



Metamorphose-Entwicklung im
Linksrheinischen Schiefergebirge:
Metamorphosegrad und -verteilung sowie
Metamorphosealter nach K-Ar-Datierungen

Rolf Nierhoff

Sz 2739a

**Metamorphose-Entwicklung im Linksrheinischen
Schiefergebirge: Metamorphosegrad und -verteilung sowie
Metamorphosealter nach K-Ar-Datierungen**

Von der Fakultät für Bergbau, Hüttenwesen und Geowissenschaften
der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen

zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften

genehmigte Dissertation

vorgelegt von Diplom-Geologe

Rolf Nierhoff



aus Birkesdorf jetzt Düren

Referent: Universitätsprofessor Dr.-Ing. G. Spaeth

Korreferenten: Universitätsprofessor Dr. rer. nat. R. Walter
Universitätsprofessor Dr. rer. nat. W. Echle

Tag der mündlichen Prüfung: 21. Dezember 1993

AACHENER GEOWISSENSCHAFTLICHE BEITRÄGE

Herausgeber:

Fachgruppe Geowissenschaften der RWTH Aachen

Schriftleitung:

Prof. Dr. rer. nat. Heinrich Arnold

Prof. Dr. rer. nat. Werner Kasig

Prof. Dr. rer. nat. Roland Walter

Redaktion:

Dr. rer. nat. Ludwig Stroink

Geologisches Institut der RWTH Aachen

Wüllnerstraße 2

52056 Aachen

Tel.: 0241/80-5720

Nierhoff, Rolf:

Metamorphose-Entwicklung im Linksrheinischen Schiefergebirge:

Metamorphosegrad und -verteilung sowie Metamorphosealter nach K-Ar-Datierungen

1. Auflage Aachen:

Verlag der Augustinus Buchhandlung, 1994

(Aachener Geowissenschaftliche Beiträge, Band 3)

ISBN 3-86073-212-9

© 1994 Rolf Nierhoff

Verlag der Augustinus Buchhandlung

Pontstraße 66/68

52062 Aachen

Druck: Druckerei Becker-Kuns, Aachen

Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

"D 82 (Diss. RWTH Aachen)"

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. G. Spaeth in den Jahren 1989 bis 1993 am Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie-Endogene Dynamik der RWTH Aachen. Herrn Prof. Dr. G. Spaeth möchte ich meinen herzlichen Dank für die Vergabe und Betreuung der Arbeit sowie für den wohlwollenden Antrieb zur zügigen Bearbeitung ausdrücken.

Für die Arbeit wurden entscheidende Laboruntersuchungen am *Centre de Géochimie de la Surface* des *Centre National de la Recherches Scientifique* an der Louis-Pasteur-Universität in Strasbourg/Frankreich durchgeführt. Dr. N. Clauer danke ich für die Unterstützung der Arbeit und für die Hilfestellungen bei der Auswertung der radio-metrischen Daten und der elektronenmikroskopischen Untersuchungen.

Den Herren Prof. Dr. R. Walter und Prof. Dr. W. Echle sei für die Übernahme der Korreferate und für anregende Diskussionen und Hinweise zur Abrundung der Ausarbeitung gedankt.

Die Untersuchungen erfolgten in enger Zusammenarbeit mit den auf der identischen Traverse arbeitenden Projektwissenschaftlern des DFG-Forschungsprojektes "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge". Den Herren Dr. C. von Winterfeld, Dr. T. Schievenbusch und Dipl.-Geol. U. Dittmar danke ich für die zahlreichen Proben, die Überlassung der Profildarstellungen und der Daten zur Vitrit-Reflexion und anregende und informative Gespräche.

Die vorliegende Arbeit wurde durch die Förderung des Projektes durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) ermöglicht.

Die Messungen der Vitrit-Reflexion wurden freundlicherweise am Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstättenkunde des Erdöls und der Kohle der RWTH Aachen (Prof. Dr. M. Wolf) von Herrn Dipl.-Geol. J. Xia durchgeführt.

Den Herren Prof. Dr. W. Kasig, Dr. J. Eschghi (Gemeinde Hillesheim) und Dr. Jung (Stadt Gerolstein) sei für regionalgeologische Hinweise im Rahmen der Geländearbeiten gedankt.

Die vorliegende Arbeit wurde in interdisziplinärer Zusammenarbeit mit verschiedenen Labors und Hochschuleinrichtungen durchgeführt, so daß ich zahlreichen Mitarbeitern zu Dank verpflichtet bin.

Insbesondere danke ich allen Kollegen und Mitarbeitern am Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie-Endogene Dynamik der RWTH Aachen und am *Centre de Géochimie de la Surface* (CGS) in Strasbourg für Anregungen, Diskussionen, Hilfestellungen und nicht zuletzt für die angenehme Arbeitsatmosphäre. Den Mitarbeitern des CGS sei außerdem für die mir erwiesene Gastfreundschaft herzlichst gedankt.

Herrn W. Kraus möchte ich darüberhinaus für die vielfältige Unterstützung bei den Laborarbeiten herzlich danken. Frau W. Sye sei insbesondere für die Hilfestellungen bei allen Verwaltungsfragen und bei der Abwicklung der Reisen gedankt.

In den Strasbourger Labors fand ich freundliche Unterstützung bei den Herren R. Winkler, R. Wendling (Massenspektrometrie), D. Tisserant (Präparation), P. Karcher (TEM), J.L. Cezard und R. Wendling (Röntgendiffraktometrie), I. Baluca (Flammenphotometrie). Frau S. Furlain sei besonders für ihren Einsatz bei der Quartiersuche in Strasbourg gedankt.

Desweiteren gilt mein Dank den Mitarbeitern des Geologischen Instituts der RWTH Aachen, wo die langwierige Aufbereitung der Proben (Herr Chem.-Ing. A. Schuckließ), Röntgenbeugungsaufnahmen (Frau R. Groteklaes), Rasterelektronenmikroskopie (Frau K. Hicking) und die Dünnschliffphotografie (Frau E. Barth-Lins) tatkräftig unterstützt wurden.

Herrn Dr. B. Fitzner von der Arbeitsgruppe "Natursteinverwitterung" danke ich für die Unterstützung im Rahmen der Auswertung der Röntgenaufnahmen.

Ergänzende elektronenmikroskopische Untersuchungen konnten dankenswerterweise am Gemeinschaftslabor für Elektronenmikroskopie der RWTH Aachen (GfE) durchgeführt werden.

Für die engagierte Mitarbeit bei der Probenaufbereitung und der Anfertigung der Zeichnungen geht mein Dank an die Herren cand.-geol. U. Schwarz und cand.-geol. R. Tschernoster.

Zur Diskussion der Ergebnisse fand ich insbesondere bei den Herren Dr. S. Kreutzer, Dipl.-Geol. W. Bauer, Dipl.-Geol. G. Hollmann, Dr. C. von Winterfeld, Dr. U. Glasmacher und Dr. U. Giese interessierte Gesprächspartner, denen für zahlreiche konstruktive Anregungen gedankt sei.

Herrn Dipl.-Geol. R. Olzem danke ich für das freundschaftliche Entgegenkommen während der Ausarbeitung.

Ein herzlicher Dank gilt meinen Eltern Annemie und Christian Nierhoff für ihre liebenswerte Unterstützung.

Ruth und Ronja möchte ich ganz besonders danken. Sie haben sehr viel Verständnis für mangelnde Freizeit und ungewöhnliche Arbeitszeiten aufgebracht und mich zur Fertigstellung der Arbeit angespornt.

Ihnen sei die Arbeit gewidmet.

Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurde entlang einer von Aachen im Nordwesten bis zum Hunsrück-Südrand im Südosten verlaufenden Untersuchungstraverse ein Metamorphoseprofil der Illit-"Kristallinität" erstellt. Im Metamorphoseprofil ist die im Rheinischen Schiefergebirge verbreitete Metamorphose in anchizonaler Fazies dokumentiert. Im Bereich der Monschau-Scherzone, im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung und lokal im Kern der Hunsrück-Decke wurden epimetamorphe Bedingungen erreicht, während nördlich der Venn-Decke, in der Eifeler Nord-Süd-Zone, im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung und lokal im Kern der Mosel-Mulde das Diagenese-Stadium kaum überschritten wurde. Das Profil der Vitrinit-Reflexion zeigt weitestgehend eine ähnliche Metamorphoseverteilung.

Aus der Untersuchungstraverse wurden 16 Proben für die geochronometrische Bearbeitung mit dem Ziel der Datierung der i.w. metamorphen Illit-Bildungsprozesse ausgewählt.

Die Probenzerkleinerung erfolgte durch Frost-Tau-Wechsel, um künstliche Kornverfeinerungen und die damit verbundenen Beeinflussungen durch ererbte Alter zu verhindern. Aus dem zerkleinerten Probenmaterial wurden insgesamt bis zu vier Fraktionen ($< 2\mu\text{m}$, $1-2\mu\text{m}$, $0,4-1\mu\text{m}$ und $< 0,4\mu\text{m}$) je Probe nach der K-Ar-Methode bearbeitet. Die K-Ar-Daten werden unter Einbeziehung der begleitenden Untersuchungen (Dünnschliffmikroskopie, Rasterelektronenmikroskopie, Transmissionselektronenmikroskopie, Röntgendiffraktometrie) interpretiert. Unter dem Transmissionselektronenmikroskop (TEM) werden anhand der Kornmorphologie die in den Präparaten angereicherten Illite typisiert. Daraus ergibt sich eine Zuordnung zur Detrituskomponente bzw. zur authigenen Neubildungskomponente der jeweiligen Probe.

Die ermittelten K-Ar-Alter der authigenen Illit-Bildungen dokumentieren für die Untersuchungstraverse drei Phasen thermischer Aktivität. Die erste variszische Hauptmetamorphose (M_1) ist vor rd. 336-320 Ma (Visé bis Westfal, Unter-/Oberkarbon) abgelaufen. Die M_1 -Metamorphose wird mit der 1. variszischen Konvergenzphase im Rahmen der Plattenkollision und der dadurch ausgelösten Abscherung der devonischen Beckenfüllung, der Bildung tektonischer Decken und der Anlage der Falten mit einer achsenflächenparallelen Hauptschieferung korreliert. Eine Wanderungsrichtung der M_1 -Metamorphose ist mit den vorliegenden Ergebnissen im Linksrheinischen Schiefergebirge nicht nachzuvollziehen. Die M_1 -Metamorphose ist vornehmlich südlich der Siegener Hauptaufschiebung mit intensiver Illit-Bildung verbunden. Außerdem ist eine frühe tektonische Aktivität in der Monschau-Scherzone am Südrand des Stavelot-Venn-Massivs datierbar. Die Monschau-Scherzone stellt einen Oberflächenaufschluß der bereits frühtektonisch aktivierten basalen Scherzone der Eifel-Decke dar. Eine spätvariszische Illit-Bildung (M_2), vermutlich als Folge einer jüngeren Störungsaktivierung vor rd. 300 Ma (Westfal/Stephan, Oberkarbon), konnte für die Eifeler Nord-Süd-Zone und den Bereich der Siegener Hauptaufschiebung datiert werden. Ein Zusammenhang mit der spätorogenen Anlage von Rücküberschiebungen im Zuge einer 2. variszischen Konvergenzphase wird nahegelegt.

Eine dritte Phase der Illit-Bildung (M_3) vor rd. 270-288 Ma (Rotliegendes, Unterperm) konnte verbreitet mit Illit-Blasten $<0,4\mu\text{m}$ nachgewiesen werden. Im Rahmen der spät- bis postorogenen Extension spätvariszische Extensionsphase) wurden im Linksrheinischen Schiefergebirge im Zusammenhang mit dem Rotliegend-Vulkanismus offenbar Fluide mobilisiert, die neben lokalen postorogenen Mineralisationen u.a. eine hydrothermale Illitisierung bewirkten.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen sollen an die vorliegende Bearbeitung angeschlossen werden, um zusätzliche Daten zur Metamorphosegeschichte zu gewinnen und die ermittelten K-Ar-Daten zu überprüfen.

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
Vorwort.....	i
Zusammenfassung.....	iii
1. Einleitung.....	1
1.1. Lage des Untersuchungsgebietes und Zielsetzung.....	1
1.2. Gliederung des Arbeitsgebietes.....	3
1.3. Regionalgeologischer Überblick.....	4
1.4. Paläogeographie des Linksrheinischen Schiefergebirges.....	15
1.5. Geophysikalische Untersuchungen zum Tiefenbau der Rheinisch-Ardennischen Masse.....	17
1.6. Altersbestimmungen im mitteleuropäischen Variszikum.....	20
1.6.1. Präkambrische Ereignisse.....	20
1.6.2. Kaledonische Ereignisse.....	20
1.6.3. Variszische Ereignisse.....	22
1.6.4. Postvariszische Ereignisse.....	26
1.7. Metamorphosegrad und -verteilung.....	26
1.8. Ablauf der variszischen Orogenese im Linksrheinischen Schiefergebirge.....	34
2. Metamorphosegrad und -verteilung entlang der Untersuchungstraverse.....	38
2.1. Aktuelle Inkohlungsuntersuchungen im Linksrheinischen Schiefergebirge.....	38
2.2. Neubearbeitung des Metamorphoseprofils anhand der Illit-"Kristallinität".....	40
2.3. Probenmaterial und damit zusammenhängende Problematik für die Datierung der Metamorphose.....	41
2.4. Meßverfahren zur Bestimmung der Illit-"Kristallinität".....	44
2.4.1. Probenaufbereitung.....	44
2.4.2. Theoretische und apparative Grundlagen.....	45
2.5. Abgrenzung der Anchizone.....	53
2.5.1. Vitrinit-Reflexion.....	53
2.5.2. Illit-"Kristallinität".....	53
2.6. Vergleich zwischen Vitrinit-Reflexion und Illit-"Kristallinität".....	55
2.7. Vergleich der Illit-"Kristallinität" - Strasbourg/Aachen.....	57
2.8. Metamorphoseprofile nach der Illit-"Kristallinität" und der Vitrinit-Reflexion.....	59
2.8.1. Nordprofil.....	59
2.8.2. Mittleres Profil.....	61
2.8.3. Südprofil.....	62
2.9. Beurteilung der "Datierbarkeit" der variszischen Metamorphose im Linksrheinischen Schiefergebirge.....	66

3.	Begleitende Untersuchungen für die Datierungen.....	67
3.1.	Röntgenographische Untersuchungen zum Aufbereitungserfolg und zur Phyllosilikatmineralogie	67
3.2.	Dünnschliffmikroskopie	68
	3.2.1. Nordprofil.....	68
	3.2.2. Mittleres Profil	73
	3.2.3. Südprofil	74
3.3.	Elektronenmikroskopische Untersuchungen	76
	3.3.1. Aufbereitungserfolg	78
	3.3.2. Phyllosilikat-Typisierung	80
3.4.	Anwendung der Ergebnisse auf die "Datierbarkeit".....	82
4.	Geochronometrie.....	85
4.1.	Grundlagen der K-Ar-Methode und Präparation des Probenmaterials..	85
	4.1.1. Bestimmung des $^{40}\text{Ar}^*$	85
	4.1.2. Bestimmung des K-Gehaltes.....	87
4.2.	Probenauswahl.....	88
4.3.	Probenaufbereitung	92
4.4.	Meßergebnisse der K-Ar-Bestimmungen und Diskussion der Einzelergebnisse	94
4.5.	Korngrößenabhängigkeit der K-Ar-Daten	111
4.6.	Grundlagen der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode.....	116
5.	Zusammenfassende Betrachtung und Fazit	118
5.1.	Aufbereitungstechnik	118
5.2.	Metamorphose-Ereignisse.....	118
5.3.	Regionaler Metamorphoseablauf.....	121
5.4.	Datierung der (tektono-)metamorphen Entwicklung des Linksrheinischen Schiefergebirges	126
6.	Ausblick.....	135
7.	Literaturverzeichnis	136
8.	Anhang.....	151

1. Einleitung

1.1. Lage des Untersuchungsgebietes und Zielsetzung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die Metamorphoseverteilung entlang einer durchgehenden Untersuchungstraverse von Aachen im NW bis an den Hunsrück-südrand (Abb. 1) ermittelt. Anhand von K-Ar-Bestimmungen wurde eine radiometrische Datierung der Metamorphose durchgeführt, um damit einen Beitrag zur Rekonstruktion der Tektogenese des Linksrheinischen Schiefergebirges zu liefern.

Die vorliegende Arbeit wurde als DFG-Forschungsprojekt (Az. Sp 235/7) in enger Zusammenarbeit mit dem auf der identischen Untersuchungstraverse arbeitenden DFG-Projekt "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (Az. Wa 365/13; s.a. DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR 1993, DITTMAR in Vorb.) durchgeführt. Die in der vorliegenden Arbeit dargestellte Metamorphoseverteilung wurde größtenteils an den im Rahmen dieses Projektes entnommenen Proben mittels Bestimmungen der Illit-"Kristallinität" ermittelt. Das Profil wurde mit eigenen Proben ergänzt. Zusätzlich erfolgten Beprobungen und Untersuchungen an Tuffiten aus dem südlichen Linksrheinischen Schiefergebirge. Im Guldenbachtal des südlichen Hunsrück wurde ein Parallelprofil untersucht, wodurch eine Verbindung zu den geochronometrischen Arbeiten im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (AHRENDT et al. 1978) geschaffen werden sollte. Die Daten der Vitrinit-Reflexion wurden von den Bearbeitern des DFG-Projektes "Profilabwicklung" freundlicherweise zur Verfügung gestellt (s.a. DITTMAR et al. 1991).

Die Bestimmung des Metamorphosegrads und der Metamorphoseverteilung liefert Hinweise auf metamorphe Mineralneubildungsprozesse, deren radiometrische Datierung ein Hauptziel der vorliegenden Bearbeitung ist. Die Regionalmetamorphose im Rheinischen Schiefergebirge lief verbreitet synkinematisch zur variszischen Tektogenese ab oder hat die Gebirgsbildung geringfügig überdauert (WEBER 1972b; AHRENDT et al. 1978, 1983; TEICHMÜLLER et al. 1979). Häufig ist die Anlage der Schieferung von einer Phyllosilikatblastese begleitet, die in erster Linie Chlorite und Illite hervorgebracht hat. Die Alter der kaliumhaltigen Illit-Neubildungen sind prinzipiell mit der K-Ar-Methode radiometrisch datierbar. Die radiometrische Altersbestimmung der Metamorphose über eine durchgehende Traverse liefert somit Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des zeitlichen Ablaufs der Gebirgsbildung (AHRENDT et al. 1977, 1978, 1983). Gleichzeitig sind vereinzelt Aussagen zum Diagenesealter, zu Detritusaltern und zu prä- und postorogenen thermischen Ereignissen möglich. Zur Ermittlung geologisch signifikanter Metamorphosealter müssen Mineralkonzentrate der authigenen Neubildungen angefertigt werden. Bei den bearbeiteten Metasedimentiten muß eine Abtrennung der detritischen Illite gelingen, da es ansonsten zu einer Verfälschung der Ergebnisse durch "ererbte Alter" kommen kann.

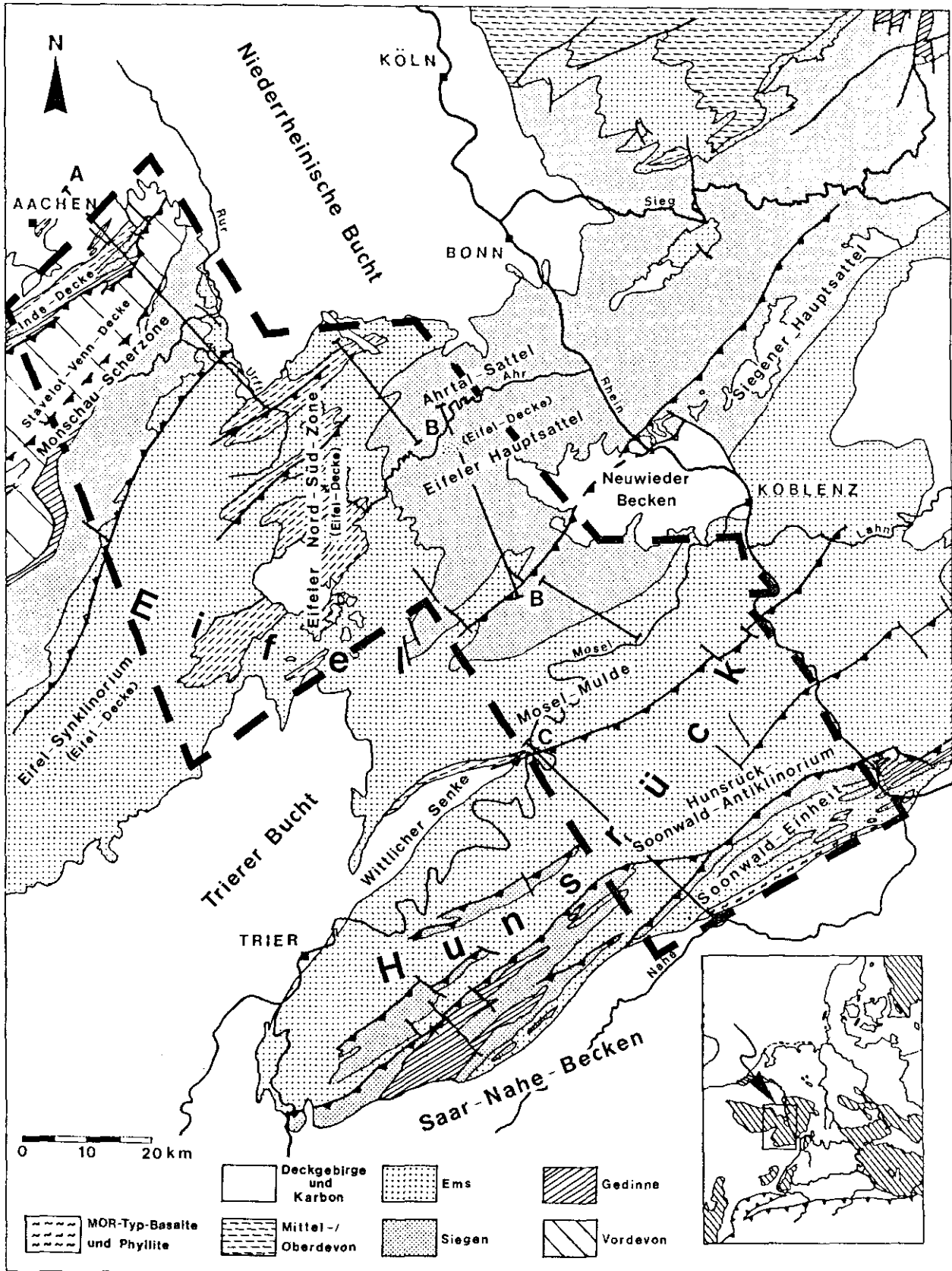


Abb. 1: Naturräumliche und geologische Gliederung des Linksrheinischen Schiefergebirges und Lage der Untersuchungstraverse (———).
A, B, C - Profilinien.

Für das südwestliche Schiefergebirge erfolgt vereinfachend eine einheitliche Darstellung als "Ems", obwohl bereichsweise auch Schichten des Siegen auftreten.

Neben diesen regionalgeologischen Untersuchungen werden methodische Aspekte der radiometrischen Altersbestimmung an Metasedimentiten berücksichtigt. Insbesondere wird der Einfluß der Lithologie auf Metamorphosegrad, Mineralumbildungen und Isotopendiffusion an einigen Beispielen exemplarisch untersucht sowie die Korngrößenabhängigkeit der ermittelten Daten behandelt (vergl. REUTER 1985).

Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung werden Mineralpräparate aus unterschiedlichen Kornfraktionen $< 2\mu\text{m}$ ($< 0,4\mu\text{m}$, $0,4-1\mu\text{m}$, $1-2\mu\text{m}$) untersucht. Begleitende Untersuchungen zu den K-Ar-Messungen sollen darüber Aufschluß geben, inwieweit eine Anreicherung authigener Illit-Neubildungen¹⁾ in den jeweiligen Fraktionen vorliegt. Wichtigstes Instrument ist dabei das Transmissionselektronenmikroskop (TEM), das eine Unterscheidung zwischen detritischen Illiten und authigenen Neubildungen erlaubt. Lediglich Präparate, die weitestgehend frei von detritischen Beimengungen sind können geologisch signifikante Metamorphosealter liefern.

Die Zuordnung der ermittelten Alterszahlen zur stratigraphischen Zeitskala erfolgt nach HARLAND et al. (1989) und COWIE & BASSET (1989).

1.2. Gliederung des Arbeitsgebietes

Die bearbeitete NW-SE-Traverse erstreckt sich über das gesamte Linksrheinische Schiefergebirge vom NW-Rand der Eifel bei Aachen bis zum Hunsrück Südrand (Abb. 1).

Im NW bedecken die mesozoischen Sedimente der Limburger Kreidetafel die nach Norden abtauchenden paläozoischen Gesteine der variszischen Randsenke. Nach Osten schließen sich die tertiären und quartären Deckschichten der Niederrheinischen Bucht an, die sich keilförmig weit nach Süden zwischen Linksrheinischem und Rechtsrheinischem Schiefergebirge erstreckt.

Südöstlich von Aachen beginnt die Nordeifel, deren dominantes morphologisches Element mit einer Höhe von knapp 700 m ü. NN das Hohe Venn ist. Östlich leitet das Maubach-Mechernicher Trias-Dreieck in die Niederrheinische Bucht über. Die südöstlich anschließenden fossilreichen Eifel-Kalkmulden verbinden in der Eifeler Nord-Süd-Zone das Senkungsgebiet des Trias-Dreiecks mit der Trierer Bucht.

Zwischen Nord-Süd-Zone und dem Rheintal ist das Ahrtal auffälligstes morphologisches Element. Südlich des Ahrtals erstreckt sich von der Nord-Süd-Zone bis zum Rhein das tertiäre Vulkangebiet der Eifel, das dort südlich in die quartäre Maarlandschaft des Laacher See-Gebietes übergeht. Das Laacher See-Gebiet ist Teil des quartären Senkungsfeldes des Neuwieder Becken nordwestlich von Koblenz.

Eine selbständige naturräumliche Einheit bildet das tief eingeschnittene Moseltal, dem sich südlich der Hunsrück anschließt. Mit dem Hunsrück endet an der permokarbonischen Saar-Nahe-Senke das Rheinische Schiefergebirge im SE der Traverse.

1) Als authigene Illit-Neubildungen werden sowohl prograd im Rahmen der Entwicklungsreihe Smektit-Serizit gebildete "Illite" (s. Kap. 2.4.2.) als auch durch Umkristallisation und Rekristallisation detritischer Phyllosilikate und Feldspäte ("Illitisierung") gewachsene "Illite" angesehen.

1.3. Regionalgeologischer Überblick

Die Geologie des Variszikums und insbesondere des Rheinischen Schiefergebirges wurde vielfältig untersucht. Zusammenfassende Darstellungen geben KNAPP (1980), WALTER & WOHLBERG (1985), MEYER (1986), BURGHARDT et al. (1987), BLESS et al. (1990) und WALTER (1992). In der vorliegenden Arbeit kann ein i.w. auf Grundlage der genannten Arbeiten zusammengefaßter Abriß des aktuellen Forschungsstandes genügen.

Das Mitteleuropäische Variszikum, das im Paläozoikum als Kollisionsorogen zwischen den Kratonen Gondwana und Laurasia aufgefaltet wurde, wird seit KOSSMAT (1927) in lithologisch-tektonische Einheiten gegliedert (Abb. 2).

Die Achsialzone des variszischen Gebirges bildet das Moldanubikum. Das Moldanubikum umfaßt charakteristische, z.T. präkambrische, polymetamorphe Gneise, Anatexite und Intrusionen und bildet das tiefste, heute aufgeschlossene Strukturstockwerk des Variszikums. Nur vereinzelt sind eingefaltete paläozoische Sedimentserien erhalten.

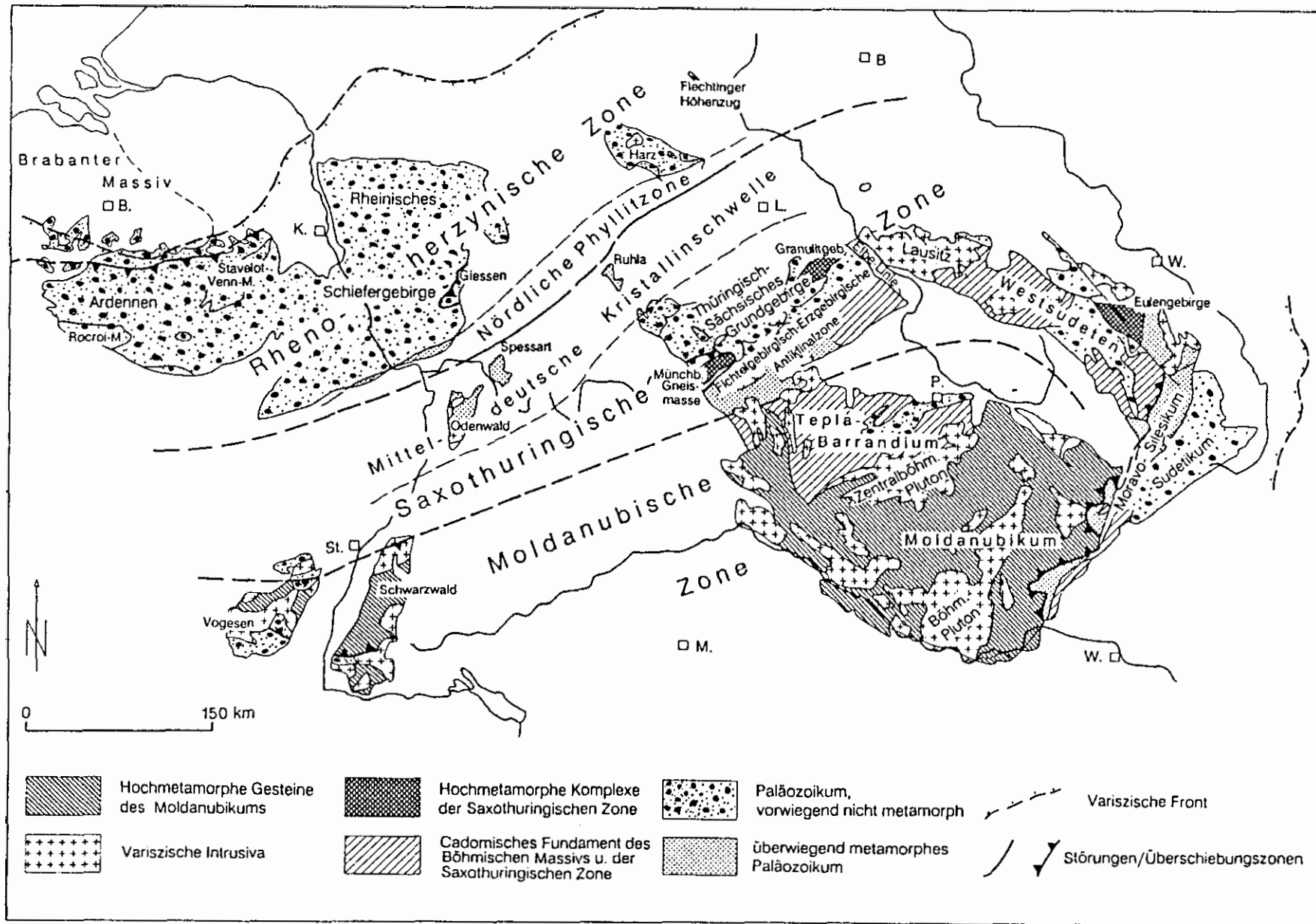
Der Südstamm des zum Moldanubikum bilateral symmetrischen Variszikums ist in den Alpen in wenigen, z.T. hochgradig metamorphen Gebieten aufgeschlossen. Der Nordstamm wird in Mitteleuropa großflächig von jüngeren Deckschichten überlagert. Aufschlüsse finden sich in Odenwald und Spessart, im Thüringer Wald, im Harz und in der Ardennisch-Rheinischen-Masse.

Im Nordstamm folgt auf das Moldanubikum, von einer bedeutenden Suture (Erbendorf-Linie) getrennt, das Saxothuringikum; gemeinsam bilden sie die variszischen Interniden. Das Saxothuringikum umfaßt in Mitteleuropa das Altpaläozoikum des Thüringer Waldes und kleinere Kristallinaufbrüche im Spessart, Odenwald und im nördlichen Thüringer Wald. Die Kristallinaufbrüche werden als Mitteldeutsche Kristallinschwelle zusammengefaßt. Bohrungen trafen Kristallingesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle in der streichenden Verlängerung der Übertage-Aufschlüsse nach NE unter jüngerer Überdeckung an. Das Saxothuringikum vertritt ein tiefes variszisches Strukturstockwerk mit Intrusionen, Anatexiten und stark gestörten, eingeschuppten Metasedimentiten.

Eine schlecht aufgeschlossene tektonische Suture trennt das Saxothuringikum vom Rhenoharzynikum (WEBER 1986; FRANKE 1989). Diese Störungszone (Taunus-Hunsrück-südrandstörung, *Hunsrück-boundary-fault* = HBF) wurde im Rahmen einer spätorogenen permischen Deformationsphase (HEIL 1979), während der permokarbonischen Beckenbildung des Saar-Nahe-Beckens und bei der Öffnung des Rheingrabens im Tertiär (SCHWAB 1987) reaktiviert.

Die Schichtenfolge des Saar-Nahe-Beckens südlich des Schiefergebirgsrandes wurde durch die Bohrung "Saar 1" erschlossen. Über einem Albit-Granit aus dem Kristallin des Grundgebirges folgen *mittel- und oberdevonische Karbonate* und *klastisches, marines Karbon*.

Abb. 2: Lithologisch-tektonische Gliederung des Mitteleuropäischen Variszikums (aus WALTER 1992 nach FRANKE 1989).



Nach dem Namur wurden transgressive Schichten des Oberkarbon in einer limnisch-fluviatilen Innenmolasse-Fazies abgelagert (*Saarbrücker Gruppe*, Westfal; *Ottweiler Gruppe* mit basalem *Holzer Konglomerat*, Stefan). Das Saar-Nahe-Karbon greift im Oberkarbon vom südwestlichen Bereich des Halbgrabens zunehmend transgressiv nach NW auf das Devon des Schiefergebirges über. Das Oberkarbon der Ottweiler Gruppe wird seinerseits von Unter- und Ober-Rotliegendem des Perm in typischer Ausbildung einer postorogenen Innen-Molasse überlagert. Mit Beginn des Unter-Rotliegenden greift die Transgression auch unmittelbar auf devonische Gesteine des südlichen Hunsrück über (*Kuseler, Lebacher und Tholeyer Gruppe* nach FALKE 1950). Im Ober-Rotliegenden sind Vulkanit-Einschaltungen charakteristisch (*Grenzlager-Gruppe, Wadern-Schichten* und *Kreuznach-Schichten* bilden die *Nahe-Gruppe* nach ATZBACH & GEIB 1972).

Die oberkarbonischen und permischen Gesteine der Saar-Nahe-Senke wurden in einer spätvariszischen Deformationsphase zusammen mit den unterlagernden Plattformsedimenten des Mitteldevon bis Westfal in offene Falten gelegt.

Von Zentralbelgien über Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge bis zur Hessischen Senke erstrecken sich Aufschlüsse der **Ardennisch-Rheinischen-Masse**, die mit dem Harz das Rhenoherynikum bildet. Im Rhenoherynikum sind vorwiegend devonische Gesteine mit wenigen Altpaläozoikum-Aufbrüchen aufgeschlossen. Das externidische Rhenoherynikum verkörpert das klassische Schiefergebirgsstockwerk des Variszikums mit engen, i.d.R. NW-vergenten Falten und einer syn- bis postkinematischen Hauptschieferung.

Am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges sind im Grenzbereich zum Saxothuringikum in der Phyllit-Zone, der Scherzone der Hunsrücksüdrandstörung (HBF = *Hunsrück-boundary-fault*) grünschieferfazielle, mittel- bis oberdevonische Metasedimente ("Serizitphyllite") und MOR-Typ-Basalte (Diabase; Hawaiiite) in Wechsellagerung mit bislang undatierten Metasedimenten aufgeschlossen (MEISL et al. 1982, BERGER et al. 1992, DITTMAR & ONCKEN 1992). Für die Phyllit-Zone stellt MEYER (1970) eine lithofazielle Korrelation zur mittel- bis oberdevonischen Schichtenfolge der Stromberger Mulde dar. Außerdem werden karbonische Anteile diskutiert. Als oberdevonische Metasedimente werden Meta-Pelite und seltener Meta-Psammiten angesehen, die als Chlorit-Serizit-Phyllite bzw. Chlorit-Serizit-Stilpnomelan-Phyllite zu klassifizieren sind (MEISL et al. 1982). Die bereits vor der Deformation spilitisierten, vermutlich mitteldevonischen MOR-Basalte (Hawaiiite) liegen als Grünschiefer vor (MEISL et al. 1982). Die Schichtenfolgen am Schiefergebirgssüdrand werden als Akkretionen im Rahmen der nach Norden gerichteten Subduktion des Saxothuringikums unter das Rhenoherynikum interpretiert (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

Für die HBF wird eine komplexe Geschichte rekonstruiert (HEIL 1979; DEKORP RESEARCH GROUP 1991):

- Bei der variszischen Einengung verläuft am heutigen Hunsrück- und Taunus-südrand die Suture zwischen Saxothuringikum und Rhenoherynikum als nach NW gerichtete Aufschiebung.
- Bei der Anlage des Halbgrabens des Saar-Nahe-Beckens wird diese Aufschiebung z.T. als Bahn einer listrischen Abschiebung mit deutlicher *strike-slip*-Komponente benutzt. Die Einengung hat am Schiefergebirgsrand bereichsweise zu Überschiebungen des Devon nach SE auf die Saar-Nahe-Senke geführt.
- Die Störungsbahn wird unter dem Beanspruchungsplan bei der Öffnung des Rheingrabens im Tertiär als Aufschiebung benutzt, die die Sedimente der Innenmolasse auf das Schiefergebirge transportiert.

Der Süden von Taunus und Hunsrück ist durch eine enge Schuppentektonik mit zahlreichen streichenden Aufschiebungen charakterisiert. Eine besondere Bedeutung wird dabei der Taunuskammüberschiebung (TKÜ; syn.: Taunusnordrandüberschiebung) zugesprochen (Taunuskamm-Soonwald-Einheit), an der der gesamte südliche Taunus und Hunsrück deckenartig vermutlich mehr als 30 Kilometer nach NW auf den Hunsrückschieferkomplex mit der Maisborn-Gründelbach-Schuppe aufgeschoben ist. Gemeinsam mit dem Hunsrückschieferkomplex wurde der gesamte Bereich bis zur Bopparder Überschiebung im NW (s.u.) als "Hunsrück-Decke" >4 km auf das Mosel-Synklinorium (Mosel-Mulde) aufgeschoben (ONCKEN 1989). Eine Deformationsanalyse der Bewegungszonen der TKÜ und der Bopparder Überschiebung gibt ONCKEN (1989). Die Bewegungen an den Störungen haben die prägende Schieferung der Gesteine deformiert und führten zur Ausbildung einer transversalen zweiten oder gar einer dritten Schieferung, die meist als Crenulationschieferungen vorliegen. Die synkinematisch mit der Faltung angelegte Störungstektonik war demnach über das Ende der Faltungsaktivitäten hinaus aktiv. Jüngste Störungsaktivitäten werden für das späte Mesozoikum und das Tertiär angegeben (ANDERLE 1984).

Die Hunsrück-Decke und die Taunuskamm-Soonwald-Einheit weisen einen komplizierten, durch tektonische Stapelung und intensive Schuppentektonik strukturierten Internbau auf. Innerhalb der Hunsrück-Decke ist das Hunsrück-Soonwald-Antiklinorium die übergeordnete Sattelstruktur. Die Taunuskamm-Soonwald-Einheit, die an der TKÜ nach NW auf die Hunsrück-Decke transportiert wurde, enthält u.a. die eingeschuppte Stromberger "Mulde" (tatsächlich eine tektonische Schuppe). Innerhalb des Störungsbündels der TKÜ finden sich Schürflinge des prävariszischen kristallinen Basements ("Gneis von Wartenstein") (MEISL 1986, DITTMAR & ONCKEN 1992; BERGER et al. 1992).

In der Hunsrück-Decke und in der Taunuskamm-Soonwald-Einheit sind überwiegend klastische, unterdevonische Gesteine vertreten (Gedinne bis Siegen-Ems) und nur reliktsch mitteldevonische Karbonate erhalten (Stromberger Mulde).

Im gesamten südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge einschließlich der Hunsrück-Decke muß aufgrund der über weite Bereiche einheitlichen oberanchizonalen Metamorphose ein Deckensystem angenommen werden, das in der Gießener Decke ("Gießener Grauwacke") sein rechtsrheinisches Äquivalent besitzt und dessen Wurzelzone im Bereich der Phyllit-Zone angesiedelt wird (DITTMAR 1993).

Die Schichtenfolge im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge besteht aus folgenden Einheiten: *Bunte Schiefer*, höheres Gedinne; *Hermeskeil-Schichten* und *Taunusquarzit*, Siegen (MEYER & STETS 1975). Neben den Gedinne-Vorkommen in Satteln und Kernen begleiten vor allem die Bunte Schiefer des Gedinne häufig die Überschiebungsbahnen der tektonischen Schuppen der Taunuskamm-Soonwald-Einheit des südlichen Hunsrück (ONCKEN 1989).

In der Stromberger Mulde der Taunuskamm-Soonwald-Einheit sind mitteldevonische bis unterkarbonische Gesteine (u.a. *Givet-Massenkalk*=*Stromberg-Kalk*) eingefaltet (MEYER 1970).

Nördlich der TKÜ erfolgte die feinelitische Beckensedimentation der *Hunsrück-schiefer* in den *Ulmen-Schichten* des Unter-Ems. In der Mosel-Mulde setzte eine Sedimentation in Hunsrück-schieferfazies bereits im Siegen ein und reichte bis in die Ulmen-Stufe. Vom Liegenden zum Hangenden können hier aufgrund lithofazieller Kriterien *Mayen-Schichten*, *Dachschiefer-* und *Bänderschiefer-Folge* sowie *Ulmen-Schichten* unterschieden werden. Die Siegen/Ems-Grenze wird hier zwischen Dachschiefer- und Bänderschiefer-Folge gezogen (SCHIEVENBUSCH 1991).

Im Unter-Ems, das in der Maisborn-Gründelbach-Schuppe und der Mosel-Mulde charakteristische Tuffit-Einlagerungen ("Porphyroide"; vergl. KIRNBAUER 1986) enthält, schließen sich die *Singhofen-Schichten* an. Darauf folgen *Vallendar-(=Gladbach) Schichten* und *Klerf-Schichten* in *Nellenköpfchen-Fazies*. Das Ober-Ems oberhalb des *Emsquarzit* wird gegliedert in *Hohenrhein-Schichten*, *Laubach-Schichten* und *Kondel-Schichten*.

Die Hunsrück-schiefer des Siegen bis Unteren-Ems der Maisborn-Gründelbach-Schuppe sind im NW im Bereich der Bopparder Überschiebung in einzelnen Schuppen auf die Hunsrück-schiefer des Salziger Sattels und das Ober-Ems der Mosel-Mulde aufgeschoben (MEYER & STETS 1975, KIRNBAUER 1986).

Die bedeutende, flach nach SE einfallende Bopparder Überschiebung bildet die strukturelle Nordgrenze der Hunsrück-Decke (Salziger Sattel; s.o.) zur Mosel-Mulde. An der Störung stehen sich NW-vergente Falten der Maisborn-Gründelbach-Schuppe und SE-vergente Falten des Mosel-Synklinoriums gegenüber. Die vermutlich ins Siegen zu stellenden Hangendschichten der Bopparder Überschiebung, die im SE

konkordant in Hunsrückschiefer des Unter-Ems übergehen (ONCKEN 1989), sind auf das Oberems der Mosel-Mulde aufgeschoben.

ONCKEN (1989) stellt eine Deformationsanalyse der Bopparder Überschiebung im Vergleich mit der Siegener Hauptaufschiebung dar (s.u.). Beide Bewegungszonen zeigen in der Geometrie und Verformungsgeschichte ihrer jeweiligen Liegend- und Hangendeinheiten deutliche Unterschiede. Insgesamt dokumentiert sich ein Fortleben der Überschiebungen mit ihrem Hauptaktivitätszeitraum nach Anlage der Falten und der ersten Schieferung mit zunächst nach NW und schließlich vorwiegend nach WNW bis West gerichteten Bewegungen. Als Transportweiten werden 4 km (Siegener Hauptaufschiebung) bis 14 km (Bopparder Überschiebung) angenommen. In Zusammenhang mit spät- und postkinematischen Dehnungsprozessen treten die in diesem Raum bedeutenden Vererzungen auf.

Im Verlauf der Bopparder Überschiebung im SW der Mosel-Mulde ist im Übergang zur Trierer Bucht im tektonischen Graben der Wittlicher Senke das Ober-Rotliegende des Perm in Innenmolasse-Fazies (*Waderner Fazies*) mit dem basalen Ürziger "Porphyrtuff" erhalten. Der "Porphyrtuff" wurde in der Wittlicher Senke selbst gefördert und enthält Nebengesteinsauswürflinge (Konglomerate, Grauwacken, grüne Tonschiefer und Quarzite) des höheren Gedinne (*Bunte Schiefer*) aus dem Untergrund der Mosel-Mulde (BINOT & STETS 1982). Darin bestätigt sich die Vermutung einer flächenhaften Verbreitung des Gedinne im Untergrund des Linksrheinischen Schiefergebirges zwischen den Gedinne-Aufschlüssen im Hohen-Venn und am Hunsrücksüdrand. Der "Porphyrtuff" der Wittlicher Senke wird mit der Grenzlager-Gruppe des Saar-Nahe-Beckens parallelisiert. Die Konglomerate enthalten Gerölle von Metasedimenten, Ganggesteinen, Plutoniten und Vulkaniten eines prävariszischen, kristallinen, epi- bis mesozonalen Liefergebietes, das vor der Gedinne-Transgression abgetragen wurde.

Die Füllung des intern stark gestörten und spezialgefalteten Mosel-Synklinorium bilden vorwiegend Gesteine des Ems in klastischer Beckenfazies. Die Schichtenfolge entspricht dem Hunsrückprofil (s.o.), setzt jedoch erst im Unter-Ems mit den "Porphyroid"-führenden Singhofen-Schichten ein und reicht bis in die Eifel-Stufe (*Wissenbach-Schiefer*). Im Übergang zur Olkenbacher Mulde¹⁾ im Westabschnitt der Mosel-Mulde verzahnen sich Schichten in Nellenköpfchen-Fazies mit roten Klerf-Schichten.

Tektonisch auffälligstes Merkmal der Mosel-Mulde ist die Meilerstellung der Schieferung. Auf der Südflanke der Mulde fällt die Schieferung steil nach SE ein, während auf der Nordflanke ein steiles NW-Fallen zu beobachten ist (GASSER 1978, BUDEUS 1987). Der Schieferungsfächer der Mosel-Mulde wird durch eine späte Störungstektonik mit Verschiebungen auf listrischen Flächen erklärt (MEYER & STETS 1975).

1) Das Ober-Ems der Olkenbacher Mulde ist nicht mit den Schichten in der Mosel-Mulde zu korrelieren. Daher wird hier eine Gliederung in *Emsquarzit*, *Lahnstein-Laubach-Unterstufe* und *Kondel-Unterstufe* durchgeführt.

Nach NW geht die Mosel-Mulde in den Siegener Hauptsattel über, in dessen Kern Schichten des Siegen (*Hunsrückschiefer-Fazies*) mit einer deutlichen achsenflächenparallelen Schieferung aufgeschlossen sind.

Bereichsweise wird die Nordflanke des Siegener Hauptsattels durch die im Streichen weit aushaltende Siegener Hauptüberschiebung vollständig unterdrückt. An der Mayener Überschiebung, die den Westabschnitt der Siegener Hauptüberschiebung bildet, werden Schichten des Unter-Ems (Ulmen-/Singhofen-Stufe) von vermuteten Abfolgen des unteren Siegen überschoben (ONCKEN 1989). Die spitzwinklig zum Streichen verlaufende Überschiebung versetzt weiter westlich unmittelbar die Klerf-Schichten des Ems der Olkenbacher Mulde gegen die Singhofen-Schichten des Manderscheider Sattels. Der anschließende Eifeler Hauptsattel (syn.: Osteifeler Hauptsattel) schließt im Kern Schichten des Unter-Siegen auf (MEYER & STETS 1975).

Eine Deformationsanalyse dieser bedeutenden Bewegungszone stellt ONCKEN (1989) in Verbindung mit der gleichartigen Bopparder Überschiebung dar (s.o.).

Die Struktureinheiten im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung werden der Eifel-Decke zugeordnet, deren Hauptstrukturen der Eifeler Hauptsattel der Osteifel und das Eifel-Synklinorium mit den Kalkmulden der Eifeler Nord-Süd-Zone sind (v. WINTERFELD 1993a).

Im Eifeler Hauptsattel ist das Siegen in "sandiger Normalfazies" (*Untere-, Mittlere- und Obere Siegen-Schichten*) ausgebildet (MEYER 1986). Der Eifeler Hauptsattel bildet ein Antiklinorium, das vom Sattel von Hönningen-Seifen im SE und dem Ahrtal-Sattel im NW aufgebaut wird. Die NW-vergente Falten sind mit einer achsenflächenparallelen Schieferung assoziiert (SCHIEVENBUSCH 1991).

Westlich der beschriebenen Faltenfolge schließt sich im Streichen die Achsen-depression der Eifeler Nord-Süd-Zone (MURAWSKI 1964) mit offen gefaltetem Internbau ohne Schieferung der unter- bis mitteldevonischen Schichten an. Die Mulden enthalten Karbonate ("Eifel-Kalkmulden") und werden -vermutlich infolge des extremen Kompetenzunterschiedes zwischen Karbonatplattform und klastischem Umfeld- an ihren Südrändern meist von größeren Überschiebungen begrenzt (MEYER 1986).

Von Süden nach Norden werden die folgenden Kalkmulden unterschieden:

- Salmerwald-Mulde
- Gerolsteiner Mulde
- Daleider Muldengruppe, Prümer Mulde, Hillesheimer Mulde und Ahrdorfer Mulde,
die auf einer gemeinsamen Achse liegen
- Dollendorfer Mulde
- Rohrer Mulde
- Schneifel-Mulde
- Blankenheimer Mulde
- Sötenicher Mulde

Die Sötenicher Mulde, die nördlichste aufgeschlossene Kalkmulde, wird durch eine im Zuge der Faltung angelegte Zentralaufschiebung in zwei Teilmulden gegliedert. ONCKEN (1989) ermittelte an dieser Bewegungszone, wie auch an der weiter südlich gelegenen Blankenheimer Überschiebung, Biegegleitfaltung, kataklastische Vorgänge, spröde, kalte Zerschierung und Aufschiebungen verbunden mit Lösungsvorgängen (v.a. Kalzitlösung; Quarzlösung erst in den tieferen, wärmeren Klerf-Schichten) als wichtigste Deformationsmechanismen.

Die tektonische Verkürzung nimmt in der Eifeler Nord-Süd-Zone insgesamt von Süden nach Norden ab. Eine Schieferung wird in der Eifeler Nord-Süd-Zone durch die Anlage engständiger Stylolithenflächen vertreten. Die mitgefalteten Flächen gleicher Inkohlung zeigen, daß während und nach der Verformung keine weitere Aufheizung erfolgt ist. Allerdings sind zwei postvariszischer Bewegungsabschnitte im Perm/Trias und im Känozoikum nachweisbar.

Die Schichtenfolge der Eifeler Nord-Süd-Zone setzt in den Sattelkernen mit Ems in klastischer Schwellenfazies (Mittelleifel-Schwelle) ein ("*Ulmen-Gruppe*", "*Graues Unter-Ems*", *Klerf-Schichten* des Unter-Ems; *Emsquarzit*, *Wiltz-Schichten*, *Wetteldorf-Schichten*, *Heisdorf-Schichten* des Ober-Ems¹⁾ nach MEYER 1986). Insbesondere für das Ober-Ems sind horizontweise Einschaltungen von Tuffiten ("*Bentonite*") charakteristisch (WINTER 1969).

In den Kalkmulden der Nord-Süd-Zone sind vorwiegend karbonatische Gesteine der Eifel-Stufe erhalten (*Lauch-*, *Untere Nohn-*, *Obere Nohn-*, *Ahrdorf-*, *Junkerberg-*, *Freilingen-* und *Ahbach-Schichten* nach MEYER 1986).

Das Givet der Eifel-Kalkmulden wird überwiegend durch Riffkalke vertreten (*Loogh-*, *Cürten-*, *Dreimühlen-*, *Rodert-* und *Bolsdorf-Schichten* nach MEYER 1986).

Oberdevonische Sedimente (Frasne bis unteres Famenne der Nehden-Stufe) sind bisher nur aus dem Kern der Prümer Mulde bekannt (*Schönecken-Dolomit*, *Wallersheim-Dolomit*, *Oos-Plattenkalk*, *Goniatitenschiefer von Büdesheim* mit dünnen Horizonten von *Kellwasserkalken*, *Cypridinschiefer von Neu-Oos* und *Schwarzmergel von Büdesheim*).

Nach Osten und nach Westen tauchen die in der Nord-Süd-Zone abgesenkten Faltenachsen rampenartig auf und gehören im westlich folgenden Abschnitt des Eifel-Synklinoriums zu NW-vergenten, deutlich achsenflächenparallel geschieferten Spezialfalten (z.B. Oberhausener Sattel), in denen wiederum unterdevonische Gesteinsserien des Siegen (*Monschau-*, *Rurberg-* und *Wüstebach-Schichten*) und Ems (*Klerf-* und *Heimbach-Schichten*) aufgeschlossen sind (MEYER 1986).

Nordwestlich der Nord-Süd-Zone ist innerhalb des gefalteten und geschieferten Unterdevons des Eifel-Synklinoriums die streichende, SE-vergente Malsbenden-

1) In den einzelnen Kalkmulden sind darüberhinaus zahlreiche Lokalbezeichnungen für einzelne Schichtglieder gebräuchlich. Übersichten und Korrelationen führen beispielsweise MEYER 1986 und RIBBERT 1983, 1985 auf.

Rücküberschiebung hervorzuheben, die durch eine im Liegenden ausgebildete Gegenvergenz der Faltung und Schieferung nach SE markiert wird. Die Malsbenden-Störung wird mit der luxemburgischen Großstörung von Troisvierges zu einer überregional bedeutsamen Rücküberschiebung verbunden (FURTAK 1965, VANDENVEN 1990). An der nach NW einfallenden Störung werden im Osten Heimbach-Schichten auf jüngere Klerf-Schichten (KNAPP 1980), im Westen Rurberg-Schichten des Siegen nach SE auf jüngere Klerf-Schichten des Ems aufgeschoben (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

Nördlich der Malsbenden-Störung steigt der Falten Spiegel allmählich zum Venn-Antiklinorium (Stavelot-Venn-Massiv) an. Die Gesteine auf der Südflanke des Stavelot-Venn-Massivs sind eng NW-vergent gefaltet und weisen eine intensive, achsenflächenparallele Schieferung auf (WALTER et al. 1985). Im Übergang der unterdevonischen Mantelschichten zu den altpaläozoischen Kernschichten ist eine 3-6 km breite Zone intensiver Scherdeformation (Monschau-Scherzone nach FIELITZ 1992a) auffällig, in der außerdem Indizien für erhöhte Metamorphosebedingungen festzustellen sind (SPAETH 1971, KRAMM 1982).

Die Monschau-Scherzone ist die duktile Entkopplungszone (Deckenbahn) der Eifel-Decke, die > 10 km auf das Altpaläozoikum des Stavelot-Venn-Massiv aufgeschoben ist (v. WINTERFELD 1993a). Der nordwestliche Störungskontakt der Monschau-Scherzone verläuft überwiegend innerhalb der altpaläozoischen Kernschichten des Stavelot-Venn-Massivs. Der Störungskontakt, der jünger ist als die Zerschierung der Monschau-Scherzone, ist im folgenden als Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone erwähnt.

Das Stavelot-Venn-Massiv bildet das NE-Ende des Ardennen-Antiklinoriums, dessen zentrale Achse von altpaläozoischen Aufbrüchen der Ardennen-Massive von Rocroi und Serpont und vom Stavelot-Venn-Massiv markiert wird. Das Stavelot-Venn-Massiv besteht aus zwei Spezialsätteln, dem Venn-Sattel im NE und dem Sattel von Grand Halleux im SW, die vom Graben von Malmedy mit permischer Konglomeratfüllung (GEUKENS 1957) getrennt werden. Der Graben von Malmedy verdeckt den SW-Teil der Monschau-Scherzone, wo die Verbindung zur flachen Deckenbahn der westlich folgenden Xhoris-Überschiebung diskutiert wird (FIELITZ 1992a, HOLLMANN, freundl. mündl. Mittlg.).

Die altpaläozoischen Kernschichten des Stavelot-Venn-Massivs, die im Gegensatz zu Schichtenfolgen der übrigen altpaläozoischen Ardennen-Massive (Rocroi, Serpont, Givonne) vom Unteren Kambrium (*Deville* und *Revin*) bis in das Untere Ordovizium (*Salm*: Tremadoc) reichen, weisen einen engen, isoklinalen Faltenstil mit engständiger Schuppentektonik auf. Im Oberem Salm sind Einlagerungen von Wetzschiefen ("Coticule") zu finden, die hauptsächlich aus Spessartin und Serizit bestehen und als metamorphosierte Aschenlagen angesehen werden (KRAMM 1976). Ablagerungen vom mittleren Ordovizium bis zum Unterdevon fehlen in der Schichtenfolge des Stavelot-Venn-Massivs.

Die devonische Sedimentation setzt in den Ardennen-Massiven im Gedinne transgressiv auf kaledonisch verfaltetem altpaläozoischem Basement ("Kernschichten") von Westen her ein (*Basiskonglomerat, Arkose von Waimès* bzw. *Gedinne-Arkosen*).

Die Winkeldiskordanz zwischen altpaläozoischen Kernschichten und dem Gedinne weist für den Bereich der Ardennen-Massive eine vordevonische Faltung nach. Metamorphoseindikatoren einer prävariszischen Metamorphose deuten auf eine Versenkung von > 4000 m (KRAMM 1982, v. WINTERFELD 1993a). Die Auffaltung der "Ardennen-Schwelle" erfolgte im Ordoviz-Silur ("kaledonisch"). Schichtparallel sind in die altpaläozoischen Schichten saure Intrusiva (Tonalite, Tonalit-Porphyrite) und Quarz-Diabase eingedrungen (SCHERP 1959). Ost-West streichende Falten werden entweder als kaledonische Deformationsbilder interpretiert, die durch die jüngere, SW-NE streichende variszische Tektonik überprägt wurden (z.B. ALBRECHT 1971); alternativ kann die Ost-West-Streichrichtung jedoch auch durch eine schiefe, transpressive Konvergenz an einer winklig zur Haupteinengungsrichtung verlaufenden Rampe im Rahmen einer zweiphasigen variszischen Einengung interpretiert werden (FIELTIZ 1992b, v. WINTERFELD 1993a).

Der Nordrand der Kernschichten und damit der Venn-Decke wird von der streichenden Venn-Überschiebung gebildet, die vor allem im Nordosten mit einem deutlichen Metamorphosesprung verknüpft ist (KASIG & SPAETH 1975; FRANK 1987). Die Kernschichten nordwestlich der Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone sind an der Venn-Überschiebung deckenartig (Venn-Decke nach v. WINTERFELD 1993a) um > 10 km auf die anschließende Inde-Mulde (Inde-Decke) aufgeschoben.

Die Inde-Mulde (i.e.S.) der Inde-Decke gehört zur Subvariszischen Saumsenke, der nördlichsten Einheit des Variszikums, die als karbonisches Molassebecken u.a. paralische Steinkohlenflöze aufnahm.

Nördlich der Venn-Überschiebung schließen sich die offen verfalteten nördlichen Mantelschichten des Stavelot-Venn-Massivs an, die eine vom Gedinne bis in das Ober-Karbon reichende Schichtenfolge aufweisen: *Basiskonglomerat* und *Gedinne-Arkosen* des Gedinne, *Siegen-Schichten*, *Zweifall-Schichten* des Ems, *Vicht-Konglomerat* und *Friesenrath-Schichten* der Eifel-Stufe, *Untere-* ("Quadrigenium-Schichten") und *Obere Givet-Schichten*, *Frasne-Kalke* mit dem *Grenzschiefer-Horizont*, der den überwiegend givetischen "Unteren Massenkalk" vom überwiegend oberdevonischen "Oberen Massenkalk" trennt, *Frasne-Knollenkalke* und *Matagne-Schiefer* des Frasné, *Famenne-Schiefer*, *Cheiloceras-Kalk* und *Condroz-Sandstein-Folge* des Famenne, "Unterer Kohlenkalk" des Strunium, "Mittlerer Kohlenkalk" mit *Unteren Dolomit "Peracuta-Schiefer"* und *Oberem Dolomit* des Tournai, "Oberer Kohlenkalk" mit "Vaughanites-Oolith" des Visé, *Walhorn-*, *Wilhelmine-Schichten*, *Gedau-Konglomerat* und *Krebs-Traufe-Schichten* des Namur, *Außenwerke*, *Breitgang-Schichten* und *Binnenwerke* des Westfal¹⁾. Die Schichtenfolge Wilhelmine-Schichten bis zu den Breitgang-Schichten wird als *Stolberg-Schichten* zusammengefaßt.

1) In der Wurm-Mulde reicht die überwiegend unter kanäozoischer Bedeckung anstehende Schichtenfolge oberhalb der *Kohlscheid-Schichten* mit den *Alsdorf-* und *Merkstein-Schichten* bis in das Westfal B.

Die an der Oberfläche aufgeschlossenen, weitspannigen, NW-vergenten Spezialfalten (von SE nach NW: Inde-Mulde, Aachener Schuppensattel, Wurm-Mulde und Waubacher Sattel nach KNAPP 1980) lassen sich im Streichen bis weit nach Belgien verfolgen (Verviers-Synklinorium, Condroz-Sattel, Namur-Synklinorium).

Unter Berücksichtigung der Tiefenstruktur haben bilanzierte Profile eine Gliederung des nordwestlichen Vorlandes in Deckeneinheiten einer *thin-skinned*-Tektonik mit Überschiebungsweiten > 10 km nachgewiesen. Nach v. WINTERFELD (1993a) sind die an der Geländeoberfläche bekannten Strukturen den identifizierten Deckeneinheiten wie folgt zuzuordnen:

<i>Inde-Synklinorium</i>	--	Inde-Decke
<i>Aachener Schuppensattel</i>	--	Aachener Decke
<i>Wurm-Mulde</i>	--	Wurm-Mulde

Die Inde-Decke reicht vom Liegenden der Venn-Überschiebung bis an die Eilendorfer Überschiebung. An der Eilendorfer Überschiebung wurde die Inde-Decke auf die nordwestlich anschließende Aachener Decke überschoben. Die Aachener Decke wird durch Teilstörungen (von SE nach NW: Burtscheider-, Haal-Oppener- und Aachener Überschiebung) in mehrere tektonische Schuppen gegliedert. Mit Überschiebungsweiten von 20-25 km ist die Aachener Decke auf die Wurm-Mulde überschoben. In der streichenden Verlängerung der Aachener Überschiebung wurden an der in Belgien weit aushaltenden Faille du Midi-Eifelienne nach neuesten Untersuchungen für die hangende Dinant-Decke ebenfalls Überschiebungsweiten von 20-25 km nachgewiesen (u.a. LE GALL 1992).

An der Aachener Überschiebung werden die Aachener Decke und die "piggy-back" mittransportierten südlicheren Deckeneinheiten auf die weitestgehend autochthone Wurm-Mulde überschoben. Die Wurm-Mulde stellt insofern die eigentliche Orogenfront des variszischen Gebirges im Linksrheinischen Schiefergebirge dar (v. WINTERFELD 1993a).

Die Intensität der Schieferung ist in den "Vorland-Decken" insgesamt deutlich geringer als in den Kernschichten. Nach NW ist das Ausklingen der Faltung und der Schieferung zu beobachten.

Die Ausbildung einer schwachen Schieferung im Zuge der Faltung, vorwiegend als Lösungsschieferung, ist auf das unmittelbar Liegende der Venn-Überschiebung und die Aachener Decke beschränkt. Der Großteil der Gesamtverformung erfolgt durch Biegegleitung, Aufschiebungsbewegungen und einen deutlichen Anteil an Lösungs- (v.a. Kalzit und Quarz) und Diffusionsvorgängen. Bereichsweise liegen Phyllosilikatneubildungen (Illit, Kaolinit, Chlorit) vor; die Gesteine sind jedoch grundsätzlich frei von einer penetrativen Schieferung (v. WINTERFELD 1993a).

Der gesamte nordwestliche Abschnitt der Ardennisch-Rheinischen Masse wurde im Zuge der variszischen Gebirgsbildung am *detachment* der Faille du Midi-Eifelienne - Aachener Überschiebung rampenartig auf das London-Brabanter Massiv befördert

(MEYER 1986; DEKORP RESEARCH GROUP 1991). Die Gesamttransportweite auf dem in die Aachener Überschiebung mündenden *detachment* wird mit >40 km angegeben (v. WINTERFELD 1993a).

Im Bereich der Aachener Decke setzt im Arbeitsgebiet eine diskordante Überdeckung des Paläozoikums mit marinen, kretazischen Sedimentgesteinen der Limburger Kreidetafel ein. Im Übergang zur Niederrheinischen Bucht besteht eine Überlagerung mit vorwiegend marinem Tertiär und schließlich fluviatilen Quartär-Terrassen.

1.4. Paläogeographie des Linksrheinischen Schiefergebirges

Faziesanalysen im altpaläozoischen Stavelot-Venn-Massiv weisen den kambrisch-ordovizischen Sedimentationsraum als ein meist flaches Meer aus, in das Turbidite von den umliegenden Festländern geschüttet wurden (ALBRECHT 1971; WALTER 1980; HOEGEN et al. 1985; HAVERKAMP 1991; HAVERKAMP et al. 1991).

Die Faziesverteilung der beschriebenen devonisch-karbonischen Schichtglieder des Linksrheinischen Schiefergebirges erlaubt eine differenzierte paläogeographische Rekonstruktion des ehemaligen Sedimentationsraumes (MEYER & STETS 1980; MEYER 1986).

Der devonische Ablagerungsraum erstreckte sich als intern durch Schwellenbereiche gegliedertes Meeresbecken zwischen dem Old-Red-Festland als Nordkontinent und der Mitteldeutschen Schwelle im Süden. Am Kontinentalrand des Old-Red-Kontinents bildeten sich zwei bedeutende synsedimentäre Abschiebungen, die im Rahmen der späteren Orogenese von der Venn-Überschiebung und der Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone als Rampen benutzt wurden (v. WINTERFELD 1993a). Im Dehnungsbereich der Abschiebungen konnten in die spätere Venn-Decke Diabase eines nördlichen und eines südlichen Gangzuges sowie an der südlichen Abschiebung die tonalitischen Gesteine des Hohen-Venns intrudieren (v. WINTERFELD 1993a). Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge findet diese thermisch aktive Dehnungsphase im mitteldevonischen Hauptgrünsteinvulkanismus seinen Ausdruck. Die als Schelfabbruch wirkenden Abschiebungen trennen den Festland-nahen, durch geringmächtiges Unterdevon charakterisierten Sedimentationsraum der NW-Fazies vom mächtigen klastischen Unterdevon der SE-Fazies. Im Gleichgewicht zwischen Subsidenz und Sedimentanlieferung wurden in der SE-Fazies bis zu 10.000 m Sediment abgelagert, denen in der NW-Fazies nur wenige hundert Meter an devonischen Ablagerungen gegenüberstehen.

Die Gedinne-Aufschlüsse in der Umrahmung der Ardennen-Massive und im Kern des Soonwald-Hunsrück-Antiklinoriums deuten jeweils auf eine landnahe Sedimentation am Rand der unterdevonischen Landmassen. Für das Gedinne wird eine Mächtigkeitzunahme von diesen Randbereichen des Ablagerungsraumes zum zentralen Mosel-Trog angenommen (MEYER & STETS 1980).

Im Siegen sind nach MEYER & STETS (1980) von Norden nach Süden sechs Faziesräume im Ablagerungsraum zu unterscheiden:

- 1) Nordflanke des Venn-Massivs:
landnahe Sedimentation von geringmächtigem Siegen
- 2) Südflanke des Venn-Massivs:
mächtiges, in ein landnahes Becken geschüttetes Siegen
- 3) Eifeler Hauptsattel:
sehr mächtiges, auf einer wenig gegliederten Plattform in einem flachen Meer sedimentiertes Siegen in "sandiger Siegener Normalfazies"
- 4) südlich der Siegener Hauptaufschiebung:
Siegen in Hunsrückschiefer-Fazies in einem tieferen Becken abgelagert
- 5) Südflanke der (vermuteten) Mosel-Schwelle:
Siegen in der landnahen Fazies der "Dhroner Quarzite"
- 6) nördlich der Mitteldeutschen Schwelle:
im südlichen Hunsrück geringmächtige, landnahe Sedimentation in "Südfazies".

Im Unter-Ems trennt die Hunsrück-Kellerwald-Schwelle den Mosel-Trog und den Hunsrück-Trog. Im Ober-Ems werden Südhunsrück-Trog und Mosel-Lahn-Trog von der Hunsrück-Taunus-Schwelle getrennt. Die Bendorfer Schwelle liegt am Nordrand des Mosel-Lahn-Trog an der Kante der Schelfplattform des Old-Red-Kontinents. Mächtigkeitsverhältnisse und lithofazielle Kriterien weisen im Unterdevon außerdem auf eine weitere Schwelle im Bereich des Ahrtales hin (Ahrtal-Schwelle).

Während im Unterdevon fast ausschließlich klastische Sedimente abgelagert wurden, kam es im Mitteldevon in Hochgebieten wie im Bereich der heutigen Kalkmulden der Eifeler Nord-Süd-Zone, nördlich des Venn-Massivs und auf der Nordflanke der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Stromberger Mulde) zu karbonatischer Sedimentation.

Die Eifel-Stufe weist eine klastische und eine karbonatische Ausbildung auf. Klastische Sedimentation erfolgte in Sedimentationströgen. Dem Südhunsrück-Trog steht im Bereich der heutigen Mosel der Mosel-Lahn-Trog gegenüber, dessen südlicher Bereich Sedimente in pelitischer Wissenbach-Schiefer-Fazies aufnahm. Nördlich des Mosel-Lahn-Trog wird die Manderscheider Schwelle angenommen, auf deren flacher NW-Flanke karbonatische Sedimente zur Ablagerung kamen. Nordwestlich der heutigen Kalkmulden-Zone hielt die klastische Sedimentation des Ems an. Im nördlichen Vennvorland liegt in Küstennähe zum Old-Red-Kontinent eine Konglomerat-Fazies vor, die bei allmählichem Nordwandern der Küste in eine psammitisch-pelitisches Fazies übergeht.

Gesteine der Givet-Stufe sind lediglich in drei Bereichen des Linksrheinischen Schiefergebirges erhalten:

Bei abnehmender Sedimentzufuhr vom Nordkontinent bildeten sich auf der vorge-lagerten Plattform im nördlichen Venn-Vorland Riff-Kalke. Auch im Bereich der Eifel-Kalkmulden hält die Riffbildung mit lokal stark differenzierten Faziesbereichen an (MEYER et al. 1977). Im Bereich des Südhunsrück ist die Rifffazies lediglich in der Stromberger Mulde erhalten (MEYER 1970).

In den Eifel-Kalkmulden und im nördlichen Venn-Vorland weisen die oberdevonischen Gesteine im Frasn mit bituminösen Stillwasser-Schiefern ein allge-meines Riffsterben nach, dem eine überwiegend klastische Sedimentation in der Fazies einer küstennahen Schelfplattform folgt.

Gesteine des höchsten Oberdevons und des Karbons sind mit wenigen Ausnahmen auf das nördliche Venn-Vorland beschränkt. Mit dem Strunium setzt eine vollmarine Sedimentation in Kohlenkalk-Fazies auf einer ausgedehnten Karbonatplattform ein (KASIG 1967; KASIG & NEUMANN-MAHLKAU 1969, MEYER 1986).

Die Kohlenkalkfazies des Unterkarbon wird in einer Lagune abgelagert, die im NE vom Krefelder Hoch, im Westen von der Brabanter Schwelle und im Süden von einem Hochgebiet in der Eifel begrenzt wird. Zeitweilig kommt es zur Abtrennung vom offenen Meer, das den Bereich des englischen Beckens sowie des Dinant- und Namur-Beckens einnimmt (BOONEN & KASIG 1979).

Während des Oberkarbons gehört der NW-Rand des Rheinischen Schiefergebirges zur subvariszischen Vortiefe, dem Molassebecken vor dem aufsteigenden Gebirge. Die klastische, paralische Fazies umfaßt u.a. Küstenmoor-Bildungen, die heute in Form von Steinkohlen vorliegen. Die paläozoische Schichtenfolge endet infolge der endgültigen Auffaltung des variszischen Gebirges erosiv im Westfal B.

Im Saar-Nahe-Becken erfolgte auf dem Nordabfall der Mitteldeutschen Kristallin-schwelle vom Mitteldevon bis in das Westfal eine kontinuierliche Sedimentation in mariner Plattformfazies. Die Sedimentation des postorogenen Saar-Nahe-Permokarbons erfolgte ab dem Westfal in limnisch-fluviatiler Fazies eines Innen-molasse-Beckens. Dabei kam vor allem Abtragungsschutt des aufgefalteten variszischen Gebirges aus Norden, aber auch Material von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle aus Süden zur Ablagerung. In den im Senkungsfeld angelegten Seen bildeten sich im Oberkarbon limnische Kohlen. Im Perm setzte sich die limnisch-fluviatile Sedimentation fort, wobei zusätzlich saure, postorogene Vulkanite gefördert wurden.

1.5. Geophysikalische Untersuchungen zum Tiefenbau der Rheinisch-Ardennischen Masse

Seit 1968 und verstärkt seit 1976 ist die Rheinisch-Ardennische Masse Ziel geophysikalischer Erkundungen zum Bau der tieferen Kruste (GLOCKE & MEISSNER 1976, MEISSNER et al. 1980, 1981, 1983; FUCHS et al. 1983). Neben geomagnetischen und geoelektrischen Erkundungen liefern vor allem eine Reihe von seismischen Profilen Informationen über den tieferen Untergrund. Als jüngstes

Projekt wurde das DEKORP 1-Profil¹⁾ im Linksrheinischen Schiefergebirge durchgeführt (DEKORP RESEARCH GROUP 1991, v. WINTERFELD 1993b).

In der Oberkruste zeichnen zahlreiche Reflektoren das Bild der variszischen Einengung nach, wobei besonders deutliche Reflektoren im Untergrund des Stavelot-Venn-Massivs und im Hunsrück festgestellt wurden (GLOCKE & MEISSNER 1976; MEISSNER et al. 1990). Die Reflektoren werden als basales *detachment* für die variszische Konvergenz interpretiert.

Im Untergrund der westlichen Rheinischen Masse wird ein heißer *mantle plume* angenommen, der für die kontinuierliche, andauernde Hebung dieses Bereichs verantwortlich ist (FUCHS et al. 1983). Östlich des Rheins klingt die Hebung durch den *mantle plume* aus, westlich sind die tertiären und quartären Vulkangebiete der Eifel oberflächige Zeugen für den *hot-spot* im Untergrund, während der erhöhte Wärmefluß aus dem Untergrund ansonsten (noch) nicht bis zur Oberfläche vorgedrungen ist (HAENEL 1983).

Im Untergrund der Vulkaneifel wurde im Rahmen des DEKORP 1-Profiles eine relative Hochlage der Moho-Diskontinuität bei 8 s TWT (Two-way-travel-time) vorgefunden. Nach NW taucht die Moho in Richtung des Brabanter Massivs mit subhorizontalem Verlauf auf 9 s TWT unter der Nord-Süd-Zone und auf 10 s TWT unter dem Stavelot-Venn-Massiv bei Eupen ab. Unter dem Hunsrück wurde die Moho bei 9,5 s TWT im NW bzw. 9,2 s TWT im SE angetroffen.

Im nordwestlichen Teil des variszischen Orogens zeichnet sich in den seismischen Profilen das Bild einer *thin-skinned-nappe*-Tektonik ab (MEISSNER et al. 1981, 1983, 1990; DEKORP RESEARCH GROUP 1991):

Die Wurm-Mulde weist nur wenige Reflexionen auf. Im Bereich der Imbrikationszone der Faille du Midi-Eifelienne/Aachener Überschiebung (Aachener Decke) wird aufgrund der steilen Lagerung der Texturen ebenfalls nur wenig seismische Energie reflektiert. Im Untergrund der Inde-Decke (Inde-Mulde) tritt erstmals bei 1.2-1.3 s TWT ein flach (10°) nach SE einfallender Reflektor in Erscheinung, der im Profilverlauf unter dem Stavelot-Venn-Massiv bis weit nach SE zu verfolgen ist. Bei > 3 s TWT ist als reflexionsarmer Bereich das kristalline Basement der Nordeifel zu identifizieren (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

Der subhorizontale Reflektor, der eine Mächtigkeit von etwa 100 m aufweist, wird als Ablösungshorizont (*detachment, decollement*) der Aachener Störung angesehen (MEISSNER et al. 1983, DURST 1985, v. WINTERFELD 1993b). Im Untergrund des Stavelot-Venn-Massivs zeichnen einige Reflektoren die Spuren von Duplex-Strukturen nach.

Auf der Südflanke des Antiklinoriums ergibt sich ein klarer Rampencharakter der Störung. Die auffälligen, steileren und mächtigeren Reflexionen entsprechen

1) (Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm)

vermutlich den oberflächlich in der Monschau-Scherzone ("Metamorphe Zone des Vennsüdrandes", "Metamorphe Zone von Lammersdorf", s.u., KNAPP 1980) anstehenden, stark deformierten ordovizischen Schiefern (DEKORP RESEARCH GROUP 1991, v. WINTERFELD 1993a). Der Reflektor läßt sich im Süden im Bereich der Nord-Süd-Zone bis in eine seismische Tiefe von 4.0-5.0 s TWT verfolgen. Dort verflacht der Reflektor wieder bis auf einen subhorizontalen Verlauf.

Unterhalb des Reflektors zeigen die line-drawings der Seismogramme von NW bis zur Nord-Süd-Zone eine keilförmige reflexionsarme Zone, die seismischen Profilen aus dem Brabanter Massiv ähnelt und auf dessen Ausdehnung bis an die Nord-Süd-Zone hinweist (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

Die Malsbenden-Störung auf der Venn-Südflanke ist aufgrund ihrer steilen Raumlage in den seismischen Profilen nicht dokumentiert. In der Nord-Süd-Zone ist im DEKORP 1-Profil die Zentralaufschiebung der Sötenicher Mulde als listrischer Reflektor bis in größere Tiefen abgebildet.

Im tertiären Vulkangebiet der Hocheifel lösen sich die bis dort aushaltenden Reflektoren im Untergrund auf. Als Ursache werden klüftige, erkaltete Magmen angenommen. Im Bereich der magnetischen Anomalie von Kelberg (Kelberg Magnetic High = KMH) ist im DEKORP 1-Profil ein "Reflexionsloch" ausgebildet, das auf eine Magmenkammer im Untergrund zurückgeführt wird (DEKORP RESEARCH GROUP 1991). Die Siegener Hauptaufschiebung als bedeutende Aufschiebung am Nordrand des Siegener Hauptsattels wird im DEKORP 1-Profil nicht abgebildet.

Im Hunsrück ist die Oberkruste nahezu reflexionsfrei. Das polyphas deformierte Paläozoikum weist hier lithologisch nur geringfügige Unterschiede auf. Reflexionsstrukturen wie lithologische Wechsel und Störungsbahnen besitzen außerdem meist ein steiles Einfallen und bilden sich nicht in seismischen Profilen ab. Erste Reflektoren treten bei 5-6 s TWT in der (kristallinen?) Unterkruste auf und setzen sich bis zur Moho als Bereich hoher Reflektivität fort. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Relikte einer subduzierten vorvariszischen Kruste (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

In den seismischen Profilen durchzieht die *Hunsrück-boundary-fault* (HBF; Hunsrücksüdrandstörung) als subvertikale, listrische *normal fault* die gesamte Kruste und versetzt die Moho-Diskontinuität.

Südlich der HBF folgen die klaren, stark differenzierten Reflexionsbilder des Saar-Nahe-Beckens. Die Bewegungen an der HBF haben im Saar-Nahe-Becken zu einer Verkippung des kristallinen Basements geführt, das im DEKORP 1-Profil von Süden nach Norden abtaucht. Unterhalb des Basiskristallins folgen Reflexionsbilder, die unter anderem als Abbild der variszischen Suture oder als Akkretionskeile interpretiert werden (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

In der Beckenfüllung ist das "Holzer Konglomerat" des Stefan als starker Reflektor mit einer deutlichen Winkeldiskordanz über dem Westfal eindeutig zu identifizieren. Zur HBF hin werden die Reflektoren durch die gröbere Sedimentation am Rand des

Beckens ausgeprägter. Die Gesamtmächtigkeit der Beckenfüllung stellt sich in den seismischen Profilen mit 1,3-3,2 s TWT dar.

1.6. Altersbestimmungen im mitteleuropäischen Variszikum

Eine Übersicht der im mitteleuropäischen Variszikum geochronologisch festgestellten tektonometamorphen Vorgänge unter besonderer Berücksichtigung des "kaledonischen Ereignisses" gibt SCHMIDT (1976). DORNSIEPEN (1978, 1979) stellt Rb-Sr-Alter des europäischen Variszikums zusammen. Jüngere Arbeiten vervollständigen das Bild der komplexen Entwicklung Mitteleuropas (BREWER & LIPPOLT 1977, RITTMANN 1984, KRAMM & BUHL 1985).

Eine vereinfachte Gesamtdarstellung für das mitteleuropäische Variszikum gibt Abb. 3, wobei die zahlreichen Daten aus dem Moldanubikum der Böhmisches Masse nicht dargestellt sind.

Die radiometrischen Altersbestimmungen zeigen, daß eine straffe Differenzierung zwischen kaledonischen und variszischen Ereignissen nicht möglich ist. Im Mitteleuropäischen Variszikum ist vielmehr ein zeitliches Ineinandergreifen der tektonometamorphen Ereignisse festzustellen; "kaledonische" Ereignisse müssen dabei überwiegend anorogen eingestuft werden. In den Kristallinzonen werden Hochdruckmetamorphosen vom Barrow-Typ dem cadomisch-kaledonischen und Niedrigdruckmetamorphosen vom Abukuma-Typ (geothermischer Gradient: 40-100°C/km) dem variszischen Metamorphoseereignis zugeordnet (ZWART 1969, 1976). Eine Zuordnung der prävariszischen Altersdaten zu kaledonischen oder cadomischen Vorgängen ist selten möglich, da der Einfluß der durchgreifenden variszischen Metamorphose auf die geochronologisch bearbeiteten Mineralsysteme meist nicht quantifizierbar ist.

1.6.1. Präkambrische Ereignisse

Präkambische tektonometamorphe Ereignisse (> 590 Ma) werden hauptsächlich im Altkristallin der Alpen, im Kristallin der Böhmisches Masse, im Armorikanischen Massiv und im Zentralmassiv nachgewiesen (SCHMIDT 1976). In den Vogesen weisen CLAUER & BONHOMME (1970) eine erste, präkambrische Metamorphose (680 Ma) der Weiler Schiefer nach. Spätcadomisch (um 570 Ma) häufen sich Granitintrusionen.

1.6.2. Kaledonische Ereignisse

Kaledonische Ereignisse (590-390 Ma) werden in den variszischen Interniden verbreitet für anorogene metamorphe Prozesse nachgewiesen. Im Schwarzwald werden zwei anatektische Prozesse auf 460 Ma bzw. 475 Ma datiert (BREWER & LIPPOLT 1977). In den Steiger Schiefer datierten CLAUER & BONHOMME (1970) eine Metamorphose auf rd. 425 Ma.

Die Intrusionen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, beispielsweise der Albit-Granit der Bohrung "Saar 1", weisen acadisch-kaledonische Intrusionsalter (393 ± 21 Ma, Gedinne-Siegen) auf (LENZ & MÜLLER 1976). Ordovizische Phyllite aus dem Lizard Complex (England), dessen strukturgeologische Position mit der Südrandsutur des Rhenoherynikums vergleichbar ist, liefern lediglich kaledonische $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Metamorphosealter (410-424 Ma) ohne Hinweise auf variszische Aktivitäten (FITCH et al. 1984). Die variszische Einengung lief möglicherweise in Form einer "kalten" Aufschiebung auf das variszisch deformierte Devon ohne Veränderungen in der Ar-Verteilung ab.

In den Ardennen und im Harz wurden weitere kaledonische Altersdaten ermittelt (SCHMIDT 1976). In den Ardennen und im nördlich anschließenden Brabanter Massiv lagern devonische Sedimente mit Winkeldiskordanzen auf dem kaledonisch deformierten Vordevon. Die deutlich höhere metamorphe Überprägung des vordevonischen Basement gegenüber dem diskordant auflagernden Gedinne auf der NW-Flanke des Stavelot-Venn-Massivs deutet auf eine erste (kaledonische) Metamorphose vor Ablagerung des Gedinne (SPAETH et al. 1985). Im SE des Massivs ist eine einheitlich hohe, variszische Überprägung bestimmend, die eventuelle ältere Metamorphosen ausgelöscht hat. Dort zu beobachtende Porphyroblasten von Chloritoid und Andalusit sind jedoch eindeutig zwischen zwei texturbildenden Deformationsphasen (kaledonisch/variszisch oder variszisch₁/variszisch₂) gesproßt (KRAMM 1982, SPAETH et al. 1985).

An vordevonischen Phylliten aus dem Brabanter Massiv wurde ein Rb-Sr-Alter von 402 ± 20 Ma (Gedinne) bestimmt. Im epizonal metamorphen Kambro-Ordoviz des Stavelot-Venn-Massivs (vergl. Abb. 4) wurde ein Rb-Sr-Alter von 418 Ma (Ludlow) aus drei Gesamtgesteinsproben (2 Phyllite, 1 Dolomit) ermittelt (MICHOT et al. 1973 nach KRAMM et al. 1985a). Unter Berücksichtigung der bei MICHOT et al. (1973) zur Altersbestimmung untersuchten unterschiedlichen Lithologien fordern KRAMM et al. (1985a) eine Korrektur des 418 Ma-Alters. Unter Verwendung lediglich der beiden aus Phylliten gewonnenen Daten ist nach KRAMM et al. (1985a) eine Isochrone mit einem Alter von nur 349 Ma (Tournai-Visé) abgebildet, so daß diese Autoren keine isotopischen Hinweise auf eine kaledonische Metamorphose sehen.

1.6.3. Variszische Ereignisse

Die Magmatite des Odenwalds liefern Abkühlungsalter von rd. 330-335 Ma (RITTMAN 1984). Im Schwarzwald und in den Vogesen sind Intrusionsalter von 335-295 Ma dokumentiert (BREWER & LIPPOLT 1977). Radiometrische Alterbestimmungen von Plutoniten im gesamten Variszikum liefern eine Häufung spätvariszischer Intrusionsalter (bis rd. 300 Ma). Die variszische Metamorphose überprägte in weiten Bereichen u.a. prävariszische Metamorphite.

In der Rheinisch-Ardennischen-Masse sind unterschiedliche radiometrische Alter der variszischen Orogenese vorzufinden (Abb. 4). Der Hill-Tonalit im Stavelot-Venn-Massiv lieferte ein Zirkonalter von 381 ± 16 Ma (KRAMM & BUHL 1985), das mit der devonischen Beckenbildung (Eifel-Givet) in Verbindung gebracht wird (v.

WINTERFELD 1993a). Gemeinsam mit den im Rocroi-Massiv auf $373 \pm 8-9$ Ma datierten Diabasintrusionen (GOFFETTE et al. 1991), die sich in ähnlicher Position in den Diabas-Gangzügen der Venn-Decke wiederfinden, kann eine Verbindung zum zeitgleichen Hauptgrünsteinvulkanismus des Rechtsrheinischen Schiefergebirges hergestellt werden.

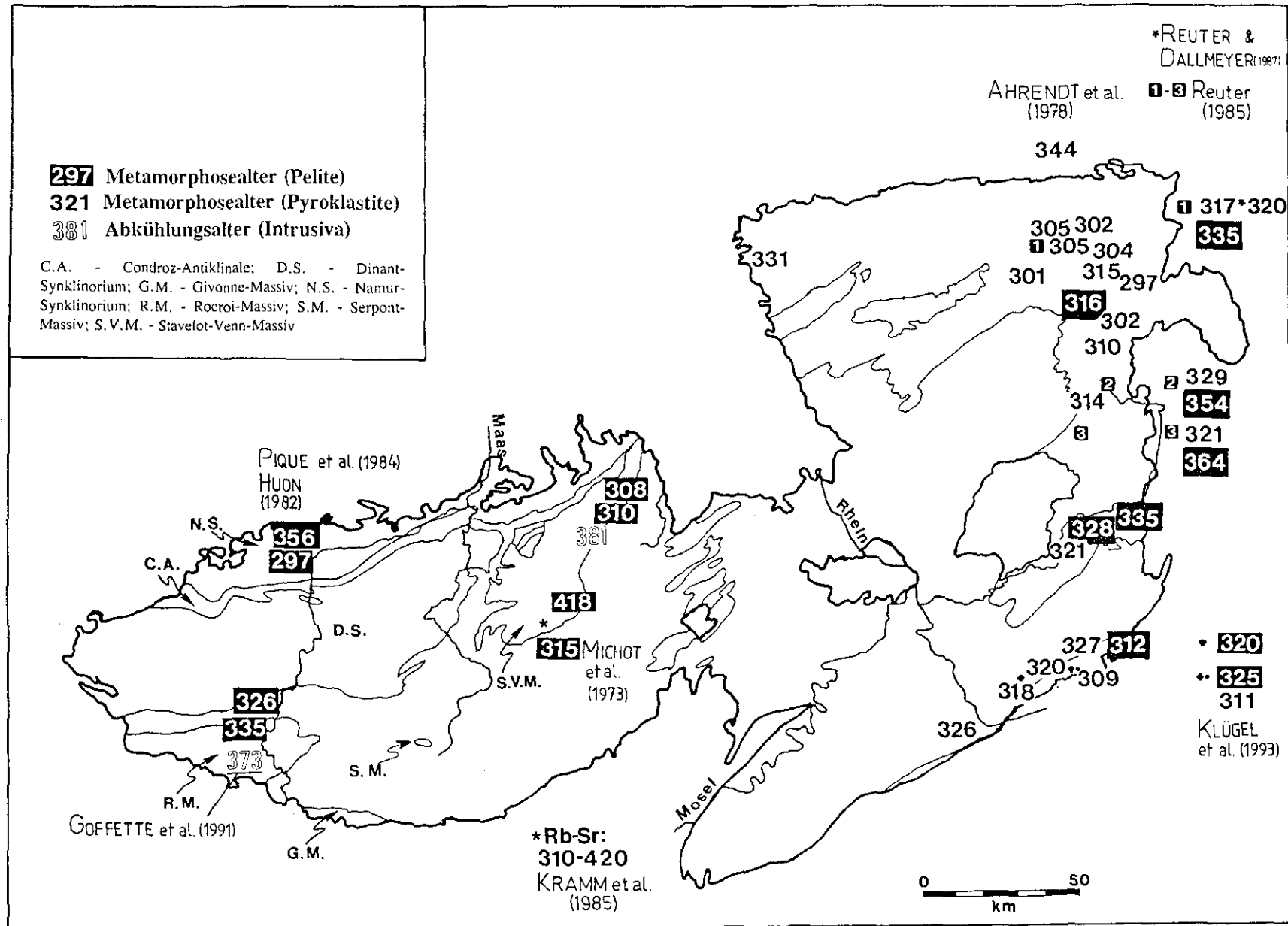
In der Kontaktaureole des Hill-Tonalits ist in Porphyroblasten die Textur einer zum Intrusionszeitpunkt bestehenden, demnach "kaledonischen" Regelung konserviert (FIELITZ 1987). Ob es sich dabei um eine echte Schieferung oder lediglich eine Kompaktionsregelung handelt, konnte bislang nicht eindeutig geklärt werden (v. WINTERFELD 1993a). Die variszische Metamorphose hat ansonsten auf der SE-Flanke des Stavelot-Venn-Massivs eventuelle Spuren schwächerer älterer Metamorphosen weitestgehend ausgelöscht. Nach SPAETH et al. (1985) ist die variszische Metamorphose allerdings nicht bis in die Kernschichten der NW-Flanke oder die nördlichen Mantelschichten des Stavelot-Venn-Massivs vorgedrungen, so daß in den Kernschichten der NW-Flanke ausschließlich Spuren der kaledonischen Metamorphose festzustellen sind.

Phyllosilikatpräparate aus ordovizischen Phylliten vom SE-Rand des Venn-Massivs lieferten K-Ar-Daten zwischen 309 und 312 Ma (Namur-Westfal) für den Zeitpunkt der letzten Phyllosilikat-Reorganisation, wobei sich keine Hinweise auf eine ältere, kaledonische Metamorphose ergaben (KRAMM et al. 1985a). Die in diesem Bereich durchgeführten Rb-Sr-Messungen ergaben u.a. durch nicht abwägbare, detritische Einflüsse, keine einheitliche Isochrone. Lediglich eine pauschale geologisch wenig aussagekräftige Eingrenzung zwischen 420 und 310 Ma ist möglich (KRAMM et al. 1985a). Metamorph aus Feldspäten in einem Metatonalitporphyrit gebildete Phyllosilikate lieferten ein weitestgehend von detritischem Material unbeeinflusstes K-Ar-Metamorphosealter von 308 Ma (KRAMM et al. 1985a). Aus den unterdevonischen Schichten der Bastogne-Antiklinale liegt ein Rb-Sr-Metamorphosealter von rd. 315 Ma vor (MICHOT et al. 1973). Der Brocken-Granit im Harz lieferte ein Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von 310 ± 9 Ma (SCHOELL 1972). Im Schwarzwald intrudierten spätorogene Granitporphyre um 275 Ma (BREWER & LIPPOLT 1977).

Anhand der radiometrischen Daten können drei Granit-Gruppen unterschieden werden:

- | | |
|----------------------------|---|
| a) prävariszische Granite | 420-380 Ma
(Ludlow-Givet) |
| b) synorogene Granite | 370-320 Ma
(Frasne-Namur) |
| c) spätvariszische Granite | 310-250 Ma
(Namur-Westfal bis Tatar) |

Abb. 4: Radiometrische Altersbestimmungen in der Rheinisch-Ardennischen-Masse.



AHRENDT et al. (1978) geben Metamorphosealter für das Rechtsrheinische Schiefergebirge an, die anhand von K-Ar-Bestimmungen an synkinematisch mit der Schieferung gewachsenen Illiten aus möglichst detritusfreien Pyroklastiten ermittelt und über Rb-Sr-Untersuchungen bestätigt wurden (AHRENDT et al. 1983). Die Altersdaten weisen ein Wandern der Metamorphosefront von Süden (rd. 325 Ma = Namur) nach Norden (rd. 300 Ma = Westfal) nach, wobei die angegebenen Altersdifferenzen meist im Bereich der Meßfehler liegen und nur über die große Profillänge den Wanderungstrend nachzeichnen. Bei Nachuntersuchungen zeigte sich teilweise an identischen Proben eine Korngrößenabhängigkeit einiger Daten, die auf geringe Detrituseinflüsse hinweist (REUTER 1985). Die Einzelergebnisse von AHRENDT et al. (1978, 1983) müssen daher zumindest teilweise überprüft werden. Dazu liefert die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode die umfassendsten Ergebnisse hinsichtlich möglicher Beeinflussungen durch ererbte Alter.

Die synkinematische Metamorphose des Ostsauerländer Hauptsattels wurde von REUTER (1985) in einem quasi-detritusfreien Metatuff und in der Feinstfraktion ($<0,4\mu\text{m}$) eines benachbarten Metapelits übereinstimmend mit rd. 315 Ma bestimmt. Dabei wurde im Vergleich zu AHRENDT et al. (1978, 1983) an einer identischen Probe ein um etwa 10 Ma höheres Alter zuzüglich des Meßfehlers von ± 9 Ma ermittelt und auf nicht näher erläuterte, aufbereitungsbedingte Unterschiede zurückgeführt. Für den Ostsauerländer Hauptsattel wurde das höhere Metamorphosealter durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen mit rd. 320 Ma an unterschiedlichen Kornfraktionen dieses Metatuffs bestätigt (REUTER & DALLMEYER 1987).

Neuerdings wurde im Südaunus variszische Phyllosilikatbildung mit zwei Altersgruppen vor rd. 325 Ma (Visé-Namur) und ca. 311 Ma (Westfal) nachgewiesen (KLÜGEL et al. 1993). Für den Bereich der Taunuskammüberschiebung liegen K-Ar-Phyllosilikat-Bildungsalter von rd. 320 Ma (Namur) vor, die als Hinweis für das Nordwandern der Metamorphosefront angesehen werden (KLÜGEL et al. 1993).

HUON (1982) und PIQUÉ et al. (1984) geben für Metapelite aus dem Maas-Tal ein Nordwandern der synkinematischen Metamorphose aufgrund von K-Ar-Bestimmungen an Hellglimmern der Fraktion $<2\mu\text{m}$ an. Für das Kambrium des Rocroi-Massivs wird das Alter der Metamorphose mit 335 Ma angegeben, während nach Norden mit abnehmender Metamorphose und dem Aufstieg in der stratigraphischen Folge jeweils jüngere Alter von 326 Ma und 297 Ma ermittelt wurden. Da mit Ausnahme des Kambriums alle untersuchten Proben lediglich anchizonalen Metamorphosebedingungen ausgesetzt waren, können jedoch Detritus-Einflüsse nicht vollkommen ausgeschlossen werden, da detaillierte Untersuchungen hierüber nicht durchgeführt wurden (vergl. REUTER 1985).

Der Grenzlager-Vulkanismus des Saar-Nahe-Beckens wurde auf rd. 280 Ma bzw. 295-300 Ma datiert (LIPPOLT & HESS 1983, LIPPOLT et al. 1989), womit nach den z.Zt. gültigen Zeitskalen (HARLAND et al. 1989, COWIE & BASSET 1989) eine Zuordnung in das Unterrotliegende (Assel) bzw. in das Oberkarbon (Stefan) vorliegt.

1.6.4. Postvariszische Ereignisse

Unterkretazische Melilith-Nephelinite wurden vor rd. 105 Ma (Alb) in der Wittlicher Senke gefördert (LIPPOLT 1983). Im Taunus und im Spessart treten isoliert oberkretazische Vulkanite vor 80 Ma (Campan) auf (LIPPOLT 1983). Im Schwarzwald wurden neuerdings jurassische Metamorphosealter gemessen, die auf eine Fernwirkung der Atlantik-Öffnung hinweisen (CLAUER, freundl. mündl. Mittlg.).

Eine schwache mesozoische Überprägung (144 ± 13 Ma) im Lizard Complex (s.o.) wird mit einer vergesellschafteten Mineralisation in Verbindung gebracht (FITCH et al. 1984).

Der tertiäre Vulkanismus der Eifel ereignete sich vor rd. 18-45 Ma (LIPPOLT 1983, HUCKENHOLZ 1983). Im Siebengebirge wurde der tertiäre Vulkanismus von TODT & LIPPOLT (1980) datiert: Neben Basalten (19-25 Ma) wurden Trachyte und Latite (24,6-26,4 Ma) und deren Tuffe (23 Ma) gefördert. Jüngste tertiäre Aktivitäten endeten vor rd. 15 Ma (LIPPOLT 1983, VIETEN 1983). Außerdem hat sich tertiärer Vulkanismus im Westerwald vor rd. 5-30 Ma (LIPPOLT 1983, GEHLEN & FORKEL 1983) und in der Hessischen Senke (Vogelsberg) vor 6-20 Ma (LIPPOLT 1983, WEDEPOHL 1983) ereignet. Vulkanische Aktivitäten im Oberrheingraben wurden für die Zeitspanne von 16-90 Ma belegt (BREWER & LIPPOLT 1977) und haben zu isolierten Vulkanitvorkommen bis in den Hunsrück geführt (LIPPOLT 1983). Die thermischen Aktivitäten im Tertiär werden mit der alpidischen Orogenese in Zusammenhang gebracht.

Im Laacher See-Gebiet und in der Westeifel sind mit radiometrischen Altern von 0,4-0,6 Ma (FUHRMANN & LIPPOLT 1982, SCHMINCKE et al. 1983) pleistozäne (Quartär) vulkanische *hot-spot*-Aktivitäten datierbar. Pleistozäner Vulkanismus hat außerdem im Westerwald stattgefunden (LIPPOLT 1983).

1.7. Metamorphosegrad und -verteilung

Zur Quantifizierung schwach metamorpher Prozesse wurden im Rheinischen Schiefergebirge häufig Inkohlungsuntersuchungen eingesetzt. Der Grad der Inkohlung und damit der Grad der Metamorphose wird über die Messung des Vitrinit-Reflexionsvermögens bestimmt. Dazu wird entweder die maximale (R_{max}) oder die mittlere Vitrinitreflexion (R_m) gemessen.

HOOD et al. (1975) geben folgende Relation an:

$$R_{max} = 1,066 * R_m.$$

TEICHMÜLLER et al. (1979) geben eine von der Metamorphose abhängige Relation an, die sich in Umrechnungsfaktoren zwischen 1,08 (Fettkohlen-Stadium) und 1,15 (Meta-Anthrazit-Stadium) ausdrückt.

Da die Inkohlungsreaktion zeitabhängig ist, werden mit der Bestimmung der Vitrinit-Reflexion i.d.R. die aufgezeigten Metamorphosegrenzen bei verschiedener Zeit-

Temperaturgeschichte für verschiedene Regionen gegenübergestellt. ONCKEN (1989) schlägt diesbezüglich die Ermittlung eines um den Zeiteinfluß korrigierten, normierten Inkohlungsgrades (I_N) gemäß der Funktion:

$$I_N = I/(t_{\text{eff}})^{1/3} \quad (t_{\text{eff}} = \text{effekt. Inkohlungszeit})$$

nach KARWEIL (1973) vor.

Als Grenzwerte der Anchizone sind im allgemeinen folgende, von TEICHMÜLLER et al. (1979) ermittelte Werte gebräuchlich:

Diagenese/Anchizone:	4% R_{max}
Anchizone/Epizone:	5-10% R_{max}

Die Regionalmetamorphose des Rheinischen Schiefergebirges wird überwiegend in die anchimetamorphe oder "very low grade"-Zone (sensu WINKLER 1979), entsprechend dem mittleren Meta-Anthrazit-Inkohlungsstadium, eingeordnet (WEBER 1972b, 1976; TEICHMÜLLER et al. 1979). Mit Ausnahme des ausschließlich durch Kompaktion beeinflussten nördlichen Schiefergebirges im Übergang zur Subvariszischen Saumsenke (Semianthrazit-Stadium) und der Eifeler Nord-Süd-Zone wurden demnach meist Metamorphosetemperaturen zwischen 200 und 350°C bei Drücken zwischen 1 und 4 kb erreicht. Dies entspricht der anhand von Mineralparagenesen in begleitenden Vulkaniten (WEBER 1972b) bestätigten Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies (sensu WINKLER 1979).

Höhere Metamorphosebedingungen bis maximal zu epimetamorphen Bedingungen (Anthrazit- bis Semigraphit/Graphit-Stadium) werden für den SE-Rand des Stavelot-Venn-Massivs ("Metamorphe Zone des Vennsüdrandes"; Monschau-Scherzone nach FIELTIZ 1992a) (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979, WOLF in RIBBERT 1983, FRANK 1987, v. WINTERFELD 1993a) und für den südlichen Hunsrück (Semigraphit-Graphit-Stadium) ermittelt (DITTMAR et al. 1991). Insgesamt liegt eine temperaturbetonte Metamorphose mit einem hohen geothermischen Gradienten von 50-100°C/km vor (TEICHMÜLLER et al. 1979). Der Schiefergebirgssüdrand zeigt bei z.T. leicht höheren Temperaturen (300-400°C) eine bereichsweise grünschieferfazielle Metamorphose, die allerdings bei niedrigem geothermischen Gradienten druckbetont abgelaufen ist (MEISL 1970; MEISL et al. 1982; MASSONE & SCHREYER 1983, ONCKEN 1989).

Auf Grundlage der Kompilation verschiedener Literaturangaben (vergl. Abb. 5) zur Metamorphose im Linksrheinischen Schiefergebirge (KASIG & SPAETH 1975, FRANSOLETT et al. 1977, RAMROOP 1977, WOLF 1978, TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979, KRAMM 1982, THON 1985, ECKE et al. 1985, FRANK 1987, DITTMAR et al. 1991) läßt sich ein Trend der Metamorphoseverteilung erkennen:

Von NW ist aus dem Aachener Karbon (Subvariszische Saumsenke) der Wurm-Mulde über das Devon und Karbon der Inde-Decke in die Kernschichten des altpaläozoischen Stavelot-Venn-Massivs (Stavelot-Venn-Decke) hinein von diagenetischer Beanspruchung ausgehend eine Zunahme des Metamorphosegrades von schwach

anchizonaler bis zu schwach epizonaler Überprägung zu beobachten, bereichsweise mit einem nach NE zunehmenden Metamorphosesprung an der Venn-Überschiebung (KASIG & SPAETH 1975). Parallel dazu nimmt die Schieferigkeit der Gesteine nach SE bis in die engständig zerscherten Gesteine der Monschau-Scherzone zu.

Die Inkohlungsverhältnisse der Wurm-Mulde wurden durch BABINECZ (1962) untersucht. Im Westfal der Wurm-Mulde wurde aus dem Gehalt an flüchtigen Bestandteilen $R_{\max}=1,5-2,9\%$ errechnet. Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotransverse zwischen Aachen und Schleiden beschreiben TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1979). DITTMAR et al. (1991) geben für das Wurm-Revier $R_{\max}=2,53\%$ an. Nach SW ist in der Wurm-Mulde bei abnehmenden Schichtmächtigkeiten ein Anstieg der Inkohlung bis auf $R_{\max}=4,1$ und $3,55\%$ festzustellen, der eine zusätzliche Wärmezufuhr erfordert (WOLF 1972, TEICHMÜLLER et al. 1979). Nach DUBRUL (1931) erstreckt sich eine Zone mit Hinweisen auf einen erhöhten Wärme fluß im Oberkarbon entlang des Südrandes des Brabanter-Massivs nördlich der Faille du Midi-Eifelienne/Aachener Überschiebung bis nach Mons (Belgien). Nach NE verschwindet diese Zone parallel zur Abnahme des Überschiebungsausmaßes. Die Inkohlungsprozesse haben das Westfal B erfaßt, sind jedoch jünger als die Bruchtektonik des Wurm-Reviers (BABINECZ 1962). Das Oberdevon der Aachener Decke besitzt den gleichen Inkohlungsgrad wie das angrenzende Westfal der Wurm-Mulde. In der Inde-Mulde wurden im Oberdevon und im Kohlenkalk Werte von $R_{\max}=2,7-2,9\%$ ermittelt. Relativ zur Wurm-Mulde sind die Gesteine eines Bezugssteufenniveaus in der Inde-Mulde mit $R_{\max(\text{niv.})} \geq 1,6\%$ niedriger inkohlt (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979). Für die untersuchten Karbon-Schichten wurde nach ONCKEN (1984) aus der maximalen Vitrit-Reflexion unter Berücksichtigung der effektiven Inkohlungszeit ein paläogeothermischer Gradient von $\geq 47^\circ\text{C}/\text{km}$ berechnet.

Im belgischen Campine-Brabant-Becken führen MUCHEZ et al. (1991) einen Vergleich von Inkohlung und Illit-"Kristallinität" der in Tiefbohrungen erschlossenen, karbonischen Schichten der Subvariszischen Saumsenke vor. MUCHEZ et al. (1991) diskutieren für die im Vergleich zur Inkohlung hohen Illit-"Kristallinitäten" entweder eine postkarbonische Aufheizung oder einen hohen lithostatischen Druck, der vor allem die Illitbildung begünstigt hat.

Im Devon der Venn-Nordflanke steigen die Inkohlungswerte auf $R_{\max}=2,5-3,3\%$ (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979). Benachbartes Namur weist allerdings ein Vitrit-Reflexionsvermögen von lediglich $R_{\max}=0,9\%$ auf (BOUCKAERT & HERBST 1960).

GAMINTCHI (1975) gibt für die kambro-ordovizischen Kernschichten des Venn-Sattels einen Inkohlungswert von $R_{\max}=5,6\%$ an ($R_{\min} \geq 2,3\%$), gemessen an Vitrit-ähnlichen Partikeln, die als organisches Material aus Algen und Acritarchen stammen. Das Inkohlungsprofil der Geotransverse (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979) lieferte für die Kernschichten Werte von $R_{\max}=5,7-6,1\%$.

Die höchste, epizonale Metamorphose, teilweise mit fazieskritischen Paragenesen u.a. mit Andalusit, Spessartin oder Rhodochrosit wird nicht im Kern des altpaläozoischen Venn-Massivs, sondern an dessen Südrand nachgewiesen. Daher hat sich die Bezeichnung "Metamorphe Zone des Vennsüdrandes" eingebürgert.

Einhergehend mit der epizonalen Überprägung ist hier eine deutliche Scherdeformation der Gesteine festzustellen. Die beobachteten Phänomene sind eindeutig auf eine Dynamothermal-Metamorphose zurückzuführen (KRAMM 1982, FRANK & SPAETH 1991) und resultieren nach FIELITZ (1992a, 1992b) aus einer transpressiven Einengung gegen den bereits konsolidierten Kern des Stavelot-Venn-Massivs und nach v. WINTERFELD (1993b) außerdem aus der Abscherung der hangenden Eifel-Decke vom Basis-*detachment*.

In der Bohrung Paustenbach wurden in kambro-ordovizischen Schwarzschiefern der Venn-Südflanke Inkohlungswerte der beginnenden Epimetamorphose ermittelt. Im Siegen der Monschau-Scherzone werden entsprechend die höchsten, semigraphitischen Inkohlungswerte mit $R_{\max}=9,4-9,6\%$ ($R_{\min}<1\%$) angegeben (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979).

Der engständig parallel texturierte Internbau (s_1) der Chloritoid-Porphyroblasten in prädevonischen Salm-Schichten der Monschau-Scherzone wird als überwiegend schichtparallele "kaledonische" Schieferung (FIELITZ 1987) oder als diagenetische Kompaktionsregelung (v. WINTERFELD 1993a) angesehen. Für eine Genese durch Kompaktion bei rascher Absenkung während der Beckenbildung im Unterdevon infolge mächtiger Sedimentüberlagerung ("burial metamorphism" nach COOMBS, 1961) spricht die im Bereich der Monschau-Scherzone anzunehmende, bedeutende synsedimentäre Abschiebung (normal-fault) (vergl. FIELITZ 1992b, v. WINTERFELD 1993a). ROBINSON (1987) schlägt für eine derartige, im Rahmen einer Beckenbildung unter reinem Extensionsregime abgelaufene Metamorphose den Begriff "Diastathermal-Metamorphose" vor.

Die Regionalmetamorphose der Monschau-Scherzone hätte demnach zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung bzw. im Initialstadium der variszischen Konvergenz (Wende Unterkarbon/Oberkarbon) stattgefunden (v. WINTERFELD 1993a), gefolgt von der Zerschneidung durch den tektonischen Deckentransport.

Im Bereich kleinerer Intrusionen (Lammersdorf-Tonalit, Hill-Tonalit) kommt es zusätzlich zu kleinräumigen kontaktmetamorphen Erscheinungen. In den Knotenschiefern aus den schmalen Kontaktaureolen der Tonalite zeigen sich u.d.M. identische Gefügeverhältnisse wie die für die Chloritoid-Blasten der Monschau-Scherzone beschriebenen. Die Knotenschiefer weisen eine starke Serizitisierung auf. Idiomorphe bis elliptische, stark zoisitisierte Porphyroblasten sind vermutlich als kontaktmetamorph gebildete Andalusite anzusprechen. In den Knoten liegt außerdem ein feinkörniger Filz von Serizit, Chlorit, opaken Mineralen, möglicherweise Andalusit und Cordierit (SPAETH et al. 1985), oder Zoisit, Rutil und Leukoxen (WAMBEKE 1955) vor.

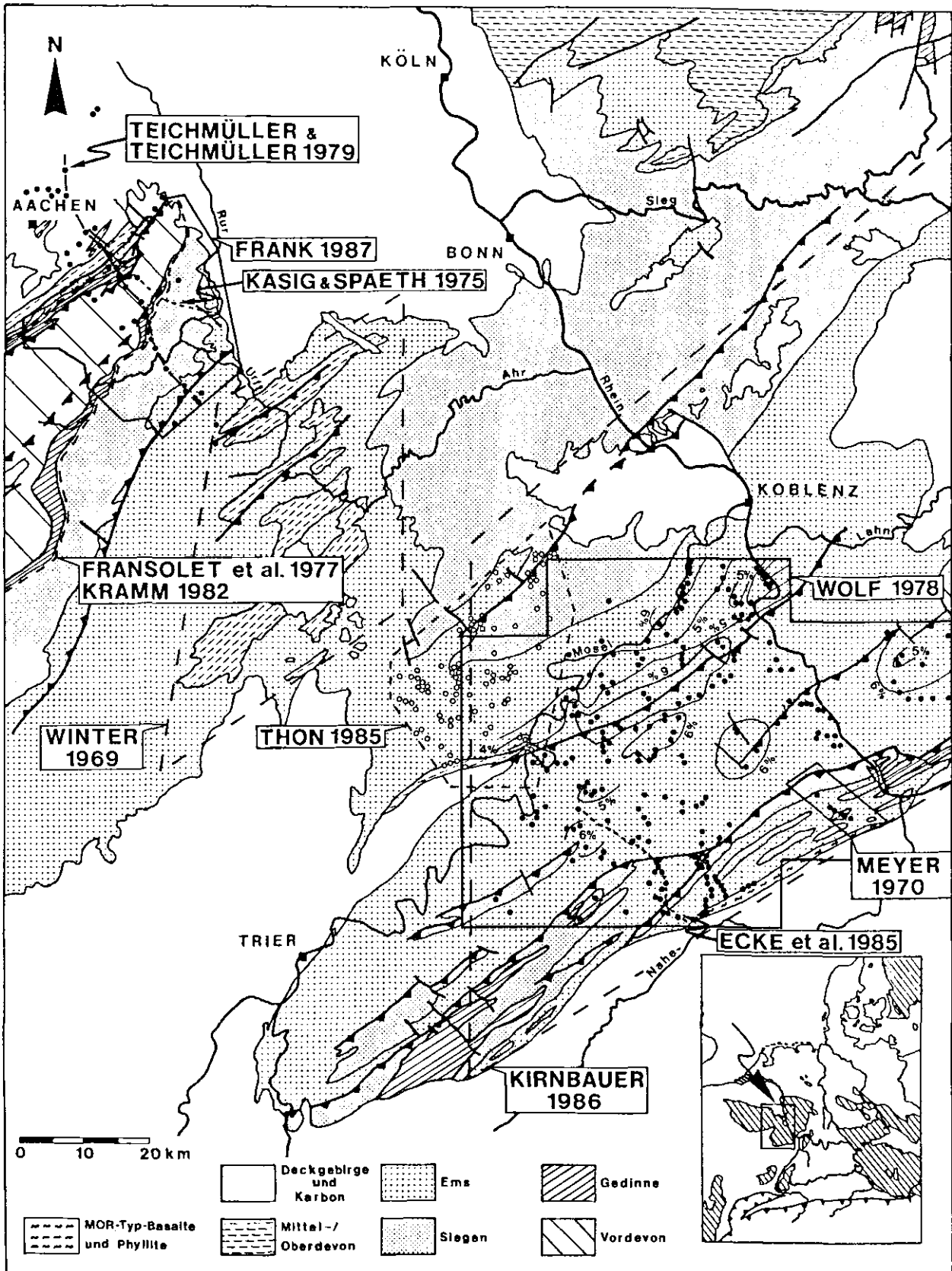


Abb. 5: Kompilationskarte zu einigen, im Text erwähnten Arbeiten zur Metamorphose des Linksrheinischen Schiefergebirges sowie Arbeiten zur regionalen Verbreitung von vulkanogenen Gesteinen. ● - Probenahmepunkte WOLF 1978 mit Isoapostilben und TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979; o - Probenahmepunkte THON 1985.

Das ("präkontaktmetamorphe") s_1 -Gefüge der Gesteine ist durch die Serizitisierung stark überprägt. Das ("postkontaktmetamorphe") s_2 ist als weitständige Crenulationsschieferung bis in die Intrusionen hinein zu verfolgen.

Im Hill-Tonalit weist eine Prehnit-Chlorit-Aktinolith-Epidot-Calcit-Paragenese auf epizonale Metamorphosebedingungen von 320-360°C bei Drücken von $2,5 \pm 1$ kb hin (SCHREYER & ABRAHAM 1978). MASSONE (1989) konnte ein Metamorphosegeschehen rekonstruieren, das im Höhepunkt bei einem Gradienten von 36°C/km unter 2,85 kb und 307°C abgelaufen ist und sich bei einem Gradienten von 48°C/km retrograd unter 1,8 kb und 260°C abschwächte (vergl. ECHLE et al. 1985, KRAMM et al. 1985b). Diese Metamorphosebedingungen führt MASSONE (1989) auf eine tektonische Stapelung von insgesamt 12 km Mächtigkeit zurück. Im südlichen Sattel von Grand Halleux wurde in einem Metabasalt bei Fehlen von Prehnit und Pumpellyit eine kritische Mineralparagenese von Aktinolith-Chlorit-Epidot festgestellt, die auf grünschieferfazielle Bedingungen von 350-400°C bei 2 kb Umgebungsdruck hinweist (SCHREYER & ABRAHAM 1978).

Die Inkohlungswerte des Siegen variieren auf der Südflanke des Venn-Massivs zwischen $R_{\max}=6,4$ und 9,6%, während im Ems lediglich noch $R_{\max}=5,3-5,7\%$ ermittelt wurde. TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1979) machen hierfür in erster Linie die unterschiedliche Sedimentüberlagerung verantwortlich. Zur Erklärung der semigraphitischen Inkohlung des unteren Ems ($R_{\max}=5,3-5,7\%$ bei $R_{\min}=0,5-1,55\%$) nehmen sie noch eine zusätzliche Wärmequelle in Form einer magmatischen Intrusion an, deren Existenz inzwischen weitestgehend widerlegt ist (v. WINTERFELD 1993a).

Südlich der Monschau-Scherzone (unterdevonische Mantelschichten auf der Südflanke des Venn-Massivs) ist in der Eifel-Decke nach SE eine kontinuierliche Abnahme des Metamorphosegrades sowohl nach Inkohlungsuntersuchungen als auch nach Illit-"Kristallinität"-Bestimmungen zur Eifeler Nord-Süd-Zone zu beobachten. Die mitteldevonischen Gesteine der Nord-Süd-Zone haben die Druck- und Temperaturbedingungen der Diagenese nicht oder nur geringfügig überschritten. Im Gelände fehlt in diesen Bereichen eine penetrative Schieferung, wie sie ansonsten für das Rheinische Schiefergebirge charakteristisch ist. Die Gesteine wurden von den mächtigen, kompetenten Riffkalken gegen tektonische Interndeformationen weitestgehend geschützt. Entsprechend der Struktur der Eifeler Nord-Süd-Zone als Achsendepression mit Nord-Süd-Erstreckung sind östlich und westlich der ungeschieferten, nicht metamorphosierten Gesteine der Kalkmulden schwach metamorphosierte, geschieferte Gesteine anzutreffen. Am Olefbach bei Schleiden ist mit dem Oberhausener Sattel an der westlichen Begrenzung der Nord-Süd-Zone von West nach Osten ein Sprung in der Inkohlung von der Anchizone ($R_{\max}=5,3\%$) zum Diagenese-Magerkohlenstadium ($R_{\max}=2,2-2,6\%$) verbunden.

In der Nord-Süd-Zone variieren die Reflexionswerte im unteren Ems zwischen $R_{\max}=0,9$ und 1,4%. Das Oberdevon hat z.T. mit Werten von $R_{\max}=0,6\%$ das Stadium der Diagenese nicht überschritten (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979) und läßt auf eine Sedimentüberlagerung von maximal 1000-1500 m schließen

(TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1952, vergl. ONCKEN 1989). RAMROOP (1977) gibt für die Gesteine der Eifel-Stufe R_{\max} -Werte von 0,7-1,2% an. Jüngere Untersuchungen zur Inkohlung bestätigen die früheren Ergebnisse (WOLF in RIBBERT 1983, 1985) mit $R_{\max} = 0,73$ bis 1,61% in der Sötenicher Kalkmulde und $R_{\max} = 4,0-4,1\%$ zwischen Gemünd und Oberhausener Sattel. Im Profil des Sattels von Milzenhäuschen zwischen Sötenicher und Blankenheimer Mulde sind die tiefsten Klerfer Schichten des Sattelkerns mit $R_{\max} = 2,1\%$ deutlich höher inkohlt als die Sattelflanken ($R_{\max} = 1,64-1,75\%$). Die "Metamorphose"-Isograden (Isoapostilben=Linien gleicher Inkohlung) sind von der jüngeren Beanspruchung der variszischen Faltung deformiert. Generell ist in der Nord-Süd-Zone ein Anstieg des Inkohlungsgrades nach Süden zu verzeichnen (RIBBERT 1983).

In der Südostefel tritt als tektonisches Hauptelement die Siegener Hauptaufschiebung (= Mayener Überschiebung) als nördliche Begrenzung des Siegener Hauptsattels mit einem deutlichen Metamorphosesprung in Erscheinung. Die Siegener Hauptaufschiebung ist folglich postmetamorph aktiviert worden.

Die Siegener Hauptaufschiebung wird als südliche Strukturgrenze der Eifel-Decke angesehen (v. WINTERFELD 1993a): An der Überschiebungsbahn werden von SE penetrativ geschieferte, phyllitisch glänzende Gesteine des Siegener Hauptsattels (bzw. bereichsweise der Nordflanke der Mosel-Mulde) auf weitständig geschieferte Gesteine des Eifeler Hauptsattels mit deutlich schwächerem Glanz auf den Schieferflächen aufgeschoben. Im Streichen der Störung klingt der Metamorphosesprung nach SW allmählich aus (THON 1985).

Für den Bereich der westlichen Siegener Hauptüberschiebung (MEYER et al. 1986) und das Umfeld der Bopparder Überschiebung (WOLF 1978) ergibt sich eine vergleichbare Inkohlungsverteilung, wobei der Bereich der Bopparder Störung insgesamt geringer inkohlt ist. Aus den Inkohlungsdaten schätzt ONCKEN (1989) folgende Temperaturverteilung während des Höhepunktes der Metamorphose ab:

- | | |
|--|-----------|
| - Liegendes der Siegener Hauptüberschiebung: | 240-280°C |
| - Hangendes der Siegener Hauptüberschiebung: | 270-320°C |
| - nördliche Moselmulde: | 220-280°C |
| - S-Rand der Moselmulde: | 220-260°C |
| - Emsquarzit-Duplex: | 230-270°C |
| - Hangendes der Bopparder Überschiebung: | 270-320°C |
| - höhere Hangendschichten: | 250-290°C |

bzw.

- | | |
|---|-----------|
| - Hangendeinheiten: | 270-320°C |
| - Liegendeinheit der Siegener Hauptüberschiebung: | 240-280°C |
| - Liegendeinheit der Bopparder Überschiebung: | 220-280°C |

Die Mosel-Mulde zeichnet sich durch eine verbreitete, intensive Schieferung aus, deren Schieferungsflächen einen Vergenzmeiler in Form der auf der Nordflanke nach

SE gerichteten Gegenvergenz und der südlich der Muldenachse vorherrschend nach NW gerichteten Vergenz bilden. Der Vergenzmeiler wird auf die Rotation der Mosel-Mulde auf der listrischen Siegener Hauptaufschiebung zurückgeführt, die demnach noch nach der Anlage der Hauptschieferung aktiv war (s.o.).

Für den Hunsrück liegen unterschiedliche Interpretationen der Inkohlungs-geschichte vor: Nach WOLF (1978) besteht ein Zusammenhang zwischen Inkohlungsgrad und stratigraphischem Alter, der sich in der Inkohlungskarte durch Isoapostilben (= Linien gleichen Reflexionsvermögens) ausdrückt, die die Faltenstrukturen nachzeichnen. Die Störungstektonik der Sattelnordflanken führt in Detailprofilen zu auffälligen Metamorphosesprüngen (ECKE et. al. 1985). Südlich von Auf- und Überschiebungen, die häufig zu einer vollständigen Unterdrückung der Sattelnord-schenkel geführt haben, ist in den Sattelkernen jeweils die höchste Inkohlung zu beobachten, die auf den Sattelsüdschenkeln parallel zum Aufstieg in der strati-graphischen Folge bis zur nächsten Störung wieder abnimmt. Die Störungstektonik ist demnach in Hinblick auf die Hauptmetamorphose oder zumindest im Hinblick auf die Hauptinkohlung postmetamorph.

ONCKEN (1989) stellt unter Berücksichtigung der Inkohlungszeit eine Inkohlungsanalyse für den Bereich der Taunuskammüberschiebung (TKÜ) dar, die eine prätektonische Inkohlung widerlegt. Im Vergleich mit den festgestellten Transportweiten an der Störung zeigen sich dabei keine nennenswerten Variationen. Der durch einen geringfügigen Inkohlungsprung ermittelten Verwurfshöhe von 1 km steht die konstruktiv ermittelte Transportweite von >10 km gegenüber. Zusätzlich kann ein eindeutiger Inkohlungsgradient im vertikalen stratigraphischen Profil nicht konstruiert werden; die Linien gleicher Inkohlung schneiden die stratigraphischen Grenzen. Inkohlungsbestimmungen liefern teilweise zu niedrige Werte verglichen mit benachbarten, kritischen Mineralparagenesen. Demnach muß die Inkohlung hier im wesentlichen synkinematisch erfolgt sein und hat die Faltung überdauert. Die geringe Varianz der Inkohlung deutet ONCKEN (1989) als Folge einer gleichmäßigen Versenkung der gefalteten Einheiten durch eine tektonische Deckenstapelung einer im Linksrheinischen Schiefergebirge nicht erhaltenen Gießener Grauwacken-Decke.

Wie bereits erwähnt wurde der Metamorphosehöhepunkt im Rheinischen Schiefergebirge überwiegend synkinematisch, d.h. während der Deformation und der Anlage der prägenden Schieferung erreicht (WEBER 1976; AHRENDT et al. 1978; ONCKEN 1989). Jüngere Deformationen, die z.T. zur Ausbildung weiterer Schieferungen führten, fanden unter retrograden Bedingungen statt (WEBER 1976). Im nördlichen Schiefergebirge, beginnend etwa im Eifeler Hauptsattel, wurde abweichend der Höhepunkt der Erwärmung zum Zeitpunkt der maximalen Versenkung erreicht, wie anhand der Parallelität von Inkohlungsisograden und Schichtgrenzen zu erkennen ist (PAPROTH & WOLF 1973). Im Bereich der Monschau-Scherzone auf der SE-Flanke des Stavelot-Venn-Massivs wurde der Metamorphosehöhepunkt präkinematisch erreicht; die Anlage der Schieferung erfolgte unter retrograden Metamorphosebedingungen (FIELITZ 1992b).

Die wesentliche Temperaturgrenze zwischen Diagenese und beginnender Metamorphose wird bei ca. 200°C gezogen (TEICHMÜLLER et al. 1979, WINKLER 1979, BREITSCHMIDT 1982).

Hinweise auf Metamorphosebedingungen ergeben sich im Linksrheinischen Schiefergebirge auch aus dem Rekristallisationsverhalten einzelner Minerale. Beispielsweise werden für die Chloritblastese, z.B. in Querglimmern, Temperaturen von 200°C angenommen. Die Blastese von Hellglimmern läuft hingegen durchweg bei etwas höheren Temperaturen ab. Dabei scheint die Phyllosilikatblastese zumindest teilweise *strain*-kontrolliert abzulaufen (ONCKEN 1989). Die Größen der Hellglimmerneubildungen sind temperaturabhängig:

30µm	bei rd. 275°C	
100µm	bei rd. 300°C	
bis 150µm	bei >300°C	(nach ONCKEN 1989).

Neugebildete Hellglimmer mit unbestimmtem Chemismus erreichen Korngrößen zwischen 5µm bei 250°C und 25µm bei rd. 350°C (ONCKEN 1989). Die Grenze der Polygonisation von Phyllosilikaten fällt in etwa mit der unteren Rekristallisationsgrenze für Quarz (ca. 275°C; VOLL 1976) zusammen. Die Phyllosilikatneubildungen erreichen somit Korngrößen, die denen der Detrituskomponente entsprechen.

1.8. Ablauf der variszischen Orogenese im Linksrheinischen Schiefergebirge

Die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Erkenntnisse ergeben ein detailliertes Bild des Ablaufs der variszischen Orogenese im Linksrheinischen Schiefergebirge. Die Rekonstruktion des tektonometamorphen Geschehens im Linksrheinischen Schiefergebirge folgt in wesentlichen Teilen den Ergebnissen der quantitativen Profilbilanzierung und der Profilabwicklung im Rahmen des DFG-Projektes "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.).

Die **kaledonische Orogenese** hat bis in das Kambro-Ordoviz der Ardennen-Massive gewirkt, wobei in der Untersuchungstraverse mit der Venn-Decke und der Basis der Eifel-Decke (Monschau-Scherzone) lediglich schwach deformierte Vorland-Bereiche des London-Brabanter Massivs aufgeschlossen sind. Vor allem in der Monschau-Scherzone hat die variszische Tektonik ältere Spuren weitestgehend ausgelöscht.

Nach der kaledonischen Orogenese bildete sich südlich des Old-Red-Kontinents ein ensialisches Ozeanbecken, das im Bereich der heutigen Ardennisch-Rheinischen Masse ab dem Lochkov (Unterdevon) den Abtragungsschutt aus den umgebenden präkambrisch-kaledonischen Festländern aufnahm (variszische Beckenphase). Im Zuge der Beckenbildungen wurden bedeutende synsedimentäre Abschiebungen angelegt, die am Rand zum kaledonischen Old-Red-Kontinent als Aufstiegswege für mitteldevonische Intrusiva dienten. Regional war der devonische Meeresraum in

Schwellen und Becken gegliedert. Schwellen zeichnen sich in der stratigraphischen Säule durch reduzierte Mächtigkeiten gegenüber den häufig sehr mächtigen Beckensedimenten aus. Die Lage von Becken und Schwellen war veränderlich, wobei insgesamt ein Nord-Wandern des Beckentiefsten angenommen wird. Die unterdevonische Beckenbasis erreichte allgemein im Unterkarbon ihre tiefste Versenkung.

Die **variszische Orogenese** wurde durch die im Süden beginnende Kollision zwischen Gondwana und Laurasia gestartet. Dabei kam es im Visé (Unterkarbon) zur Heraushebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, deren nordwestliche Front im Bereich der heutigen Taunus-Hunsrück-südrandstörung die Suture zwischen Saxothuringikum und Rhenoherynikum ausbildet. In diesem Zeitraum der 1. variszischen Konvergenzphase spielte sich im südlichen Rheinischen Schiefergebirge die **Kollision zwischen Saxothuringikum und Rhenoherynikum** mit der Anlage von Deckenstrukturen, Faltenbau und Schieferung ab.

Die großräumigen Deckenüberschiebungen, die von der variszischen Konvergenz in Gang gesetzt wurden, benutzten rheologische Grenzzonen als Ablösungsflächen (*detachment*). Die Scherbewegungen am basalen *detachment* waren die erste Reaktion auf die variszische Einengung. Von Süden nach Norden und vom basalen *detachment* in die hangenden Einheiten setzte sich die Einengung fort. Bereits früh kommt es im südlichen Schiefergebirge zum Aufstieg des nach Norden propagierenden *detachment* und zur Anlage eines Deckensystems vom Typ "Gießener Grauwacke", das im südwestlichen Schiefergebirge nur mit der Phyllit-Zone als vermuteter Wurzelzone erhalten ist. Häufig werden von den Großstörungen die bedeutenden synsedimentären Abschiebungen als Aufstiegsrampen benutzt.

Etwas jünger ist die Anlage der **Bopparder Überschiebung** auf der die **Hunsrück-Decke** und passiv (*piggyback*) die "Gießener Grauwacke" nach Norden auf die Mosel-Mulde transportiert werden. Die **Mosel-Mulde** wurde durch die Deckenstapelung tektonisch bis zu 9.000 m tief versenkt. Die Anlage der **Siegener Hauptaufschiebung** ist wiederum jünger als die Bopparder Überschiebung, so daß die südlichen Struktureinheiten und insbesondere die Mosel-Mulde quasi postmetamorph in das retrograde Metamorphose-Stockwerk des **Eifeler Hauptsattels** transportiert wurde.

Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung kam es im Siegener Hauptsattel bzw. auf der Nordflanke der Mosel-Mulde bei anhaltender tektonischer Konvergenz zunächst zur Ausbildung aufschiebender Zweigstörungen (2. Störungsgeneration der 1. variszischen Konvergenzphase) von der Siegener Hauptaufschiebung, die infolge der andauernden Aufschiebung auf der Siegener Hauptaufschiebung versteilt oder gar rotiert wurden und heute eine abschiebende Kinematik aufweisen. Im Spätstadium der Tektogenese werden im Zuge der 2. variszischen Konvergenzphase im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung nach Südosten gerichtete Aufschiebungen (3. Störungsgeneration) angelegt. Nach Abschluß der variszischen Konvergenz kommt es zur Extension, die vielfach die früher angelegten Bewegungsbahnen benutzte (4. Störungsgeneration). Die Störungen zeigen keinen Einfluß auf die

Metamorphoseverteilung auf der Nordflanke der Mosel-Mulde und sind demnach i.w. prämetamorph. Die nach Südosten gerichteten Aufschiebungen der 3. Störungsgeneration haben allerdings nur geringe Versatzbeträge, die auch bei einer postmetamorphen Aktivierung wohl kaum zu messbaren Metamorphosesprüngen führen würden.

Nördlich der Siegener Hauptaufschiebung zweigen im Stil einer *thin-skinned-nappe*-Tektonik vom basalen *detachment* der Eifel-Decke immer wieder jüngere, nach Norden propagierende Überschiebungen ab, die häufig blind in Falten auslaufen. Im Bereich der **Eifeler Nord-Süd-Zone** und der **Osteifel** sind die Störungen und die aus blind endenden Störungen resultierenden Falten jünger als die Haupt"metamorphose", die dort i.w. auf die diagenetische Versenkung zurückzuführen ist. Im typischen *thin-skinned*-Baustil werden im nordwestlichen Schiefergebirge teilweise südlichere ältere Bewegungsbahnen passiv, *piggyback* mit den unterschneidenden, nach Norden propagierenden Überschiebungen transportiert. Beispielsweise wurde auch die während der 1. variszischen Konvergenzphase als basale Scherzone der Eifel-Decke angelegte **Monschau-Scherzone** während der anhaltenden Einengung auf die Venn-Decke aufgeschoben (**Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone**) und im weiteren mit dieser passiv auf der jüngeren Deckenbahn der Venn-Decke, der **Venn-Überschiebung** mittransportiert. Parallel zur spätrogenen und damit im wesentlichen postmetamorphen Anlage der Venn-Überschiebung wurde auch die **Malsbenden-Rücküberschiebung** aktiviert. Noch jünger als die Venn-Überschiebung sind die spätvariszisch aktiven Störungen wie z.B. die **Zweifaller Überschiebung**. Als Folge der beginnenden variszischen Bewegungen (1. variszische Konvergenzphase) werden im Namur der Nordeifel der Burgholzer Sandstein und das Gedauer Konglomerat abgelagert. Mit einer Schichtlücke im Visé-Namur und anschließender typischer Molassesedimentation belegen die Sedimente nördlich der Venn-Decke für die südlicheren Bereiche eine i.w. bereits spät- bis postorogene Situation.

Die variszische Molasse wurde ihrerseits nach dem Westfal B in die andauernde variszische Einengung einbezogen. Die spätvariszische Deformation der Molassevertiefung ist mit der Anlage der **Aachener Überschiebung** noch etwas älter als die anschließend angelegten *out-of-sequence*-Störungen der Venn-Überschiebung und der Malsbenden-Rücküberschiebung. Die spätrogenen Aktivitäten lassen sich zu einer 2. variszischen Konvergenzphase zusammenfassen.

In der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung kam es im Perm zur Ausbildung von Kollapsstrukturen in Form von internen Molassebecken und einer **Extensionstektonik** (spätvariszische Extensionsphase), die häufig variszische angelegte Bewegungsbahnen benutzte. Die spät- bis postorogene Krustendehnung wird bereichsweise von Vulkanismus begleitet. Im Saar-Nahe-Becken und in der Wittlicher Senke sind "permische" Vulkanite zu finden. Im Saar-Nahe-Becken wurde der Vulkanismus auf rd. 280 Ma bzw. 295-300 Ma (Unterrotliegendes=Assel, Perm bzw. Stefan, Oberkarbon) datiert.

Phänomene der spätvariszischen Extension treten im Linksrheinischen Schiefergebirge verbreitet auf. Im NW wurde der Graben von Malmedy im Perm angelegt. Im

Maubach-Mechernicher Trias-Dreieck begann im Perm die Absenkung des i.w. mesozoischen Beckens. Abschiebungen, die vermutlich im Perm aktiv waren, sind verbreitet. Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung ist eine spät- bis postvariszische Extension abgelaufen. Im Bereich der Taunuskammüberschiebung treten bedeutende postkinematische Vererzungen auf. Die Hunsrücksüdrandstörung wurde im Rahmen der Absenkung des i.w. permischen Saar-Nahe-Beckens reaktiviert.

Der für das Linksrheinische Schiefergebirge rekonstruierte Ablauf der variszischen Orogenese läßt kein homogenes Bild der zu ermittelnden Metamorphosealter erwarten. Die i.w. von Süden nach Norden durch das Schiefergebirge wandernde Metamorphosefront läßt sich nur bei stratigraphischer und struktureologisch einheitlicher Herkunft der untersuchten Proben in Form sukzessiv nach Norden sich verjüngender Metamorphosealter nachzeichnen. Die entlang der Untersuchungstraverse im Linksrheinischen Schiefergebirge stark variierenden struktureologischen Einheiten lassen vielmehr lokal stark differenzierte Metamorphosealter erwarten, die aus der Kombination der nach Norden vorrückenden "orogenen Welle" und der in der Stratigraphie aufsteigenden Deformation resultieren.

2. Metamorphosegrad und -verteilung entlang der Untersuchungstraverse

Im Hinblick auf die vorgesehenen radiometrischen Altersbestimmungen im Bereich anchizonal metamorpher Gesteine an neugebildeten Phyllosilikaten ist v.a. die Entwicklung der Illit-"Kristallinität" ¹⁾ als Metamorphoseparameter bedeutsam. Die für sämtliche Proben aus der Untersuchungstraverse einheitlich durchgeführte Bearbeitung schafft die Möglichkeit eines quantitativen Vergleichs der Metamorphosedaten über das gesamte Linksrheinische Schiefergebirge. Im Rahmen des DFG-Projektes "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.) durchgeführte Bestimmungen der maximalen **Vitrinit-Reflexion** ermöglichen einen Vergleich zwischen beiden Metamorphoseparametern.

Verfahrensweisen und praktische Anwendungen zur Bestimmung der Inkohlung und der Illit-"Kristallinität" liefern TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1952), DUNOYER DE SEGONZAC et al. (1967) DUNOYER DE SEGONZAC (1970), WEBER (1972a, b), WOLF (1972, 1978), PAPROTH & WOLF (1973), FREY et al. (1980), STACH et al. (1982), FRANK (1987), HILLIER & CLAYTON (1989) und KISCH (1987, 1989, 1990). Vergleichende Untersuchungen weisen zwischen beiden Parametern komplexe Zusammenhänge nach (WOLF 1975, TEICHMÜLLER et al. 1979, SMART & CLAYTON 1985, MUCHEZ et al. 1991). Während die Vitrinit-Reflexion als Inkohlungsparameter relativ rasch auf Temperaturerhöhung reagiert, folgt der Anstieg der Illit-"Kristallinität" verzögert bzw. erst bei wesentlich stärkerer Aufheizung. Die Druck-Abhängigkeit der Smektit-Illit-Transformation und damit der Illit-"Kristallinität" wird kontrovers diskutiert (WEBER 1972b, WOLF 1975, ESLINGER & PEVEAR 1988). In Bohrungen ist häufig ein linearer Zusammenhang zwischen Tiefe und maximaler Vitrinit-Reflexion zu beobachten (MUCHEZ et al. 1991), wodurch Abschätzungen von paläogeothermischen Gradienten möglich sind.

2.1. Aktuelle Inkohlungsuntersuchungen im Linksrheinischen Schiefergebirge

Im Rahmen des DFG-Projektes "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" wurden am Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstättenkunde des Erdöls und der Kohle der RWTH Aachen (Prof. Dr. M. Wolf) von Herrn Dipl.-Geol. J. Xia Messungen der Vitrinit-Reflexion durchgeführt, die zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen benutzt wurden (DITTMAR et al. 1991). Die Ergebnisse der Inkohlungsuntersuchungen sind in Abb. 13b in Profilform dargestellt.

v. WINTERFELD (1993a) konnte für die Vorland-Bereiche nördlich der Venn-Überschiebung anhand der Daten zur Inkohlung und zur Illit-"Kristallinität" maximale

1) zur Schreibweise in Anführungszeichen vergl. KISCH (1983): Beispielsweise wird die konkrete Kristallinität lediglich einer Illit-Phase nicht ermittelt, da das Verfahren auch illitähnliche Phyllosilikate mit einer Gitterperiodizität von 10 Å (z.B. Smektite und Serizite) erfaßt. Da erst die statistische Anwendung des Meßverfahrens zu signifikanten Zahlenwerten der Illit-"Kristallinität" führt, wird zur Hervorhebung des halbquantitativen Charakters der Methode eine Schreibweise in Anführungszeichen gebraucht.

Metamorphose- bzw. Inkohlungstemperaturen von rd. 150-200°C ermitteln. Gleichzeitig wurde eine Zunahme des paläogeothermischen Gradienten von SW nach NE festgestellt. Die maximale Paläotemperatur der Venn-Decke wurde mit rd. $250 \pm 20^\circ\text{C}$ berechnet (v. WINTERFELD 1993a).

Im bilanzierten Profil nach v. WINTERFELD (1993a) gehört die Monschau-Scherzone zur basalen Einheit der Eifel-Decke und entspricht der temperaturkontrollierten rheologischen Grenzzone, die als duktile Entkopplungszone für den Deckentransport angesehen wird. Der konstruktive Nachweis bedeutender Deckentektonik für die Eifel-Decke erfordert als nördliche Begrenzung der Monschau-Scherzone zur Venn-Decke eine Basisüberschiebung, die im Gelände größtenteils verdeckt unmittelbar südlich des südlichen Diabas-Zuges und südlich des Tonalits von Lammersdorf verläuft (v. WINTERFELD 1993a). DITTMAR et al. (1991) korrelieren $R_{\text{max}} = 7,28\%$ mit dem auftretenden erhöhten *strain*. Hohe Scherbeanspruchungen werden durch einen Reflexionspleochroismus für die Monschau-Scherzone angezeigt. v. WINTERFELD (1993a) ermittelte für den Nordrand der Monschau-Scherzone Metamorphosetemperaturen von ca. $308 \pm 55^\circ\text{C}$.

v. WINTERFELD (1993a) gibt für die Eifel-Decke von der Monschau-Scherzone ausgehend eine kontinuierliche Abnahme der Metamorphosetemperaturen auf $228 \pm 27^\circ\text{C}$ südlich der Malsbenden-Rücküberschiebung und schließlich auf $100-150^\circ\text{C}$ in der Nord-Süd-Zone an.

Südlich der Sötenicher Mulde wurden Inkohlungswerte von $R_{\text{max}}=0,7-2,09\%$ ermittelt (SCHIEVENBUSCH 1991). Die Schwankungen im Inkohlungsgrad der Schichten der Eifelkalkmulden lassen sich durch unterschiedliche Überlagerungsmächtigkeiten je nach stratigraphischem Niveau zwanglos erklären. Die mitgefalteten Flächen gleicher Inkohlung zeigen, daß während und nach der Verformung keine weitere Aufheizung erfolgt ist, die zu einem Fortgang der präkinematischen Inkohlung hätte führen können.

Entsprechende Daten liefern DITTMAR et al. (1991) mit $R_{\text{max}} = 0,63-1,18\%$. Entlang einer Traverse über die westliche Sötenicher Mulde ermittelte SCHIEVENBUSCH (1991) Werte zwischen $R_{\text{max}}=1,6$ und $2,7\%$.

Die Inkohlungsuntersuchungen in der Südosteifel weisen eine deutliche Abhängigkeit zwischen Inkohlung und Stratigraphie in den tektonischen Großstrukturen nach (SCHIEVENBUSCH 1991). Insbesondere der Eifeler Hauptsattel tritt mit deutlich höheren Inkohlungsdaten im Sattelkern in Erscheinung. In der stratigraphischen Abfolge nimmt die Vitrinit-Reflexion zum Hangenden hin ab. Auf der Süd-Flanke des Eifeler Hauptsattels ist bei gleichem Trend insgesamt eine höhere Inkohlung festzustellen, die auf die nach Süden zunehmenden Mächtigkeiten der Sedimentfolgen zurückzuführen ist (SCHIEVENBUSCH 1991).

Von $R_{\text{max}}=2,6\%$ im Unter-Ems auf der Nord-Flanke des Eifeler Hauptsattels nimmt die Vitrinit-Reflexion bis auf $R_{\text{max}}=5,19\%$ im Sattelkern zu. Auf der Sattel-Südflanke ist eine kontinuierliche Abnahme der Vitrinit-Reflexion bis auf

$R_{\max}=3,78\%$ im höchsten Siegen im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung zu verzeichnen.

An der Siegener Hauptaufschiebung zeichnet die Vitrinit-Reflexion einen deutlichen Metamorphosesprung nach: Die Vitrinit-Reflexion steigt sprunghaft von rund $R_{\max}=4\%$ auf $R_{\max}=6-7\%$ an (SCHIEVENBUSCH 1991).

Die Mosel-Mulde zeichnet sich im Gegensatz zur Eifel durch eine wesentlich höhere Inkohlung aus. Die Vitrinit-Reflexion erreicht Werte von $R_{\max}=5,3-5,7\%$ (SCHIEVENBUSCH 1991). Außerdem besteht keine Beziehung zwischen Inkohlung und Stratigraphie, vielmehr zeigt die gesamte 11.500 m mächtige Schichtenfolge nur eine geringe Varianz der Inkohlungsdaten. Lediglich die basalen Mayen-Schichten weisen mit $R_{\max}=6,6\%$ eine etwas höhere Inkohlung auf. Vermutlich hat nach der Verstellung der Schichten eine gleichmäßige thermische Überprägung innerhalb der Mosel-Mulde infolge einer einheitlich, 7.000-9.000 m mächtigen, tektonischen Überlagerung stattgefunden (SCHIEVENBUSCH 1991). Denkbar ist hier eine tektonische Überlagerung durch die über die Bopparder Überschiebung transportierte Hunsrück-Decke.

Auch für den Bereich des Hunsrück ist aufgrund relativ invarianter Inkohlungsdaten nach ONCKEN (1989) eine tektonische Stapelung durch eine inzwischen erodierte Deckeneinheit analog der "Gießener Grauwacken-Decke" zu fordern.

DITTMAR et al. (1991) geben für den Bereich der Hunsrück-Südrandstörung (HBF) Inkohlungswerte von $R_{\max}=7,26$ an und stellen den Zusammenhang mit dem erhöhten *strain* dar.

2.2. Neubearbeitung des Metamorphoseprofils anhand der Illit-"Kristallinität"

Als Grundlage für die geochronometrischen Untersuchungen zur tektonothermalen Geschichte wurde zunächst das Metamorphoseprofil des Linksrheinischen Schiefergebirges vollständig neu bearbeitet. Die bisherigen Arbeiten zur Regionalmetamorphose sind aufgrund uneinheitlicher Methodik und fehlender Meßstandards quantitativ nicht zu kompilieren und können daher nur qualitative Hinweise zur Metamorphose liefern.

Im Nordteil der Traverse wurden einige der zahlreichen von FRANK (1987) hinsichtlich ihrer Illit-"Kristallinität" untersuchten Proben erneut bearbeitet, um dessen umfangreiches Datenmaterial quantitativ in das Metamorphoseprofil einbeziehen zu können.

Die Bestimmung der Illit-"Kristallinitäten" von einigen Präparaten sowohl in Aachen als auch in Strasbourg zeigt die apparativen Einflüsse auf die Meßergebnisse auf, wobei die in Strasbourg verwendeten Grenzwerte zur Einteilung der metamorphen Faziesbereiche diskutiert werden (Kap. 2.7.).

2.3. Probenmaterial und damit zusammenhängende Problematik für die Datierung der Metamorphose

Die angestrebte Datierung der Metamorphose kann nur an Mineralen gelingen, deren authigene Neubildung mit Erreichen des Metamorphosehöhepunktes weitestgehend abgeschlossen wurde. Die insgesamt schwache Metamorphose im Rheinischen Schiefergebirge hat verbreitet zu Phyllosilikatblastese und zur Schieferung der Gesteine geführt. Neben der Ausbildung der Schieferung als Kristallisationsschieferung durch die Umkristallisation oder Neubildung von Phyllosilikaten (WEBER 1976) sind Lösungs- und Bruchschieferung ebenfalls verbreitet. Während der Tektogenese bildeten sich neben Chloriten verbreitet illitische Phyllosilikate¹⁾, deren radiometrische Altersdatierung Ziel der vorliegenden Bearbeitung ist.

Bereiche intensiver Scherung an Bewegungszonen (d.h. Mylonite i.w.S.) zeigen meist Beanspruchungen der Phyllosilikatgitter, die letztlich durch Argon-Verluste und kleindimensionale Rekristallisation Einfluß auf die Bestimmung radiometrischer K-Ar-Altersdaten haben. Im Idealfall können allerdings kleindimensional die Bewegungen an der Störungsfläche selbst datiert werden (WEMMER 1991).

Die radiometrische Datierung der Illite erfolgt über die konventionelle K-Ar-Methode, wobei zusätzliche Informationen durch die Anwendung der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode gewonnen werden.

Das Hauptproblem der Datierung von schwach metamorphen Ereignissen in aufgefalteten Sedimentbecken besteht darin, daß neben den authigenen auch detritische "Illite" (bzw. Serizite) eine bedeutende Gesteinskomponente darstellen. Die detritischen Illite liefern Bildungsalter für ihr Liefergebiet, sogenannte ererbte Alter oder **Detritus-Alter**. Im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges sollten Präparate aus vorwiegend detritischen Illiten aus den Liefergebieten des Old-Red-Kontinents, des Baltischen Schildes und der Mitteldeutschen Kristallinschwelle folglich präkambrische und altpaläozoische Detritus-Alter liefern, die bei zunehmender Intensität der variszischen Metamorphose rejuveniert sind.

Das Hauptziel der Probenaufbereitung liegt in der Anreicherung der Illit-Neubildungen. Selbst in der Fraktion $<2\mu\text{m}$ (Äquivalenzdurchmesser), die für die Bestimmung der Illit-"Kristallinität" eine ausreichende Anreicherung authigener Illite liefert, werden in Sedimentgesteinen mit den empfindlichen geochronometrischen Methoden bis in Kornfraktionen $<0,63\mu\text{m}$ meist **Mischalter** mit der detritischen Komponente ermittelt (vergl. REUTER & DALLMEYER 1987). Für triassische Sandsteine des Pariser Beckens gelang erst in der Illit-Fraktion $<0,2\mu\text{m}$ die Datierung einer jurassischen Hydrothermal-Illitisierung (MOSSMANN et al. 1992).

Wegen der geringen Detritus-Anteile sind Meta-Vulkanite und -Pyroklastite für radiometrische K-Ar-Altersdatierungen an Illiten besonders geeignet. Während derartige Gesteine im Rechtsrheinischen Schiefergebirge verbreitet sind (AHRENDT et al. 1978),

1) Folgende Bildungsreihen sind möglich: prograd -- Kaolinit-Smektit-Illit (auch Glas-Smektit-Illit), Illit-Illit; retrograd -- Serizit-Illit, Feldspäte-Illit (vergl. WEAVER 1984).

fehlen sie mit Ausnahme der Porphyroide des südlichen Schiefergebirges und der Bentonite der Eifeler Nord-Süd-Zone in weiten Teilen des Linksrheinischen Schiefergebirges. Die bekannten Aufschlüsse dieser Gesteine (HEBLER 1965, WINTER 1969, HEIBEL 1969, WERNER & WINTER 1975, KASIG & LASCHET 1984, KOTULLA 1984, KASIG 1989, KASIG et al. 1990, ESCHGHI et al. 1990, MEYER & STETS 1975, HAAS 1975, KIRNBAUER 1986) wurden nach Möglichkeit beprobt (Abb. 6). In der Nordeifel wurden die bei SCHMIDT (1956) und SCHERP (1959) verzeichneten Aufschlüsse der Tonalite, Tonalitporphyrite und Quarzdiabase besucht, die jedoch nur stark verwittertes Material lieferten, das für eine weitere Bearbeitung nicht geeignet war. Neben Porphyroiden und Bentoniten wurden bevorzugt Tonschieferproben mit einer deutlichen Kristallisationsschieferung bearbeitet. Zur Beurteilung des Detritus-Einflusses und des Einflusses der Metamorphoseintensität auf die radiometrischen Ergebnisse wurden neben deutlich metamorphosierten, geschieferten Proben außerdem ungeschieferte, schwach bis sehr schwach metamorph überprägte Gesteine bearbeitet. Zusätzlich wurden Siltschiefer und Sandsteine in die Untersuchungen einbezogen, um zu Aussagen über den Einfluß der Lithologie auf die Meßdaten zu kommen.

Die von den Mitarbeitern des DFG-Projektes "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.) freundlicherweise zur Verfügung gestellten Proben aus der Untersuchungstraverse wurden durch eigene, im Gelände entnommene Proben ergänzt. Es wurde möglichst frisches Probenmaterial bearbeitet, wobei erkennbare Verwitterungsrinden und exogen bedingte Gesteinsverfärbungen vor der weiteren Bearbeitung entfernt wurden.

Im Anhang 2 ist das Probenverzeichnis für die vorliegende Bearbeitung aufgeführt, wobei einige wenige der in Abb. 6 verzeichneten Proben fehlen, weil keine Illit-"Kristallinitäten" zu ermitteln waren.

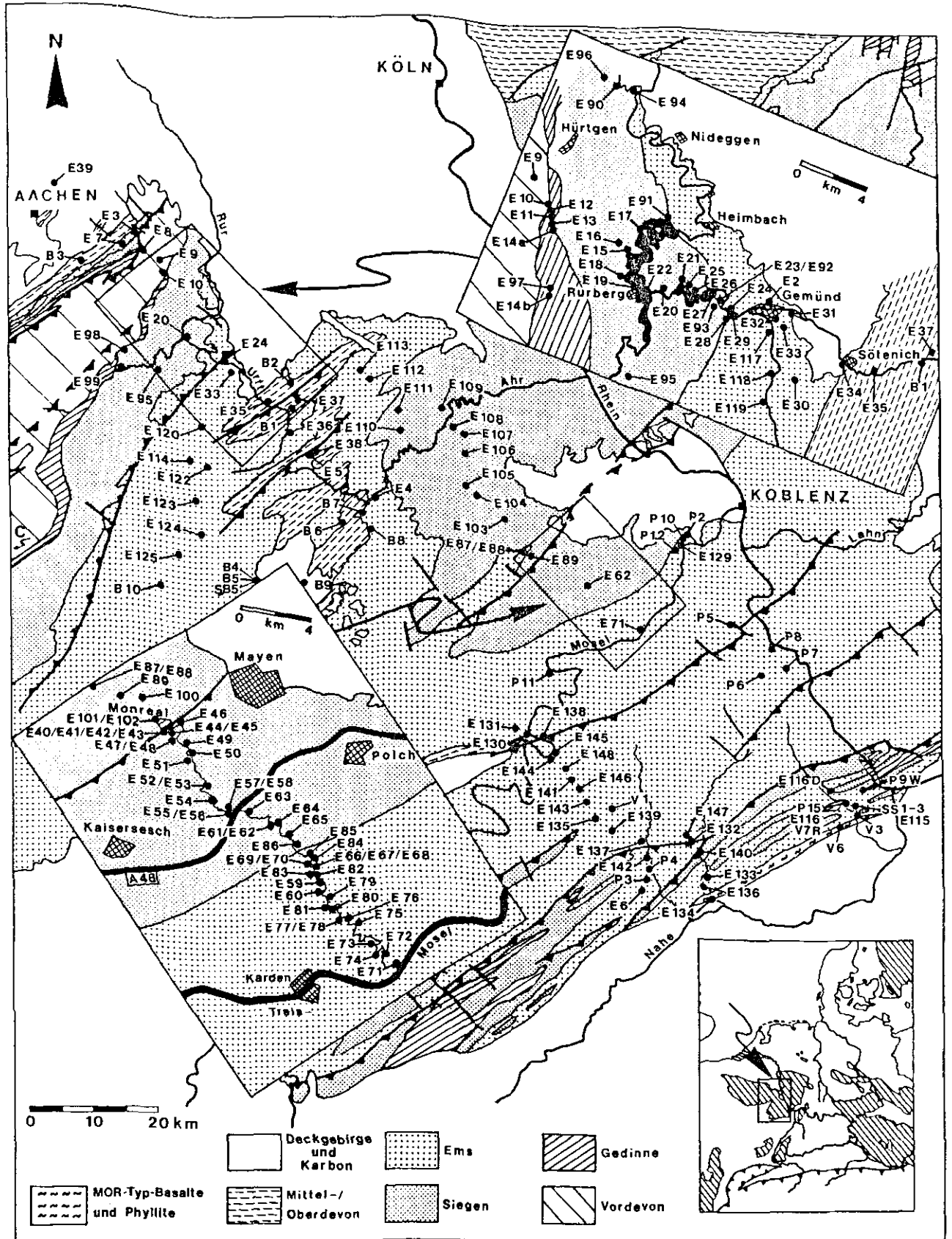
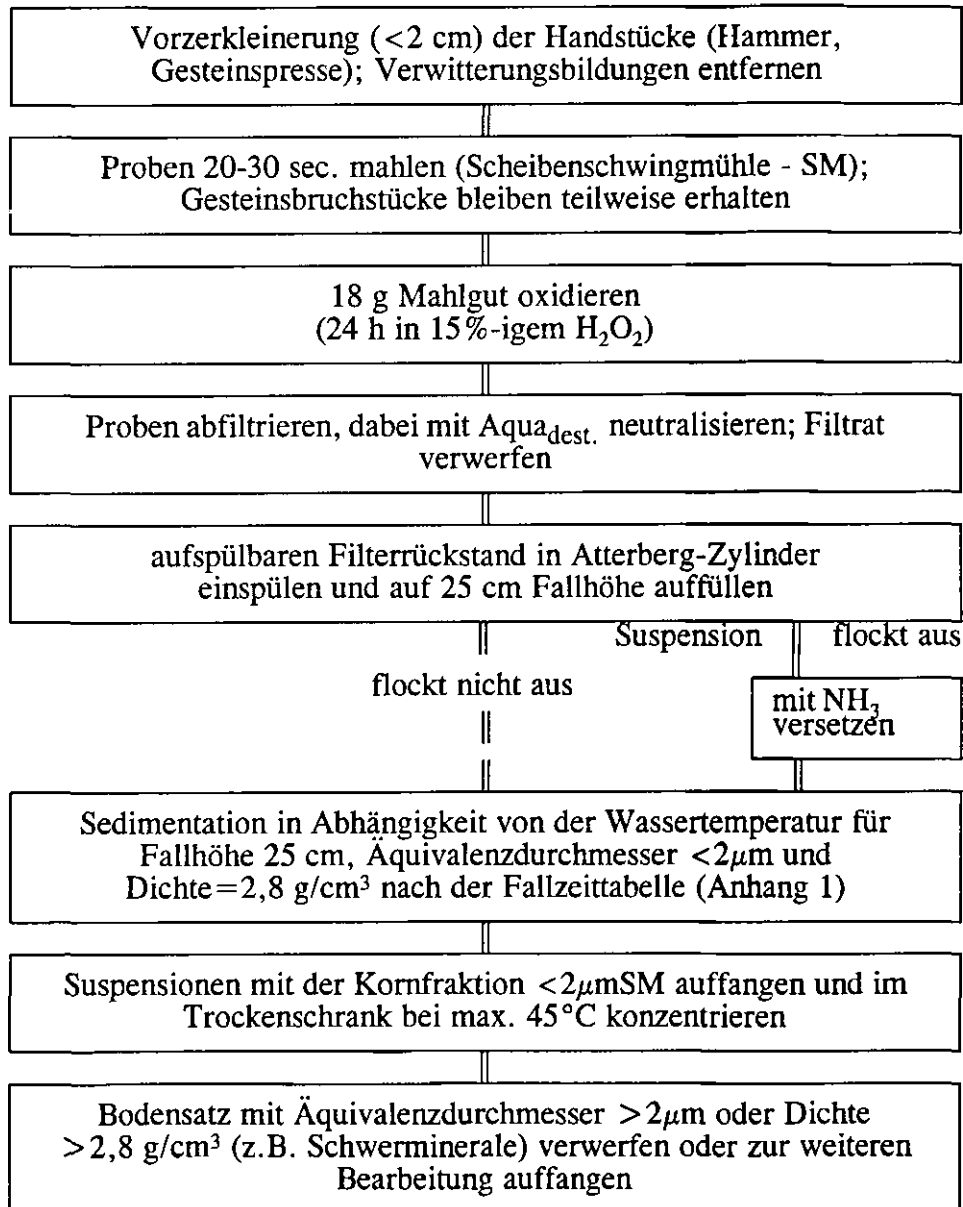


Abb. 6: Lageplan der Probenentnahmepunkte. Nach der lithologischen Geländeansprache wurden die Proben unterschiedlich gekennzeichnet: "E" - Sedimentite, "P" - Porphyroide, "B" - Bentonite, "V" - andere Vulkanite, "SS" - Serizitschiefer, "C" - Coticule (Spessartinfels).

2.4. Meßverfahren zur Bestimmung der Illit-"Kristallinität"

2.4.1. Probenaufbereitung

Die Probenaufbereitung zur Bestimmung der Illit-"Kristallinität" bis zur Fraktionierung $<2\mu\text{m}$ (Äquivalenzdurchmesser) wurde im wesentlichen nach Literaturvorgaben (FRANK 1987, REUTER 1985) durchgeführt:



In der Fraktion " $<2\mu\text{m}$ " sind aufgrund der meist plattigen Ausbildung der Phyllosilikate auch z.T. wesentlich größere Körner enthalten. Lange, relativ dünne Mineralkörner weisen die gleichen Fallzeiten auf, wie kurze, dicke Phyllosilikatkörner. KRUMM (1992b) ermittelte für Fraktionen $0,6-2\mu\text{m}$ und $2-6\mu\text{m}$ ein durchschnittliches Längen-/Dickenverhältnis der einzelnen Körner von 15. In der Fraktion $0,6-2\mu\text{m}$ wies das größte gemessene Korn eine Länge von $5,5\mu\text{m}$ auf. Die im Atterberg-Verfahren angenommenen Äquivalenzdurchmesser resultieren folglich aus einem Kompromiß

zwischen der für die Sedimentation idealen Kugelform und der tatsächlichen Kreisscheibenform der Phyllosilikate.

Am Geologischen Institut der RWTH Aachen wird die Suspension $<2\mu\text{m}$ zur Messung der Illit-"Kristallinität" im Röntgendiffraktometer an Texturpräparaten nach FRANK (1987) auf speziell modifizierte Probenräger aufgebracht und im Trockenschrank bei max. 45°C eingetrocknet.

Die speziellen Probenräger sind Kunststoff-Probenräger für das Röntgendiffraktometer, die mit einem Messingplättchen nahezu vollständig gefüllt sind. Nur so können die durch das Auftragen einer Suspension relativ geringen Präparat-Dicken überhaupt im Diffraktometer bearbeitet und ausgewertet werden. Gleichzeitig werden Gradierungseffekte minimiert, die beim Auftragen von Suspensionen mit zunehmender Substanzmenge zu beobachten sind (Frank 1987, KRUMM 1992b).

Die aufgebrauchte Probenmenge wurde für einige Präparate nach dem Trocknen ausgewogen und damit die Belegungsdichte berechnet (Anhang 2), da die Präparatdicke Einfluß auf die Meßergebnisse hat (KRUMM 1992a, 1992b). Die nach KRUMM (1992b) optimale, maximale Belegungsdichte von $<0,25\text{ mg/cm}^2$ wird bei den untersuchten Proben mit Werten von $0,9\text{--}45\text{ mg/cm}^2$ (durchschnittlich rd. 9 mg/cm^2) weit überschritten. Im Vergleich zu Untersuchungen nach KRUMM (1992b) mit optimaler Belegungsdichte werden größere Halbwertsbreiten ermittelt. Da jedoch auch die Grenzwerte der Anchizone zur Diagenese und zur Epizone für das Metamorphoseprofil neu bestimmt wurden, sind die Aussagen zur Metamorphoseverteilung von derartigen Unterschieden unabhängig.

2.4.2. Theoretische und apparative Grundlagen

Die Illit-"Kristallinität" als Maßstab für den Metamorphosegrad einer Probe wird seit WEAVER (1960) und KÜBLER (1964, 1967) am röntgenographischen Peak des (001)-Basisreflexes von "Illit" ermittelt (Abb. 7), der unter $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$ -Röntgenstrahlung bei einer Gitter-Periodizität von rd. 10 \AA einen Glanzwinkel von etwa $8,8^\circ 2\theta$ aufweist. "Illit" wird dabei nicht als eine konkrete Mineralphase verstanden, sondern vielmehr als Sammelbegriff für feinstkörnige Phyllosilikate mit einer c-Periodizität von 10 \AA (s.a. GRIM et al. 1937), wobei beispielsweise phengitische Phasen, Serizit und mixed-layer-Anteile (Smektit-Illit, Vermiculit-Illit) einbezogen sind (= "illitic material"; vgl. KRUMM 1992b). Seit WEAVER und KÜBLER wurden unterschiedliche Verfahren zur Auswertung der Röntgendiffraktogramme entwickelt.

Zusätzlich zu den hauptsächlich durch Versenkung oder tektonische Beanspruchung gesteuerten P/T-Bedingungen sind zahlreiche weitere Einflußgrößen auf die Illit-Rekristallisation bekannt, wie beispielsweise Gesteinsporosität und -permeabilität sowie Menge und Zusammensetzung der Porenflüssigkeiten. Die Dauer der Aufheizung des Gesteins ist entscheidend für die im Vergleich mit der Inkohlung nur sehr langsam ablaufende Illit-Rekristallisation (HILLIER & CLAYTON 1989, MUCHEZ et al. 1991). Die Illit-Rekristallisation wird außerdem durch Faktoren wie beispielsweise Einflüsse der Liefergebiete und des Ablagerungsmilieus (Salinität, K-

Dargebot) (WEAVER 1958; RUMEAU & KULBICKY 1966; KRUMM 1992b) und durch den Anteil kohligter und bituminöser Beimengungen beeinflusst (KÜBLER 1968, WEBER 1972b). Die Koinzidenz der (001)-Peaks von Illit und Paragonit bei 10 Å führt zu einer Erhöhung der Halbwertsbreite (DUNOYER DE SEGONZAC 1969). Ein weiteres Problem bei der Bestimmung des Metamorphosegrades mit Hilfe der Illit-"Kristallinität" stellen detritische Illite mit ererbter, höherer "Kristallinität" dar, die vor allem in größeren Kornfraktionen vertreten sind (REUTER 1985). In der gewöhnlich bevorzugt untersuchten Fraktion $< 2\mu\text{m}$ können ererbte "Kristallinitäten" jedoch meist vernachlässigt werden.

Die Interpretation der röntgenographisch gewonnenen Werte zur Illit-"Kristallinität" sollte die zahlreichen, genannten Einflußgrößen berücksichtigen. Die Berücksichtigung sämtlicher Einflußgrößen ist jedoch i.d.R. nicht durchführbar, so daß die Bestimmung der Illit-"Kristallinität" nur als statistische Methode mit Mehrfachmessungen und Mittelwertbildung zu aussagekräftigen Ergebnissen führen kann.

Die Bestimmung des Metamorphosegrades mit Hilfe der Illit-"Kristallinität" zeigt ihre größte Schwäche in der Vergleichbarkeit der von den unterschiedlichen Forschungsstellen ermittelten Daten, die insbesondere auf das Fehlen eines normierten Verfahrens zurückzuführen ist. Einflußgrößen wie beispielsweise Kalium-(K⁺)-Dargebot während der Naßaufbereitung (MUCHEZ et al. 1991), Einsatz von Mühlen, Säuren und Ultraschall (BUGGISCH 1986, KRUMM 1992a, b), Geräteparameter der verwendeten Röntgenapparatur (WEBER 1972, KISCH 1990), unterschiedliche Präparationsweisen (Anschliffe, Texturpräparate, "smear-slides") (KRUMM 1992a, b) und unterschiedliche Präparatdicken (Belegungsdichten) (WEBER 1972, TEICHMÜLLER et al. 1979, BUGGISCH 1986, KRUMM 1992b) können nur durch eine Verfahrensnormierung oder über die Untersuchung von Standardproben kontrolliert werden. Außerdem ist eine Korngrößenabhängigkeit der Illit-"Kristallinität" festzustellen, die als Abnahme der Halbwertsbreite in feinkörnigen Fraktionen auftritt (REUTER 1985). Bei dicken Sedimentationspräparaten spiegeln die auftretenden größeren Halbwertsbreiten (WEBER 1972a) entsprechend Gradierungseffekte wider, wobei kleine Korngrößen an der Oberfläche der Präparate bevorzugt zur Röntgenbeugung beitragen (REUTER 1985). Die üblicherweise bestimmte Illit-"Kristallinität" der Fraktion $< 2\mu\text{m}$ ist demnach als gewichtetes Mittel der enthaltenen Korngrößen von den jeweiligen Anteilen an feinsten Kornfraktionen abhängig und kann ausschließlich als Metamorphosemaßstab für die untersuchte Fraktion gelten (REUTER 1985).

Angesichts des großen Einflusses der Präparationsmethoden ist ein Austausch von Standard-Präparaten unzweckmäßig, da so lediglich unterschiedliche Meßmethoden ausgeglichen werden können (KRUMM 1992b). Vielmehr führen erst geeichte Gesamtgesteinsstandards zu einer Vergleichbarkeit der unterschiedlichen Meßergebnisse. Geeignete Gesamtgesteinsstandards werden derzeit über die *IC-working-group* (IGCP 294) zusammengestellt und standen für die vorliegende Bearbeitung noch nicht zur Verfügung.

WEBER (1970, 1972a) schlägt zur Eliminierung apparativer Unterschiede eine Normierung der Meßwerte durch Quotientenbildung mit einem externen Quarzstandard vor:

$$\text{relative Halbwertsbreite (Hb}_{\text{rel}}) = \frac{\text{Hb (001)}_{\text{Illit}} [\text{mm}]}{\text{Hb (100)}_{\text{Quarz}} [\text{mm}]} * 100$$

Für das nordöstliche Rheinische Schiefergebirge gibt WEBER (1972b) einen Vergleich zu den dort ermittelten Inkohlungsuntersuchungen an:

$$\begin{array}{ll} R_{\text{max}} > 5\%; & \text{Hb}_{\text{rel}} < 130 (\approx 4,1 \text{ mm Hb}) \\ R_{\text{max}} < 4\%; & \text{Hb}_{\text{rel}} > 150 (\approx 4,7 \text{ mm Hb}) \end{array}$$

Die Abgrenzung der Anchizone gemessen als Hb_{rel} an dicken Texturpräparaten erfolgt nach WEBER (1972a) bei:

$$\begin{array}{ll} \text{Hb}_{\text{rel}} = 350-500 & \text{zur Diagenese} \\ \text{Hb}_{\text{rel}} = 120 & \text{zur Epizone.} \end{array}$$

Zur Vereinheitlichung unterschiedlicher Präparatdicken schlägt KRUMM (1992b) eine Normierung auf $0,25 \text{ mg/cm}^2$ oder weniger vor. Zur Kontrolle unterschiedlicher Feststoffgehalte von Suspensionen, die zu unterschiedlichen Belegungsdichten der Präparate führen, werden von KRUMM (1992a, b) Versuche mit einem Zweikanal-Photometer zur Trübungsmessung durchgeführt. Zusätzlich regt KRUMM eine Bestimmung der Integralbreite des (001)-Illit-Peaks an, die im Gegensatz zur Messung der Halbwertsbreite durch Berücksichtigung der Peak-Fläche Verbreiterungen am Peak-Fuß besser erfaßt (vergl. Abb. 7). Korreliert mit nach der Scherrer-Gleichung (KÜBLER 1964) berechneten Kristallitgrößen gibt KRUMM (1992b) folgende Integralbreiten zur Abgrenzung der Anchizone an:

$$\begin{array}{ll} \text{Diagenese/Anchizone:} & 0,53 \text{ } ^\circ 2\theta; \text{ ca. } 170 \text{ \AA} \\ \text{Anchi-/Epizone:} & 0,32 \text{ } ^\circ 2\theta; \text{ ca. } 300 \text{ \AA} \end{array}$$

Die im Rahmen einer Tagung über "Diagenese und schwache Metamorphose" 1984 in Bristol in Form von Halbwertsbreiten vereinbarten Grenzwerte:

$$\begin{array}{ll} \text{Diagenese/Anchizone:} & 0,42 \text{ } ^\circ 2\theta \\ \text{Anchi-/Epizone:} & 0,25 \text{ } ^\circ 2\theta \end{array}$$

sind nach nur eingeschränkt reproduzierbaren Verfahren ermittelt worden und nach KRUMM (1992b) demnach nicht vorbehaltlos übertragbar.

Eine ausführliche Zusammenstellung zahlreicher Untersuchungen zur Illit-"Kristallinität" auf den unterschiedlichen Apparaturen der Forschungsstellen in u.a. Neuchâtel, Strasbourg und Göttingen mit jeweils abweichenden Aufbereitungs- und Meßverfahren gibt KISCH (1987, 1990), der unter Berücksichtigung der verfügbaren Randparameter eine kritische Bewertung der Einflußgrößen liefert. Detailliert geht

KISCH (1990) auf die Auswirkung unterschiedlicher apparativer Konditionen bei der röntgenographischen Messung ein. Meßreihen mit unterschiedlichen Abtastgeschwindigkeiten (scan-rates) und wechselnden Zeitkonstanten (TC) führen nach KISCH (1990) zu folgenden Ergebnissen:

- Peaks mit Halbwertsbreiten $< 0,30^\circ \delta 2\theta$ zeigen bei unterschiedlichen Geräteeinstellungen eine Varianz von $\leq 0,01^\circ \delta 2\theta$
- Peaks mit Halbwertsbreiten von $0,3-0,6^\circ \delta 2\theta$ weisen eine Varianz von bis $0,02^\circ \delta 2\theta$ auf
- Peaks mit Halbwertsbreiten $> 0,60^\circ \delta 2\theta$ variieren je nach Geräteeinstellung um bis zu $0,05^\circ \delta 2\theta$

Im Gegensatz zur Bestimmung der Indizes nach WEAVER (1960: sharpness ratio) oder WEBER (1972a: relative Halbwertsbreite, $H_{b,rel}$) oder zur Bestimmung der Integralbreite (KRUMM 1992b) hat v.a. die Ermittlung der Halbwertsbreite (Hb) des (001)-Basisreflexes nach KÜBLER (KÜBLER-Index - 1967: in [mm]), das ist die Peakbreite auf halber Höhe über dem Untergrund = "Halbhöhenbreite"), zur Quantifizierung der schwachen Metamorphose in der Literatur Verbreitung gefunden (Abb. 7). In der vorliegenden Bearbeitung wurde daher ebenfalls die Bestimmung der Halbwertsbreite als Maß für die "Kristallinität" des Illits bevorzugt. Die Illit-"Kristallinität" wird nun aber in Winkelgraden von 2θ ($^\circ \delta 2\theta$) angegeben (KISCH 1983). Schlanke Peaks mit geringer Halbwertsbreite und damit hoher Illit-"Kristallinität" spiegeln erhöhte Metamorphosebedingungen gegenüber breiten Peaks mit hoher Halbwertsbreite und demnach geringer Illit-"Kristallinität" wider.

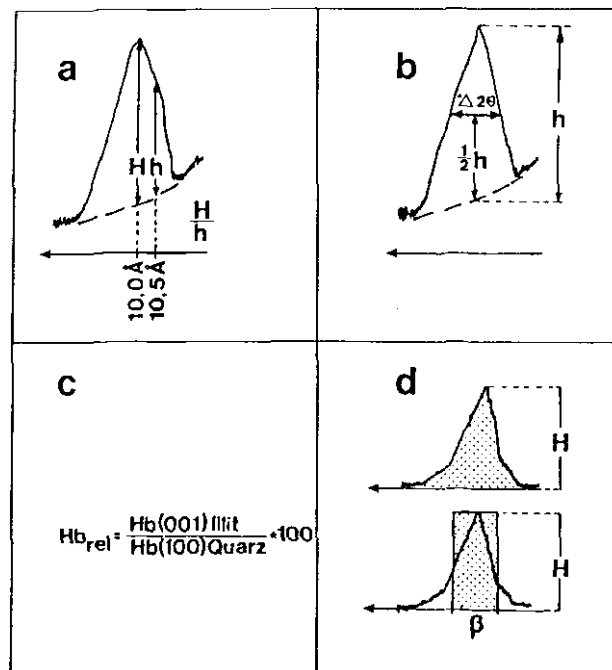


Abb. 7: Metamorphoseindices zur Bestimmung der Illit-"Kristallinität"

a) WEAVER- und b) KÜBLER-Index liefern quantitativ-beschreibende Zahlenwerte für die Schlankheit des Illit-(001)-Basalreflexes im Röntgendiffraktogramm. c) Der WEBER-Index normiert den KÜBLER-Index gegen den (100)-Peak eines externen Quarz-Standards. d) Die Integralbreite β quantifiziert die Illit-"Kristallinität" über die Fläche des (001)-Illit-Peaks und berücksichtigt so Verbreiterungen am Peak-Fuß.

Die Röntgenbeugungsmessungen erfolgten im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung mit einem Röntgendiffraktometer D 500 der Firma Siemens unter den im folgenden aufgeführten Meßbedingungen:

Gerätetyp:	Siemens D 500 mit DACO MP-Steuereinheit
Röntgenquelle:	CuK α ; $\lambda = 1.5405$ mit Ni-Filter
Generator:	Kristalloflex
Arbeitsstrom:	30 mA
Arbeitsspannung:	35 kV
Detektor:	Szintillationszähler
Blendensatz:	
Aperturblendensatz:	Doppelblendensystem mit jeweils 1° Öffnungswinkel
Monochromatorblende:	1° Öffnungswinkel
Detektorblendensatz:	0,05° u. 0,15° Öffnungswinkel
Meßkreisdurchmesser:	401 mm
Probenrotation:	ca. 30°/min um die Probennormale
Schrittsteuerung:	step-scan: 1 sec/Schritt
Schrittgröße:	0,19°2 θ
Winkelbereiche:	7-11°2 θ (Illit-Peak); 3-22°2 θ (Übersicht)
Zeitkonstante (TC):	1 sec
Winkelgeschwindigkeit:	1°2 θ /min (Probe); 2°2 θ /min (Detektor)
Abtastgeschwindigkeit:	1°2 θ /min
Verstärkung:	64-fach
Aufzeichnung, Meßbereich:	linear 2 x 10 ³ Imp./sec.

Die Geräteeinstellung erfüllt die Bedingung für die Zeitkonstante nach KLUG & ALEXANDER (1974) (vergl. KISCH 1990):

$$TC[\text{sec}] \leq 0,5 * \text{Detektorblende}[\text{°}] / \text{Abtastgeschwindigkeit}[\text{°/min}] * 60.$$

mit

$$TC = 1\text{sec} \leq 0,5 * [0,05^\circ/1^\circ/\text{min}] * 60 = 1,5\text{sec}$$

Von den Röntgendiffraktogrammen wurden digitale Peak-Messungen mit den Siemens-Auswertungsprogrammen *DACO* nach BEARD & NUSINOVICI (1984) (**Hb-DACO**) und *EVA*¹⁾ (**Hb-EVA**) erstellt. Der *DACO*-Prozeßrechner ermöglicht zusätzlich durch Messung eines externen Quarz-Standards die Ermittlung der relativen Halbwertsbreiten (Hb_{rel}) nach WEBER (1972a). In Stichproben wurden die Ergebnisse durch manuelle Auswertung an den Diffraktogrammen überprüft.

Die Messung der Halbwertsbreite erfolgt im *DACO*-Programm durch Mittelwertbildung aus vier digitalen Einzelmessungen des Illit-(001)-Peaks. Die digitale Auswertung ist sowohl im *DACO*-Programm als auch im *EVA*-Programm frei von subjektiven Meßfehlern. Die Auswertung mit dem *EVA*-Programm erfolgt allerdings aus Einzel-Diffraktogrammen ohne die aus statistischen Gründen bei der Bestimmung der Illit-"Kristallinität" zu fordernde Mehrfachmessung des betreffenden Peaks. Die Meßzeiten sind daher bedeutend geringer als für das *DACO*-Programm. Die Auswertungen durch *DACO* und *EVA* liefern für deutlich metamorphosierte Proben mit geringen Halbwertsbreiten insgesamt vergleichbare Ergebnisse (Abb. 8). Lediglich

1) Evaluation-Programm im DIFFRAC-AT Software-Paket der Firma Siemens; freundlicherweise zur Verfügung gestellt von der Arbeitsgruppe "Natursteinverwitterung" am Geologischen Institut der RWTH Aachen

Proben aus dem Bereich der Diagenese und der unteren Anchizone zeigen größere Abweichungen zwischen beiden Verfahren, die auf die relativ große Varianz der Einzelmessungen bei breiten Illit-(001)-Peaks ($Hb-DACO > 0,34^\circ \delta 2\theta$) zurückzuführen sind. Bei schlankeren Peaks ($Hb-DACO < 0,34^\circ \delta 2\theta$), d.h. bei höher metamorphisierten Proben variieren die Mehrfachmessungen einzelner Peaks nur noch unbedeutend (vgl. KRUMM 1992b). Bei zukünftigen Untersuchungen zur Illit-"Kristallinität" am Geologischen Institut der RWTH Aachen kann für deutlich anchimetamorphe Proben wegen der geringeren Meßzeiten auch die in diesem Metamorphosebereich gleichwertige Auswertung mit dem EVA-Programm bevorzugt werden. Falls nicht anders vermerkt wird im folgenden die Halbwertsbreite $Hb-DACO$ angegeben.

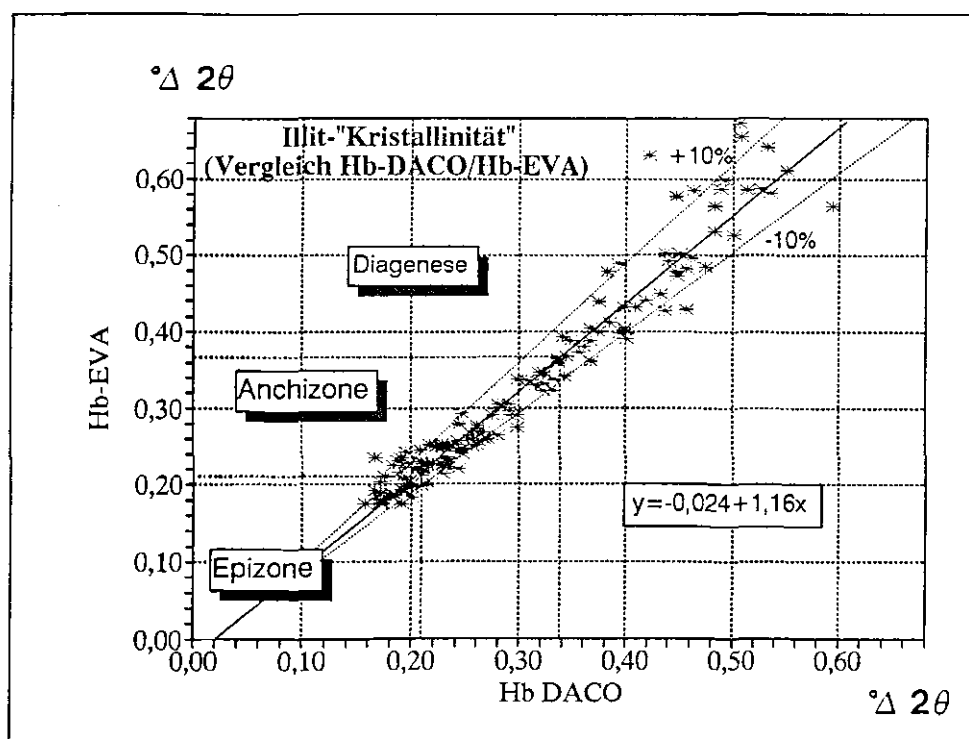


Abb. 8: Vergleich der Peak-Auswertungsprogramme *DACO* und *EVA*.

Auf die Bestimmung der relativen Halbwertsbreite (Hb_{rel}) nach WEBER (1972a) wurde letztendlich verzichtet. Der Einsatz eines externen Quarz-Standards ist auf der verwendeten Anlage nicht unter den von WEBER (1972a) vorgesehenen Meßbedingungen hinsichtlich der Blendenanordnungen möglich, so daß die angestrebte Vergleichbarkeit von Ergebnissen nur eingeschränkt gegeben ist. Darüberhinaus hat sich herausgestellt, daß eine Eichung mit einem Quarz-Standard prinzipiell

problematisch ist und diese "Normierung" eine Absolutheit der Zahlenwerte suggeriert, die nicht bestehen kann (vergl. KRUMM 1992b, KISCH 1990). Entsprechend sind die Hb_{rel} -Werte, die zur Abgrenzung der Anchizone Eingang in die Literatur gefunden haben, nicht auf die eingesetzte Anlage übertragbar. In der vorliegenden Bearbeitung läge die Abgrenzung zur Diagenese etwa bei $Hb_{rel}'Aachen' > 300$, die Abgrenzung zur Epizone bei $Hb_{rel}'Aachen' < 160$. FRANK (1987) kam für seine Untersuchungen im Bereich des Stavelot-Venn-Massivs zu deutlich abweichenden Abgrenzungen der Anchizone bei $Hb_{rel}'Aachen'$ von 140 bzw. 260. Diese Unterschiede verdeutlichen die Problematik der "Normierung" bei den in unterschiedlichen Winkelbereichen unterschiedlich wirksamen Alterungsprozessen in einer einzelnen Röntgenanlage.

Zehn bereits von FRANK (1987) bearbeitete Proben aus der Nordeifel, die erneut aufbereitet und untersucht wurden, lassen bei einem Vergleich der Meßergebnisse keine linearen Beziehungen erkennen (Abb. 9). Insgesamt lieferten die Proben in den Vergleichsmessungen geringere "Kristallinitäten" mit einer größeren Schwankungsbreite als in den Messungen von FRANK (1987). Offenbar ist eine Reproduzierbarkeit der vielfältigen Einflußgrößen sowohl in der Aufbereitung als auch in der Meßprozedur nicht gegeben. Insbesondere die Alterung des Gerätes und Einflüsse durch zwischenzeitliche Reparaturarbeiten verhindern den quantitativen Vergleich über längere Zeiträume hinweg. Die Metamorphoseuntersuchungen von FRANK (1987) können daher nur qualitativ in der vorliegenden Bearbeitung berücksichtigt werden. Des weiteren muß bei zukünftigen Bestimmungen der Illit-"Kristallinität" in Aachen die Abgrenzung der Anchizone jeweils individuell für einzelne Probenserien erfolgen.

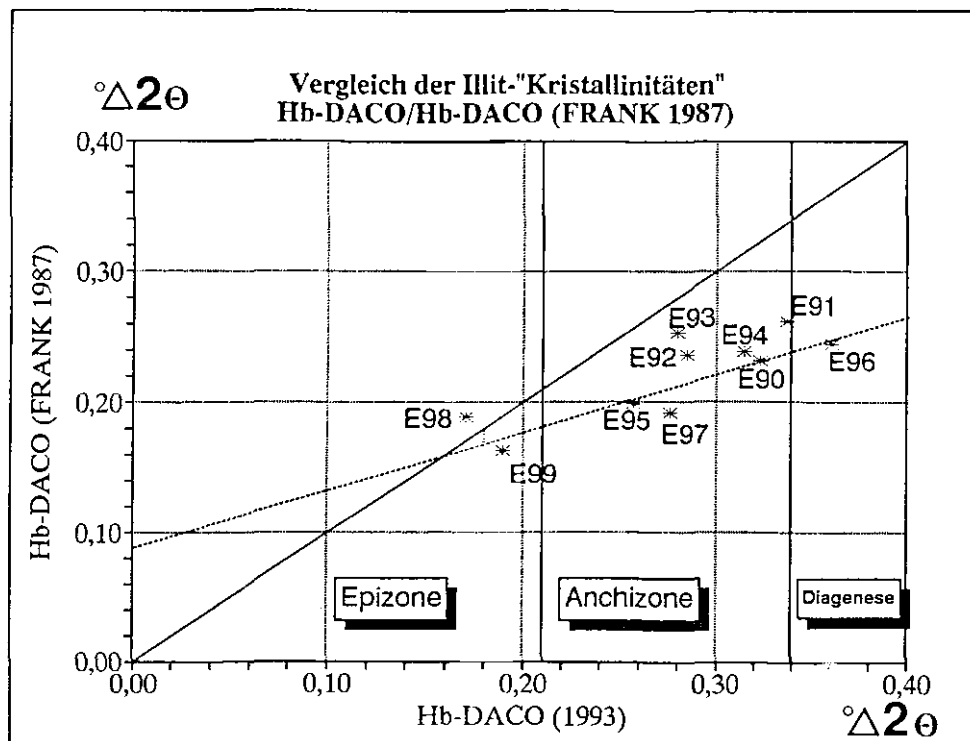


Abb. 9: Vergleich der Bestimmung der Halbwertsbreiten $Hb-DACO$ (FRANK 1987) und $Hb-DACO$ (1993) an Präparaten $< 2\mu m$.

Die einheitliche Neubearbeitung des Metamorphoseprofils des Linksrheinischen Schiefergebirges erlaubt jedoch eine eigenständige Interpretation der Metamorphoseverteilung.

Die Halbwertsbreiten wurden sowohl für luftgetrocknete als auch für glykolisierte Präparate ermittelt. Dazu wurden die Präparate für 24 h einer Glykol-Atmosphäre ausgesetzt. Die in lediglich diagenetisch überprägten Proben in Wechsellagerungsmineralen mit Illit vorliegenden z.T. quellfähigen Tonminerallagen (Smektit, Vermiculit), die durch Überlagerung mit dem Illit-(001)-Peak zu Peak-Verbreiterungen im 10 Å-Bereich führen, werden durch die Glykolisierung aufgeweitet. Dadurch wird ein Auswandern dieser Peak-Anteile erreicht. Entsprechend ist in Proben mit Wechsellagerungsmineralen nach der Glykolisierung eine Veränderung der Peak-Breite zu registrieren.

In der vorliegenden Bearbeitung werden die Meßergebnisse für die glykolisierten Präparate meist nicht gesondert erwähnt. Abweichungen in den Ergebnissen luftgetrockneter und glykolisierter Proben sind im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung erwartungsgemäß nur bei sehr schwach metamorphosierte Proben festzustellen, die Halbwertsbreiten von $H_b > 0,34^\circ \delta 2\theta$ liefern (Abb. 10). Das Auswandern der Peak-Anteile der quellfähigen Tonminerale führt nach der Glykolisierung zur Abnahme der Halbwertsbreiten um häufig über 10%, wohingegen höher metamorphosierte Proben mit $H_b < 0,34^\circ \delta 2\theta$ im Rahmen der Meßgenauigkeit Abweichungen von max. $\pm 5-10\%$ zeigen.

KRUMM (1992b) gibt einen Gesamtfehler von 15% für geringe Halbwertsbreiten ($< 0,24^\circ \delta 2\theta$) und 22% für große Halbwertsbreiten ($> 0,45^\circ \delta 2\theta$) an, der aus Meßfehlern ("machine fluctuation"), Probenheterogenität ("intra sample error") und "geologischem" Fehler ("inter sample error") resultiert (vergl. ROBINSON et al. 1990: Gesamtfehler 9-12,7%).

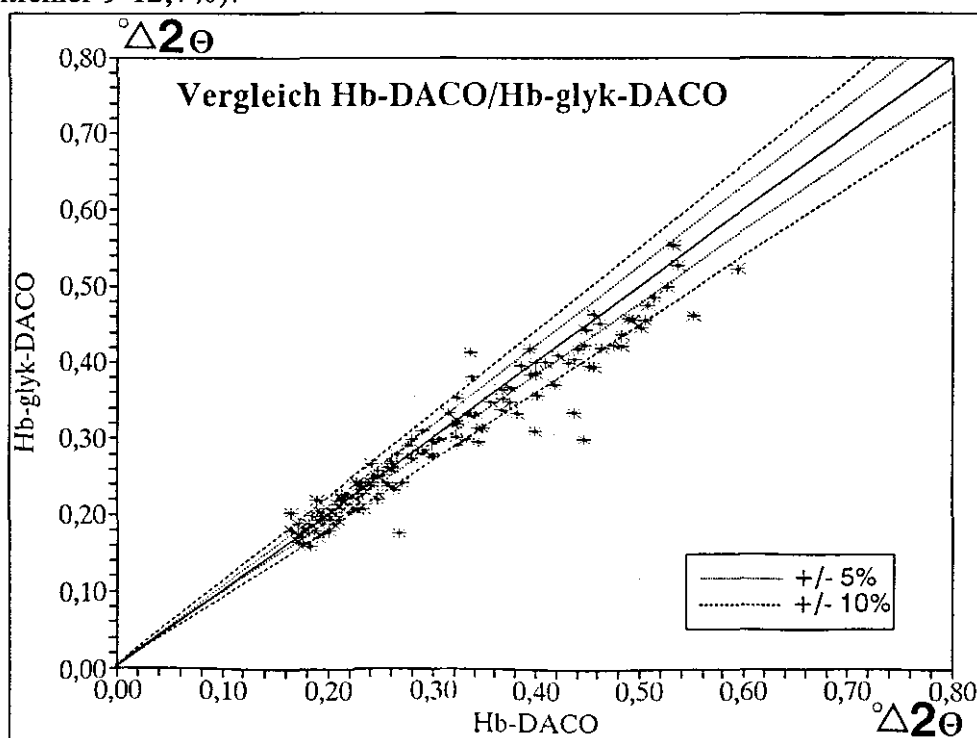


Abb. 10: Beziehung zwischen den ermittelten Halbwertsbreiten luftgetrockneter (H_b) und glykolisierter ($H_{b_{glyk}}$) Präparate $< 2\mu m$.

2.5. Abgrenzung der Anchizone

KÜBLER (1967) ermittelte erstmalig anhand von Messungen der Illit-"Kristallinität" quantitative Grenzwerte für die Abgrenzung des anchimetamorphen Faziesbereiches zur Diagenese und zur Epizone. Unter Berücksichtigung einer großen Probenzahl wurde als Grenzwert zur Diagenese ein Wert von $H_b=0,42^\circ\delta 2\theta$ (umgerechneter KÜBLER-Index nach KISCH 1990) aufgestellt. Die Grenze zur Epizone wurde von KÜBLER (1967) beim ersten Auftreten von Chloritoid bei einer Halbwertsbreite von $H_b=0,25^\circ\delta 2\theta$ (umgerechneter KÜBLER-Index) festgesetzt. Chloritoid wird u.a als typisches Mineral der Grünschieferfazies angesehen (WINKLER 1979, KISCH 1983).

2.5.1. Vitrit-Reflexion

Zur Abgrenzung der Anchizone können im Rheinischen Schiefergebirge sowohl Bestimmungen des Vitrit-Reflexionsvermögens als auch Bestimmungen der Illit-"Kristallinität" herangezogen werden, wobei die Grenzwerte der Illit-"Kristallinität" maßgeblich sein sollten (vergl. FREY 1987b). Die Messung der Vitrit-Reflexion liefert zusätzliche Informationen zur Metamorphosegeschichte des Gesteins anhand des organischen Materials. Die Vitrit-Reflexion ist ein wichtiger Parameter zur Bestimmung der Inkohlungsstufen von Kohlen und zur Ermittlung der Reife hinsichtlich der Generierung von Erdöl und Erdgas. Dieses Verfahren zur Bestimmung des Metamorphosegrades an organischen Partikeln wurde auf Sedimentgesteine übertragen. KISCH (1974) errechnet aus der Bestimmung flüchtiger Bestandteile folgende Grenzwerte der Vitrit-Reflexion:

Diagenese/Anchizone:	2,8% R_{max}
Anchizone/Epizone:	8,0% R_{max}

Nach TEICHMÜLLER et al. (1979) liefert die Vitrit-Reflexion jedoch lediglich zur Grenzziehung Diagenese/Anchizone mit 3,5% R_m (=4% R_{max}) einen definierten Wert, während der Wert zur Abgrenzung der Epizone mit $\approx 5\% R_m$ (5-10% R_{max}) variieren kann.

2.5.2. Illit-"Kristallinität"

Die aufgeführten Schwierigkeiten in der Vergleichbarkeit von Daten zur Illit-"Kristallinität" haben zu unterschiedlichen Grenzwerten geführt (Tabelle 1).

Labor	Grenze zur Diagenese [$^\circ\delta 2\theta$]	Grenze zur Epizone [$^\circ\delta 2\theta$]	
Neuchâtel	0,42	0,25	(KÜBLER 1967)
	0,38	0,21	(KISCH 1990)
Strasbourg	0,64	0,41	(DUNOYER DE SEGONZAC 1969)
	0,575	0,36	aktuell
SNPA/CFP *	0,56	0,30	(KÜBLER 1967)

*: Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine/Compagnie Française des Pétroles

KRUMM (1992b) kommt nach detaillierten, methodischen Untersuchungen für die Meßanordnung der Universität Erlangen zu einer Abgrenzung der Anchizone entsprechend KISCH (1990) bei $Hb=0,38$ bzw. $0,21^\circ\delta 2\theta$.

Die vorliegenden Untersuchungen arbeiten mit einem Grenzwert von $Hb=0,34^\circ\delta 2\theta$ ($\pm 10\%$) für die Abgrenzung der Anchizone zur Diagenese, der entsprechend KÜBLER (1967) die weitestgehende Umwandlung der Smektite und Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale in Illit als weiteres Grenzkriterium berücksichtigt. (001)-Basisreflexe im 10\AA -Bereich mit $Hb > 0,34^\circ\delta 2\theta$ sind in der vorliegenden Bearbeitung stets auf Wechsellagerungsminerale zurückzuführen; Paragonit, der ebenfalls zur Peak-Verbreiterung im 10\AA -Bereich führt, wurde in keiner der untersuchten Proben nachgewiesen. Diese Abgrenzung der Anchizone zur Diagenese stimmt für die untersuchten Proben mit dem im Projekt "Profilabwicklung/ Rheinisches Schiefergebirge" (DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.) verwendeten Grenzwert der maximalen Vitrit-Reflexion nach TEICHMÜLLER et al. (1979) weitestgehend überein:

Diagenese/Anchizone:
 $Hb-DACO: 0,34^\circ\delta 2\theta; Hb-EVA: 0,37^\circ\delta 2\theta$
 $R_{\max}: 4\%; R_m: 3,5\%;$

Die in der vorliegenden Bearbeitung ermittelten minimalen Halbwertsbreiten von $Hb=0,17-0,21^\circ\delta 2\theta$ ¹⁾ sind in der Monschau-Scherzone beispielsweise in der untersuchten Probe E10 mit einer Chloritoidblastese verknüpft, die nach KÜBLER (1967) das Erreichen der Epizone markiert. Die epizonale Überprägung in diesem Traversenabschnitt ist aufgrund kritischer Mineralparagenesen nachgewiesen (KASIG & SPAETH 1975, KRAMM 1982, TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1979, FRANK 1987). Daraus ergibt sich folgende Abgrenzung der Anchizone zur Epizone:

Anchizone/Epizone:
 $Hb-DACO = Hb-EVA: < 0,21^\circ\delta 2\theta$
 $R_{\max}: 5-10\%; R_m: \approx 5\%;$

Insgesamt ergeben sich für die vorliegende Arbeit folgende Grenzwerte ($Hb - Hb-DACO$):

Diagenese:	$Hb > 0,34^\circ\delta 2\theta$ bzw. $R_{\max} < 4\%; R_m < 3,5\%$
Anchizone:	$Hb = 0,34^\circ\delta 2\theta - 0,21^\circ\delta 2\theta$
Epizone :	$Hb < 0,21^\circ\delta 2\theta$

1) Ausnahmsweise $0,16^\circ\delta 2\theta$ für Coticule-Proben aus einer tektonisch mit der Monschau-Scherzone vergleichbaren Position von der Südflanke des Sattels von Grand Halleux und für Einzelproben aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschübung

2.6. Vergleich zwischen Vitrinit-Reflexion und Illit-"Kristallinität"

Im Vergleich zwischen den Ergebnissen der im Projekt "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.) an identischen Proben ermittelten maximalen Vitrinit-Reflexion (R_{\max}) und der in der vorliegenden Bearbeitung untersuchten Illit-"Kristallinität" zeigen sich im allgemeinen komplexe Zusammenhänge, die u.a. auf die unterschiedlichen Einflußgrößen für diese beiden Metamorphoseparameter hinweisen (vergl. WOLF 1975, TEICHMÜLLER et al. 1979). Während die Vitrinit-Reflexion vor allem durch die Einflußgrößen Temperatur und Zeit (*heating-time*) gesteuert wird, reagiert die Illit-"Kristallinität" zusätzlich stärker auf Druckparameter wie Gesamtdruck, Partialdrücke und auf unterschiedliche Porenlösungen. Beispielsweise sind im Kantabrischen Gebirge/Spanien (KRUMM 1992b), im New Hampshire-Terrain/USA (CHAMBERLAIN & RUMBLE 1989, DAY & CHAMBERLAIN 1989) und in den südlichen Appalachen/USA (ELLIOT & ARONSON 1987) relativ kleinräumige Zonen erhöhter Wegsamkeiten mit einer offenbar rasch abgelaufenen, Fluid-induzierten Metamorphose bzw. Illitisierung bekannt. Die heißen Fluide nutzen dabei bevorzugt die in Störungsbereichen vermehrt angelegten Klüfte. Die maximale Vitrinit-Reflexion wird u.a. durch Scherprozesse verfälscht, da es zur mechanischen Einregelung der Aromatenlamellen und damit zu einer dynamischen Erhöhung von R_{\max} kommt. Eine bedeutsame Abhängigkeit besteht zwischen der Illit-"Kristallinität" und der Lithologie (FREY 1987b). Grobkörniges Probenmaterial liefert im Vergleich zu feinkörnigem Probenmaterial aus demselben Aufschluß signifikant bessere Illit-"Kristallinitäten". Neben der besseren Wegsamkeit für die zur Illitisierung wichtigen Porenlösungen spielt auch der größere Einfluß gut kristallisierter, detritischer Illite teilweise eine Rolle (DUNOYER DE SEGONZAC 1970). Der Einfluß detritischer Partikel in den Meßpräparaten muß von Fall zu Fall diskutiert werden. Weitere Einflußgrößen wie C_{org} -Gehalt, Karbonat-Gehalt, Chemismus der Porenlösungen (z.B. Kalium-Gehalt), Peak-Überlagerungen oder Aufbereitungs- und Meßverfahren sind in FREY (1987b) erläutert.

Die Gegenüberstellung der von den Mitarbeitern im DFG-Projekt "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.) zur Verfügung gestellten Ergebnisse der Vitrinit-Reflexionsmessungen (R_{\max}) und der zugehörigen Illit-"Kristallinitäten" (Hb-DACO) liefert für die parallel nach beiden Methoden untersuchten Proben Hinweise auf unterschiedlich wirksame Einflußgrößen (Abb. 11). Proben mit $Hb > 0,34^\circ\delta 2\theta$ und $R_{\max} < 4\%$ ($R_m < 3,75\%$ ¹⁾ haben lediglich diagenetische Veränderungen erfahren (Feld: Diagenese), während Proben mit $Hb < 0,21^\circ\delta 2\theta$ und $R_{\max} > 5(-10)\%$ ($R_m > \approx 5\%$) eindeutig auf eine epizonale Überprägung hinweisen (Feld: Epizone). Der dazwischen liegende Bereich der Anchizone (Feld: Anchizone) erstreckt sich für die Untersuchungstraverse von $Hb = 0,21^\circ\delta 2\theta$ bis $Hb = 0,34^\circ\delta 2\theta$ und von $R_{\max} = 4\%$ bis $R_{\max} = 6,6\%$ ($R_m = 3,75\%$ bis $R_m = 6,1\%$).

1) Wie im folgenden berechnet nach HOOD et al. (1975): $R_{\max} = 1,066 * R_m$. Nach TEICHMÜLLER et al. (1979): $R_{\max} < 4\%$ bei $R_m < 3,5\%$.

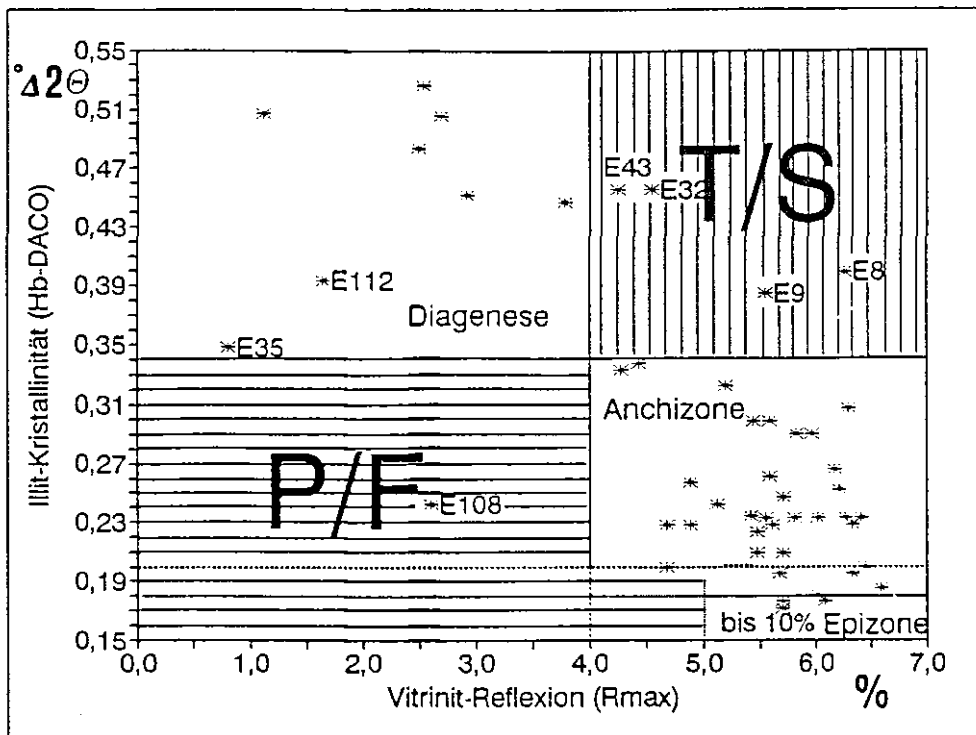


Abb. 11: Vergleich zwischen Vitrinit-Reflexion und Illit-"Kristallinität".
T/S-Feld - temperaturbetonte Metamorphose bzw. Einregelung der Aromatenlamellen durch Scherdeformation. P/F-Feld - druckbetonte Metamorphose bzw. Fluid-induzierte Illitisierung. Die Vitrinit-Reflexion weist im Übergang zur Epizone Werte von 5-10% auf.

Außerhalb der genannten Felder plottende Proben deuten auf spezielle Verhältnisse hin. Beispielsweise haben Proben mit $R_{\max} > 4\%$ (Anchizone) und $H_b > 0,34^\circ 2\theta$ (Diagenese) möglicherweise eine kurzfristige thermische Aufheizung erfahren, oder sie sind durch Scherprozesse mechanisch überprägt (T/S-Feld). In beiden Fällen resultiert eine Erhöhung der Vitrinit-Reflexion ohne Verbesserung der Illit-"Kristallinität". Andererseits muß bei $R_{\max} < 4\%$ (Diagenese) und $H_b < 0,34^\circ 2\theta$ (Anchizone) eine niedrigtemperierte, druckgesteuerte oder Fluid-induzierte Überprägung diskutiert werden, die bevorzugt die Illit-"Kristallinität" beeinflusst hat (P/F-Feld).

2.7. Vergleich der Illit-"Kristallinität" - Strasbourg/Aachen

Neun Proben wurden zusätzlich in Strasbourg röntgenographisch auf ihre Illit-"Kristallinität" untersucht. In Strasbourg bestehen die folgenden Aufnahmeparameter:

Gerätetyp:	Philips
Röntgenquelle:	Co
Generator:	Sigma 2070
Arbeitsstrom:	20 mA
Arbeitsspannung:	40 kV
Detektor:	proportional
Blendensatz:	
Divergenzblende:	1° Öffnungswinkel
Detektorblendensatz:	0,2° u. 1° Öffnungswinkel
Winkelbereiche:	2-30°2 θ
Zeitkonstante (TC):	4 sec
Winkelgeschwindigkeit:	1°2 θ /min

Die Geräteeinstellung in Strasbourg erfüllt demnach ebenfalls die Bedingung für die Zeitkonstante nach KLUG & ALEXANDER (1974) (s. Kap. 2.4.2.):

$$TC = 4\text{sec} \leq 0,5 * [0,2^\circ/1^\circ/\text{min}] * 60 = 6\text{sec}$$

In Strasbourg sollten daher prinzipiell ähnliche Ergebnisse ermittelt werden, wie in Aachen.

Die Bestimmung der Halbwertsbreite erfolgt in Strasbourg manuell aus dem aufgezeichneten Röntgen-Diffraktogramm. Die Halbwertsbreite wird in Winkelgraden ($^\circ\delta 2\theta$) angegeben.

Der Vergleich der in Aachen und Strasbourg bestimmten Halbwertsbreiten des (001)-Basisreflex des Illits (Abb. 12) zeigt, daß die Zahlenwerte der beiden Anlagen im wesentlichen übereinstimmen. In Strasbourg werden jedoch die Grenzen der Anchizone bei deutlich größeren Halbwertsbreiten gezogen (i.w. nach DUNOYER DE SEGONZAC 1969). Eine anchizonale Illit-"Kristallinität" in Aachen wird unter Zugrundelegung der in Strasbourg üblichen Grenzwerte bei vergleichbarer absoluter Halbwertsbreite der Epizone zugeordnet. Der überwiegende Teil der untersuchten Proben wäre demnach epizonal metamorph. Dies widerspricht sowohl den Geländebefunden als auch zahlreichen anderen Untersuchungen zur Metamorphoseverteilung in der Untersuchungstraverse. Die in Strasbourg angesetzten Halbwertsbreiten zur Abgrenzung der Anchizone können nicht für Probenmaterial aus dem Linksrheinischen Schiefergebirge übernommen werden. Eine entsprechende Diskrepanz in der faziellen Zuordnung zwischen den "Strasbourger" und den "Göttinger" Ergebnissen stellte auch REUTER (1985) für ihre Proben aus dem Rechtsrheinischen Schiefergebirge fest, so daß eine Überprüfung der "Strasbourger" Grenzwerte durchgeführt werden sollte.

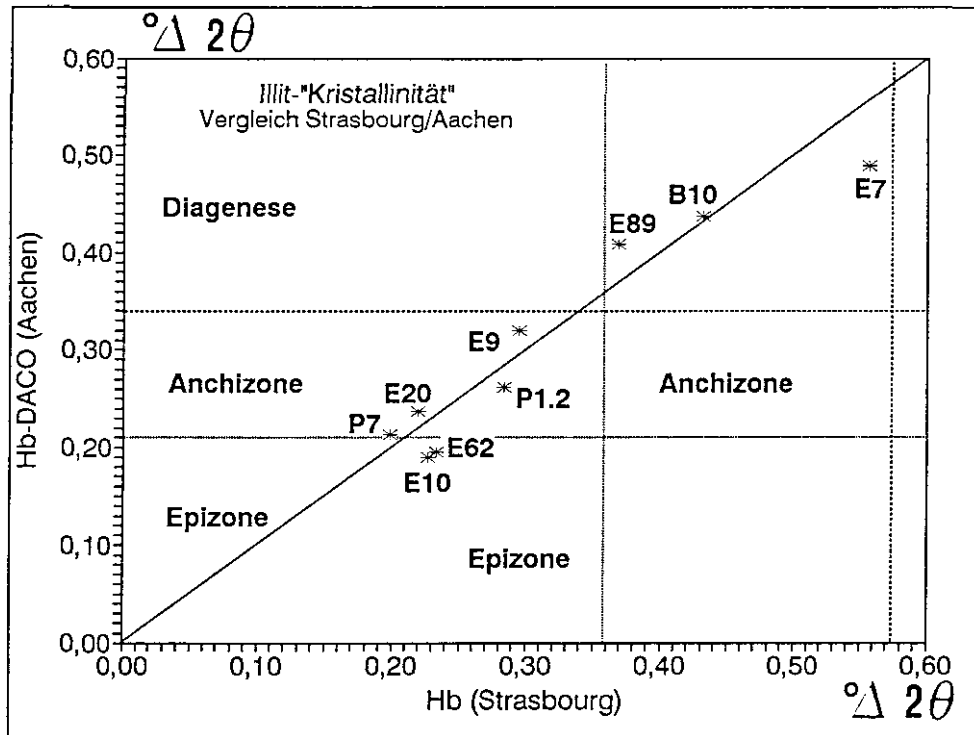


Abb. 12: Vergleich der in Aachen und Strasbourg bestimmten Halbwertsbreiten des (001)-Basisreflexes von Illit, d.h. Vergleich der ermittelten Illit-"Kristallinitäten" an Präparaten $< 2\mu\text{m}$, die einheitlich in Aachen aufbereitet wurden.

2.8. Metamorphoseprofile nach der Illit-"Kristallinität" und der Vitrinit-Reflexion

Die Darstellung erfolgt in drei, sich teilweise überschneidenden Profilen, auf Grundlage der bilanzierten Profile des DFG-Projektes "Profilabwicklung/Rheinisches Schiefergebirge" (DITTMAR et al. 1991, SCHIEVENBUSCH 1991, v. WINTERFELD 1993a, DITTMAR in Vorb.) (Abb. 13a und b). Das Nordprofil verläuft vom Nordrand des Schiefergebirges bei Aachen über die Inde-Decke (Inde-Mulde), die Stavelot-Venn-Decke (Stavelot-Venn-Antiklinorium) und die Eifel-Decke (Eifel-Synklinorium) bis in die Eifeler Nord-Süd-Zone (v. WINTERFELD 1993a). Das mittlere Profil erstreckt sich, zum Nordprofil nach Osten versetzt, von der Eifeler Nord-Süd-Zone im Bereich der Sötenicher Kalkmulde über die Osteifel mit Ahrtal-Sattel, Eifeler Hauptsattel und Siegener Hauptaufschiebung bis in die nördliche Mosel-Mulde (SCHIEVENBUSCH 1991). Das Südprofil verläuft, vom mittleren Profil nach Westen versetzt, von der Mosel-Mulde über die Bopparder Störung, Hunsrück-Decke (Soonwald-Hunsrück-Antiklinorium), Taunuskamm-Soonwald-Einheit und Phyllit-Zone bis zum Hunsrücksüdrand (DITTMAR in Vorb.). Der Verlauf der Profillinien ist in Abb. 1 angegeben.

Der Großteil der Proben stammt aus Aufschlüssen unmittelbar an den Profillinien. Schwierigkeiten ergeben sich bei wenigen Proben, die über größere Entfernung auf die Profillinie projiziert werden müssen. Eine Verschiebung lediglich parallel zum Streichen ist verfälschend, vielmehr müssen in der Profildarstellung die Ergebnisse dieser Proben an eine stratigraphisch und tektonisch vergleichbare Position überführt werden. Die Tektonik zwischen Profillinie und Probenentnahmepunkt ist berücksichtigt, soweit sich der Metamorphosegrad im Streichen, beispielsweise bei abtauchenden Faltenachsen und querstreichender Störungstektonik ändert.

2.8.1. Nordprofil

Im Nordprofil (A, Abb. 13a u. b) stimmt die ermittelte Verteilung der Illit-"Kristallinität" gut mit den Ergebnissen beispielsweise von KASIG & SPAETH (1975) und FRANK (1987) überein:

Im NW ist bis in die Inde-Decke (=Inde-Mulde, =nördliche Mantelschichten des Stavelot-Venn-Massivs) hinein ein uneinheitliches Bild der Illit-"Kristallinitäten" dokumentiert. Erst am Südrand der Inde-Decke ist bis an die Venn-Überschiebung eine Zunahme der Illit-"Kristallinität" zu beobachten. Die Illit-"Kristallinitäten" im nordwestlichen Venn-Vorland spiegeln entsprechend den Ergebnissen der Vitrinit-Reflexionsmessungen (Abb. 13b) eine schwache metamorphe Überprägung der Gesteine im Übergangsbereich Diagenese/Anchizone wider.

Das Störungssystem der Venn-Überschiebung am NW-Rand der altpaläozoischen Kernschichten des Stavelot-Venn-Massivs zeichnet sich bei ausreichender Probendichte meist mit einem sehr steilen Anstieg der Metamorphose bzw. einem Metamorphosesprung ab. Die in mehrere Störungsbahnen auffächernde Venn-Überschiebung bildet die Basalüberschiebung der Stavelot-Venn-Decke. In den Kern-

schichten der Stavelot-Venn-Decke setzt sich der Metamorphoseanstieg mit einem flacheren Gradienten fort. Bis zum Südrand der Kernschichten werden Illit-"Kristallinitäten" erreicht, die eine metamorphe Überprägung in der Fazies der mittleren bis oberen Anchizone anzeigen. Im Grenzbereich zu den südlichen Mantelschichten ist ein sprunghafter Anstieg der Metamorphose innerhalb des Kambriums bis in die Salm-Schichten auf epizonale Werte von $H_b = 0,21 \text{ } ^\circ\delta 2\theta$ zu beobachten. Der Metamorphosesprung unterstützt die aus der Profilbilanzierung begründete Forderung nach einer Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone innerhalb der südlichen Kernschichten. Allerdings können die Daten zur Illit-"Kristallinität" in den kambrischen Schwarzschiefern auch durch lithologische Faktoren (verbreitete Paragonit-Führung führt zu Peak-Koinzidenzen), den hohen Kohlenstoff-Gehalt ("Verhüllen" der reaktiven Kornoberflächen, vergl. TEICHMÜLLER et al. 1979) oder eine postkristalline Durchbewegung (vergl. AHRENDT et al. 1978) verfälscht werden. Die Messung der maximalen Vitrinit-Reflexion (R_{\max}) ergibt für die Venn-Decke und die Monschau-Scherzone der Eifel-Decke ähnliche Werte. Unter Berücksichtigung der jeweiligen R_{\min} -Werte wird jedoch ein Metamorphosesprung vom Meta-Anthrazit-Stadium der Venn-Decke in das Semigraphit-Stadium der Monschau-Scherzone deutlich (v. WINTERFELD 1993a).

Im Profil der Untersuchungstraverse verläuft die Basalüberschiebung im Bereich des aufschlußarmen Venn-Hochmoors zwischen den Aufschlüssen "Drei-Kaiser-Eichen" (Kambrium: Probe E9) und "Peterberg" (Salm/Gedinne-Diskordanz: Probe E10), wobei neben dem beschriebenen Metamorphosesprung das Einsetzen einer Streckungslination ("Faser") auf den Schieferungsflächen südlich der Basalüberschiebung auffällig ist. Die Basalüberschiebung verläuft im Gelände größtenteils verdeckt unmittelbar südlich des südlichen Diabas-Zuges und südlich des Tonalits von Lammersdorf (v. WINTERFELD 1993a). Im Salm und in den anschließenden südlichen Mantelschichten des Stavelot-Venn-Massivs werden die niedrigsten Halbwertsbreiten einer epizonalen Metamorphose in der Monschau-Scherzone erreicht, die als basale Einheit der Eifel-Decke (Eifel-Synklinorium) angesehen wird. Die Monschau-Scherzone gehört folglich zu einem tieferen Strukturstockwerk, in dem sich aufgrund der höheren Temperatur- und Druckbedingungen der Übergang zu duktiler Scherdeformation vollzieht (v. WINTERFELD 1993a). Innerhalb der Eifel-Decke ist nach SE eine stetige Zunahme der Halbwertsbreiten des Illits zu beobachten.

Im Grenzbereich zur östlich angrenzenden Maubach-Mechernicher Trias-Senke und der südöstlich anschließenden Achsendepression der Eifeler Nord-Süd-Zone zeigt sich in der Eifel-Decke ein häufiger Wechsel in den Halbwertsbreiten, der aus der engen Faltung und der Störungstektonik im Bereich der Malsbenden-Rücküberschiebung und des mesozoischen Senkungsgebietes resultiert. Im Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone (Eifel-Kalkmulden) werden schließlich durch große und stark schwankende Halbwertsbreiten $> 0,34 \text{ } ^\circ\delta 2\theta$ nur noch diagenetische bis schwach anchizonale Bedingungen angezeigt, die sich im Fehlen einer penetrativen Schieferung widerspiegeln. Dabei besteht ein direkter Zusammenhang zwischen metamorpher

Überprägung und der Stratigraphie. In den mitteldevonischen Muldenkernen sind nur schlecht kristallisierte Illite zu finden, während die unterdevonischen Muldenschenkel geringfügig bessere Illit-"Kristallinitäten" aufweisen. Die äußerst schwache Metamorphose der Eifeler Nord-Süd-Zone ist damit als präkinematisch in Bezug auf die variszische Hauptdeformation charakterisiert. Insgesamt deutet sich nach SE ein allgemeiner, allmählicher Anstieg des Metamorphosegrades an.

2.8.2. Mittleres Profil

Im mittleren Profil (B; Abb. 13a u. b) sind im Bereich der Sötenicher Mulde die für die Eifeler Nord-Süd-Zone charakteristischen, niedrigen und streuenden Illit-"Kristallinitäten" einer diagenetisch bis maximal schwach anchimetamorphen Überprägung festzustellen. In der Osteifel nimmt im Bereich des Ahrtal-Sattels der Metamorphosegrad mit einem relativ steilen Gradienten zu. Bereits auf der SW-Flanke des Ahrtal-Sattels und schließlich im Kern des Eifeler Hauptsattels werden die besten Illit-"Kristallinitäten" der Osteifel erreicht. Auf der SE-Flanke nehmen die Illit-"Kristallinitäten" entsprechend der Faltenasymmetrie mit einem flacheren Gradienten als auf dem NW-Schenkel erneut ab. Die SE-Flanke des Ahrtal-Sattels und die Kernschichten des Eifeler Hauptsattels erreichen nach den Daten zur Illit-"Kristallinität" eine metamorphe Überprägung in der Fazies der oberen Anchizone. Allerdings weisen Einzelproben aus dem Sattelkern relativ große Halbwertsbreiten der unteren Anchizone auf. Die Metamorphosebedingungen waren im Eifeler Hauptsattel offensichtlich uneinheitlich und nicht regional durchgreifend. Auf der Südflanke des Eifeler Hauptsattels setzt sich die Abnahme der Illit-"Kristallinitäten" parallel zum Aufstieg in der stratigraphischen Folge fort. Bis in das Liegende der Siegener Hauptaufschiebung (= Mayener Überschiebung) nimmt die Illit-"Kristallinität" erneut auf Werte einer lediglich diagenetischen Überprägung ab. In Annäherung auf die Bewegungsbahn der Siegener Hauptaufschiebung ist ein schwacher Anstieg der Illit-"Kristallinität" auf Werte der unteren bis mittleren Anchizone angedeutet. Möglicherweise haben dynamometamorphe Prozesse beispielsweise durch erhöhten Druck, mechanische Einregelungen der Aromatenlamellen in organischen Partikeln und heiße Fluide mit einem lokal höheren Wärmefluß an der Bewegungszone einen günstigen Einfluß auf die Illit-"Kristallinität" wie auch auf die Vitrinit-Reflexion ausgeübt.

Die Daten zur Vitrinit-Reflexion zeigen in diesem Profilabschnitt ebenfalls eine deutliche Abhängigkeit von der Stratigraphie (Abb. 13b). Auf der Südflanke des Eifeler Hauptsattels wurde jedoch im Vergleich mit dem gleichen stratigraphischen Niveau der diagenetisch-anchizonalen Nordflanke eine relativ höhere Inkohlung im Bereich der Anchizone erreicht, die auf nach SE anwachsende Sedimentmächtigkeiten zurückzuführen ist (SCHIEVENBUSCH 1991). Das hauptsächlich durch Temperaturerhöhung infolge der Versenkung zu erklärende Inkohlungsprofil erreicht entsprechend dem Profil zur Illit-"Kristallinität" sein Maximum folgerichtig in den am tiefsten versenkten Schichten im Kern des Eifeler Hauptsattels. Auffällig sind die gegenüber der Inkohlung erhöhten Illit-"Kristallinitäten" nordwestlich des Sattelkerns im Bereich des Ahrtal-Sattels. Hierfür werden vergleichsweise hohe Partial- und

Umgebungsdrücke an der im Bereich des Ahrtal-Sattels aufsteigenden basalen Überschiebungsbahn der Osteifel diskutiert (SCHIEVENBUSCH 1991). Wie in der Eifeler Nord-Süd-Zone ist auch in der Osteifel die untersuchte Hauptmetamorphose präkinematisch in Bezug auf die variszische Faltungs- und Störungstektonik.

In Übereinstimmung mit den Werten zur Vitrinit-Reflexion zeichnet sich die Siegener Hauptaufschiebung mit einem deutlichen Metamorphose-Sprung ab (SCHIEVENBUSCH 1991, THON 1985). Der Metamorphosegrad steigt an der Überschiebung sprunghaft von der unteren Anchizone/Diagenese mit $H_b \approx 0,4^\circ \delta 2\theta$ und $R_{\max} \approx 4\%$ in die obere Anchizone/ Epizone mit $H_b \approx 0,2^\circ \delta 2\theta$ und $R_{\max} = 6-7\%$. Darin zeigt sich die postmetamorphe Aktivität der Störung.

Die südlich der Überschiebung insgesamt gut ausgebildete, anchizonale "Kristallinität" des Illits steigert sich bis zum Vergenzwechsel auf der Nordflanke der Mosel-Mulde bis auf epizonale Werte von $H_b < 0,21^\circ \delta 2\theta$. Im Bereich des Vergenzwechsels werden neben erhöhten Druckbedingungen vor allem verstärkt im Dehnungsfeld des Vergenzwechsels zirkulierende Fluide für die im Vergleich zur Inkohlung erhöhten Illit-"Kristallinitäten" verantwortlich gemacht. Südöstlich des Vergenzwechsels nimmt die Illit-"Kristallinität" in die Mosel-Mulde hinein wieder tendenziell auf geringfügig variierende Werte der mittleren bis oberen Anchizone ($H_b \approx 0,25^\circ \delta 2\theta$) ab.

Im Vergleich zur Entwicklung der Osteifel ist im Bereich der Nordflanke der Mosel-Mulde der im Profilverlauf fehlende Zusammenhang zwischen Metamorphose und Stratigraphie sowohl für die Illit-"Kristallinitäten" als auch für die Inkohlung auffällig. Darin spiegelt sich eine syn- bis postkinematische Metamorphose mit einer großräumig einheitlichen Aufheizung wider. Die gleichmäßige Aufheizung der Nordflanke der Mosel-Mulde wird auf eine einheitliche Versenkung infolge tektonischer Deckenüberlagerung zurückgeführt. Bei einem realistisch angenommenen Inkohlungsgradienten von $0,072\% R_{\max}/100$ m ergibt sich eine Überlagerung von rd. 7.000 - 9.000 m (SCHIEVENBUSCH 1991). Als Überschiebungsbahn dieser Decke wird die flach nach SE einfallende Bopparder Überschiebung angesehen, die heute südlich der Mosel-Mulde austreicht.

2.8.3. Südprofil

Im Südprofil (C; Abb. 13a u. b) folgen auf die relativ gleichmäßig anchizonalen Illit-"Kristallinitäten" der Nordflanke der Mosel-Mulde in deren Muldenkern und im Liegenden der Bopparder Überschiebung diagenetische bis schwach anchizonale Halbwertsbreiten ($H_b = 0,35-0,45^\circ \delta 2\theta$). Entsprechend verhält sich die Vitrinit-Reflexion, die hier geringe Werte zwischen $R_{\max} = 2,91\%$ und $R_{\max} = 4,28\%$ erreicht (Abb. 13b).

Die Bopparder Überschiebung wird von einem deutlichen Metamorphosesprung begleitet. Im Hangenden der Störung werden wieder Werte der oberen Anchizone erreicht ($H_b = 0,2-0,25^\circ \delta 2\theta$). Ebenso steigt die Vitrinit-Reflexion südlich der Überschiebung auf Werte von $R_{\max} > 5,5\%$.

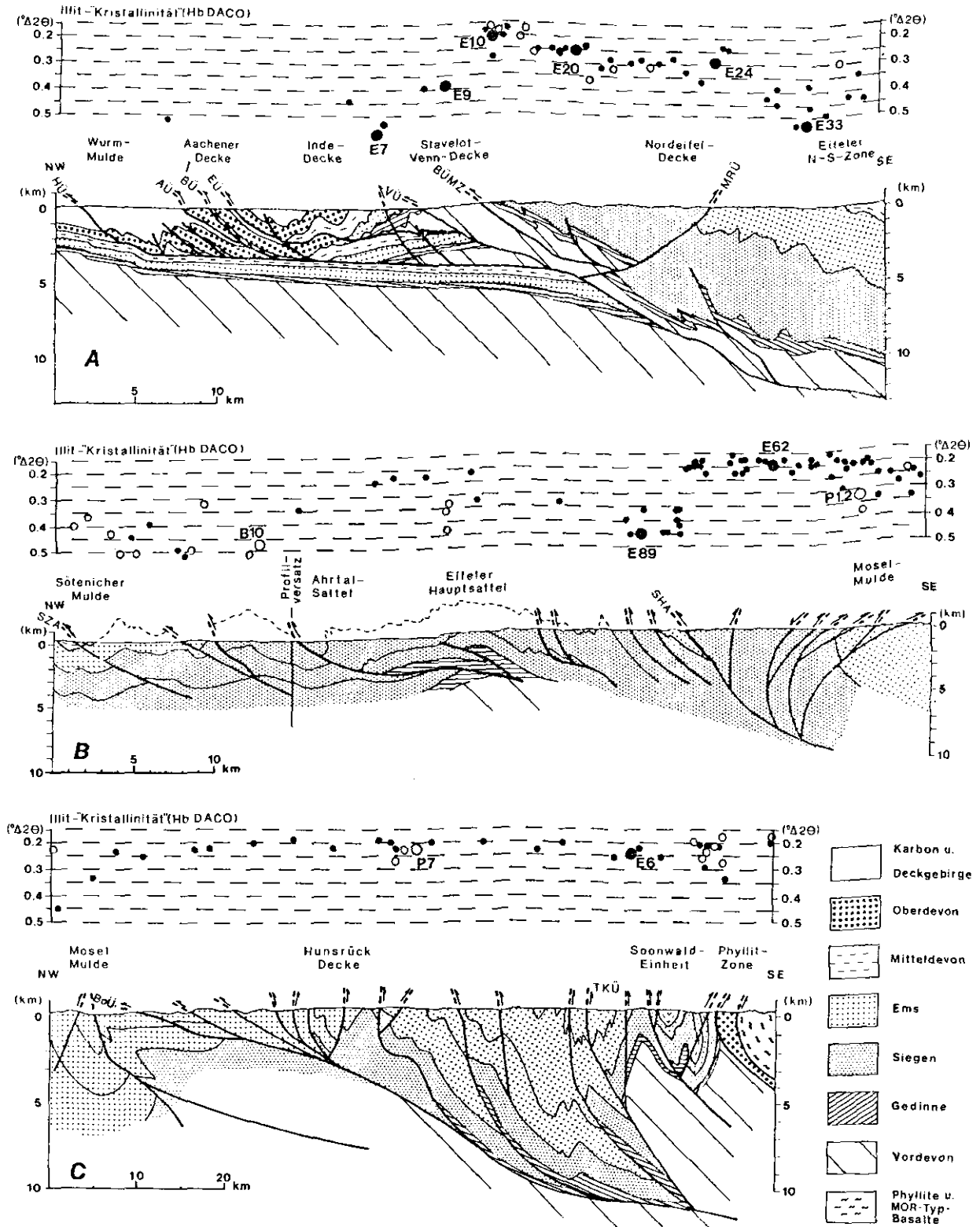


Abb. 13a: Metamorphoseprofile durch das Linksrheinische Schiefergebirge auf Grundlage der Illit-"Kristallinität".

A - Nordprofil; B - mittleres Profil; C - Südprofil. Lage der Profillinien und Legende s. Abb. 1; dicke Punkte markieren die Proben, die für radiometrische Altersbestimmungen ausgewählt wurden; offene Kreise - in das Profil projizierte Proben; HÜ - Horbacher Überschiebung; AÜ - Aachener Überschiebung; BÜ - Burtscheider Überschiebung; EÜ - Eilendorfer Überschiebung; VÜ - Venn-Überschiebung; BÜMZ - Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone; MRÜ - Malsbenden-Rücküberschiebung; SZA - Sötenicher Zentralaufschiebung; SHA - Siegener Hauptaufschiebung; BoÜ - Bopparder Überschiebung; TKÜ - Taunuskamm-Überschiebung (weitere Erläuterungen im Text).

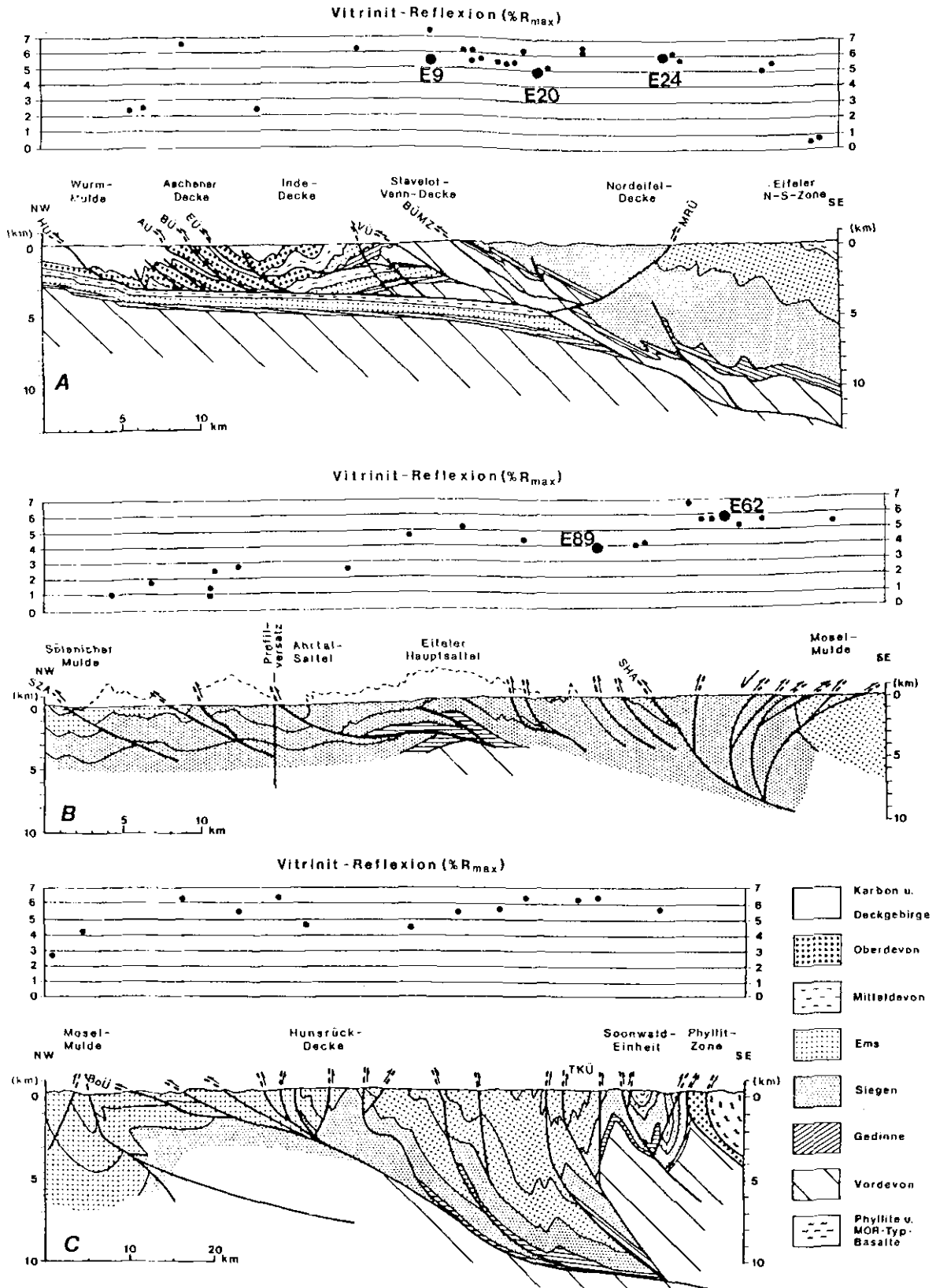


Abb. 13b: Metamorphoseprofile durch das Linksrheinische Schiefergebirge auf Grundlage der Vitrinit-Reflexion (R_{max}).

A - Nordprofil; B - mittleres Profil; C - Südprofil; Lage der Profillinien und Legende s. Abb. 1; Abkürzungen s. Abb. 13a; dicke Punkte markieren die Proben, die für radiometrische Altersbestimmungen ausgewählt wurden (weitere Erläuterungen im Text).

Südöstlich der Bopparder Überschiebung setzt sich zum Kern der Hunsrück-Decke ein schwacher Anstieg der Metamorphose fort. Insgesamt werden im Bereich der Hunsrück-Decke und in der südöstlich anschließenden Taunuskamm-Soonwald-Einheit gleichmäßige Illit-"Kristallinitäten" von $H_b \approx 0,2^\circ \delta 2\theta$ erreicht, wobei sich eine geringfügige tendenzielle Abnahme der Illit-"Kristallinität" in die Taunuskamm-Soonwald-Einheit hinein andeutet. Die Gesteine haben demnach im gesamten Hunsrück bzw. im gesamten südwestlichen Schiefergebirge eine Metamorphose im Übergangsbereich Anchizone/Epizone erfahren. Die Vitrinit-Reflexion erreicht in diesem Bereich des Profils Werte von bis $R_{\max} > 6\%$. In Bezug auf die Tektogenese der Hunsrück-Decke ist die Metamorphose als syn- bis postkinematisch charakterisiert: Nach ONCKEN (1989) starteten die Überschiebungsbewegungen zum Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes, so daß die Metamorphose "eingefroren" mit der Hangendeinheit transportiert wurde. Zum Hunsrücksüdrand nimmt die Illit-"Kristallinität" am Südrand der Taunuskamm-Soonwald-Einheit und im mutmaßlichen Devon und Karbon der Phyllit-Zone wieder auf Halbwertsbreiten der mittleren Anchizone ab. Der "Wiesbachtal-Mylonit" (Probe E134) aus dem metamorphen Vordevon des Hunsrücksüdrandes zeigt erneut eine deutlich bessere Illit-"Kristallinität" der oberen Anchizone, worin sich die makroskopisch auffällige, straffe, mylonitische Regelung und Rekristallisation der Phyllosilikate widerspiegelt.

Insgesamt besteht im Hunsrück eine gute Übereinstimmung zwischen Illit-"Kristallinität" und Inkohlung. Lediglich im Kern des Soonwald-Hunsrück-Antiklinoriums wird im Vergleich zur Illit-"Kristallinität" eine geringere Vitrinit-Reflexion erreicht (DITMAR in Vorb.). Dieser Umstand ist als ein Hinweis auf eine eher druckbetonte Metamorphose zu deuten, die relativ kalt ohne Veränderung der Vitrinit-Reflektivität wirkte.

In einem dicht beprobten Profil durch die Taunuskamm-Soonwald-Einheit wurde im Hahnenbachtal auf den Südschenkeln der aufgeschobenen Sättel jeweils eine Abnahme der Vitrinit-Reflexion und damit der Metamorphose parallel zum Aufstieg im stratigraphischen Niveau beobachtet (ECKE et al. 1985). An Störungsbahnen und in den anschließenden Sattelkernen sind demgegenüber sprunghaft höhere Metamorphosebedingungen festzustellen. Die Hauptmetamorphose ist hier demnach präkinematisch in Relation zur Faltung und der Störungstektonik.

Im Guldenbachtal streuen im Bereich der Stromberger Mulde bis zum Hunsrücksüdrand die Illit-"Kristallinitäten" aufgrund der eng gescharten tektonischen Elemente kleinräumig zwischen mittelanchizonalen ($H_b \approx 0,3^\circ \delta 2\theta$) bis epizonalen ($H_b < 0,21^\circ \delta 2\theta$) Werten. Die Daten zur Illit-"Kristallinität" sind vom östlich der Profillinie verlaufenden Guldenbachtal in das dargestellte Südprofil projiziert. Die tektonische Sonderstellung der Stromberger Mulde konnte nicht berücksichtigt werden, da im Profilverlauf eine vergleichbare Struktur nicht ausgebildet ist. Eine Grünschiefer-Probe vom Hunsrücksüdrand liefert entsprechend ihrer epizonalen Überprägung eine Illit-"Kristallinität" von $H_b < 0,18^\circ \delta 2\theta$, die im abgebildeten westlichen Profil eine Entsprechung im Wiesbachtal-Mylonit findet.

2.9. Beurteilung der "Datierbarkeit" der variszischen Metamorphose im Linksrheinischen Schiefergebirge

Ein Großteil der Untersuchungstraverse ist nach den vorliegenden Meßergebnissen zur Illit-"Kristallinität" anchimetamorph überprägt. Der Anchizone wird meist der Temperaturbereich von 200-300°C zugeordnet (KRUMM 1992b). Das Metamorphoseprofil der Vitrinit-Reflexionen entspricht dem Profil der Illit-"Kristallinitäten" weitestgehend, wobei lokal unterschiedlich wirksame Einflußgrößen zu beobachten sind.

Besonders im unmittelbar Hangenden großer Störungen (Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone, Siegener Hauptaufschiebung, Bopparder Überschiebung) sind erhöhte Metamorphosebedingungen in den Daten zur Illit-"Kristallinität" dokumentiert. Neben der vorwiegend durch die Stratigraphie kontrollierten Zu- und Abnahme der Illit-"Kristallinität" muß hier zusätzlich ein erhöhter Wärmefluß und ein verstärkter Durchsatz von heißen Fluiden angenommen werden (vergl. RAVEN & VAN DER PLUM 1986, KRUMM 1992b).

In weiten Bereichen der Untersuchungstraverse wurden nach dem erstellten Metamorphoseprofil Bedingungen erreicht, unter denen es zu einer Neubildung von Illiten gekommen ist oder gekommen sein kann. Demnach besteht prinzipiell die Möglichkeit, das Alter dieser metamorph neugebildeten Phyllosilikate für den größten Teil der Untersuchungstraverse zu ermitteln. Nördlich des Venn-Sattels (Subvariszikum, Inde-Decke) und in der Eifeler Nord-Süd-Zone ist das Stadium der Diagenese nicht bis nur geringfügig überschritten worden. Die Illit-Neubildungsrate und damit die Möglichkeiten der Bestimmung von Metamorphosealtern sind hier als gering zu bewerten. Einzelproben aus dem Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung und aus der Mosel-Mulde weisen ebenfalls lediglich diagenetische Illit-"Kristallinitäten" auf, was die Eignung der betreffenden Proben zur Datierung der Metamorphose einschränkt. Die epizonale Metamorphose, die in der Monschau-Scherzone, im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung und im südlichen Hunsrück erreicht wird, sollte zu einer Neukristallisation von Illiten und Seriziten geführt haben. Außerdem verursachen epizonale Metamorphosebedingungen eine gewisse Rücksetzung der radiometrischen Uhren, wodurch ererbte Alter im Idealfall bis auf das Alter der Metamorphose rejuveniert werden und damit die Möglichkeiten der Datierung der Metamorphose insgesamt sehr günstig sind.

Größte Schwierigkeit bei der Bearbeitung der Proben zur Ermittlung radiometrischer Metamorphosealter bildet die bereits erwähnte, erforderliche Abtrennung der detritischen Phyllosilikate mit ihren verfälschenden "ererbten" Altern. Die einzige Möglichkeit der Trennung in den relevanten Korngrößenbereichen $<2\mu\text{m}$ bietet die Korngrößenfraktionierung mit dem Ziel einer relativen Anreicherung von authigenem Material in einer Unterfraktion $<2\mu\text{m}$ (vergl. Kap. 2.3. und 3.3.). Mittels Dünnschliffmikroskopie und Elektronenmikroskopie, die im folgenden Kapitel als begleitende Untersuchungen dargestellt sind, können die Anteile an detritischen und authigenen Illite vorab abgeschätzt und die Korngrößenverteilungen der hergestellten Präparate ermittelt werden.

3. Begleitende Untersuchungen für die radiometrischen Datierungen

3.1. Röntgenographische Untersuchungen zum Aufbereitungserfolg und zur Phyllosilikatmineralogie

Sowohl in Aachen als auch in Strasbourg wurden Röntgenbeugungsaufnahmen durchgeführt. Die Geräteeinstellungen für diese Aufnahmen entsprechen den jeweiligen Aufstellungen in Kap. 2.4.2. und Kap. 2.7. In Aachen wurden die für die Bestimmung der Illit-"Kristallinität" angefertigten Texturpräparate der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ (Probenzerkleinerung mittels Scheibenschwingmühle) bearbeitet. Von den für die radiometrischen Altersbestimmungen vorgesehenen Proben wurden in Strasbourg Präparate der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ (Probenzerkleinerung durch Frost-Tau-Wechsel, s. Kap. 4.3) und, bei ausreichender Präparatmenge, der aus den $<2\mu\text{mFT}$ -Präparaten gewonnenen Unterfraktionen $<0,4\mu\text{m}$, $0,4-1\mu\text{m}$ und $1-2\mu\text{m}$ angefertigt. Dazu wurden in Strasbourg Mud-Pasten auf Glasobjektträger aufgetragen und luftgetrocknet, glykolisiert, mit Hydrazin behandelt sowie gegläht im Röntgendiffraktometer gemessen. Von rd. 45 Präparaten wurden in Strasbourg Röntgenbeugungsaufnahmen angefertigt, um den jeweiligen Mineralbestand und die Auswirkungen der Aufbereitung hinsichtlich der Anreicherung von Illiten und der Abtrennung störender Minerale zu erfassen. Die Ergebnisse sind im Anhang 3 und 4 zusammengefaßt.

Die Röntgenbeugungsaufnahmen der $<2\mu\text{mSM}$ -Präparate zeigen in den Übersichtsdiagrammen im Vergleich zu den Gesamtgesteinsproben eine relative Anreicherung von Illit, aber auch von Chloriten und Smektit. Die höhere Teilchenorientierung in den dünnen Texturpräparaten zeigt sich in Form von höheren Intensitäten der Peaks. Quarz ist in der Kornfraktion $<2\mu\text{mSM}$ deutlich gegenüber dem Gesamtgestein abgereichert. Die verbliebenen Quarz-Gehalte können vor allem auf das Zermahlen des Quarzdetritus zurückgeführt werden.

In den Röntgenbeugungsaufnahmen der Gesamtfractionen $<2\mu\text{mFT}$ treten Quarzanteile weiter zurück. Im Vergleich zur Aufbereitung mit der Scheibenschwingmühle ist bei der Probenzerkleinerung mittels Frost-Tau-Wechseln offensichtlich das Zerkleinern von größerem Quarz-Detritus unterblieben. In den Röntgenbeugungsaufnahmen der Unterfraktionen sind vornehmlich Reflexionspeaks von Illit, Chlorit und Smektit zu erkennen.

Die halbquantitative Auswertung der Diffraktogramme zeigt mit abnehmender Korngröße, falls vorhanden, eine Abreicherung der insgesamt geringen Smektitanteile. Überwiegend liegen die Smektit-Anteile in den untersuchten Präparaten bei 0-10% der gesamten Phyllosilikate. Nur in wenigen Präparaten werden mehr als 15% bis max. 35% an Smektit vorgefunden, so daß die Verwitterungseinflüsse für die untersuchten Proben insgesamt als unbedeutend einzustufen sind. In einigen Proben wurde Kaolinit unter dem Transmissionselektronenmikroskop (TEM) vorgefunden, der jedoch im Röntgenbeugungsdiagramm keine Reflexionspeaks ausbildet.

Die häufigsten Polytypen (vergl. SMITH & YODER 1956) in der Entwicklungsreihe Illit-Muskovit sind der 1M-(1Md) und der 2M-Polytyp, die bei prograder Metamorphose aufeinander folgen (MAXWELL & HOWER 1967). Im epizonalen Stadium der Metamorphose liegen 100% der Illite als 2M-Polytyp vor. Der relative Anteil der 1M- und 2M-Illit-Polytypen wird anhand des Peak-Verhältnisses $2M/(2M+1Md)$ über das Intensitätsverhältnis $3,74 \text{ \AA}/2,58 \text{ \AA}$ bzw. $2,80 \text{ \AA}/2,58 \text{ \AA}$ unter speziellen Geräteeinstellungen ermittelt. Diese Untersuchungen erfordern relativ lange Meßzeiten und wurden im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung nicht durchgeführt, da die linearen Zusammenhänge zwischen Illit-Polytypie und 1M/2M-Verhältnis bei Abwesenheit detritischer Beimengungen bereits in vielen Arbeiten nachgewiesen wurde. Aus den Bestimmungen der Illit-"Kristallinität" läßt sich für die meisten Proben ein Vorherrschen des 2M-Polytyp abschätzen. Lediglich in diagenetischen bis sehr gering metamorphosierten Bereichen sind größere Anteile des 1M-Polytyp mit hohen Halbwertsbreiten vorhanden.

3.2. Dünnschliffmikroskopie

Die Dünnschliffmikroskopie liefert Informationen zum Mineralbestand der Proben und verdeutlicht deren Struktur und Textur im mikroskopischen Bereich. Aus dem Mineralbestand lassen sich beim Vorliegen fazieskritischer Mineralparagenesen Rückschlüsse auf die Metamorphosebedingungen ziehen. Die Analyse der Korngefüge liefert Anhaltspunkte zur Überprägung der Gesteine, wobei zwischen mineralneubildenden, mineralumbildenden und mineralauflösenden Vorgängen zu unterscheiden ist. Das Interngefüge der Proben kann hinsichtlich seiner Genese analysiert werden. Neben sedimentären Regelungsgefügen, metamorphen und mylonitischen Gefügen ist im Linksrheinischen Schiefergebirge vor allem die unterschiedliche Ausbildung der Schieferung von Interesse. Unterschieden wird zwischen der vorwiegend mineralauflösend wirkenden (Druck-) Lösungsschieferung und der mit signifikanter Phyllosilikatblastese verbundenen Kristallisationsschieferung. Dabei sind metamorphe Neubildung von Phyllosilikaten z.B. im Zuge der Schieferungsgenese von besonderem Interesse für die vorliegenden Untersuchungen zur Datierung der Metamorphose im Linksrheinischen Schiefergebirge. Dünnschliffuntersuchungen ermöglichen bis zur Grenze der lichtoptischen Auflösung Korngrößenbestimmungen und liefern einen ersten Eindruck vom Umfang einer schieferungsparallelen Phyllosilikatblastese. Daher wurden die Dünnschliffe senkrecht zur Schieferung der Gesteine bzw. senkrecht zum Hauptgefüge angelegt. Neben den Dünnschliffen der auf Grundlage des Metamorphoseprofils zur radiometrischen Altersbestimmung ausgewählten Proben wurden zusätzlich weitere Proben aus der Untersuchungstraverse bearbeitet, um Hinweise zur regionalen Situation einer eventuellen Phyllosilikatblastese zu erhalten.

3.2.1. Nordprofil

Die devonisch-karbonischen Gesteine der **Inde-Decke** (z.B. Probe E7; Zweifall-Schichten, Ems) zeigen entsprechend den makroskopischen Beobachtungen auch unter dem Mikroskop nur geringe Anzeichen für tektonische Beanspruchungen (vergl. Abb. 14a). Scheiben- und leistenförmige Mineralkörner sind parallel zur Schichtung (s_0) durch Kompaktion eingeregelt. Auf s_0 sind außerdem bis zu $2,4\mu\text{m}$ große,

serizitische Hellglimmer eingeregelt, deren detritische Herkunft nicht zweifelsfrei geklärt werden kann. Bis zu $3,6\mu\text{m}$ große, offensichtlich detritische, nahezu idiomorphe Glimmer-Plättchen sind ebenfalls in s_0 eingeregelt. Daneben sind außerdem unregelmäßige Phyllosilikate zu sehen. Anzeichen für metamorphe Mineralumwandlungen sind in der Probe E7 nicht erkennbar. Im Umfeld von Störungszonen ist eine weitständige Drucklösungsschieferung ausgebildet, die im Dünnschliff anhand von unruhig verlaufenden und mit opaker Substanz besetzten Lösungsbahnen zu verfolgen ist und die an Klasten deutliche Spuren einer tektonischen Beanspruchung in Form von Mikrorissen hinterläßt.

Die kambro-ordovizischen Gesteine der Venn-Decke zeigen im Dünnschliff häufig zwei Schieferungsgefüge (i.w. nach FIELITZ 1987):

Die erste Schieferung (s_1) ist meist schichtparallel und sehr straff, durchdringend und verbunden mit Phyllosilikatwachstum angelegt; s_1 tritt besonders in den Faltenumbiegungen von Mikrofältelungen hervor. In den Schieferungslamellen haben sich im Rahmen einer schwachen Metamorphose zwischen aufgeblättern, detritischen Muskoviten z.T. relative große Chlorit-Glimmer-Aggregate durch Chlorit-Blastese gebildet; s_1 ist außerdem mit einer starken Drucklösung verbunden.

Häufig tritt zusätzlich eine zweite Schieferung (s_2) auf, die als Crenulationschieferung der s_1 -Parallelgefüge mit Phyllosilikatwachstum angelegt ist. Neugesproßte s_2 -Serizite schneiden ältere Phyllosilikate scharf ab. Das Vorhandensein und die Ausbildung von s_2 ist von der Lithologie abhängig. In feinkörnigem Material ist s_2 meist deutlich ausgebildet, während diese Schieferung bei größeren Korngrößen auch fehlen kann.

Die im Kambro-Ordoviz eingeschalteten spätkaledonischen Tonalitporphyrite, die genetisch mit den Tonalitintrusionen von der Hill und Lammersdorf in Verbindung stehen, zeigen entsprechende Mikrogefüge der beiden beschriebenen Schieferungen.

Die Probe E9 aus den kambrischen Kernschichten (Revin 4) der Venn-Decke¹⁾ zeigt unter dem Mikroskop eine deutliche, transversale Drucklösungsschieferung. Die durch Anreicherung von opakem Material nachgezeichneten Drucklösungsbahnen sind mit wenigen mechanisch eingeregelten Glimmern besetzt, die eine maximale Größe von $2,4\mu\text{m}$ erreichen. Die Probe enthält einen hohen Anteil an detritischen Glimmeraggregaten ohne erkennbare Vorzugsorientierung, die Korndurchmesser von bis über $7\mu\text{m}$ erreichen. Ebenfalls unregelmäßige, feinkörnige, detritische Phyllosilikate sind zwischen den Drucklösungsbahnen verbogen, wodurch Durchbewegungen auf den Schieferungsflächen angezeigt werden. Querglimmerblastese oder Phyllosilikat-Neubildungen sind nicht zu beobachten.

1) Aufschluß Drei-Kaiser-Eichen

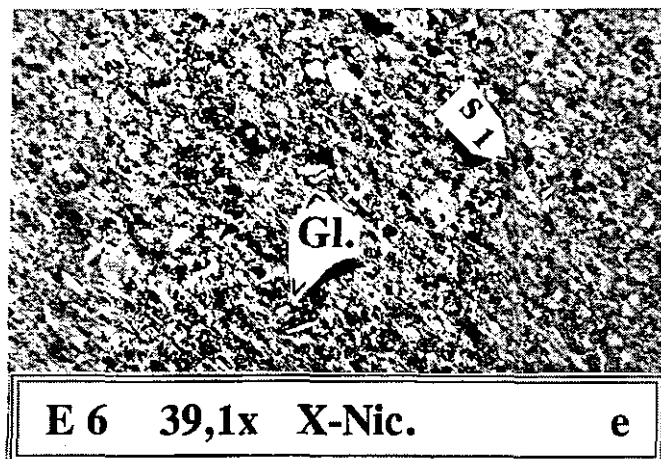
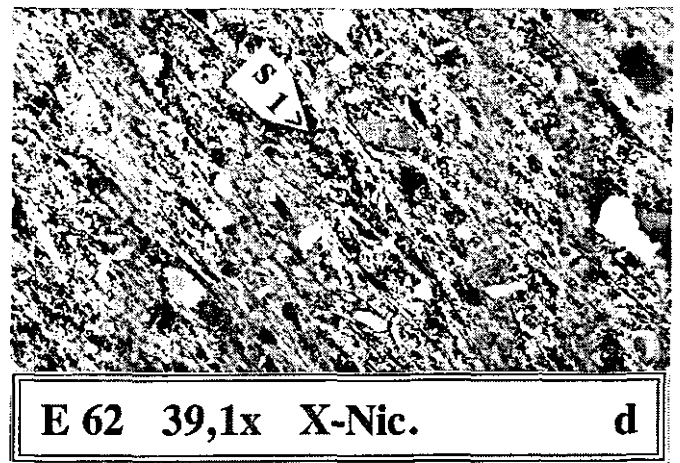
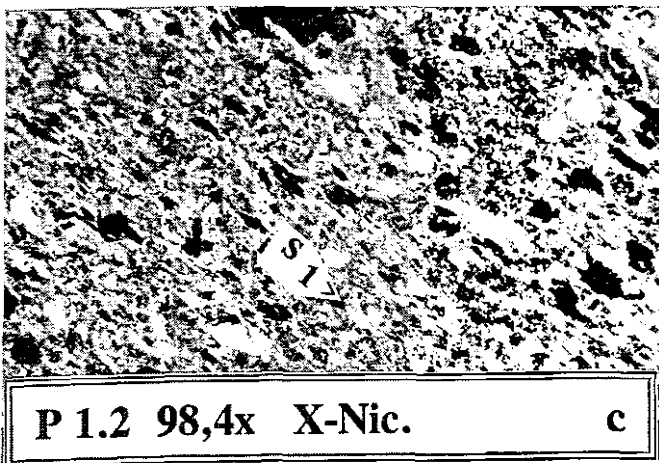
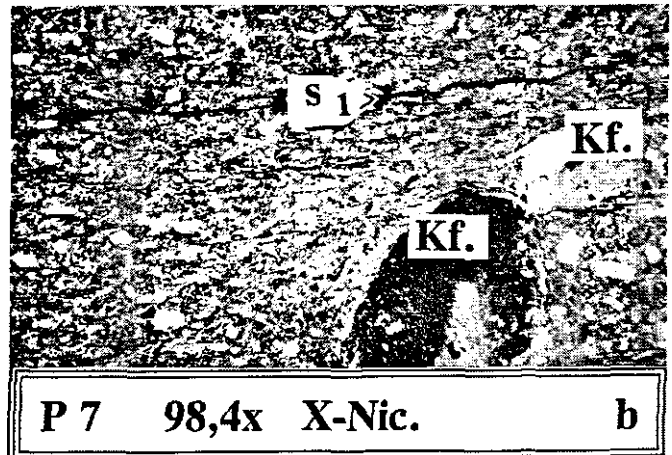
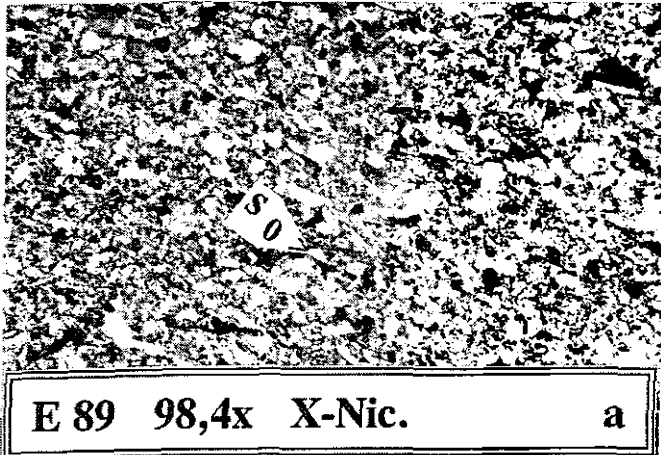


Abb. 14: Dünnschliff-Bilder

a) Probe E89 aus dem Diagenese-Bereich mit hauptsächlich durch Kompaktion angelegter Paralleltexur (s_0); b) anchimetamorphe Porphyroid-Probe (Probe P7) mit unebenen Bahnen einer Lösungsschieferung (s_1), beginnender Phyllosilikat-Blastese und rotierten Klasten; c) anchimetamorphe Probe (Probe P1.2) mit deutlicher Phyllosilikat-Blastese auf s_1 und beginnendem Querglimmerwachstum; d) epimetamorphe Probe (Probe E62) mit straffer Kristallisationsschieferung (s_1), intensiver Phyllosilikat-Blastese und Bildung zahlreicher Querglimmeraggregate; e) Dachschieferprobe E6 (Anchi-/Epizone) mit straffer Kristallisationsschieferung (s_1) und Querglimmerwachstum.

In der **Monschau-Scherzone** ist es zu einer Chloritoid-Blastese gekommen, die in den hierfür petrologisch besonders geeigneten Salm-Gesteinen mehrere Zehntel-Millimeter große Porphyroblasten hervorgebracht hat.

Der engständig parallel texturierte Internbau der Chloritoid-Porphyroblasten ist ehemals parallel zu s_1 orientiert (FIELITZ 1987). Die s_2 -Schieferung umfließt oder rotiert dagegen die Blasten und hat durch Drucklösungsprozesse zur Anlage von Druckschattenhöfen aus Quarz geführt. Das s_2 -Gefüge findet sich im Interngefüge der Chloritoid-Blasten nicht wieder (Abb. 16b). Die Chloritoid-Blastese ist demnach postkinematisch zu s_1 und präkinematisch zu s_2 erfolgt.

Identische Gefügeverhältnisse liegen in den Knotenschiefern aus den schmalen Kontaktaureolen der Tonalite von Lammersdorf und von der Hill vor. Die Knotenschiefer weisen eine starke Serizitisierung auf. Elliptische, stark zoisitisierte Porphyroblasten sind vermutlich als kontaktmetamorph gebildete Andalusite anzusprechen. In den Knoten liegt außerdem ein feinkörniger Filz von Serizit, Chlorit, opaken Mineralen und zusätzlich eventuell auch Cordierit (SPAETH et al. 1985) oder Zoisit, Rutil und Leukoxen (WAMBEKE 1955) vor. Das prä-kontaktmetamorphe s_1 -Gefüge der Gesteine ist durch die kontaktmetamorphe Serizitisierung stark überprägt. Das post-kontaktmetamorphe s_2 ist als weitständige Crenulations-schieferung bis in die Intrusionen hinein zu verfolgen.

Das von KRAMM & BUHL (1985) mit 381 ± 16 Ma an Zirkonen ermittelte U/Pb-Alter des Hill-Tonalits, das dem Alter der Kontaktmetamorphose des Nebengesteins nahekommt, erlaubt eine relative zeitliche Einordnung der beiden Schieferungen; s_1 wurde demnach vor mehr als 381 Ma (Eifel-Givet, Mitteldevon) angelegt, während s_2 jünger sein muß. Die Zuordnung der s_1 -Schieferung zu einem kaledonischen Ereignis wird im Rahmen der Altersbestimmungen besprochen; eine Deutung der meist schichtparallelen s_1 -Schieferung als i.w. diagenetische "Kompaktionsschieferung" ist aufgrund weitestgehend fehlender kaledonischer Isoklinalfaltung zumindest nicht auszuschließen (v. WINTERFELD 1993a). Die s_2 -Schieferung wird mit der regionalen, variszischen Hauptschieferung parallelisiert.

In der Forschungsbohrung Konzen zeigen sich neben undeformierten auch deformierte, sowohl von s_1 als auch von s_2 überprägte Quarz- und Karbonatgänge, die auf Gesteinsbeanspruchung und Zirkulation von Fluiden hinweisen, die vor der Anlage von s_1 und s_2 erfolgt sind. Außerdem sind im Bereich der Monschau-Scherzone als Phänomene einer Drucklösung Quarz-Druckschattenhöfe an Pyriten (SPAETH 1964, 1969), Drucksuturen und starke Deformationen an Fossilien zu beobachten (FIELITZ 1987). Im Bereich der Monschau-Scherzone ist die s_2 -Hauptschieferung mit der Anlage eines kräftigen Streckungslineares (Faser) verknüpft (FIELITZ 1987).

Neben den beiden beschriebenen, in den altpaläozoischen Kernschichten der Venn-Decke weit verbreiteten Schieferungen tritt lokal eine dritte Schieferung in Verbindung mit einer spät- bis postorogenen Störungstektonik auf.

In der Probe E10 (Salm, Ordovizium) aus der Monschau-Scherzone¹⁾ zeigt sich unter dem Mikroskop eine sehr feinkörnige Grundmasse vornehmlich aus Phyllosilikaten, wobei Einzelkorn Grenzen nicht zu verfolgen sind. Die Phyllosilikat-Matrix weist eine straffe Regelung parallel zur Hauptschieferung auf. Als größte Klüften treten bis über 4 μm große Quarzkörner mit abgerundeter Kornform auf. Das gesamte Gestein ist durch kieseliges Bindemittel weitestgehend quarzitisch geworden. Die Chloritoid-PorphYROblasten zeigen im untersuchten Dünnschliff keine bevorzugte Orientierung.

Wie im Altpaläozoikum der Venn-Decke sind auch in der Eifel-Decke zwei Schieferungen verbreitet; s_2 der Venn-Decke entspricht allerdings der älteren Schieferung der Eifel-Decke ($s_{1\text{-Mantel}}$), wohingegen die jüngere Schieferung der Eifel-Decke ($s_{2\text{-Mantel}}$) keine Entsprechung in den Kernschichten findet (FIELITZ 1987).

Die meist als Transversalschieferung angelegte, variszische Hauptschieferung $s_{1\text{-Mantel}}$ ist mit einer intensiven Phyllosilikatsprossung verknüpft. Chlorit-Muskovit-Aggregate in den Schieferungslamellen treten in den Gesteinen der Eifel-Decke seltener auf als in den Kernschichten der Venn-Decke.

Die Schieferung $s_{2\text{-Mantel}}$ ist vor allem in Tonschiefern deutlich ausgebildet (vergl. Abb. 14c). Im Gelände und im Dünnschliff bilden beide Schieferungen gleichwertige Ablösungsflächen aus, wodurch teilweise Griffelschiefer auftreten. Dieses gleichwertige Durchdringen der beiden Schieferungen ist bis in den mikroskopischen Bereich zu verfolgen. Nur gelegentlich ist eine schwache Crenulation der auf der Hauptschieferung gesproßten Phyllosilikate durch $s_{2\text{-Mantel}}$ zu beobachten. Die Schieferung $s_{2\text{-Mantel}}$ hat außerdem vereinzelt zu einer Neusprossung von Phyllosilikaten geführt. Gelegentlich sind Drucklösungsvorgänge in Verbindung mit $s_{2\text{-Mantel}}$ zu beobachten.

Die Probe E20 aus den oberen Rurberg-Schichten (oberstes Siegen) zeigt unter dem Mikroskop $s_{1\text{-Mantel}}$ -Schieferungsbahnen mit Serizit sprossungen. Bis zu 5 μm große detritische Glimmer sind zwischen den Schieferungsbahnen deformiert. In den Schieferungslamellen sind Aggregate aus Chlorit und Serizit quer zu den Schieferungsbahnen gesproßt, wobei häufig Druckschattenhöfe mit Quarzmosaikern auftreten. Transversal zur Hauptschieferung sind durch opakes Material markierte Lösungsbahnen einer vermutlich jüngeren Drucklösungsschieferung ($s_{2\text{-Mantel}}$) ausgebildet, die teilweise mit feinkörnigem Serizit besetzt sind.

Die Probe E24 aus den oberen Rurberg-Schichten (oberstes Siegen) wurde unmittelbar südlich der Malsbenden-Rücküberschiebung entnommen. Unter dem Mikroskop zeigen sich ähnliche Gefügeverhältnisse wie in der beschriebenen Probe E20, wobei allerdings die Drucklösungsschieferung ($s_{2\text{-Mantel}}$) das dominante Hauptschieferungsgefüge ausbildet. Verbogene Aggregate, vornehmlich aus Querchloriten, erreichen in Probe E24 Durchmesser von bis zu 2 μm .

1) Aufschluß Peterberg

3.2.2. Mittleres Profil

Die Gesteine der **Eifeler Nord-Südzone** zeichnen sich durch das weitestgehende Fehlen von Schieferungsgefügen aus. Kornveränderungen sind überwiegend auf diagenetische Kompaktionsvorgänge zurückzuführen. Die variszische Tektogenese hat neben konkreten, brekzierten Störungsbahnen diskrete Lösungsvorgänge verursacht, die in Form von weitständigen Drucksuturen und Stylolithen eine Schieferung vertreten (vergl. Abb. 14a).

Die Probe E33 (Schleiden-Schichten, mittleres Unter-Ems) zeigt unter dem Mikroskop häufig detritische Glimmerstapel mit bis zu $2\mu\text{m}$ Korndurchmesser. In der Matrix finden sich zahlreiche feinkörnige Einzelglimmer $< 2\mu\text{m}$, die keine Vorzugsorientierung aufweisen und demnach als feinkörniger Detritus anzusehen sind. Ein Schieferungsgefüge ist auch unter dem Mikroskop nicht zu erkennen.

Im **Eifeler Hauptsattel** ist die achsenflächenparallele Hauptschieferung vornehmlich als Lösungsschieferung ausgebildet. Während diese auf der NW-Flanke im Ahrtal-Sattel und im Sattelkern sehr engständig ausgebildet ist, ist auf der SE-Flanke des Sattels v.a. in sandigeren Gesteinen bisweilen nur eine weitständige, unregelmäßige Schieferung zu erkennen.

Die Probe E89N (Herdorf-Gruppe, oberstes Siegen) zeigt unter dem Mikroskop ein gleichkörniges, feinkörniges Gefüge, überwiegend mit Quarz und Glimmern im Detritus (Abb. 14a). Die zugerundeten Quarzkörner sind in einem matrixgestützten Gefüge gleichmäßig im Gestein verteilt. Die Schichtung (s_0) bildet mit eingeregeltten kohligten Partikeln und zahlreichen detritischen Glimmern (Chlorit, Muskovit und Biotit) das Hauptgefüge des Gesteins. Die Phyllosilikate sind durch Kompaktion mit ihren Basalflächen parallel s_0 eingeregelt. Detritische Phyllosilikate erreichen Korngrößen von bis zu $20\mu\text{m}$ und sind häufig zwischen Quarzkörnern verbogen. Detritische Chlorite zeigen einen deutlichen Pleochroismus. Parallel zu s_0 sind Lösungsbahnen einer schwachen Kompaktionsschieferung zu erkennen. Neubildungen illitischer Phyllosilikate sind unter dem Mikroskop nicht zu erkennen.

Für die Bewegungszonen der **Siegener Hauptaufschiebung** und der **Bopparder Überschiebung** beschreibt ONCKEN (1989) für die jeweilige Liegendeinheit lediglich Erholungsgefüge der deformierten Quarzkörner, während in der höher metamorphen Hangendeinheit an deformierten Quarzkörnern durchweg vollständige, synkinematische Rekristallisation zu beobachten ist. Die Ausheilung der Quarzverformungen geht gelegentlich bis zur Equilibrierung der Korngrenzen. In den Bewegungszonen ist ein die s_1 -Schieferung zerlegendes Scherflächengefüge ausgebildet. Insgesamt liegen in den Bewegungszonen selbst ausschließlich Kataklastite vor, deren reliktsche Sedimentklasten durchweg eine rotierte und deformierte Schieferung aufweisen. In Druckschattenhöfen tritt Chlorit zusammen mit Serizit auf. Außerdem sind orientierte, sehr feinkörnige Phyllosilikatneubildungen zu beobachten. In der Matrix der Kataklastite kommt es dabei zu einer Anreicherung von Chlorit. An deformierten Quarzgängen treten Hellglimmerneubildungen auf, die durch den Kontakt zu einer reaktiven, fluiden Phase in ihrem Wachstum begünstigt worden sind.

Im Umfeld der Störungen ist eine durchgreifende Phyllosilikatregelung parallel zu s_1 zu beobachten. In den Hangendeinheiten liegt dabei ein deutlich stärkeres Kornwachstum bis zu $30\mu\text{m}$ gegenüber $<10\mu\text{m}$ im Liegenden vor. In den Schieferungslamellen von s_1 tritt häufig eine beginnende Polygonisation der Phyllosilikate auf. Quarz und untergeordnet Hellglimmer werden am Kontakt zu s_1 -Flächen gelöst. Dabei kommt es entweder zur Anreicherung opaker Substanz oder zur Bildung größerer Hellglimmer parallel zu s_1 (ONCKEN 1989).

In Hangend- und Liegendeinheit gleichermaßen wachsen synkinematisch zu s_1 häufig Chloritaggregate epitaktisch auf detritischem Hellglimmer. In den Hangendeinheiten können außer quer wachsenden Chlorit-Glimmer-Aggregaten auch reine Hellglimmerporphyroblasten auftreten, die ebenfalls noch leicht von s_1 deformiert sind (ONCKEN 1989).

Eine vor allem in den Hangendeinheiten ausgeprägtere zweite Schieferung (s_2) zeigt nach ONCKEN (1989) keinerlei Mineralneubildung, Rekristallisation oder Korngrößenwachstum der Phyllosilikate.

In feinkörnigen Lagen der Probe E62N (Dachschiefer-Folge, Siegen) von der Nordflanke der Mosel-Mulde sind unter dem Mikroskop eng gescharte Lösungsbahnen einer straffen Transversalschieferung (s_1) zu sehen, die teilweise mit phyllosilikatischen Mineralneubildungen besetzt sind (Abb. 14d). Die auf s_1 gewachsenen illitisch-serizitischen Phyllosilikate erreichen Korngrößen von bis zu $10\mu\text{m}$, wobei allerdings nur sehr geringe Mineraldicken erreicht werden. Im Gegensatz zu den meist unregelmäßigen Kornformen der detritischen Glimmer zeigen die Neubildungen idiomorphe bis hypidiomorphe, gerade Korngrenzen. Zwischen den s_1 -Bahnen sind bis zu $20\mu\text{m}$ große detritische Glimmerstapel rotiert und verbogen, wobei der Kontakt zu den Schieferungsbahnen scharf ausgebildet ist. In den Schieferungslamellen gewachsene Querchlorit-Aggregate erreichen bis zu $10\mu\text{m}$ Größe. Größere Lagen, die detritische Quarze und zwillingsgestreifte Feldspäte enthalten, weisen eine etwas weitständigere Schieferung auf als die feinkörnigen Partien.

Die Probe P1.2 (Singhofen-Schichten, Unter-Ems) zeigt unter dem Mikroskop eine straffe Regelung, die aus der Parallelität von Schichtung (s_0) und Schieferung (s_1) resultiert (Abb. 14c). Die s_1 -Bahnen sind mit zahlreichen Glimmern besetzt, wobei eine Unterscheidung zwischen Detritus und authigenen Neubildungen nicht möglich ist. Unter Berücksichtigung der ermittelten Illit-"Kristallinität" der Fraktion $<2\mu\text{m}$ (mittlere Anchizone) werden die größeren Phyllosilikate als detritisch angesprochen. Das Parallelgefüge wird durch Drucklösungsbahnen ergänzt. Zwischen den Regelungsbahnen sind detritische Quarzkörner z.T. zerschert und rotiert.

3.2.3. Südprofil

Die Porphyroidprobe P7 (Singhofen-Schichten, Unter-Ems) aus der Maisborn-Gründelbach-Schuppe der Hunsrück-Decke zeigt unter dem Mikroskop in einer feinstkörnigen Matrix grobkörnige Albit-Einsprenglinge und Quarzsplitter

(Abb. 14b). Der Quarz ist randlich deutlich angelöst. Das Gestein ist intensiv durchgeschiefert, wobei auf den Schieferungsbahnen eine starke Phyllosilikat-Blastese von Serizit und untergeordnet Chlorit stattgefunden hat. Teilweise treten Aggregate von unter gekreuzten Nicols stahlblauen Chloriten auf. Vor allem in quarzreichen Partien ist die Schieferung auch als Drucklösungsschieferung ausgebildet. Die beschriebenen Einsprenglinge sind häufig zwischen den Schieferungsbahnen rotiert. Transversal zur Schieferung treten muskovitische Einzelglimmer auf, die vermutlich zum primär-magmatischen Kornbestand des Porphyroids gehören. KIRNBAUER (1986) beschreibt für den Porphyroid bogige Glasrelikte, die vollständig serizitisiert sind. Die Feldspateinsprenglinge einiger Porphyroide sind ebenfalls z.T. deutlich serizitisiert und angelöst. In den Quarzkörnern konnte KIRNBAUER (1986) Flüssigkeitseinschlüsse sowie Einschlüsse von Zirkon und Rutil nachweisen. Auf Mikroklüften haben sich jüngere Quarzfüllungen gebildet, deren teilweise undulöse Auslöschung auf spätere Deformationen deutet. In einigen Schlifften tritt Kalzit als Sekundärmineral auf.

Für den Bereich der Taunuskammüberschiebung (TKÜ) beschreibt ONCKEN (1989) folgende Phyllosilikatgefüge:

Die erste, penetrative Schieferung in der Liegendeinheit der TKÜ (Hunsrückschieferkomplex) zeigt deutliche Polygonisation (und Rekristallisation?) der Phyllosilikate in den Lamellen. Auf den s_1 -Flächen findet leichtes Korngrößenwachstum neugebildeter Hellglimmer (bis $25\mu\text{m}$) statt. In den Lamellen wachsen Chlorit- und wenige Hellglimmerquerblasten (mit $25 - 100\mu\text{m}$ Dicke). Eine Differenzierung quarzreicher und phyllosilikatreicher Lagen quer zur Schichtung entwickelt sich vor allem in Annäherung an die Bewegungszonen. Eine jüngere Crenulationsschieferung führt zu Verbiegungen der Phyllosilikate und zu Quarzlösung.

In der Hangendeinheit (Taunuskamm-Soonwald-Einheit) sind bis zu vier Schieferungen ausgebildet. Die in den Peliten prägende ist hier die zweite Schieferung (s_2) mit dem gleichen Gefügebild wie es die Hauptschieferung (s_1) der Liegendeinheit (s.o.) aufweist. Die Hellglimmerporphyroblasten erreichen hier allerdings eine wesentlich größere Ausbildung ($25-150\mu\text{m}$). Die ältere Schieferung (s_1) ist meist nur als Einwachsung in Quarz erhalten; s_1 zeigt sich dann als eine teilweise durchgreifende Phyllosilikatregelung, allerdings ohne nennenswertes Kornwachstum, ohne überzeugende Erholungsgefüge und nur mit schwacher Querchloritbildung ($< 25\mu\text{m}$). Daraus ist eine prograde Metamorphose von s_1 nach s_2 abzuleiten. Die dritte Schieferung (s_3) zeigt wiederum nur Crenulation mit Quarzlösung ohne Neubildungen von Hellglimmer.

An der TKÜ selbst führen Drucklösungsprozesse zu Faserwachstum von Quarz, Serizit und Chlorit. Es wird ein überwiegend kataklastischer Lagenbau aus quarzreichen und phyllosilikatreichen Lagen angelegt.

Die Mikrogefüge der Scherzonen zeigen einen mylonitischen Lagenbau, in dem die nach Form und kristallographischen Achsen geregelten Quarzkörner häufig von Scherbändern mit Phyllosilikatneubildung durchschnitten werden. Auch zwischen den

Quarzkörnern findet s_1 -orientiertes Phyllosilikatwachstum, meist Chlorit, statt. Der Lagenbau ist häufig von einer "postmylonitischen" Runzelschieferung mit teilweiser Polygonisation der Phyllosilikate überprägt.

Für die Taunuskamm-Soonwald-Einheit kann insgesamt angenommen werden, daß die südlichen Bereiche bei einer retrograd anhaltenden Durchbewegung an der TKÜ inaktiv mittransportiert wurden (ONCKEN 1989).

Die Dachschieferprobe E6 (Ulmen-Singhofen-Schichten, unteres bis mittleres Unter-Ems) aus der Liegendeinheit der TKÜ zeigt unter dem Mikroskop ein straffes Gefüge aus s_1 -parallel gewachsenen Phyllosilikaten mit bis zu $20\mu\text{m}$ Korngröße, bei nur sehr geringen Mineraldicken (Abb. 14e). Größere Detrituskomponenten (Quarz, Fossilreste?) sind zwischen den Schieferungsbahnen rotiert.

3.3. Elektronenmikroskopische Untersuchungen

Mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) wurden Gesteinsanschliffe der Proben untersucht, um über die Grenzen der lichteoptischen Auflösung hinaus auch feinste Mineralkörner betrachten zu können. Dabei wurde auf die Gegenstücke aus der Dünnschliffherstellung zurückgegriffen.

Unter dem REM ist eine Unterscheidung von detritischem und neugebildetem Mineralbestand auch für Phyllosilikate möglich (Abb. 15 und 16). Die detritischen Phyllosilikate bilden in der Regel Stapel, die aufgrund sedimentärer Gradierungseffekte relativ einheitliche Korngrößenfraktionen bilden. Detritische Phyllosilikate sind außerdem häufig verbogen, wohingegen Neubildungen meist als feinkörnige Blättchen von Einzelmineralkörnern oder feine Anwachsungen zu erkennen sind. Mit zunehmender Metamorphose ist ein Größenwachstum der Phyllosilikate verbunden. In epimetamorphen Proben haben sich auf den Schieferungsflächen große, plattige Einzelminerale der Glimmer gebildet, die scharfe Kontakte zu den benachbarten verbogenen, detritischen Phyllosilikaten aufweisen.

Zwischen der zu beobachtenden Phyllosilikat-Neubildungsrate und dem Metamorphosegrad besteht ein direkter Zusammenhang. Während die Komponenten in Proben aus diagenetisch und schwach anchimetamorph überprägten Gesteinen hauptsächlich mechanisch beansprucht sind und Lösungserscheinungen aufweisen (Abb. 15a und b), zeigen diese in Proben aus stark anchi- bis epimetamorphen Bereichen vornehmlich Rekristallisationserscheinungen mit scharfen Korngrenzen (Abb. 15c, d und e). In milden Tonschiefern ist im Bereich der oberen Anchizone eine straffe Kristallisations-schieferung mit neugebildeten Phyllosilikaten von 10 bis $20\mu\text{m}$ Korngröße ausgebildet (Abb. 15f).

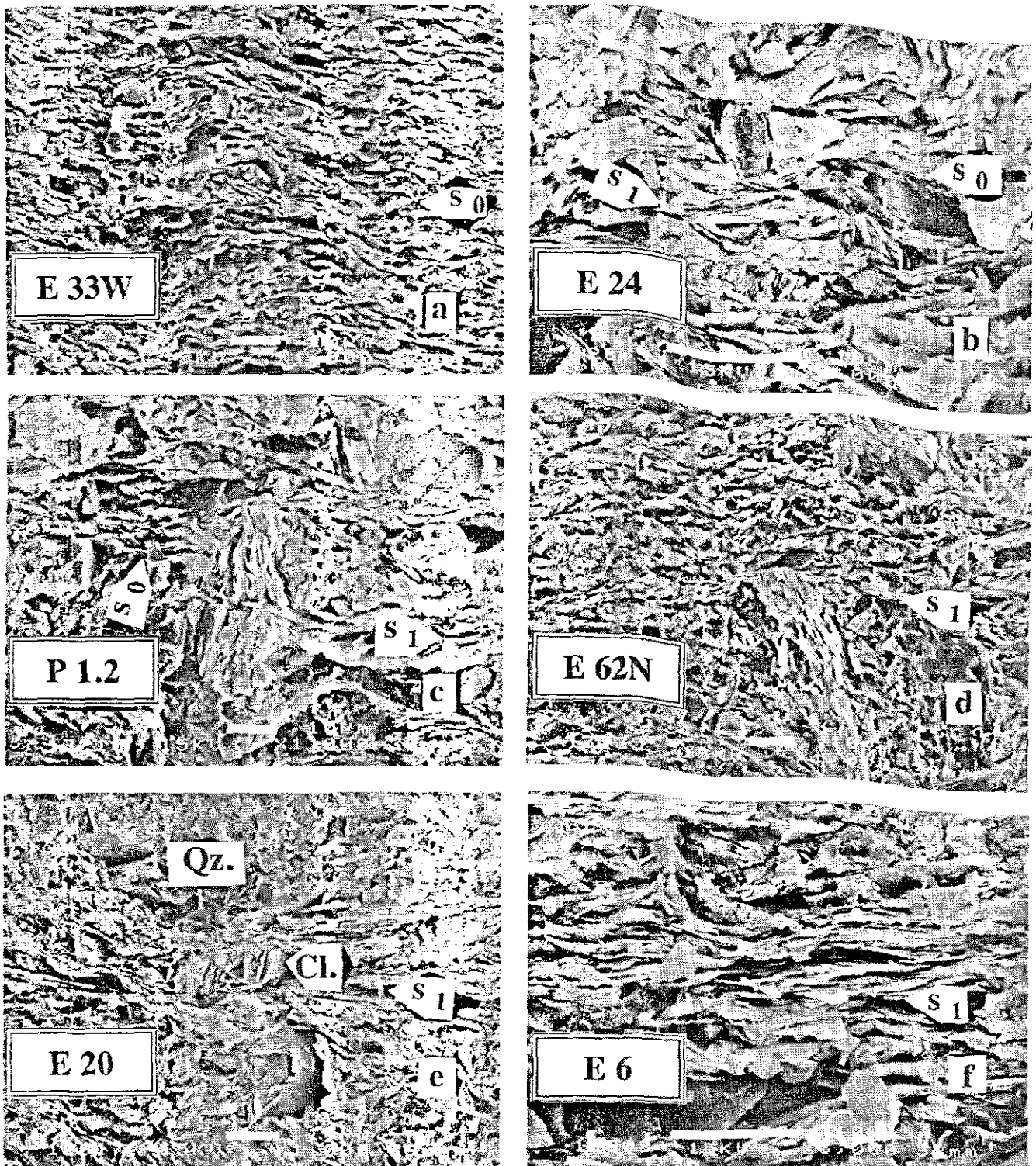


Abb. 15: REM-Bilder.

a) Probe E33W aus dem Diagenese-Bereich mit hauptsächlich durch Kompaktion angelegter Paralleltexur (s_0); b) anchimetamorphe Probe (E24) mit unebenen Bahnen einer Lösungsschieferung (s_1), beginnender Phyllosilikat-Blastese und rotierten Klasten; c) anchimetamorphe Probe (P1.2) mit deutlicher Phyllosilikat-Blastese auf s_1 ; d) Probe E62N, e) Probe E20 - epimetamorphe Proben mit straffer Kristallisationsschieferung (s_1), intensiver Phyllosilikat-Blastese und Bildung von Querglimmeraggregaten; f) Probe E6 - straffe Kristallisationsschieferung mit (001)-Kornwachstum der s_1 -Glimmer; Balken = $10\mu\text{m}$; Aufnahmebedingungen eingblendet.

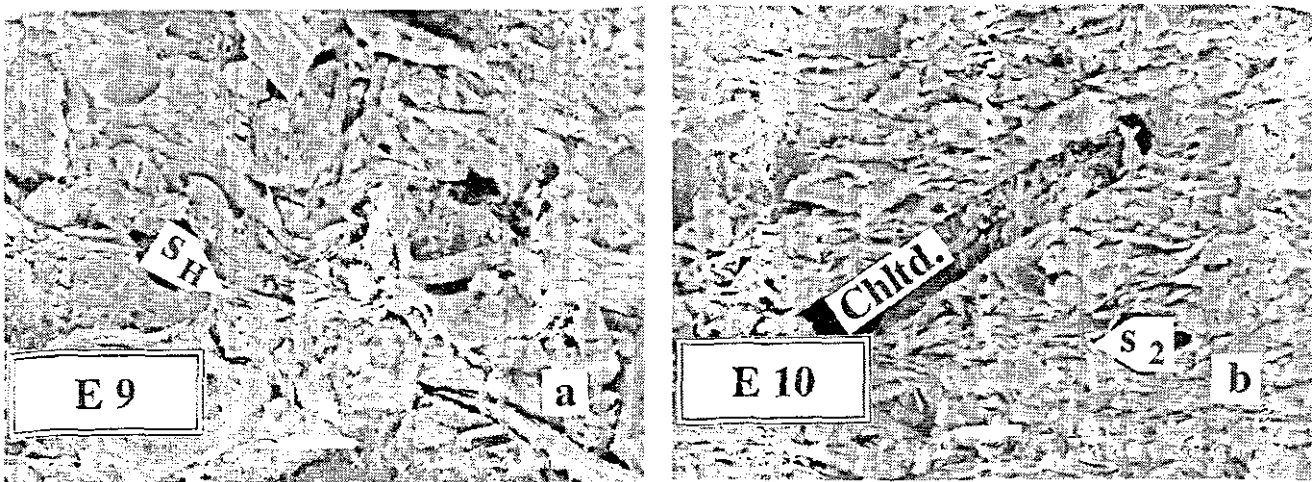


Abb. 16: REM-Bilder: a) stark post- s_H (Hauptschieferung= s_2) durchbewegte Revin 4-Probe (Probe E9); b) prä- s_H (Hauptschieferung= s_2) gesproßter Chloritoid aus Salm-Schiefer (Probe E10); Balken = $10\mu\text{m}$; Aufnahmebedingungen eingeblendet.

Proben aus stark gestörten Bereichen (z.B. E9) zeigen unregelmäßige Texturen einer intensiven, teilweise spröden Durchbewegung (Abb. 16a). Die Chloritoid-Schiefer aus der Monschau-Scherzone (Probe E10) zeigen unter dem REM, daß die Chloritoid bereits vor Anlage der Hauptschieferung im Zuge einer älteren Versenkungsmetamorphose gesproßt waren. In der Internstruktur der Chloritoid-Blasten sind keine Bezüge zum Hauptschieferungsgefüge (s_2) zu erkennen (Abb. 16b).

3.3.1. Aufbereitungserfolg

Mit dem Transmissionselektronenmikroskop (TEM) und mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) wurden außerdem die aufbereiteten Mineralfractionen untersucht. Die REM-Untersuchungen der aus der Suspension aufgebracht oder aufgestreuten Präparatpulver lieferten Anhaltspunkte hinsichtlich des Aufbereitungserfolges, obwohl es meist zur Koagulation der Mineralkörner kam und vielfach die Kornform nur zweidimensional erfaßt werden konnte.

Durch Auszählen der zweidimensionalen Korndurchmesser der parallel zur Präparatoberfläche eingeregneten Mineralkörner, läßt sich der Anteil der Korngrößenklassen am Gesamtpräparat gut annähern, da die Korndurchmesser senkrecht zur Präparatoberfläche in der Regel infolge der sedimentations- bzw. adhäsionsbedingten Einregelung wesentlich geringer sind. Jeweils die größten Durchmesser vollständig (d.h. zweidimensional) sichtbarer Mineralkörner wurden registriert. Die angegebene Kornverteilung bezieht sich streng genommen auf (Ober-) Flächenanteile der Mineralkörner.

Die Auszählung von 34 Präparaten (Anhang 5) hat für die einzelnen Kornfractionen das folgende, in Abb. 17 dargestellte Verteilungsbild ergeben:

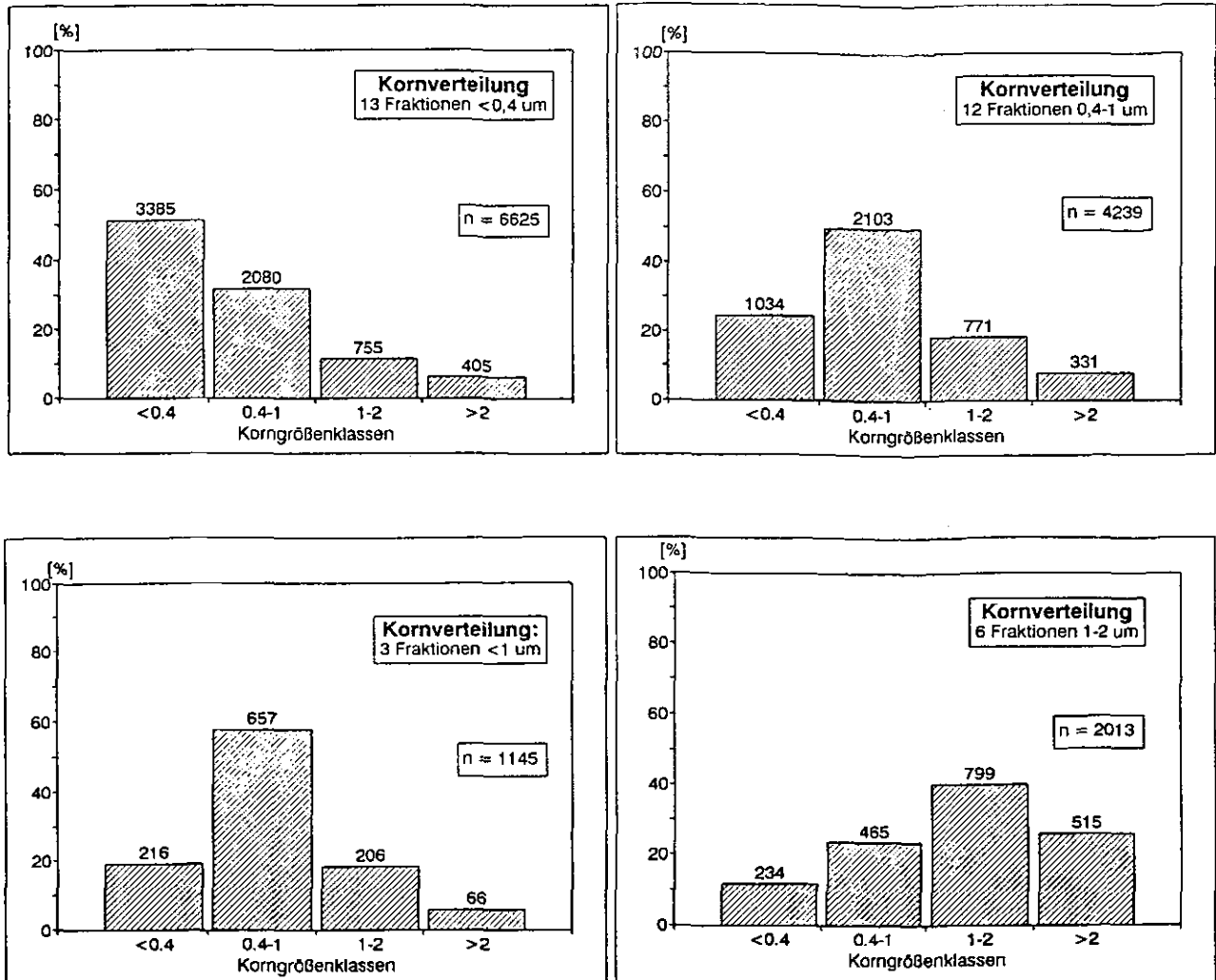


Abb. 17: Korngrößenverteilung in den hergestellten Fraktionen nach der Auszählung der Flächenanteile in Streu- und Suspensionspräparaten unter dem Rasterelektronenmikroskop.

Von den Fraktionen $<0,4\mu\text{m}$ wurden 13 Präparate ausgezählt. Dabei zeigte sich mit rd. 51% aller Mineralkörner $<0,4\mu\text{m}$ ein guter Aufbereitungserfolg. Die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ ist mit durchschnittlich rd. 31% in der Feinstfraktion enthalten, während die Mineralfraktion $>1\mu\text{m}$ im Mittel mit 18% ($1-2\mu\text{m}$: 12%; $>2\mu\text{m}$: 6%) beteiligt ist. Die langen Sedimentationszeiten für die Feinstfraktion haben offenbar selbst größere Sedimentationsverzögerungen durch Aufschwimmen des größeren Materials überdauert und relativ reine Korngrößenfraktionen geliefert.

Desweiteren wurden drei Präparate der Kornfraktion $<1\mu\text{m}$ ausgezählt. Es handelt sich dabei um Proben aus dem Hunsrück, deren Gehalte an Phyllosilikaten $<0,4\mu\text{m}$ zu gering waren, um eine ausreichende Materialmenge der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ liefern zu können. Die ausgezählten Präparate zeigten eine sehr erfolgreiche Fraktionierung: Rd. 76% aller Mineralkörner stammten aus dem Korngrößenbereich $<1\mu\text{m}$ ($<0,4\mu\text{m}$: 19%; $0,4-1\mu\text{m}$: 57%). Lediglich 24% der ausgezählten Körner waren größer als $1\mu\text{m}$ ($1-2\mu\text{m}$: 18%; $>2\mu\text{m}$: 6%).

Zwölf ausgezählte Präparate der Fraktion 0,4-1 μ m zeigten eine relativ erfolgreiche Fraktionierung an. Fast 50% der ausgezählten Körner stammten aus dem angestrebten Fraktionierungsintervall von 0,4-1 μ m. Rd. 25% der Körner waren jeweils kleiner als 0,4 μ m bzw. größer als 1 μ m. In den Präparaten der Fraktion 0,4-1 μ m liegen somit durchschnittlich etwa 75% aller Mineralkörner mit Korngrößen < 1 μ m vor.

Sechs ausgezählte Fraktionen 1-2 μ m weisen insgesamt eine relativ schlechte Sortierung auf: Lediglich rd. 40% der ausgezählten Körner stammen aus dem gewünschten Intervall von 1-2 μ m. Rd. 35% der Körner in den Fraktionen 1-2 μ m sind kleiner als 1 μ m und etwa 25% sind größer als 2 μ m. In der Fraktion machen sich offenbar die höheren Oberflächenkräfte der größeren Mineralkörner bemerkbar, die feinere Korngrößen anhaften lassen. Im Vergleich zu den übrigen Fraktionen ist der Anteil an Mineralkörner > 2 μ m erwartungsgemäß erhöht, da sich vor allem in groben Restfraktion die bei der Gewinnung der Ausgangsfraktion < 2 μ m aufgeschwommenen, größeren Phyllosilikatplättchen ansammeln.

In den gröberen Fraktionen (Fraktion < 2 μ m; Fraktion 1-2 μ m) sind z.T. größere Anteile an Mineralkörnern > 2 μ m zu sehen. Offenbar macht sich die relativ große Fallhöhe und die plattige Ausbildung der Phyllosilikate bei der Sedimentation im Atterberg-Zylinder besonders negativ bemerkbar (Abb. 18a). Die für optimal kugelige Mineralkörner aufgestellte Fallzeitabelle berücksichtigt nicht die tatsächliche Kreisscheibenform vieler Phyllosilikate, die zum Aufschwimmen und verzögerter Sedimentation führt. In feineren Fraktionen wird die Kugelform dagegen offensichtlich besser angenähert; die geringere Fallhöhe reduziert dabei zusätzlich die Möglichkeit des Aufschwimmens von plattigen Mineralkörnern.

3.3.2. Phyllosilikat-Typisierung

Unter dem TEM sind detritische und neu gebildete Phyllosilikate i.d.R. an ihrer unterschiedlichen Kornform zu unterscheiden. Im Einzelfall ist eine Bestimmung verschiedener Phyllosilikate möglich (BEUTELSPACHER & VAN DER MAREL 1968, SUDO et al. 1981). Authigene Illite, die an ihren charakteristischen Kornformen mit ebenen Kristallflächen (im folgenden: Typ I-Illite) erkennbar sind, erreichen in den untersuchten Proben gewöhnlich keine Korngrößen > 2 μ m. Typ I-Illite treten als dünnblättrige, durchscheinende Mineraleinzelkörner auf (Abb. 18b). In den anchimetamorphen Proben erlangen die Typ I-Illite Korngrößen von max. 1 μ m. In den epimetamorphen Proben sind auch in der Fraktion bis 2 μ m Typ I-Illite zu finden. In einigen Proben sind deutliche Aufwachsungen strahliger Phyllosilikatsäume (Typ II) auf authigenen oder auch auf detritischen Mineralkörnern zu erkennen (Abb. 18c). In sämtlichen Proben treten detritische Mineralkörner mit unregelmäßigen, teilweise "abgerundeten" Kornformen (Typ III) in wechselnden Anteilen v.a. in gröberen Fraktionen auf (Abb. 18d). Ebenfalls als detritisch werden teilweise isometrische Glimmerstapel (Typ IIIb) angesehen (Abb. 18e), die offenbar aus kristallinen Liefergebieten stammen. Die detritischen Phyllosilikate und in Einzelfällen auch Neubildungen weisen häufig durch Lösungsprozesse buchtig korrodierte Kanten auf (Abb. 18f).

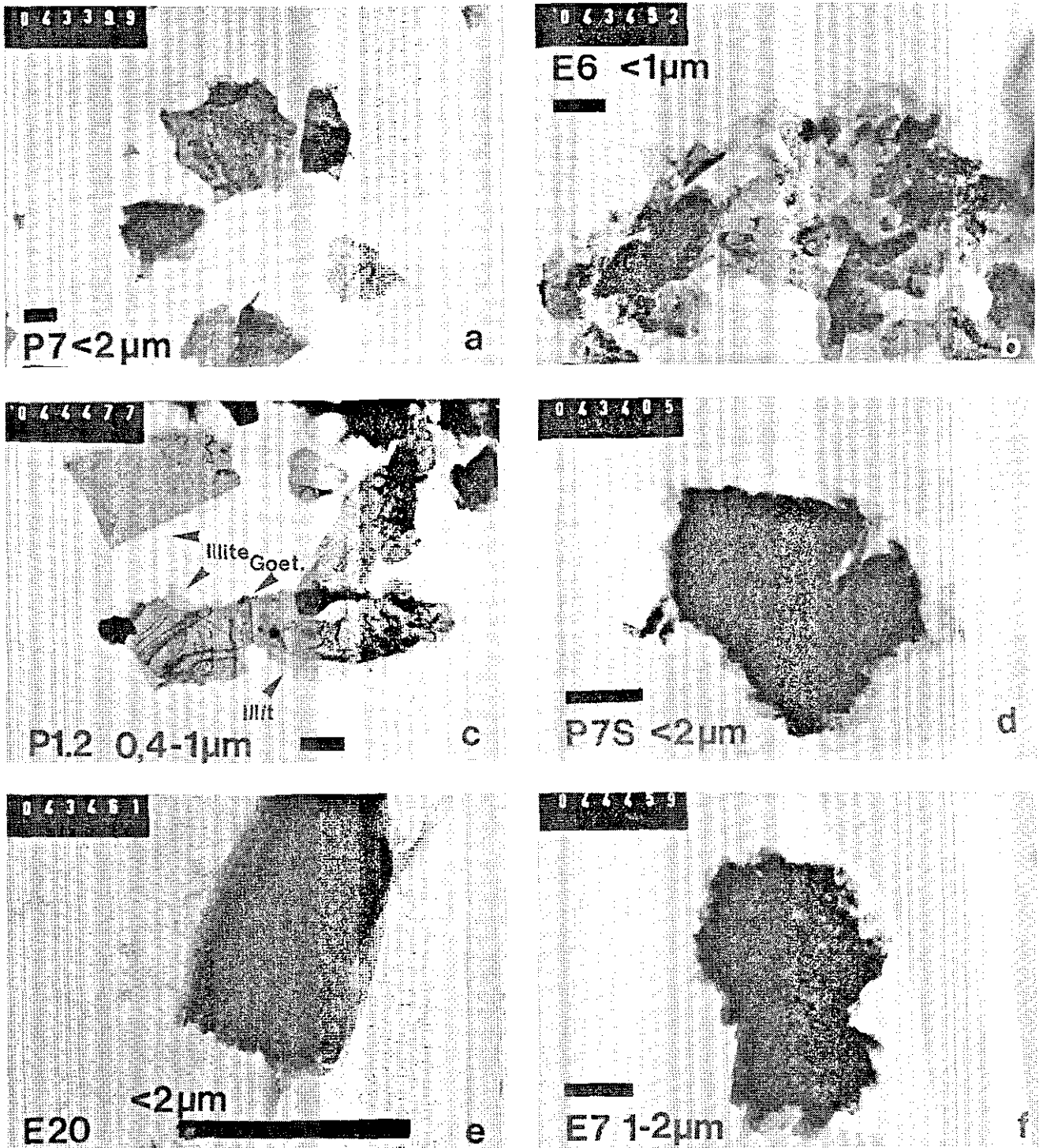


Abb. 18: TEM-Bilder - Typisierung der aufbereiteten Phyllosilikat-Präparate
a) Probe P7 <math><2\mu\text{m}</math>FT - aufbereitungsbedingte Überkorngößen plattiger, detritischer Phyllosilikate (vergl. c, d, f); b) Probe E6 <math><1\mu\text{m}</math> - Typ I-Illite: authigene, dünnblättrige Mineraleinzelkörner; c) Probe P1.2 0,4-1 μm - Typ II-Illite: strahlige Aufwachsungen authigener Illit-Säume (Goet. - Goethit-Anwachsungen); d) Probe P7S <math><2\mu\text{m}</math>FT - Typ III-Illite: Phyllosilikat-Detritus mit unregelmäßigen Korngrenzen; e) Probe E20 <math><2\mu\text{m}</math>FT -Typ IIIb-Illite: detritische Phyllosilikat-Stapel aus kristallinem Liefergebiet; f) Probe E7 1-2 μm - sekundäre Lösungserscheinungen: buchtig korrodierte Korngrenzen; Balkenlänge: 1 μm .

3.4. Anwendung der Ergebnisse auf die "Datierbarkeit"

Unter dem Mikroskop zeigen die ausgewählten Metasediment-Proben gemäß der variierenden metamorphen Überprägung unterschiedliche Erscheinungsbilder. Obwohl prinzipiell keine Korrelation zwischen Illit-"Kristallinität" und Ausbildung einer Schieferung bestehen muß (HUNZIKER et al. 1986, KISCH 1989), weisen die bearbeiteten Proben aus dem Linksrheinischen Schiefergebirge meist ein mit den jeweils ermittelten Illit-"Kristallinitäten" gut korrelierendes Interngefüge auf.

Je nach Intensität der Um- und Neukristallisation der Phyllosilikate besteht die Möglichkeit zur Ermittlung von Metamorphosealtern, wenn Detrituskomponente und authigene Neubildungen deutlich verschiedene Korngrößen aufweisen. Folgende relative Korngrößenverhältnisse sind in Abhängigkeit von der Metamorphose und vom Ausgangsgestein möglich, wobei sich die "Datierbarkeit" aus der Effektivität der Präparationsmethoden, d.h. vor allem der Korngrößenfraktionierung, ergibt:

Tabelle 2: Mögliche relative Korngrößenverhältnisse zwischen detritischen und authigenen Phyllosilikaten (fein, grob - relative Angaben im insgesamt feinkörnigen Probenmaterial).

Metamorphose	Korngrößenverhältnis Neubildung/Detritus (N/D)	"Datierbarkeit"
Diagenese/Anchizone		
A:	N=D bzw. ohne N	nicht möglich
B:	N < D	möglich
Anchizone		
C:	N=D (fein)	nicht möglich
D:	N < D	möglich
E:	N > D	gut
Anchizone/Epizone		
F:	N=D (fein)	möglich
G:	N < D	gut
H:	N > D	sehr gut
I:	N=D (grob)	möglich

In sehr feinkörnigem Ausgangsmaterial milder Tonschiefer sind bei anchizonaler und epizonaler Metamorphose gröbere authigene Neubildungen sehr gut separierbar und datierbar (E, H). Bei ähnlicher Korngrößenverteilung für Detritus und Neubildungen ist eine Datierung je nach Umfang der Rejuvenierung möglich (F, I). Bei größerem Phyllosilikatdetritus und feinkörnigeren authigenen Neubildungen besteht in allen metamorphen Faziesbereichen eine gute Möglichkeit zur Datierung (B, D, G). Im Bereich der Diagenese bis zu mittlerer anchizonaler Metamorphose besteht bei ähnlicher Korngrößenverteilung in der Detritus- und der Neubildungskomponente weder eine Möglichkeit zur Separierung noch ist eine durchgreifende Rejuvenierung zu erwarten, so daß eine Datierung der Metamorphose nicht möglich ist (A, C).

In den lediglich diagenetisch beeinflussten Proben der Inde-Decke und der Eifeler Nord-Süd-Zone (vergl. Abb. 14a) treten neben den detritischen Hauptkomponenten, wie Gesteinsbruchstücken, gerundeten Quarzen, Phyllosilikatstapeln aus Hellglimmern und Chlorit und seltener Feldspatbruchstücken, meist umkristallisierter Quarz als Bindemittel und verbreitet Eisenoxide als sekundäre, diagenetische

Neubildungen auf. Die Schichtung stellt das Hauptgefüge dieser Proben dar, tektonische Gefüge liegen selten in Form einer schwachen Lösungsschieferung oder Bruchgefügen vor. Neubildungen von Phyllosilikaten sind unter dem Durchlichtmikroskop nicht zu beobachten (Fall: A). Datierungen dieser Proben sollten geologisch unspezifische Mischalter oder bei einheitlich relativ grobkörnigem Detritus mit den feinsten Kornfraktionen (Fall: B) Bildungsalter von diagenetischen (Diagenese-Alter) oder sehr schwach metamorphen (z.B. "hydrothermalen") Illiten ("Metamorphose"-Alter) liefern.

Anchimetamorphe Proben zeigen bereits deutliche Quarzanwachssäume und gelegentlich Querglimmeraggregate und Chloritneubildungen. In den untersuchten anchimetamorphen Proben (vergl. Abb. 14b) wurden häufig detritische Phyllosilikate in Stapeln von bis zu 100 μ m Durchmesser beobachtet. Unter dem Mikroskop ist meist eine deutliche tektonische Regelung in Form einer Schieferung zu erkennen. Überwiegend erfolgte die Anlage der Schieferung in diesem Metamorphosebereich durch Lösungsvorgänge, mechanische Rotation und zunehmend durch Umkristallisation der detritischen Phyllosilikate. Die Korngrößen der feinstkörnigen, in der Schieferung eingeregelter Phyllosilikat-Neubildungen konnten unter dem Mikroskop meist nicht bestimmt werden. Prinzipiell besteht bei diesen Voraussetzungen (Fall: D) die Möglichkeit der Datierung der variszischen Metamorphose für weite Teile des Linksrheinischen Schiefergebirges. In den untersuchten Tonschieferproben weisen Neubildungen und Detritus gelegentlich ähnliche Korngrößenverteilungen auf (Fall: C), so daß keine Möglichkeit zur Datierung des Illit-Bildungsprozesses gegeben ist. Der theoretische Fall von Neubildungen, die gröber als der Phyllosilikatdetritus sind (Fall: E), wurde in keiner Probe vorgefunden.

Die untersuchten hoch anchimetamorphen und epimetamorphen Proben der Monschau-Scherzone, ferner die aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung und aus dem Hunsrück zeigen eine durchgreifende tektonische Überprägung ihrer sedimentären Gefüge (vergl. Abb. 14d). Die Anlage der Schieferung in diesen Gesteinen erfolgte in der Hauptsache als Kristallisationsschieferung durch ein *strain*-orientiertes Wachstum von Phyllosilikaten. Überwiegend wurde Illit/Serizit gebildet, daneben auch Chlorit. In den Schieferungslamellen sind häufig quer aufgewachsene Chlorit/Serizit-Aggregate ausgebildet. Daneben treten zahlreiche Erscheinungsformen einer durchgreifenden Quarzkristallisation auf. Die hohen Metamorphosebedingungen haben auch die detritischen Phyllosilikate zumindest teilweise rejuveni-ert, so daß in allen Fraktionen gute Möglichkeiten zur Datierung der Metamorphose bestehen (Fälle: F-I). Die optimale Voraussetzung zur "Datierbarkeit", nämlich unterschiedliche Kornfraktionen der Neubildungen und des Detritus (Fälle: G und H), sind in diesem Metamorphosebereich in zahlreichen Proben zu beobachten. Unter dem Mikroskop wurden für die neugebildeten Phyllosilikate Korngrößen teilweise bis zu 20 μ m ermittelt, wobei eine sehr geringe Mineraldicke charakteristisch ist.

In den mikroskopierten **Porphyroiden** aus dem südlichen Linksrheinischen Schiefergebirge (Abb. 14c) ist meist ein sehr deutliches Schieferungsgefüge ausgebildet. Die Schieferungsflächen sind mit feinschuppigen Hellglimmern (Illit/Serizit) besetzt oder

als Drucklösungsbahnen mit opakem Material zu verfolgen. Die eingeregeltten Neubildungen sind insgesamt feinkörniger als die bei der Entglasung oder der Serizitierung der Albite gebildeten Glimmer, so daß vor allem in feinen Kornfraktionen eine Datierung der Metamorphose möglich ist (Fall: D).

Die REM-Untersuchungen bestätigen die bereits in der Dünnschliffmikroskopie gewonnenen Hinweise zur prinzipiellen Datierbarkeit der Metamorphose in den ausgewählten Proben.

Das TEM ermöglicht die erforderliche Zuordnung der Phyllosilikate zur Detritus- oder Neubildungskomponente. Zur K-Ar-Datierung der Metamorphose eignen sich v.a. die Präparate mit einem hohen Anteil an neugebildeten Typ I-Phyllosilikaten. Die epimetamorphe Probe aus der Monschau-Scherzone (E10) und die Porphyroid-Probe (P7) aus der Gründelbach-Maisborn-Schuppe zeigen in allen untersuchten Kornfraktionen vorwiegend ebene, gerade Korngrenzen authigener Minerale, so daß hier nur ein geringer Detritus-Einfluß vorliegt. In P7 muß jedoch mit primär-magmatisch gebildeten Phyllosilikaten gerechnet werden, die die K-Ar-Meßergebnisse verfälschen können. Typ II-Phyllosilikate mit deutlichen Rekristallisationsvorgängen lassen ebenfalls geologisch signifikante K-Ar-Daten erwarten, während Präparate mit einem überwiegenden Anteil an Typ III- oder IIIb-Phyllosilikaten geologisch wenig aussagekräftige Detritus-Mischalter liefern sollten. Einige dieser Proben ließen unter dem TEM zusätzlich Kaolinit erkennen, der im allgemeinen als Anzeichen einer lediglich diagenetischen Überprägung bzw. als Verwitterungsbildung angesehen wird. Kaolinit kann u.U. als Hinweis auf sekundäre Argon-Verluste als Folge der Verwitterung gewertet werden. Überwiegen in den Phyllosilikat-Präparaten diagenetische Kaolinit-Anteile so können K-Ar-Daten durch Überschuß-Argon verfälscht werden. In Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurden keine derart hohe Kaolinit-Gehalte festgestellt und unverwittertes Material untersucht.

Die in der Fraktion $<2\mu\text{m}$ festgestellten Anteile an detritischen Phyllosilikaten haben auf die Bestimmung der Illit-"Kristallinitäten" offensichtlich deutlich geringeren Einfluß, wohingegen die radiometrischen Altersbestimmungen bis in feinste Kornfraktionen ($<0,63\mu\text{m}$ nach REUTER & DALLMEYER 1987) durch ererbte Alter verfälscht werden. Signifikante K-Ar-Alter sind demnach nur über einen detaillierten Vergleich zahlreicher Einzelmessungen verschiedener Kornfraktionen bei möglichst umfassender Kenntnis der Rahmenbedingungen zu ermitteln. In den feinsten Kornfraktionen ist auch in schwach metamorphen Proben eine Abnahme detritischer Phyllosilikat-Typen zu verzeichnen, wodurch sich die Möglichkeiten zur K-Ar-Datierung von Illit-Bildungsaltern auch bei nur schwacher Metamorphose verbessern. Die Anwendung der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode liefert zusätzliche Hinweise und gleichzeitig die Gegenprobe für die ermittelten Alterszahlen.

4. Geochronometrie

Altersdatierungen an diagenetisch oder metamorph gebildeten Phyllosilikaten werden verbreitet zur Klärung geologischer Fragestellungen eingesetzt. So werden beispielsweise Diagenese- und Metamorphosealter durch K-Ar- und Rb-Sr-Bestimmungen an Glaukoniten (CLAUER 1981), sedimentären Illiten (BAILEY et al. 1962), Metamorphosealter durch K-Ar-Bestimmungen an Phengiten (STÖCKHERT et al. 1986) und Illiten (HUNZIKER & FREY 1977, HAMMERSCHMIDT 1982), durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Bestimmungen an Illiten (HAMMERSCHMIDT 1982), Biotiten (FOLAND 1983), Hellglimmern (WIJBRANS & MCDUGALL 1986) und durch Rb-Sr-Bestimmungen an Muskoviten, Biotiten und Phengiten (JÄGER 1977) ermittelt.

4.1. Grundlagen der K-Ar-Methode und Präparation des Probenmaterials

Die theoretischen Grundlagen der K-Ar-Technik sind beispielsweise in JÄGER & HUNZIKER (1979) und FAURE (1986) dargestellt und hergeleitet, so daß an dieser Stelle auf diesbezügliche detailliertere Ausführungen verzichtet werden kann. Im folgenden wird nur auf die praktische Anwendung im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung eingegangen.

4.1.1. Bestimmung des $^{40}\text{Ar}^*$

Die geochronometrischen Arbeiten zur vorliegenden Untersuchung wurden in Frankreich in den Labors des Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface (CGS) des Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) an der Louis-Pasteur-Universität in Strasbourg zwischen Winter 1990/91 und Frühjahr 1993 durchgeführt.

1990:	Labor-Nr. DA 1324 - DA 1334; DA 1337
1991:	Labor-Nr. DA 1405 - DA 1409 Labor-Nr. DA 1470; DA 0066 - DA 0076
1992:	Labor-Nr. DA 0114 - DA 0128 Labor-Nr. DA 1687 - DA 1696 Labor-Nr. DA 0153 - DA 0162
1993:	Labor-Nr. DA 1748 - DA 1753

Die Ar-Messungen erfolgten mit einem Massenspektrometer "Micromass" der Firma Vacuum Generators (VG 1200: DA 1324 - DA 1334; DA 1337; DA 1405 - DA 1409; DA 0066 - DA 0076; DA 0114 - DA 0128; DA 0153 - DA 0162) bzw. mit einem Massenspektrometer der Firma Associated Electrical Industries (AEI-MS20: DA 1470; DA 1687 - DA 1696; DA 1748 - DA 1753). Im VG 1200 erzeugt ein Elektromagnet (Ablenkung 60°), im MS 20 ein Dauermagnet (Ablenkung des Ionenstrahls 180°) das erforderliche Magnetfeld.

Zur Altersbestimmung wurden auf Grundlage des erstellten Metamorphoseprofils interessante Proben zur K-Ar-Datierung ausgewählt. Zunächst wurden die bereits für

die Bestimmung der Illit-"Kristallinität" angefertigten Konzentrate $<2\mu\text{mSM}$ (Probenzerkleinerung mittels Scheibenschwingmühle-SM) dieser Proben geochronometrisch bearbeitet. Im Anschluß wurden von einigen über Frost-Tau-Wechsel (FT) zerkleinerten Proben die Präparate der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ bearbeitet, um den Einfluß der Aufbereitung abschätzen zu können. Schließlich wurden an einzelnen Unterfraktionen ($<0,4\mu\text{m}$, $0,4-1\mu\text{m}$, $1-2\mu\text{m}$; vergl. REUTER & DALLMEYER 1989) der über Frost-Tau-Wechsel aufbereiteten Proben geochronometrische Messungen ausgeführt.

Die folgenden Arbeitsschritte waren zur Ermittlung der Ar-Gehalte der Präparate notwendig:

Die für die Altersbestimmung vorgesehenen, fraktionierten Präparate werden zunächst vollständig getrocknet und gemörsert. Im Anschluß wird rd. 200 mg Probenmaterial in einer Molybdänfolie eingepackt, exakt ausgewogen und zur weiteren Bearbeitung in der Vakuumvorratskammer des Massenspektrometers gelagert. Vor jedem einzelnen Probendurchgang wird der in der Meßapparatur befindliche Gasrückstand bestimmt. Zur Messung ihrer Ar-Gehalte im Massenspektrometer werden die Präparate unter Hochvakuum nach folgendem Schema behandelt:

1. Aufschmelzen der Probe in einem Hochfrequenz-Induktionsofen
2. Sammeln des freigesetzten Gasgemischs auf einer mit Flüssig-Stickstoff tiefgekühlten Aktivkohlefalle
3. Zugabe des Spikes ($^{40}\text{Ar}=0,1340\%$; $^{38}\text{Ar}=99,8640\%$; $^{36}\text{Ar}=0,0030\%$), Erwärmen der Aktivkohle
4. Reinigung des Gasgemischs (z.B. von H_2O , CO_2 , CO) durch eine tiefgekühlte Wasserfalle und einen heißen Titanschwamm
5. Sammlung des vorgereinigten Restgases auf einer zweiten tiefgekühlten Aktivkohlefalle vor dem Eingang des Massenspektrometers
6. Erwärmung der zweiten Aktivkohle, abschließende Reinigung des Gasgemischs über einen zweiten heißen Ti-Schwamm und einen Ti-Zr-Getter
7. Einlaß des gereinigten, hauptsächlich aus Argon bestehenden Gases in die Meßkammer des Massenspektrometers mit anschließender, computer-gesteuerter Messung

Im Massenspektrometer laufen sechs Meßzyklen mit zwölf Meßreihen ab. Aufgezeichnet werden die Gehalte an ^{40}Ar , ^{38}Ar und ^{36}Ar . Daneben wird der Untergrund der Apparatur vor und nach jeder Messung der einzelnen Ar-Massen festgehalten. Durch Eichung am zugegebenen Spike ermittelt nun ein Rechenprogramm aus den gemessenen Ar-Massenanteilen den Anteil an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ (Einzelheiten s. BONHOMME et al. 1975). Die Kalibrierung der Meßapparatur erfolgt über die regelmäßige Messung von Standard-Proben und der atmosphärischen Ar-Komposition.

Während der Meßkampagnen wurden die folgenden $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse für gereinigte atmosphärische Luft ermittelt:

1990:	299 (DA 1324 - DA 1334; DA 1337)
1991:	300 (DA 1405 - DA 1409) 287,5 (DA 0066 - DA 0076); 303 (DA 1470)
1992:	305 (DA 0114 - DA 0128) 291,1 (DA 1687 - DA 1696) 303 (DA 0153 - DA 0162)
1993:	286 (DA 1748 - DA 1753)

Als Spike wurden " ^{38}Ar "-Präparate der Firma Clusius (Zürich) eingesetzt, dessen isotopische Zusammensetzung mit den eingesetzten Massenspektrometern wie folgt bestimmt wurde:

VG 1200:	$^{40}\text{Ar} = 0,1340 \%$ $^{38}\text{Ar} = 99,8640 \%$ $^{36}\text{Ar} = 0,0030 \%$
AEI-MS20:	$^{40}\text{Ar} = 0,6550 \%$ $^{38}\text{Ar} = 99,3290 \%$ $^{36}\text{Ar} = 0,0140 \%$

Die Apparatur wurde mit dem Glaukonitstandard GLO kalibriert. Die während der Bearbeitung ermittelten $^{40}\text{Ar}^*$ -Gehalte des GLO lagen im Durchschnitt bei $24,7 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{g}^{-1} \text{STP}$ (FLISCH 1982: $24,8 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{g}^{-1} \text{STP}$).

4.1.2. Bestimmung des K-Gehaltes

Zur Bestimmung der K-Gehalte werden die Proben im Laboratoire d'analyses spectrochimiques in Strasbourg folgendermaßen aufbereitet:

Die zur Altersbestimmung vorgesehenen, getrockneten Präparate werden gemörsert, in einen Porzellantiegel eingewogen und über Nacht bei 110°C weiter getrocknet. Anschließend werden die Proben etwa 24 h im Muffelofen bei rund 1000°C geglüht. Durch Einwiegen der geglühten Probe wird der Glühverlust ermittelt. Das ausgeglühte Pulver wird anschließend im Achatmörser gemörsert und mit Lithiumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) in einen Graphittiegel eingewogen (100 mg Probe, 750 mg $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). Bei geringen Präparatmengen wurden 50 mg Probe mit 375 mg $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ eingewogen (" $\frac{1}{2}$ -Perle"). Das Lithiumtetraborat dient als Schmelzzusatz. Das Gemisch wird in einer Ar-Atmosphäre zu einer glasigen Perle geschmolzen.

Die Perle wird in einer speziellen Glycerin-Lösung aufgelöst. Die Bestimmung des K_2O -Gehaltes erfolgte naßchemisch mit einem Corning Medical Flammenphotometer (Typ EEL 450) mit Lithium als internem Standard auf der $7664,9 \text{ \AA}$ -Linie des Kaliums. Zur Geräteeichung und zur Korrektur der Meßwerte werden in Strasbourg

vorliegende Standardlösungen eingesetzt. Die Meßergebnisse werden auf ^{40}K -Gehalte umgerechnet. Bei sehr geringen Präparatmengen wurde eine Bestimmung der K-Gehalte mit dem Atomadsorptionsspektrometer vorgesehen.

Mit der Kenntnis der K-Gehalte und der Gehalte an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ einer Probe werden die daraus resultierenden Alter mit ihren Fehlergrenzen nach der Gleichung:

$$t = 1/5,543 * \ln \{[(1+5,543)/0,581]*[^{40}\text{Ar}^*]/[^{40}\text{K}]\}$$

berechnet, der die Konstanten der *Subcommission on geochronology* (STEIGER & JÄGER 1977) zu Grunde liegen.

4.2. Probenauswahl

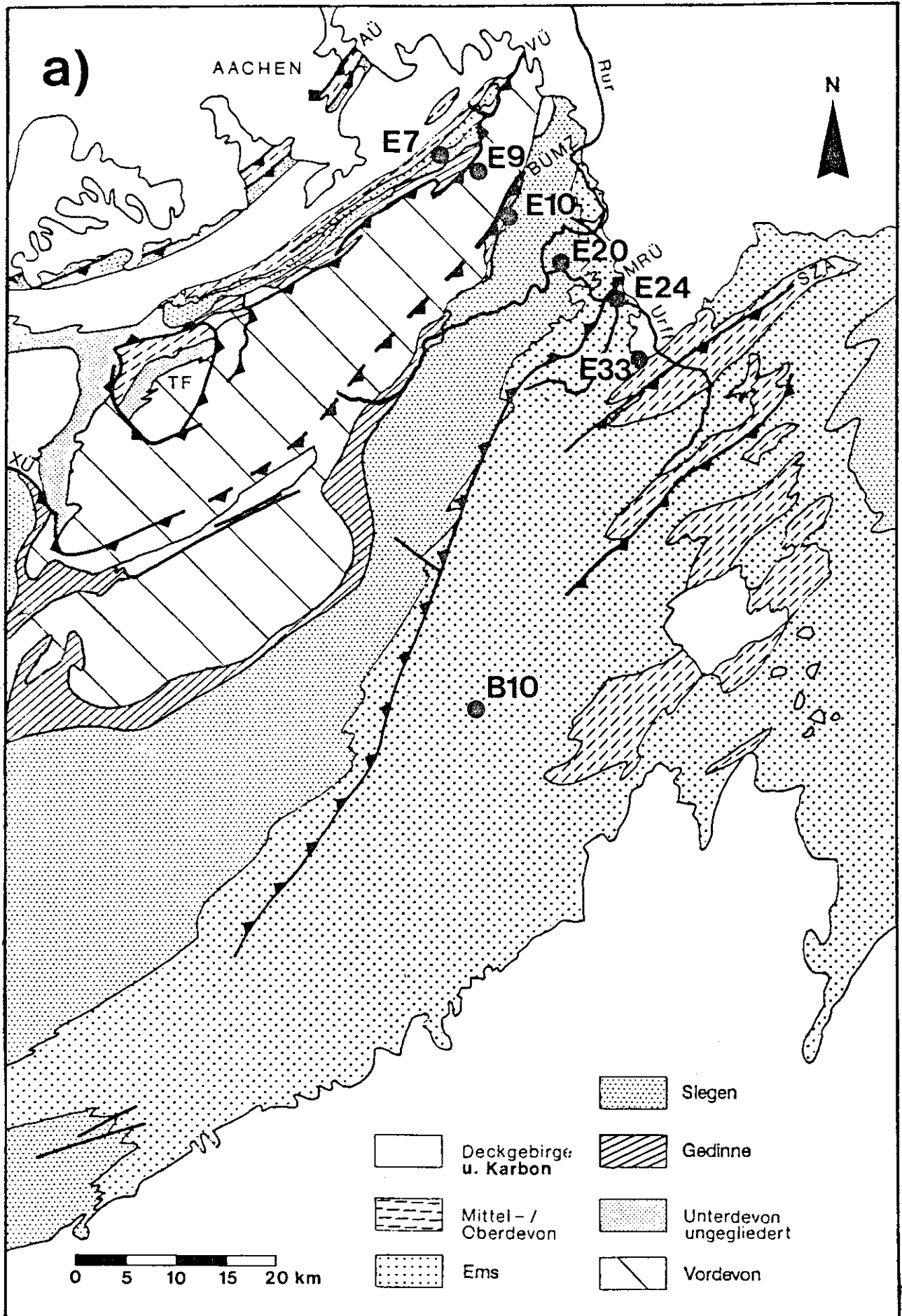
In Zusammenarbeit mit Dr. N. Clauer vom Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface in Strasbourg wurden auf der Grundlage des beschriebenen Metamorphoseprofils zunächst zwölf Proben mit unterschiedlicher Metamorphosierung zur radiometrischen Bestimmung ihres Metamorphosealters mit der K-Ar-Methode ausgewählt. Entsprechend der zuvor beschriebenen, unterschiedlichen metamorphen Überprägung und der unterschiedlichen Beeinflussung durch ererbte Alter waren differierende Ergebnisse zu erwarten, die sich zu einem plausiblen Gesamtbild ergänzen sollten. Aufgrund der differenzierteren Geologie des nordwestlichen Linksrheinischen Schiefergebirges war dort eine höhere Probendichte sinnvoll als im geologisch relativ einheitlich ausgebildeten südlichen Schiefergebirge (Abb. 19a, b).

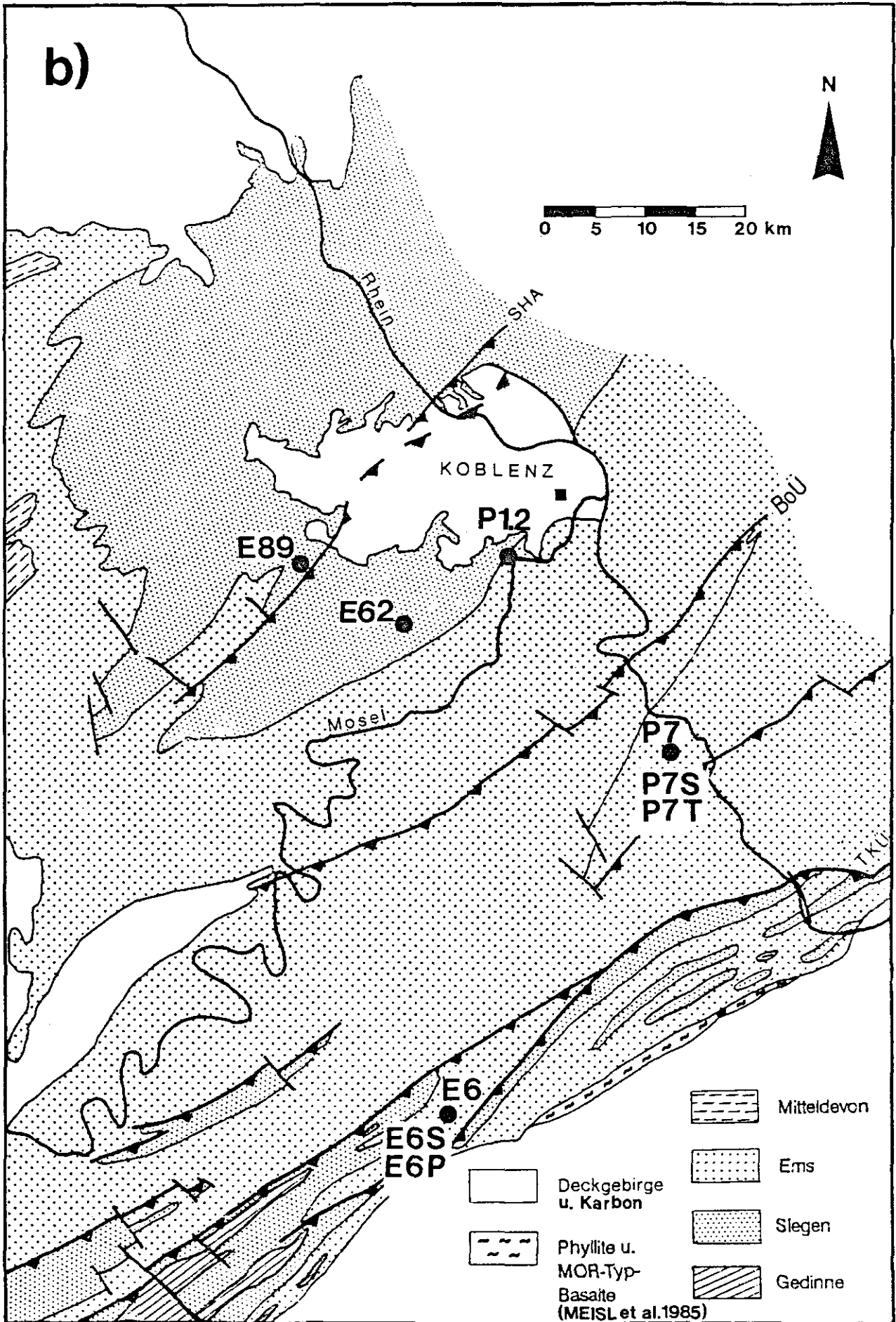
Abb. 19: Herkunft der zur geochronometrischen Bearbeitung ausgewählten Proben.

a) nordwestliches Linksrheinisches Schiefergebirge;

b) südöstliches Linksrheinisches Schiefergebirge

Abkürzungen: AÜ - Aachener Überschiebung; BoÜ - Bopparder Überschiebung; BÜMZ - Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone; MRÜ - Malsbenden-Rücküberschiebung; SHA - Siegener Hauptaufschiebung; SZA - Sötenicher Zentralaufschiebung; TKÜ - Taunuskamm-Überschiebung; TF - Theux-Fenster; VÜ - Venn-Überschiebung; XÜ - Xhoris-Überschiebung.





Wegen ihrer weiten Verbreitung wurden bevorzugt Gesteine des Unterdevons (Siegen und Ems) beprobt. Aus dem Bereich des Metamorphoseanstiegs vor und in der Venn-Decke (Venn-Antiklinorium) wurden zwei Proben (E7 und E9) ausgewählt. Die Probe E7, die aus den Zweifall-Schichten des Unter-Ems der Inde-Decke aus dem Liegenden der Zweifaller Überschiebung nördlich der Venn-Überschiebung stammt, weist lediglich eine diagenetische Überprägung auf. Demgegenüber hat die Probe E9 aus den oberkambrischen Kernschichten (Revin 4) der Venn-Decke eine schwach anchimetamorphe Überprägung erfahren. FRANK (1987) gibt für den stark mit Störungen durchsetzten Aufschluß ("Drei-Kaiser-Eichen") Paragonit-Führung an, die auf Bedingungen der fortgeschrittenen Anchizone und der Epizone hindeutet und zudem zu Peak-Verbreiterungen bei 10 Å führt. In der Probe E9 konnte allerdings kein Paragonit nachgewiesen werden, so daß die schwach anchimetamorphe Illit-"Kristallinität" als signifikant anzusehen ist. Möglicherweise hat jedoch der hohe Kohlenstoff-Gehalt des Schwarzschiefers die Illitisierung der Probe behindert.

Eine epimetamorphe Probe (E10) aus dem unteren Salm (Tremadoc, Unteres Ordovizium) wurde aus der Monschau-Scherzone zur Altersbestimmung vorgesehen. Aus der südlich anschließenden Eifel-Decke wurden zwei Proben aus der mittleren Anchizone (E20 und E24) ausgewählt. Die Probe E20 stammt aus den oberen Rurberg-Schichten des oberen Siegen, während die Probe E24 aus den Heimbach-Schichten des unteren Unter-Ems entnommen wurde. Die Probe E24 stammt aus dem Bereich unmittelbar südlich der Malsbenden-Rücküberschiebung.

Zwei lediglich diagenetisch beeinflusste Proben (E33 und B10) wurden aus der Eifeler Nord-Süd-Zone ausgewählt. Die Probe E33 stammt aus den Heimbach-Schichten des unteren Unter-Ems. Die Probe B10 aus dem Besucherbergwerk "Mühlenberger Stollen" in Bleialf ist ein unverfestigter Bentonit innerhalb der Klerf-Schichten des oberen Unter-Ems vom westlichen Rahmen der Eifeler Nord-Süd-Zone in streichender Verlängerung der Rohrer Mulde.

Eine sehr schwach, im Bereich der Diagenese überprägte Probe (E89) aus der Herdorf-Gruppe des obersten Siegen nördlich der Siegener Hauptaufschiebung (=Mayener Überschiebung) und eine epimetamorphe Probe (E62) aus der Dachschiefer-Folge des Siegen der Nordflanke der Mosel-Mulde südlich der Überschiebung wurden zur Ermittlung der Metamorphosealter in der Osteifel ausgewählt. Aus der Mosel-Mulde wurde eine Siltschieferprobe (P1.2) aus den Ulmen-Schichten des unteren Unter-Ems zur Altersbestimmung vorgesehen.

Die aus dem Bereich der oberen Anchizone stammende Porphyroid-Probe (P7) aus den Singhofen-Schichten in der Maisborn-Gründelbach-Schuppe südlich der Bopparder Überschiebung sollte ein weitestgehend von detritischen Einflüssen unabhängiges Metamorphosealter für den nördlichen Hunsrück liefern. Die mittel-anchimetamorphe Dachschiefer-Probe (E6) des Hunsrück-Soonwald-Antiklinoriums (Singhofen-Schichten; unteres - mittleres Unter-Ems) aus dem Liegenden der Taunuskammüberschiebung schließt das Profil im südlichen Hunsrück ab.

Mögliche Einflüsse der Lithologie auf die Meßergebnisse wurden durch die Bearbeitung mehrerer vergesellschafteter Lithotypen geprüft. Aus der Nachbarschaft der Porphyroid-Probe (P7) wurden zusätzlich ein Tonschiefer (P7T) und ein Sandstein (P7S) bearbeitet. Aus der Dachschiefer-Grube "Eschenbach" (E6) wurde zusätzlich ein Sandstein (E6S) und ein Tuffit (E6P) entnommen.

4.3. Probenaufbereitung

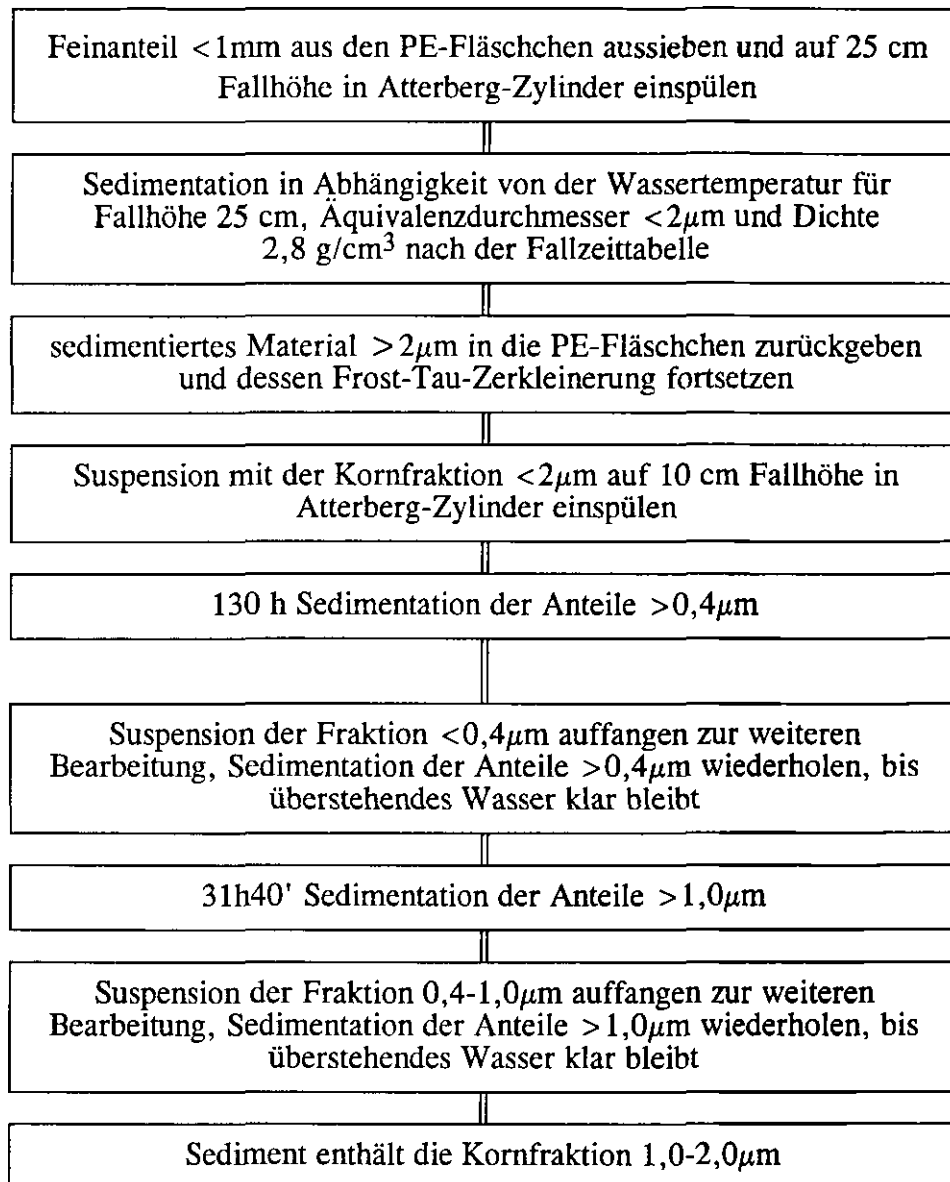
In einer Voruntersuchung wurden, wie bereits erwähnt, die radiometrischen K-Ar-Alter der Fraktionen $<2\mu\text{mSM}$ der aufgeführten Proben bestimmt. Die unter Verwendung einer Scheibenschwingmühle ("SM") aufbereiteten $<2\mu\text{m}$ -Fraktionen wurden den für die Bestimmung der Illit-"Kristallinität" angefertigten Suspensionen entnommen. Die ermittelten K-Ar-Daten wiesen signifikante Zusammenhänge mit der Metamorphose auf, wenngleich auch in allen Proben Beeinflussungen durch ererbte Alter aus der Detrituskomponente festzustellen waren. Die geologisch signifikante Datierung der Metamorphose setzt daher Präparationsmethoden voraus, die eine möglichst vollständige Trennung zwischen Detritus und metamorphen Neubildungen erreichen.

Die Probenzerkleinerung mit der Scheibenschwingmühle verursacht unvermeidbare künstliche Kornverfeinerungen und Mineralzerstörungen selbst bei nur kurzer Laufzeit, wie beispielsweise die im Vergleich mit den $<2\mu\text{mFT}$ -Fraktionen höheren Intensitäten der Quarz-Peaks für die Fraktionen $<2\mu\text{mSM}$ andeuten. Die K-Ar-Ergebnisse von Gesteinen, deren Illit-Anteile überwiegend aus metamorphen Neubildungen bestehen, beispielsweise serizitisierte Vulkanite und Tuffite, sind bei kurzer Mahldauer (<20 sec.) weitestgehend unabhängig vom Aufbereitungsverfahren (REUTER 1985). In Metasedimentiten dagegen sind hohe Anteile an detritischen Illiten enthalten. Im Detritus erreichen sedimentäre Illite meist Korngrößen $\gg 2\mu\text{m}$, so daß eine Abtrennung von der Fraktion $<2\mu\text{m}$ prinzipiell möglich ist. Ein Teil der detritischen Illite wird jedoch durch den Mahlvorgang in die feineren Kornfraktionen überführt. Um die Beeinflussung der K-Ar-Daten durch ererbte Alter dieser zermahlenden, detritischen Phyllosilikate möglichst gering zu halten, wurden die zur Datierung vorgesehenen Handstücke mit Hilfe von Frost-Tau-Wechseln (FT) zerkleinert.

Jeweils rd. 1 kg der Gesteinsproben wurde zunächst von Verwitterungsbildungen befreit und mit der Gesteinspresse oder mit dem Hammer auf Bruchstücke mit Kantenlängen von max. 3 cm vorzerkleinert. Einige Proben mußten in Nachbeprobungen ergänzt werden (E7II, E20II, E33W, E62N, E89N). Die Bruchstücke wurden in Polyethylenfläschchen eingebracht, die mit entsalztem Wasser aufgefüllt wurden. Mit einem handelsüblichen Gefrierschrank und einem Trockenschrank wurde ein Frost-Tau-Wechsel-Klima simuliert. Gemäß den Erfahrungen am Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface wird die Zerkleinerung des Gesteins vor allem durch die Sprengwirkung des frierenden Wassers vornehmlich entlang der Korngrenzen erreicht. Zerstörungen von Mineraleinzelkörnern treten nicht auf, so daß eine Beeinflussung durch künstlich in die Fraktion gebrachte, detritische Illite nicht besteht. Je nach Gesteinsporosität, d.h. in Abhängigkeit von der Wasserwegsamkeit

des Materials waren mehrere Monate mit täglich 1-2 Frost-Tau-Wechseln erforderlich, um eine ausreichende Menge an feinstkörnig zerkleinertem Material für die erforderliche weitere Fraktionierung zu erhalten.

Ähnlich der beschriebenen Aufbereitung zur Bestimmung der Illit-"Kristallinität" erfolgte eine Fraktionierung des feinkörnigen Materials über die Sedimentation in Atterberg-Zylindern gemäß folgendem Arbeitsschema:



KRUMM (1992b) beschreibt einen "Aufbereitungseffekt" bei der Aufbereitung durch Atterberg-Fraktionierung: Nach lediglich einem Aufbereitungsdurchgang wird zunächst ein hoher Anteil des sehr feinen Materials in Suspension gewonnen, während vor allem die Minerale mit Korngrößen an der Obergrenze der gewünschten Fraktion, die eigentlich in Suspension bleiben sollten, nach Ablauf der Fallzeit in signifikanten Anteilen bereits unterhalb des Entnahmepunktes abgesunken sind. Korngrößen-Fractionen, die mit nur einem Aufbereitungsdurchgang gewonnen wurden, haben daher einen künstlichen, nicht repräsentativen, weil zu hohen Anteil an feineren Korn-

größen. Eine vollständige und repräsentative Gewinnung der gewünschten Kornfraktion wird durch mehrfache Wiederholung des Trennvorgangs erreicht. Für einige Proben mußte jede einzelne Atterberg-Fraktionierung bis zu 30-mal mit jeweiliger Entnahme der entsprechenden Suspension wiederholt werden, bis alle Anteile der gewünschten Fraktion gewonnen waren, d.h. die überstehende Flüssigkeit nach Ablauf der jeweiligen Fallzeiten klar blieb.

Von jeder Probe, die zur geochronometrischen Bearbeitung ausgewählt wurde, wurden nach Möglichkeit max. drei Unterfraktionen aus den jeweiligen $<2\mu\text{mFT}$ -Fraktionen gewonnen:

Fraktion-1: $<0,4 \mu\text{m}$

Fraktion-2: $0,4-1,0 \mu\text{m}$

Fraktion-3: $1,0-2,0 \mu\text{m}$

4.4. Meßergebnisse der K-Ar-Bestimmungen und Diskussion der Einzelergebnisse

Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurden radiometrische K-Ar-Alter zwischen $231,3 \pm 5,4 \text{ Ma}$ (Probe P7: $1-2\mu\text{m}$) und $473,6 \pm 10,9 \text{ Ma}$ (Probe E6S: $0,4-1\mu\text{m}$) (Tabelle 3) berechnet. Die Meßergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengestellt, die Meßprotokolle sind im Lehrgebiet Geologie-Endogene Dynamik archiviert.

Tabelle 3: K-Ar-Alter von Proben aus dem Linksrheinischen Schiefergebirge

Probe	Lithologie Mehrfach- messungen (Datum)	Hb DACO $^{\circ}\delta 2\theta$	Kalium %	$^{40}\text{Ar}^*$ $10^{-6}\text{cm}^3\text{g}^{-1}$ STP	Alter Ma
E7SM E7II-1	Tonschiefer	0,59	3,87	61,28 (89,70%)	$367,9 \pm 10,1$
			4,25	48,59 (81,95%)	$272,9 \pm 7,1$ (geringer Detrituseinfluß)
E7II-2			3,94	62,21 (93,04%)	$367,2 \pm 8,6$
E7II-3			3,92	67,15 (98,36%)	$394,2 \pm 8,8$
E9SM E9-1 E9-2 E9-3	Siltschiefer	0,39	3,64	63,87 (94,85%)	$402,9 \pm 10,7$
			2,43	28,83 (70,21%)	$282,1 \pm 8,7$
			3,68	68,76 (95,63%)	$426,9 \pm 9,8$
			3,93	73,69 (95,68%)	$428,3 \pm 9,8$
E10SM E10FT E10-3	Siltschiefer	0,21	5,10	71,94 (94,65%)	$331,2 \pm 8,8$
			5,41	63,23 (96,94%)	$278,3 \pm 6,1$
			5,10	70,82 (97,53%)	$326,3 \pm 7,1$
E20SM E20FT E20IIFT E20-3	Siltschiefer	0,26	4,87	73,77 (95,29%)	$353,6 \pm 9,4$
			3,63	38,90 (85,06%)	$257,0 \pm 6,4$
			3,44	41,43 (95,71%)	$286,5 \pm 6,6$
			4,25	57,78 (96,42%)	$320,0 \pm 7,2$
E24SM E24FT	Tonschiefer	0,29	4,11 1,54	61,76 (93,23%) 30,30 (90,56%)	$350,7 \pm 9,4$ $447,7 \pm 11,3$

Tabelle 3: (Fortsetzung)

Probe	Lithologie Mehrfach- messungen (Datum)	Hb DACO °δ2θ	Kalium %	⁴⁰ Ar* 10 ⁻⁶ cm ³ g ⁻¹ STP	Alter Ma	
E33SM E33W-1 E33W-1 E33W-2	silt. Sandstein (28.11.1991) (16.12.1992)	0,54	3,87 6,23 5,58 5,37	63,96 (91,35%) 77,30 (96,21%) 71,60 (94,42%) 85,91 (99,61%)	382,4±9,1 294,4±6,4 303,7±6,8 371,1±7,9	
B10SM B10FT B10-1 B10-1 B10-2	Bentonit (20.11.1991) (14.12.1992)	0,48	4,69 4,73 5,48 5,21 5,11	79,49 (93,50%) 77,39 (92,53%) 78,35 (87,90%) 77,85 (88,83%) 81,89 (96,73%)	390,4±10,5 378,7±8,7 335,2±8,0 349,0±8,2 371,3±8,1	Diagenese Diagenese
E89SM E89N-1 E89N-2 E89N-2 E89N-3	Siltschiefer (02.12.1991) (25.11.1992)	0,45	4,06 5,40 5,52 5,14 4,81	69,82 (92,61%) 74,74 (96,76%) 82,91 (97,21%) 73,75 (92,84%) 81,58 (97,60%)	396,2±10,7 325,4±7,1 350,5±7,6 336,1±7,6 391,5±8,6	
E62SM E62N-1 E62N-2 E62N-3	Siltschiefer	0,20	3,22 2,45 5,35 5,07	46,21 (92,28%) 27,70 (38,02%) 67,50 (98,38%) 68,22 (98,04%)	336,2±9,1 270,1±14,6 299,0±6,4 316,9±6,9	
P1.2SM P1.2FT P1.2-1 P1.2-2	Sandstein, tonig-siltig	0,32	4,34 4,73 2,85 4,52	65,41 (94,26%) 64,15 (94,55%) 39,00 (91,64%) 62,62 (98,26%)	351,5±7,9 319,3±7,2 322,3±7,9 325,4±7,1	
P7SM P7FT P7-2 P7-3	Porphyroid	0,23	5,31 5,33 5,76 5,20	75,51 (95,02%) 60,50 (94,22%) 74,80 (97,33%) 49,78 (89,22%)	333,8±7,4 271,0±6,1 306,8±6,6 231,3±5,4	(geringfügig rejuveniert?)
P7T-2 P7T-3			4,83 4,65	63,69 (96,30%) 65,87 (95,58%)	311,1±6,9 332,4±7,4	
E6SM E6-1 E6-2 E6-3	Dachschiefer	0,24	5,06 1,21 5,14 5,08	75,55 (93,47%) 12,60 (62,81%) 60,63 (88,60%) 72,90 (99,31%)	348,4±9,3 250,1±8,8 280,7±6,7 336,3±7,2	
E6S-1 E6S-2 E6S-3	Sandstein		n. b. 3,32 5,60	14,51 (78,99%) 69,84 (97,10%) 76,77 (97,70%)	473,6±10,9 322,8±7,0	
E6P-2			3,35	41,75 (88,44%)	295,1±7,3	

SM - Scheibenschwingmühle <2µm; FT - Frost-Tau-Wechsel <2µm; -1: <0,4µm; -2: 0,4-1µm; -3: 1-2µm; n.b. - nicht bestimmt; Prozentangaben: Anteil des radiogenen ⁴⁰Ar* am gemessenen Gesamt-⁴⁰Ar; Alterszahlen: gesperrt=fragliche kaledonische Metamorphose; fett=variszische Metamorphose (M₁ bzw. M₂); kursiv=postvariszische Ereignisse (M₃, M₄); Normaldruck=unspezifische Mischalter.

Die ermittelten Kalium-Gehalte zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Illit-Gehalt des jeweiligen Präparates. Den höchsten Gehalt an Kalium mit 6,23% (= 7,50% K_2O ; Wiederholungsmessung: 5,58% Kalium = 6,72% K_2O) weist die Fraktion $<0,4\mu m$ der Tonschiefer-Probe E33W aus der Eifeler Nord-Süd-Zone auf. In diesem Präparat stellen Illite 95% der angereicherten Phyllosilikate. Der Kalium-Gehalt der Gesamtfraktion $<2\mu m$ dieser Probe liegt bei 3,87% (=4,66% K_2O), in der Fraktion $0,4-1\mu m$ bei 5,37% (=6,47% K_2O ; 90% Illite). In den übrigen Proben variieren die K-Gehalte zwischen 1,21% (=1,46% K_2O in E6 $<0,4\mu m$) und 5,76% (=6,94% K_2O in P7: $0,4-1\mu m$; Illit-Anteil: 80%). Die Porphyroid-Probe (P7) enthält darüberhinaus in der Fraktion $<2\mu m_{FT}$: 5,33% Kalium (=6,42% K_2O), in $<2\mu m_{SM}$: 5,31% Kalium (=6,39% K_2O) und in der Fraktion $1-2\mu m$ 5,20% Kalium (=6,26% K_2O bei 70% Illit-Anteil). Die Bentonit-Probe (B10) enthält in der Fraktion $<0,4\mu m$ max. 5,48% an Kalium (=6,60% K_2O bei 60% Illit), in der Fraktion $0,4-1\mu m$ 5,11% Kalium (=6,16% K_2O bei 55% Illit-Anteil), in der Fraktion $<2\mu m_{SM}$ 4,69% (=5,66% K_2O) und in der Fraktion $<2\mu m_{FT}$ 4,73% (=5,70% K_2O).

Die relativ hohen K-Gehalte im Bentonit deuten in Relation zu den übrigen Proben auf das Vorliegen sehr kaliumreicher Illite hin, da andere kaliumhaltige Minerale in den Präparaten fehlen. Die Daten von Proben mit unverhältnismäßig geringen Kalium-Gehalten, wie die Proben E6 $<0,4\mu m$ und E24 $<2\mu m_{FT}$ sind mit Vorsicht zu interpretieren, da in den eingesetzten Präparaten möglicherweise die Illit-Gehalte für eine repräsentative K-Ar-Bestimmung zu gering waren. Die aus den Präparaten freigesetzten Mengen an radiogenem $^{40}Ar^*$ zeigen im allgemeinen eine Abhängigkeit von den Kalium-Gehalten und damit auch von den Illit-Anteilen der Präparate. Darin bestätigt sich, daß überwiegend Illite im Rahmen der geochronometrischen Untersuchungen datiert wurden. Die Angaben zu den prozentualen Anteilen des radiogenen $^{40}Ar^*$ am gemessenen Gesamt- ^{40}Ar geben Hinweise auf die Verunreinigung der Präparate durch atmosphärisches Ar. Die auffällig geringen Gehalte an ^{40}Ar in den Proben E6 $<0,4\mu m$ und E62N $<0,4\mu m$ und die gleichzeitig geringen Anteile des radiogenen $^{40}Ar^*$ machen die K-Ar-Daten unzuverlässig. Lediglich in der Probe E6 $<0,4\mu m$ spricht der relativ hohe Anteil an radiogenem $^{40}Ar^*$ (63%) für die Zuverlässigkeit der Messung. Offenbar besteht auch ein Zusammenhang mit der Korngrößenfraktion, da es sich bei den unzuverlässigen, geringen $^{40}Ar^*$ -Gehalten ausnahmslos um Präparate $<0,4\mu m$ handelt. Möglicherweise hat in diesen Präparaten ein signifikanter Ar-Verlust stattgefunden, dessen Ursache im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen nicht zu finden war.

Das höchste festgestellte Alter der Illitpopulation $<2\mu m$ wird, abgesehen von der Probe E24 $<2\mu m_{FT}$, in der Probe E9 aus den kambrischen Kernschichten der Venn-Decke mit $402,9 \pm 10,7$ Ma erreicht. In der benachbarten Probe E10 aus dem Vordevon der Monschau-Scherzone wurde das jüngste Alter der Fraktion $<2\mu m_{SM}$ mit $331,2 \pm 8,8$ Ma ermittelt. Noch jüngere Alter in der Fraktion $<2\mu m$ von 257-319 Ma sind ausnahmslos in FT-Proben dokumentiert. Zum einen spiegelt sich darin der Erfolg der schonenderen Aufbereitung wider, zum anderen sind diese Alter als Hinweise auf jüngere thermische Prozesse zu werten.

Die K-Ar-Daten der Fraktionen $<2\mu\text{mSM}$ und $<2\mu\text{mFT}$ können in vielen Fällen nicht allein die variszische Metamorphose datieren. Beispielsweise sind die ermittelten Alter teilweise höher als die allgemein angenommenen Sedimentationsalter (z.B. B10 aus dem Ems). Die Alter können demnach nur Mischalter sein. Die Metamorphosealter der Metasedimentite mit jungen, neugebildeten Phyllosilikaten werden offensichtlich von den in der Korngrößenfraktion $<2\mu\text{m}$ festgestellten detritischen Illiten mit höheren Altern beeinflusst. Obwohl in allen Präparaten der Fraktion $<2\mu\text{m}$ unspezifische Mischalter ermittelt wurden, kann für die epimetamorphen Proben E6, E10 und E62 bereits in dieser Fraktion eine Rejuvenierung des Illit-Altbestandes angenommen werden, die sich in vergleichsweise niedrigen K-Ar-Daten von 330-350 Ma widerspiegelt.

Die Interpretation der K-Ar-Altersbestimmungen wird im folgenden für jede Probe unter Einbeziehung der in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Ergebnisse gegeben. Die Einzelergebnisse der bearbeiteten Präparate werden für die Proben im Profilverlauf von NW nach SE besprochen.

Probe E7

Die Probe E7 (Nachbeprobung E7II) wurde aus den Zweifall-Schichten des Unter-Ems der Inde-Decke entnommen. Das Schichtgefüge hat eine zusätzliche Prägung durch diagenetische Kompaktion erfahren. Ein tektonometamorphes Schieferungsgefüge ist nicht ausgebildet. Die Probe stammt aus dem Liegenden der regional wichtigen Zweifaller Überschiebung unterhalb der Venn-Überschiebung.

Der Einfluß von ererbten Altern detritischer Glimmer ist infolge der geringen Metamorphosierung der Probe in allen Fraktionen gegeben. Die geringfügige, diagenetische oder schwach thermometamorphe Illit-Neubildung hat lediglich kleine Minerale des Typ I bzw. Anwachsäume des Typ II hervorgebracht. Sämtliche Präparate weisen signifikante Anteile an detritischen Phyllosilikaten vom Typ III auf, wobei in der feinsten Fraktion eine geringfügige, relative Anreicherung von sehr kleinen, neugebildeten Phyllosilikaten vom Typ I erreicht wurde. Entsprechend ist in der gröberen Unterfraktion $1-2\mu\text{m}$ eine relative Anreicherung detritischer Illite (Typ III) zu verzeichnen. Darüberhinaus wurde in dieser Fraktion idiomorpher Kaolinit festgestellt, der in Verbindung mit der Illit-"Kristallinität" die lediglich diagenetische Überprägung der Probe anzeigt.

Unter dem TEM zeigt die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ charakteristische, durchscheinende, dünnblättrige Phyllosilikate mit scharfen Korngrenzen vom Typ I. Daneben sind isometrische, detritische Phyllosilikatstapel vom Typ III. Einzelminerale erreichen Korngrößen von max. $0,5\mu\text{m}$; sehr große Körner von z.T. $>2\mu\text{m}$ Durchmesser bilden große detritische Glimmerstapel (Typ IIIb). Als Liefergebiet kommt für diese Schichten vor allem der altpaläozoische Old-Red-Kontinent in Betracht. Die in Relation zur Mineraloberfläche äußerst geringe Dicke dieser Phyllosilikate hat die Sedimentation im Atterberg-Zylinder verzögert und zu einer Verfälschung der Fraktionierung selbst im Bereich $<0,4\mu\text{m}$ geführt.

Die ermittelten Alter sind überwiegend als Mischalter anzusehen. In den Meßergebnissen spiegelt sich jedoch die relative Anreicherung von authigenen Phyllosilikaten in einer Abnahme der radiometrischen Altersdaten mit abnehmender Korngröße wider. In der vorwiegend "authigenen" Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ deutet das ermittelte K-Ar-Alter von $272,9 \pm 7,1$ Ma auf ein postorogenes, thermisches Ereignis maximal im Assel-Sakmara, Unterperm, das sich in der Feinfraktion der unweit in der Venn-Decke entnommenen Probe E9 wiederfindet. Im für die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ ermittelten Alter von $367,2 \pm 8,6$ Ma (Frasne, Oberdevon) wird durch einen höheren Detritusanteil ein höheres Mischalter erreicht, das dem der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ ($367,9 \pm 10,1$ Ma) entspricht. Das Maximalalter für die Probe E7 von $394,2 \pm 8,8$ Ma in der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ deutet auf einen zusätzlich erhöhten Detritusanteil und auf einen in diesem Korngrößenbereich vergleichsweise geringen Anteil an jüngeren Illit-Neubildungen.

Aufgrund der in diesem Bereich weitestgehend fehlenden variszischen tektono-metamorphen Überprägung kann der Zeitpunkt der Tektogenese nicht radiometrisch erfaßt werden. Nach STROINK (1993) bestehen aufgrund der an Sandsteinen durchgeführten Fluid-Thermometrie für die Bereiche nordwestlich der Venn-Decke zwischen Wurm-Mulde und Inde-Mulde Häufigkeitsmaxima der Homogenisierungs- bzw. Entstehungstemperaturen bei $T_h=120-170^\circ\text{C}$, so daß allenfalls schwache Illit-Bildungsprozesse zu erwarten sind. In der Feinstfraktion werden in sehr kleinen authigenen Illiten thermische Prozesse für das Oberkarbon bis Unterperm angedeutet, die sich auch in anderen Proben wiederfinden. Im Umfeld der Zweifaller Überschiebung ist somit der Zeitpunkt der anzunehmenden spät- bis postvariszischen permischen Aktivität, die sich im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge in der Bildung des Grabens von Malmedy und der beginnenden Absenkung des Mechernicher Trias-Dreiecks ausdrückt, anhand feinsten Illit-Bildungen zu datieren.

Probe E9

Die nach Maßgabe der Daten zur Illit-"Kristallinität" nur diagenetisch bis schwach anchizonal überprägte Probe E9 stammt aus dem Revin 4 der kambrischen Kernschichten der Venn-Decke im Liegenden der Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone. Die epizonale Vitrinit-Reflexion von $R_{\text{max}}=5,55\%$ der Probe E9 ist auf die mechanische Einregelung von Aromatenkernen durch die bei einem finiten *strain* von $R_{\text{s-ac}}=1,66$ (v. WINTERFELD 1993a) abgelaufene tektonische Durchbewegung in diesem Bereich zurückzuführen. Eine Ermittlung der Bireflexion, die diese Annahme klären könnte, konnte an dieser Probe nicht erfolgen, da die minimale Vitrinit-Reflexion (R_{min}) nicht bestimmbar war (v. WINTERFELD 1993a). Andererseits ist möglicherweise auch die Illit-"Kristallinität" durch den hohen Kohlenstoffanteil des beprobten Schwarzschiefers durch Ummantelung der reaktiven Korngrenzen hinter der "tatsächlichen" Metamorphose zurückgeblieben. FRANK (1987) fand in dem beprobten Aufschluß Paragonit als Erklärung für die hohe Halbwertsbreite. Paragonit führt im Diffraktogramm zu Peak-Verbreiterungen bei 10 \AA und weist außerdem, entsprechend der ermittelten maximalen Vitrinit-Reflexion, auf anchi- bis epimetamorphe Bedingungen hin.

Unter dem Elektronenmikroskop sind zwei deutlich verschiedene Illit-Populationen sichtbar. Während die Fraktionen $>0,4\mu\text{m}$ überwiegend aus Illiten vom Typ IIIb bestehen, wurde in der Feinstfraktion $<0,4\mu\text{m}$ eine relative Anreicherung neugebildeter Illite vom Typ I erreicht.

Unter dem TEM tritt in der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ neben dem Typ IIIb, der einen detritischen Ursprung hat, idiomorpher bis hypidiomorpher Illit vom Typ I auf. Im Präparat erreichen die Typ IIIb-Phyllosilikatstapel Korngrößen von bis zu $8\mu\text{m}$. Die im Verhältnis zur Mineraldicke große (001)-Oberfläche hat zu einer verzögerten Sedimentation bei der Aufbereitung geführt. Die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ zeigt unter dem TEM überwiegend Mineralkörner vom Typ III. Idiomorphe Glimmer vom Typ I, die zweifelsfrei authigene Bildungen darstellen, sind selten. Vereinzelt sind Typ II-Phyllosilikate als dünne authigene Anwachsäume an Typ III-Mineralen zu beobachten.

Das für die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ ermittelte K-Ar-Alter von $428,3 \pm 9,8$ Ma ist, wie auch das identische Alter der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ von $426,9 \pm 9,8$ Ma (Wenlock, Silur) und das Alter der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ von $402,9 \pm 10,7$ Ma (Gedinne, Unterdevon), folglich als Mischalter zu interpretieren. Die im Vergleich mit den übrigen Proben relativ hohen Mischalter resultieren aus den entsprechend höheren ererbten Altern der aus präkambrisch-kaledonischen Liefergebieten stammenden Phyllosilikate.

Da für die Kernschichten des Stavelot-Venn-Massivs neben einer variszischen Metamorphose auch eine kaledonische Metamorphose diskutiert wird (SPAETH et al. 1985, FIELTIZ 1987), können die einheitlichen K-Ar-Alter in den Fraktionen $0,4-1\mu\text{m}$ und $1-2\mu\text{m}$ auch als kaledonisch rejuventiert interpretiert werden, wenn bei der kaledonischen Metamorphose die "detritische" Kornform der Illite unverändert geblieben ist oder sie sich in den vereinzelt ausgebildeten Anwachsäumen widerspiegelt. Die Öffnung des K-Ar-Systems könnte in diesem Fall unter statischen Bedingungen einer schwachen Thermalmetamorphose ohne erkennbare Rekristallisationsvorgänge abgelaufen sein. Die in den Fraktionen $0,4-1\mu\text{m}$ und $1-2\mu\text{m}$ vorhandenen Typ I-Neubildungen sind alleine aufgrund ihres Erscheinungsbildes keinem spezifischen Metamorphoseereignis zuzuordnen. Die Typ I-Illite ließen sich nicht durch Fraktionierung von den detritischen Illit-Typen trennen. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersbestimmungen können bei Anwendung der Technik der stufenweisen Erhitzung Altersdaten zur polyphasen tektonometamorphen Entwicklung dieses Gebietes liefern.

Die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ besteht im Gegensatz zu den gröberen Fraktionen vornehmlich aus Phyllosilikaten vom Typ I, die als authigene Bildungen anzusehen sind. Das für diese Fraktion ermittelte Alter von $282,1 \pm 8,7$ Ma (Assel-Sakmara, Unterperm), das dem für die Feinstfraktion der Probe E7 innerhalb der Fehlergrenzen entspricht, ist demnach als geologisch signifikantes Ergebnis zu bewerten. Wie in der weiter nordwestlich entnommenen Probe E7 ist auch in der Feinstfraktion der Probe E9 damit ein thermisches Ereignis für das Perm dokumentiert, das zur Neubildung von Illiten $<0,4\mu\text{m}$ geführt hat. Sowohl für die Probe E7 als auch für die Probe E9 besteht möglicherweise über die relativ spät aktiven Störungen in der Nachbarschaft

(Zweifaller Überschiebung, Venn-Überschiebung und Basalüberschiebung der Monschau-Scherzone) eine Verbindung zur permischen Dehnungstektonik im Bereich der Nordeifel (permischer Graben von Malmedy).

Probe E10

Die Probe E10 stammt aus dem Salm (Tremadoc, Unteres Ordovizium) der epimetamorphen Monschau-Scherzone und sollte in allen Fraktionen vorwiegend neugebildete Illite liefern. Bereits die Gesamtfraktion $<2\mu\text{m}$ weist erwartungsgemäß überwiegend relativ große, neugebildete Phyllosilikate vom Typ I auf. Untergeordnet treten Mineralkörner vom Typ IIIb mit unregelmäßigen Korngrenzen auf.

Die ermittelten K-Ar-Daten liefern folglich Illit-Bildungsalter, die nur geringfügig von ererbten und ohnehin weitestgehend rejuвениerten Altern detritischer Glimmer gestört werden. Das K-Ar-Alter der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ von $326,3 \pm 7,1$ Ma (Namur, Oberkarbon) datiert demnach den Höhepunkt der variszischen Metamorphose. Das schwache, in benachbarten Proben dokumentierte Perm-Event hat die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ vermutlich nicht oder nur geringfügig rejuвениert. Das mit $331,2 \pm 8,8$ Ma (Namur, Oberkarbon) innerhalb der Fehlergrenzen identische Alter der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$, die mit der Scheibenschwingmühle aufbereitet wurde, bestätigt die durchgreifende epimetamorphe Überprägung der Probe während der variszischen Orogenese (Wende Unter-/Oberkarbon). Dabei wird nicht die ältere, unter weitestgehend statischen Bedingungen abgelaufene (variszische) epizonale Versenkungsmetamorphose datiert, sondern die jüngere, daraus hervorgehende, ebenfalls epizonale Dynamometamorphose im Zuge der Scherbewegungen an der Basis der Eifel-Decke (Aachen-*detachment*).

Unterfraktionen $<1\mu\text{m}$ konnten nicht in ausreichender Menge gewonnen werden, da die metamorphe Rekristallisation zu einer Kornvergrößerung geführt hat.

Das deutlich jüngere Alter der durch Frost-Tau-Wechsel aufbereiteten Gesamtfraktion $<2\mu\text{mFT}$ von $278,3 \pm 6,1$ Ma (Sakmara, Unterperm) entspricht dem Alter der Feinstfraktionen der benachbarten Proben E7 und E9. Eine Deutung dieses Datums kann anhand der vorliegenden Untersuchungsergebnisse nur hypothetischer Natur sein: Das $<2\mu\text{mFT}$ -Präparat, das dieses permische Alter geliefert hat, wurde bereits nach zwei-wöchiger Laufzeit der Frost-Tau-Wechsel-Aufbereitung separiert. Möglicherweise hat die Frost-Tau-Wechsel-Aufbereitung zunächst feinstkörnige permische Neubildungen aus dem Gestein gelöst ("Aufbereitungseffekt"). Die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ konnte erst nach mehreren Monaten Laufzeit gewonnen werden (vergl. auch Probe E20), als zunehmend auch variszische Phyllosilikate aus dem Gesteinsverband herausgelöst waren. Da diese Hypothese im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung nicht mehr zu prüfen war, wird das Ergebnis für die Probe E10 $<2\mu\text{mFT}$ insgesamt als unspezifisch beurteilt.

Probe E20

In der Gesamtfraction $<2\mu\text{mSM}$ der Probe E20 aus den Rurberg-Schichten des Siegen der Eifel-Decke liegen neugebildete und detritische Phyllosilikate vor. Detritische Illite sind unter dem TEM als massige Mineraleinzelkörner vom Typ III und Phyllosilikatstapel vom Typ IIIb zu erkennen. Authigene Illite vom Typ I treten in der Gesamtfraction $<2\mu\text{mSM}$ mit deutlich geringeren Korndurchmessern auf.

Die Aufbereitung über Frost-Tau-Wechsel hat in der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ das Zermahlen von grobem Detritus mit hohen ererbten Altern ausgeschlossen. Der Anteil an authigenen Illiten wurde relativ erhöht. In der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ sind unter dem TEM ähnliche Verhältnisse zu beobachten, wie in der Gesamtfraction, wobei Typ III-Mineralie überwiegen. Authigene Illite mit geringeren Korndurchmessern von $<<1\mu\text{m}$ machen einen wesentlich geringeren Anteil aus. Die in der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ angereicherten Phyllosilikate sind unter dem TEM größtenteils als Typ I-Illite anzusprechen. Die im Vergleich zur (001)-Fläche geringen Mineraleindicken haben zu einer verzögerten Sedimentation von größeren Typ III-Mineralkörnern mit Durchmessern bis zu $2\mu\text{m}$ geführt. An den Korngrenzen sind an diesen Körnern häufig dünne Anwachs-säume von Illit (Typ II) ausgebildet, die auf wirksame metamorphe Prozesse hinweisen. Die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ konnte nur in sehr geringer Menge gewonnen werden. Das Material dieser Probe wurde für eine nicht geglückte Messung (Gerätedefekt) nahezu vollständig aufgebraucht, so daß im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung keine Wiederholungsmessung möglich war.

Das in der Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ ermittelte K-Ar-Alter von $353,6 \pm 9,4$ Ma (Tournai, Unterkarbon) ist als geologisch wenig signifikantes Mischalter anzusehen. Dem Alter der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ von $257,0 \pm 6,4$ Ma (Kungur, Unterperm), das vergleichbar mit der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ der Probe E10 nach kurzer Aufbereitungszeit ermittelt wurde, wird u.a. aufgrund des relativ geringen Anteils an radiogenem ^{40}Ar keine geologische Bedeutung beigemessen. Das Alter der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ der aus dem gleichen Aufschluß an anderer Stelle entnommenen Probe E20II von $286,5 \pm 6,6$ Ma (Assel, Unterrotliegendes) entspricht zwar dem in den anderen Proben aus der nordwestlichen Traverse mehrfach festgestellten, postorogenen Perm-Alter, wird insgesamt jedoch aufgrund des möglichen "Aufbereitungseffektes" als geologisch unspezifisch angesehen. Das Alter der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ von $320,0 \pm 7,2$ Ma (Namur, Oberkarbon) resultiert gegenüber dem Ergebnis für die Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ aus der schonenderen Frost-Tau-Wechsel-Aufbereitung, die das Aufmahlen der größeren, detritischen Phyllosilikate ausschließt. Wegen der festgestellten Detritus-Anteile in der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ ist das K-Ar-Alter jedoch als geologisch wenig aussagekräftiges Mischalter anzusehen. In feineren Unterfraktionen $<1\mu\text{m}$ wird durch die relative Anreicherung der feinkörnigen, authigenen Illite eine zunehmende Annäherung an das tatsächliche Metamorphosealter erwartet. Die Fraktion $<1\mu\text{m}$ konnte allerdings nicht in ausreichender Menge gewonnen werden.

Probe E24

Die Probe E24 aus den Heimbach-Schichten des unteren Unter-Ems der Eifel-Decke stammt aus dem Bereich der Malsbenden-Rücküberschiebung.

In den bisher untersuchten Fraktionen $<2\mu\text{m}$ sind unabhängig vom Aufbereitungsverfahren sowohl detritische als auch authigene Illite in den Präparaten enthalten. Das FT-Präparat $<2\mu\text{m}$ weist unter dem TEM einen hohen Anteil an relativ groben, detritischen Illiten der Typen III und IIIb auf. Authigene Illite vom Typ I sind in geringem Umfang mit feineren Korngrößen enthalten. Auffällig ist ein relativ hoher Anteil an idiomorphem Kaolinit in einem Korngrößenbereich von $0,4\text{-}2\mu\text{m}$, der vermutlich im Zuge der Verwitterung gebildet wurde. REM- und TEM-Untersuchungen der Fraktion $1\text{-}2\mu\text{m}$ zeigen gegenüber der Gesamtfraktion $<2\mu\text{m}$ eine relative Abreicherung der feinkörnigen ($<1\mu\text{m}$) Typ I-Illite. Die tektonometamorphe Überprägung der Probe zeigt sich in feinstkörnigen Illit-Anwachssäumen vom Typ II, so daß auch für die detritischen Typ III-Phyllosilikate eine Rejuvenierung anzunehmen ist. Idiomorphe Kaolinit-Minerale sind auch in diesem Präparat enthalten. Die Präparate der Feinfraktionen ($0,4\text{-}1\mu\text{m}$ und $<0,4\mu\text{m}$) zeigen eine deutliche, relative Anreicherung authigener Illite vom Typ I und Typ II. Während die Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ noch signifikante Anteile an Typ III-Detritus und Kaolinit aufweist, zeigt die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ eine deutliche Vorherrschaft authigener Illite vom Typ I und II.

Die ermittelten K-Ar-Daten liefern demnach mit $350,7 \pm 9,4 \text{ Ma}$ ($<2\mu\text{mSM}$) bzw. $447,7 \pm 11,3 \text{ Ma}$ ($<2\mu\text{mFT}$) geologisch wenig aussagekräftige Mischalter. K-Ar-Untersuchungen der Fraktion $1\text{-}2\mu\text{m}$ und der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ lassen eine weitere Annäherung an das geologisch signifikante Metamorphosealter erwarten. Die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ sollte schließlich ein geologisch signifikantes K-Ar-Metamorphosealter liefern. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen konnten Unterfraktionen $<2\mu\text{m}$ der Probe E24 nicht in ausreichender Menge gewonnen werden.

Probe E33

Die Probe E33 (Nachbeprobung E33W) stammt aus den Schleiden-Schichten des mittleren Unter-Ems vom NW-Rand der Sötenicher Mulde (Eifeler Nord-Süd-Zone).

Während in der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ der nur diagenetisch überprägten Probe in der Hauptsache detritische Phyllosilikate vom Typ III vorliegen und auch in der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ noch signifikante Anteile an detritischen Typ III-Illiten zu identifizieren sind, herrschen in der Feinstfraktion $<0,4\mu\text{m}$ authigene Illite vom Typ I vor. Die Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ zeigt unter dem TEM am Typ III-Illit-Detritus vielfach Illit-Anwachssäume vom Typ II. Die Anwachssäume deuten für diesen Korngrößenbereich auf durchgreifende, diagenetische? Kristallisationsprozesse, die u.U. eine Rejuvenierung des Detritus bewirkt haben.

Die ermittelten K-Ar-Alter der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ von $382,4 \pm 9,1 \text{ Ma}$, wie auch der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ von $371,1 \pm 7,9 \text{ Ma}$ werden aufgrund des signifikanten Detritus-Anteils als geologisch wenig aussagekräftige Mischalter aufgefaßt.

Die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ besteht nahezu ausschließlich aus Illit. Die Illite sind überwiegend dem authigenen Typ I zuzuordnen. Ihr K-Ar-Alter von $294,4 \pm 6,4$ Ma, das in einer zweiten Messung mit $303,7 \pm 6,8$ Ma innerhalb des Meßfehlers bestätigt wurde, wird als Bildungsalter der Illite $<0,4\mu\text{m}$ und damit als spätvariszisches Illitbildungsalter im Rahmen eines thermischen Ereignisses im Westfal (Oberkarbon) angesehen.

Demnach hat die variszische Tektogenese in diesem Bereich erst relativ spät zu einer Anhebung der Isothermen bzw. der "Illit-Bildungsisograden" und zur Öffnung der K-Ar-Systeme geführt, ohne das es zu durchgreifender Rekristallisation mit Verbesserung der Illit-"Kristallinitäten" im Korngrößenbereich bis $2\mu\text{m}$ gekommen ist. Ein Zusammenhang mit der benachbarten spätrogenen Aktivität der Malsbenden-Rücküberschiebung liegt nahe.

Das für die Eifeler Nord-Süd-Zone aufgrund der Inkohlungs- und Illit-"Kristallinitäts"-Verhältnisse nachgewiesene präkinematische Temperaturmaximum wird in den ermittelten K-Ar-Altern nicht abgebildet, wenngleich die Mischalter der Fraktionen $<2\mu\text{mSM}$ und $0,4-1\mu\text{m}$ plausible Zahlenwerte darstellen. Eventuell im Rahmen der präkinematischen "Metamorphose" gebildete Illite lassen sich nicht von der Detrituskomponente trennen. Für die Detrituskomponente kann aufgrund der schwachen "Metamorphose" keine vollständige Reequilibrierung der K-Ar-Systeme erwartet werden.

Probe B10

Die Bentonit-Probe B10 stammt aus Klerf-Schichten des oberen Unter-Ems vom westlichen Rahmen der Eifeler Nord-Süd-Zone in Verlängerung der Rohrer Mulde.

Im Dünnschliff zeigen die Bentonite nach WINTER (1969) eine homogene, mit feinsten Erzpartikeln durchstäubte Tonmineralgrundmasse, in der einzelne gröbere Quarz- und Feldspatkörner auffallen. Korngestalt und Rundungsgrad der Einsprenglinge zeigen keine einheitliche Ausbildung. Gelegentlich zeichnet die Matrix eine schlierige Fluidaltextur nach, die auf sekundäre Fließerscheinungen zurückgeht. Unter gekreuzten Nicols treten insbesondere in frischem Material Tonmineral-Pseudomorphosen nach glasigen Tuff-Fragmenten und Feldspatbruchstücken in Erscheinung, die die porphyrische Struktur des Ausgangsgesteins erhalten haben. Der Mineralbestand der Bentonite weist einen Anteil von 35-80% Montmorillonit-Illit (meist als mixed-layer) auf. Daneben treten Biotit, Chlorit, Kaolinit, Muskovit-Illit, Quarz, Feldspat, Rutil, Apatit, Zirkon, Turmalin und Kalzit auf. Selten sind Partikel vulkanischer Gläser erhalten. Im Phasenkontrast-Verfahren werden Pseudomorphosen nach bogenförmigen Glasplittern sichtbar, die für Tuffe charakteristisch sind.

Bei der chemischen Analyse der Eifel-Bentonite ist vor allem der hohe K_2O -Gehalt von rd. 3-7% auffällig, der auf eine sekundäre Umwandlung des aus der Entglasung entstandenen Montmorillonit in Illit durch Meerwassereinflüsse zurückgeführt wird (WINTER 1969).

In der Gesamtfraktion $<2\mu\text{m}$ ist sowohl nach dem Schlämmen des unverfestigten Bentonits als auch nach Aufbereitung durch Frost-Tau-Wechsel ein geringer Anteil detritischer Phyllosilikate vom Typ III zu sehen. In der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ liegt neben den detritischen Typ III-Illiten ein hoher Anteil an authigenen Typ I-Illiten vor. In der Feinstfraktion $<0,4\mu\text{m}$ ist eine deutliche Anreicherung feinblättriger, authigener Illite vom Typ I, z.T. mit illitischen Anwachs säumen vom Typ II festzustellen.

Die Fraktion $<2\mu\text{m}$ (geschlämmt) lieferte ein Mischalter ($390,4 \pm 10,5$ Ma) von detritischen und authigenen Illiten, das in den Fehlergrenzen mit der Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ bestätigt ($378,7 \pm 8,7$ Ma) wurde. Während auch mit der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ in den Fehlergrenzen ein vergleichbares Mischalter von $371,1 \pm 7,9$ Ma ermittelt wurde, liefert die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ mit $335,2 \pm 8,0$ Ma bzw. in einer zweiten Messung mit $349,0 \pm 8,2$ Ma innerhalb der Fehlergrenzen reproduzierbare Illit-Bildungsalter. Da die untersuchte Probe keine metamorphe Überprägung erfahren hat, müssen die Illite im Stadium der höchsten Diagenese im Zuge der Entglasung der Bentonit-typischen Glaspartikel bzw. bei der durch Meerwassereinflüsse begünstigten Umwandlung von Montmorillonit in Illit gebildet worden sein. Das ermittelte Alter von i.M. rd. 342 Ma stellt somit ein Entglasungs- bzw. Diagenesealter für die Probe dar, das einer maximalen Versenkung etwa im Unterkarbon (Visé) entspricht.

Probe E89

Die Probe E89 (Nachbeprobung: E89N) aus der Herdorf-Gruppe des obersten Siegen stammt vom Süd-Schenkel des Eifeler Hauptsattels im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung.

Die Aufbereitung zu einzelnen Fraktionen lieferte überwiegend Mischpräparate aus detritischen Typ III- und authigenen Typ I- und Typ II-Phyllosilikaten, wobei zu den feineren Fraktionen eine deutliche, relative Anreicherung der authigenen Illite erreicht wurde.

Die Fraktion $1\text{-}2\mu\text{m}$ besteht zum überwiegenden Teil aus detritischen Typ III-Phyllosilikaten. Authigene Typ I-Illite sind nur untergeordnet als feinkörnige Beimengungen ($<1\mu\text{m}$) enthalten. Die Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ zeigt unter dem TEM überwiegend detritische Phyllosilikatstapel vom Typ IIIb und wenige Illite vom Typ I. Im Präparat $<0,4\mu\text{m}$ sind detritische Phyllosilikate nur noch von untergeordneter Bedeutung. Der überwiegende Teil der Mineralkörner besteht aus authigenen Typ I-Illiten und Mineraleinzelkörnern mit dünnen Anwachs säumen vom Typ II.

Entsprechend werden die höchsten und in den Fehlergrenzen identischen Mischalter mit $396,2 \pm 10,7$ Ma in der Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ und mit $391,5 \pm 8,6$ Ma im Präparat $1\text{-}2\mu\text{m}$ ermittelt. In der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ ist durch die relative Anreicherung authigener Illite ein niedrigeres Mischalter von $350,5 \pm 7,6$ Ma (Wiederholungsmessung: $336,1 \pm 7,6$ Ma) zu verzeichnen. Die K-Ar-Datierung der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ liefert mit $325,4 \pm 7,1$ Ma (Namur, Oberkarbon) das Alter der variszischen Metamorphose für die authigenen Phyllosilikatneubildungen, die unter

den lediglich diagenetisch bis schwach anchimetamorphen Bedingungen maximale Korngrößen $< 0,4\mu\text{m}$ erreichten.

Probe E62

Die Probe E62 (Nachbeprobung: E62N) aus der Dachschiefer-Folge des Siegen stammt von der Nordflanke der Mosel-Mulde unmittelbar südlich des Vergenzwechsels (d.h. aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung).

In der Gesamtfraktion $< 2\mu\text{mSM}$ der Probe E62 ist unter dem TEM eine Mischung von authigenen und detritischen Phyllosilikaten festzustellen, die u.a. aus dem Zermahlen von grobem Detritus resultiert. Im Korngrößenbereich um $2\mu\text{m}$ liegen zahlreiche aufgemahlene Phyllosilikatstapel vom Typ IIIb vor. Im Vergleich zur Fraktion $< 2\mu\text{mSM}$ hat die schonendere Aufbereitung über Frost-Tau-Wechsel die künstliche Kornverfeinerung von älteren, detritischen Phyllosilikaten verhindert. Im Präparat $1-2\mu\text{m}$ sind entsprechend dem hohen Metamorphosegrad der Probe bereits überwiegend authigene Illite vom Typ I enthalten, wobei allerdings die Abtrennung detritischer Typ IIIb-Phyllosilikate unvollkommen ist. In der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ herrschen authigene Neubildungen vom Typ I vor. Die Fraktion $< 0,4\mu\text{m}$ besteht ebenfalls zum größten Teil aus authigenen Typ I-Phyllosilikaten.

Das Alter der Fraktion $< 2\mu\text{mSM}$ von $336,2 \pm 9,1 \text{ Ma}$ ist als geologisch unspezifisches Mischalter anzusehen. Sämtliche Unterfraktionen haben überwiegend neugebildete oder rekristallisierte Illite geliefert. Das K-Ar-Alter der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ mit $316,9 \pm 6,9 \text{ Ma}$ stellt ein geologisch signifikantes Bildungsalter dieser Illitfraktion dar. Die radiometrische Altersbestimmung an der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ liefert nach den TEM-Beobachtungen zur Kornmorphologie mit $299,0 \pm 6,4 \text{ Ma}$ ebenfalls ein spezifisches Alter für diesen Korngrößenbereich. Ebenso ist das K-Ar-Alter der Fraktion $< 0,4\mu\text{m}$ von $270,1 \pm 14,6 \text{ Ma}$ das geologisch signifikante Bildungsalter feinsten Illite.

Damit sind bis zu drei Illit-Bildungsalter datiert: Während das Alter der gröberen Neubildungen von rd. 317 Ma (Westfal, Oberkarbon) die variszische Tektogenese und die synkinematisch angelegte Schieferung datiert, repräsentieren die Alter der feineren Fraktionen vermutlich spät- bis postorogene thermische Ereignisse vor rd. 300 Ma (Westfal-Stefan, Oberkarbon) und 270 Ma (Sakmara, Unterperm). In der Probe E62 ist die Abnahme der ermittelten Alter in den feineren Fraktionen nicht auf eine Abnahme des Detritus-Anteils, wie beispielsweise REUTER (1985) aufzeigen konnte, zurückzuführen, sondern resultiert vielmehr aus einem insgesamt retrograden Ablauf dreier diskontinuierlich aufeinander folgender thermischer Prozesse (Abnahme der Metamorphosetemperaturen bzw. der Einwirkungszeiten). Die durchgreifende epizonale variszische Metamorphose hat Illite von bis zu $2\mu\text{m}$ und größer gebildet, während die schwächer wirkenden jüngeren Ereignisse lediglich Illite $< 1\mu\text{m}$ hervorgebracht haben.

Die Interpretation der ermittelten K-Ar-Daten als drei spezifische Metamorphosealter beruht auf der Annahme, daß die jüngeren Prozesse nur unwesentlich die älteren K-

Ar-Systeme beeinflusst haben. Die im folgenden beschriebenen Wechselwirkungen können allerdings nicht vollkommen ausgeschlossen werden: Neben der Blastese feinsten Illite haben die jüngeren Temperungen möglicherweise eine Öffnung der K-Ar-Systeme der zuvor im Zuge der variszischen Metamorphose gebildeten Illite verursacht und deren radiometrischen Uhren verstellt. Das variszische Metamorphosealter der Probe kann demnach strenggenommen nur zwischen dem detritisch beeinflussten Alter der Fraktion $<2\mu\text{m}$ von rd. 336 Ma und dem Maximalalter für die jüngste postorogene Aufheizung von rd. 270 Ma eingegrenzt werden. Das Alter der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ kann möglicherweise ein Mischalter aus der syn- und der postorogenen Metamorphose darstellen. Andererseits sind insbesondere in den Feinstfraktionen Ar-Verluste nicht auszuschließen.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen dieser Probe können bei Einsatz der Technik der stufenweisen Erhitzung diese Unklarheiten beseitigen.

Die bedeutende Deckenüberlagerung, die in diesem Profilabschnitt angenommen wird, hat zu einer Versenkung der Gesteine in bis über 9.000 m Tiefe geführt. Möglicherweise wurden im Zuge der tektonischen Stapelung Fluide im Bereich der Deckenbahn generiert, die noch spät- bis postorogen über Klüfte aufgestiegen sind und im Gestein zu feinstkörnigen, jüngeren Illit-Bildungen führten. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wurden vergleichbare permische Illit-Bildungsalter an mehreren Stellen des südlichen Linksrheinischen Schiefergebirges ermittelt. Im nordwestlichen Linksrheinischen Schiefergebirge wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit verbreitet relativ junge Mischalter festgestellt, die auf Anteile an vermutlich permisch gebildeten Illiten deuten. Ein spät- bis postorogenes, permisches Event hat offenbar großräumig metamorph wirksame Wärmefronten ausgebildet. Im Umfeld von Störungsbereichen mit zahlreichen Aufstiegswegen für heiße Fluide konnte die Prozesse dieser Hydrothermal-Metamorphose offenbar besser wirken als in ungestörten Bereichen mit nur geringer Fluid-Durchlässigkeit.

Probe P1.2

Die Probe P1.2 stammt aus den Singhofen-Schichten des Unter-Ems von der Nordflanke der Mosel-Mulde.

Die über die Scheibenschwingmühle aufbereitete Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ enthält sowohl detritische Phyllosilikate vom Typ IIIb und III als auch authigene Phyllosilikate vom Typ II. Größere, detritische und somit ältere Illite wurden durch das Mahlverfahren zerstört und künstlich in die Fraktion $<2\mu\text{m}$ gebracht. Auffällig sind Typ II-Anwachssäume von authigenen Illiten sowie feinkörnige, authigene Typ I-Einzelminerale. Die aufbereitungsbedingte, künstliche Kornverfeinerung wurde in den mittels Frost-Tau-Wechseln zerkleinerten Präparaten $<2\mu\text{mFT}$ verhindert. In den feinen Unterfraktionen $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ und $<0,4\mu\text{m}$ herrschen authigene Neubildungen vor, wobei in der Fraktion $0,4\text{-}1\mu\text{m}$ die Typ II-Anwachssäume vorherrschen und die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ hauptsächlich aus authigenen Typ I-Phyllosilikaten besteht. Zusätzlich tritt in allen Präparaten Goethit in Anwachsungen auf, wodurch es zu Verschiebungen in den Korngrößenfraktionen kommen kann.

Das ermittelte K-Ar-Alter der Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ von $351,5 \pm 7,9$ Ma ist als unspezifisches Mischalter anzusehen. Die Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ lieferte ein Alter von $319,3 \pm 7,2$ Ma, das infolge des geringeren Detritus-Anteils eine weitestgehende Annäherung an das "tatsächliche" Metamorphosealter darstellt. Die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ liefert mit $325,4 \pm 7,1$ Ma aufgrund des hohen Anteils authigener Illite ein innerhalb der Fehlergrenzen identisches Illit-Bildungsalter, wie auch die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ mit $322,3 \pm 7,9$ Ma dieses Bildungsalter bestätigt. Die geringe Varianz der Alterszahlen deutet auf eine "Homogenisierung" der K-Ar-Daten infolge durchgreifender anchimetamorpher Prozesse vor rd. 320-325 Ma (Wende Unterkarbon/Oberkarbon). Eine spät- bis postorogene Temperung dieser Probe ist aus den vorliegenden Daten nicht abzulesen.

Die anzunehmende mächtige, großräumige Deckenüberlagerung der heutigen Mosel-Mulde hat offenbar zu einer intensiven, durchgreifenden Aufheizung mit Rücksetzung der K-Ar-"Uhren" in der Illit-Fraktion $<2\mu\text{m}$ geführt. Möglicherweise fehlen im Bereich der Probe P1.2 die störungsbedingten Wegsamkeiten für den spät- bis postorogenen Aufstieg heißer Fluide, wie sie beispielsweise bei der Probe E62 durch die relative Nähe zur Siegener Hauptaufschiebung anzunehmen sind.

Probe P7

Die Porphyroid-Probe P7, die als Tuffit eines rhyolithischen bis rhyodacitischen Magmas zu klassifizieren ist (KIRNBAUER 1986), stammt aus den Singhofen-Schichten des Unter-Ems der Maisborn-Gründelbach-Mulde (Maisborn-Gründelbach-Schuppe) der Hunsrück-Decke.

Die Porphyroid-Probe zeichnet sich bereits in der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ durch einen hohen Anteil an Typ I-Illiten aus, die sowohl primär aus der Entglasung stammen als auch authigen metamorphen Ursprungs sind. Eine Unterscheidung ist unter dem Elektronenmikroskop nicht möglich. Daneben treten detritische Phyllosilikatstapel vom Typ IIIb und idiomorphe Kaolinit-Mineralkörner als Verwitterungsprodukt auf. Die über Frost-Tau-Wechsel aufbereitete Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ zeigt unter dem TEM eine Vorherrschaft der Typ I-Illite, woraus zu folgern ist, daß in der Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ der höhere Anteil an Phyllosilikatdetritus vom Typ IIIb aus größerem Material zermahlen wurde. Auch die Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ enthält geringe Anteile an Kaolinit-Einzelkörnern, die jedoch die K-Ar-Daten nicht signifikant verfälschen. Die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ weist neben detritischen Anteilen hohe Gehalte an authigenen Typ I-Illiten auf. In der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ liegt eine weitere Zunahme der authigenen Typ I-Illite vor, bis in der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ Typ I-Illite vorherrschend sind.

Das für die Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ ermittelte K-Ar-Alter ist als Mischalter dreier Illit-Populationen aufzufassen: detritische Illite mit ererbten Altern, "primäre" Illite mit Abkühlungs- bzw. Entglasungsaltern und authigene Illite mit Metamorphosealtern ergeben ein geologisch unspezifisches Mischalter von $333,8 \pm 7,4$ Ma. Das deutlich geringere K-Ar-Alter der über Frost-Tau-Wechsel aufbereiteten Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ von $271,0 \pm 6,1$ Ma zeigt den erheblichen Einfluß der aufgemahlenden Detritus-

beimengungen auf das K-Ar-Datum der Fraktion $<2\mu\text{mSM}$. Offenbar ist durch die schonendere Zerkleinerung nicht nur das Aufmahlen des gröberen Detritus unterbunden, sondern im untersuchten Präparat sogar eine Anreicherung von jungpaläozoisch (Sakmara, Unterperm) gebildeten Phyllosilikaten erreicht worden ("Aufbereitungseffekt"). Ähnliche K-Ar-Alter haben sich, wie bereits ausgeführt, für die jeweiligen $<2\mu\text{mFT}$ -Präparate der Proben E10 ($278,3 \pm 6,1$ Ma) und E20 ($257,0 \pm 6,4$ Ma) ergeben.

Das Alter der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ von $231,3 \pm 5,4$ Ma muß im regionalgeologischen Zusammenhang als geologisch nicht signifikant eingestuft werden. Möglicherweise spiegeln sich in diesem ungewöhnlich geringen Alter jüngere Prozesse wider. Das für die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ ermittelte Alter von $306,8 \pm 6,6$ Ma (Westfal, Oberkarbon) resultiert aus der Mischung authigener und aus Entglasung stammender Illite, die zusätzlich möglicherweise eine Rejuvenierung erfahren haben. Dieses Alter ist damit hier als evtl. rejuveniertes Maximalalter der variszischen Metamorphose (Namur, Oberkarbon) zu verstehen.

Probe P7T

Aus dem unmittelbaren Liegenden des Porphyroids P7 wurde eine Tonschieferprobe entnommen.

In der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ ist ein signifikanter Anteil an detritischen Phyllosilikaten vom Typ III enthalten. Verbreitet treten dünne, authigene Illit-Anwachssäume vom Typ II auf. Daneben sind authigene Illite vom Typ I vertreten. Vereinzelt sind leistenförmige Minerale, die nicht identifizierbar waren, enthalten. Insgesamt zeigt bereits das Präparat $1-2\mu\text{m}$ deutliche Anzeichen für durchgreifende metamorphe Prozesse. Im Präparat $0,4-1\mu\text{m}$ ist der Anteil der Typ III-Illite deutlich reduziert, während in der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ vornehmlich Typ I-Illite auftreten.

Die K-Ar-Alter spiegeln diese Sachverhalte mit Mischaltern von $332,4 \pm 7,4$ Ma ($1-2\mu\text{m}$) und $311,1 \pm 6,9$ Ma ($0,4-1\mu\text{m}$) wider. Das wenig signifikante Mischalter der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ entspricht dem Mischalter der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ der Probe P7, was auf ähnliche Detritusbeimengungen für beide Gesteine schließen läßt. Ebenso entsprechen sich die Alter der Fraktionen $0,4-1\mu\text{m}$ beider Proben innerhalb ihrer Fehlergrenzen. Die Probe P7T bestätigt in der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ maximale Metamorphosealter von rd. 311 Ma (Westfal, Oberkarbon) im Bereich der Proben P7 und P7T.

Probe P7S

Die Probe P7S wurde aus einer Sandsteinbank im unmittelbaren Liegenden der Probe P7T entnommen.

Die Fraktion $<2\mu\text{mFT}$ zeigt unter dem TEM erwartungsgemäß einen signifikanten Anteil an detritischen Phyllosilikaten vom Typ III. Im relativ porösen Sandstein wurden zwar zahlreiche Typ I-Illite metamorph gebildet, mit Korndurchmessern von

bis zu $1\mu\text{m}$ weisen sie jedoch ein identisches Korngrößenspektrum wie die detritischen Phyllosilikate auf. Eine Anreicherung der authigenen Bildungen ist in diesem Fall nicht möglich. Dementsprechend enthält die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ neben authigenen Typ I-Bildungen signifikante Detritus-Anteile (Typ III). Die feineren Fraktionen lieferten keine ausreichenden Probenmengen. Die Ermittlung von K-Ar-Daten ist für die vorliegenden Präparate der Probe P7S demnach nicht sinnvoll.

Probe E6

Die Probe E6 stammt aus der Schiefergrube Eschenbach bei Bundenbach, die Dachschiefer (Hunsrück-Schiefer i.w.S.) der Ulmen- oder Singhofen-Schichten des unteren bis mittleren Unter-Ems abbaut.

Die untersuchten Präparate dieser Probe aus dem Liegenden der Taunuskamm-Überschiebung enthalten aufgrund der relativ hohen metamorphen Überprägung der Hunsrück-Schiefer i.w.S. nur geringe Anteile an detritischen Phyllosilikaten. Während die Fraktion $<2\mu\text{mSM}$ aufbereitungsbedingt signifikante zermahlene Detritus-Anteile aufweist, herrschen bereits in der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ authigene Illite vom Typ I vor. Im Korngrößensbereich $<1\mu\text{m}$ geht der ohnehin geringe Anteil detritischer Typ IIIb-Phyllosilikate weiter zurück.

Das ermittelte K-Ar-Alter der Gesamtfraktion $<2\mu\text{mSM}$ von $348,4 \pm 9,3$ Ma ist folglich als unspezifisches Mischalter anzusehen, während die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ mit $336,3 \pm 7,2$ Ma ein geologisch signifikantes Metamorphosealter liefert. Die Druck- und Temperaturverhältnisse der variszischen Metamorphose haben demnach in diesem Bereich vor etwa 336 Ma (Visé-Namur, Unter-/Oberkarbon) zur Illit-Blastese und einer weitestgehenden Öffnung und Rejuvenierung der K-Ar-Systeme detritischer Illite mit einem Äquivalenzdurchmesser von $1-2\mu\text{m}$ geführt.

Zur Interpretation des in der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ ermittelten K-Ar-Alters von $280,7 \pm 6,7$ Ma (Sakmara, Unterperm) und des Alters der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ von $250,1 \pm 8,8$ Ma (Kasan, Oberperm) kommen prinzipiell fünf Möglichkeiten in Betracht:

- I.) In der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ wird eine postorogene, unterpermische Temperung datiert, während das Alter der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ durch Ar-Verluste verfälscht wird oder aus einer auf feinste Korngrößen beschränkten Rejuvenierung resultiert. Das Alter der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ entspricht dem für das Saar-Nahe-Becken datierten "Grenzlager"-Vulkanismus (280 Ma bzw 295-300 Ma nach LIPPOLT & HESS 1983, LIPPOLT et al. 1989).
- II.) Die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ liefert ein Illit-Bildungsalter, das eine kurzzeitige Temperung durch heiße Fluide widerspiegelt, während das Alter der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ lediglich ein Mischalter zwischen variszischer Metamorphose und oberpermischer Temperung darstellt.

- III.) Es liegen zwei eigenständige Illit-Bildungsalter neben dem variszischen Metamorphosealter vor. Die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ liefert entsprechend dem unter I.) gesagten ein Illit-Bildungsalter für das Sakmara (Unterperm), während die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ das Bildungsalter von oberpermischen Illiten liefert. Die Bildung der Illite der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ datiert somit eine kurzzeitige lokale Aufheizung beispielsweise durch heiße Fluide.
- IV.) Sowohl die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ als auch die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ liefern infolge von Ar-Verlusten unspezifische K-Ar-Alter.
- V.) Die Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ liefert ein Sakmara-Illit-Bildungsalter, wohingegen die Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ durch ein jüngeres Ereignis, wie z.B. die tertiäre Öffnung des Oberrheingrabens ein rejuveniiertes Sakmara-Alter liefert.

Wenngleich die Möglichkeit I.) im Gesamtkontext die plausibelste Variante darstellt, sind die aufgezeigten Alternativen erst durch geochronometrische Untersuchungen mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode zweifelsfrei zu widerlegen.

Probe E6S

Mit der Probe E6S wurde ein intensiv geschieferter toniger Sandstein aus der Nachbarschaft der Probe E6 der Dachschiefergrube Eschenbach untersucht.

Die Fraktion $1-2\mu\text{m}$ enthält sowohl detritische Illite vom Typ III als auch authigene Illite vom Typ II. Wie die Tonschiefer-Probe E6 zeigt auch die Sandstein-Probe im Korngrößenbereich $<1\mu\text{m}$ eine deutliche Anreicherung authigener Typ I-Illite. Daneben sind unter dem TEM nicht näher bestimmbare, Stäbchen-förmige Phyllosilikate zu erkennen.

Die ermittelten Alter der jeweiligen Fraktionen $1-2\mu\text{m}$ der Proben E6 und E6S entsprechen sich gerade noch innerhalb der Fehlergrenzen. Das K-Ar-Alter für E6S von $322,8 \pm 7,0$ Ma ist wegen der hohen Detritus-Anteile jedoch als unspezifisches Mischalter einzustufen. Das extrem hohe Alter der Fraktion $0,4-1\mu\text{m}$ von $473,6 \pm 10,9$ Ma (Llanvirn, Ordovizium) muß vor dem Hintergrund der stratigraphischen Position und der TEM-Beobachtungen auf *excess*-Argon zurückgeführt werden. Daneben ist auch eine Verfälschung durch signifikant angereicherte, nicht bestimmte stäbchenförmige Minerale möglich.

Probe E6P

Mit der Probe E6P wurde ein intensiv geschieferter Tuffit, die "Hans-Platte" der Dachschiefergrube Eschenbach untersucht.

In der Fraktion $<1\mu\text{m}$ herrschen idiomorphe Phyllosilikate vom Typ I vor, wobei vor allem Glimmer mit Korndurchmessern $>>1\mu\text{m}$ möglicherweise Primärminerale aus dem Ausgangsmagma des Vulkanits darstellen. Detritische Glimmerstapel vom Typ IIIb sind in der Fraktion $<1\mu\text{m}$ nur untergeordnet vertreten. Präparate der

Feinstfraktionen sollten folglich geologisch signifikante Bildungsalter der authigenen Illite liefern, die jedoch u.U. durch die Bildungsalter der primären Phyllosilikate beeinflusst werden.

Das Alter der Fraktion 0,4-1 μ m von $295,1 \pm 7,3$ Ma (Stefan, Oberkarbon), das aufgrund der geringen Anteile primärer Glimmer aus der Entglasung geringfügig höher ist als in der gleichen Fraktion der Probe E6, bestätigt demnach die angenommene postorogene Temperung.

4.5. Korngrößenabhängigkeit der K-Ar-Daten

Prinzipiell wurden in den feineren Fraktionen jüngere K-Ar-Alter ermittelt als in den gröbereren Fraktionen. Wie bereits bei der Vorstellung der Einzelergebnisse dargestellt, ist dieser Effekt nicht ausnahmslos auf die Abnahme der Detritus-Anteile (REUTER 1985) zurückzuführen. Nach den vorliegenden Untersuchungen können in den detritusfreien Unterfraktionen der untersuchten Metasedimentite retrograde, spät- bis postorogene Metamorphoseereignisse datiert werden. Welche Metamorphose in welcher Fraktion datiert werden kann ist eindeutig probenspezifisch. Abhängig von v.a. den Parametern Metamorphoseintensität, tektonische Situation und Gesteinsporosität haben die unterschiedlichen Metamorphoseereignisse zur Illit-Blastese mit lokal unterschiedlichem Korngrößenwachstum oder zur selektiven, korngrößenabhängigen Rücksetzung der K-Ar-Systeme geführt (vergl. BUGGISCH & KRUMM 1992). Die Interpretation der K-Ar-Daten muß demnach die Ergebnisse unterschiedlicher Kornfraktionen vergleichen und eine möglichst große Probenzahl aus unterschiedlichen geologischen Situationen umfassen.

Die Kartendarstellungen der ermittelten K-Ar-Alter für einzelne Korngrößenfraktionen (Abb. 20-23) stellen demnach unterschiedliche Metamorphoseereignisse und geologisch nicht signifikante Daten nebeneinander dar. Die Zuordnung der gewonnenen Daten zu unterschiedlichen thermischen Ereignissen und eine Rekonstruktion der variszischen Tektogenese im Linksrheinischen Schiefergebirge in Verbindung mit den ermittelten Alterszahlen wird in Kap. 5. gegeben.

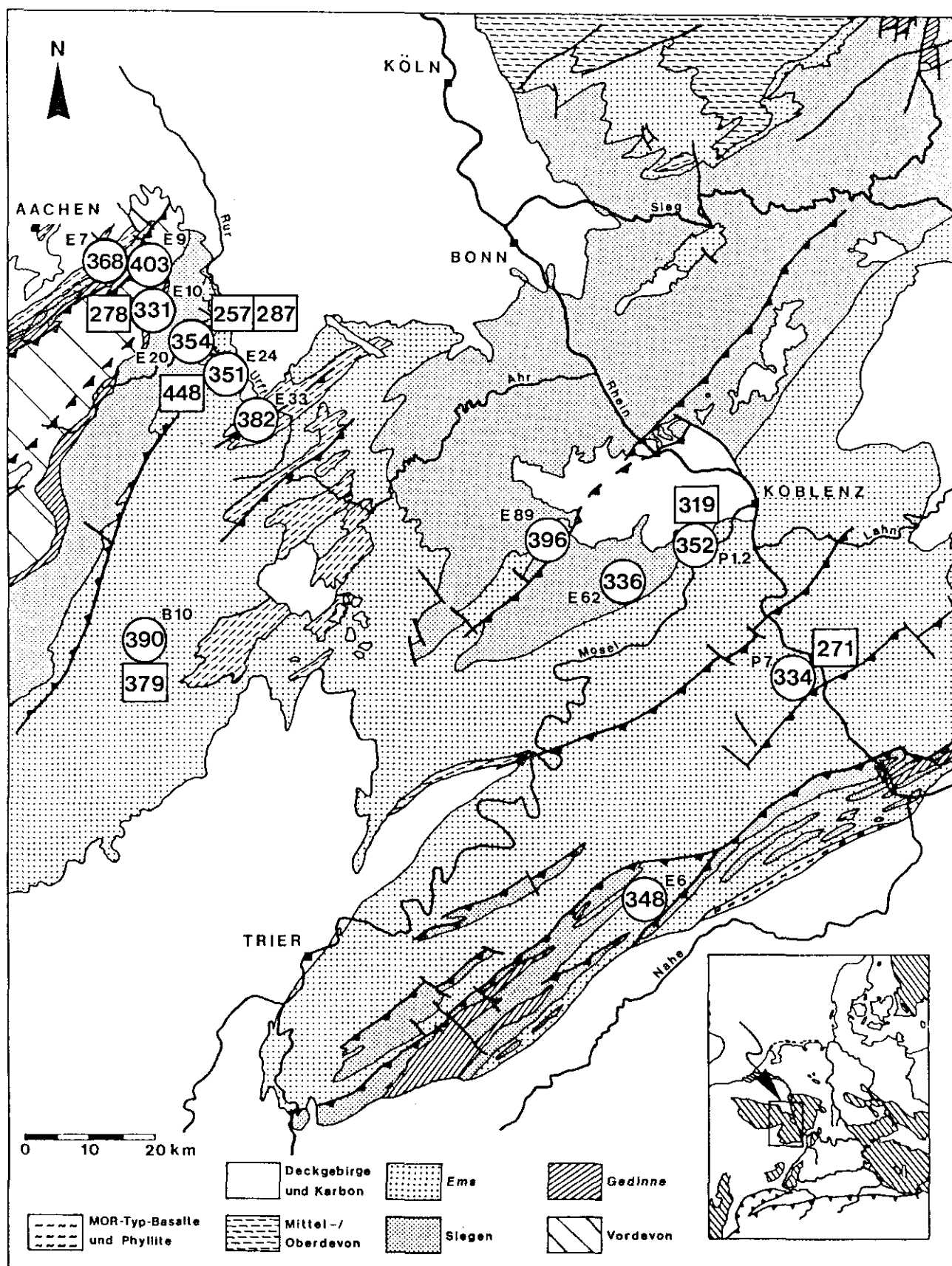


Abb. 20: K-Ar-Altersdaten (in Ma) von Illiten $< 2\mu\text{m}$ im Linksrheinischen Schiefergebirge; Kreise: SM-Präparate; Rechtecke: FT-Präparate; Zahlenwerte gerundet.

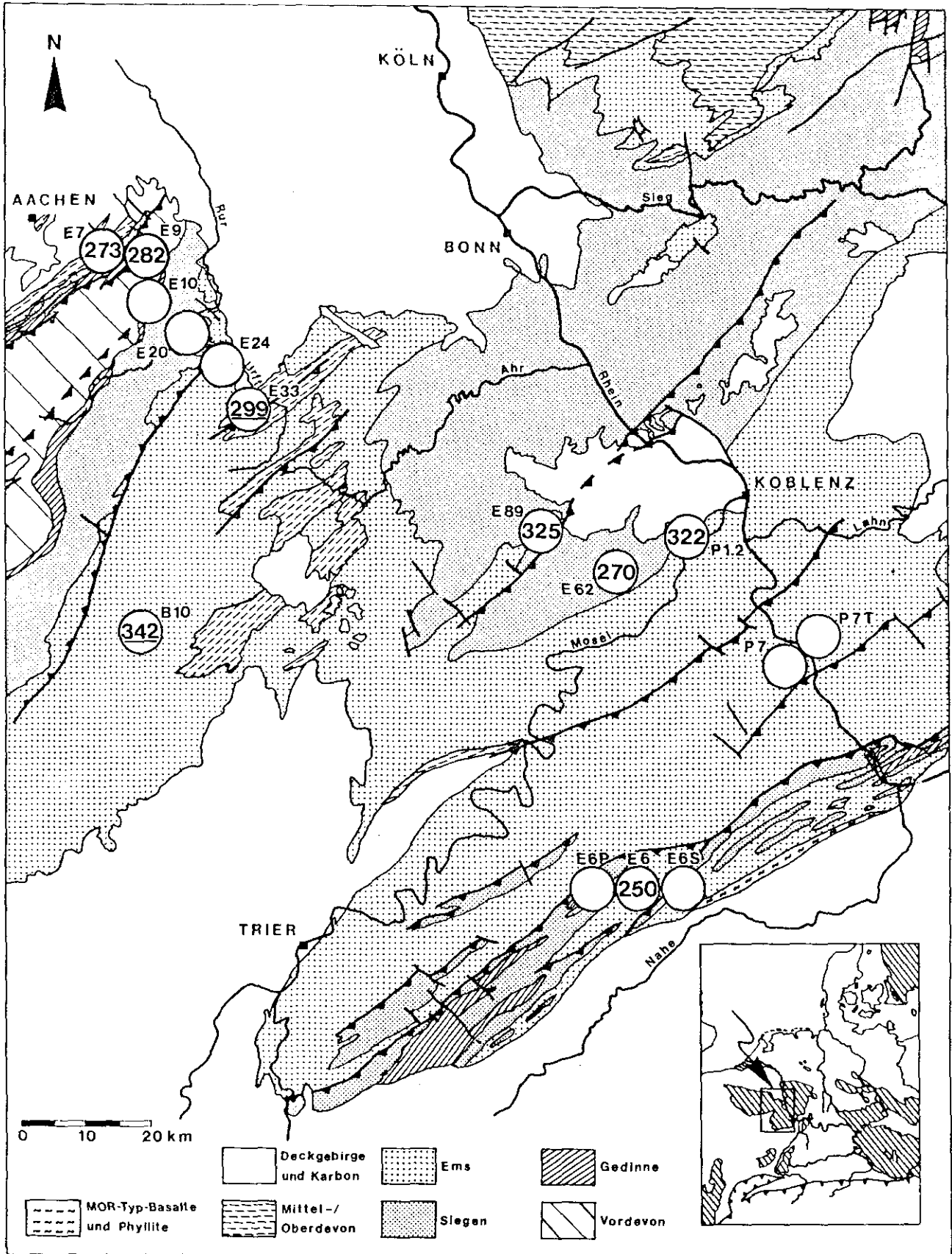


Abb. 21: K-Ar-Altersdaten (in Ma) von Illiten $< 0,4\mu\text{m}$ im Linksrheinischen Schiefergebirge; leere Kreise: nicht bestimmt; unterstrichene Werte: Mittelwertbildung aus zwei Messungen; Zahlenwerte gerundet.

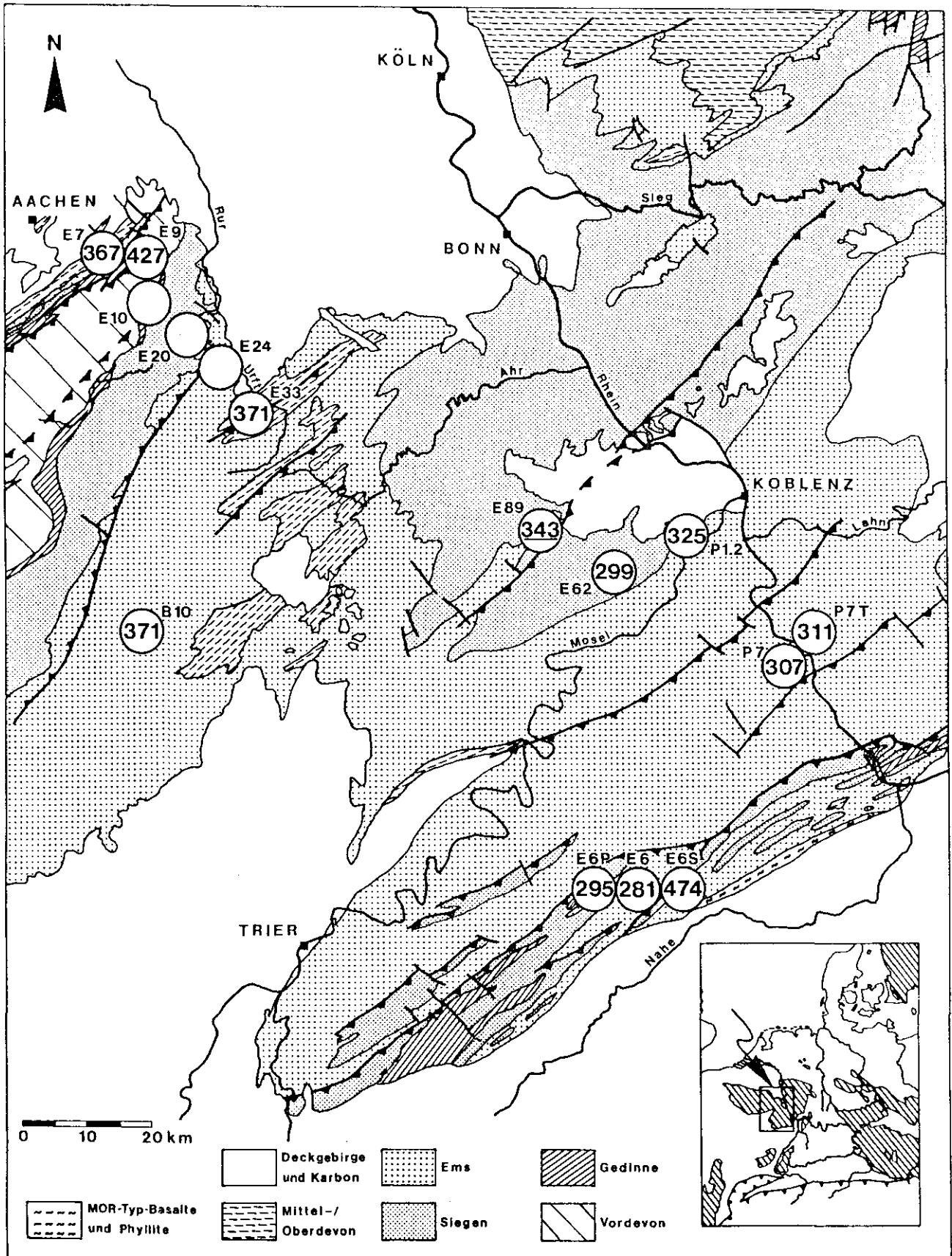


Abb. 22: K-Ar-Altersdaten (in Ma) von Illiten 0,4-1 μ m im Linksrheinischen Schiefergebirge; leere Kreise: nicht bestimmt; unterstrichener Wert: Mittelwertbildung aus zwei Messungen; Zahlenwerte gerundet.

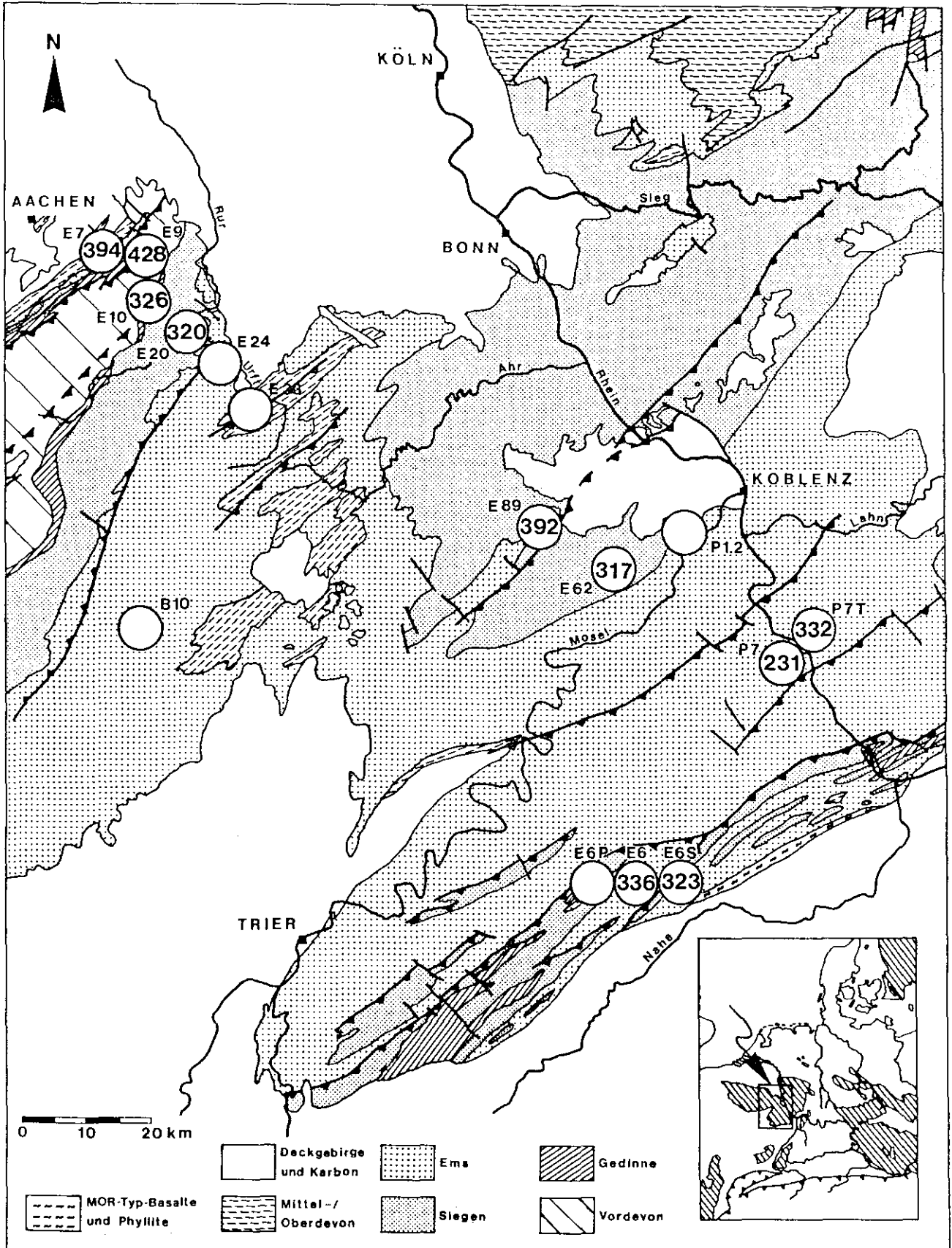


Abb. 23: K-Ar-Altersdaten (in Ma) von Illiten 1-2 μ m im Linksrheinischen Schiefergebirge; leere Kreise: nicht bestimmt; Werte gerundet.

4.6. Grundlagen der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode

Die für die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen erforderliche Neutronenbestrahlung wird für das Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface (CGS) üblicherweise am Forschungsreaktor der CNRS in Paris durchgeführt. Die Konditionen der Bestrahlung werden jeweils mit angegeben. Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung waren drei Präparate (E9 0,4-1 μm , E62N <0,4 μm , E62N 0,4-1 μm) in Quarzglas eingeschweißt zur Bestrahlung nach Paris verschickt worden. Die Intensität der radioaktiven Bestrahlung war allerdings derart hoch, daß die Quarzglashülsen teilweise aufgeschmolzen wurden. Die Präparate waren daraufhin für weitere radiometrische Messungen nicht mehr zu gebrauchen.

Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen an den ausgewählten Präparaten werden deshalb erst zu einem späteren Zeitpunkt endgültig durchgeführt. Mit den Ergebnissen sollen die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Interpretationen zur Metamorphosegeschichte des Linksrheinischen Schiefergebirges überprüft werden. Bei der Vorstellung der Ergebnisse werden die Bestrahlungsbedingungen im Reaktor und die weitere Bearbeitungsprozedur ausführlich beschrieben werden.

Die theoretischen Grundlagen der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Technik sind beispielsweise bei DALLMEYER (in: JÄGER & HUNZIKER 1979) und FAURE (1986) dargestellt und hergeleitet, so daß an dieser Stelle auf diesbezügliche detailliertere Ausführungen verzichtet werden kann. Im folgenden wird nur auf einige wichtige Sachverhalte eingegangen.

Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Technik stellt eine analytische Weiterentwicklung der konventionellen K-Ar-Technik dar. Sie bietet zusätzliche Möglichkeiten zur Identifikation von Verlusten an $^{40}\text{Ar}^*$ bzw. von Überschuß-Ar im System und liefert Informationen zur thermischen Entwicklungsgeschichte einer Probe.

Im Gegensatz zur konventionellen K-Ar-Technik ist keine separate K-Bestimmung erforderlich. K-Gehalte werden vielmehr indirekt über die Bestimmung des Gehaltes an $^{39}\text{Ar}_K$ der Probe ermittelt. $^{39}\text{Ar}_K$ wird aus ^{39}K bei Neutronenbestrahlung durch n- und p-Einfang gebildet.

Probenmaterial wird in Quarz-Kapseln eingeschmolzen und im Kernreaktor des CNRS in Paris mit schnellen Neutronen so lange bestrahlt, bis sich ein meßbarer Gehalt an $^{39}\text{Ar}_K$ gebildet hat. Eine bekannte Geometrie zur Strahlungsquelle sowie gleichzeitig bestrahlte Standards mit bekannten K-Ar-Altern sind Grundlage zur Durchführung einer radiometrischen Altersbestimmung.

Nach einer Wartezeit von 2-3 Wochen, in der kurzlebige Radionuklide zerfallen, wird die Probe am CGS in Strasbourg weiter bearbeitet. Die Messung des radiogenen $^{40}\text{Ar}^*$ und des $^{39}\text{Ar}_K$ erfolgt in einem Arbeitsgang mit dem Massenspektrometer. In Strasbourg ist ein Massenspektrometer "Micromass" der Firma Vacuum Generators (VG 1200) für diesen Meßvorgang speziell eingerichtet.

Während prinzipiell die Aufschmelzung, Gasreinigung und Gasanalytik im Massenspektrometer entsprechend zur beschriebenen Verfahrensweise bei der K-Ar-Altersbestimmung erfolgt, sind zur optimalen Nutzung der Möglichkeiten der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Technik zusätzliche Erweiterungen vorhanden. Beispielsweise ist der Hochfrequenz-Induktionsofen über einen Infrarotsensor auf exakt festzulegende Temperaturstufen regelbar, so daß die Ausführung einer "stufenweisen Erhitzung" (*stepwise-heating-technique*) möglich ist.

Die Technik der stufenweisen Erhitzung liefert für definierte Temperaturbereiche (z.B. 0-450°, 450-475°, 475-500°, ..., 750°-Aufschmelzen) jeweils $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnisse, aus denen scheinbare Alter zu ermitteln sind. Werden die scheinbaren Alter den kumulativen Anteilen an freigesetztem ^{39}Ar in Diagrammform gegenübergestellt, so ergeben sich charakteristische Kurvenformen ("*incremental-release age spectra*"), die Rückschlüsse auf die eventuell polyphase Metamorphosegeschichte der untersuchten Probe erlauben (FLECK et al. 1977, KLIGFIELD et al. 1986, DALLMEYER & KEPPIE 1986, GRESSE et al. 1988, DALLMEYER et al. 1988, WRIGHT & DALLMEYER 1991).

Im Idealfall einer durchgreifend wirksamen Metamorphose ist das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis über weite Temperaturbereiche einheitlich. Das *incremental-release age spectra* ist plateauförmig ausgebildet. Das einheitliche Alter wird als signifikantes "Plateaualter" interpretiert. Bei polyphaser metamorpher Entwicklung können auch mehrere Plateaualter auftreten, die eine Datierung der einzelnen Metamorphoseprozesse ermöglichen. Zwischen den *incremental-release age spectra* mit mehreren signifikanten Plateaualtern und unspezifischen Ergebnissen mit stufenförmigen Alterspektren bestehen aufgrund uneinheitlicher Definitionen für die Kennzeichnung eines Plateaus fließende Übergänge. Auffällige Abweichungen vom Plateaualter bei niedrigen Temperaturstufen oder bei den hohen Temperaturstufen liefern zusätzlich Hinweise auf gestörte Ar-Verhältnisse (Überschuß-Ar, eingefangenes Ar, Ar-Verluste u.a. durch die radioaktive Bestrahlung).

5. Zusammenfassende Betrachtung und Fazit

5.1. Aufbereitungstechnik

Unter dem TEM lassen sich in den untersuchten Präparaten verschiedene Phyllosilikat-Typen unterscheiden: Als authigene Bildungen werden dünnblättrige Einzelmineralkörner (Typ I) und dünne, strahlige Anwachssäume angesehen, während kugelig-scherbige Phyllosilikate (Typ III) und größere Phyllosilikatstapel (Typ IIIb) detritische Beimengungen darstellen. In den Ergebnissen der K-Ar-Bestimmungen spiegeln sich Beeinflussungen durch detritischen Phyllosilikatbestand v.a. in den größeren Fraktionen wider. Die Detritus-haltigen Präparate liefern unspezifische K-Ar-Mischalter, die in der vorliegenden Bearbeitung zwischen rd. 537 Ma (E24 $< 2\mu\text{mFT}$) und rd. 320 Ma (E20 1- $2\mu\text{m}$) liegen, abgesehen von einigen jüngeren, wegen eines möglichen "Aufbereitungseffektes" unspezifischen Daten. Hohe Mischalter > 400 Ma durch präkambrisch-kaledonischen Detritus treten vor allem in den kambrischen Kernschichten der Stavelot-Venn-Decke auf.

Die Minimierung des Detritusanteils der untersuchten Präparate stellte das Hauptziel der Probenaufbereitung dar. Im Vergleich zur üblichen Probenaufbereitung mit der Scheibenschwingmühle (SM-Proben), die die normalerweise relativ grobkörnigen detritischen Partikel in feinere Fraktionen zermahlt, wurde durch eine schonende Probenzerkleinerung mit einem Frost-Tau-Wechsel-Verfahren (FT-Proben) eine signifikante Abnahme des Detritusanteils in den Präparaten erreicht. Die vorliegenden Meßergebnisse zeigen bereits für die Gesamtfraktion $< 2\mu\text{m}$ der FT-Proben im Vergleich zu den SM-Proben deutlich jüngere K-Ar-Daten.

Die Untersuchung einzelner Unterfraktionen ($< 0,4\mu\text{m}$, $0,4-1\mu\text{m}$ und $1-2\mu\text{m}$) läßt in sämtlichen Proben eine deutliche Abnahme des Detrituseinflusses mit der Korngröße erkennen, wobei quasi detritusfreie Präparate aus den meisten anchimetamorphen Proben in der Fraktion $< 1\mu\text{m}$ zu gewinnen sind. Eine Vorzugsfraktion für die Datierung der variszischen Hauptmetamorphose liegt nicht vor. Die ermittelten K-Ar-Daten sind erst unter Einbeziehung aller verfügbaren Randparameter, wie Metamorphosegrad, regionale Tektonik und Kornmorphologie hinsichtlich ihrer geologischen Aussagekraft zu bewerten. Die variszische Hauptmetamorphose kann demnach in unterschiedlichen Korngrößenfraktionen der verschiedenen Proben datiert werden.

5.2. Metamorphose-Ereignisse

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen konnte eine kaledonische Metamorphose im Stavelot-Venn-Massiv nicht in Form abgesicherter Illit-Bildungsalter datiert werden. In der Probe E9 gelang durch Fraktionierung keine Trennung der authigenen Illite von der Detrituskomponente. Das in zwei Unterfraktionen der kambrischen Probe E9 einheitlich mit rd. 427 Ma bestimmte K-Ar-Datum kann als Hinweis auf "Homogenisierungsprozesse" der K-Ar-Systeme im Zuge einer "kaledonischen" bzw. "prävariszischen" Metamorphose maximal im unteren Silur (Wenlock) gewertet werden. Selbst zur Erzeugung der aufgrund der Illit-

"Kristallinität" anzunehmenden maximal anchizonalen Bedingungen durch Versenkung bedarf es bei einem Temperaturgradienten von etwa 48°C/km einer minimal rd. 3.000-4.000 m mächtigen Überlagerung, die bis zum Wenlock mit dem Revin 5 und dem Ordovizium nicht erreicht wurde. Die postulierte Homogenisierung der K-Ar-Systeme auf im Korngrößenbereich 0,4-2µm "silurische Alter" muß daher auf eine zusätzliche Wärmezufuhr zurückgeführt werden. Möglicherweise hat die Aufheizung im Rahmen der mitteldevonischen Intrusionen (381 Ma) eine gleichmäßige, jedoch unvollständige Rejuvenierung des Detritus mit Annäherung an das Intrusionsalter bewirkt. Das gleiche Resultat könnte allerdings auch durch eine gleichmäßige und unvollständige "variszische" oder gar permische Rejuvenierung erzielt werden, so daß letztendlich nur ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Untersuchungen zu einer endgültigen Klärung führen können.

Wie in der Probe E9 konnte in den Fraktionen der Proben E20 und E24 keine Trennung von Detritus und Neubildungen erreicht werden, da beide Komponenten mit ähnlichen Korngrößenspektren vertreten sind.

Das variszische Hauptmetamorphoseereignis läßt sich kleinregional entlang der Untersuchungstraverse datieren (Abb. 24), wobei zwei Phasen (M₁, M₂) zu unterscheiden sind. Eine erste Phase der Illit-Bildung, überwiegend synkinematisch in Verbindung mit der Anlage der Hauptschieferung, wurde auf rd. 336-320 Ma (M₁), eine zweite Phase spätvariszischer Illit-Bildung auf rd. 300 Ma (M₂) datiert.

Die einheitlichen, vornehmlich an den feinstkörnigen Präparaten <0,4µm ermittelten K-Ar-Alter von rd. 270-288 Ma (Assel-Sakmara = Rotliegendes, Unterperm) werden als geologisch signifikante Illit-Bildungsalter einer spät- bis postorogenen Temperung (M₃) angesehen. Aufgrund der in unterschiedlichen Proben relativ einheitlichen Ergebnisse können Fehlmessungen weitestgehend ausgeschlossen werden. Das Perm-Event hat in den folgenden Bereichen zu datierbaren Illit-Bildungen geführt (Abb. 25):

- Inde-Decke (E7: <0,4µm)	273 Ma
- Stavelot-Venn-Decke (E9: <0,4µm)	282 Ma
- (nördliche) Mosel-Mulde (E62: <0,4µm)	270 Ma
- Taunuskammüberschiebung (E6: 0,4-1µm)	281 Ma
(E6P 0,4-1µm)	295 Ma

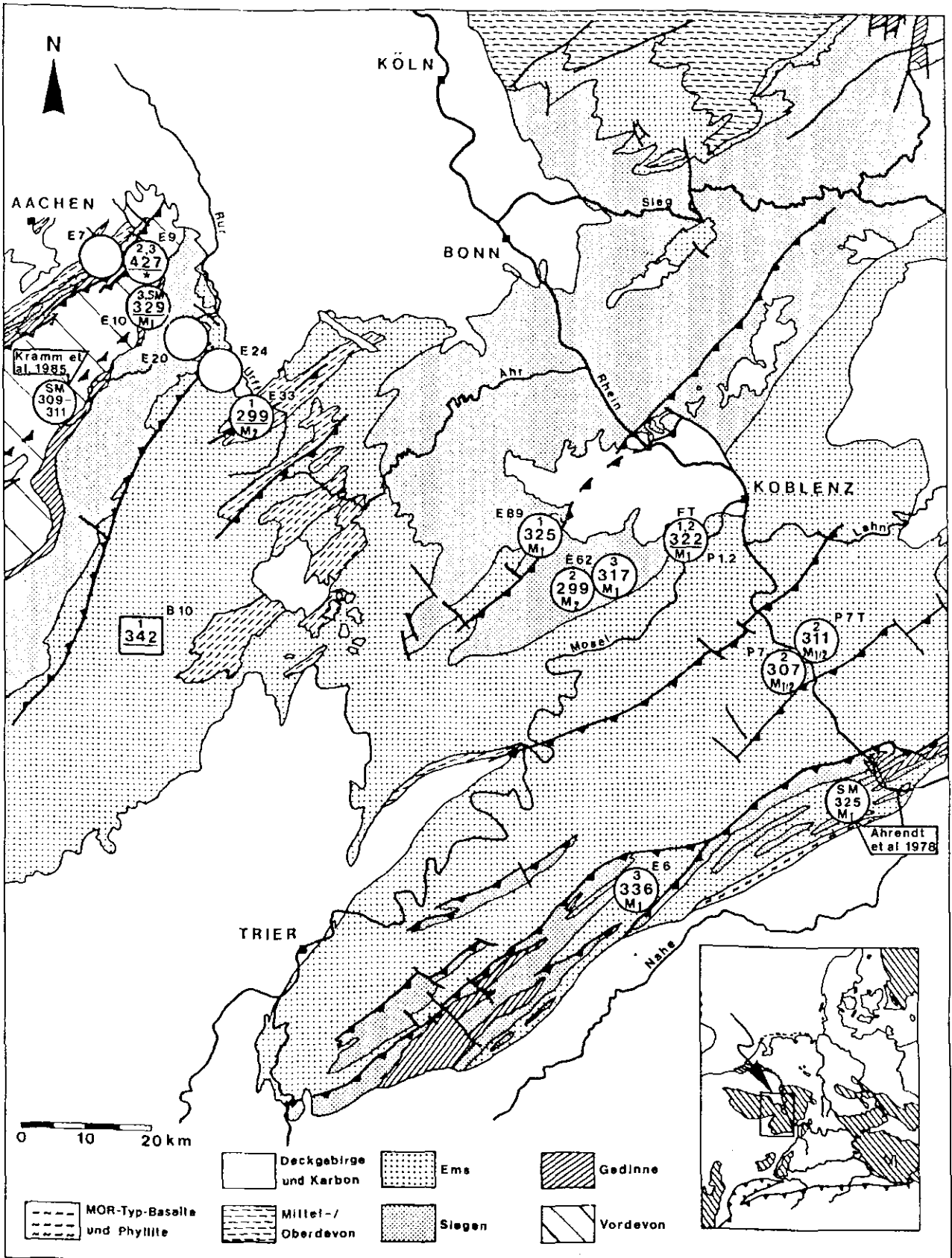


Abb. 24: K-Ar-Altersdaten (in Ma) authigener Illite aus der variszischen Metamorphose im Linksrheinischen Schiefergebirge.

M₁: ältere variszische Metamorphose; M₂: jüngere variszische Metamorphose; B10: Diagenese- bzw. Entglasungsalter; offene Kreise: nicht bestimmbar; unterstrichene Werte: Mittelwertbildung; 1: Fraktion <0,4µm; 2: Fraktion 0,4-1µm; 3: Fraktion 1-2µm; SM, FT: Fraktion <2µm; *: fragliche kaledonische Metamorphose.

5.3. Regionaler Metamorphoseablauf

In der unverfestigten Bentonit-Probe B10 ist in der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ mit rd. 342 Ma (Visé, Unterkarbon) das Alter der im Zuge der Entglasung aus Glaspartikeln gebildeten Montmorillonite-Illite festgehalten. Die Entglasung wurde zum Zeitpunkt der tiefsten Absenkung des Bentonits in diesem Traversenabschnitt vor dem Start der variszischen Tektogenese bzw. einer tektonisch induzierten Temperung abgeschlossen. Damit kann die im wesentlichen präkinematisch im Zuge der Diagenese abgelaufene Haupt"metamorphose" der Eifeler Nord-Süd-Zone datiert werden.

Im Bereich der Taunuskammüberschiebung (Probe E6) ist das höchste K-Ar-Alter (Illit-Bildungsalter) einer älteren anchi- bis epizonalen, variszischen Metamorphose (M_1) bestimmt worden, die hier an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon (Visé/Namur) stattgefunden hat. In der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ liefert die Probe E6 mit rd. 336 Ma (Visé, Unterkarbon) ein Alter für die variszische Metamorphose im Liegenden der Taunuskammüberschiebung des Hunsrück, das innerhalb der Fehlergrenzen den von AHRENDT et al. (1978) für Serizitschiefer aus der Stromberger Mulde und von KLÜGEL et al. (1993) für den Südaunus ermittelten Metamorphosealtern von rd. 325 Ma (Namur, Oberkarbon) nahekommt.

Eine geringfügig jüngere Illit-Bildung wird außerdem in der anchi- bis epimetamorph überprägten Mosel-Mulde dokumentiert: Im Bereich der Siegener Hauptaufschiebung wird das Alter der variszischen Illit-Bildung für die Nordflanke der Mosel-Mulde mit rd. 317 Ma (Namur, Oberkarbon) in der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ der Probe E62 erfaßt. Ein ähnliches Bildungsalter von rd. 320-325 Ma (im Mittel: 322 Ma; Namur, Oberkarbon) weisen die Illite der Fraktion $<2\mu\text{m}$ der Probe P1.2 aus der Mosel-Mulde auf.

Das Metamorphosealter der Osteifel ist mit rd. 325 Ma (Namur, Oberkarbon) in der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$ der Probe E89 im Eifeler Hauptsattel dokumentiert.

Ein signifikantes M_1 -Metamorphosealter für den Bereich der Monschau-Scherzone liefert die Probe E10 in der Fraktion $1-2\mu\text{m}$ mit rd. 326 Ma (Namur, Oberkarbon) und schwach detritisch beeinflusst mit 333 Ma in der Fraktion $<2\mu\text{mSM}$. In ordovizischen Phylliten von der Südflanke des Stavelot-Venn-Massivs ermittelten KRAMM et al. (1985a) in Fraktionen $<2\mu\text{m}$ Metamorphosealter von 309-312 Ma (Westfal, Oberkarbon).

In den untersuchten Proben sind die Illite der variszischen M_1 -Metamorphose, die einer frühen variszischen, der "sudetischen Phase" vor rd. 320-335 Ma entspricht, im Zuge der weiteren Tektogenese offenbar nur noch unwesentlich aufgeheizt worden, so daß eine Rücksetzung der K-Ar-Systeme weitestgehend ausblieb. Die aufgeführten Struktureinheiten sind demnach bereits frühvariszisch, im Gefolge "sudetischer" Bewegungen angelegt und dem weiteren tektonometamorphen Geschehen hinsichtlich Illit-bildender Prozesse entzogen worden. Eine Wanderungsrichtung der M_1 -Metamorphose ist auf Grundlage der vorliegenden Daten nicht anzugeben, wenngleich die frühesten thermischen Aktivitäten im Hunsrück dokumentiert sind.

In der Maisborn-Gründelbach-Schuppe hat die Porphyroid-Probe P7 in der Fraktion 0,4-1 μ m mit rd. 307 Ma (Westfal, Oberkarbon) ein Maximalalter für die in der Fazies der oberen Anchizone abgelaufene variszische Metamorphose in dieser Einheit geliefert, das sich in der Tonschiefer-Probe P7T (0,4-1 μ m) mit rd. 311 Ma wiederfindet. Diese Alterszahlen entsprechen den von KRAMM et al. (1985a) für den epimetamorphen Südrand des Stavelot-Venn-Massivs ermittelten Metamorphosealtern.

Die Illit-Bildung wurde demnach im Bereich der Maisborn-Gründelbach-Schuppe erst im Westfal abgeschlossen. Die Bewegungen an der Bopparder Überschiebung sind jedoch zeitgleich oder früher als die Aktivierung der Siegener Hauptaufschiebung abgelaufen, die im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung auf rd. 325-320 Ma datiert wurde. Die jüngeren K-Ar-Daten im Hangenden der Bopparder Überschiebung können durch die tektonische Versenkung infolge der angenommenen Deckenüberlagerung erklärt werden. Die Öffnung der K-Ar-Systeme der Illite hat hier noch bis in das Westfal angedauert, als infolge tektonischen oder isostatischen Aufstiegs das "K-Ar-Homogenisierungsstockwerk" wieder verlassen wurde.

Eine Rejuvenierung eventuell "sudetisch" gebildeter Illite ist für beide Proben allerdings nicht vollkommen auszuschließen. Im näheren Umfeld treten bedeutende spät- bis posttektonische hydrothermale Mineralisationen auf, die u.U. die untersuchten K-Ar-Systeme beeinflusst haben könnten.

Signifikante jüngere Illit-Bildungsalter im Rahmen syn- bis spätvariszischer Aktivitäten (M_2) werden im Nordteil der Eifeler Nord-Süd-Zone (Probe E33) und auf der Nordflanke der Mosel-Mulde (Hangendes der Siegener Hauptaufschiebung: Probe E62, 0,4-1 μ m) verzeichnet. In der Teilfraktion 0,4-1 μ m der Probe E62 ist damit ein zweites variszisches Ereignis vor rd. 299 Ma (Stefan, Oberkarbon) dokumentiert. Das in der Fraktion <0,4 μ m der Probe E33 dokumentierte Illit-Bildungsalter von ebenfalls rd. 299 Ma (Stefan, Oberkarbon) bestimmt den Zeitpunkt der maximalen Aufheizung für den Bereich der nur schwach deformierten Eifeler Nord-Süd-Zone. Die K-Ar-Daten belegen folglich eine Illit-Bildung im Stefan (Oberkarbon), d.h. im Zuge einer späten variszischen, der "asturischen Phase" der variszischen Orogenese. Die im wesentlichen unmetamorphe Eifeler Nord-Süd-Zone wurde demnach erst spät in das tektonometamorphe Geschehen der variszischen Tektogenese einbezogen. Für beide Proben kann ein Bezug zu spätektonisch aktivierten Rücküberschiebungen in der Nachbarschaft hergestellt werden, wo der zusätzliche tektonische Druck die Illit-Bildung begünstigt hat.

Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung sind damit auf der Nordflanke der Mosel-Mulde zwei Illit-Bildungsphasen im Rahmen früh- und syntektonischer Aktivitäten und im Zuge der spät- bis postorogenen Aufheizung dokumentiert. Die für die Probe E62 ermittelte epizonale Metamorphose ist der früh- bis syntektonischen Hauptmetamorphose zuzuordnen. Die metamorphe Fazies der spätvariszischen Aktivitäten kann mit den vorliegenden Untersuchungen nicht angegeben werden. Die M_2 -Metamorphose (besser: Illit-Bildung) war jedoch deutlich schwächer als die epizonale Hauptmetamorphose.

Die variszische Orogenese des Linksrheinischen Schiefergebirges ist nach den Ergebnissen der vorliegenden Bearbeitung nicht nur in einer "orogenen Welle" von SE nach NW durch das devonische Sedimentationsbecken gewandert, sondern hat auch in der Vertikalen zu unterschiedlichen Zeiten gewirkt. Die variszische Konvergenz setzte mit der Abscherung an einem basalen *detachment* ein (vergl. v. WINTERFELD 1993a). Die Gesteinsfolgen der Monschau-Scherzone, die Kernschichten des Eifeler Hauptsattels, die Schichtenfolgen der Taunuskamm-Soonwald-Einheit und auch die Gesteinsfolgen der Maisborn-Gründelbach-Schuppe enthalten Gedinne-Schichten bzw. liegen wenig oberhalb der Gedinne-Basis und gehören damit zum tieferen Stockwerk der variszischen Tektogenese im Linksrheinischen Schiefergebirge. Das "Schiefergebirgsstockwerk" (=Illit-Bildungsstockwerk) der datierbaren M₁-Metamorphose wurde dort früh- bis synorogen erreicht. Die beginnende variszische Konvergenz ist folglich im Umfeld der Taunuskammüberschiebung (Probe E6), eventuell rejuveniert in der Hunsrück-Decke (Probe P7), in der Mosel-Mulde (Probe P1.2), im Umfeld der Siegener Hauptaufschiebung (Probe E62, Probe E89) und in der Monschau-Scherzone (Probe E10) mit K-Ar-Altern dokumentiert.

Die Tektogenese der höheren Strukturstockwerke (Mitteldevon und jünger) erfolgte zeitlich verzögert in Form von aufsteigenden Störungen und begleitender Faltung (v. WINTERFELD 1993a). Die in einem seichteren Niveau abgelaufene Tektogenese des höheren Strukturstockwerkes, das lediglich in der Eifeler Nord-Süd-Zone und im nördlichen Venn-Vorland erhalten ist, hat keine im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung datierbaren Illit-Bildungen hervorgebracht.

Auf der Nordflanke der Mosel-Mulde (Probe E62) und am NW-Rand der Eifeler Nord-Süd-Zone (Probe E33) können spätvariszische Rücküberschiebungen für Illit-Bildungen verantwortlich gemacht werden. Die Rücküberschiebungen verlaufen im Hangenden großer Überschiebungen hauptsächlich deutlich oberhalb der basalen Hauptablösungsfläche (*detachment*) der variszischen Auffaltungen des Linksrheinischen Schiefergebirges, d.h. weit oberhalb der Gedinne-Basis, so daß tektonometamorphe Prozesse mit schwacher Illit-Bildung spätvariszisch in Gang gesetzt wurden.

Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge liegen vergleichbare Datierungen einer vor rd. 320-335 Ma abgelaufenen Metamorphose aus dem Taunus, der Gießener Decke und dem Ordovizium der Bohrung Soest-Erwitte (344 Ma) (AHRENDT et al. 1978, 1983, KLÜGEL et al 1993) sowie dem Ostsauerländer Hauptsattel (REUTER & DALLMEYER 1987) vor. Die Datierungen im Taunus und der Gießener Decke werden als Alter der beginnenden Auffaltung im südlichen Rheinischen Schiefergebirge angesehen, wohingegen die hohen Alter im nordöstlichen Schiefergebirge bislang nicht befriedigend interpretiert werden konnten. Die Alter im Ostsauerländer Hauptsattel und in der Bohrung Soest-Erwitte sind analog zu den Ergebnissen der vorliegenden Bearbeitung möglicherweise auf frühe Illit-Bildungen im Bereich früh aktivierter Ablösungshorizonte zurückzuführen.

An verschiedenen Stellen des Linksrheinischen Schiefergebirges war im Perm offensichtlich ein erhöhter Wärmefluß wirksam. Da regional keine zeitliche Varianz in den

Ergebnissen und demnach kein horizontales Wandern einer Wärme front zu erkennen ist, werden aus dem Untergrund des Linksrheinischen Schiefergebirges aufsteigende Fluide als Auslöser einer hydrothermal induzierten Illitisierung vermutet.

Die betreffenden Proben E7, E9, E62 und E6 stammen aus Aufschlüssen, die im Umfeld größerer, zumindest spätrogen noch aktiver Störungszonen liegen: Die Proben E7 und E9 stammen aus dem Bereich der Venn-Überschiebung. Die Probe E7 darüberhinaus aus dem Liegenden der Zweifaller Überschiebung, die noch jünger ist als die Venn-Überschiebung (v. WINTERFELD 1993a). Die Probe E62 stammt aus dem weiteren Bereich der Siegener Hauptaufschiebung auf der Nordflanke der Mosel-Mulde. Die Probe E6 wurde im Liegenden der Taunuskamm-Überschiebung mit geringer Distanz zur Hunsrücksüdrandstörung entnommen. Die spätvariszische Aktivität beider Störungen oder die Reaktivierung der Störungen als postorogene Abschiebungen hat vermutlich zur Bildung tiefeichender Kluftsysteme und Brüche geführt, die als Aufstiegsbahnen von heißen Fluiden benutzt wurden.

Untersuchungen über die Möglichkeiten der K-Ar-Datierung von retrograden Deformationsprozessen im Nahbereich von Störungsbahnen führte WEMMER (1991) durch. WEMMER (1991) konnte für verschiedene Bewegungszonen Aktivitäten datieren, indem er Kleinprofile vom unbeeinflussten Nebengestein bis zur kataklastischen oder mylonitischen Bewegungsbahn untersuchte. Anhand von jeweils sorgfältig präparierten retrograden Serizit-Neubildungen $< 2\mu\text{m}$ und Glimmerpräparaten konnten Altersprofile erstellt werden, die dem Grad der Beanspruchung entsprechend bis in die Kataklastenbahnen hinein kontinuierlich abnehmende Alterszahlen lieferten. Die unmittelbaren Auswirkungen der Bewegungen an den Störungen auf die K-Ar-Systeme des jeweiligen "Nebengesteins" sind auf wenige cm- bis dm beschränkt. Die Auswirkungen von Fluiden auf feinste Phyllosilikat-Neubildungen wurde von WEMMER (1991) nicht untersucht. Allerdings gelang es ihm, im Kristallin der Oberpfalz Serizite zu datieren, die vom späten Perm bis vermutlich zur oberen Trias (262-222 Ma) ohne eine begleitende Deformation retrograd aus Feldspäten neu gebildet wurden.

Eine komplette Rücksetzung aller K-Ar-"Uhren" erfolgt in erster Linie in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur, der Dauer der Aufheizung, den zirkulierenden Porenlösungen und von der Porosität des Ausgangsmaterials. Bei ca. 150°C ändern sich jedoch bereits die K-Ar-Verhältnisse durch Ar-Verluste über Diffusionsvorgänge (HUNZIKER 1987). Nach HAMMERSCHMIDT (1982) haben grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen in den Ostalpen nur zu einer unvollständigen Rejuvenierung in der Fraktion $2-6\mu\text{m}$ geführt. HUNZIKER et al. (1986) geben für Material $< 2\mu\text{m}$ bei Temperaturen von $260^\circ\text{C} \pm 20^\circ\text{C}$ eine komplette Rücksetzung des K-Ar-Systems nach 10 ± 5 Ma an. Nach HUNZIKER (1987) erfolgt die Rücksetzung des K-Ar-Systems in feineren Mineralkörnern bei niedrigeren Temperaturen als in gröberen. Eine pliozäne geothermische Aufheizung auf 300°C - 400°C hat in der Toskana (Italien) durch statische Rekristallisationsvorgänge zu einer Rücksetzung der Rb-Sr- und K-Ar-Systeme in den altpaläozoisch-präkambriischen Gesteinen auf Alter von 2,5-3,7 Ma geführt (DELMORO et al. 1982). Die postorogene,

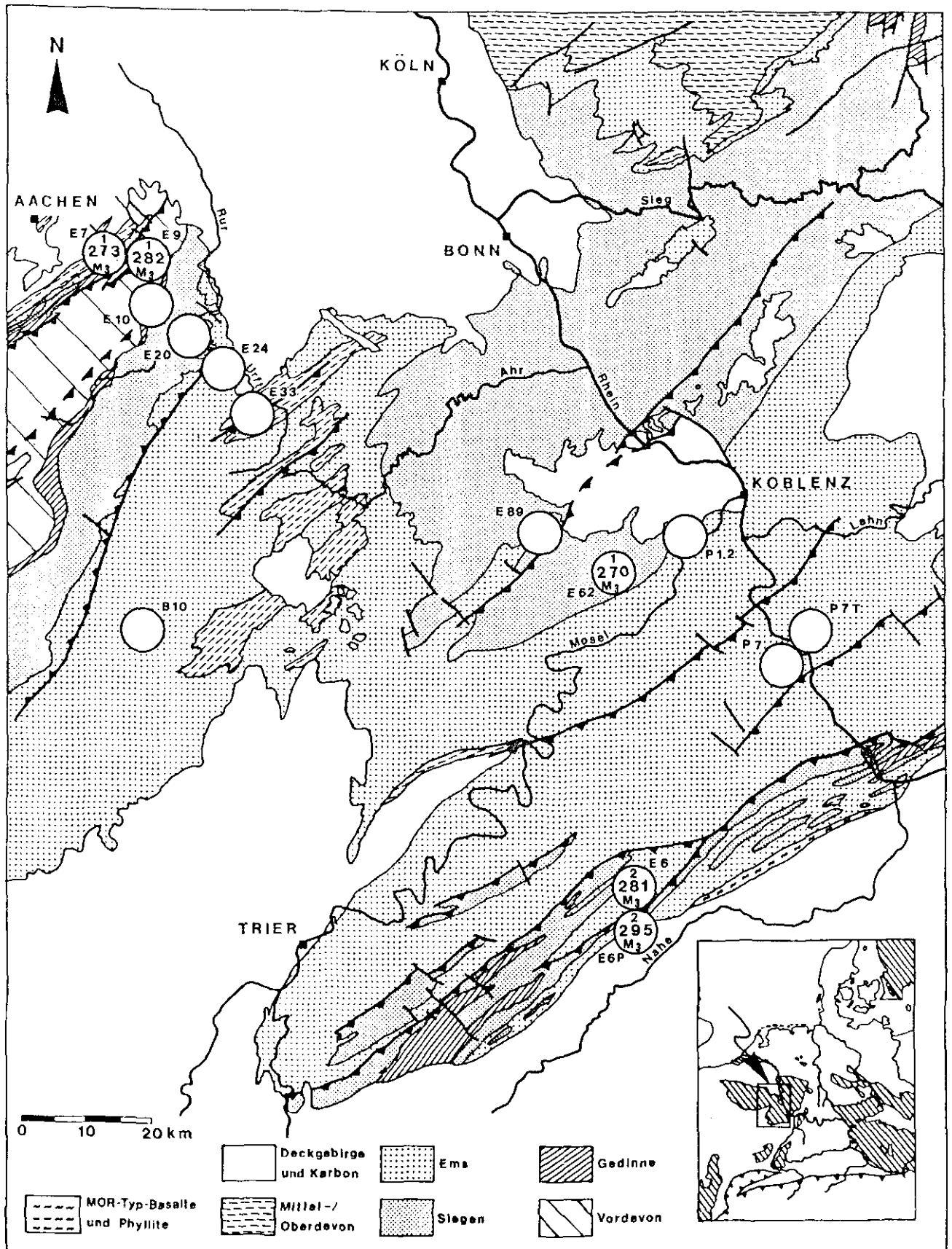


Abb. 25: K-Ar-Altersdaten (in Ma) an authigenen Illiten spät- bis postvariszischer Aufheizungen im Linksrheinischen Schiefergebirge.

M₃: posttektonische (Hydrothermal-?) Metamorphose; M₄: jüngere Aktivitäten; offene Kreise: nicht bestimmbar; 1: Fraktion <0,4µm; 2: Fraktion 0,4-1µm; 3: Fraktion 1-2µm; *: fragliches Alter.

permische Temperung durch Fluide hat offenbar diese Intensität nicht erreicht. Die hydrothermalen Auswirkungen bleiben im Linksrheinischen Schiefergebirge auf Störungsbereiche begrenzt, wo es zur Neubildung und Rekristallisation feinsten Illite kam. Auf die Illit-"Kristallinität" als Metamorphoseparameter zeigen diese geringfügigen mineralogischen Veränderungen keine Auswirkungen.

Die in der vorliegenden Bearbeitung datierte unterpermische Aufheizung, die möglicherweise zum fernmagmatischen Inventar des zeitgleich datierten "Rotliegend-Vulkanismus" gehört, erfolgte im Schiefergebirge nicht großräumig gleichmäßig, sondern bevorzugt im Bereich evtl. noch aktiver und auf jeden Fall Fluid-wegsamer Störungen. Benachbarte magmatische Aktivitäten im Rotliegenden sind im Saar-Nahe-Becken und im Bereich der Wittlicher Senke bekannt, wo die Extensionsbewegungen im Rahmen der Anlage der Molasse-Becken bessere Voraussetzungen für den Aufstieg heißer Fluide und schließlich Magmen lieferte.

Die "unterpermischen" Alter der $<2\mu\text{mFT}$ -Fraktionen der Proben E10 (Stavelot-Venn-Decke), E20 (Eifel-Decke) und P7 (Maisborn-Gründelbach-Schuppe) können lediglich als Hinweise auf postorogene Aktivitäten aufgefaßt werden. Ein nicht näher untersuchter "Aufbereitungseffekt", der zur Anreicherung vermuteter postvariszischer Illite geführt haben könnte, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht ausgeschlossen werden. Weitere Hinweise auf postvariszische Alter müßten in den Feinstfraktion zu finden sein. In Übereinstimmung mit den oben erwähnten Proben liegen jedoch auch die Proben E10, E20 und P7 im Bereich größerer Störungen: Die Probe E10 stammt aus der Monschau-Scherzone im unmittelbar Hangenden der Basalüberschiebung, während die Probe E20 aus dem weiter entfernten Hangenden stammt. Die Probe P7 schließlich stammt aus dem Hangenden der Bopparder Überschiebung.

Die übrigen Proben sind entweder in größerer Entfernung (Probe E24, E33, B10, P1.2) oder im Liegenden (Probe E89) von bedeutenden Störungen entnommen und liefern keine unterpermischen Ergebnisse, so daß hier eine eventuelle Rejuvenierung der K-Ar-Daten vollkommen auszuschließen ist.

5.4. Datierung der (tektono-)metamorphen Entwicklung des Linksrheinischen Schiefergebirges

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelten Metamorphosealter zeigen weder eine Abhängigkeit von der Stratigraphie noch eine strenge Korrelation zwischen dem Metamorphosegrad und den ermittelten K-Ar-Altern. Eine Wanderungsrichtung einer Metamorphosefront ist aufgrund der unterschiedlichen Entwicklung in den untersuchten Struktureinheiten nicht zu erkennen. Die Verhältnisse des Rechtsrheinischen Schiefergebirges, wo sich nach AHRENDT et al. (1978, 1983) das Durchwandern einer Metamorphosefront anhand von Illit-Bildungsaltern anzudeuten scheint, können nicht auf die vorliegenden Untersuchungen für das Linksrheinische Schiefergebirge übertragen werden. Darüberhinaus zeigen vor allem Untersuchungen von REUTER (1985) und REUTER & DALLMEYER (1987) für den nördlichen Profilabschnitt im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Ostsauerländer Hauptsattel) erheblich höhere Alter, die die Ergebnisse von AHRENDT et al. (1978, 1983) zumindest für diesen

Teilbereich in Frage stellen. Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge wurden überwiegend Gesteine der Eifel-Stufe bearbeitet, deren Metamorphose offenbar einheitlich vorwiegend durch die von SE nach NW propagierende Einengung kontrolliert wurde, während im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung unterschiedliche stratigraphische Niveaus und damit unterschiedliche Strukturstockwerke untersucht wurden. Die im Linksrheinischen Schiefergebirge angenommenen bedeutenden Deckenüberschiebungen, die damit verbundene tektonische Stapelung und nicht zuletzt der zumindest im NW gegebene Einfluß des altpaläozoischen Brabanter Massivs beeinflussen im Linksrheinischen Schiefergebirge zusätzlich das relativ einfache Modell einer durchwandernden Metamorphosefront.

Die vorliegenden Untersuchungen haben Metamorphosealter ergeben, die die jeweiligen kleinregionalen Verhältnisse widerspiegeln. Die bedeutende, syn- bis postmetamorphe Decken- und Schuppentektonik hat vor allem im südlichen Linksrheinischen Schiefergebirge die Metamorphose der einzelnen Einheiten mittransportiert. Dadurch ergibt sich für die ermittelten Metamorphosealter ein differenziertes Mosaik lokaler Daten.

Vergleichbar mit AHRENDT et al. (1978) liegt für das südliche Linksrheinische Schiefergebirge das höchste Metamorphosealter von rd. 336 Ma bzw. 326 Ma vor. Die jüngsten ermittelten variszischen Alter liegen wie bei AHRENDT et al. (1978) im Bereich von rd. 300 Ma bzw. 299 Ma. Tektonometamorphe Illit-Bildungsprozesse im Zuge der variszischen Orogenese sind demnach im gesamten Rheinischen Schiefergebirge zwischen 336 Ma und 299 Ma zu datieren.

In den größeren Fraktionen der Proben E7, E9, E62 und E6 ist aufgrund der datierbaren permischen Prozesse eine geringfügige Rejuvenierung der variszisch (M_1 bzw. M_2) gebildeten Illite möglich. Für die größeren Fraktionen der Proben E10, E20 und P7 ist dies zumindest nicht auszuschließen. Die innerhalb der Fehlergrenzen relativ einheitlichen variszischen Alter sprechen jedoch weitestgehend gegen eine signifikante Rejuvenierung.

Die kaledonische Orogenese hat bis in die Ardennen-Massive gewirkt, wobei die variszische Tektonik ältere Spuren weitestgehend ausgelöscht hat. Kaledonische Illit-Bildungen wurden im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung nicht nachgewiesen. Allerdings deuten sich im kambrischen Kern des Stavelot-Venn-Massivs (Probe E9) K-Ar-Homogenisierungsprozesse an, die zu einheitlich rejuveniertem Detritusalter (rd. 427 Ma; Wenlock, Silur) geführt haben. Der Zeitpunkt der Rejuvenierung kann zwischen 427 Ma und 282 Ma (Alter der Fraktion $<0,4\mu\text{m}$) nur unbefriedigend eingegrenzt werden. Weder die lokal auftretende s_1 -Regelung noch die s_2 -Schieferung konnte datiert werden, da authigene Neubildungen nicht von der Detrituskomponente zu trennen waren.

Nach der kaledonischen Orogenese bildete sich ab dem Lochkov (Unterdevon) südlich des Old-Red-Kontinents ein ensialisches Ozeanbecken (variszische Beckenphase). Die unterdevonische Beckenbasis erreichte allgemein im Unterkarbon ihre tiefste Versenkung. Mit rd. 342 Ma (Visé, Unterkarbon) liefert der untersuchte Bentonit der

Eifeler Nord-Süd-Zone (Probe B10) ein entsprechendes **Diagenesealter**, das den Zeitpunkt der diagenetischen Illit-Bildung im Zuge der Entglasung der vulkanischen Asche angibt. Damit wird der Zeitpunkt der präkinematischen diagenetischen Temperaturbeanspruchung der Eifeler Nord-Süd-Zone angenähert.

Im Zuge der **1. variszischen Konvergenzphase** wurden das basale *detachment* der variszischen Einengung und die Deckenstrukturen des Linksrheinischen Schiefergebirges mit begleitender Faltung und Hauptschieferung angelegt. Die Schieferung im südlichen Schiefergebirge kann anhand tektonometamorpher Illit-Bildungen auf rd. 336-325 Ma (Visé-Namur) datiert werden (Probe E6, AHRENDT et al. 1978, KLÜGEL et al. 1993).

Die Anlage der Schieferung in der Hunsrück-Decke und die ersten Bewegungsprozesse im Bereich der Bopparder Überschiebung konnten im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung nicht datiert werden, da die Auflagerung einer Decke vom Typ "Gießener Grauwacke" zu einer Versenkung in nahezu epimetamorphe Temperaturbereiche und damit zu einer Rücksetzung der radiometrischen K-Ar-"Uhren" der untersuchten detritusfreien Illit-Fractionen geführt hat. Erst mit der tektonischen oder isostatischen Reduktion der Versenkungstiefe wurde die Reorganisation der Illite beendet. Im Hangenden der Bopparder Überschiebung, in der eingemuldeten **Maisborn-Gründelbach-Schuppe**, wurde entsprechend der Abschluß der Illit-Bildung auf max. 311-307 Ma (Westfal, Oberkarbon) datiert. Im Rahmen der K-Ar-Untersuchungen nicht erkennbare Rejuvenierungen beispielsweise im Zuge der auftretenden spät- bis postorogenen hydrothermalen Mineralisationen können allerdings für die untersuchten Proben nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

Die tektonische Versenkung der **Mosel-Mulde** durch die Auflagerung der Hunsrück-Decke führte in der Mosel-Mulde zu einer Öffnung der untersuchten radiometrischen Systeme, d.h. zu einer Rücksetzung der radiometrischen K-Ar-"Uhren". Die Anlage der Schieferung in der Mosel-Mulde konnte daher nicht datiert werden. Durch die Aktivierung der **Siegener Hauptaufschiebung** und dem damit verbundenen passiven Aufstieg der hangenden Struktureinheiten wurde die Schließung der K-Ar-Systeme bewirkt.

Dementsprechend liegen relativ einheitliche Illit-Alter von etwa 320 Ma in den unterschiedlichen Kornfraktionen für die Mosel-Mulde (Probe P1.2) mit rd. 322 Ma (Namur, Oberkarbon) und für das Umfeld der Siegener Hauptaufschiebung (Probe E62, Probe E89) mit rd. 317 Ma (Namur, Oberkarbon) bzw. 325 Ma (Namur, Oberkarbon) vor. Das hohe Alter im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung (Probe E89) deutet darauf hin, daß die Überschiebung der südlichen Decken auf den **Eifeler Hauptsattel** bereits im Namur (Oberkarbon) stattgefunden hat. Die etwas jüngeren Alter im höher metamorphosierten Stockwerk südlich der Siegener Hauptaufschiebung können dadurch erklärt werden, daß sie nicht wie die Probe E89 den Zeitpunkt des beginnenden Deckenschubes, sondern den späteren Zeitpunkt der Heraushebung der hangenden Einheiten aus dem "K-Ar-Homogenisierungsstockwerk" angeben. Für die Bereiche südlich der Siegener Hauptaufschiebung wird eine Versenkung infolge tektonischer Überlagerung von 7.000-9.000 m angenommen.

Datierbare Illit-Bildungsprozesse, die jünger sind als der auf rd. 320 Ma datierte Abschluß der Hauptmetamorphose haben frühestens seit der Anlage der 3. Störungsgeneration im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (**2. variszische Konvergenzphase**) stattgefunden. Für die abschließende Extensionstektonik auf der Nordflanke der Mosel-Mulde kann eine insgesamt weitaus geringere Bedeutung im tektonometamorphen Geschehen postuliert werden. Die Anlage der Störungsgenerationen im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung erfolgte auf einem retrograden Metamorphosepfad. Das in der Probe E62 ermittelte Illit-Bildungsalter von rd. 299 Ma (Stefan, Oberkarbon) datiert demnach für die Nordflanke der Mosel-Mulde die nach Südosten gerichtete Einengung der 2. variszischen Konvergenzphase im Spätstadium der Tektogenese. Die Aktivitäten der 2. variszischen Konvergenzphase müssen allerdings noch in einem relativ tiefen Krustenbereich abgelaufen sein, da Illite mit Korngrößen von $0,4-1\mu\text{m}$ gebildet wurden. Selbst die extensive 4. Störungsgeneration der Siegener Hauptaufschiebung (**spätorogene Extensionsphase**) kann anhand von Illit-Bildungen $<0,4\mu\text{m}$ auf ein unterpermisches Alter (rd. 270 Ma; Sakmara, Rotliegendes) datiert werden (s.u.).

In der **Monschau-Scherzone** ist die basale Scherzone der **Eifel-Decke** aufgeschlossen. Das Alter der Zerschneidung der Monschau-Scherzone wurde im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung auf rd. 329 Ma (Namur, Oberkarbon) datiert (Probe E10). Damit wird der Zeitpunkt der Abscherung der Eifel-Decke am basalen *detachment* datiert. Nach der letzten Reorganisation der Illite in der Monschau-Scherzone vor rd. 329 Ma wurden Bedingungen für eine durchgreifende Beeinflussung der K-Ar-"Uhren" nicht mehr erreicht. Die Abscherung der Eifel-Decke hat demnach durch den raschen Aufstieg an der ehemaligen Schelframpe unmittelbar zu einem "Einfrieren" der Metamorphose geführt. Das K-Ar-Alter datiert die s_2 -Hauptschieferung der Monschau-Scherzone. Die lokal auftretende ältere s_1 -Regelung konnte aufgrund der durchgreifenden Rejuvenierung nicht datiert werden. Der Zeitpunkt der jüngeren Aufschiebung der Monschau-Scherzone auf die Venn-Decke ist nicht in Illit-Bildungsaltern dokumentiert. Die Aufschiebung auf die Venn-Decke erfolgte in Analogie zu den Ergebnissen an der Malsbenden-Rücküberschiebung vermutlich vor rd. 300 Ma.

Die Abscherung der Eifel-Decke ist zeitgleich mit den Illit-Bildungsprozessen im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung und damit der angenommenen Aktivierung der Siegener Hauptaufschiebung abgelaufen. Das für die Monschau-Scherzone ermittelte Alter entspricht innerhalb der Fehlergrenzen den Altern synkinematischer Phyllite aus dem Rocroi-Massiv (336 ± 8 bis 335 ± 7 Ma nach PIQUET et al. 1984).

Die signifikant jüngeren Metamorphosealter nach KRAMM et al. (1985a) bzw. MICHOT et al. (1973) für die Südflanke des Stavelot-Venn-Massivs (311-309 Ma bzw. 315 Ma; Westfal, Oberkarbon) sind möglicherweise durch die jüngere Aufschiebung der Monschau-Scherzone auf die Venn-Decke beeinflusst. Die durch KRAMM et al. (1985a) und MICHOT et al. (1973) datierten Serizite hätten demnach ihre Reorganisation erst

im Rahmen der retrograden Metamorphose beim Aufstieg der Monschau-Scherzone abgeschlossen.

Die Zeitspanne der großräumigen Aktivierung des basalen *detachment* mit der Anlage der Deckensysteme, zahlreicher *in-sequence*-Störungen und der großen Faltenstrukturen mit der achsenflächenparallelen Hauptschieferung wird daher für das gesamte Linksrheinische Schiefergebirge auf einheitlich rd. 335-325 Ma (Visé-Namur) abgeschätzt.

Für die Achsendepression der Eifeler Nord-Süd-Zone (Probe E33) ist eine Phase der tektonometamorphen Illit-Bildung auf rd. 299 Ma (Stefan, Oberkarbon) zu datieren. Die Bildung der feinstkörnigen Illite $<0,4\mu\text{m}$ kann in diesem Bereich mit der spatorogenen Malsbenden-Rücküberschiebung korreliert werden.

Die Hauptphase der tektonischen Aktivitäten folgte im nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge unmittelbar auf die Abscherung vom Untergrund in Form nordwestwärts propagierender Störungen (1. variszische Konvergenzphase). Dabei wurden *in-sequence*-Störungen (z.B. Südrandstörung der Blankenheimer Mulde, Zentralaufschiebung der Sötenicher Mulde, Basalüberschiebung der Monschau - Scherzone), die Hauptfaltenstrukturen und in den basalen Bereichen die Hauptschieferung angelegt. Einer Korrelation des Illit-Bildungsalters von rd. 299 Ma (Stefan, Oberkarbon) mit der tektonothermalen Hauptphase steht vor allem die Lithologie der weiter nördlich abgelagerten Sedimente entgegen, die mit einer Schichtlücke im Visé-Namur und anschließender typischer Molassesedimentation für die südlicheren Bereiche eine i.w. bereits spät- bis postorogene Situation ab dem Namur-Westfal belegen.

Die variszische Molasse wurde ihrerseits allerdings nach dem Westfal B in die andauernde variszische Einengung einbezogen. Die spätvariszische Deformation der Molassevertiefe ist mit der Anlage der **Aachener Überschiebung** noch etwas älter als die anschließend angelegten *out-of-sequence*-Störungen der Venn-Überschiebung und der Malsbenden-Rücküberschiebung. Die spatorogenen Aktivitäten haben durch den tektonischen Druck zumindest am Westrand der Eifeler Nord-Süd-Zone die Bildung feinstkörniger Illite $<0,4\mu\text{m}$ vor rd. 299 Ma (Stefan, Oberkarbon) begünstigt.

Die variszische Konvergenz im Linksrheinischen Schiefergebirge ist nach den im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung ermittelten K-Ar-Daten zwischen rd. 336 Ma und 299 Ma abgelaufen. Die bei einer durchschnittlichen Verkürzung um 47% zu errechnende Ausgangslänge für das ca. 160 km lange Profil beträgt rd. 300 km, d.h. eine Verkürzung um 140 km ist in 37 Ma abgelaufen. Daraus läßt sich eine **Verkürzungsgeschwindigkeit** von im Mittel rd. 0,4 cm/a berechnen, die in etwa rezent gemessenen plattentektonischen Geschwindigkeiten entspricht.

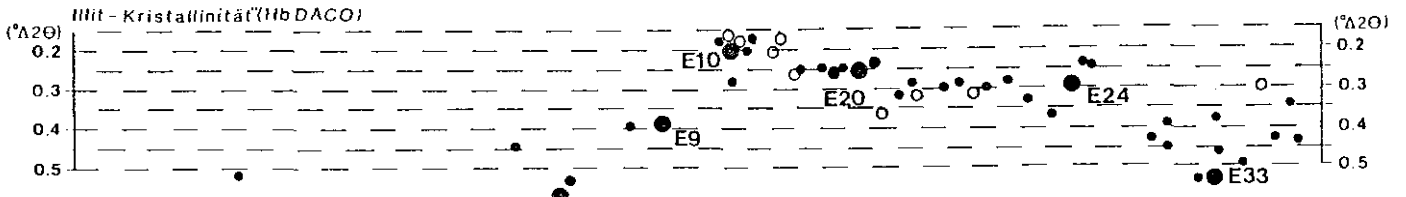
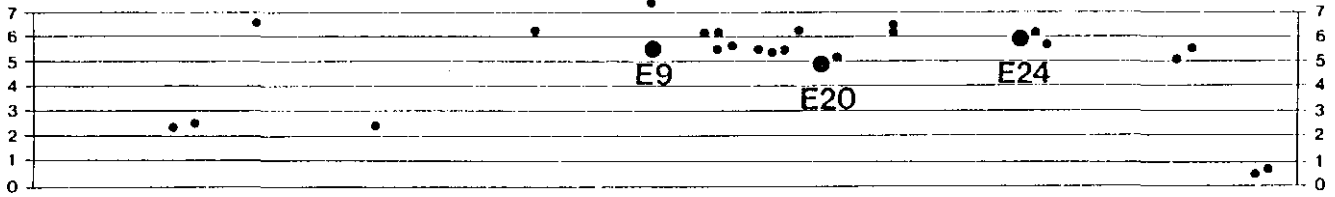
Die Einengung ist dabei nicht in Form einer einheitlichen Front von Süden nach Norden durch das Linksrheinische Schiefergebirge gewandert, sondern hat immer dort gewirkt, wo weitere Ausweichbewegungen im Gesteinsverband möglich waren. Wurde die Einengung im Norden blockiert, so wurden u.U. auch wieder weiter

südlich Überschiebungsbahnen angelegt und eine datierbare Illit-Bildung erneut in Gang gesetzt.

Der erhöhte Wärmefluß der **spätorogenen Extensionsphase** im Unterrotliegenden hat im Umfeld spät- und postvariszisch aktiver Störungen Aufstiegswege für Fluide gefunden, die u.a. eine **hydrothermale Illitisierung** mit Illit-Bildungen bis $0,4\mu\text{m}$ Größe bewirkt haben. Im Hangenden der Zweifaller Störung (Probe E7: 288 Ma; Assel, Unterrotliegendes), im Hangenden der Venn-Überschiebung (Probe E9: 282 Ma; Assel-Sakmara, Rotliegendes), im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (Probe E62: 270 Ma; Sakmara, Rotliegendes), aber auch an der Taunuskammüberschiebung (Probe E6: 281 Ma; Assel-Sakmara, Rotliegendes; Probe E6P: 295 Ma Stefan, Oberkarbon) unweit des Saar-Nahe-Beckens wird eine Illit-Bildung $<0,4\mu\text{m}$ vor rd. 288-270 Ma (Assel-Sakmara = Rotliegendes, Unterperm) datiert. In der Eifeler Nord-Süd-Zone (Probe E33) wurden keine Hinweise auf die benachbarte permo-mesozoische Extension im Rahmen der Anlage des Maubach-Mechernicher Trias-Dreiecks gefunden.

Die aufgezeigte tektonometamorphe Entwicklung des Linksrheinischen Schiefergebirges fügt sich in das von FRANKE & ONCKEN (1990) zusammengestellte Entwicklungsmodell für das Saxothuringikum und Rhenoherynikum ein: FRANKE & ONCKEN (1990) rekonstruieren das divergente Beckenstadium bis zum Mitteldevon (ca. 380 Ma). Bereits im Mitteldevon setzt im Saxothuringikum im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle die variszische Konvergenz ein. Im rheoherzynischen Sedimentationsraum hält die Beckenentwicklung noch im Tournais (ca. 355 Ma) an. Im Unter-Visé (ca. 325 Ma) ist die variszische Konvergenz vollständig bis in das Rhenoherynikum entwickelt, wo vor allem nordwärts propagierende Überschiebungen und Decken angelegt werden. In der Spätphase der variszischen Orogenese wird im Namur/Westfal (ca. 315 Ma) durch die isostatisch im Bereich des Saxothuringikums aufsteigende Kruste zunehmend eine *strike-slip*-Komponente auch an den Störungen im Rhenoherynikum wirksam (FRANKE & ONCKEN 1990). An der Wende Karbon/Perm (ca. 290 Ma) wird das postorogene Extensionsstadium erreicht, dessen thermische Aktivität auf unterschiedliche Mechanismen zurückgeführt werden kann.

Vitrinit-Reflexion (%R_{max})



E 7	E 9	E 10	E 20	E 24	E 33	Metam. Hb/R _{max}
0.59(D)	0.39(DA)/5.55(A/E)	0.21(A/E)	0.26(bA)/4.89(A)	0.29(mA)/5.97(A/E)	0.54(D)	< 0.4 μm
272.9 ± 7.1	282.1 ± 8.7				294.4/303.7	0.4-1 μm
367.2 ± 8.6	426.9 ± 9.8				371.1 ± 7.9	1-2 μm
394.2 ± 8.8	428.3 ± 9.8	326.3 ± 7.1	320.0 ± 7.2		382.4 ± 9.1	< 2 μm SM/FT
367.9 ± 10.1	402.9 ± 10.7	331.2/278.3	353.6/257.0	350.7/447.7		

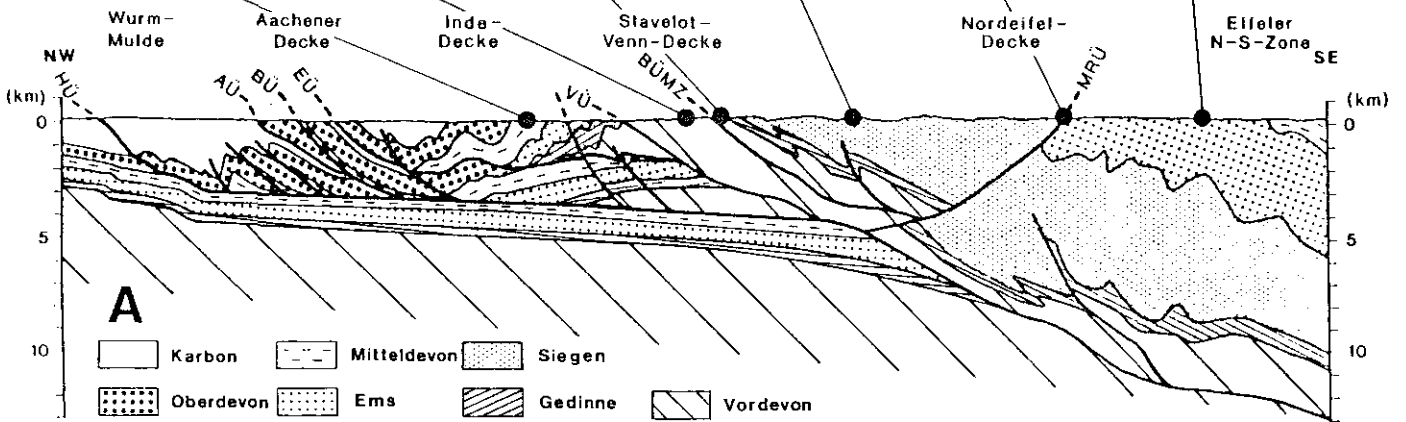


Abb. 26: Gesamtdarstellung der Untersuchungsergebnisse - Profil A

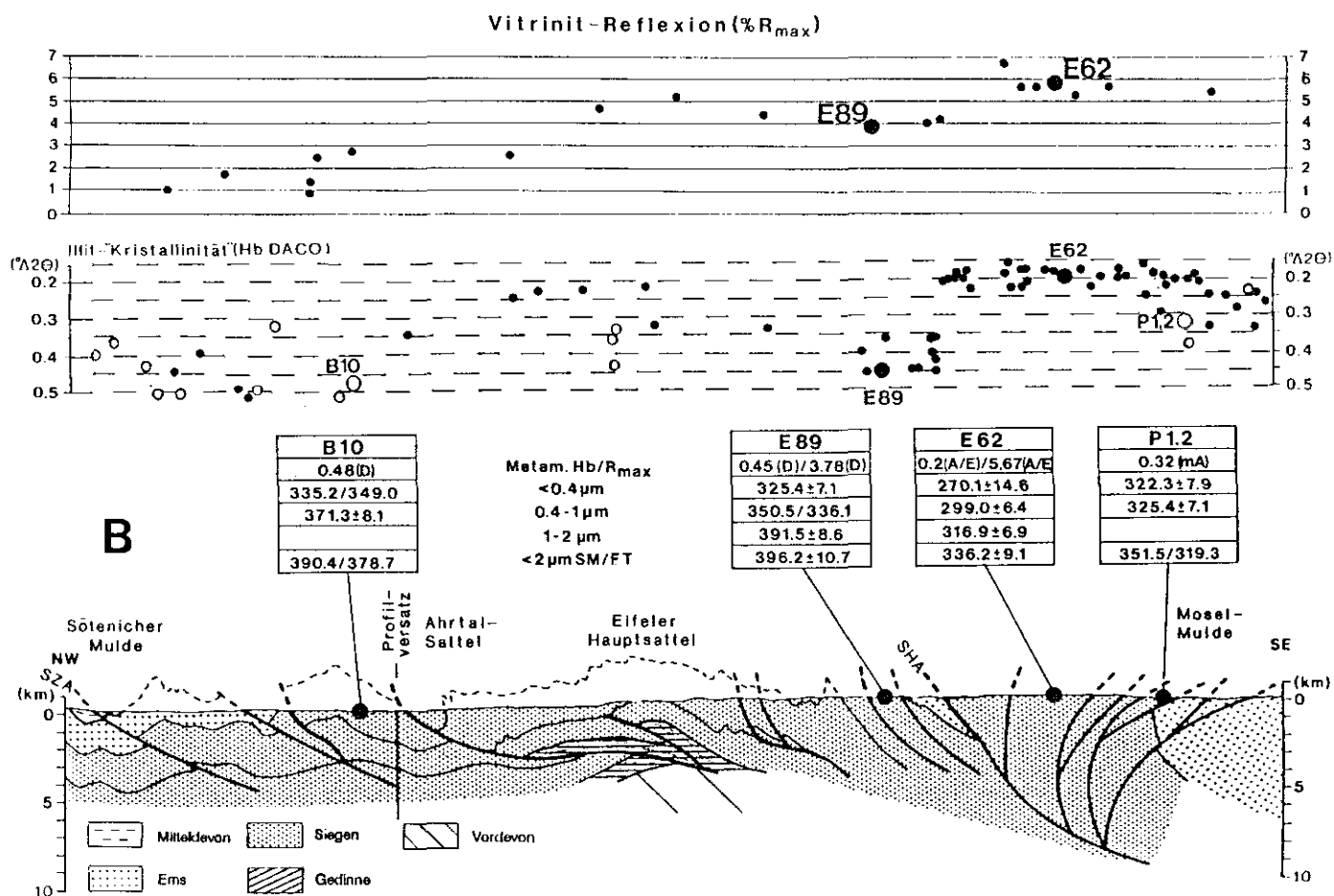


Abb. 27: Gesamtdarstellung der Untersuchungsergebnisse - Profil B

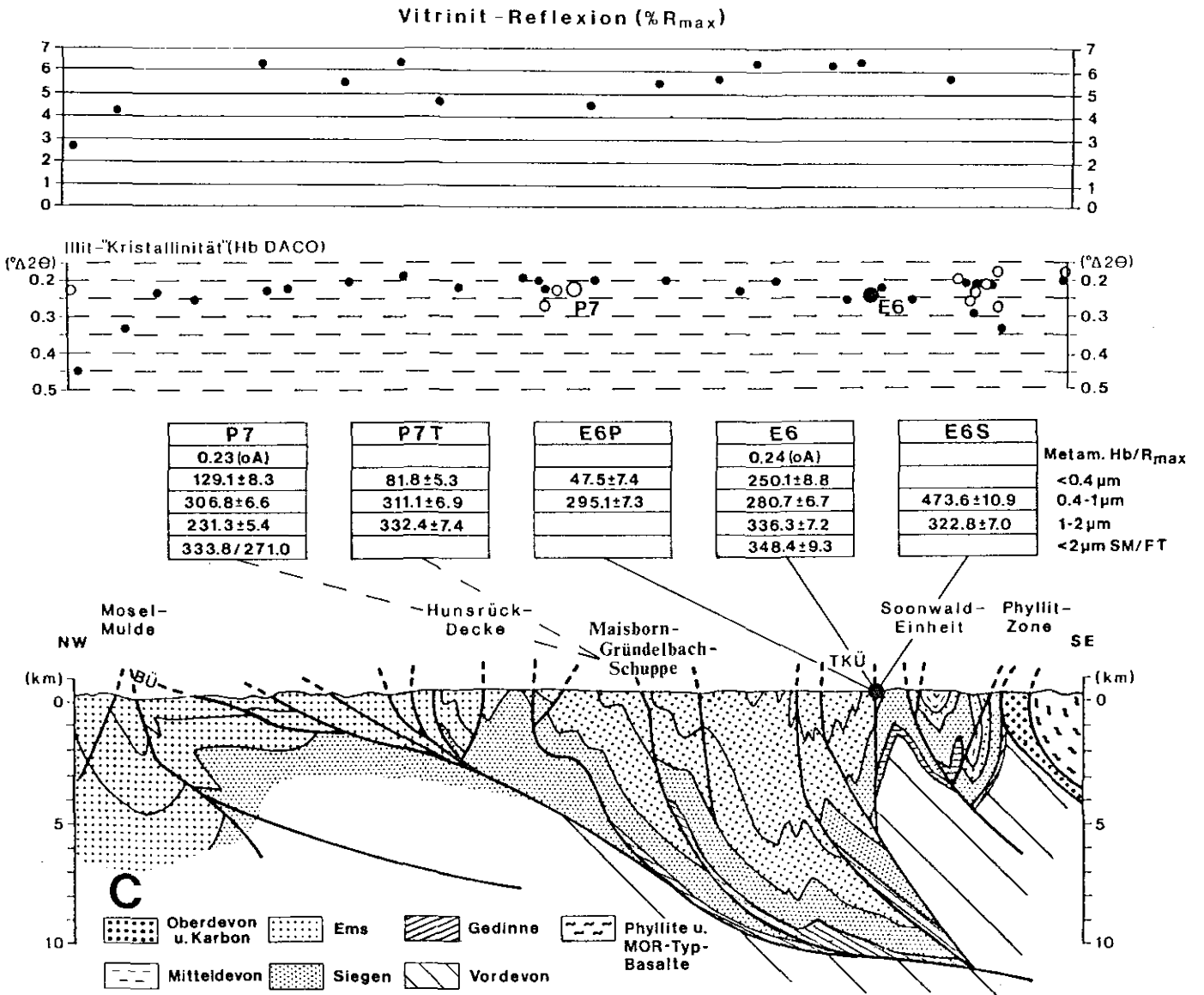


Abb. 28: Gesamtdarstellung der Untersuchungsergebnisse - Profil C

6. Ausblick

Am Geologischen Institut der RWTH Aachen laufen z.Zt. Untersuchungen zum zeitlichen Auftreten von Fluiden in der Nordeifel und ihrer Auswirkungen auf die Gesteine (GLASMACHER, freundl. mündl. Mitteilung). Im Rahmen dieser Untersuchungen werden u.a. die Aufstiegstemperaturen der Fluide ermittelt.

Die Kontrolle der ermittelten K-Ar-Daten durch Rb-Sr-Untersuchungen (AHRENDT et al. 1983) wurde für die untersuchten Metapelite nicht durchgeführt, da eine Kontrolle über vergleichende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen einiger Proben vorgesehen war, die allerdings an Schwierigkeiten am französischen Forschungsreaktor scheiterten. Die vorliegenden Ergebnisse werden daher erst in Folgeuntersuchungen des Lehrgebietes für Geologie-Endogene Dynamik der RWTH Aachen durch vergleichende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen und eine Erhöhung der Probendichte entlang der Traverse überprüft und ergänzt (vergl. HUNZIKER 1987), wobei die Auswirkungen der unterschiedlichen thermischen Aktivitäten und der Einfluß der Detritus-Komponente noch genauer aufgezeigt werden können.

Durch die Intensivierung der geochronometrischen Bearbeitung der Untersuchungs-traverse mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode und durch die Detailuntersuchungen zu den fluiden Phasen im nordwestlichen Schiefergebirge werden die im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung offen gebliebenen Fragen beantwortet werden können. Die dargestellte Interpretation der Ergebnisse kann durch diese zusätzlichen Daten ergänzt werden.

7. Literaturverzeichnis

- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr Age determinations. In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (eds.): *Intracontinental Fold Belts*. 323-338; (Springer) Heidelberg, Berlin.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1977): Age and Degree of Metamorphism and Time of Nappe Emplacement along the Southern Margin of the Damara Orogen/Namibia (SW-Africa). *Geol. Rdsch.*, **67**: 719-742; Stuttgart.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1978): K-Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 229-247; Hannover.
- ALBRECHT, K. (1971): Quantitativ-geometrische Untersuchung des Faltenbaues im Massiv von Stavelot-Venn bei Eupen (Belgien). *Geol. Mitt.*, **11**: 1-136; Aachen.
- ANDERLE, H.-J. (1984): Postvariszische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus. - Eine Übersicht. *Schriftenreihe der GDMB*, **41**: 201-217, 2 Abb.; Weinheim.
- ATZBACH, O. & GEIB, K.W. (1972): Zur Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden (Nahe-Gruppe) in der Nahe-Mulde. *Mainzer geowiss. Mitt.*, **1**: 9-16, 5 Abb.; Mainz.
- BABINECZ, W. (1962): Das Inkohlungsbild des Aachener Steinkohlengebirges, dargestellt im Niveau des Flözes Großlangenberg. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3,2**: 679-686, 1 Abb.; Krefeld.
- BAILEY, S.W., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W. & PINSON JR., W.H. (1962): K-Ar dating of sedimentary illites polytypes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **73**: 1167-1170; New York, N.Y.
- BEARD, D. & NUSINOVICI, J. (1984): User manual for DACO-MP V2.0 Controller. Siemens (edt.), 60 S.; Karlsruhe.
- BERGER, E., TORRES, P. & WEFERS, J. (1992): Zur Stratigraphie der Metamorphen Zone des Hunsrücksüdrandes im Rheinischen Schiefergebirge (Vorläufige Mitteilung). *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1992**: Stuttgart.
- BEUTELSPACHER, H. & VAN DER MAREL, H. W. (1968): *Atlas of Electron Microscopy of Clay Minerals and their Admixtures - A Picture Atlas. / Atlas der Elektronenmikroskopie der Tonminerale und ihrer Beimengungen - Ein Bildatlas*. 262 Abb. 333 S.; Elsevier, Amsterdam.
- BINOT, F. & STETS, J. (1982): Die Rotliegend-"Porphyrtuffe" von Ürzig/Mosel und ihre Xenolithe (Wittlicher Senke, Rheinisches Schiefergebirge). *Mainzer geowiss. Mitt.*, **11**: 15-28, 12 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CAMELBECK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P.J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J.W.M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZYNSKI, F., SCHUHMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, PH., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M. (1990): The Stavelot Massif from Cambrian to recent - A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **113**: 53-73; Liège.

- BONHOMME, M.G., THUIZAT, R., PINAULT, Y., CLAUER, N., WENDLING, R. & WINKLER, R. (1975): Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. *Notes Techn. Inst. Géol.*, 3: 53 S.; Strasbourg.
- BOONEN, P. & KASIG, W. (1979): Das Dinantium zwischen Aachen und Lüttich. *Z. dt. geol. Ges.*, 130: 123-143; Hannover.
- BREITSCHMIDT, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). *Eclogae geol. Helv.*, 75: 331-380; Basel.
- BREWER, M.S. & LIPPOLT, H.J. (1977): Isotopische Altersbestimmungen an Schwarzwald-Gesteinen, eine Übersicht. *Fortschr. Miner.*, 50, Beiheft 3: 42-50; Stuttgart.
- BUDEUS, P. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen im Mittelrheingebiet und an der Untermosel auf dem N-Flügel und im Zentrum der Mosel-Mulde. *Diss. Univ. Bonn*, 135 S.; Bonn.
- BUGGISCH, W. (1986): Diagenese und Anchimetamorphose aufgrund von Conodontenfarbe (CAI) und "Illit-Kristallinität" (IC). Methodische Untersuchungen und Daten zum Oberdevon und Unterkarbon der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Jb. Hessen*, 114: 181-200, 6 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISCH, W. & KRUMM, S. (1992): Korngrößenabhängigkeit von "IK"- und K-Ar-Daten in Metapeliten, Shackleton Range (Antarktis). TSK IV; 4. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie. *Frankfurter geowiss. Arb.*, A,11: 198; Frankfurt/Main.
- BURGHARDT, O., HAMMLER, U., JÄGER, B., LEDOUX, H., MICHEL, G., MÜLLER, H.-P., REINHARDT, M. & RIBBERT, K.-H. (1987): Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Erl. C 5506 Bonn: 68 S., 15 Abb., 3 Tab.; Geologisches Landesamt von Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- CHAMBERLAIN, C.P. & RUMBLE III, D. (1989): The influence of fluids on the thermal history of a metamorphic terrain: New Hampshire, USA. In: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds.): *Evolution of metamorphic belts*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43: 203-213; London.
- CLAUER, N. (1981): Rb-Sr and K-Ar Dating of Precambrian Clays and Glauconies. *Precamb. Res.*, 15: 331-352; Amsterdam
- CLAUER, N. & BONHOMME, M.G. (1970): Datations rubidium-strontium dans les schistes de Steige et de la série de Ville (Vosges). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, 23(3-4): 191-208; Paris.
- COOMBS, D. (1961): Some recent works on the lower grade of metamorphism. *Australian Journal of Science*, 24: 203-215; Melbourne.
- COWIE, J.W. & BASSETT, M.G. (1989): 1989 Global Stratigraphic Chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. *Episodes*, 12 (2) (Supplement, June 1989).
- DALLMEYER, R.D. (1979): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating: Principles, Techniques, and Applications in Orogenic Terranes. In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (eds.): *Lectures in Isotope Geology*. (Springer) Berlin/Heidelberg/New York.
- DALLMEYER, R.D. & KEPPIE, J.D. (1986): Polyphase late Paleozoic tectonothermal evolution of the southwestern Meguma Terrane, Nova Scotia: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 1242-1254; Ottawa.

- DALLMEYER, R.D., MITCHELL, J.G., PHARAOH, T.C., REUTER, A. & ANDRESEN, A. (1988): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock ages of slate/phyllite from allochthonous basement and cover in the tectonic windows of Finnmark, Norway: Evaluating the extent and timing of Caledonian tectonothermal activity. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **100**: 1493-1501, 5 figs., 3 tables; New York, N.Y.
- DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds.) (1989): *Evolution of Metamorphic Belts*. Geol. Soc. Spec. Publ., **43**, London.
- DAY, H.W. & CHAMBERLAIN, C.P. (1989): Implications of thermal and baric structure for controls of metamorphism: northern New England, USA. In: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds.): *Evolution of metamorphic belts*. Geol. Soc. Spec. Publ., **43**: 215-222; London.
- DEKORP RESEARCH GROUP (1991): Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys. J. Int.*, **106**: 203-227.
- DELMORO, A., PUXEDDU, M., DI BROZOLO, R. & VILLA, I.M. (1982): Rb-Sr and K-Ar Ages on Minerals at Temperatures of 300° - 400°C from Deep Wells in the Larderello Geothermal Field (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**: 340-349; Berlin/New York/Heidelberg.
- DITTMAR, U. (1993): Entwicklungsgeschichte und Akkretion eines passiven varistischen Kontinentalrandes am Beispiel des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges. *Terra Nostra*, **1**: 6; Berlin.
- DITTMAR, U. (in Vorb.): Bilanziertes Profil, Profilabwicklung und Verformungsanalyse im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge von der Moselmulde bis zur Phyllit-Zone am Hunsrücksüdrand. *Diss. Univ. Frankfurt*; Frankfurt/Main.
- DITTMAR, U., MEYER, W., ONCKEN, O., SCHIEVENBUSCH, T., WALTER, R., WINTERFELD, C. VON, WOLF, M., & XIA, J. (1991): The relation of strain and coalification across the Western Rhenish Massif, Germany. *Terra abstracts*, **3**: 20/40, S. 212; Strasbourg.
- DITTMAR, U. & ONCKEN, O. (1992): Anatomie und Kinematik eines passiven varistischen Kontinentalrandes - Zum Strukturbaue des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges. TSK IV; 4. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie. *Frankfurter geowiss. Arb.*, **A,11**: 34-37; Frankfurt/Main.
- DORNSIEPEN, U.F. (1978): Ein Überblick über die europäischen Varisziden. *Z. dt. geo. Ges.*, **129**: 521-542, 5 Abb.; Hannover.
- DORNSIEPEN, U.F. (1979): Rb-Sr whole rock ages within the European Hercynian - A review. *Krystalinikum*, **14**: 33-49; Prag.
- DUBRUL, L. (1931): La nature actuelle des charbons résultante de leur histoire. *Rev. univ. des Mines*, **8,5**: 10-15, 40-47, 65-77, 12 Abb., 10 Tab.; Liège.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. (Thesis Univ. Strasbourg) *Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, **29**: 320 pp.; Strasbourg.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, **15**: 281-346; Amsterdam (Elsevier).
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KÜBLER, B. (1967): Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme, *Sedimentology*, **10**: 137-143; Amsterdam (Elsevier).

- DURST, H. (1985): Interpretation of a Reflection-Seismic Profile across the Northeastern Stavelot-Venn Massif and its Northern Foreland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171, 1-3: 441-446; Stuttgart.
- ECHLE, W., PLÜGER, W.L., ZIELINSKI, J., FRANK, B. & SCHEPS, V. (1985): Petrography, mineralogy, and geochemistry of the salmian rocks from Research Borehole Konzen, Hohes Venn (West Germany). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171, 1-3: 31-50; Stuttgart.
- ECKE, H.-H., HOFFMANN, M., LUDEWIG, B. & RIEGEL, W. (1985): Ein Inkohlungsprofil durch den südlichen Hunsrück (südwestliches Rheinisches Schiefergebirge). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1985 (7): 395-410; Stuttgart.
- ELLIOT, W.C. & ARONSON, J.L. (1987): Alleghanian episode of K-bentonite illitization in the southern Appalachian Basin. *Geology*, 15: 735-739; Boulder, Colo.
- ESCHGHI, J. KASIG, W. & LASCHET, CH. (1990): Der Geologische Lehr- und Wanderpfad (Geo-Pfad) der Verbandsgemeinde Hillesheim/Eifel. *Eifel-Jahrbuch*, 145-152; Düren.
- ESLINGER, E. & PEVEAR, D. (1988): Clay minerals for petroleum geologists and engineers. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course Notes*, 22: A31; Binghamton, N.Y.
- FALKE, H. (1950): Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 5: 134-174; Stuttgart.
- FAURE, G. (1986): *Principles of isotope geology*. 589 S.; John Wiley & Sons, Inc., New York.
- FIELITZ, W. (1987): Schieferung und Ausmaß der Innendeformation der paläozoischen Gesteine am Südost-Rand des Stavelot-Venn-Antiklinoriums in der Nordeifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Diss. RWTH Aachen*, 200 S.; Aachen [unveröff.].
- FIELITZ, W. (1992a): Inversionstektonik und damit verbundene strukturelle, magmatische und metamorphe Ereignisse an einem Beispiel aus dem nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirge (Deutschland). TSK IV; 4. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallinologie. *Frankfurter geowiss. Arb.*, A,11: 45-46; Frankfurt/Main.
- FIELITZ, W. (1992b): Variscan transpressive inversion in the northwestern central Rhenohercynian belt of western Germany. *J. Struct. Geol.*, 14 (5): 547-563; Pergamon Press Ltd., Oxford.
- FITCH, F.J., FORSTER, S.C. & MILLER, J.A. (1984): The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum of a rock from Gerrans Bay, Cornwall. *J. geol. Soc. London*, 141: 21-25, 1 fig., 1 table; London.
- FLECK, R.J., SUTTER, J.F. & ELLIOT, D.H. (1977): Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41: 15-32; Oxford.
- FLISCH, M. (1982): Potassium-argon analysis. - In: ODIN, G.S. (Hrsg.): *Numerical Dating in Stratigraphy, Part One*. 151-158; (Wiley & Sons) Chichester.
- FOLAND, K.A. (1983): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaus for biotites with excess argon. *Isotope Geoscience*, 1: 3-21; Elsevier, Amsterdam.
- FRANK, B. (1987): Bestimmung des Metamorphosegrades der paläozoischen Schichten des Venn-Großsattels (Linksrheinisches Schiefergebirge) mit Hilfe der Illit-Kristallinität und Untersuchung der Zusammenhänge zwischen dem Metamorphosegrad und den regionalen tektonischen Verhältnissen. *Diss. RWTH Aachen*, 206 S.; Aachen [unveröff.].

- FRANK, B. & SPAETH, G. (1991): Die Illit-Kristallinitätsverhältnisse im nordöstlichen Teil des Stavelot-Venn-Massivs, Linksrheinisches Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **5**: 255-283; Stuttgart.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units of the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**; Washington, D.C.
- FRANKE, W. & ONCKEN, O. (1990): Geodynamik Evolution of the North-Central Variscides - a Comoc Strip. In: FREEMAN, R., GIESE, P. & MUELLER, ST. (eds.): *The European Geotraverse: Integrative Studies, Results from Fifth Earth Science Study Centre: 187-194*; European Science Foundation.
- FRANSOLET, A.M., KRAMM, U. & SCHREYER, W. (1977): Metamorphose und Magmatismus im Venn-Stavelot-Massiv, Ardennen. *Fortschr. Miner.*, **55**, Beih. 2: 75 - 103, 10 Abb.; Stuttgart.
- FREY, M. (ed.) (1987a): : *Low temperature metamorphism*. 351 S.; Blackie & Son Limited, Glasgow.
- FREY, M. (1987b): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: FREY, M. (ed.): *Low temperature metamorphism*. 9-58; Blackie & Son Limited, Glasgow.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite Crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.*, **73** (1): 173-203; Basel.
- FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.) (1983): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 411 S.; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H.J. (1982): Das Alter des jungen Vulkanismus der Westeifel aufgrund von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen. *Fortschr. Miner.*, **60**, Beih. 1: 80 - 82; Stuttgart.
- FURTAK, H. (1965): Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsabfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. *Geol. Mitt.*, **4** (3):273-332, 18 Abb., 1 Tab., 5 Tafelbeil.; Aachen.
- GAMINTCHI, A. (1975): Vorkommen und Inkohlungsgrad des organischen Materials in kambrisch-ordovizischen Schwarzschiefern des nördlichen Venn-Kerns. *Dipl. Arb. RWTH Aachen*: 45 S., 18 Abb., 16 Tab., Aachen [unveröff.].
- GASSER, U. (1978): Zur tektonischen Problematik der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge). *Geotekt. Forsch.*, **54**, I-III: 1-84, 21 Fig., 11 Tab.; Stuttgart.
- GEHLEN, K. VON, & FORKEL, W. (1983): Tertiary Volcanism in the Westerwald Mountains. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. S. 133; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- GEUKENS, F. (1957): Contribution à l'étude du Massif Cambro-Ordovicien de Stavelot en territoire allemand. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **20**: 167-210; Louvain.
- GLOCKE, A. & MEISSNER, R. (1976): Near-vertical reflections recorded at the wide-angle profile in the Rhenish Massif. In: GIESE, P., PRODEHL, C. & STEIN, A. (eds.) *Explosion Seismology in Central Europe*, 252-256; (Springer) Berlin.
- GOFFETTE, O., LIEGEOIS, J.P. & ANDRÉ, L. (1991): Age U-Pb dévonien moyen à supérieur des zircons du magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne, France): Implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312** (Série II): 1155-1161; Paris.

- GRIM, R.E., BRAY, R.H. & BRADLEY, W.F. (1937): The mica in argillaceous sediments. *Am. Mineralogist*, **22**: 813-829; Washington, D.C.
- GRESSE, P.G., FITCH, F.J. & MILLER, J.A. (1988): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Cambro-Ordovician Vanrhynsdorp tectonite in southern Namaqualand. *S. Afr. J. Geol.*, **91** (2): 257-263; Johannesburg.
- HAAS, W. (1975): Zur Tektonik der Bopparder Hauptmulde und ihres SE-Rahmens am Mittelrhein zwischen Braubach und Boppard (Rheinisches Schiefergebirge). *Mainzer geowiss. Mitt.*, **4**: 159-194, 11 Abb. 2 Taf.; Mainz.
- HAENEL, R. (1983): Geothermal investigations in the Rhenish Massif. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 228-246; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- HAMMERSCHMIDT, K. (1982): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age Resolution from Illites of the Trias of Mauls; Mesozoic Cover of the Austroalpine Basement, Eastern Alps (South Tyrol). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **62**: 113-133; Zürich.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1989): *A geological time scale*. 131 S.; (Cambridge University Press) Cambridge.
- HAVERKAMP, J. (1991): Detritusanalyse unterdevonischer Sandsteine des Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirges und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der sedimentliefernden Hinterländer. *Diss. RWTH Aachen*, 195 S.; Aachen.
- HAVERKAMP, J., KRAMM, U. & WALTER, R. (1991): U-Pb-Isotope variations of detrital zircons in sediments of the Rheinoherzynian and their significance for the palaeozoic geotectonic development of NW Central Europe. *Terra abstracts*, **3**: 20/25; S. 207; Strasbourg.
- HEIBEL, B. (1969): Zur Stratigraphie und Sedimentation des Oberemsiums der Gerolsteiner Mulde (Eifel). *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **16**: 529-576, 2 Taf., 9 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HEIL, R.W. (1979): Untersuchungen der Tektonik der Hunsrücksüdrandstörungszone zwischen Münster-Sarnsheim und Kirn an der Nahe. *Geol. Rdsch.*, **68**, **2**: 721-747; Stuttgart.
- HEBLER, K.-G. (1965): Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Koblenz/Mosel (Unter-Devon, linksrheinisches Schiefergebirge). *Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Frankfurt/Main.*, 154 S., 13 Abb., 2 Tab., 2 Kart.; Frankfurt/Main [unveröff.].
- HILLIER, S. & CLAYTON, T. (1989): Illite/smectite diagenesis in Devonian lacustrine mudrocks from northern Scotland and its relationship to organic maturity indicators. *Clay Miner.*, **24**: 181-196; Oxford/Edinburgh.
- HOEGEN, J. VON, LEMME, B., ZIELINSKI, J. & WALTER, R. (1985): Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn-Massif. A model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171** (1-3): 217-235; Stuttgart.
- HOOD, A., GUTJAHR, C.C.M. & HEACOCK, R.L. (1975): Organic metamorphism and the generation of petroleum. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **59**: 986-996; Tulsa.
- HUCKENHOLZ, H.-G. (1983): Tertiary Volcanism of the Hocheifel Area. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 121-128; (Springer) Heidelberg/Berlin.

- HUNZIKER, J.C. & FREY, M. (1977): K-Ar and Rb-Sr age determinations and progressive low grade metamorphism in the sediments of the Helvetic nappes of eastern Switzerland. *Fortschr. Miner.*, **50**, Beiheft 3: 84; Stuttgart.
- HUNZIKER, J.C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R.D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P. & SCHWANDER, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**: 157-180; Berlin/New York/Heidelberg.
- HUNZIKER, J.C. (1987): Radiogenic isotopes in very low-grade metamorphism. In: FREY, M. (ed.): *Low temperature metamorphism*. 200-226; Blackie & Son Limited, Glasgow.
- HUON, S. (1982): Déformation et Métamorphisme associé dans le Paléozoïque de l'Ardenne: Arguments microstructuraux et géochimiques. *Mémoire D.E.A.*, 49 S.; Strasbourg [unveröff.].
- JÄGER, E. (1977): Rb-Sr and K-Ar Geochronology of Alpine Metamorphic Rocks. *Fortschr. Miner.*, **50**, Beiheft 3: 3; Stuttgart.
- JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (Hersg.) (1979): *Lectures in Isotope Geology*. 329 S.; (Springer) Berlin/Heidelberg/New York.
- KARR, C. (ed.) (1978): Analytical Methods for Coal and Coal Products. *Academic Press*; New York.
- KARWEIL, J. (1973): The determination of paleotemperatures from the optical reflectance of coaly particles in sediments. In: B. ALPERN (ed.): *Colloque internationale sur la pétrographie et la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier*. pp. 196-203, C.N.R.S., Paris.
- KASIG, W. (1967): Biofazielle und feinstratigraphische Untersuchungen im Givetium und Frasnium am Nordrand des Stavelot-Venn-Massivs. *Diss. Math. Naturw. Fak. RWTH Aachen*: 177 S., 25 Abb., 11 Taf.; Aachen [unveröff.].
- KASIG, W. (1989): Mühlenberger Stollen des Bleierzbergwerks "Neue Hoffnung" (1840-1943). [Infoheft] 14 S.; Ortsgemeinde Bleialf.
- KASIG, W., ESCHGHI, J. & LASCHET, CH. (1990): Geo-Pfad - Geologischer Lehr- und Wanderpfad der Verbandsgemeinde Hillesheim. *Geo-Pfad-Büro Hillesheim*, [Faltblatt]; Hillesheim.
- KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P. (1969): Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, **8**: 327-388, 27 Abb., 2 Tab.; Aachen.
- KASIG, W. & LASCHET, CH. (1984): Geologischer Wanderpfad in der Gemeinde Nettersheim. *Naturschutzhaus Nettersheim*, [Faltblatt]; Nettersheim.
- KASIG, W. & SPAETH, G. (1975): Neue Ergebnisse über die Geologie der Kern- und Mantelschichten des Hohen Venns auf Grund von Profilaufnahmen bei der Verlegung der Erdgasleitung Aachen-Rheinfelden. *Z. dt. geol. Ges.*, **126**: 1-14; Hannover.
- KIRNBAUER, T. (1986): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Diss. Geol. Inst. Univ. Freiburg i. Brsg.*, **IX**: 411 S., 96 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt.; Freiburg i. Brsg.
- KISCH, H.J. (1974): Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with 'anchimetamorphism' and 'very-low-stage' metamorphism, I, II, III. *K. Ned. Akad. Wet. Amsterdam., Proc. Ser. B*, **77** (2): 81-118; Amsterdam.

- KISCH, H.J. (1983): Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: LARSEN, G. & CHILLINGAR, G.V. (Hrsg.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. *Developments in Sedimentology*, 25b: 289-493; Amsterdam.
- KISCH, H.J. (1987): Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: FREY, M. (ed.): *Low temperature metamorphism*. 227-300; Blackie & Son Limited, Glasgow.
- KISCH, H.J. (1989): Discordant relationships between degree of very low-grade metamorphism and the development of slaty cleavage. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds.): *Evolution of metamorphic belts*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43: 173-185; London.
- KISCH, H.J. (1990): Calibration of the anchizone: a critical comparison of Illite "crystallinity" scales used for definition. *J. metamorphic Geol.*, 8: 31-46; Oxford.
- KLIGFIELD, R., HUNZIKER, J., DALLMEYER, R.D. & SCHAMEL, S. (1986): Dating of deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques: results from Northern Apennines. *J. Struct. Geol.*, 8 (7): 781-798; (Pergamon Press) Oxford, New York, Seoul, Tokyo.
- KLUG, P.H. & ALEXANDER, E.L. (1974): *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials*. John Wiley & Sons; New York-London-Sydney-Toronto.
- KLÜGEL, T., ONCKEN, O. & Ahrendt, H. (1993): Deformationsgeschichte einer innervaristischen Suturezone - Die Phyllit-Zone im Südaunus. *Terra Nostra*, 1: 48; Berlin.
- KNAPP, G. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100.000, 3. Aufl.: 155 S.; Geologisches Landesamt von Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. *Abh. Sächs. Geol. L.-A.*, H1: 1-39; Leipzig.
- KOTULLA, M. (1984): Stratigraphie und Fazies im SW-Teil der Dollendorfer Mulde (Eifel) unter besonderer Berücksichtigung der exakten tephrostratigraphischen Korrelation der Unter-Devon/Mittel-Devon Grenze. *Dipl. Arb. Joh. Wolfg. Goethe Univers. Frankfurt*: 180 S., 24 Abb., 21 Tab., 9 Taf., 4 Beil., Frankfurt/Main [unveröff.].
- KRAMM, U. (1976): The coticule rocks (spessartine quartzite) of the Venn-Stavelot-Massif, Ardennes, a volcano-clastic metasediment. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 135-155; Berlin/New York/Heidelberg.
- KRAMM, U. (1982): Die Metamorphose des Venn-Stavelot-Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge: Grad, Alter, Ursache. *Decheniana*, 135: 121-178; Bonn.
- KRAMM, U. & BUHL (1985): U-Pb Zircon Dating of the Hill Tonalite, Venn-Stavelot Massif, Ardennes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171, 1-3: 339-349; Stuttgart.
- KRAMM, U., BUHL, D. & CHERNYSHEV, I.V. (1985a): Caledonian or Variscian Metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Ardennes? Arguments from a K-Ar and Rb-Sr Study. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171, 1-3: 339-349; Stuttgart.
- KRAMM, U., SPAETH, G. & WOLF, M. (1985b): Variscan Metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: A New Approach to the Question of Regional Dynamothermal or Contact Metamorphism. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 311-327; Stuttgart.

- KRUMM, S. (1992a): Illitkristallinität: Vorschläge zum Aufbereitungs- und Meßverfahren. TSK IV; 4. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie. *Frankfurter geowiss. Arb.*, A,11: 110-113; Frankfurt/Main.
- KRUMM, S. (1992b): Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose - Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. *Erlanger geol. Abh.*, 120: 1-75; Erlangen.
- KÜBLER, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franç. Pétr.*, 19: 1093-1112; Paris.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Colloque sur les Étages Tectonique. *A la Baconnière*: 105-122; Neuchâtel.
- KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau-Snpa*, 2: 383-397, 4 Abb.; Pau.
- LE GALL, B. (1992): The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. *J. Struct. Geol.*, 14 (5): 531-546; (Pergamon Press) Oxford, New York, Seoul, Tokyo.
- LENZ, H. & MÜLLER, P. (1976): Radiometrische Altersbestimmungen am Kristallin der Bohrung Saar 1. *Geol. Jb.*, A 27: 429-432; Hannover.
- LIPPOLT, H.J. (1983): Distribution of volcanic activity in space and time. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 112-120; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1983): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism. I. 40 Ar/40 K and 40 Ar/39 Ar investigations. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1983: 713-730; Stuttgart.
- LIPPOLT, H.J., HESS, J.C., Raczek, I & Venzlaff, V. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism. II. Rb-Sr investigations. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1989: 553-559; Stuttgart.
- MASSONE, H.J. (1989): Metamorphoseentwicklung des Rheonoherzynikums am Beispiel eines Metagranodiorits aus dem Stavelot-Venn-Massiv. *Abstr.*, 5. *Tagung Europäisches Variszikum, Braunschweig 1989*; Braunschweig.
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1983): A new experimental phengite barometer and its application to a Variscan subduction zone at the southern margin of the Rhenohercynicum. *Terra Cognita* 3: 187; Strasbourg.
- MAXWELL, D.T. & HOWER, J. (1967): High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series. *Amer. Mineralogist*, 52: 843-857; Washington, D.C.
- MEISL, ST. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. *Abh. hess. L.-A. Bodenforsch.*, 57: 1-93; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1986): Mineralogisch-petrographische Exkursion in den Soonwald (DMG-Tagung 1986, Exkursion A2). *Fortschr. Min.*, 65: 35-95; Stuttgart.
- MEISL, ST., ANDERLE, H.J. & STECKER, G. (1982): Niedrigtemperierte Metamorphose im Taunus und im Soonwald - DMG-Tagung 1982 Exkursion E3. *Fortschr. Miner.*, 60/2: 43-69; Stuttgart.

- MEISSNER, R., BARTELTSEN, H. & MURAWSKI, H. (1980): Seismic reflection and refraction studies for investigating fault zones along the Geotraverse Rhenoherynykum. *Tectonophysics*, **64**: 59-84; Amsterdam.
- MEISSNER, R., BARTELTSEN, H. & MURAWSKI, H. (1981): Thin-skinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany. *Nature*, **290** (5805): 399-401; London.
- MEISSNER, R., SPRINGER, M & FLÜH, E. (1983): Combined seismic reflection-refraction investigations in the Rhenish Massif and their relation to recent tectonic movements. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 276-287; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- MEISSNER, R. & BORTFELD, R.K. (Eds.) (1990): DEKORP-Atlas - Results of the Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm. 80 Sections; (Springer) Berlin.
- MEYER, D.E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. *Diss. Hoh. Mathem.-naturw. Fak. Univ. Bonn*, 307 S., 48 Abb., 11 Tab., 1 Kt.; Bonn.
- MEYER, W. (1986): *Geologie der Eifel*, 614 S., 153 Abb., 13 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MEYER, W. & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. *Z. dt. geol. Ges.*, **126**: 15-29; Hannover.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. *Z. dt. geol. Ges.*, **131**: 725-751, 9 Abb.; Hannover.
- MEYER, W., STOLTIDIS, J & WINTER, J. (1977): Geologische Exkursion in den Raum Weyer - Schuld - Heyroth - Niederehe - Üxheim - Ahütte. *Decheniana*, **130**: 322-334, 4 Abb.; Bonn.
- MICHOT, J., FRANSSSEN, L. & LEDENT, D. (1973): Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fortschr. Miner.*, **50**, Beiheft 3: 107-109; Stuttgart.
- MOSSMANN, J.R., CLAUER, N. & LIEWIG, N. (1992): Dating thermal anomalies in sedimentary basins: the diagenetic history of clay minerals in the triassic sandstones of the Paris Basin, France. *Clay Miner.*, **27**, 211-226; Oxford/Edinburgh.
- MUCHEZ, P., BOVEN, J., BOUCKAERT, J., LEPLAT, P., VIAENE, W. & WOLF, M. (1991): Illite crystallinity in the Carboniferous of the Campine-Brabant Basin (Belgium) and its relationship to organic maturity indicators. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **182**, 1: 117-131; Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1964): Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung. *Publ. Serv. géol. Luxembourg*, **8**: 285-308; Luxembourg.
- ONCKEN, O. (1984): Zusammenhänge in der Strukturgenese des Rheinischen Schiefergebirges. *Geol. Rdsch.*, **73**: 619-649; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). *Geotekt. Forsch.*, **73**: 1-215; Stuttgart.
- PAPROTH, E. & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1973**: 469-493; Stuttgart.

- PIQUÉ, A., HUON, S. & CLAUER, N. (1984): La Schistosite Hercynienne et le Metamorphisme associe dans la Vallee de la Meuse, entre Charleville-Mezieres et Namur (Ardennes Franco-Belges). *Bull. Soc. Belg. Geol.*, **93**, 1-2: 55-70; Bruxelles.
- RAMROOP, CL. (1977): Geochemische und kohlenpetrographische Untersuchungen an karbonischen und devonischen Karbonatgesteinen der Eifel. *Dipl. Arb. RWTH Aachen*: 120 S., 29 Abb., 2 Anl., Aachen [unveröff.].
- RAVEN, J.G.M. & VAN DER PLUM, B.A. (1986): Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geol. Mag.*, **123** (6): 673-681; Hertford.
- REUTER, A. (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar-Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **27**: 91 S.; Göttingen.
- REUTER, A. & DALLMEYER, R.D. (1987): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of cleavage formation in tuffs during anchizonal metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**: 352-360; Berlin/New York/Heidelberg.
- REUTER, A. & DALLMEYER, R.D. (1989): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of cleavage formed during very low-grade metamorphism: a review. In: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (eds.): *Evolution of metamorphic belts*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **43**: 161-171; London.
- RIBBERT, K.-H. (1983): Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Erl. 5505 Blankenheim: 101 S., 18 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Geologisches Landesamt von Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1985): Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Erl. 5405 Mechernich: 121 S., 15 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Geologisches Landesamt von Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- RITTMANN, K.L. (1984): Argon in Hornblende, Biotit und Muskovit bei der geologischen Abkühlung - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen. *Diss. Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg*, 278 S; Heidelberg.
- ROBINSON, D. (1987): Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, **15**: 866-869; Boulder, Colo.
- ROBINSON, D., WARR, L.N. & BEVINS, R.E. (1990): The illite "crystallinity" technique: a critical appraisal of its precision. *J. metamorphic Geol.*, **8**: 333-344; Oxford.
- RUMEAU, J.L. & KULBICKY, G. (1966): Evolution des minéraux argileux dans les dolomies et calcaires poreux du Crétacé supérieur de la plateforme d'Aquitaine. *Proc. Int. Clay Conf.*, **2**: 103-117; Jerusalem.
- SCHERP, A. (1959): Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venns. *Geol. Jb.*, **77**: 95-120, 7 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SCHIEVENBUSCH, T. (1991): Bilanzierte Profile, Profilabwicklung und Verformungsanalyse im westlichen Rheinischen Schiefergebirge zwischen Sötenicher Kalkmulde und Moselmulde. *Diss. Univ. Bonn*, 161 S.; Bonn.
- SCHMIDT, K. (1976): Das "kaledonische Ereignis" in Mittel- und Südwesteuropa. *Nova acta Leopoldina*, **224**, **45** (F. Kossmat-Symposium): 381-401, 4 Abb; Halle/Saale.
- SCHMIDT, WO. (1956): Neue Ergebnisse der Revisions-Kartierung des Hohen Venns. *Beih. Geol. Jb.*, **21**: 146 S., 5 Taf., 8 Abb.; Hannover.

- SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H.A. (1983): The Quaternary Eifel Volcanic Fields. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 139-151; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- SCHOELL, M. (1972): Radiometrische Altersbestimmungen am Brocken-Intrusionskomplex im Harz als Beispiel der Interpretation diskordanter Modellalter. In: WENDT, J. (Hrsg.): *Radiometrische Methoden in der Geochronologie. Clausth. tect. H.*, 13: 102-125; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHREYER, W. & ABRAHAM, K. (1978): Prehnite/chlorite and actinolite/epidote bearing mineral assemblages in the metamorphic igneous rocks of La Helle and Challes, Venn-Stavelot-Massif, Belgium. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101: 227-241; Liège.
- SCHWAB, K. (1987): Compression and right-lateral strike-slip movement at the Southern Hunsrück Borderfault (Southwest Germany). *Tectonophysics*, 137: 115-126; Amsterdam.
- SMART, G. & CLAYTON, T. (1985): The progressive illitization of interstratified illite-smectite from Carboniferous sediments of northern England and its relationship to organic maturity indicators. *Clay. Miner.*, 20: 455-466; Oxford/Edinburgh.
- SMITH, J.V. & YODER, H.S. (1956): Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Mineral. Mag.*, 31: 209-235; London.
- SPAETH, G. (1964): Untersuchungen zum Nachweis von Quarz-Gefügeregelungen gering metamorpher Psammite, vornehmlich durchgeführt an Proben aus dem Hohen Venn (Rheinisches Schiefergebirge) und seiner näheren Umgebung. *Diss. RWTH Aachen*, 148 S.; Aachen.
- SPAETH, G. (1969): Das Deformationsbild planoliner geschieferter Grauwacken aus dem Unterdevon am SE-Rand des Hohen Venns (Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Mitt.*, 8: 309-326; Aachen.
- SPAETH, G. (1971): Untersuchung der Mineralregeln in Tonschiefern vom SE-Rand des Hohen Venns (Rheinisches Schiefergebirge) mit Hilfe des Röntgentexturgoniometers. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 139: 99-123; Stuttgart.
- SPAETH, G., FIELITZ, W. & FRANK, B. (1985): Caledonian Deformation and Very Low-Grade Metamorphism in the Northeastern Part of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171, 1-3: 297-310; Stuttgart.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-TH., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R. (1982): *Stach's Textbook of Coal Petrology*, 3rd edn., (Gebrüder Bornträger) Berlin.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362; Amsterdam.
- STÖCKHERT, B., JÄGER, E. & VOLL, G. (1986): K-Ar age determinations on phengites from the internal part of the Sesia Zone, Western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 456-470; Berlin/New York/Heidelberg.
- STROINK, L. (1993): Zur Diagenese paläozoischer Sandsteine am Nordrand des Linksrheinisch-Ardennischen Schiefergebirges. *Aachener Geowiss. Beitr.*, 1: 164 S., 73 Abb., 22 Tab., 5 Taf., ISBN 3-86073-210-2; Verlag der Augustinusbuchhandlung Aachen.
- SUDO, T., SHIMODA, S., YOTSUMOTO, H. & AITA, S. (1981): Electron micrographs of clay minerals. *Developments in sedimentology*, 31: 203 p., 51 fig., 149 plates; Amsterdam.

- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1952): Zur Fazies und Metamorphose der "Kohlen" im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. *Z. dt. geol. Ges.*, **103**: 219-232, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Süd-Zone der Eifel. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**: 323-355; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illitkristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **27**: 201-276; Krefeld.
- THON, B. (1985): Tektonische Untersuchungen im Unterdevon der Südeifel zwischen der Siegener Hauptaufschubung und der Wittlicher Senke (Nordflügel der Moselmulde). *Diss. Rhein. Friedr. Wilh. Univers. Bonn*: 117 S.; Bonn.
- TODT, W. & LIPPOLT, H.J. (1980): K-Ar Age Determinations on Tertiary Volcanic Rocks: V. Siebengebirge, Siebengebirge-Graben. *J. Geophys.*, **48**: 18-27, 1980; Würzburg, New York, N.Y.
- VANDENVEN, G. (1990): Explications de la carte géologique du synclinorium de l'Eifel. (Region de Gouvy-Sankt Vith-Elsenborn) *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **113-2**: 103-113; Liège.
- VIETEN, K. (1983): Tertiary Volcanism in the Siebengebirge Mountains. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 131-132; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite, and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **56**: 641-647; Zürich.
- WALTER, R. (1980): Lower paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its southern adjoining area. *Medel. Rijks geol. Dienst*, **32**: 14-25; Maastricht.
- WALTER, R. (1992): *Geologie von Mitteleuropa*. 5. Aufl., 561 S., 151 Abb., 12 Tab.; (Schweizerbart) Stuttgart.
- WALTER, R., SPAETH, G. & KASIG, W. (1985): An Outline of the Geological Structure of the Northeastern Hohes Venn Area and of its Northern Foreland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171**, 1-3: 207-216; Stuttgart.
- WALTER, R. & WOHLBERG, J. (eds.) (1985): Geology and geophysics of the Northeastern Hohes Venn Area. Report on a Joint Geoscientific Venture. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171**, 1-3: 467 S.; Stuttgart.
- WAMBEKE, L. VAN (1955): Compositions mineralogiques et chimiques des tonalites de la Helle et de Lammersdorf (Hautes Fagnes). *Bull. Soc. belge Géol.*, **64**: 477-509; Bruxelles.
- WEAVER, C.E. (1958): Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. Part II. Clay petrology of upper Mississippian - lower Pennsylvanian sediments of central United States. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **42**: 254-309; Tulsa.
- WEAVER, C.E. (1960): Possible use of clay minerals in the search for oil. *AAPG Bull.*, **44**: 1505-1518; Tulsa.

- WEAVER, C.E. (1984): Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. *Developments in petrology*, 10: 239 S.; (Elsevier) Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.
- WEBER, K. (1970): Illit-Kristallinität und Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Nachr. dt. geol. Ges.*, 2: 65-55; Hannover [Vortragskurzfass.]
- WEBER, K. (1972a): Notes on determination of illite cristallinity. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1972 (6): 267-276; Stuttgart.
- WEBER, K. (1972b): Die Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141: 333-363; Stuttgart.
- WEBER, K. (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieferten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Geol. Jb.*, 94, Reihe D, 15: 98 pp.; Hannover.
- WEBER, K. (1986): The Mid-European Variscides in Terms of Allochthonous Terrains. In: FREEMAN, R., MUELLER, S. & GIESE, P. (eds.): *Proc. 3rd Workshop EGT: The central segment, 14.-16.4.1986*. 73-82; European Science Foundation.
- WEDEPOHL, K.H. (1983): Tertiary Volcanism in the Northern Hessian Depression. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON, MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau uplift. The Rhenish Massif - A case history*. 134-138; (Springer) Heidelberg/Berlin.
- WEMMER, K. (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 51: 61 S., 16 Abb., 15 Tab.; Göttingen.
- WERNER, R. & WINTER, J. (1975): Bentonit-Horizonte im Grenzbereich Unterdevon/Mitteldevon in den Eifeler Richtschnitten. *Senckenbergiana lethaea*, 56 (4/5): 335-364, 12 Abb., 3 Tab.; Frankfurt/Main.
- WIJBRANS, J.R. & MCDUGALL, I. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 187-194; Berlin/New York/Heidelberg.
- WINKLER, H.G. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th. ed.: 348 pp.; (Springer) New York-Heidelberg-Berlin.
- WINTER, J. (1969): Stratigraphie und Genese der Bentonitlagen im Devon der Eifeler Kalkmulden. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 16: 425-472, 6 Taf., 10 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WINTERFELD, C. VON (1993a)/[1994]: Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel - Ein quantitatives Modell (Profilbilanzierung und Strain-Analyse im Linksrheinischen Schiefergebirge). *Aachener Geowiss. Beitr.*, 2: 308 S.; ISBN 3-86073-211-0; Verlag der Augustinus Buchhandlung, Aachen.
- WINTERFELD, C. VON (1993b): Passive Kontinentalrand-Dehnung und variszische Beckeninversion in der linksrheinischen Nordeifel untersucht entlang von DEKORP 1-A. *Terra Nostra*, 1: 37; Berlin.
- WOLF, M. (1972): Beziehung zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141: 222-257; Stuttgart.
- WOLF, M. (1975): Über die Beziehung zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1975(7): 437-447; Stuttgart.

- WOLF, M. (1978): Inkohlungsuntersuchungen im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 217-227; Hannover.
- WRIGHT, T.O. & DALLMEYER, R.D. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock slate ages: Timing of tectono-thermal events in Northern Victoria Land, Antarctica (abstract no. 107937). *Abstr. w. Progr.*, **18**: 795.
- WRIGHT, T.O. & DALLMEYER, R.D. (1991): The age of cleavage development in the Ross orogen, northern Victoria Land, Antarctica: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock slate ages. *J. Struct. Geol.*, **13** (6): 677-690; (Pergamon Press) Oxford, New York, Seoul, Tokyo.
- ZWART, H.J. (1969): Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. *Geol. Ass. Can. Spec. Pap.*, **5**: 7-16; Ottawa.
- ZWART, H.J. (1976): Regionalmetamorphism in the Variscan orogeny of Europe. *Nova Acta Leopoldina, N.F.*, **224**: 361-367; Halle/Saale.

8. Anhang

Anhang 1: Fallzeittabelle - Fallzeit (t) für Fallhöhe (H) = 25 cm, Äquivalenzdurchmesser (d) < 2µm und Dichte des Sediments (D) = 2,8 g/cm³ in Abhängigkeit von der Temperatur (T).							
T [°C]	t [h:min]	T [°C]	t [h:min]	T [°C]	t [h:min]	T [°C]	t [h:min]
10,0	22:56	15,0	20:06	20,0	17:42	25,0	15:41
10,5	22:38	15,5	19:50	20,5	17:29	25,5	15:30
11,0	22:20	16,0	19:35	21,0	17:16	26,0	15:20
11,5	22:02	16,5	19:20	21,5	17:03	26,5	15:09
12,0	21:45	17,0	19:05	22,0	16:51	27,0	14:59
12,5	21:27	17,5	18:51	22,5	16:39	27,5	14:49
13,0	21:10	18,0	18:36	23,0	16:27	28,0	14:39
13,5	20:54	18,5	18:22	23,5	16:15	28,5	14:29
14,0	20:37	19,0	18:09	24,0	16:04	29,0	14:19
14,5	20:21	19,5	17:55	24,5	15:52	29,5	14:10

Anhang 2: Probenverzeichnis und Ergebnisse der Bestimmung der Illit-"Kristallinität"									
Probe	Bezeichnung durch den Probennehmer	Lithologie	R-Wert	H-Wert	Belegungsdichte [mg/cm ²]	Hb	Hbg	Hb	Hbg
						$\Delta 2\theta$ DACO	$\Delta 2\theta$ DACO	$\Delta 2\theta$ EVA	$\Delta 2\theta$ EVA
E39	P2-1-2	Tonstein	2507450	5631560	3,54	0,53	0,50	0,59	0,50
B3		Störungslette	2513050	5618700	n.b.	0,45	0,30	0,58	0,38
E7	P5-47	Tonschiefer	2517375	5620215	5,53	0,59	0,52	0,57	0,58
E3		Tonschiefer	2519600	5622575	3,54	0,55	0,46	0,61	0,50
E8	P6-1-4	Siltschiefer	2520200	5619190	6,42	0,40	0,31	0,43	0,39
E9	P6-2-2	Siltschiefer	2521240	5617680	11,95	0,39	0,39	0,41	0,27
C		"Coticule"			7,63	0,16	n.b.	0,18	0,18
E10	P7-1-2	Siltschiefer	2522610	5614970	5,09	0,21	0,21	0,20	0,20
E12	P7-9-1	Siltschiefer	2522680	5614570	7,52	0,19	0,17	0,18	0,16
E11	P7-3-1	Siltschiefer	2522735	5614475	8,19	0,17	0,18	0,19	0,17
E13	P7-th50-3	Siltschiefer	2523030	5613630	5,53	0,18	0,19	0,19	0,19
E14a	P7-26-1	silt. Sandstein	2523320	5613500	7,52	0,18	0,17	0,18	0,16
E97	BF288-2	Siltschiefer	2520720	5610410	12,17	0,28	0,29	0,29	0,22
E14b	P7-28-2	Tonschiefer	2520885	5609595	2,65	0,19	0,20	0,19	0,21
E98	BF 65-2	Tonschiefer	2516320	5599980	n.b.	0,17	0,17	0,19	0,20
E99	BF 64-2	Tonschiefer	2517000	5601080	n.b.	0,19	0,22	0,24	0,24
E16	P8-18-1	Tonschiefer	2526480	5612360	n.b.	0,17	0,18	0,18	0,20
E95	BF264-3	Siltschiefer	2524600	5601170	9,07	0,26	0,24	0,26	0,24
E15	P8-5-1	silt. Tonschiefer	2527356	5611610	7,96	0,26	0,27	0,27	0,28
E18	P8-rn34-2	Siltschiefer	2526965	5609715	n.b.	0,22	0,21	0,25	0,24
E17	P8-69-4	Siltschiefer	2528365	5610955	9,73	0,30	0,30	0,29	0,30
E19	P8-161-1	silt. Sandstein	2527775	5609110	34,51	0,27	0,28	0,27	0,26
E22	P8-o-34-1	Siltschiefer	2527725	5608000	n.b.	0,26	0,26	0,26	0,25
E20	P8-o-8-2	Siltschiefer	2528900	5607965	3,32	0,26	0,24	0,25	0,26
E21	P8-o-27-1	Siltschiefer	2529680	5608480	8,41	0,24	0,27	0,25	0,25
E96	BF507-2	Tonschiefer	2524000	5626000	n.b.	0,36	n.b.	0,38	0,34
E25	P8-u-62-2	Siltschiefer	2530490	5607870	13,94	0,32	0,32	0,35	0,29
E26	P8-u-74-1	Siltschiefer	2530710	5606910	1,99	0,28	0,27	0,26	0,27
E90	BF521-1	Siltschiefer	2526700	5624840	2,88	0,32	0,32	0,34	0,32
E23	P8-u-31-1	Siltschiefer	2532170	5606105	8,41	0,30	0,28	0,28	0,31
E92	BF728-1	Siltschiefer	2532070	5606610	6,42	0,29	0,29	0,30	0,29
E94	BF504-1	Siltschiefer	2528420	5624000	17,70	0,32	0,33	0,33	0,34
E27	P8-u-116	Siltschiefer	2532150	5606790	9,73	0,31	0,30	0,34	0,30
E93	BF716-2	Tonschiefer	2531240	5605820	13,05	0,28	0,30	0,31	0,29
E91	BF373-1	Siltschiefer	2531000	5612460	21,46	0,34	0,38	0,36	0,35
E1		Siltschiefer	2533475	5610000	15,49	0,38	0,37	0,40	0,37
E24	P8-u-57-1	Tonschiefer	2533060	5605260	1,33	0,29	0,28	0,29	0,30
E28	P8-u123-1	Siltschiefer	2532460	5604610	0,88	0,23	0,24	0,23	0,23
E29	P8-u132-1	Siltschiefer	2532990	5604655	9,29	0,25	0,26	0,25	0,25
E2		Tonschiefer	2535650	5604850	5,97	0,43	0,40	0,45	0,41
E32	P9-4-2	Siltschiefer	2535730	5603810	0,88	0,46	0,46	0,48	0,54
E117		Tonschiefer	2535200	5603450	n.b.	0,38	0,33	0,48	0,42
E31	P9-3-1	ton. Siltschiefer	2537485	5603480	n.b.	0,53	0,55	0,64	0,64
E33	P9-5-2	silt. Sandstein	2536070	5602620	25,22	0,54	0,53	0,58	0,57
E118		Tonschiefer	2534050	5600000	n.b.	0,38	0,35	0,44	0,37

E119		Tonschiefer	2532925	5597800	n.b.	0,46	0,42	0,59	0,50
E30	P9-2-2	Siltstein	2535605	5599205	1,77	0,49	0,46	0,60	0,52
E120		Tonschiefer	2430450	5595550	n.b.	0,30	0,28	0,34	0,31
E114	"Kambach"	'Phyllonit'	2529750	5589000	n.b.	0,40	0,39	0,41	0,38
E122		Tonschiefer	2533500	5592600	n.b.	0,44	0,40	0,50	0,47
E123		Siltschiefer	2532400	5588775	n.b.	0,50	0,45	0,53	0,46
E124		Siltschiefer	2531800	5582000	n.b.	0,49	0,46	0,59	0,45
E125		Siltschiefer	2529900	5572450	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
B10		Bentonit	2521000	5564600	15,49	0,48	0,42	0,49	0,44
B2		Bentonit	2537600	5597300	22,12	n.b.	n.b.	n.b.	0,76
E34	P10-1-3	Siltstein	2533220	5604765	28,32	0,42	0,41	0,63	0,43
E35	P10-15-1	Siltstein	2541080	5597855	46,46	0,35	0,31	0,39	0,34
E37	P11-5-3	silt. Tonstein	2544945	5597700	2,43	0,44	0,34	0,43	0,38
B1		Bentonit	2544375	5596950	30,97	0,37	0,34	0,40	0,38
E36	P11-2-1	Tonstein	2544275	5593745	7,08	0,51	0,48	0,66	0,50
E5		Tonstein	2546650	5589150	5,97	0,51	0,49	0,59	0,49
E38	P12-3-3	merg.ton.Siltst.	2546755	5589805	11,95	0,32	0,29	0,33	0,31
E4		Tonstein	2558625	5583525	7,30	0,48	0,44	0,57	0,46
SB5		Mergelstein	2541300	5567750	13,50	0,37	0,36	0,39	0,36
B5		Bentonit	2541500	5568000	22,57	0,44	0,42	0,49	0,43
B4		Tonstein	2540900	5567050	19,69	0,34	0,33	0,39	0,35
E113	135	Siltstein	2554300	5601100	n.b.	0,45	0,44	0,47	0,45
E112	129	Siltstein	2555600	5598900	n.b.	0,39	0,42	0,49	0,33
E111	125	Siltschiefer	2559600	5595500	n.b.	0,48	0,42	0,53	0,40
E110	120	ton. Siltschiefer	2561200	5593800	27,43	0,51	0,46	0,67	0,52
E109	112	Siltschiefer	2567300	5597500	n.b.	0,34	0,30	0,37	0,31
E108	99	ton. Siltschiefer	2570100	5593900	3,98	0,24	0,24	0,22	0,25
E107	93	ton. Siltschiefer	2572300	5593200	n.b.	0,23	0,24	0,25	0,23
E106	87	ton. Siltschiefer	2572500	5590300	n.b.	0,23	0,22	0,22	0,25
E105	82	Siltschiefer	2572600	5585800	n.b.	0,22	0,22	0,25	0,24
E104	79	ton. Siltschiefer	2573300	5584900	2,65	0,32	0,30	n.b.	n.b.
E103	75	ton. Siltschiefer	2575200	5581300	n.b.	0,34	0,33	0,36	0,33
E87	55	Siltschiefer	2579100	5577000	9,07	0,39	0,38	0,40	0,42
E88	56	Siltschiefer	2578900	5576800	1,11	0,46	0,45	0,50	0,46
E89	58	Siltschiefer	2580000	5576000	n.b.	0,45	0,42	0,48	0,50
E100	60	Siltschiefer	2580300	5575900	n.b.	0,37	0,35	0,36	0,39
E101	63	Siltschiefer	2581600	5574400	n.b.	0,41	0,40	0,43	0,46
E102	64	Siltschiefer	2581600	5574400	n.b.	0,40	0,40	0,40	0,41
E42	1	Siltschiefer	2582400	5574300	12,61	0,42	0,37	0,44	0,36
E40	2	Siltschiefer	2582400	5574300	1,77	0,36	0,35	0,37	0,37
E41	3	Siltschiefer	2582400	5574300	3,54	0,40	0,36	0,39	0,34
E43	4	Siltschiefer	2582300	5574100	6,64	0,46	0,39	0,43	0,39
E46	8	Siltschiefer	2582900	5575000	10,84	0,32	0,35	0,35	0,33
E44	5	Siltschiefer	2582900	5574300	7,74	0,21	0,22	0,20	0,20
E45	7	Siltschiefer	2582900	5574100	7,52	0,21	0,22	0,21	0,20
E47	9	Siltschiefer	2582900	5573600	11,73	0,21	0,21	0,23	0,24
E48	10a	Siltschiefer	2582900	5573600	7,30	0,20	0,20	0,24	0,21
E49	12	Siltschiefer	2582300	5574100	2,88	0,20	0,20	0,23	0,25
E50	13	Siltschiefer	2584200	5573200	5,31	0,18	0,19	0,19	0,19

E51	14a	Siltschiefer	2584200	5572500	12,61	0,23	0,24	0,25	0,25
E52	15	Siltschiefer	2585300	5571600	3,54	0,19	0,20	0,19	0,20
E53	16	ton. Siltschiefer	2585300	5571600	11,50	0,17	0,18	0,19	0,20
E54	17	ton. Siltschiefer	2586200	5570700	5,53	0,23	0,21	0,21	0,23
E58	23a	ton. Siltschiefer	2590300	5569900	11,28	0,23	0,23	0,25	0,23
E57	22	Siltschiefer	2586600	5570300	6,19	0,17	0,17	0,18	0,19
E55	20	Siltschiefer	2587100	5570200	8,19	0,17	0,19	0,20	0,19
E56	21a	ton. Siltschiefer	2587100	5570200	7,08	0,22	0,23	0,23	0,25
E63	30	Siltschiefer	2588200	5570300	4,65	0,17	0,17	0,18	0,15
E61	28	ton. Siltschiefer	2588900	5570300	10,18	0,18	0,18	0,18	0,19
E62	29	Siltschiefer	2588900	5570300	5,53	0,20	0,19	0,19	0,21
E64	31	Siltschiefer	2589500	5570200	3,76	0,17	0,18	0,18	0,18
E65	32	Siltschiefer	2590700	5569400	7,08	0,23	0,23	0,25	0,24
E86	54	Siltschiefer	2591000	5569200	3,54	0,19	0,21	0,19	0,20
E85	53	Siltschiefer	2591900	5568500	1,99	0,20	0,20	0,22	0,22
E84	52	Siltschiefer	2592000	5568300	4,42	0,18	0,18	0,21	0,18
E70	36a	Siltschiefer	2592100	5568100	3,98	0,19	0,19	0,22	0,24
E68	35a	ton. Siltschiefer	2592400	5567900	11,28	0,29	0,29	0,30	0,31
E67	34	Siltschiefer	2592400	5567900	4,65	0,25	0,23	0,24	0,23
E66	33	Siltschiefer	2592400	5567900	17,26	0,17	0,20	0,24	0,18
E83	51	Siltschiefer	2592300	5567600	1,33	0,19	0,18	0,23	0,19
E82	50	ton. Siltschiefer	2592600	5567600	n.b.	0,20	0,18	0,22	0,18
E59	25	Siltschiefer	2592700	5567200	13,72	0,23	0,21	0,23	0,20
E60	26a	Siltschiefer	2592700	5566900	13,50	0,20	0,19	0,22	0,20
P1.2		Tonst./Sandstein	2602700	5576350	6,23	0,32	0,32	0,32	0,32
E129		Störungslette	2603575	5575975	n.b.	0,38	0,35	0,40	0,39
E79	47	Siltschiefer	2593000	5566400	8,19	0,21	0,20	0,25	0,25
E81	49	Siltschiefer	2593400	5566200	7,08	0,19	0,19	0,21	0,19
E80	48	Siltschiefer	2593400	5565900	8,63	0,21	0,20	0,23	0,24
E78	46	ton. Siltschiefer	2594300	5565400	4,20	0,25	0,22	0,25	0,25
E77	45	ton. Siltschiefer	2594300	5565400	10,84	0,33	0,33	0,32	0,33
E76	43	ton. Siltschiefer	2594900	5565200	5,09	0,25	0,25	0,29	0,26
E75	42	ton. Siltschiefer	2595300	5564800	8,85	0,27	0,24	0,26	0,23
E73	40	ton. Siltschiefer	2596400	5564200	7,96	0,23	0,21	0,25	0,28
E74	41	ton. Siltschiefer	2596800	5563700	2,43	0,24	0,24	0,26	0,25
E72	38	Siltschiefer	2596800	5563500	3,54	0,34	0,31	0,34	0,32
E71	37	Siltschiefer	2597700	5562600	9,29	0,26	0,23	0,26	0,24
P11S		Porphyroid	2583600	5556000	6,86	0,22	0,20	0,23	0,22
E131	260II/126	Siltschiefer	2579030	5547750	n.b.	0,45	0,40	0,50	0,41
E130	226II/111	Siltschiefer	2580625	5547085	n.b.	0,33	0,30	0,34	0,29
P5		Porphyroid	3396950	5561650	13,27	0,22	0,22	0,25	0,24
E138	16II/7	Siltschiefer	2583230	5545780	n.b.	0,26	0,26	0,25	0,28
E145	52II/21	Siltschiefer	2584890	5544075	n.b.	0,23	0,24	0,22	0,22
E144	74II/30	silt. Tonschiefer	2585005	5542580	n.b.	0,23	0,23	0,23	0,23
E148	99II/40	Siltschiefer	2586650	5541035	n.b.	0,21	0,21	0,23	0,21
E141	303aIII/144	Siltschiefer	2596440	5532505	n.b.	0,20	0,20	0,21	0,21
E146	152II/64	ton. Siltschiefer	2589165	5539775	n.b.	0,23	0,24	0,25	0,25
E143	280II/134	sand.ton.Siltschf	2593735	5534890	n.b.	0,20	0,18	0,20	0,20
E135	270II/130	Siltschiefer	2591290	5534470	n.b.	0,20	0,20	0,20	0,20

V1		Metadiabas	2596600	5536850	15,49	0,21	0,23	0,22	0,22
P6G.		Porphyroid	3399650	5556000	4,20	0,27	0,18	0,26	0,24
P8		Porphyroid	3404200	5558750	5,09	0,23	0,23	0,23	0,22
P7		Porphyroid	3404325	5557125	4,65	0,23	0,23	0,23	0,23
E139	289II/140	silt. Sandstein	2594690	5533350	n.b.	0,21	0,22	0,22	0,22
E137	342II/159a	Tonschiefer	2598700	5529305	n.b.	0,23	0,23	0,23	0,24
E142	356II/164	sand.Siltschiefer	2599850	5527380	n.b.	0,20	0,21	0,20	0,19
E6		Dachschiefer	2598450	5522900	5,31	0,24	0,25	0,24	0,24
E147	360II/165	ton. Siltschiefer	2603810	5529470	n.b.	0,25	0,25	0,26	0,28
E132	376II/171	silt. Tonschiefer	2647350	5528670	n.b.	0,23	0,24	0,24	0,24
E140	385II/176	sand.Siltschiefer	2605485	5527320	n.b.	0,26	0,26	0,28	0,27
E133	II/187	silt. Tonschiefer	2591310	5525210	n.b.	0,29	0,31	0,31	0,32
E136	II/190	sand.Siltschiefer	2590840	5523190	n.b.	0,34	0,41	0,37	0,51
E134	"Wiesbachtal"	ton. "Sand"stein,	3392400	5521450	n.b.	0,20	0,18	0,18	0,20
E116		Tonschiefer	3410150	5536675	n.b.	0,20	0,20	0,20	0,20
P9W		? Porphyroid	3413700	5535550	n.b.	0,24	0,25	0,28	0,26
P15		Porphyroid	3412100	5535075	n.b.	0,21	0,21	0,23	0,23
E116		Siltschiefer	3412050	5535075	n.b.	0,26	0,27	0,27	0,26
V7R		Keratophyr	3412100	5535175	n.b.	0,21	0,22	0,20	0,23
E115		Tonschiefer	3412325	5534935	n.b.	0,21	0,21	0,23	0,22
SS1		Serizitschiefer	3412300	5534935	n.b.	0,23	0,23	0,23	0,22
SS2		Serizitschiefer	3412300	5534935	n.b.	0,18	0,16	0,18	0,16
SS3		Serizitschiefer	3412300	5534935	n.b.	0,28	0,28	0,29	0,29
V3		Keratophyr	3413950	5532000	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
V6H		Grünschiefer	3411475	5530200	n.b.	0,18	0,16	0,23	0,15

n.b.: nicht bestimmt; Probenordnung von NW nach SE; nicht aufgeführte Proben: keine IK-Bestimmung möglich.

Anhang 3: Mineralbestand der radiometrisch bearbeiteten Präparate <2 μ m								
Probe	Kaol.	Chl.	Sm.	Il.	Mus.	Qz.		
E7SM	-	+	+	+	-	+	Goe.	
E7FT	-	+	+	+	-	+		
E9SM	-	+	-	+	-	+		
E9FT	-	+	-	+	-	(+)		
E10SM	-	(+)	(+)	+	-	+		
E10FT	-	+	+	+	-	-		
E20SM	-	+	-	+	-	+		
E20FT	-	+	+	+	-	+		
E24SM	-	+	(+)	+	-	+		
E33SM	-	+	(+)	+	-	+		
B10SM	-	+	+	+	-	+		
B10FT	(+)	+	+	+	-	+		
E62SM	-	+	-	+	-	+		
E62FT	-	+	-	+	-	+		
E89SM	(+)	+	(+)	+	-	+		
E89FT	-	+	-	+	-	+		
P1.2SM	-	+	+	+	-	+		Fsp.
P1.2FT	(+)	+	+	+	-	+		Goe.
P7SM	-	+	(+)	+	(+)	+		Fsp.
P7FT	(+)	+	+	+	-	+		
E6SM	-	+	(+)	+	-	+		

Kaol. - Kaolinit; Chl. - Chlorit; Sm. - Smektit; Il. - Illit; Mus. - Muskovit; Qz. - Quarz; Fsp. - Feldspat; Goe. - Goethit; (+) - aufgrund von TEM-Beobachtungen oder schwacher Hinweise aus den Beugungsaufnahmen vermutet

Anhang 4: Phyllosilikatbestand der mittels Frost-Tau-Wechseln aufbereiteten Präparate der Fraktion <2µmFT und der Unterfraktionen <0,4µm, 0,4-1µm und 1-2µm (einschließlich undatierter Präparate) aufgrund halbquantitativer Auswertung von Röntgenbeugungsaufnahmen.							
Präparat	Il.	Chl.	Sm.	Präparat	Il.	Chl.	Sm.
E7 <2µmFT	40	20	40				
E9 <2µmFT	80	15	05	E89N <2µmFT	60	40	0
E9 1-2µm	70	30	0	E89N 1-2µm	65	25	10
				E89N 0,4-1µm	70	30	0
				E89N 0,4-1µm	70	30	0
				E89N <0,4µm	60	20	20
E10 <2µmFT	85	10	05	P1.2 <2µmFT	60	20	20
				P1.2 0,4-1µm	50	20	30
				P1.2 0,4-1µm	60	15	25
				P1.2 <0,4µm	55	10	35
E20 <2µmFT	70	20	10	P7 <2µmFT	70	20	10
E20 1-2µm	55	35	10	P7 1-2µm	70	15	15
E20 0,4-1µm	65	35	0	P7 0,4-1µm	80	10	10
				P7 <0,4µm	70	15	15
E20II <2µm	55	30	15	P7S 0,4-1µm	50	30	20
E20II 1-2µm	65	35	0	P7S <0,4µm	50	20	30
E20II 0,4-1µm	65	35	0				
E20II <0,4µm	70	30	0				
E24 0,4-1µm	65	35	0	P7TS 1-2µm	60	35	05
E24 <0,4µm	70	30	0	P7TS 0,4-1µm	65	30	05
E33W 1-2µm	80	10	10	E6 0,4-1µm	80	20	0
E33W 0,4-1µm	90	10	0				
E33W 0,4-1µm	90	10	0				
E33W <0,4µm	95	05	0				
B10 <2µmFT	55	25	25	E6S 1-2µm	70	30	0
B10 0,4-1µm	55	30	15	E6S <1µm	65	20	15
B10 0,4-1µm	55	30	15	E6S <0,4µm	65	25	10
B10 <0,4µm	60	20	20				
E62N <2µmFT	75	25	0	E6P 1-2µm	90	10	0
E62N 1-2µm	70	30	0	E6P <0,4µm	100	0	0
E62N 1-2µm	70	30	0				
E62N 0,4-1µm	75	25	0				
E62N 0,4-1µm	70	30	0				

kursiv: ohne nachweisbare Quarz-Gehalte; Il. - Illit; Chl. - Chlorit; Sm. - Smektit; Angaben in Prozent bezogen auf Gesamt-Phyllosilikatbestand (=100%).

Anhang 5: Kornverteilung in einigen aufbereiteten Fraktionen (einschließlich undatierter Präparate; Zahlenwerte in %)					
Präparat	<0,4μm	0,4-1μm	1-2μm	>2μm	ausgezählt
E7II (<0,4 μ m)	46,3	40,3	9,0	4,5	335
E10 (<0,4 μ m)	49,1	35,6	10,6	4,6	348
E20 (<0,4 μ m)	31,1	35,3	17,4	16,2	801
E20II (<0,4 μ m)	55,4	30,2	10,3	4,0	397
E24 (<0,4 μ m)	86,7	10,2	3,1	0,0	676
E33W (<0,4 μ m)	52,0	35,7	10,2	2,0	244
E89N (<0,4 μ m)	46,5	36,1	13,1	4,4	596
E62N (<0,4 μ m)	38,4	47,2	13,3	1,2	693
P1.2 (<0,4 μ m)	48,6	17,4	18,4	15,6	770
P7 (<0,4 μ m)	58,2	29,4	10,7	1,7	704
P7TS (<0,4 μ m)	62,1	21,4	8,7	7,8	103
P7S (<0,4 μ m)	42,3	33,7	11,2	12,8	312
E6S (<0,4 μ m)	47,5	35,9	11,9	4,6	646
ϕ (<0,4 μ m)	51,1	31,4	11,4	6,1	Σ: 6625
E6 (<1 μ m)	32,0	42,2	20,1	5,6	303
E6P (<1 μ m)	20,7	45,5	24,8	9,0	721
E6S (<1 μ m)	4,1	84,3	9,1	2,5	121
ϕ (<1 μ m)	18,9	57,3	18,0	5,7	Σ: 1145

Anhang 5: (Fortsetzung)					
Präparat	<0,4μm	0,4-1μm	1-2μm	>2μm	ausgezählt
E9 (0,4-1 μ m)	26,4	41,2	20,0	12,4	330
E20 (0,4-1 μ m)	37,3	46,7	12,4	3,6	306
E20 (0,4-1 μ m)	36,0	51,7	8,8	3,6	420
E20II (0,4-1 μ m)	26,5	48,5	16,9	8,1	332
E24 (0,4-1 μ m)	9,2	54,7	26,8	9,2	358
B10 (0,4-1 μ m)	9,6	50,4	33,8	6,3	240
E89N (0,4-1 μ m)	24,5	57,4	12,3	5,9	204
E89N (0,4-1 μ m)	20,6	59,1	13,3	7,0	345
E62N (0,4-1 μ m)	21,1	50,1	18,0	10,9	589
P7 (0,4-1 μ m)	35,5	37,4	15,7	11,4	428
P7TS (0,4-1 μ m)	15,4	57,8	18,8	8,0	325
E6S (0,4-1 μ m)	30,4	40,3	22,1	7,2	362
ϕ (0,4-1 μ m)	24,4	49,6	18,2	7,8	Σ: 4239
E9 (1-2 μ m)	3,5	14,0	43,2	39,3	229
E10 (1-2 μ m)	16,9	22,3	39,4	21,4	373
E24 (1-2 μ m)	12,6	27,8	43,5	16,1	795
E89N (1-2 μ m)	9,2	25,6	44,9	20,3	207
E6S (1-2 μ m)	16,0	25,0	32,1	26,9	156
E6P (1-2 μ m)	11,5	23,7	35,2	29,6	253
ϕ (1-2 μ m)	11,6	23,1	39,7	25,6	Σ: 2013

Lebenslauf:

Name:		Rolf Nierhoff
geboren am:	30. August 1963	in Birkesdorf/Düren
Eltern:		Annemie Nierhoff, geb. Breuer und Christian Nierhoff
Familienstand:		verheiratet seit 09.04.92 mit Ruth Nierhoff, geb. Münzer
Ausbildung:		
	1969-1973	Grundschule Drove
	1973-1982	Gymnasium am Wirteltor/Düren
	1982-1983	Wehrdienst
Universitätsausbildung:		
	1983-1989	Studium der Geologie an der RWTH Aachen Abschluß: Diplom
	1990-1992	wissenschaftliche Hilfskraft am Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik der RWTH Aachen (Projekt: Metamorphosealter im Linksrheinischen Schiefergebirge)

SZ2739=2



SZ2739=2

Erstmalig wird ein einheitlich bestimmtes und über das gesamte Linksrheinische Schiefergebirge quantitativ vergleichbares Metamorphoseprofil dargestellt. Anhand von Bestimmungen der Illit-„Kristallinität“ wird der Metamorphosegrad und die Metamorphoseverteilung entlang einer von Aachen bis zum Hunsrücksüdrand reichenden Traverse durch das Linksrheinische Schiefergebirge beschrieben und mit Messungen der Vitrinit-Reflexion bestätigt.

Ein weiterer Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt auf der radiometrischen K-Ar-Datierung metamorpher Prozesse der variszischen Orogenese. Durch eine schonende Probenaufbereitung über Frost-Tau-Wechsel-Zerkleinerung und die Herstellung feinsten Mineralfraktionen kann eine Separation der authigenen Illit-Neubildungen von den detritischen Phyllosilikaten erreicht werden, so daß die K-Ar-Datierung dieser Präparate geologisch signifikante Illit-Bildungsalter liefert.

Die Illit-Bildungsalter datieren je nach Probenherkunft unterschiedliche Prozesse. Neben der Beckenphase des Rhenoherynikums (diagenetische Illite) werden drei Illit-Bildungsphasen der variszischen Orogenese datiert: Die Abscherung der paläozoischen Beckenfüllung vom *basement* im Zuge der Kollision von Saxothuringikum und Rhenoherynikum und die damit einhergehende Hauptstrukturprägung des Linksrheinischen Schiefergebirges, die tektonische Deckenstapelung südlich der Siegener Hauptaufschiebung und die spätvariszische Rücküberschiebungstektonik führten jeweils zu Illit-Bildungen. Die ermittelten Illit-Bildungsalter resultieren im Linksrheinischen Schiefergebirge aus der Überlagerung der von Süden nach Norden durchlaufenden „orogenen Welle“ und der vertikal vom *basement* in der Stratigraphie propagierenden Störungstektonik.

Erstmalig für das Linksrheinische Schiefergebirge ermittelte postvariszische Illit-Bildungsalter werden als Hinweis auf Fluid-induzierte Illitisierungsprozesse im Gefolge der unterpermischen Extensionstektonik interpretiert.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit liefern einen Beitrag zur Rekonstruktion der variszischen Tektogenese und korrelieren gut mit dem aktuellen geologischen Bild der tektonometamorphen Entwicklung des Linksrheinischen Schiefergebirges.

