeformativ bezogen auf sk_2 -Anlage) in den Orthogneisen als Ergebnis der Umkristallisation des Plag I zu Plag II. In verstärktem Umfang muß auch in den Paragneisen eine solche Umkristallisation im Verlauf der retrograden Entwicklung stattgefunden haben, eine Umwandlung zu (geringerem Anteil) An-ärmeren Plagioklas unter Sericit-/Muskovitbildung und Quarzfreisetzung. Allgemein werden für die osterzgebirgischen Gneise An-Gehalte von 16 bis 30 % (im Durchschnitt Oligoklas-Zusammensetzung) angegeben, für Plag II z.T. reine Albitzusammensetzung.

Zusammen mit jüngerer Plagioklasbildung ist in den Saydaer Rahmengesteinen Kalifeldspatblastese zu beobachten, ebenfalls als postdeformatives fein- bis feinkörniges Pflaster. Dieser erhöhte Kalifeldspatanteil, der sicher nicht dem primären Plag:Kf-Verhältnis entspricht, drückt sich deutlich im integrierten Kf-Gehalt aus. Er erscheint gegenüber Literaturwerten (WIEDEMANN 1969; u.a.) zu hoch. Eine Umrechnung der durchschnittlichen Modalbestände zweier Paragneistypen in ihre Hauptelementgehalte und der Vergleich dieser Werte mit denen der chemischen Analyse ergab, daß die errechneten K_2O -% nicht wesentlich von den Analysenwerten abwichen. Dagegen zeigte sich, daß die errechneten Na_2O -% bei angenommener durchschnittlicher Oligoklaszusammensetzung gegenüber den analytisch erhaltenen Werten zu niedrig sind. Es ist daher (mündl. Mitt. Dr. BUDZINSKI) mit einem Anteil reinen Albits zu rechnen.

BEHR (1964) und HOFMANN (1974 a) weisen die Albitanteile als postdeformative Produkte der Metamorphose auf Kosten des älteren, An-reicheren Plagioklas aus. Es findet eine Austauschreaktion zwischen K^+ und Na^+ statt, die durch deren unterschiedliches Mobilitätsverhalten in Abhängigkeit von den Deformations- und Metamorphosebedingungen kontrolliert wird. Untersuchungen hierzu von ANDREATTA (1954) wurden durch experimentelle Ergebnisse erhärtet (HEMLEY u. JONES 1964, in: MATHE 1976):

Der Austausch der Alkalien wird durch Deformation katalysiert - 1. wird K bei Temperaturabnahme bzw. Zunahme des tektonischen Drucks fixiert. D.h., Plagioklas wird zersetzt, Muskovitneubildung kann stattfinden, ohne eine zusätzliche K-Quelle. Entsprechende p-/T-Bedingungen können deshalb für die Bildungszeit der sk_2 -Flächen angenommen werden. Mit zunehmender deformativer Beanspruchung tritt 2. eine gegenläufige Reaktion der Mobilität des K und Fixierung von Na ein. Damit wird spätsyn- bis postkinematische Albitblastese bzw. "Albitisierung" von Plagioklas möglich (MATHE 1976).

Die z.T. recht erheblichen Anteile an Opaksubstanz sind gleichfalls überwiegend auf parablastische postdeformative Umwandlungen (bezogen auf sk_2) zurückzuführen. Auffallend ist der Anteil von in sk_2 geregeltem Titanit. In den Metabasiten ist Rutil das häufigste Ti-haltige Umwandlungsprodukt im Prozeß der Amphibolitisierung (aber auch Titanit); in den Paragneisen mit höherem Pelitanteil ist Biotit der Ti-Träger. Sagenit-Entmischung in Biotit (hauptsächlich Bio I) ist der augenfälligste Beweis.

Es soll in diesem Zusammenhang auch auf die Korrelation von Mineralfarbe, Bildungsbedingungen und Spurenelementgehalt hingewiesen werden. Nahezu alle Biotite (vor allem Biotit I) im Untersuchungsgebiet besitzen den nach FIALA u. VEJNAR (1976) typischen rotbraunen Pleochroismus, durch erhöhten TiO_2 -Gehalt verursacht. An Bio II ist häufiger Pleochroismus von braun nach schwarzbraun zu beobachten.

Retrograde Mineralparagenesen in den Metamorphiten des Untersuchungsgebietes sind durch Ti-Führung, aber auch durch Ca in Form von Zoisit/Klinozoisit (Apatit) gekennzeichnet. Für die Biotitisierung der Amphibole in den primär hochfaziellen Paragenesen der Metabasite werden neben einfachem Ionenaustausch auch in begrenztem Umfang allochem Reaktionen erforderlich:

Ober H_2O - und K^+ -Zufuhr wandelt sich Hornblende unter Ca^{++} -Freisetzung zu Biotit um. Einbaumöglichkeiten für Ca bestehen (WERNER 1974) im Feldspat, bei der Titanitbildung und/oder in reinem Calcit. Nur die ersten beiden Neubildungen sind in der Regel verwirklicht. Dies und die auf Randteile bzw. geringmächtige, kleine Metabasitkörper beschränkten Umwandlungen (LANGE 1965) sprechen für die geringe Reichweite der allochemen Reaktionen.

In den Gneisen ist die rückläufige Temperaturentwicklung vor allem mit der Destabilisierung der Gerüstsilikate verbunden: Plag I \rightarrow Serizitisierung, wobei Muskovitneubildung auf Kosten primärer Oligoklase geschieht, der Anteil Zoisit/Klinozoisit vom primären Anteil Ca-reichen Feldspats bestimmt wird. Ebenfalls in den gleichen Entwicklungsabschnitt der Regionalmetamorphose ist die Serizitisierung von Disthen (granulitische Gneise, dichter Granat-Muskovitgneistyp) zu stellen.

Die Mineralumwandlungen scheinen sich hauptsächlich auf drei Arten zu vollziehen. Dazu typische Beispiele:

- a) Unmittelbares Hervorgehen aus einem primären Mineral, scheinbar ohne Beteiligung von Stoffaustausch und Bewegung außer der Gitterneuregelung und neuer Korngrenzenlage.
Bsp.: Amphibol aus Pyroxen, Feldspatentmischungen, Umwandlung der Kontaktminerale in den Metakontaktchiefern.
- b) Die neugebildeten Minerale oder auch Umwandlungsprodukte sind orientiert, ohne noch unmittelbaren Bezug zu möglichen Primärmineralen zu besitzen. Offensichtlich fand Stoffmigration statt.
Bsp.: Zoisit/Klinozoisit, Titanit, Opaksubstanzen, Biotit II und Muskovit II teilweise (Disthen teilweise)
- c) Die Neubildungen sind randlich angelagert, bzw. zersetzen das ältere Mineral vom Rand her, sie sind kaum, meist nicht orientiert. Es ist mindestens mit Wasserzufuhr zu rechnen.
Bsp.: Sericit an Disthen, Chlorite (Pennin und Klinochlor) aus Biotit und Granat, auch Biotit/Muskovit II an Biotit/Muskovit I

Hier ist ein methodischer Ansatz gegeben, Gefügebildungsetappen zu erkennen. a) betrifft vorrangig die Blastesevorgänge, die während D 1 und des Einstellens auf das amphibolitfazielle Regime ablaufen. b) ist weitgehend mit D 2 verknüpft und c) spiegelt die retrograde Phase wider.

5.4. Flächenentwicklung und Charakter der Deformationen im Gebiet der Saydaer Struktur

Die wichtigsten mesoskopischen Gefügeelemente in der Preßnitzer Serie sind die vier Flächen: Schichtung (s_3), erste und zweite Schieferung bzw. Kristallisationsschieferung (s_1/sk_1 , sk_2) sowie ein drittes, jüngstes Flächensystem (s_3). Ist lokal Schichtung erhalten, tritt die erste Schieferung als Transversalschieferung hervor (Abschn. 4.2.). Die Neubearbeitung des Gebietes erlaubt es, die Hauptflächen als zweite Kristallisations-schieferungsflächen (sk_2) anzusprechen (Abb. 41). Im Ergebnis vorangegangener Deformationen bilden sie flacheinfallende Brachyantiformen ab (Anl. 3). Die Saydaer Struktur ist somit keine Kuppelstruktur. Aus der Verbreitung der lithostratigraphischen Horizonte kann teilweise eine Umkehrung der primären Ablagerungsverhältnisse als Folge der komplizierten tektonischen Entwicklung vermutet werden. Die Strukturen, in denen die zentral liegenden Orthogneise aufgeschlossen sind, sind sk_2 -Antiformen; bezogen auf die Schichtung liegen die Saydaer und Lippersdorfer Orthogneise in einer Schichtmulde. Diese tektonische Situation wird (Abschn. 8) u.a. als ein Kriterium für die Annahme einer lagerförmigen Platznahme des prävariszischen Magmatits herangezogen.

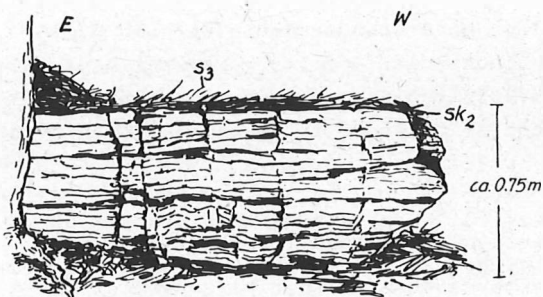


Abb.: 41:

Bankige Lagerungsformen in langflasrigem Zweiglimmergneis. Auflässiger Steinbruch auf dem Pfarrberg, bei Kleinhartmannsdorf.

5.4.1. Morphologie und Entwicklung der Gefügeelemente

S c h i c h t u n g

Die Schichtung ist in ihrer z.T. hochmetamorphen Umgebung nicht mehr kartierbar, es konnten nur Einzelwerte an Klippen (Anl. 7) aufgenommen werden. Sie ist regional aus dem Vorhandensein spezifischer Horizonte und dem Wechsel der Petrofazies zu erschließen.

Im mittleren Erzgebirge enthält die Měděnec-Folge in größerem Umfang Sedimentstrukturen. Der geringe Erhaltungsgrad in den tieferen Teilen des Osterzgebirges ist vermutlich durch die anatektische Zwischenstufe der Regionalmetamorphose, die die Rusová-Äquivalente mit-erfaßte, bedingt.

Die S c h i c h t f a l t e n , am Anstehenden und in Handstücken nur als Falten 4. bis 5. Ordnung (SCHWAN 1956) (cm- bis m-Bereich; meist vermutlich sekundäre Falten) zu beobachten, sind durch die weiteren Deformationen in eine liegende Position rotiert worden.

E r s t e S c h i e f e r u n g / K r i s t a l l i s a t i o n s s c h i e f e r u n g

Stockwerktektonisch bedingt müssen zwei Ausbildungsformen unterschieden werden, die aber etwa zeitgleich einer gemeinsamen Deformations-Metamorphose-Phase (D 1) zuzuordnen sind:

- In den Rusová-Äquivalenten und dem untersuchten Anteil Annaberg-Wegefarther Folge ist die erste Schieferung mit einer Mineralparagenese verbunden, die sie als Kristallisationsschieferung unter amphibolitfaziellen Bedingungen kennzeichnet. Faltungs- und Schieferungsvorgänge, d.h. D 1, sind in diesem Niveau para-anatektisch zu datieren.
- In den Měděnec-Äquivalenten sowie Teilen der hangenden Raschauer Schichten hat die erste Deformations-Metamorphose-Phase zur Anlage erster Schieferungsflächen in schwach metamorphem Umfeld geführt. Diese ersten Schieferungsflächen verlieren sich in primär phyllosilikatärmeren Gesteinen im weiteren Metamorphoseverlauf, da die Schieferung von den Gerüstsilikaten mesoskopisch weniger deutlich aufgenommen wird.

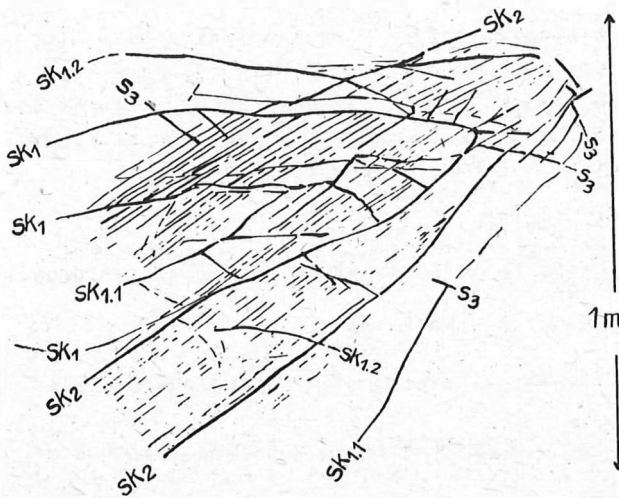


Abb. 42:

Schematisierte Skizze zum Verhältnis der s-Flächen zueinander und zur wechselnden Dominanz von sk_2 und der gefalteten sk_1 . sk_2 fällt in diesem Aufschluß etwas steiler ein als sk_1 . Zweiglimmergneisklippen am SE-Hang der Karlshöhe bei Mulda.

Die D 1-Gefüge sind von der zweiten Deformations-Metamorphose-Phase überprägt worden, auch in den Gneisen der Rusová-Folge treten die sk_1 -Flächen nur in den Umbiegunsbereichen der sk_1 -Falten deutlich hervor (Abb. 42) - sowie in den Fällen, wo Schichtungsgefüge relik-tisch existieren.

Vom Liegenden der Preßnitzer Serie bis in die untersten kambrischen Schichten ist somit eine vertikale Metamorphoseentwicklung zu beobachten. Die Gefügefazies verläuft offensichtlich der Lithofazies parallel. Bis zum Abschluß der ersten Deformations-Metamorphose-Phase läßt sich zwischen unterer und oberer Folge der Preßnitzer Serie eine diskordante Entwicklung verfolgen.

sk_1 -Falten sind am Anstehenden nur als Falten 4. Ordnung (m-Bereich), selten im Dekameterbereich aufgeschlossen. Analog zu den Schichtflächen ist die sk_1 durch D 2 in relativ flach bis mittelsteil einfallende Positionen rotiert worden.

Die im Kartenbild wiedergegebenen Kartierungsergebnisse (Anl. 1 u. 2) bestätigen das von BANKWITZ u. BANKWITZ (1982) vorgestellte regionale Entwicklungsmodell im Kleinen: eine ältere Faltenanlage um E-W- bis WNW-ESE-streichende Achsen. In ENE-WSW lassen sich Einengungsbeträge von bis zu 50 % abschätzen.

Zweite Kristallisationschieferung

Die in allen Metamorphiten mit meist flacherem Einfallen (10 bis 35°) dominanten Flächen - sk_2 - entstanden im Ergebnis einer intensiven, engen Verfaltung der sk_1 -Flächen (bzw. s_1 -Flächen, wie an glimmerschieferartigen Lithotypen erkennbar). Die sk_2 -Entwicklung hat entscheidend zur Deformation des Anatexitgefüges im nördlichen Rahmen der Saydaer Struktur beigetragen.

In den Měděnec-Äquivalenten tritt die Materialabhängigkeit stark hervor. Mit zunehmendem Phyllosilikatanteil sowie bei Korngrößenverringering entwickelt sich die sk_2 von einer offenen, wechsellagernden zur durchgehenden, das gesamte Gefüge erfassenden Schieferung (im Sinn der Nomenklatur von POWELL 1975).

Genetisch ist die sk_2 in den Měděnec-Äquivalenten eine Kristallisationsschieferung (p/T-Bedingungen der begleitenden Mineralparagenesen). Innerhalb dieser Folge konnten keine regionalen oder lithostratigraphischen Unterschiede in der Deformationsentwicklung festgestellt werden, die Gesteine haben sich aufgrund primärer Gefüge- und Stoffunterschiede lokal und "sublokal" (Handstück- bis Aufschlußbereich) differenziert verhalten. Es ist auch mit einem hemmenden Einfluß des bereits prä-D 1 erzeugten Hornfelsgefüges durch den Saydaer Granitoid zu rechnen.

Die zweite Deformationsphase erzeugte einen überkippten, stark vergentem Faltenbau (bis hin zu Isoklinalfalten) bevorzugt um NNW-SSE. Die durchschnittlichen Öffnungswinkel der sk_1 -Falten am Anstehenden betragen 35° . Verfolgt man die kartenmäßig erfaßten Konturen der älteren Faltenstrukturen (Anl. 2), so erhält man Einengungsbeträge von weiteren etwa 25 %. Die Mehrzahl der einmeßbaren F2-Achsen weist diese N-S-Überfaltungstendenz auf.

Im Untersuchungsgebiet treten zwei N-S-Strukturen hervor:

- Eine Zone von Großhartmannsdorf über Hallbach, in der metatektische Zweiglimmergneise der unteren Folge der Preßnitzer Serie anstehen;
- eine (unterentwickelte) Zone zwischen Eppendorf und Reifland.

Die generell NW-SE-streichende Flöha-Zone enthält auch kleinere um N-S-streichende Teilabschnitte.

Alle drei Strukturen sind von Störungen begleitet und zergliedern die Orthogneisstruktur.

Mit der sk_1 -Faltung sind Oberschiebungstendenzen, Kataklyse sowie Stenglung verbunden.

FRISCHBUTTER (1985c) vermerkt im Zusammenhang mit allgemeinen Vorstellungen zur Entwicklung der Erzgebirgischen Antiklinalzone, daß "die Haupttexturfläche der Gneise" vermutlich "vielerorts mindestens einer zweiten Flächenanlage entspricht". Weiter ist seiner Meinung nach "nicht auszuschließen, daß Deformationen auf flach NW- bis NE-fallenden Oberschiebungsfächen im Zuge stark vergenter Faltung der Kristallisationsschieferung (der sk_1) (mit der Bildung von Reibungsanatekiten) variszisches Alter haben (FRISCHBUTTER 1982)". Während die Anatexis, die er für den Kern der Reitzenhainer Struktur annimmt, eine bestimmte Tiefenlage voraussetzt, entspricht dieser Deformation in höherem Krustenniveau eine Stenglung des Gefüges (FRISCHBUTTER 1985b). Verglichen mit der Saydaer Struktur und der dort charakteristischen lokalen Entwicklung von R-Tektoniten in Fortsetzung der sk_1 -Faltung ergibt sich ein geschlossenes Bild.

Bei den s_3 -Flächensystemen dominieren rupturale Merkmale; außer der Mobilisation von Quarz und andeuterter, beginnender Regelung von Chlorit-/Sericit-schüppchen gibt es keine syngenetischen Anzeichen von Blastese und Neuorientierung. Diese Deformationsphase (D 3) verlief unter retrograden p/T-Verhältnissen, setzte aber mit nochmaligen geringen Einengungsbewegungen ein, die sich in flexurartiger Verbiegung (Abb. 43) bis flachwelliger Faltung (cm-Bereich) der sk_2 -Flächen äußert.

Aus den steil einfallenden s_3 -Flächensystemen entwickelten sich spät- bis postvariszisch Klufftflächen-systeme. Das Bildungsumfeld dieser jüngsten Flächen ist in relativer Oberflächennähe zu suchen und steht in Beziehung zur variszischen, postmetamorphen Störungstektonik. Ihre Bedeutung liegt in ihrer minerogenetischen Wirksamkeit, Kalkspat und Gangquarz sind die üblichen Gangarten. s_3 ist zweischarig; daß auch sk_1 und sk_2 mehrere Maxima im SCHMIDT'schen Netz aufweisen können (Anl. 7) ist auf die Faltung dieser älteren, einscharigen Flächen zurückzuführen. Im Gebiet der Saydaer Struktur konnten nur flach- bis maximal mittelsteileinfallende Lineare festgestellt werden.



Abb. 43:
Gneisklippen am SE-Hang der Karlshöhe bei Mulda. Flexurartige Verbiegung der sk_2 , hier mit bereits zu Klufftflächen erweiterten resultierenden Rißsystemen.

5.4.2. Rasterelektronenmikroskopie - ein Beitrag zur mikrostrukturellen Analyse

Ältere Gefügeelemente sind nur dann noch qualitativ und quantitativ im Rasterelektronenmikroskop (REM) nachzuweisen, wenn die nachfolgende Deformation nicht mit starker Rekristallisation einherging. Bevorzugt wurden deshalb bisher die Gefüge schwächer metamorpher Gesteine rasterelektronenmikroskopisch untersucht (WEBER 1976; LANGE u. SCHUBERT 1978; LANGE 1981; BORRADAILE u.a. 1982; RAJLICH u. SYNEK 1984; FRISCHBUTTER 1985a). Die Methode wurde hier auf amphibolitfazielle Gesteine erweitert. Nicht mehr nachzuweisen sind Sedimentgefüge und mögliche erste Schieferungsflächen in:

- allen anatektischen und metatektischen Proben;
- den stark kontaktmetamorph veränderten Hybridgneisen;
- den granulitischen Gneisen.

Unter folgender Zielstellung wurde die Auswertung der REM-Photographien vorgenommen:

1. Unterscheiden verschiedenalter s-Flächen mit dem Ziel, vergleichende Aussagen zum Deformationsverlauf zwischen oberproterozoischen Rahmengesteinen, Hybridgneisen und Orthogneisen zu treffen und somit die lichtmikroskopischen und feldtektonischen Untersuchungen zu ergänzen.
2. Interpretation morphologischer Kriterien
 - a) zur Alters- und Geneseinschätzung der unterschiedlichen Gefügemerkmale, um Aussagen zur Relativzeitlichkeit des Deformations-Metamorphoseablaufes zu stützen und vertiefen zu können;
 - b) zur Ausbildung der Korn-Korn-Kontakte entlang der Schieferungsflächen hinsichtlich der Frage nach dem Zusammenhang von Umorientierungsvorgängen und paradeformativer bzw. parakristalliner Stoffmigration.

Auswertung und Ergebnisse

Die Interpretation des mikroskopischen (Dünnschliff) Gefüges erschien bezogen auf die Lage und Ausbildung der Glimmer und deren zeitliche Beziehung zu den Schieferungsflächen nicht problemlos. Zu beobachten ist in allen Gneisen eine syndeformative Beeinflussung der Glimmerblastese während D₂, das heißt während der Faltung der älteren sk₁-Flächen oder der Faltung einer fraglichen s₁ (weil, wie in den kontaktmetamorphen Měděnec-Äquivalenten, oft nicht sichtbar vorhanden). Das äußert sich in der Entstehung polygonaler Bogen-Strukturen in den sk₁-Glimmerzügen bei gleichzeitig stattfindender Einregelung und/oder Neubildung in sk₂. Oft kann nicht entschieden werden, welche Alterskriterien zwischen den noch während der Faltung gewachsenen Glimmern und den in sk₂ liegenden gelten.

Richtungsanalysen an REM-Photoprofilen (KEMNITZ, im Druck) führten zu folgender Schlußfolgerung: In den stärker deformierten (rekristallisierten) Gesteinen sind die Spuren der D₂- und D₃-Entwicklung, d.h. der stärksten bzw. jüngsten Deformationen aufgezeichnet. Es können mehrere (schrittweise) Phasen der sk₁-Einfaltung und der Flächengefügerotation unterschieden werden, die mit dem Erreichen der heutigen sk₂-Flächenlage endeten. In den REM-Aufnahmen zeigt sich, daß ein großer Teil der noch nicht identisch mit der sk₂-Lage orientierten Glimmer nur als ältere Glimmer (=sk₁-Glimmer) gedeutet werden können: Häufig ist in ihnen in Form von Mikrorissen die D₂-Fältelungsspur bewahrt, ebenso wie sich sk₂ in den Glimmern rißartig fortsetzen kann. Die plastischen Reaktionen an GmI durch D₂ überwiegen, syndeformative enge Fältelung der Glimmerlamellen erscheint.

Diese Feststellungen weisen darauf hin, daß mit den langzeitigen, offenbar phasenartig ablaufenden Regelungs- und Blastesevorgängen auch eine kontinuierliche Glimmerentwicklung stattfand.

Dichte Gneise (mit reliktschem Sedimentgefüge) besitzen vorzugsweise undeformierte sk₂-Glimmer, das heißt para- bis postdeformative Neubildungen bezogen auf D₂ (Abb. 44). Damit kann die mesoskopische und mikroskopische Feststellung gefestigt werden, daß diese Lithotypen weder durch Anatexis noch durch D₁ stärker in eine Rekristallisation einbezogen werden konnten (KEMNITZ 1986b).



Abb. 44:

Glimmerreiche Partie im Orthogneis. Versatz der sk_2 (subhorizontal, von Mitte links nach unten rechts verlaufend). Der Versatz von sk_2 an s_3 ist neben ruptueller auch noch mit plastischer Deformation der sk_2 -Glimmer erfolgt.

Probe 495, südwestlich des Kunstteichs Dörnthal; Vergrößerung: 1 500fach.

Den REM-Aufnahmen kann weiterhin entnommen werden, daß auch mit D 3 noch ein Anteil plastischer Deformation der sk_2 -Glimmer verbunden ist (Abb. 45), und daß die s_3 -Flächenentstehung mit z.T. intensiver ruptueller Deformation einherging. Die steilen Rißsysteme, z.T. intragranular durch ältere Kornorientierungen vorgezeichnet, können nicht verallgemeinernd nur einer Deformationsphase zugeordnet werden. Diese jüngsten para- und postkristallinen Gefügeveränderungen sind in ihrer relativen Altersfolge submikroskopisch und aus der Kenntnis der tektonischen Situation im Anstehenden gut zu fassen (Abb. 46). Die jüngsten, an Störungen gebundenen Rißsysteme lassen sich von s_3 unterscheiden; sie sind, wenn auch genetisch nicht immer von s_3 zu trennen, bereits Elemente der variszischen postmetamorphen Tektonik.

Mit Hilfe von Rasteraufnahmen ist es möglich, an kataklastischen Gesteinen das relative Alter der Kataklase in Beziehung zum Rekristallisationsalter eindeutiger zu bestimmen.

Abb. 47 belegt das Fortdauern der Rekristallisation bzw. die zeitliche Verzögerung der Blastesevorgänge relativ zum Deformationsvorgang. Die Korngrenzen der sich während des Abklingens von D 2 rekristallisierenden Quarz (+ Feldspat)-Matrix sind wenig verbogen, die Körner nur gering verlängert (geregelt). Die eingeschlossenen Korn-Tripel-Punkte weichen nur gering von den jeweils 120° ab, welche ein stabiles Rekristallisationsgleichgewicht charakterisieren (VOLL 1960; PITCHER u. FLINN 1965; HOBBS u.a. 1976).

Zum Verhalten der Minerale auf Deformation sind Beobachtungen, wie sie auch in anderen Gebieten gemacht wurden (FRISCHBUTTER 1985a), zu bestätigen: Während Quarz und Feldspat zunächst mit Bruch reagieren und Quarz sehr schnell rekristallisiert, sind die Glimmer zu einem gewissen Anteil plastisch verformbar.



Abb. 45:
Biotitgneis, Rupturelle Deformation von sk_2 -Glimmern durch D 3. s_3 ist als intragranularer Riß (steil zur flach nach rechts unten einfallenden sk_2) verfolgbar. Probe 482, Schützenberg südlich Zethau; Vergrößerung 1 200fach.

Verbogene Glimmerschüppchen sowie erhaltene Faltungsspuren in der Matrix sind dazu geeignet, die Einengung in Prozent (Strain) zu bestimmen. An Glimmern war eine durchschnittliche Einengung um 67 %, an Quarz (und Feldspat) um durchschnittlich 46 % durch D 2 festzustellen. D 3 verursachte an sk_2 -Glimmern weitere Einengung um 25 %.

Ohne Kenntnis der ehemaligen Schichtflchenorientierung sind diese Werte jedoch nur relativ und hinsichtlich ihrer Aussagekraft für die hier verfolgte Problematik untergeordnet.

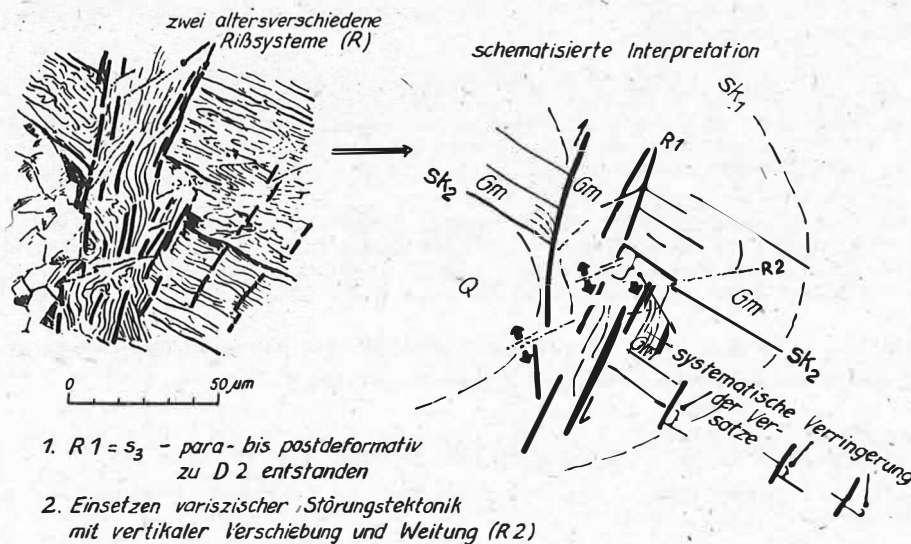


Abb. 46: Ausschnitt eines REM-Photos. Probe 418, Hybridgneis; Flöha-Talhang südwestlich Grsdorf.

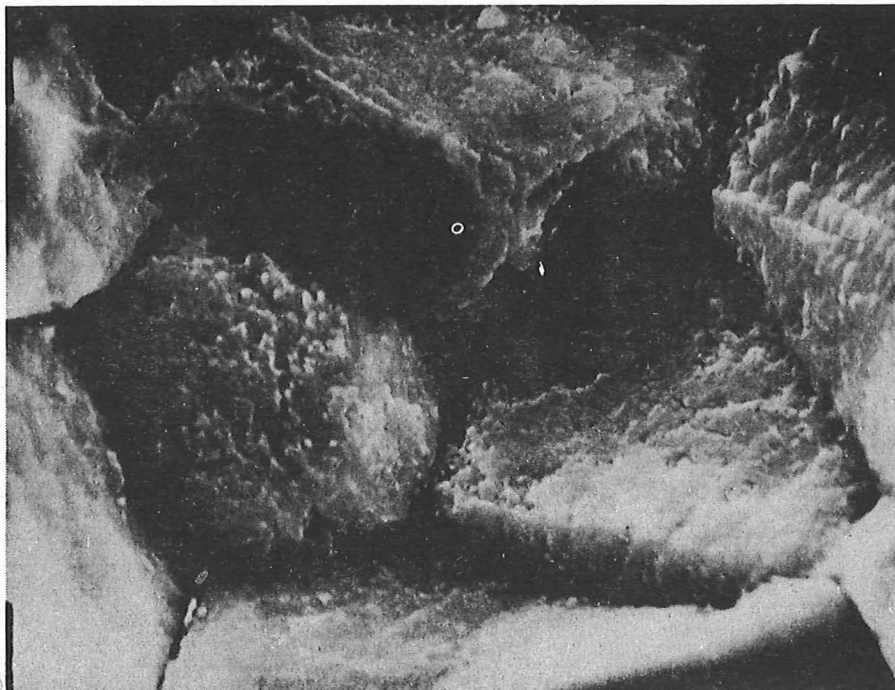


Abb. 47: Dichter Granat-Muskovitgneis; im Bild para- bis postdeformativ rekristallisierte (?) Kalifeldspatkörner. Probe 418, ca. 1,5 km südlich Zethau; Vergrößerung 3 000fach.

5.4.3. Längen-Breiten-Verhältnisse von Glimmern als Deformationsindikation (D 2)

Die Deformationsunterschiede innerhalb der Gruppe der Biotit- bis Zweiglimmergneise in der nördlichen und östlichen Umrahmung der Saydaer Struktur sind auffällig. Über die gesamte Breite des Kartierungsgebietes treten unregelmäßig verteilt anatektische Typen und Übergänge dieser zu stärker deformierten Gneisen auf; Stenglung ist in unterschiedlichem Maß über die gesamte Struktur verteilt, einschließlich der Orthogneis-Zentralteile und gering deformierter Gneise aller Paragesteinsserien mit sedimentogenen Reliktgefügen.

Der Versuch, aus dem Längen-Breiten-Verhältnis (L : B) von Glimmerschuppen Beziehungen zum Deformationsregime abzuleiten, geht auf Arbeiten von JONES u. GALWEY (1972, 1973) und ETHERIDGE (1973) zurück. Entscheidend für eine solche Abhängigkeit ist, wie ETHERIDGE nachwies, nicht die Temperaturveränderung während einer Metamorphoseentwicklung, sondern der Einregelungsgrad der Phyllosilikate - allerdings wurde von ihm der Faktor Kornform als entscheidend für die Erzeugung der Gefügeanisotropie (allgemein: s-Flächenentstehung) angesehen.

Die L : B-Werte von 50 ac-Schnitten (Dünnschliffe) können nur Übersichtswerte sein. Sie wurden um Schätzwerte im Rahmen der Dünnschliffbearbeitung ergänzt, um eine flächendeckende Übersicht zu erhalten. Bereits mit dieser vereinfachten Methode war eine wesentliche Aussage möglich, daß nämlich die Deformationsintensität bestimmenden Einfluß auf die paradeformative Phyllosilikatblastese ausübt. Weitere petrographische Faktoren sind zu nennen:

- Je höher der Glimmeranteil und je ausgeprägter die Schieferungsflächen, umso größer L : B. Daß dies ein primärer, von der Deformation weitgehend unabhängiger Faktor ist, läßt sich dadurch belegen, daß glimmerarme Gesteine wie z.B. Quarzit bei entsprechender Deformationsintensität auch hohe Quarzkorn-L : B-Verhältnisse aufweisen.
- $L : B_{\text{Biotit}} > L : B_{\text{Muskovit}}$, was hauptsächlich auf die erst para- bis postdeformative Muskovitneubildung zurückgeführt werden kann.

Die oben angeführte unregelmäßige Intensitätsverteilung der D 2 auf die anatektischen/metatektischen Gneise setzt sich vermutlich zusammen aus:

- einem Anteil "Anschnittsniveau", das durch sich mehrfach überlagernde Syn- und Antiformen uneinheitlich wirkt;

- einem Anteil "unebene Anatexitoberfläche", der ebenfalls durch die nachfolgenden Ereignisse, besonders die Überschiebungstendenz während D 2, noch gesteigert worden sein könnte.

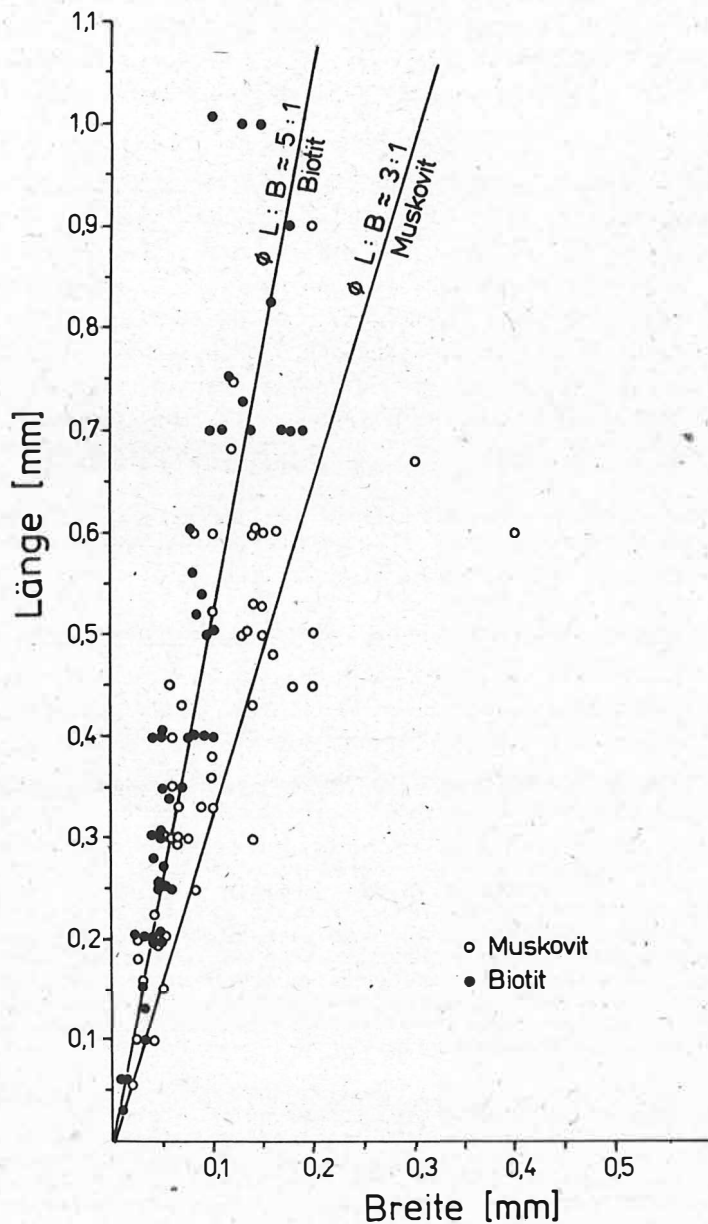


Abb. 48: Durchschnittliche Längen-Breitenverhältnisse von sk_2 -Glimmern aus Gneisen der Saydaer Struktur.

Es fällt in Abb. 48 auf, daß Gesteine, die aus Bereichen vergleichbarer Stengelungsintensität stammen, ein anderes Feld einnehmen. In den Gneisen der Měděnec-Äquivalente einschließlich der Hybridgneise sowie in den Orthogneisen (Quarzstengelgneise!) ist $L : B$ deutlich kleiner. Das unterstreicht den entscheidenden Einfluß des Modalbestandes, konkret: des Verhältnisses von Tektosilikat- zu Phyllosilikatanteil (vgl. Abschn. 6.1.4.).

6. Störungsentwicklung und postkinematische Strukturen

6.1. Störungsentwicklung und Mineralisation

In der tektonischen Karte (Anl. 3) ist nur der bedeutendste kartierbare Teil vorhandener Störungen dargestellt. Durch die Befahrung zweier Röschen, der Obersaidaer Rösche und des Friedrich-Benno-Stolln (südlich Dörnthal), konnten weit höhere Störungsdichten belegt werden: in der Obersaidaer Rösche 34 Störungen/km, im Friedrich-Benno-Stolln 75/km. Diese Werte liegen in der von WETZEL (1984) angegebenen Größenordnung für das Osterzgebirge (14 Störungen/km).

Unruhiger, relativ häufig auch schwach bogenförmiger Verlauf der Störungsaustritte scheint nach der Kartierung typisch zu sein. Tatsächlich ist mit ihnen ein relativ hoher Anteil flacher Bewegungsflächen verbunden (s. weiter unten), bei steilen Störungen sind wahrscheinlich kleinere Querversätze für den häufigen Richtungswechsel verantwortlich. Gerade, in der Regel sehr kurze (≥ 100 m) und eng parallel verlaufende Störungen mit N-S-Streichen sind vermutlich die jüngsten Störungsstrukturen. Im Gebiet der großen NE-SW-streichenden Störung bei Wolfsgrund und nordwestlich Mittelsaida treten zwei solcher jungen Störungsscharen durch parallele Naßstellenzüge hervor.

Flache Störungen, soweit am Anstehenden und in den Röschen beobachtet, fallen mit 10 bis 40° ein. Meßbare Horizontalversätze blieben dort auf den dm- bis m-Bereich beschränkt, nach der Kartierung sind auch Überschiebungen/Aufschiebungen ein bis zwei Größenordnungen darüber hinaus nicht auszuschließen.

In den Röschen konnten bis max. 3 m mächtige flache Störungsbahnen beobachtet werden, in der Regel blieben die Kataklastozonen im cm-Bereich.

Für die Feldbeschreibung erwies sich die Nomenklatur kataklastischer Gesteine nach HIGGINS (1971) als am sinnvollsten (vgl. PACHOLSKA 1978; HEITZMANN 1985).

Zur Klärung des relativen Alters dieser horizontalen Bewegungen tragen folgende Beobachtungen bei:

Die Gesteine in den Störungsbereichen sind petrographisch im Sinne von HIGGINS als Übergänge von Mikrobrekzien zu Kataklastiten, Protomyloniten bis Myloniten anzusprechen. Sie müssen aufgrund der vorhandenen bis vorherrschenden Rekristallisationsgefüge älter eingestuft werden, mindestens als syndeformativ zu D 2. Dafür, daß ein großer Teil der flachen Störungen zeitlich und genetisch mit der Anlage der sk_2 -Flächen zusammenfällt, sprechen die Verhältnisse am Anstehenden einschließlich der Röschen. Es ist möglich, daß noch ältere flache Bewegungen stattfanden. Sie könnten in dem hohen Anteil um E - W streichenden, und z.T. mit lithostratigraphischen Grenzen parallel laufenden Störungen enthalten sein.

Sehr häufig sind metatektische Partien im m- bis Dekameterbereich durch flacheinfallende, meist sk_2 -parallele Scherbahnen zum Nebengestein abgegrenzt.

Als Beispiel soll die NW-SE-streichende Grenze zwischen Rusová- und Měděnec-Äquivalenten oberhalb des westlichen Ortsteils von Zethau angeführt werden. Die flache Geländerinne ist stellenweise schwach versumpft, unterhalb des SW-Hangs des auflässigen Steinbruchs am Ziegenschloß ist eine 5 bis max. 8 m breite kataklastische Zone mit vereinzelten größeren Blöcken aufgeschlossen. Das graugrünliche, sehr feinkörnige, z.T. feinelaminierte Gestein ist ein stark rekristallisierter, eng verfältelter Mylonit bis Blastomylonit. Der ursprüngliche Mineralbestand und das Gefüge sind nicht mehr mikroskopisch zu bestimmen, lediglich Quarz rekristallisierte zu größeren Aggregaten (Abb. 49).

Steile Bewegungsflächen besitzen Einfallwinkel zwischen 50 bis 80° . Zu beobachtende Altersabfolgen lassen den Schluß zu, daß der weit größere Anteil steiler Störungen jung, d.h. postkristallin entstand.



Abb. 49: Mylonit - Grenzbereich Měděnec-/Rusová-Äquivalente. Probe 515, südwestlich vom "Ziegenschloß" bei Zethau; 4mal natürliche Größe.

In den Röschen wurden bis in den Dekameterbereich breite, häufig gestaffelte Störungszonen angetroffen. Die Zone metatektischer Gneise zwischen Hallbach und Großhartmannsdorf wird sowohl randlich, auf der Grenze zwischen Rusová-Äquivalenten und Měděnec-Folge bzw. Orthogneis, als auch im Inneren dieser vermutlich primären, um N - S streichenden Brachyantiklinale von zahlreichen, vorwiegend um N-S-, NE-SW- sowie NW-SE-streichenden Störungen durchzogen und ist bis 2 km breit. Kataklysezonen von mehreren Metern waren in den Röschen nicht selten. Charakteristisch für die jungen, niedrigthermally gebildeten Kataklysezonen sind tonige, lehmige Letten und im Übergang zum Nebengestein Brekzien.

Der direkten Beobachtung waren meist nur untergeordnete steile Störungsflächen zugänglich, an denen die vertikalen Versätze kaum den cm- bis dm-Bereich überschreiten. Im auflässigen Steinbruch am Kunstgraben, ca. 1 km nordöstlich der Kirche von Mittelsaida ist eine hangende Měděnec-Scholle um etwa 3 m abgeschoben; im Aufschluß am Kunstgraben, 1,5 km südöstlich der Kirche von Mittelsaida ist Orthogneis gegen Měděnec-Paragneis um vermutlich ebenfalls mehrere Meter versetzt (Abb. 50).

Es ist auch zu vermuten, daß vertikale Bewegungen und Horizontalverschiebungen gekoppelt oder zeitlich gestaffelt an einer Störungzone auftreten. Aus dem Kartenbild (Anl. 3) lassen sich horizontale Verschiebungsbeträge von bis max. 250 bis 300 m entnehmen.

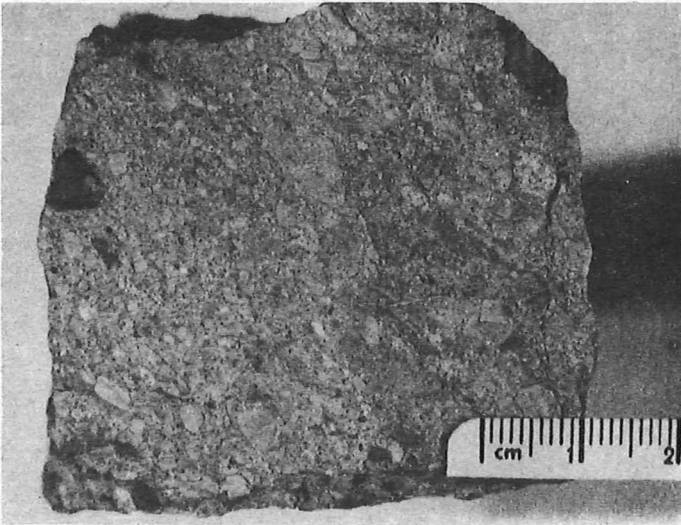


Abb. 50:
Gneisbrekzie aus dem Störungsbereich zwischen Großhartmannsdorf und Mittelsaida, schwach geregelt. Die Bruchstücke können überwiegend den Měděnec-Äquivalenten zugeordnet werden. Probe 483, ca. 500 m südlich vom Ortsausgang Großhartmannsdorf.

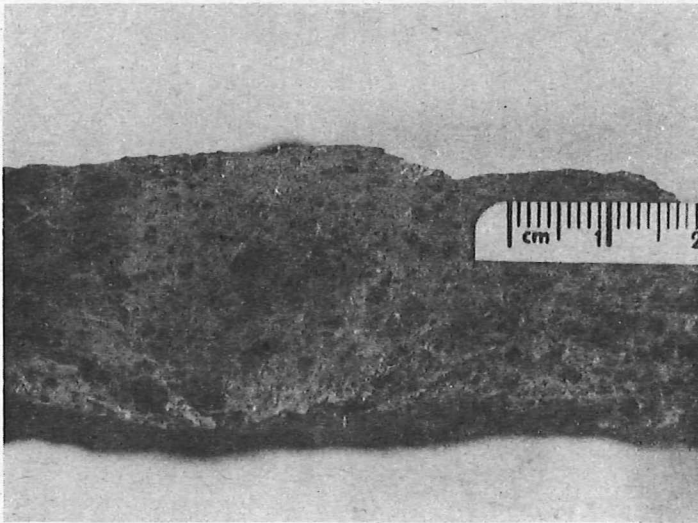


Abb. 51:
Gneisbrekzie der aus dem Hangenden eingeschuppten Měděnec-Äquivalente, geregelt. Probe 581, auflässiger Steinbruch am Kunstgraben, ca. 1 km nordöstlich der Kirche von Mittelsaida.

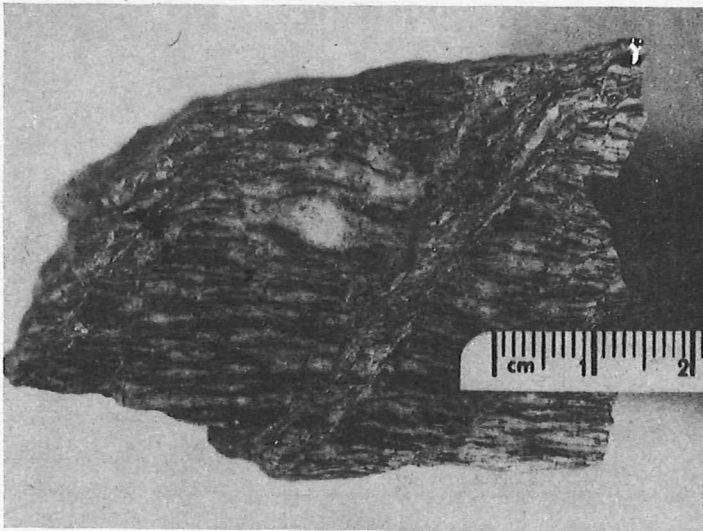


Abb. 52:
Brekzierter langflasriger Augengneis (Biotitgneis) der Rusová-Äquivalente. Probe 513, bei Zethau.

Ober die Tiefenreichweite der steilen Störungen können nur bedingt Aussagen gemacht werden. Der größte Teil junger Störungen ist genetisch mit der variszischen Gangtektonik in Verbindung zu bringen. Gangmineralisation kann von unterlagernden postkinematischen Graniten, und daher aus Teufen von wenigen Kilometern abgeleitet werden.

Die im Kartierungsgebiet auftretenden variszischen Gangmagmatite stehen nach der geochemischen Gliederung der subsequenten Gänge und Vulkanite durch WETZEL (1984) in enger verwandtschaftlicher und räumlicher Beziehung zum jüngeren Intrusivkomplex der Granite - mit ihnen in Bezug stehende Störungen könnten dort ihre Wurzeln haben.

Tab. 5: Verteilung von Störungen und Gangstrukturen bezüglich ihrer Vorzugsrichtungen; gemessen: Einfallrichtung und -winkel an 105 Flächen; aus der geologischen Karte (Anl. 1) und Feldbeobachtungen abgeleitete Daten: 314 Störungen und Gangstrukturen

Störungstreichen	Einfallen		% - Anteil (von 419)	
	<40°	≥ 45°	flach	steil
E-W	24	3		
+ Mineralisation		2		
magmatische Gänge	1			
Summe:	25	5	19	2
N-S	7	33		
+ Mineralisation		5		
magmatische Gänge		2		
Summe:	7	40	5	14
NW-SE	27	29		
+ Mineralisation		4		
magmatische Gänge		6		
Summe:	27	39	21	15
NNW-SSE	15	18		
+ Mineralisation		7		
magmatische Gänge		2		
Summe:	15	27	11	9
WNW-ESE	16	14		
magmatische Gänge		2		
Summe:	16	16	12	6
NE-SW	29	66		
+ Mineralisation		29		
magmatische Gänge		12		
Summe:	29	107	22	37
NNE-SSW	11	23		
+ Mineralisation		7		
magmatische Gänge		4		
Summe:	11	34	8	12
ENE-WSW	3	6		
+ Mineralisation		3		
magmatische Gänge		3		
Summe:	3	12	2	5

Wie Tab. 5 zeigt, stützen Mineralisation und Gangmagmatite die Vorstellungen zur relativ-zeitlichen Störungsentwicklung, wie sie im Schema auf der tektonischen Karte skizziert sind. Es dominieren die jungen NE-SW- und SE-NW-Richtungen, am häufigsten sind NE-SW-streichende Strukturen. Steile (N-S) Streichrichtungen, die genetisch hauptsächlich an die Faltung der ersten Schieferungsflächen (sk_1 bzw. s_1) gebunden sein dürften, folgen in der Häufigkeit.

Auf die Tatsache, daß Störungen und Falten in engem Zusammenhang stehen, wenn ein vergerter/überkippter Faltenbau bestimmend ist, wies erstmals CLOOS 1948 hin. Unter den Bedingungen der dynamischen Rekristallisation in höher metamorphen Gesteinen, d.h. bei etwa synchroner Verheilung kataklastischer Strukturen, muß die Störungsentwicklung zwangsläufig mit gleitenden Bewegungen einhergehen und Scherflächen hervorbringen, die sich zu (größeren) Überschiebungen entwickeln können.

Aus der R i c h t u n g s v e r t e i l u n g (Tab. 5) von 419 Störungen (und Gängen) - 105 davon am Anstehenden eingemessen, die übrigen aus den Kartierungsergebnissen abgeleitet - ergibt sich, daß

- etwa ein Drittel (32 %) der aufgenommenen Strukturen flaches Einfallen ($\leq 40^\circ$) besitzt;
- die allgemeinen Hauptrichtungen NE - SW und NW - SE auch Vorzugsrichtungen der flachen Störungen sind; die deutliche E-W-Dominanz, die fast nur auf flache Störungen beschränkt zu sein scheint, weist auf deren Beziehung zum ältesten Bauplan hin - gleichfalls auf ihre Konformität mit einem Teil der lithostratigraphischen Grenzen;
- die Bindung flacher Störungen an N-S und NNW-SSE/NE-SSW-Elemente in der Statistik nicht so zum Ausdruck kommt, wie es in einzelnen Aufschlüssen der Fall ist;
- die steilen Störungen einen engen Bezug zur Mineralisation und den subsequenten Gangmagmatiten haben. 52 % der angetroffenen Gangmineralisationen sind NE-SW-streichenden Strukturen zuzuordnen, die übrigen vor allem steilen, um N-S-streichenden und NW-SE-Elementen;
- das Verhältnis von dextralem zu sinistralen Bewegungssinn an Horizontalverschiebungen zugunsten dextraler Bewegungen bei 62 % zu 38 % liegt. Diese Abschätzung beruht zum größten Teil auf aus der geologischen Karte abgeleiteten Annahmen.

NE-SW und NW-SE sind die tektonischen Hauptrichtungen, die in ihrer heutigen Form vorwiegend den postvariszisch angelegten entsprechen (MYAKIŠEV 1983). Alte N-S-Strukturen sind variszisch nachgezeichnet, die E-W-Strukturen dagegen häufig überlagert. Die Hauptschwerefelder in Mitteleuropa streichen E-W und sind N-S-quergegliedert (ZEMAN 1983) - damit zeichnet sich eine alte Krustenstrukturierung ab.

6.2. Subsequenter Gangmagmatismus

Untersucht wurden nur die im Kartierungsgebiet mengenmäßig eine größere Rolle spielenden gangartigen, postkinematischen Magmatite, welche in die Gruppen der Pegmatite und Aplite, Quarzporphyre sowie Granitporphyre fallen.

L a m p r o p h y r a r t i g e Gesteine wurden nur als Lesesteine zwischen Niederfrei (südlich Brand-Erbisdorf) und Großhartmannsdorf/Zehntel angetroffen. WETZEL (1984) stellt diese gangförmigen Magmatite ins Autun, nach Intrusion des jüngeren Granites und vor die Intrusion der jüngeren Granitporphyre. Nach gültiger Nomenklatur sind sie als chloritisierte Minette bzw. Kersantit-Minette (KRAMER, mdl. Mitt. und PESCHEL, MÜLLER, KRAMER 1973) anzusprechen.

Die P e g m a t i t e und A p l i t e sind vermutlich älter als Quarzporphyre und Granitporphyre, mit Sicherheit aber postkinematisch.

Pegmatite findet man meist nur als Lesesteine. Sie fallen durch ihren leukokraten, grobkörnigen, unregelmäßigen Mineralbestand auf: überwiegend Quarz, meist 30 % weißlicher Feldspät (und weniger), selten grobschuppige Hellglimmer; schwarzer Turmalin ist ein häufiges und typisches Begleitmineral. Bei diskordant zu den s-Flächen eingedrungenen Pegmatitgängen war randliches Auflösen des Gneisgefüges bis zu 0,5 bis 1 cm ins Nebengestein hinein zu beobachten.

Aplite wurden kaum angetroffen. Bei s-flächenkonkordantem Eindringen handelt es sich meist um Metatekte. In Abb. 53 kann gezeigt werden, daß das paradeformative Eindringen (richtungslos, z.T. idiomorph auskristallisierte Feldspäte, Quarz als Zwickelfüllung) mit (einen bis zu >2 mm breiten Mylonitsaum erzeugend) Scherbewegungen verbunden war.

Nach der Gliederung von WETZEL lassen sich die Q u a r z p o r p h y r e der Rhyolithgangassoziation von Sayda - Berg-Gießhübel zuordnen.

Überwiegend sind es blaß hellrötliche bis violette, auch kräftig fleischfarbene dichte Typen mit meist nur feinkörnigen Einsprenglingen. Alle Quarzporphyrgänge sind von (mitunter bis in den m-Bereich hinein) Kataklysezonen im Nebengestein begleitet.

Ihrer petrographischen Ausbildung nach sind G r a n i t p o r p h y r e sowohl vom Typ Altenberg und Flaje - Frauenstein als auch vom Typ der jüngeren Quarzporphyrgruppe zu unterscheiden.

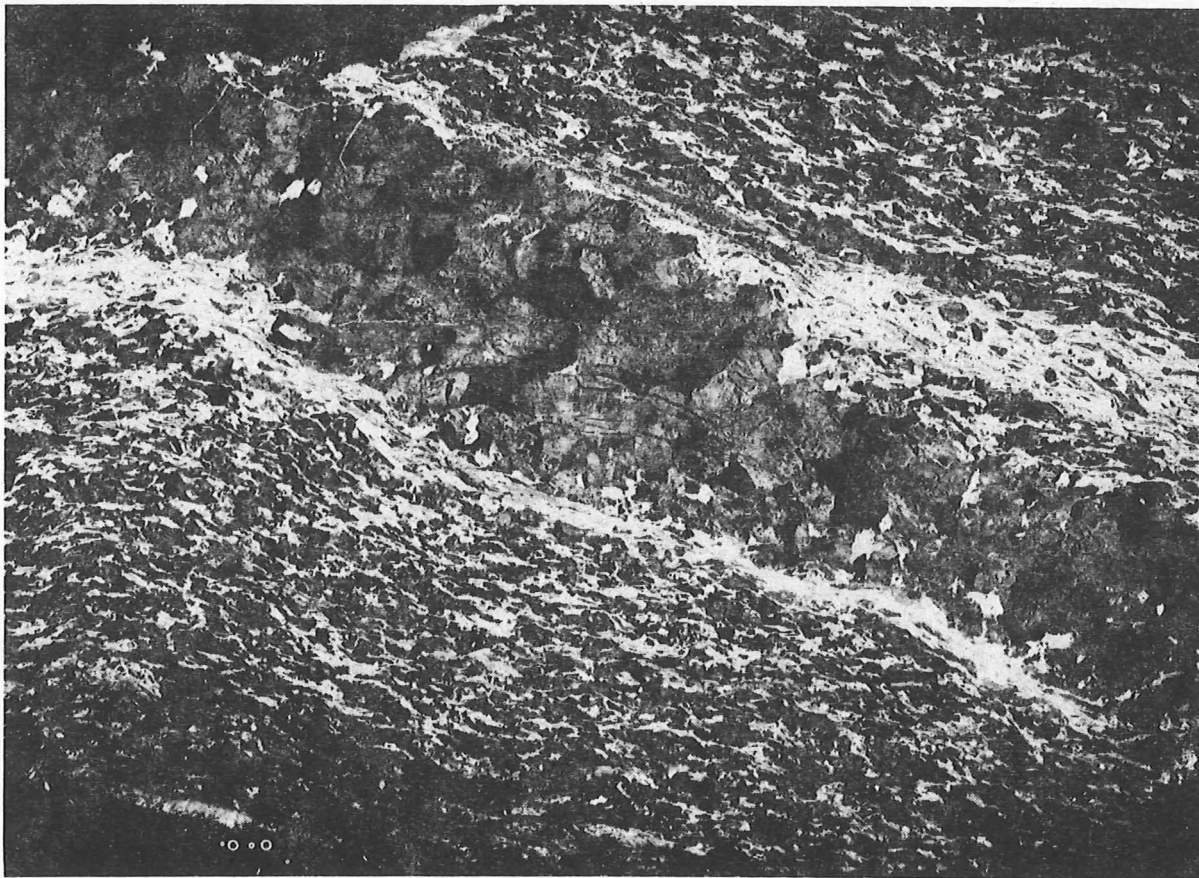


Abb. 53: Metatektischer Zweiglimmergneis (Rusová-Äquivalente). Paradeformative, lokale Injektion leukokrater Mobilisate in die Kristallisationsschieferungsflächen ist mit Mylonitisierung einhergegangen. Probe 376, ca. 250 m südlich der Helbigshöhe bei Häselbach; 4mal natürliche Größe.

Oberhalb des Bahnhofs Nassau/Olmühle sowie nordwestlich davon steht dunkelviolettbläulich-rotbrauner Granitporphyr mit bis zu 3 cm langen Feldspateinsprenglingen in NW-SE- bzw. NNW-SSE-streichenden Gängen an. Die Gänge sind bis etwa 3 m breit, teilweise wird ihre Grenze zum Nebengestein von einer Brekzierungszone gebildet; sie entsprechen dem Typ Altenberg/Flaje - Frauenstein.

Der im auflässigen Steinbruch auf der Bellmannshöhe (nördlich Dorfchemnitz) NE-SW- bis ENE-WSW-streichende Granitporphyrgang ist scheinbar nicht breiter als 20 bis 30 cm. Das feinkörnige biotitführende, ungleichkörnige Ganggestein kann als Typ jüngerer Granitporphyr angesprochen werden. Im Aufschluß ist ein scharfer Kontakt, keine Brekzierung zu beobachten. Die Schieferungsflächen sind am Gang plastisch verbogen, steilgestellt (Abb. 54). Weitere gestaffelte Störungen, wie der Gang NE-SW- bis ENE-WSW-streichend, bilden ein zeitgleiches System, das die Steinbruchswände durchzieht.

Die Bänke dichten Granat-Muskovitgneises am NW-Hang der Bellmannshöhe sind bevorzugt von NW-SE-streichenden Störungen zergliedert. Die plastische Deformation der s_2 -Flächen und der s_3 sind hier ebenso typisch.

Von den scharfen Kontakten zwischen Granitporphyr und Nebengestein ausgehend, kann auf eine enge zeitliche Aufeinanderfolge von Störungsentwicklung (Weitung und Scherung) und Platznahme des Granitporphyrs geschlossen werden.

Nach LAI (1978, in: WETZEL 1984) sind die Granitporphyre stofflich von den Quarzporphyren zu trennen und sollen genetischen Bezug zu den älteren Graniten besitzen. Die Quarzporphyre und vermutlich auch Varietäten der älteren Granitporphyre entstammen bereits den oberen Teilen des sich entwickelnden jüngeren Granitintrusionskomplexes, während die jüngeren Granitporphyre (Aufschluß Bellmannshöhe) im Randbereich der jüngeren Granite auftreten.

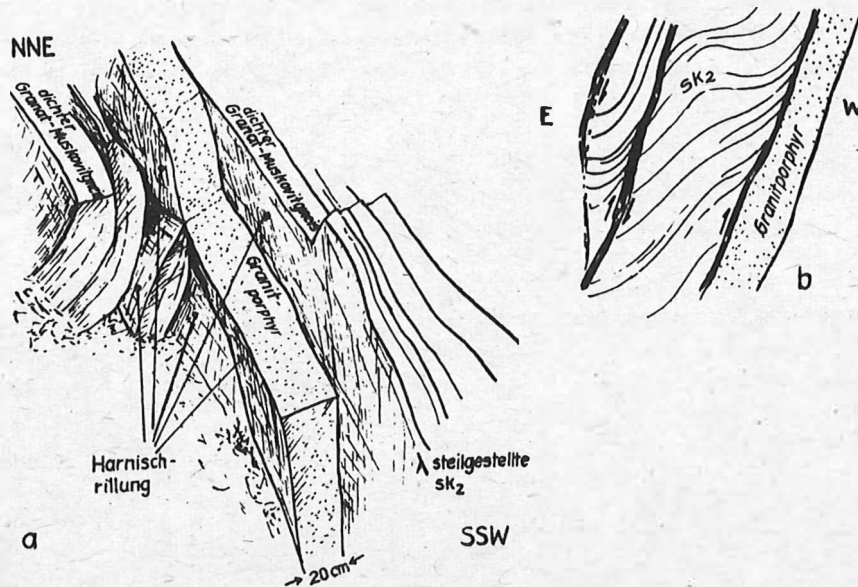


Abb. 54: Granitporphyrgang in Mëdë nec-Äquivalenten. Auflässiger Steinbruch Bellmannshöhe, bei Dorfchemnitz.

7. Tektonischer Bau und Relativ-Zeitlichkeit der Entwicklung

7.1. Zur Platznahme der Saydaer Orthogneise

Für die Saydaer Orthogneise existiert eine erste Zeitmarke, die gleichzeitig ein eindeutiges geologisches Kriterium für die Genese dieses Komplexes ist: das Vorhandensein eines Kontakthofes.

Ältere Vorstellungen, es könnte sich um eine geschlossene Vulkanitdecke gehandelt haben (was aufgrund der Lagerungsverhältnisse zunächst nicht ausgeschlossen zu sein scheint) sind damit abzulehnen.

Die Kontaktbildung erfolgte in einem epimetamorphen Nebengestein. Mit der nachweisbar jüngeren Schieferung (s_1) kontaktfleckenführender Lagen läßt sich ein prädeformativer Intrusionszeitpunkt absichern - eine Platznahme vor Einsetzen intensiver einengender Tektonik.

Der Kontakthof ist offensichtlich nur in den Äquivalenten der Mëdë nec-Folge entwickelt und (Abb. 11) über den gesamten aufgeschlossenen Verbreitungsbereich dieser Folge anzutreffen. Aus der Verbreitung des Kontakthofs kann auf einen ebenso großen Intrusionskörper geschlossen werden.

Bei der Rekonstruktion der Platznahmebedingungen würde die Annahme hypothetischer s_0 -Flächen eine nicht unwesentliche Rolle spielen. Durch erste Phyllosilikatblastese zu Schieferungsflächen (s_0) ausgestaltete Schichtflächen könnten durchaus als Intrusions- und Gleitfugen wirksam gewesen sein.

Diese Vorstellung ist nicht neu; BEHR (1968) vertrat die Ansicht, daß die Intrusion bevorzugt auf der mechanischen Diskontinuitätsfläche zwischen mgn und Graugneis vor sich gegangen sein muß (wobei er mgn teilweise auch mit Metasedimenten gleichsetzte, die den Liegendhorizont der Mëdë nec-Folge bilden).

Voraussetzen für die Entstehung solcher s_0 -Flächen wäre eine oberproterozoische Deformationsphase, die im Gefüge nicht mehr nachweisbar ist, ihren Ausdruck aber in der frühen weitspannigen Sattel-Mulden-Anlage zum Sedimentationsbeginn der Měděnec-Äquivalente findet. Im Hinblick auf die paläozoische Deformations-Metamorphose-Entwicklung käme ihr die Bezeichnung D 0 zu.

Im Kartierungsgebiet grenzten nur die hangenden Měděnec-Äquivalente gegen die Orthogneis-Zentralkörper. Aufgrund dieser Situation bereitet es erhebliche Mühe, sich die Fortsetzung eines geschlossenen Magmenkörpers in die Tiefe vorzustellen.

Nur im nordöstlichen Rahmenverband, zwischen Zethau und Dorfchemnitz liegt die unmittelbar angrenzende tiefere Folge der Preßnitzer Serie (Rusová-Äquivalente) als Hybridgneis vor und weist somit ihre Kontaktnähe aus. Gestützt durch die Kartierungsergebnisse wird daraus geschlossen, daß die Übergänge zwischen unterer und oberer Folge der Preßnitzer Serie vorwiegend tektonischer Art sind.

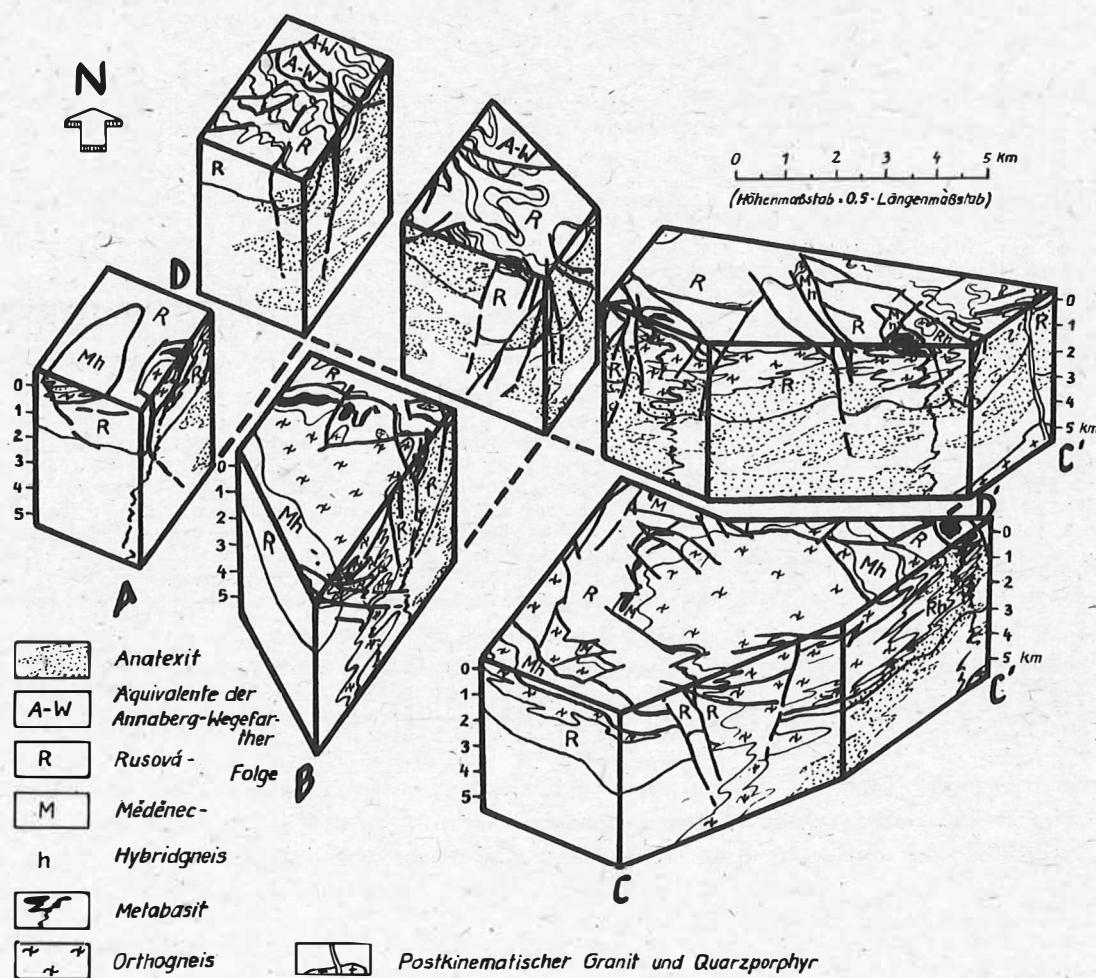


Abb. 55: Blockbilddarstellung der Saydaer Struktur (nach den Profilen A-D, KEMNITZ 1986a)

Die geologischen Lagerungsverhältnisse sowie die Interpretation verschiedener geophysikalischer (tiefeiseismischer, gravimetrischer, magnetischer) Daten sprechen dafür, daß im heutigen Gebiet der Saydaer Struktur ein Lager- bis Lakkolithartiger Magmenkörper eindrang. Seine Wurzel könnte im südlich gelegenen tieferen Krustenbereich vermutet werden (Abb. 55).

7.2. Zur zeitlichen Position der proterozoisch-paläozoischen Ereignisse

Das räumlich-zeitliche Ablaufschema Abb. 56 a-e stellt eine Ergänzung zur verbalen Zusammenfassung (Abb. 57) der Untersuchungsergebnisse dar.

Für eine frühere, oberproterozoische tektogene Krustenprägung gibt es sowohl geologische, als auch geophysikalische und radiometrische Indizien. Aus den petrographisch und geochemisch noch ableitbaren lithologischen Unterschieden, bestimmten lithofaziell herausragenden Horizonten (mergelige, quarzitishe Einlagerungen, Tuffe/Tuffite) kann bereits für die Zeit der Ablagerung der Annaberg-Wegefarter und Rusová-Folge auf einen tektonisch unruhigen Untergrund geschlossen werden. In der Literatur werden schon aus der Rusová-Folge Geröllhorizonte beschrieben und auf deren Bedeutung hingewiesen. Im nördlichen Rahmen der Saydaer Struktur begann die Sedimentation der Měděnec-Äquivalente mit geröllführenden Grauwackenpeliten. Die lithologisch aufgezeichneten Hebungstendenzen seit Ende der Oberen Osterzgebirgischen Serie lassen sich mit cadomischen Ereignissen parallelisieren. Ebenso fügt sich das Auftreten einer Diskordanz innerhalb der nachfolgenden Preßnitzer Serie in diese Entwicklung ein; möglicherweise ist auch die lückenhafte Verbreitung der Niederschlagserie darauf zurückzuführen.

Ein Vergleich mit dem auf relativen Altersbeziehungen basierendem Schema (Abb. 57) mit den in Abb. 58 zusammengestellten physikalischen Altersdaten gestattet folgende Interpretation:

Zwischen dem bei 500 Mio a ermittelten Höhepunkt der paläozoischen Regionalmetamorphose (Erreichen der höheren bis höchsten Amphibolit-Subfazies, KRENTZ 1982; WIEDEMANN 1984) und der Intrusion besteht zunächst eine geologische Diskrepanz. Die Kontakte in den Měděnec-Äquivalenten müssen noch vor D 1 erzeugt worden sein, und bevor die amphibolitfazielle Metamorphosefront die Měděnec-Edukte erreichte. Mit 477 Mio a wird von KRENTZ das Alter der Metamorphose der Preßnitzer Serie angegeben; die ältesten Datierungen für die prävariszischen Granitoide, nämlich 490 Mio a, entsprechen der geologisch belegten Chronologie.

Die von HAAKE (1972) ermittelten sowie aus der Literatur zusammengestellten Werte sind überprägte Alter (sie wurden in die Tabelle nicht übernommen). Das betrifft insbesondere die Paragneise, für die Alter zwischen 278 bis 420 Mio a vorliegen. Das Maximum der Orthogneisalder liegt zwischen 410 bis 430 Mio a. Da nach der Intrusion des Saydaer Lakkoliths noch wiederholt aplitische Anteile mobilisiert wurden, sowie jüngere lagerartige Granitoide auftreten können auch die niedrigeren Alterswerte real sein. Da jüngste Aplitgneise in sk_2 auftreten, könnte D 2 in der Preßnitzer Serie sich vor etwa 420 bis 400 Mio a (Silur) ereignet haben. WOLF u. KAISER (1986) ermittelten Leukosomalalter an metatektischen Gneisen von 400 bis 370 Mio a. Vermutlich handelt es sich um paradeformative, sk_2 -konkordante Leukosome. D 2 rückt durch diese Werte in den Grenzbereich Silur/Unterdevon.

Nach HAAKE liegt das erste Maximum der postkinematischen Granite bei 350 Mio a im tieferen Unterkarbon, die jüngeren Überprägungsalter in den Gneisen entsprechen dem zweiten magmatischen Maximum bei 300 Mio a. Jüngste Rb/Sr-Altersdatierungen (GERSTENBERGER u.a. 1983, in: WETZEL 1984) stellen die Intrusion der Älteren Granite mit 316 Mio a ins Namur und die der Jüngeren Granite mit 293 Mio a ins Stefan.

Beim gegenwärtigen Datenfonds physikalischer Altersbestimmungen aus dem Erzgebirgskristallin ist eine wie mit Abb. 57 vorgenommene Korrelation nur als Versuch zu werten.

Besonders deutlich wird dies, wenn man die Aussagen der Gefügeanalyse berücksichtigt (Abschn. 6.4.2.), die eher ein zeitlich engeres Aufeinanderfolgen von erster und zweiter Deformationsphase annehmen lassen.

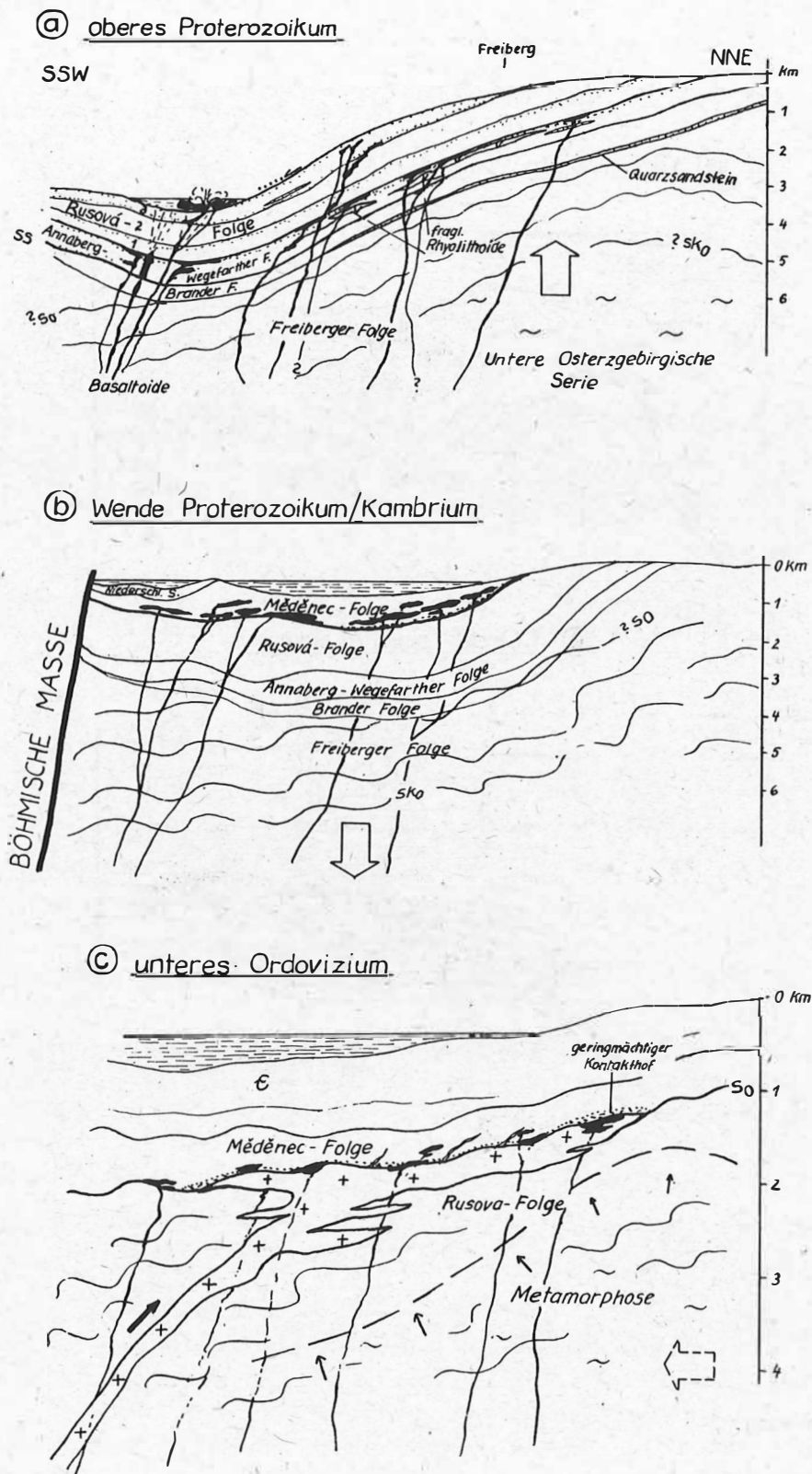
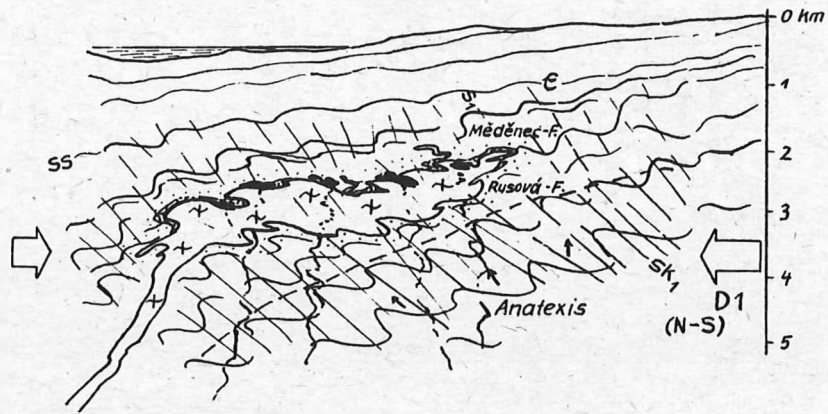


Abb. 56 a-e: Entwicklung der Saydaer Struktur - Modellvorstellung.

④ Ordovizium



⑤ ? Ordovizium / ? Devon

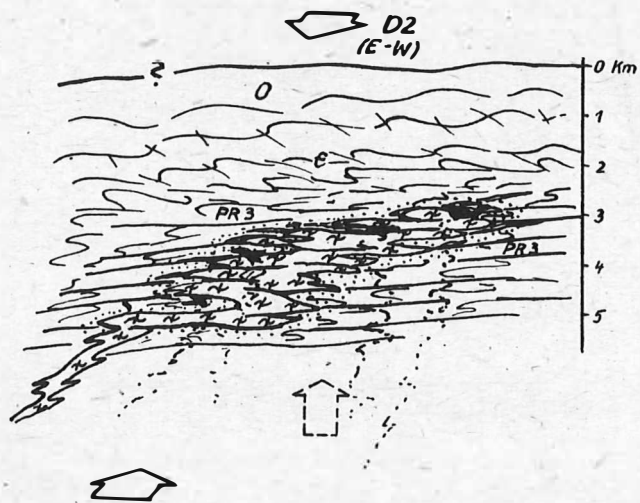


Abb. 56, Fortsetzung

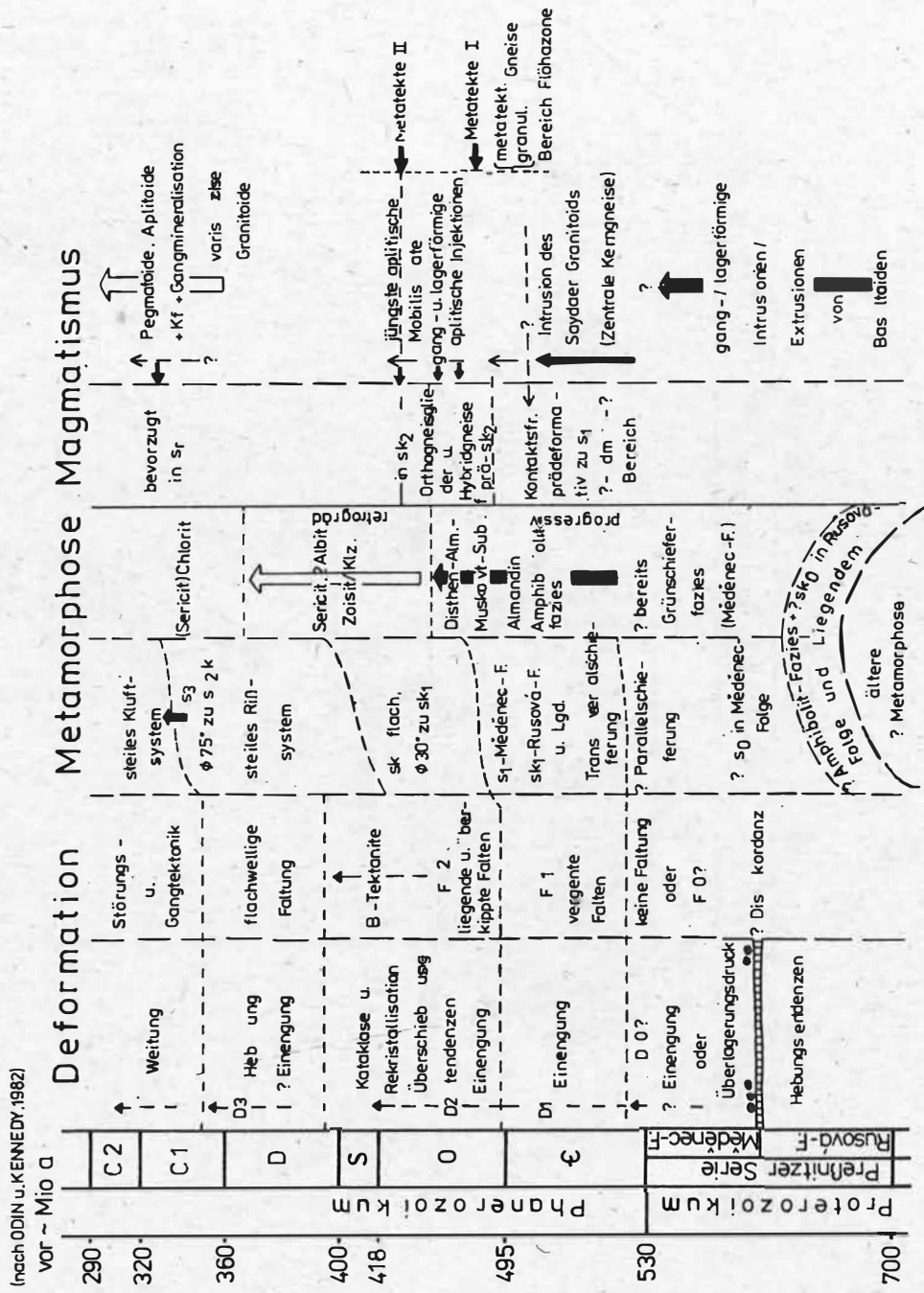


Abb. 57: Schema der Deformations-Metamorphoseentwicklung und die relative Altersstellung nach geologischen Kriterien im Kartierungsgebiet Saydaer Struktur.

(nach ODIN u. KENNEDY, 1982)

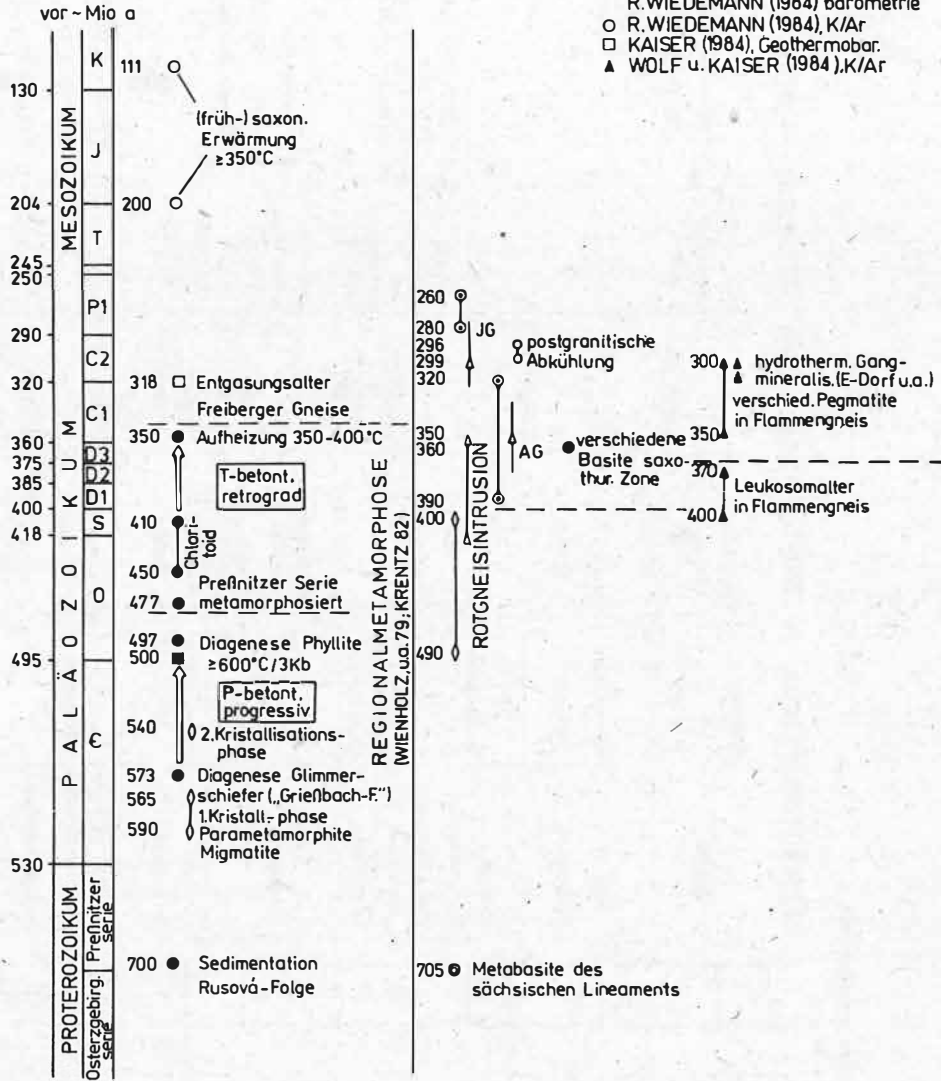


Abb. 58: Schema der Tektogenentwicklung im Erzgebirgsantiklinorium nach physikalischen Altersbestimmungen (Literaturdaten).

7.3. Einige Vorstellungen zur Krustenentwicklung

Das Erzgebirge stellt im Bereich der mitteleuropäischen Varisziden das größte gravimetrische Minimum dar (CONRAD u.a. 1983), das gleichzeitig mit einem Wärmeflußmaximum und der metallogenetischen Spezialisierung korreliert. Es ist keine überregionale Anomalie, sondern deutlich gegen die benachbarten Einheiten (Lausitz/Vogtland/Granulitmassiv) abgegrenzt. Die gravimetrische Anomalie wird von CONRAD u.a. hauptsächlich auf die Dichtedifferenz zwischen dem als relative Gesamtheit von Granitoiden und Gneisen/Anatexiten erscheinendem Erzgebirgsblock (Osterzgebirge) und den umgebenden geringer metamorphen Schieferen sowie weiterhin der Tiefenlage und dem Relief der Basis der granitoiden Gesteine zurückgeführt. Dagegen nimmt die MOHO-Diskontinuität unter dem Erzgebirge eine Hochlage ein, so daß die Dichtedifferenz nur aus einem im Durchschnitt sauren bis intermediären Krustenchemismus zu beziehen ist.

Die Ursachen der Sonderstellung des Erzgebirges sind somit bereits in der frühen proterozoischen Krustengenese zu suchen (BANKWITZ u. BANKWITZ 1982). Es wird eine zeitweilige hypothetische Zone erhöhten Wärmeflusses angenommen. GIESE (1978) bezieht sich auf die Anatexis und den granitoiden Magmatismus im Moldanubikum, für die seiner Meinung nach verstärkte Wärmezufuhr aus dem Mantel erforderlich war. Der rezente erhöhte Wärmefluß wird aus einem konvektiven Wärmeaustausch aus dem Oberen Mantel abgeleitet, initiiert durch eine nach S unterschobene Platte.

ZOUBEK (1981) faßt die mobilistischen Auffassungen zur Krustengenese im Proterozoikum zusammen: Ausgangspunkt ist ein Zusammenschub der wahrscheinlich schon dalslandisch riftartig aufgerissenen moldanubischen kontinentalen Platte. Dieser Zusammenschub des erzgebirgischen mit dem moldanubischen Block ereignete sich vor ca. 650 bis 680 Mio a und war mit Faltung und Metamorphose verbunden (cadomisch). Die anschließende erneute Dehnungsphase leitet den paläozoischen tektogenetischen Zyklus mit variszischem Abschluß und kaledonischen Aktivitäten im Erzgebirge ein. Nach dieser Auffassung könnte die Osterzgebirgische Serie, ihre tieferen Anteile, bereits proterozoisch deformiert worden sein; die Sedimentation wird nach zwischengeschalteten, kurzen Hebungsperioden mehr oder weniger kontinuierlich mit der Měděnec-Folge fortgeführt.

Eine mögliche Verknüpfung von prävariszischem saurem Magmatismus und Anatexis im Erzgebirge ergibt sich, wenn man BRAUSE (1979) folgt. Die Häufung radiometrischer und geothermobarometrischer Daten deutet auf erhöhte Wärmeproduktion zwischen vor 500 bis 430 Mio a hin - ein Zeitraum, an dessen Beginn die Saydaer Intrusion und anatektische Prozesse in den Liegendfolgen gelegt werden könnten. Unter Hinweis auf dieses prävariszische Wärmemaximum wird von BRAUSE nicht ausgeschlossen, daß es sich um die Erscheinung eines Closing-Vorganges handelt: Im Zusammenhang mit Modellvorstellungen eines globalen plattentektonischen Konzeptes wird der Begriff "Closing-Wärme" benutzt. Darunter wird die nach Abschluß des Einengungsvorganges driftender Platten angestaute und als Wärmeenergie freigesetzte kinetische Energie verstanden. Die kaledonische Faltung, deren Höhepunkt zeitlich mit den verstärkten magmatischen Aktivitäten in Mitteleuropa zusammenfällt, entspricht dem Abschluß frühpaläozoischer Krustenbewegungen. Zeitlich erhöhte geothermische Gradienten wären auch eine Erklärung für katazonale Metamorphosebedingungen in verhältnismäßig geringer Tiefe (5 bis 7 km).

Weitere Aspekte eröffnen sich mit der von TISCHENDORF (1986) geäußerten Betrachtungsweise der variszischen Tektogenentwicklung. Prävariszische Anatexis und granitoide Intrusionen könnten damit i.S. einer unterdrückten frühpaläozoischen (kaledonischen) Entwicklung interpretiert werden. Nach TISCHENDORF haben die postkinematischen Granite in der Anatexis kontinentaler Kruste ihren Ausgang.

Die Sonderstellung des Erzgebirges ist wahrscheinlich nur auf die proterozoische - altpaläozoische Entwicklungsphase beschränkt.

8. Dichtebestimmung an Handstücken - ein Beitrag zur petrophysikalischen Charakterisierung

Die Dichtemessungen sowie deren tabellarische Darstellungen kamen im Rahmen eines Facharbeiterabschlusses (S. GEHRMANN) zustande. Sie stellen eine ergänzende Klassifizierungsmethode an Gesteinen dar.

Petrophysikalische Daten sind eine Voraussetzung für regionalgeophysikalische Untersuchungen (KOPF 1963, SCHEIBE 1984). So wurden im Zusammenhang mit den gravimetrischen Vermessungen des Erzgebirges/Vogtlandes und der Elbezone 1958/1959 durch den VEB Geophysik Leipzig Dichtebestimmungen an Gesteinen dieser Einheiten vorgenommen. Da diese Dichtebestimmungen gleichfalls nach dem Auftriebsprinzip, mittels einer Balkenwaage, durchgeführt wurden, können die Dichtewerte von KOPF (1961, 1963) mit den hier ermittelten direkt verglichen werden. Die an 156 Handstücken aus dem Gebiet der Saydaer Struktur ermittelten Dichtewerte sind somit gleichzeitig eine Erweiterung des vorhandenen Datenfonds.

8.1. Gesteinsdichte - Ausdruck petrologischer Parameter

Zwischen der Dichte von Gesteinen und grundlegenden petrologischen Parametern bestehen direkte und indirekte Beziehungen. Indirekt spiegeln sich in der Gesteinsdichte die primären Bildungsbedingungen sowie die sekundären Einflüsse wider. Direkt spiegelt sich der quantitative und qualitative Anteil der einzelnen Minerale am Gesamtgestein in den Dichtewerten wider.

Als Parameter nehmen Druck und Temperatur im Zusammenhang mit Bildungstiefe bzw. Ablagerungs- oder Intrusionsniveau Einfluß. Von ihnen abhängig sind der Umfang von Porenraum und Klüftung, Art und Zustand ihrer Mineralisation, Veränderungen des Stoffbestands und Phasenumwandlungen. Aus Modalbestand/Chemismus und der Gesteinsdichte können direkte Abhängigkeiten abgeleitet werden (KOPF 1966, 1976; ONDRA u. HANÁK 1985; Abb. 59).

Die Gesteinsdichte kann unter Berücksichtigung bestimmter Prämissen (homogenes, nicht kataklasiertes und ungeklüftetes Probenmaterial) zur petrographischen Klassifizierung herangezogen werden. Einige einfache Beziehungen sind:

- Je höher der SiO_2 -Gehalt bzw. der Anteil an freiem Quarz ist, umso niedriger ist die Dichte.
- In sauren bis intermediären Gesteinen steigen mit zunehmenden Biotit- und An-Anteilen im Plagioklas die Dichtewerte. Je basischer ein Gestein, umso höher die Dichte.
- Mit steigendem Kalifeldspatgehalt oder Ab-Anteil im Plagioklas nehmen die Dichtewerte ab.
- Kataklasierte Gneise wiesen, wie erwartet, etwas geringere Dichtewerte auf.

Für Kristallgebiete gilt allgemein, daß mit steigendem Metamorphosegrad eine Zunahme der Dichte zu verzeichnen ist (BEDERKE 1963). Nach Erreichen eines Maximums wird aber bei noch weiterer Fazieserhöhung Abnahme der Dichtewerte auf oberflächenangeneherte Werte eintreten. Diese Erscheinung geht direkt auf Phasenumwandlungen unter definierten p/T-Verhältnissen zurück. Diese stofflich herzuleitende inverse Dichteverteilung wird nach KOPF (1966) aber erst in Teufenbereichen unterhalb 7 km wirksam. Die Änderung der Dichte mit der Teufe verläuft im wesentlichen exponentiell.

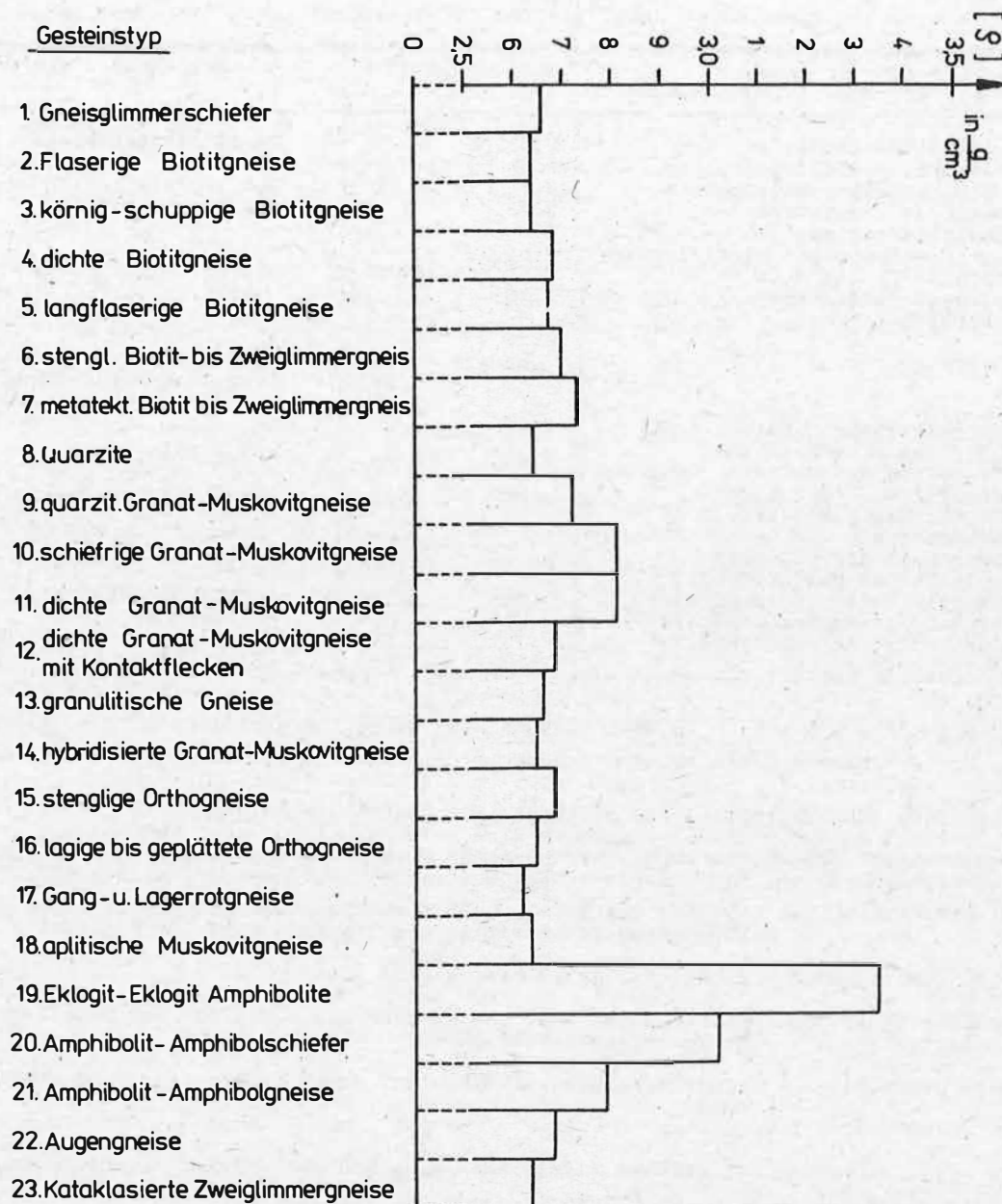


Abb. 59: Durchschnittliche Dichtewerte von Metamorphiten der Saydaer Struktur.

8.2. Vergleichende Auswertung

In Tab. 6 sind die ermittelten Durchschnittswerte von 22 ausgehaltenen Gesteinstypen der Saydaer Struktur den bisherigen Daten ähnlicher Gesteine aus dem Erzgebirge gegenübergestellt. Aufgrund der vergleichsweise geringen Probenanzahl pro Typ (durchschnittlich zehn) sind ein Teil der Abweichungen durch subjektive oder objektive Meßfehler entstanden. Insgesamt stimmen die Meßwerte sehr gut überein. Die Orthogneise haben etwas höhere Dichten als entsprechende Magmatite, bedingt durch den Granat- und Glimmeranteil.

Tab. 6: Vergleich der ermittelten Dichtewerte mit Werten aus der Literatur

Gruppe (Rahmen der Saydaer Orthogneisstruktur (GEHRMANN 1985))	mittlere ₃ Dichte in g . cm ³		Gesteinsart (KOPF 1961)
1. Gneisglimmerschiefer	2,66	2,74	Gneisglimmerschiefer
2. Flaseriger Biotitgneis	2,64	2,71	Hybridgranodioritgneis von Fürstenwalde
5. langflaseriger Biotitgneis	2,68		
7. metatekt. Biotit-bis Zweiglimmergneis	2,73		
3. körnig-schuppiger Biotitgneis	2,64	2,72	oberer Grauer Gneis
4. dichter Biotitgneis	2,69		
6. stengl. Biotit-bis Zweiglimmergneis	2,70		
8. Quarzit	2,64	2,60	Hauptquarzit Ordovizium
		2,64	Nereitenquarzit Devon
		2,68	Quarzit d. Gneisformation
13. granulitischer Gneis	2,66	2,68	Granulit
14. hybridisierte Granat-Muskovitgneis	2,65	2,64	Roter Plattengneis
15. stenglige Orthogneise	2,65	2,64	Granit von Niederbobritzsch
16. lagige bis geplättete Orthogneise,			
17. Gang-u. Lagerrotgneise	2,63	2,59	Aplit
18. aplitischer Muskovitgneis	3,35	3,30	Amphibolit, Eklogit
19. Eklogit/Eklogit, Amphibolit			
20. Amphibolit-Amphibolschiefer	3,02	2,90	Hornblendeschiefer
21. Amphibolit-Amphibolgneis	2,79	2,85	hornblendeführender Gneis
22. Augengneis	2,68	2,66	Roter Augengneis

P e t r o g r a p h i e : In Abb. 59 kann noch einmal verdeutlicht werden, daß stofflich wenig differenzierte Gesteine noch anhand ihrer Dichtewerte untergliedert werden können.

Die petrologische Interpretation gravimetrisch ermittelter Dichtewerte ist weit komplizierter. Dort ist es nur möglich, pauschale Einschätzungen abzugeben. KOPF (1976) stellte fest, daß Umwandlungsvorgänge zu signifikanten Abweichungen vom ursprünglichen Dichtewert eines Gesteins führen können. Für die hier interessierenden Gesteine sind dies z.B.:

- Chloritisierung: Abnahme der Dichte um bis zu $0,3 \text{ g cm}^3$ und Verringerung der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Oberkrustenbereich um bis zu $1,7 \text{ km/s}$
- Serpentinisierung: Dichteabnahme um bis zu $0,85 \text{ g/cm}^3$
- Amphibolitisierung von Basiten: Dichtezunahme auf bis zu mehr als $3,1 \text{ g/cm}^3$ und u.U. Erzeugen von Hochgeschwindigkeitszonen
- Dehydratation: führt zur Volumenabnahme und damit Dichteerhöhung gegenüber dem Edukt

G r a v i m e t r i e : OELSNER (1963) kam im Rahmen der gravimetrischen Neuaufnahme des Osterzgebirges zu einer wichtigen Aussage: Um die Dichtewerte in den Bereichen der Saydaer und Lippersdorfer Teilstrukturen erklären zu können, muß eine Unterlagerung beider durch Graugneis (Paragneise) angenommen werden. D.h., mit diesen Ergebnissen wurden lagerförmige Verhältnisse zwischen Orthogneis und Rahmen postuliert.

KOPF (1976) konnte darlegen, daß die meisten metamorphen Prozesse isopetrophysikalisch verlaufen, die Metamorphite sich wie ihre Edukte verhalten. Metasomatische Prozesse und über die Amphibolitfazies hinausgehende Bedingungen müssen davon wohl ausgenommen werden.

Orthogneise entsprechen danach ihren magmatischen Edukten; das gleiche gilt für die Paragneise. Glimmerschiefer neben sich deutlich durch erhöhte Dichtewerte ab (Granat). Gleichzeitig gibt KOPF an, daß Umwandlungserscheinungen im Glimmerschiefer Dichteminderungen bis auf $2,45 \text{ g/cm}^3$ hervorrufen können.

Kontaktmetamorphite weisen keine Änderungen auf. Tatsächlich scheint der geringfügige Stoffaustausch keinen Einfluß auszuüben, wenn man die Werte für Metakontaktschiefer mit denen der Granat-Muskovitgneise ohne Flecken vergleicht (Abb. 59). Es ist in diesem Fall einzuschränken, daß der Kontakthof gemeinsam mit den anderen Gneisen amphibolitfazial überprägt wurde.

M a g n e t i k : SCHEIBE (1984) erreichte mit Suszeptibilitätsbestimmungen im Erzgebirge (Anstehendes bzw. Lesesteine sowie Bohrkerne) eine gute petrographische Aufschlüsselung. Die Werte korrelieren gut mit dem Trend der Dichtewerte an Handstücken.

Orthogneise besitzen mit durchschnittlich 15 bis 20 \times die niedrigste Suszeptibilität, Zweiglimmer- bis Biotitparagneise und -schiefer sowie Metagrauwacken weisen zwischen 20 und 40 \times auf. mg-Typen können z.T. darunter liegen. Ein Teil der mit Anatexit und Augengneis als Orthogneis angesprochene Typen und metatektische Paragneise wiesen mit durchschnittlich 22 \times nahezu gleiche Werte auf. Die Basite haben die höchste Suszeptibilität, wobei eine Zunahme der Suszeptibilität in den Metabasiten in Richtung Osterzgebirge zu verzeichnen ist, in den jungen basaltoiden Gesteinen der entgegengesetzte Trend vorliegt. Eine stoffliche Differenzierung ist denkbar, Anschnittsniveau und Umwandlungsgrad sind zu berücksichtigen.

Die starke natürliche Streuung magnetischer Minerale in den Metamorphiten kann zu kleineren, schieferungskonkordanten Anomalien führen, die von echten Anomalien zu trennen sind.

Im Freiberg-Fürstenwalder Block heben sich gegenüber sonst geschlossen ruhigem Verlauf (Δz -Karte) im Raum des Freiburger Antiklinoriums und des Migmatitkomplexes von Fürstenwalde Anomalien heraus. Nach SCHEIBE ist es "am wahrscheinlichsten, daß die Ursache in einer relativ gleichmäßigen Erhöhung der Suszeptibilität der Gesteine in geringer Tiefe (etwa 0 ... 1 km) zu suchen ist." Es ist hier nur zu vermuten, daß die anomale Suszeptibilitätszunahme mit anatektischen Schmelzvorgängen, vielleicht mit Restitlagen, zusammenhängen könnte.

S e i s m i k : Zwischen der Gesteinsdichte und elastischen Eigenschaften (Ausbreitungsgeschwindigkeiten v_s und v_p) besteht lineare Abhängigkeit. ALEJNIKOV u.a. (1982) und CHALEVIN (1985) nutzten diese Beziehung, um über die aus seismischen Daten ermittelte Dichte detailliertere Aussagen zur Krustendichte zu erhalten.

Eine direkte Übertragung der an Handstücken ermittelten Dichtewerte, d.h. eine petrologische Interpretation von seismischen Tiefenprofilen ist jedoch nicht möglich. Der Wärmefluß ist ein weiterer entscheidender Faktor. Während Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen und Dichte sich zueinander direkt proportional verhalten, besitzt der Wärmefluß reziproke Abhängigkeit. Gesteinsanisotropien, bestimmt durch den Modalbestand, den Anteil an Schichtgittermineralen, sind eine weitere Fehlerquelle.

9. Zusammenfassung

Die Arbeit beinhaltet Ergebnisse tektonischer, mikroskopischer, rasterelektronenmikroskopischer und geochemischer Untersuchungen im Osterzgebirge auf der Grundlage einer Neukartierung im Maßstab 1:10 000.

Die Daten zu Haupt- und Spurenelementanalyse sind zur Absicherung der stofflichen Klassifizierung statistischen Verfahren unterzogen worden: Varianzanalyse, Faktoranalyse, Cluster-Q-Analyse.

Aus dem Vergleich petrophysikalischer Daten (Gesteinsdichte) sowie anderer geophysikalischer Unterlagen mit den geochemischen und geologischen Ergebnissen konnten weitere Interpretationsmöglichkeiten erhalten werden - bezogen auf die Intrusionsform des Granitkörpers und die Verbreitung und Lagerungsform des stark veränderten Kontaktbereichs (Hybridgneissaum) sowie der Anatexite.

Mit dem "Rahmen der Saydaer Struktur" ist ein Gebiet des Osterzgebirges untersucht worden, das sich durch prävariszischen, phanerozoischen granitoiden Plutonismus auszeichnet, sehr wahrscheinlich schon von einer oberproterozoischen (?cadomischen) Metamorphose erfaßt war und eine polymetamorphe Entwicklung durchlief. Die Rahmengesteine und der Orthogneiskörper von Sayda-Lippersdorf liegen als gemeinsam paläozoisch amphibolitfazial überprägte Struktur vor.

Die Rahmengesteine sind oberproterozoische Sedimentserien, im wesentlichen der Preßnitzer Serie, deren durchschnittliche Mächtigkeit etwa 3000 m beträgt. Die Verbreitung lithologischer Horizonte läßt eine generell E-W-streichende Beckenkonfiguration annehmen.

Aus der Abfolge und Korrelation von Flächen- und Mineralgenerationen ergab sich ein dreiphasig verlaufendes Deformations-Metamorphoseschema.

Die zweite Deformationsphase ist hauptgefügeprägend und war im Vergleich zur ersten Deformationsphase druckbetont.

Während der ersten Deformations-Metamorphose-Phase nehmen in den tieferen Teilen des Profils bereits anatektische Vorgänge großen Raum ein. Eine zweite Metatektmobilisation erfolgte syngenetisch zur zweiten Deformationsphase, mit der eine weitgehend starke Deformation des granodioritischen Anatexitgefüges verbunden war. Granodioritische Intrusionen werden aufgrund der nachgewiesenen Horizontierung und weiterer Kriterien ausgeschlossen.

Der Saydaer Granitoid intrudierte lakkolithartig, vor dem Einsetzen stärkerer tektonischer Bewegungen - prädeformativ zur ersten Deformationsphase.

Untere und obere Folge der Preßnitzer Serie sind wahrscheinlich durch eine Diskordanz getrennt.

Horizontale tektonische Elemente hatten - wie das Vorhandensein flacheinfallender Störungs- und Schieferungsflächen sowie flacher Lagerungsformen von basischen und sauren Magmatiten zeigt - bereits in älteren Entwicklungsabschnitten der Kruste Bedeutung.

Literaturverzeichnis

- ALEJNIKOV, A.L.; TIUNOVA, A.M.; CHALEVIN, N.I.: Osobennosti svjazi plotnosti i skorostej prodol'nyh i poperečnyh voln v gornych porodach.- Geologija i Geofizika Novosibirsk 8 (1982) 134-139
- ANDREATTA, C.: Stoffmobilisierung und Stoffbewegung der tektonischen Metamorphose.- N.Jb. Min. Mh., Stuttgart 1/2 (1954) 2-17
- BANKWITZ, P.: Korrelation zwischen mikroskopisch und megaskopisch ableitbaren Gefügeparametern im Hinblick auf Deformationsbedingungen in der Erdkruste.- Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 3, 293-307
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.: Zur Sedimentation proterozoischer und kambrischer Gesteine im Schwarzburger Antiklinorium.- Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 10, 1279-1305
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.: Zur Entwicklung der Erzgebirgischen und der Lausitzer Antiklinalzone.- Z.f. angew. Geol., Berlin 28 (1982) 11, 511-524
- BAUMANN, L.; TISCHENDORF, G.: Einführung in die Metallogenie-Minerogenie.- VEB Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, Leipzig 1976
- BEDERKE, E.: Altersgliederung und Dichteverteilung im kristallinen Grundgebirge.- Geol. Rdsch., Stuttgart 52 (1962) 1, 1-12
- BEHR, H.-J.: Die Phyllite von Hermsdorf-Rehefeld und das Alter der Vergneisung im Osterzgebirge.- Mber. deutsch. Akad. Wiss., Berlin 6 (1964) 530-541
- BEHR, H.-J.: Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im Sächsischen Erzgebirge.- Freib. Forsch.-H. C 241, Leipzig (1968) 27-43
- BEHR, H.-J.: Subfluenzprozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas.- Z. dt. geol. Ges., Stuttgart 129 (1978) 283-318
- BEHR, H.-J.; FRANKE, W.: Intracrustal and subcrustal thrust-tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. in: Intracontinental Fold Belts. (Eds.: MARTIN, M.; EDER, F.W.)- Springer Verl. Berlin/Heidelberg 1983
- BEHR, H.-J.; FRITSCH, E.; MANSFELD, L.: Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten.- Krystalinikum, Praha 3 (1965) 7-29
- BORRADAILE, G.J.; BAYLY, M.B.; POWELL, C.McA. (eds.): Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics.- Springer Verl., New York etc. 1982
- BRAUSE, H.: Probleme des Krustenbaus und der geotektonischen Entwicklung auf der Geotransverse Baltikum-DDR-Česky massif.- Schriftenr. geol. Wiss., Berlin 15 (1979) 5-36
- CHALEVIN, N.I.; u.a.: O svjazi plotnosti i uprugich svojstv gornych porod.- Geologija i geofizika, Novosibirsk 12 (1985) 87-91
- CLOOS, H.: Gang und Gehwerk einer Falte.- Z. dt. geol. Ges., Stuttgart 100 (1948) 290-303
- CONRAD, W.; u.a.: Ein geologisch-geophysikalisches Schema der Grenzregionen zwischen der DDR und der ČSSR.- Z. geol. Wiss., Berlin 11 (1983) 6, 669-686
- EBERT, H.: Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv.- Z. deutsch. geol. Ges., Berlin 87 (1935) 129-146
- EIDAM, J.; SEIM, R.: Zur Geochemie und Genese des Ramberger Granitmassives (Harz).- Chemie der Erde, Jena 29 (1971) 278-341
- ETHERIDGE, M.A.: Variation of the length/thickness ratio of biotite crystals of metamorphic rocks: a discussion.- J. Geol., Chicago 81 (1973) 2, 234-236
- Fachbereichsstandard: Geologie. Stratigraphie. Stratigraphische Skala der DDR. Präkambrium. TGL 25234/1B.- VEB GFE Halle 1976
- FIALA, J.; VEJNARZ Composite of the biotites and the coexisting biotite-hornblende pairs in granitic rocks of the Central Bohemian Pluton.- Krystalinikum, Prag 12 (1976) 79-111
- FRISCHBUTTER, A.: Zur Deformation der prävariszischen Granite des mittleren Erzgebirges.- Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 72 (1982) 75-88
- FRISCHBUTTER, A.: Zur geologischen Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Erzgebirge.- Freib. Forsch.-H. C 390, Leipzig (1985b) 29-44
- FRISCHBUTTER, A.: Erzgebirgische Antiklinalzone. In: Klassische Geologische Gebiete in Mitteleuropa. Variszikum und Saxothuringikum.-Exkursionsführer, AdW, ZIPE, Potsdam 1985 (c)

- FRISCHBUTTER, A.: Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen zum Problem der Schieferungsentwicklung in gefalteten Schiefen und Grauwacken (Präkambrium) der Neptune Range (Antarktie).- Z. geol. Wiss., Berlin 13, (1985a) 4, 427-442
- GABERT, C.: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen.- Z. Dt. geol. Ges., Stuttgart 59 (1907) 308-374
- GIESE, P.: Die Krustenstruktur des Varietikus und das Problem der Krustenverkürzung.- Z. Dt. geol. Ges., Stuttgart 129 (1978) 513-520
- HAAKE, R.: Zur Altersstellung granitoider Gesteine im Erzgebirge.- Geologie, Berlin 21 (1972)6, 623-758
- HARKER, A.: Metamorphism.- Methuen, London 1956
- HEITZMANN, P.: Kalkite, Kataklastite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- Eclog. geol. Helv., Basel 78 (1985)2, 273-286
- HIGGINS, M.W.: Cataclastic Rocks.- Geol. Survey Prof. Pap., Washington 687 (1971) 1-97
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F.: An Outline of Structural Geology.- Wiley, New York 1976
- HOFMANN, J.: Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Osterzgebirges.- Freib. Forsch.-H. C 292, Leipzig (1974a)
- HOFMANN, J.; MATHÉ, G.; WIENHOLZ, R.: Metamorphose und zeitliche Stellung tektonometamorpher Prozesse im östlichen Teil des Saxothuringikums.- Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 11, 1291-1308
- HOTH, K.; u.a.: Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten regionalmetamorpher Jungproterozoikums am Beispiel des Erzgebirges.- Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979)3, 397-404
- HOTH, K.; u.a.: Die Lithostratigraphie des Proterozoikums im Erzgebirge.- Z.f. angew. Geol., Berlin 29 (1983) 9, 413-418
- HYNDMAN, D. W.: Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.- McGraw Hill, New York 1972
- JONES, K.A.; GALWAY, A.K.: Variation of the length/thickness ratio of biotite crystals in metamorphic rocks.- J. Geol., Chicago 80 (1972)1, 112-120
- JONES, K.A.; GALWAY, A.K.: Variation of the length/thickness ratio of biotite crystals in metamorphic rocks.- J. Geol., Chicago 81 (1973)2, 236-238
- KEMNITZ, H.: Lithologisch-strukturelle Entwicklung der Rahmengesteine prävariszischer Granitoide im mittleren Erzgebirge - unter besonderer Berücksichtigung von Deformation und Metamorphose.- unveröff. Diss. A., Zentralinstitut f. Physik d. Erde, Potsdam 1986 (a)
- KEMNITZ, H.: Flächengefüge im Kristallin.- Exkursionsführer GGW-Tagung "Gefüge i. Kristallin", Mulda; Berlin (1986b) 18-20
- KEMNITZ, H.: Beitrag zur Stoffentwicklung im System "Orthogneis-Paragneis" der Saydaer Struktur (Osterzgebirge) .- Z. geol. Wiss., Berlin 15 (1987)1, 43-48
- KEMNITZ, H.: Zur Schieferungsentwicklung in Metamorphiten - ein Anwendungsbeispiel raster-elektronenmikroskopischer Untersuchungen an Gesteinen der Saydaer Struktur.- Z.f. Geol. Wiss., Berlin (im Druck)
- KOPF, M.: Dichtewerte von Gesteinen des Erzgebirges und der angrenzenden Gebiete.- Z.f. angew. Geol., Berlin (1961)6, 301-302
- KOPF, M.: Dichtebestimmungen an Gesteinen des Osterzgebirges.- Frbg. Forsch.-H. C 144, Leipzig (1963) 5-36
- KOPF, M.: Die Untersuchung physikalischer Eigenschaften von granitoiden Gesteinen als neue Methode der Granitforschung.- Geologie 15, Berlin (1966) Bh. 53, 135
- KOPF, M.: Die Tiefenabhängigkeit der petrophysikalischen Parameter Dichte, Geschwindigkeit, Schallhärte und Reflexionskoeffizient.- Diss. B, Karl-Marx-Universität Leipzig 1976
- KOSSMAT, F.: Übersicht der Geologie von Sachsen.- Leipzig 1925
- KRENTZ, O.: Temperaturregime und Altersstellung der regionalen Metamorphose im mittleren Erzgebirge.- Frbg. Forsch.-H. C 390, Leipzig (1985) 12-28
- KURZE, M.; LOBST, R.; MATHÉ, G.: Zur Problematik der Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen im Erzgebirge.- Z.f. angew. Geol., Berlin 26 (1980)2, 63-73
- LANGE, H. : Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge.- Freib. Forsch.-H. C 177, Leipzig (1965)

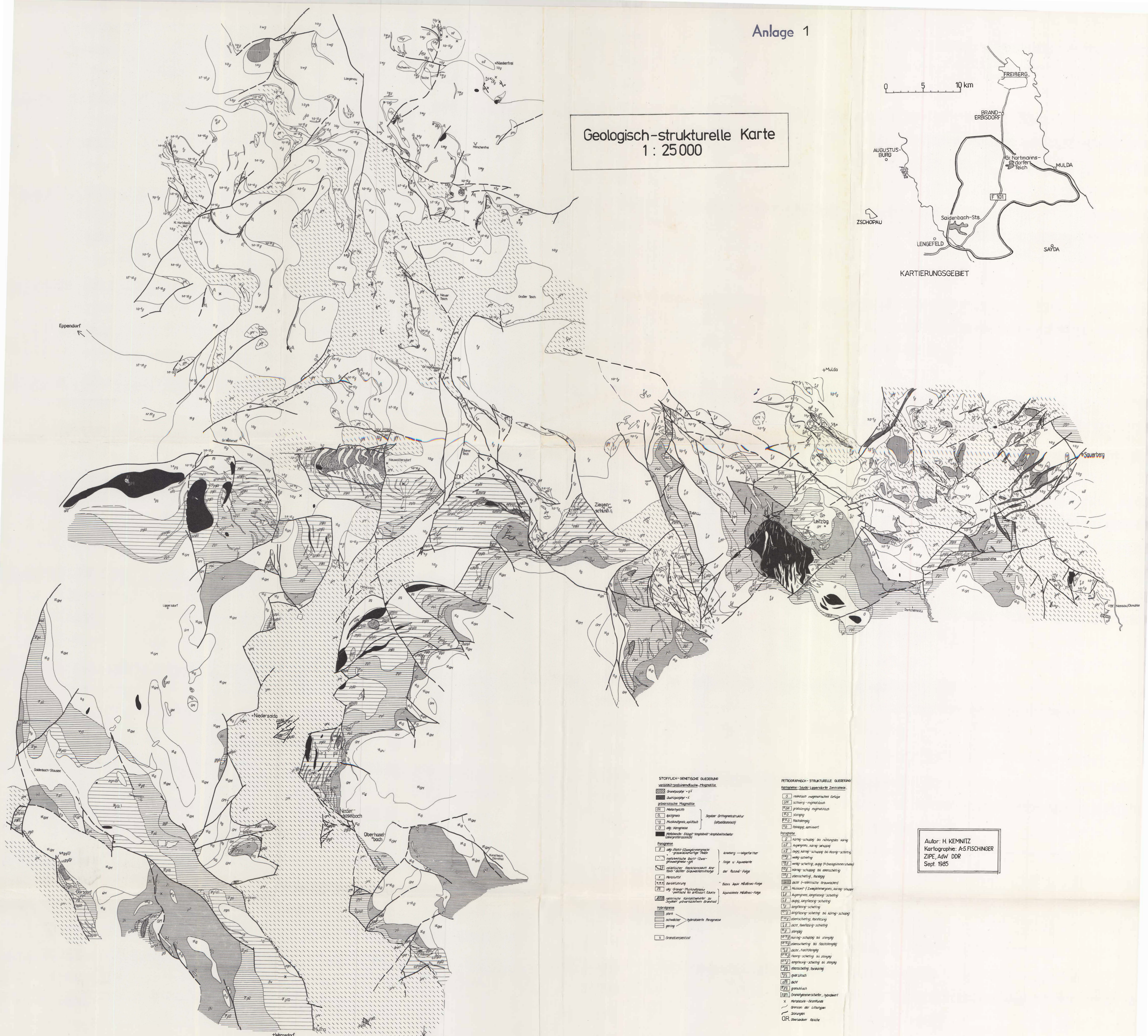
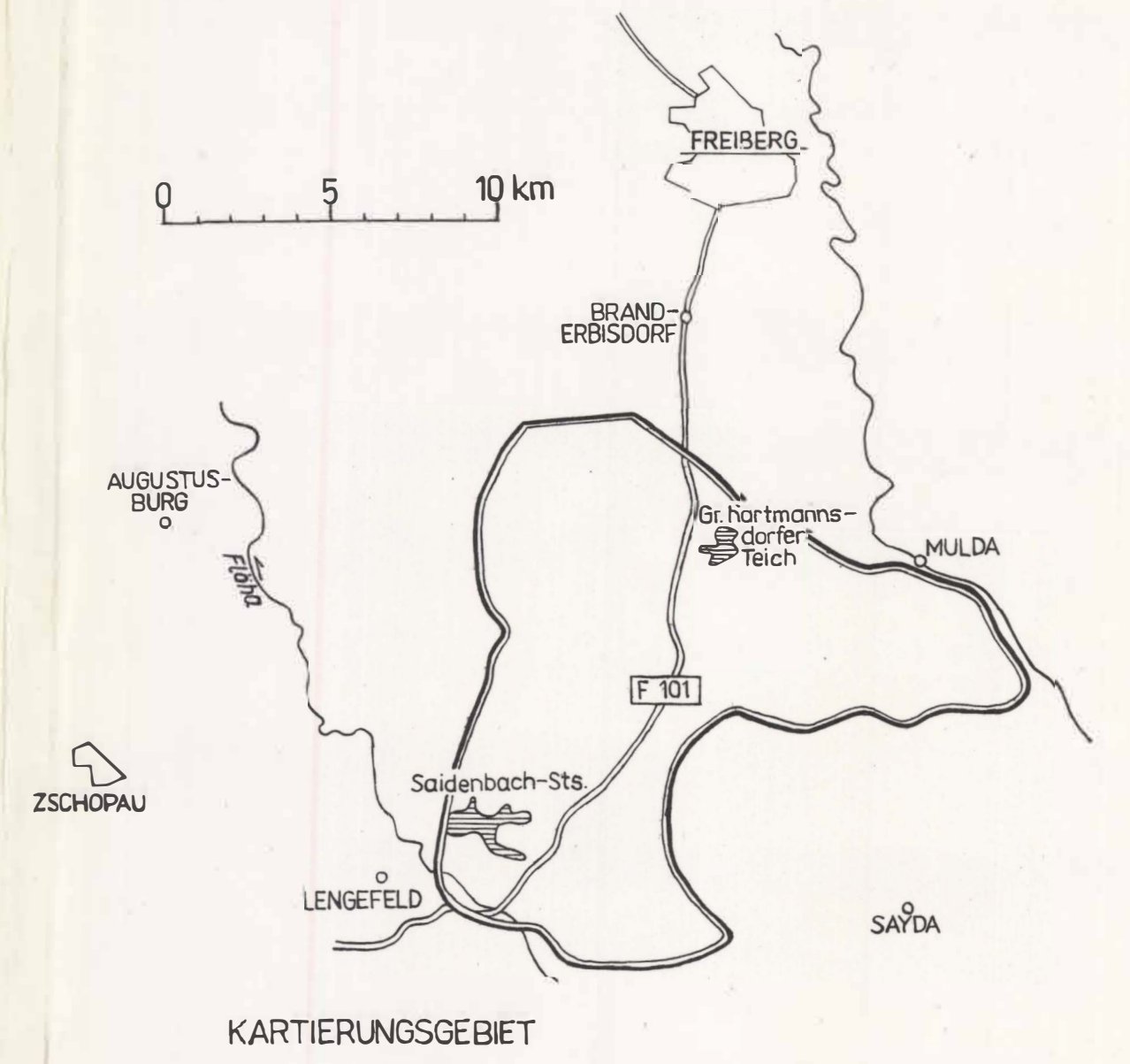
- LANGE, P.: Rasterelektronenmikroskopie und Tektonik.- Z. angew. Geol., Berlin 27 (1981)8, 370-375
- LANGE, P.; SCHUBERT, R.: Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen der tektonischen Deformationen an Tonschiefern der Ziegenrück-Teuschnitzer Mulde.- Beitr. Min. Techn. Tone, Greifswald 1 (1978) 69-85
- LA ROCHE, H. de: Geochemical characters of the metamorphic domains: survival and testimony of their premetamorphic history.- Sciences de la Terre XIX, Nancy (1974)2, 101-117
- LASCH, G.; THIERGARTNER, H.: Zur Klassifizierung genetisch differenzierter Tone der Lausitz.- Z.geol.Wiss., Berlin 9 (1981)9, 1005-1015
- LISLE, R.J.: Estimation of viscosity contrast and finite strain from deformed elliptical inclusions.- J. Struct. Geol., Oxford etc. 5 (1983)6,603-609
- LOBST, R.: Zur Lithologie oberproterozoischer reliktscher Paragneise des mittleren Erzgebirges.- unveröff. Diss. A., Bergakademie Freiberg, 1983
- LORENZ, W.: Die lithologische Entwicklung der Paragneis-Glimmerschieferfolge des mittleren und westlichen Erzgebirges.- Unveröff. Diss., Bergakad. Freiberg 1974
- LORENZ, W.: Metamorphe Gesteine. Petrographische Bezeichnung petrographisch homogener Gesteine.- Standardentwurf d. VEB GFE Halle, Dez. 1977
- LORENZ, W.; HOTH, K.: Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone - Beih. Geologie, Berlin 44 (1964)
- MATHE, G.: Phyllonitization versus feldspathization in the Erzgebirge Mountains (Saxony).- Krystalinikum, Prag 12 (1976) 133-127
- MATHE, G.: Der Einfluß tektonischer Bewegungen auf die metamorphe Kristallisation - Beispiel aus dem kristallinen Grundgebirge Sachsen. In: Deformation und Metamorphose von Gesteinen I, PK IX, 1. Beratung März '76.- Veröff. ZIPE, Potsdam 53 (1977) 101-114
- MATHE, G.; BERGNER, R.: Stoffbestand und Genese migmatitischer Gneise im mittleren Erzgebirge.- Z.geol.Wiss., Berlin 5 (1977)10, 1193-1204
- MEHNERT, K.R.: Composition and Abundance of Common Metamorphic Rock Types. In: Handbook of Geochemistry. Vol. I (eds.: WEDEPOHL u.a.). Part. 9, 272-296.- Springer-Verl., Berlin/Heidelberg/New York 1969
- MÜLLER, H.: Über den Glimmertrapp in der jüngeren Gneisformation des Erzgebirges.- N.Jb. Mineral. (1865)
- MYAKISHEV, V.: Untersuchung des Gebirgsspannungszustandes im Südostteil der DDR.- unveröff. Diss. A, Bergakademie Freiberg 1983
- ODIN, G.S.; KENNEDY, W.J.: Géochimie et géochronologie isotopiques.- C.R. Acad. Sc. Paris, 294 (1982) 383-386
- OELLSNER, Chr.: Ergebnisse der Gravimetermessungen im Osterzgebirge.- Frbg. Forsch.-H. C 144, Leipzig (1963) 37-82
- ONDRA, P.; HANAK, J.: On some relations between density, chemistry and metamorphic history of rocks of the Bohemian Massif.- Krystalinikum, Praha 18 (1985)97-115
- OSSENKOPF, P.: Mitteilungen über einige Erscheinungen in Verbindung mit dichten Gneisen bei Marienberg und Jöhstadt (Mittelerzgebirge).- Fundgrube XIII(1977)1/2, 4-8
- PACHOLSKA, A.: Brekcje tektoniczne poZudniowego krańca bloku gnejsów sówiogórskich (On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block).- Geologia Sude-tica, XIII (1978)2, 41-63
- PEARCE, J.A.: Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts.- J. Petrol., London 17 (1976)1, 15-43
- PESCHEL, A.; MÜLLER, B.; KRAMER, W.: Die basischen Intrusivgesteine der Lausitz und ihre industrielle Nutzung.- Frbg. Forsch.-H. C 283, Leipzig (1973)
- PFALZ, R.: Die Bedeutung der "Flammengneise" für die Tektonik des mittleren Erzgebirges.- Z. Dt. Geol. Ges., Berlin 78 (1926) 291-299
- PIETZSCH, K.: Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges.- Geologie, Berlin 3 (1954)4, 391-412
- PITCHER, W.S.; FLINN, G.W. (eds.): Controls of Metamorphism.- Oliver & Boyd, Edinburgh/London 1965

- POWELL, C.McA.: A morphological classification of rock cleavage.- Tectonophysics, Amsterdam 58 (1979) 1/2, 21-34
- RAJLICH, P.; SYNEK, J.: Krenulační kliváž ve strukturním vrtu Suchá Rudná (Crenulation cleavage in the structural borehole Suchá Rudná, Northern Moravia, Czechoslovakia).- Čas. Slez. Muz. Opava (A) 33 (1984) 175-178
- REINISCH, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen, Bl. Lichtenberg-Mulda, Nr. 99, II Aufl.- Leipzig 1927
- REINISCH, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen, 1:25 000. Bl. Lengfeld (Nr. 116). II. Aufl.- Leipzig 1931
- REINISCH, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, Bl. Sayda, Nr. 117, II. Aufl.- Leipzig 1931
- ROBIN, P.-Y.F.: Theory of metamorphic segregation and related processes.- Geochim. Cosmochim. Acta, London 43 (1979) 1587-1600
- RÜSLER, H.; LANGE, H.: Geochemische Tabellen 2. Aufl.- VEB Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, Leipzig 1975
- SAUER, A.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Bl. Brand-Üderan (Nr. 98).- 2. Aufl., Leipzig 1910
- SCHIEBE, R.: Neue Ergebnisse geomagnetischer Untersuchungen zur Erkundung der Geologie des Erzgebirges.- Unveröff. Dissertation A, Bergakademie Freiberg, 1984
- SCHUEMANN, K. H.: Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgsgneises.- Mineral. petrogr. Mitt., Wien 42 (1932) 413-454
- SCHUEMANN, K.H.: Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des sächsischen Granulitgebirges.- Abdr. Ber. d. math.-phys. Kl.d.Sächs. Akad. d. Wiss., Leipzig LXXXVII (1935) 251-286
- SCHUEMANN, K.H.: Über Gneise des Erzgebirges. Einige Bemerkungen zum Aufsatz von K.PIETZSCH (1954).- Geologie, Berlin 6 (1957)1, 3-40
- SCHMID, S.M.: Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field.- Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Techn. Hochschule, Univ. Zürich, N.F. 241 (1982)
- SCHROEDER, E.: Zur zeitlichen Abfolge und Korrelation von Deformations- und Metamorphose-etappen. In: Deformation u. Metamorphose von Gest. I, PK IX, 1. Beratung März 1976, - Veröfftlg. ZIPE Potsdam, 53 (1977) 137-152
- SCHROLL, E.: Analytische Geochemie. I: Methodik.- Ferd. Enke Verl., Stuttgart 1975
- SCHWAN, W.: Harzer und Thüringer Variszikum.- Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 108 (1956) 1, 43-49
- SHROCK, R.R.: Sequence in layered rocks.- McGraw Hill Book Comp., New York 1948
- ŠKVOR, V.: Geologie České části Krušných hor a smrčín.- Knihovna ÚOG, Praha 48 (1975)
- SPRY, A.: Metamorphic Textures.- Pergamon Press, Oxford 1969
- STARKE, R.; RENTZSCH, J.: Geochemische Untersuchungen des Nebengesteins einiger Freiburger Gangformationen.- Geologie, Berlin 8 (1959)4, 395-409
- THOMAS, R.: Thermobarometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen metamorpher Gesteine - ein Beitrag zur Bestimmung der Bildungsbedingungen.- Frbg. Forsch.-H. C 390, Leipzig (1985) 45-65
- THOMPSON, A.B.; RUBIE, D.C. (eds.): Metamorphic Reactions. Kinetics, Textures and Deformation.- Springer-Verl., New York etc. 1985
- TISCHENDORF, G.: Variszischer ensialischer Magmatismus und Metallogenie im Erzgebirge - Modellierung des Prozesses.- Chem. Erde 43, Jena (1986) 75-104
- TISCHENDORF, G.; PALCHEN, W.; RÜLLIG, G.; LANGE, H.: Formationelle Gliederung, petrographisch-geochemische Charakteristik und Genese der Granitoide der Deutschen Demokratischen Republik.- Chem. Erde, Jena 46 (1987) 7-23
- VOLL, G.: New Work on Petrofabrics.- Veröff. Vortragsmanuskript, Liverpool (1960) 503-567
- WALTHER, K.: Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise.- Freib. Forsch.-H. C 269, Berlin (1972)

- WATZNAUER, A.: Tektonische Bewegungsflächen als Zonen von Diaphtorese und Anaphtorese.- Abh. Akad. Wiss., Kl.f. Bergbau etc., Berlin 2 (1964) 393-396
- WEBER, K.: Gefügeuntersuchungen an transversal geschieferten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Geol. Jahrbuch (1976) Hannover D 15
- WELLS, P.R.A.: Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust.- Earth.Planet.Sci.Letters, Amsterdam 46 (1980) 253-265
- WERNER, C.-D.: Geochemische Kriterien zur lithofaziellen Einstufung von Metamorphiten.- Ber. DGGW Berlin, B 14 (1969) 392
- WERNER, C.-D.: Metamorphose und Migmatisation im Ruhlaer Kristallin (Thüringer Wald).- Frbg. Forsch.-H. C 284, Leipzig (1974)
- WERNER, C.-D.: Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R.- In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, I.- Exkursionsführer PK IX 2, Potsdam/Freiberg (1981) 17-68
- WETZEL, H.-U.: Spätvariszische Bruchtektonik und subsequeute Gangmagmatite als Ausdruck der Krustenentwicklung im Osterzgebirge (Altenberger Scholle).- unveröff. Diss., AdW ZIPE, Potsdam 1984
- WEYL, P.K.: Pressure solution and the force of crystallization. A phenomenological theory.- J. geophys. Res., Washington 64 (1959) 2001-2025
- WIEDEMANN, F.: Zur Kenntnis der erzgebirgischen Rotgneise.- J. Bergakademie, Freiberg 3 (1963) 189-193
- WIEDEMANN, F.: Zum Alkalihaushalt im Kristallin des Erzgebirges.- Freib. Forsch.-H. C 192, Leipzig (1965)
- WIEDEMANN, F.: Zur Petrographie und Petrogenese der Gneise und Glimmerschiefer des Sächsischen Erzgebirges.- Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden 14 (1969) 111-152
- WIEDEMANN, R.: Gefügefazielle Untersuchungen im NW- und SW-Teil des Erzgebirgsantiklinoriums.- Diss. A, Bergakademie Freiberg 1984
- WIENHOLZ, R.; HOFMANN, J.; MATHE, G.: Ober Metamorphose, Tiefenbau und regionale Position des Erzgebirgskristallins.- Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979)3, 385-395
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4. Aufl.- Springer Verl. Berlin/Heidelberg/New York 1976
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- Springer Verl. New York-Heidelberg-Berlin 1979
- WOLF, M.; KAISER, G.: K-Ar-Alter von pegmatoiden Bildungen und Pegmatiten im mittleren Erzgebirge.- Z.geol.Wiss., Berlin 14 (1986)1, 27-36
- ZEMAN, J.: Tiefenbau, Krustenentwicklung des Böhmisches Massivs und Möglichkeiten der Prognostizierung verdeckter endogener Lagerstätten.- Z. angew. Geol., Berlin 29 (1983)1, 46-50
- ZOUBEK, V.: Ergebnisse des Internationalen geologischen Korrelationsprogramms: das Präkambrium.- Z.geol. Wiss., Berlin 9 (1981)3, 269-282

Geologisch-strukturelle Karte
1 : 25 000

0 5 10 km



STOFFLICH-GENETISCHE GLEDERUNG

variszisch-zirkonidische Magmatite

Granodiorit - g¹

Quarzporphyr - q¹

gebirgsische Magmatite

Metakonglomerat

Basalt

Mikrophanit, vulkanisch

alt. Konglomerat

Metabasalt (Kalk) - amphibolitisch

Metakonglomerat

Paragneise

alt. Gneis (Zwischenstufe)

Granitoidische Gneise

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

Metakonglomerat (Zwischenstufe)

PETROGRAPHISCH-STRUKTURELLE GLEDERUNG

Metakonglomerat - Seltene Lagerstätte

reaktion magnetisches Gefüge

schwach magnetisch

geologisch magnetisch

stark magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

reaktion magnetisch

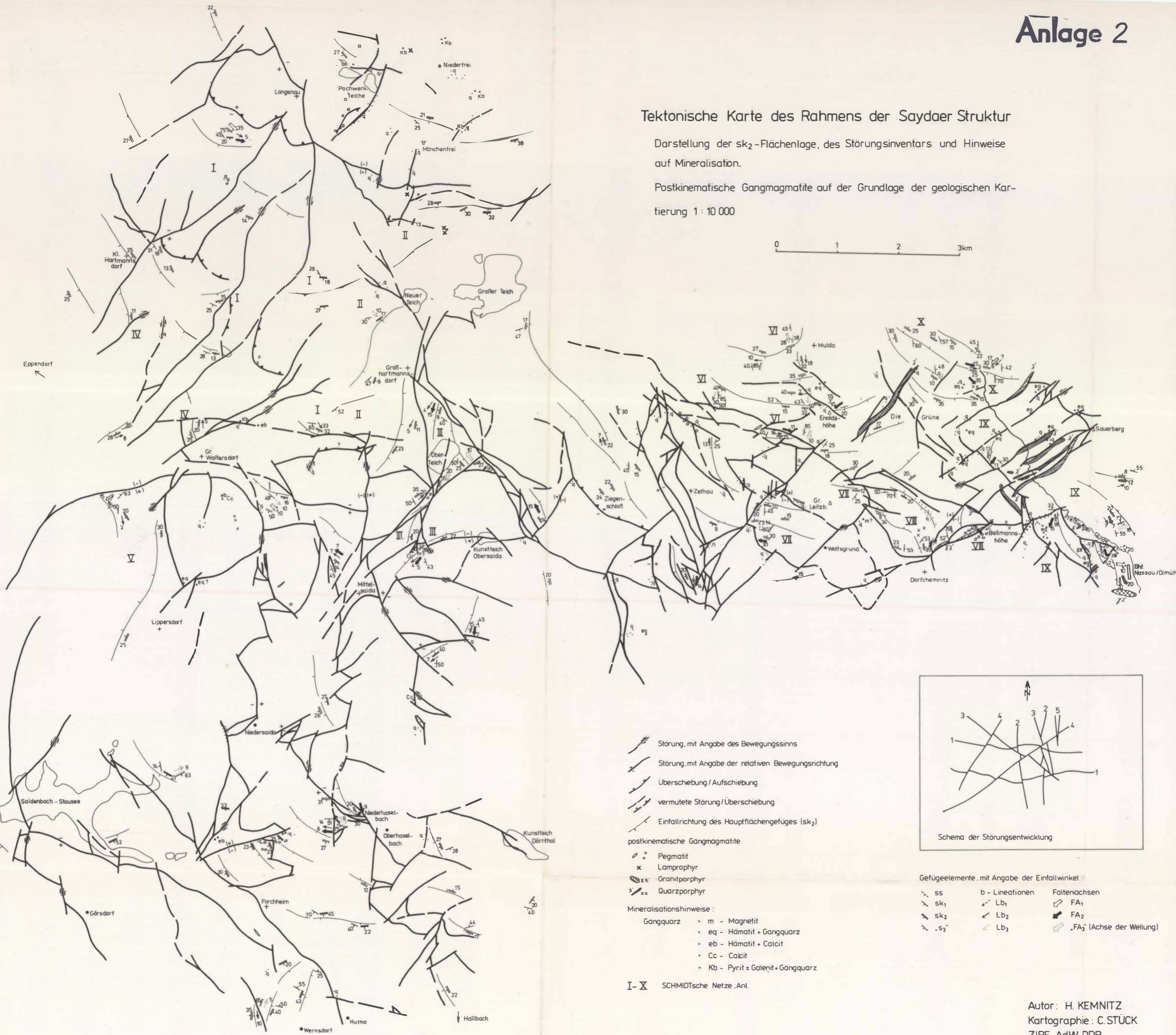
Autor: H. KEMNITZ
Kartographie: A.S. FISCHINSER
ZIPE, AdW DDR
Sept. 1985

Tektonische Karte des Rahmens der Saydaer Struktur

Darstellung der sk_2 -Flächenlage, des Störungsinventars und Hinweise auf Mineralisation.

Postkinematische Gangmagmatite auf der Grundlage der geologischen Kartierung 1 : 10 000

0 1 2 3km

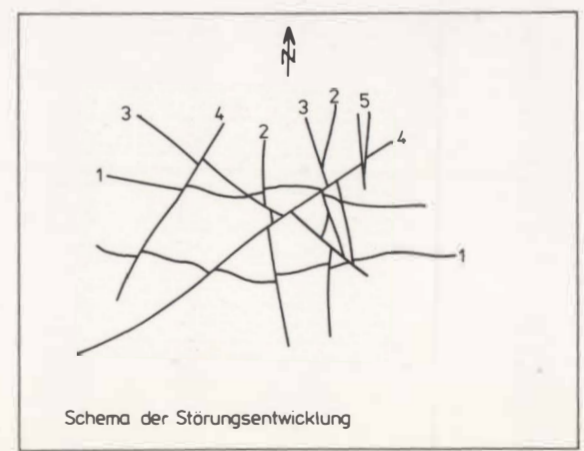


- Störung, mit Angabe des Bewegungssinns
- Störung, mit Angabe der relativen Bewegungsrichtung
- Überschiebung / Aufschiebung
- vermutete Störung / Überschiebung
- Einfallrichtung des Hauptflächengefüges (sk_2)

- postkinematische Gangmagmatite
- Pegmatit
 - Lamprophyr
 - Granitporphyr
 - Quarzporphyr

- Mineralisationshinweise:
- Gangquarz
 - m - Magnetit
 - eq - Hämatit + Gangquarz
 - eb - Hämatit + Calcit
 - Cc - Calcit
 - Kb - Pyrit ± Galenit + Gangquarz

I- X SCHMIDT'sche Netze .Ant.



- Gefügeelemente, mit Angabe der Einfallwinkel:
- ss
 - sk_1
 - sk_2
 - „s₃“
 - b - Lineationen
 - Lb₁
 - Lb₂
 - Lb₃
 - Faltenachsen
 - FA₁
 - FA₂
 - „FA₃“ (Achse der Wellung)

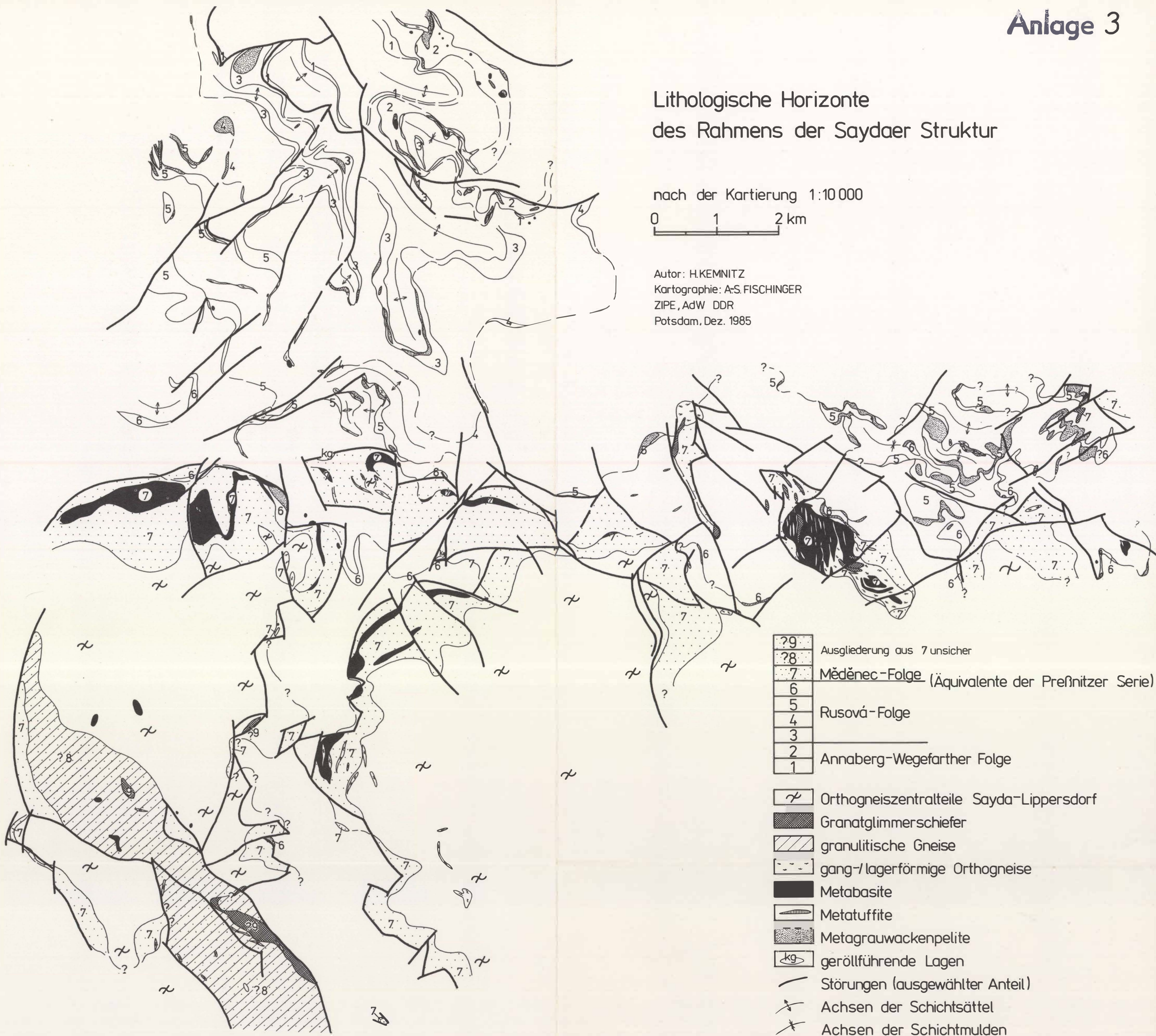
Autor: H. KEMNITZ
 Kartographie: C. STÜCK
 ZIPE, AdW DDR
 Potsdam, März 1986

Lithologische Horizonte des Rahmens der Saydaer Struktur

nach der Kartierung 1:10 000

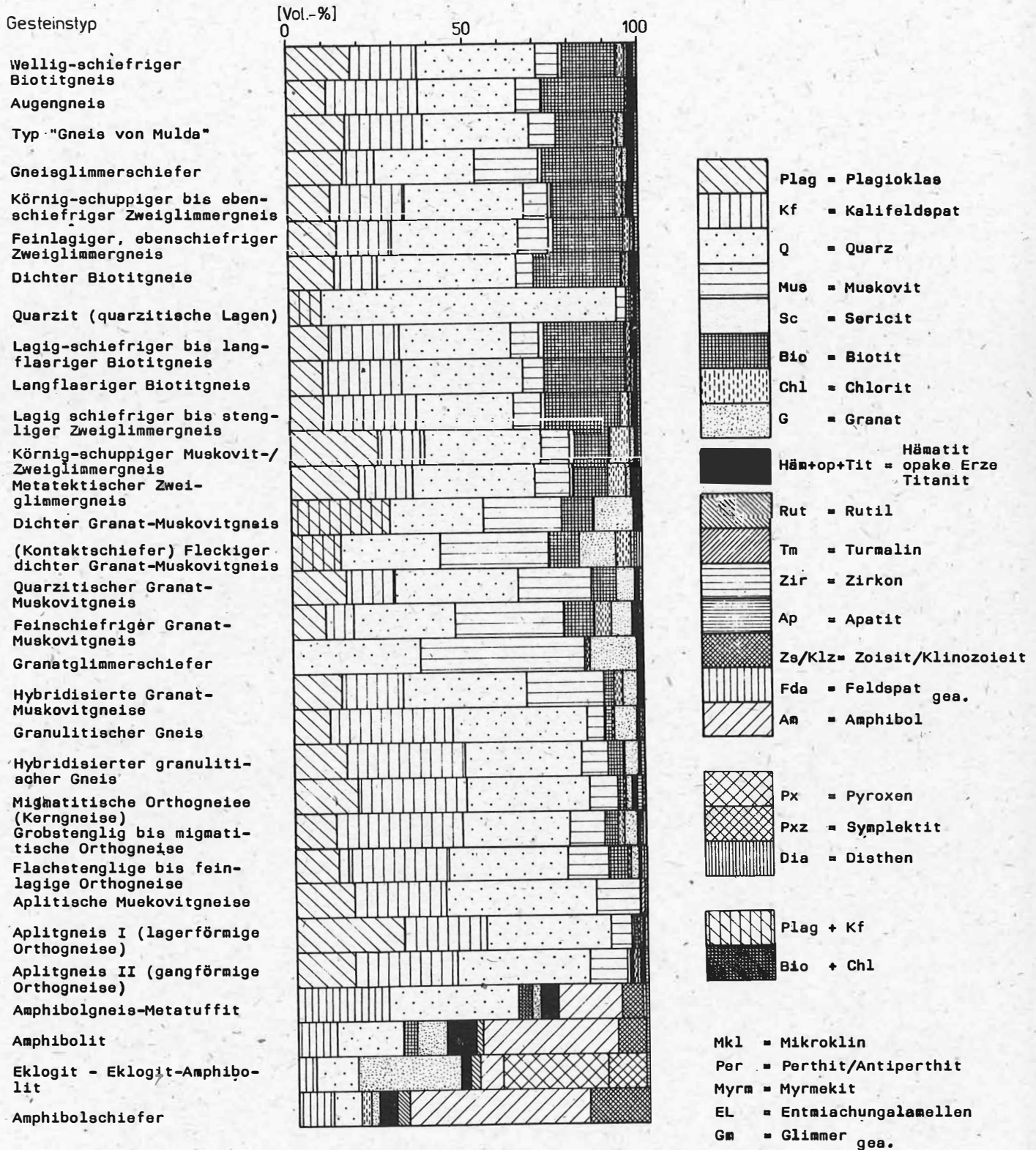


Autor: H.KEMNITZ
Kartographie: A.S.FISCHINGER
ZIPE, AdW DDR
Potsdam, Dez. 1985



- | | |
|----|--|
| ?9 | Ausgliederung aus 7 unsicher |
| ?8 | |
| 7 | Měděnec-Folge (Äquivalente der Přešpitzer Serie) |
| 6 | |
| 5 | Rusová-Folge |
| 4 | |
| 3 | |
| 2 | Annaberg-Wegefarther Folge |
| 1 | |
| ⌘ | Orthogneiszentralteile Sayda-Lippersdorf |
| ■ | Granatglimmerschiefer |
| ▨ | granulitische Gneise |
| ⋯ | gang-/lagerförmige Orthogneise |
| ■ | Metabasite |
| ▨ | Metatuffite |
| ▨ | Metagrauwackenpelite |
| kg | geröllführende Lagen |
| — | Störungen (ausgewählter Anteil) |
| ↗ | Achsen der Schichtsättel |
| ↘ | Achsen der Schichtmulden |

Durschnittlicher Modalbestand der Metamorphite, Saydaer Struktur



Anl. 5: Möglichkeiten und Grenzen der genetischen Klassifikation über Elementverhältnisse am Beispiel basischer Metamorphite

Proben	$\frac{MgO}{MgO+FeO}$	$\frac{2FeO \cdot 100}{MgO+FeO}$	Rb/Sr	K_2O/Na_2O	Interpretation ACP-Diagramm	andere geologische, geographische und geochemische Kriterien	Probenabmegebiet
107	0,395	20,74	0,007	0,05	Basaltfeld	} Eklogit - Amphibolit, } } lager- bzw. deckenartige Vorkommen	Eppendorf - Großwaltersdorf - Lippersdorf
109	0,346	18,60	0,014	0,07			
458	0,410	18,01	0,074	0,11		} Eklogit-Amphibolit, } } vermutlich lagerförmig	Lippersdorf - Seidenbachstausee
460	0,328	20,83	0,153	0,29	Basaltfeld		
442	0,435	45,53	0,033	0,14		} gangförmiges Vorkommen, } } Amphibolit	Saldenbachstausee, bei Forchheim
492	0,270	46,36	0,041	0,30	Basaltfeld		
433	0,433	34,95	0,286	0,28		} gangförmiges Vorkommen } } Amphibolit	Großwaltersdorf (Ortsausgang) - Mittelsaida
444	0,358	25,74	0,324	0,40	Basaltfeld		
450	0,448	37,84	0,470	0,39	Basaltfeld	boudinart. Jesesteine-remitt. Material } } in Hybridgneis	südlich Forchheim
454	0,359	28,15	0,107	0,18	Basaltfeld		
295	0,333	26,96	0,957	1,46	marin, merg. Pelit		
364	0,306	15,25	0,095	0,09	Basaltfeld	Eklogit-Amphibolit, vermutl. gangförmig	nordwestlich Hutha
374	0,431	11,93	0,053	0,07	Basaltfeld	Eklogit - Amphibolit, lagerförmig	bei Oberhaselbach
377	0,339	22,06	0,038	0,09			
223	0,386	14,66	0,006	0,07	Tonalitbereich	stark amphibolisierter Eklogit, } } vermutl. gangförmig	Niedersaida - Mittelsaida - Obersaida
474	0,417	48,65	0,133	0,13		} Eklogit-Amphibolit, } } vermutlich lagerförmig	
478	0,426	34,35	0,091	0,22	Basaltfeld		
485	0,388	36,67	0,111	0,14			
350	0,459	16,07	0,052	0,06	Tonalitfeld	stark kataklasierter Eklogit, } } vermutl. lagerförmig	bei Neuwaltersdorf
467	0,532	45,71	0,823	1,93	Grauwackenfeld	Kataklastit, Störungsbereich	am Kunstteich Bönthal
77	nicht bestimmt						
253	0,465	55,78	0,027	n.b.	Grauwackenfeld, Basaltnähe	Eklogit-Amphibolit, vermutl. lagerförmig	Langenau - Mönchenfrei - Niederfrei
84	0,295	46,15	0,500	4,14	mergeliges Sediment } } zwischen Grauwacken-/ } Basaltfeld	Amphibolit erhöhter K ₂ O-Gehalt	
230	0,333	60,00	0,007	0,08	Basaltfeld	Amphibolhornfels	
234	0,463	33,33	0,038	0,19	Grauwackenfeld, Basaltnähe	Amphibolit, erhöhter K ₂ O-Gehalt	
247	0,382	36,58	0,030	0,20		Amphibolitgneis, Mylonit-möglw. Mergel	
312	nicht bestimmt		0,048	n.b.		Amphibolit	
299	0,298	9,52	0,140	1,00	Tonalitbereich	Zoisitgneis G-Zoi-fels = möglw. Metatuffit	Mönchenfrei - Großhartmannsdorf
339c	0,344	36,73	0,462	1,49	Grauwackenfeld	Grauwackengefüge = Metagrauwacke	bei Kleinhartmannsdorf

(Elementverhältnisse nach HYNDMAN, 1972)

$\frac{MgO}{MgO+FeO}$ - Charakterisierung Differenziationstrends (und sekundäre Einflüsse)

$2FeO \cdot 100$
 $MgO+FeO$ - Oxidationsrate (intrusiv/extrusiv)

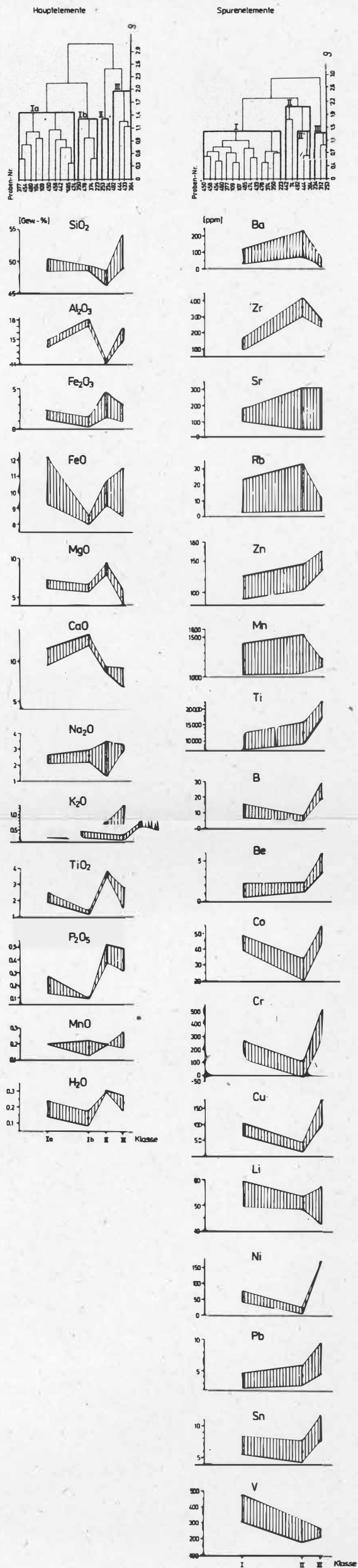
Rb/Sr < 0,33 - Charakterisierung metamorpher basaltoider/gabbroider Körper

$K_2O/Na_2O > 1$ - Sedimentogen

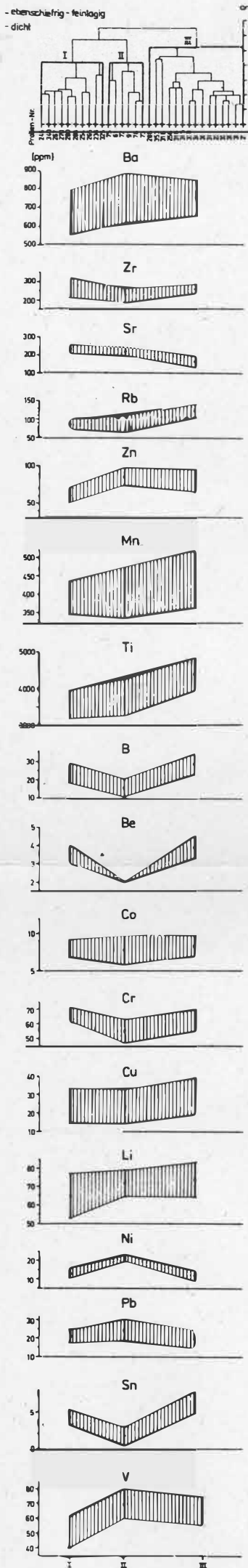
M e d e n e c i k o l o g e
Rusová-u. Anna-
berg-Wegefarther
Folge

CLUSTER - Q - ANALYSE

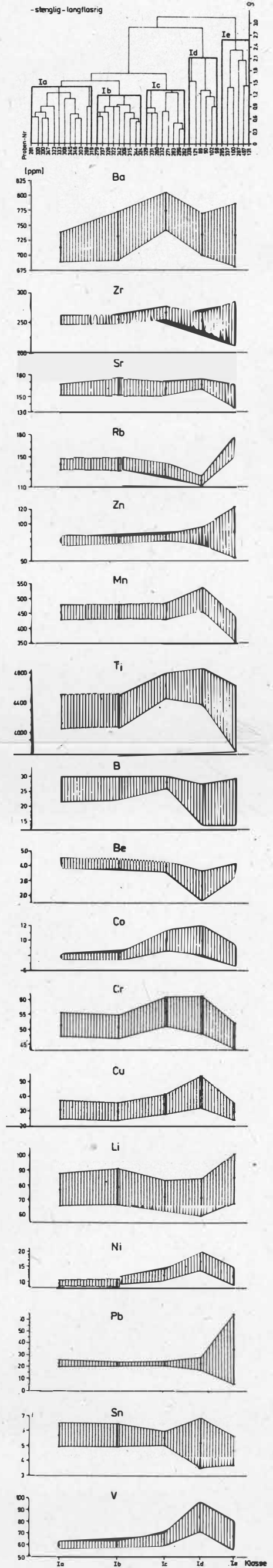
METABASITE

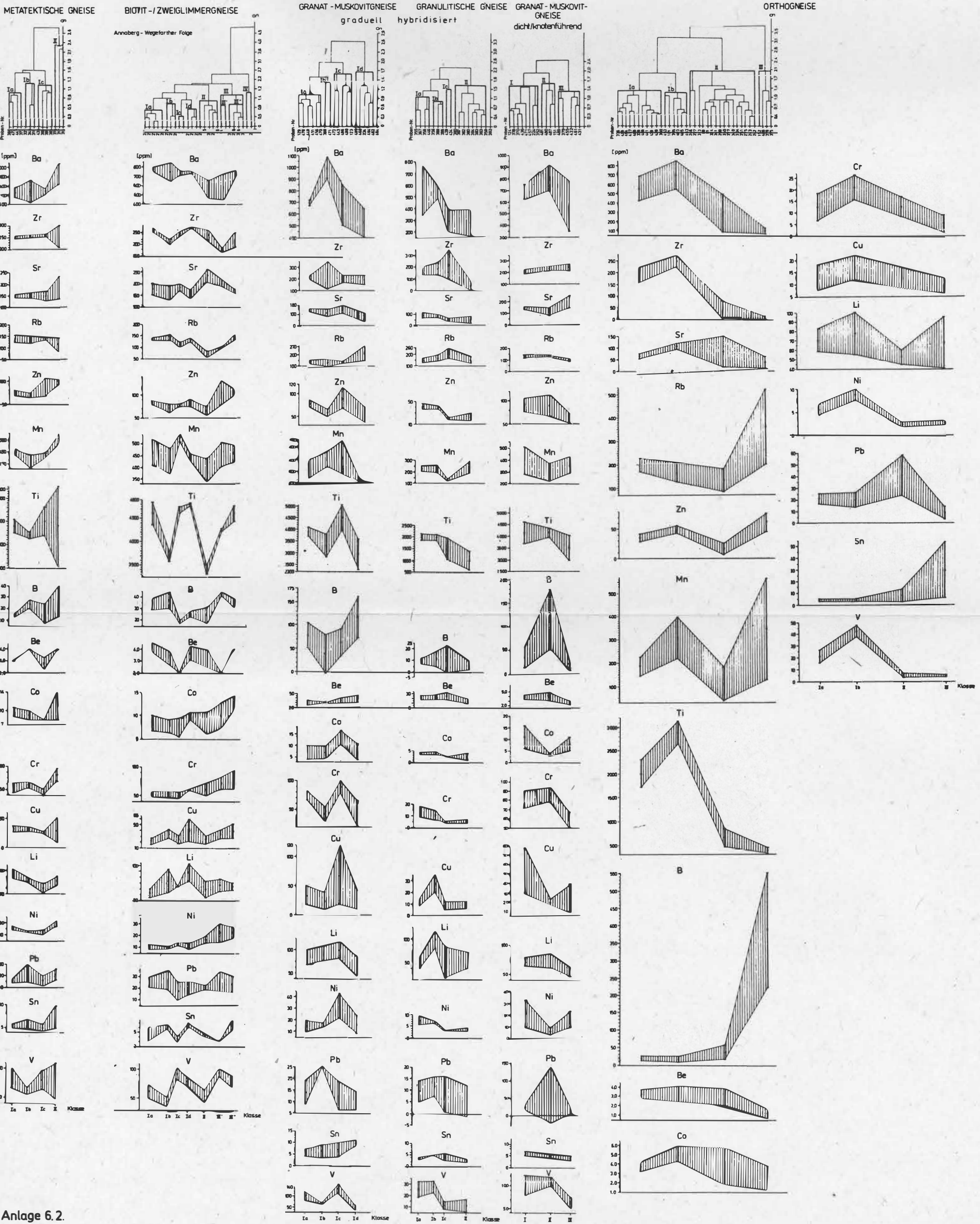


BIOTIT - / ZWEIGLIMMERGNEISE



BIOTIT - / ZWEIGLIMMERGNEISE

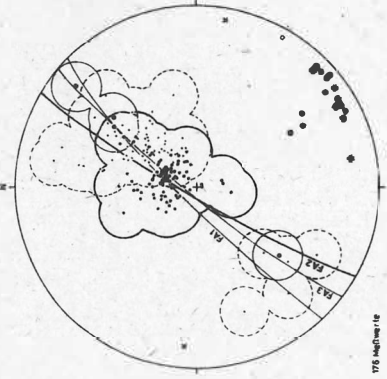




Anlage 6.2.

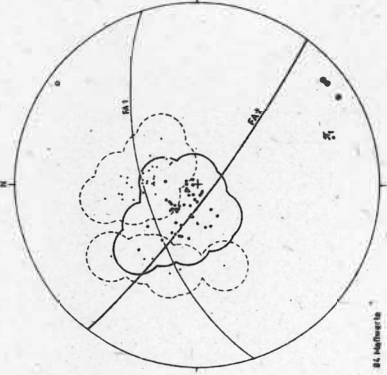
Durchstoßpunkte der Flächennormalen und Lineare sowie Konstruktionen von π -Kreisen im SCHMIDT'schen Netz (untere Halbkugel)

I Langenau-Grönitz - Großwaltersdorf



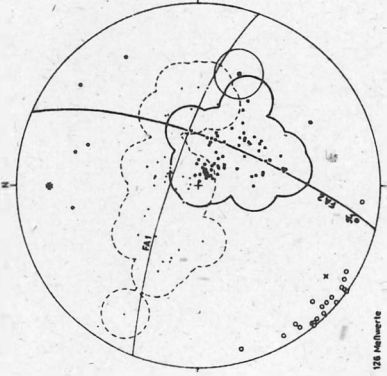
178 Maßwerte

II Niederfrei-Mönchentreif-Gröfnurmannsdorf-Gränitz



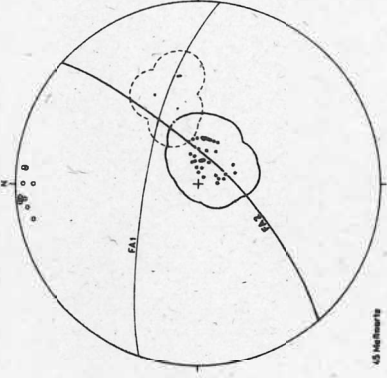
84 Maßwerte

III Grotharmanndorf-Mittelsaida-Obersaider Rösche, südlicher Abschnitt



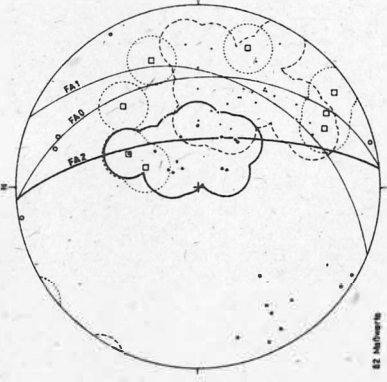
126 Maßwerte

IV Kleinharmanndorf-Grotharmanndorf/Kirche



45 Maßwerte

V Großwaltersdorf - Lippersdorf

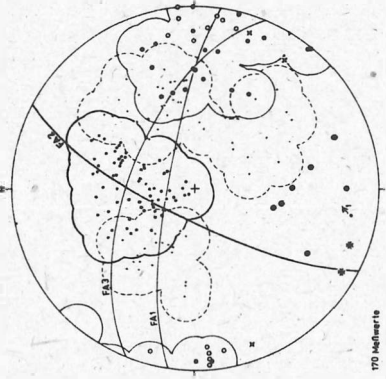


82 Maßwerte

Durchstoßpunkte der Flächennormalen
 D Schichtung (S₀)
 * Achse der s₀-Faltung (FA 1)
 * erste Kristallisationsachse (S₁)
 • zweite Kristallisationsachse (S₂)
 • Naturliches Flächennetz (S₃)

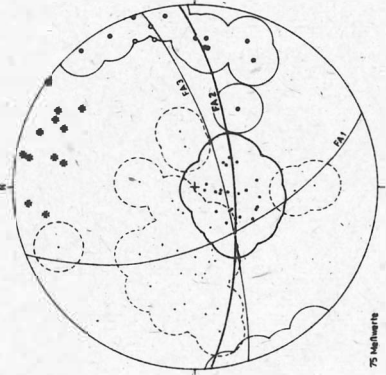
Durchstoßpunkte der Linien
 * Achse der s₁-Faltung (FA 1)
 o b-Linien zu FA 2
 • Achse der s₁-Faltung/Windung (FA 2)
 o b-Linien zu FA 3

VI Mulda/Körtschöhe - Wolfsgrund



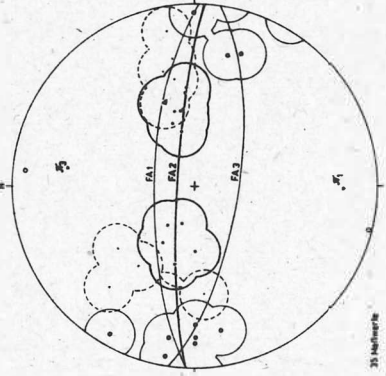
170 Maßwerte

VII Wolfsgrund-Lucian-Dorfchemnitz



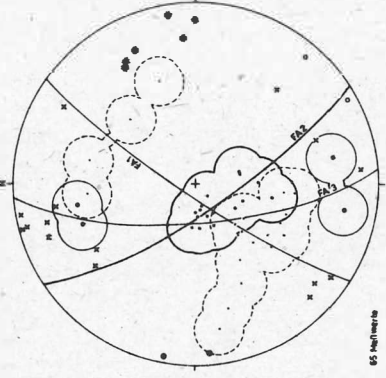
75 Maßwerte

VIII Dorfchemnitz/Buchleite - Bellmannshöhe



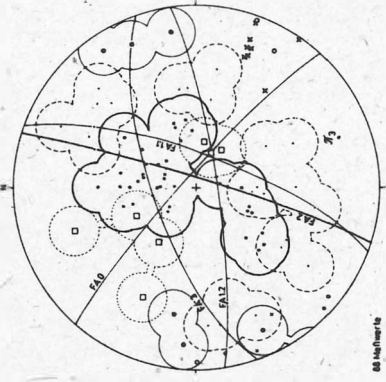
215 Maßwerte

IX Westhänge der Freiburger Mulde:süd. Mulda-Bahnhoft Nassau/Olmühle



65 Maßwerte

X Mulda/Ortsausgang West- und Osthang der Freiburger Mulde - Nassau/Olmühle Osthang der Freiburger Mulde



88 Maßwerte

