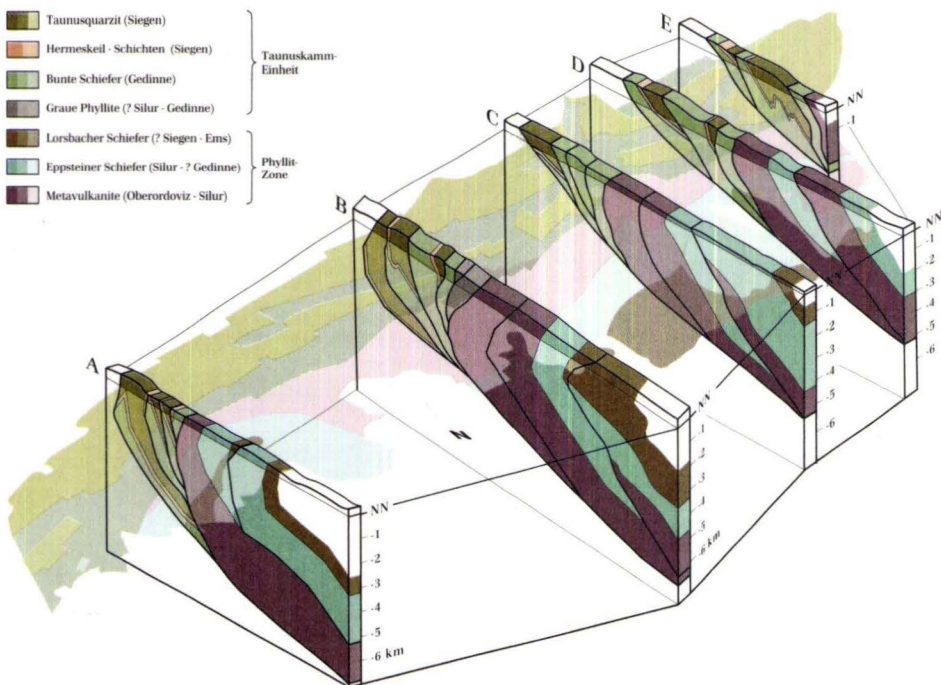


Geometrie und Kinetik einer variszischen Plattengrenze

Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus



VON THOMAS KLÜGEL



Hessisches Landesamt
für Bodenforschung

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 101: 215 Seiten, 85 Abb., 9 Tab., 8 Taf., Wiesbaden 1997
ISBN 3-89531-803-5
ISSN 0341-4043

Geometrie und Kinematik einer variszischen Platten- grenze

Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus

VON THOMAS KLÜGEL



**Hessisches Landesamt
für Bodenforschung**

Schriftleitung
Prof. Dr. ANDREAS HOPPE
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Klügel, Thomas:

Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze:
der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus /
von Thomas Klügel. Hessisches Landesamt für Bodenforschung, -
Wiesbaden : HLFb, 1997
(Geologische Abhandlungen Hessen; Bd. 101)
ISBN 3-89531-803-5
NE: GT

Titelbild:
3D-Strukturmodell (Entwurf: M. Dziggel, GFZ)

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzu-
fassen: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffent-
lichungen.

Ausgearbeitet von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE UND E. WIEGEL,
36 S.; Hannover 1976.

[Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung]
(Nägele u. Obermiller); Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1997
ISBN 3-89531-803-5
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nach-
druck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem
Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen - auch
auszugsweise - nur mit schriftlicher Genehmigung des Heraus-
gebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced,
stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any
means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or other-
wise, without permission of the publisher.

Redaktion: Hermann Brenner, Elisabeth Lommatzsch
Schrift: Schneider Libretto
Herstellung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH
Neustädter Straße 1-4
99947 Bad Langensalza
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier
Vertrieb: Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
Telefon: 06 11/53 70; Fax: 06 11/53 73 27

Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze

Der Südrand des Rhenoherynikums im Taunus

Kurzfassung

In den mitteleuropäischen Varisziden gilt die Grenze zwischen der Rhenoherynischen und Saxothuringischen Zone als ehemalige Plattengrenze. Sie wird von der Phyllit-Zone (Nördliche Phyllit-Zone) nachgezeichnet, deren Zugehörigkeit und Werdegang bislang weitgehend unbekannt war. Eine detaillierte strukturelle und kinematische Analyse und die Konstruktion von bilanzierten Querprofilen im Bereich des Südtanuns erlauben eine Rekonstruktion der Deformationsgeschichte und der 3-dimensionalen Struktur des südlichen rhenoherynischen Plattenrandes.

Die Phyllit-Zone ist strukturell durch eine überwiegend steilstehende, nahezu schichtungsparallele, penetrative Foliation s_1 gekennzeichnet, die als Achsenflächenschieferung enger, NW-vergenger Falten angelegt wurde. Ihre Bildung erfolgte nahe des Metamorphosehöhenpunktes und ist von Quarzkristallisation und Hellglimmerwachstum begleitet. Aus s_1 entwickelt sich häufig eine zweite Schieferung s_2 , die einen tektonischen Lagenbau („differentiated crenulation cleavage“) ausbilden kann. Beide Schieferungen, gemeinsam als Hauptfoliation bezeichnet, werden retrograd von einer überwiegend flachliegenden Crenulationsschieferung (s_3) überprägt, die zu keiner Hellglimmerneubildung geführt hat. Die stratigraphische Abfolge der Phyllit-Zone wird durch mehrere duktile Scherzonen (parallel zur Hauptfoliation) unterbrochen, deren bedeutendste die Grenze zur nördlich anschließenden Taunuskamm-Einheit markiert. Diese wurde stellen-

weise als tektonische Mélange identifiziert, welche ausschließlich Komponenten der beiden angrenzenden Einheiten enthält. Metavulkanite vom Typ der Phyllit-Zone innerhalb der Taunuskamm-Einheit zeigen ein gemeinsames vulkanisches Unterlager beider Einheiten an.

Analysen der finiten Verformung ergeben größte Achsenverhältnisse zwischen 2,0 und 3,5. Nach Korrektur der B_3 -Verformung liegen die Strainwerte der Hauptdeformation noch höher. Die intensive und verteilte Verformung kennzeichnet den Wechsel der dominanten Deformationsmechanismen in quarzreichen Lithologien: kristallplastische Deformation mit dynamischer Rekristallisation in der Phyllit-Zone gegenüber Drucklösung und untergeordnet plastischer Deformation mit Erholung im übrigen Rheinischen Schiefergebirge. Überwiegend flachliegende Streckungslineare und x-Achsen der finiten Strainellipsoide belegen eine starke orogenparallele Streckung. Analysen der Verformungsinckremente und Schersinnindikatoren lassen ein frühes Inkrement NW- bis N-gerichteter Überschiebung erkennen, das in weitverbreitete, sinistrale Seitenverschiebungsbebewegungen übergeht. Ein transpressives Milieu wird durch oblate Straingeometrien angezeigt. Lokal wurde ein jüngeres Inkrement dextraler Scherung nachgewiesen.

Durch K/Ar-Datierungen synkinematischer Hellglimmer ($< 2 \mu\text{m}$ -Fraktion) wurden Deformationsalter gewonnen. In der Phyllit-Zone taucht eine Altersgruppe um 323 Ma in Proben auf, deren Gefüge Beziehungen zu NW-gerichte-

* Dr. T. KLÜGEL, Fundamentalstation Wetzell, 93444 Kötzing

ter Faltung/Überschiebung aufweisen. Jüngere Alter um 308 Ma finden sich nur in stark deformierten Gesteinen und Myloniten mit sinistraler Blattverschiebungskinematik. Proben aus der Taunuskamm-Einheit liefern nur ein Alter um 318 Ma, welches die NW-gerichtete Faltung/Überschiebung datiert. Mesozoische Helliglimmeralter werden auf den Einfluß fluider Phasen zurückgeführt, die möglicherweise im Zuge des Atlantik-Riftings entlang bedeutender Scherzonen zirkulierten. Altersbestimmungen detritischer Helliglimmer (250–500 µm) dokumentieren einen Wechsel von kambrischem zu oberordovizisch-silurischem Detritus im Unterdevon, der gleichzeitig mit einem Übergang von kurzen zu langen Transportwegen verknüpft ist.

Krustenstapelung während der Kollision der saxothuringischen Mikroplatte mit dem rhenoherynischen passiven Kontinentalrand führt gegen Ende des Unterkarbons zur Bildung einer penetrativen Schieferung parallel zu Achsenflächen NW-vergenter Falten und NW-gerichteten Überschiebungen (323 Ma). In Fallrichtung orientierte Mg-Riebeckite (4–5 kb, < 300 °C) und phengitische Helliglimmer in überschiebenden Myloniten (4,2–5,8 kb) deuten auf SE-gerichtete Subduktion. Das etwas jüngere Deformationsalter in der Taunuskamm-Einheit resultiert aus der NW-propagierenden Deformationsfront. Das Aufhören der Überschiebung und die gleichzeitige Temperaturzunahme wird als Zeitpunkt der Akkretion an den Keil der Oberplatte angesehen. Damit verläßt die Phyllit-Zone den Niedrigtemperaturbereich und beginnt ihren Aufstieg. Sinistrale Seitenverschiebungen an den steilgestellten Anisotropieflächen (308 Ma) und Aktinolithwachstum mit subhorizontaler Vorzugsorientierung erfolgt nun am thermischen Maximum (300–330 °C, Quarz rekristallisiert statisch, Mg-Riebeckit nicht mehr stabil, kein Biotit). „Out-of-sequence“-Seitenverschiebungen in der Phyllit-Zone und gleichzeitig NW-gerichtete Überschiebung im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge weisen auf eine starke Strain-Partitionierung und mechanische Ent-

kopplung zwischen Ober- und Unterplatte am südlichen rhenoherynischen Plattenrand hin.

Fünf bilanzierte Querprofile zeigen den internen Bau und seine Änderung im Streichen der beiden südlichsten rhenoherynischen Einheiten. Als zusätzliche (horizontale) Profilebene diente die geologische Karte, die aufgrund des Achsenfallens und postvariszischer Zerblockung implizit Vertikalinformation enthält. Taunuskamm-Einheit und Phyllit-Zone stellen beide Schuppenstapel mit intern SE-gerichteter stratigraphischer Verjüngung dar und besitzen einen gemeinsamen Abscherhorizont und eine gemeinsame Dachüberschiebung (Basis der Gießen-Osttharz-Decke). Sie zeigen die Geometrien steiler bis überkippter „antiformal stack“- (Taunuskamm-Einheit) bzw. „hinterland dipping duplex“-Systeme (Phyllit-Zone). Neben lateralen Änderungen der Schuppengeometrien wird die 3-dimensionale Struktur durch eine große Rückfalte bestimmt, die auf den Südrand des Rhenoherynikums beschränkt ist. Bedingt durch die NW-einfallende Achsenfläche (parallel zu s_3) und die SW-eintauchende Faltenachse sind an der Oberfläche verschiedene Struktur-niveaus der Falte aufgeschlossen und bedingen so die unterschiedlichen Lagerungen. Nach der Profilabwicklung beträgt die ursprüngliche Beckenbreite senkrecht zum Streichen 15–25 km für jede Einheit. Die Gesamtverkürzung am Südrand des Rhenoherynikums kann mit 65–75 % angegeben werden.

Geometrische Zwänge aus der Profilbilanzierung, das Auftreten von Metavulkaniten der Phyllit-Zone in der Taunuskamm-Einheit, das Fehlen exotischer Komponenten in der begrenzenden Mélangezone und enge Beziehungen bezüglich Fazies und detritischen Inhaltes weisen darauf hin, daß sich die Phyllit-Zone während des variszischen Zyklus in paläogeographischer Nähe der Taunuskamm-Einheit befunden hat. Daher muß die Phyllit-Zone des Südaunus als südliche Fortsetzung des rhenoherynischen passiven Kontinentalrandes angesehen werden.

Abstract

In the Mid-European Variscides the boundary between the Rhenohercynian and the Saxothuringian Zone is considered to represent a former plate boundary. It is traced by the Phyllite Zone (Northern Phyllite Zone), whose origin and evolution is still an unsolved problem. A detailed structural and kinematic analysis and the construction of balanced cross-sections in the South Taunus allow a reconstruction of the deformation history and the 3-dimensional structure of the southern Rhenohercynian margin.

The Phyllite Zone is structurally characterized by an almost steeply dipping, nearly bedding-parallel, penetrative foliation s_1 forming the axial plane cleavage of tight, NW-facing folds. Cleavage formation took place near metamorphic peak conditions and is accompanied by recrystallisation of quartz and growth of phengitic white mica. A second cleavage s_2 subsequently evolving from s_1 may be developed as differentiated crenulation cleavage. Both cleavages (denoted as main foliation) have been deformed under retrograde conditions by an almost gently dipping crenulation cleavage s_3 , which did not yield a new generation of white micas. The reconstructed stratigraphic sequence of the Phyllite Zone is disrupted by several ductile shear zones (parallel to the main foliation), of which the most important, marking the boundary to the northern adjacent Taunuskamm Unit, has locally been identified as a tectonic *mélange* with components only from these two units. Metavolcanics of Phyllite Zone-type in the Taunuskamm Unit indicate a common volcanic basement of both units.

Finite strain analyses yield greatest axial ratios between 2.0 and 3.5. Removal of B_3 -strain results in even higher strain values attributed to the main deformation. This strong and dispersed deformation marks the change of the dominant deformation mechanisms in quartz-rich lithologies: mainly plastic deformation with dynamic recrystallisation in the Phyllite Zone opposed to pressure solution and minor plastic deformation with recovery in the Rhenish Massiv.

Almost gently dipping stretching lineations and x -axes of the finite strain ellipsoids point to a strong elongation along strike. The analyses of strain increments and shear-senses reveal an early increment of NW- to N-directed thrusting followed by widespread sinistral wrench movements. Transpressive conditions are indicated by oblate strain geometries. A younger increment of dextral strike-slip is locally observed.

Deformation ages were obtained from K/Ar-dating of synkinematic white micas ($< 2 \mu\text{m}$ -fraction). In the Phyllite Zone one age group around 323 my occurs in samples with fabrics corresponding to NW-directed folding and thrusting. Younger ages around 308 my are found in strongly deformed rocks and mylonites with sinistral strike-slip kinematics. Samples from the Taunuskamm Unit yield only one age around 318 my representing the NW-directed fold-and-thrust event. Mesozoic white mica ages are interpreted as the result of hot fluids circulating along major shear zones during the Atlantic rifting. Age determinations of detrital white micas (250–500 μm) exhibit a change from Cambrian to Upper Ordovician – Silurian detritus in the Lower Devonian, which is involved with a transition from short to long transport distances.

Crustal stacking during the collision of the Saxothuringian terrane with the Rhenohercynian passive continental margin at the end of the Lower Carboniferous results in the formation of a penetrative foliation parallel to the axial plane of NW-facing folds and NW-directed thrusts (323 my). Evidence for SE-directed subduction comes from preferred downdip orientated Mg-riebeckite, indicating pressures of 4–5 kb at temperatures below 300°C, and phengitic white mica, indicating 4.2–5.8 kb. The slightly younger deformation ages in the Taunuskamm Unit are the result of the NW-propagating deformation front. Cessation of thrusting and the contemporaneous increase in temperature is regarded as the moment when the Phyllite Zone is attached to the upper plate leaving the low-T regime and

starting its uplift history. Sinistral wrench movements at the steep anisotropy planes (308 my) and growth of actinolite with preferred subhorizontal orientation now take place under thermal peak conditions (300–330 °C, static recrystallisation of quartz, breakdown of Mg-riebeckite, no biotite). Out-of-sequence wrench faulting in the Phyllite Zone and NW-directed thrusting in the northern Rhenish Massiv at the same time point to a strong strain partitioning and mechanical decoupling between the upper and the lower plate at the southern Rhenohercynian plate margin.

Five balanced cross-sections reveal the internal architecture of the two southernmost Rhenohercynian units and its variation along strike. The geological map was used as a horizontal section plane, which contains vertical information due to axial plunge and Postvariscan block tectonics. Both the Taunuskamm Unit and the Phyllite Zone show imbrication with internal stratigraphic younging towards SE and share a common detachment and roof thrust (base of the Giessen-Ostharz Nappe) forming steep to overturned antiformal stack and hinterland dip-

ping duplex systems respectively. Besides the lateral change of the thrust system geometry, the 3-dimensional structure is dominated by a huge backfold being limited to the southern Rhenohercynian margin. Different structural levels of the fold are exposed at the surface due to the NW-dipping axial plane (parallel to s_3) and SW-plunging fold axis. After restoration the former basin width normal to strike varies between 15 and 25 km for each unit. The total horizontal shortening in the southern Rhenohercynian can be estimated with 65–75 %.

Geometric constraints from section balancing, the occurrence of Phyllite Zone-metavolcanics in the Taunuskamm Unit, the absence of exotic components in the bounding *mélange* zone and strong analogies regarding sedimentary facies and detrital contents indicate that the Phyllite Zone and the Taunuskamm Unit have never been far divided during the Variscan cycle. Hence, the Phyllite Zone of the South Taunus must be regarded as the southern extension of the Rhenohercynian passive continental margin.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|----|
| 1. Einleitung | 9 |
| 1.1 Phyllit-Zone | 11 |
| 1.1.1 Südhunsrück | 12 |
| 1.1.2 Wippraer Zone (Harz) | 13 |
| 1.1.3 Südaunus | 15 |
| 1.2 Taunuskamm-Soonwald-Einheit | 17 |
| 1.3 Gießen-Ostharz-Decke | 19 |
| 1.4 Erbstädter Grauwacke | 21 |
| 1.5 Paläogeographische Randbedingungen | 22 |
| 2. Beschreibung der stratigraphischen Abfolge | 23 |
| 2.1 Metavulkanit-Serie | 23 |
| 2.2 Eppsteiner Schiefer-Folge | 25 |
| 2.3 Lorsbacher Schiefer-Folge | 26 |
| 2.4 Metavulkanite der Phyllit-Zone in der Taunuskamm-Einheit | 26 |
| 3. Strukturanalyse | 27 |
| 3.1 Gefüge der Hauptdeformation (s_1, s_2) | 29 |
| 3.1.1 Makrogefüge | 29 |
| 3.1.2 Mikrogefüge, Deformationsmechanismen | 33 |
| 3.2 Scherzonen | 36 |
| 3.2.1 NPZ-Scherzone | 36 |
| 3.2.2 Rambach-Nauroder Scherzone | 41 |
| 3.2.3 Rossert-Scherzone | 43 |
| 3.2.4 Eppsteiner Scherzone | 43 |
| 3.2.5 Mammolshainer Scherzone | 44 |
| 3.2.6 Martinsthaler Scherzone | 44 |
| 3.3 Gefüge der Metarhyolithe in der Taunuskamm-Einheit | 45 |
| 3.4 Gefüge der Crenulation (s_3) | 46 |
| 3.4.1 Makrogefüge | 46 |
| 3.4.2 Mikrogefüge, Deformationsmechanismen | 50 |
| 3.5 Post- s_3 Gefüge | 52 |
| 3.5.1 Steilachsige Falten und Knickbänder (B_4) | 52 |
| 3.5.2 West-Aufschiebungen | 54 |
| 3.5.3 Blattverschiebungsharnische | 54 |
| 4. Verformungsanalyse | 63 |
| 4.1 Quantitative Verformungsanalyse | 63 |
| 4.1.1 Messung der finiten Verformung | 63 |
| 4.1.2 Fehlerquellen | 68 |
| 4.1.3 Einfluß der Deformationsmechanismen | 71 |
| 4.1.4 Messung der B_3 -Verformung | 72 |
| 4.1.5 Ergebnisse | 74 |
| 4.2 Verformungsinkremente | 84 |
| 4.2.1 Druckschattenhöfe um Pyritkörner | 84 |
| 4.2.2 Dehnungsrisse | 86 |
| 4.2.3 Orientierungsanalyse | 87 |
| 4.2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse | 90 |

| | |
|---|-----|
| 5. Geochronologie | 92 |
| 5.1 Methodik der K/Ar-Datierung an Hellglimmern | 93 |
| 5.2 Ergebnisse | 94 |
| 5.2.1 Deformationsalter | 94 |
| 5.2.2 Detritusalter | 97 |
| 6. Detritusanalyse | 99 |
| 6.1 Methodik | 99 |
| 6.2 Ergebnisse | 100 |
| 6.3 Diskussion | 101 |
| 6.3.1 Zusammenhang zwischen Alter und Zusammensetzung des Detritus | 101 |
| 6.3.2 Liefergebiete, geotektonisches Milieu | 102 |
| 7. Tektonometamorphe Entwicklung und Kinematik | 104 |
| 7.1 Thermobarometrie | 104 |
| 7.1.1 Metamorphe Paragenesen | 104 |
| 7.1.2 Phengit-Barometer | 106 |
| 7.1.3 Barometrie mit Na-Amphibolen | 109 |
| 7.1.4 Temperaturabschätzung | 110 |
| 7.2 Versenkungs- und Exhumierungsgeschichte, PTtD-Pfad | 111 |
| 8. Profilkonstruktion und Profilbilanzierung | 116 |
| 8.1 Grundlagen und Technik | 116 |
| 8.2 Anwendung | 117 |
| 8.2.1 Randbedingungen zur Bilanzierung | 119 |
| 8.2.2 Auswahl der Profiltraversen, Datengrundlage | 121 |
| 8.2.3 Datenprojektion | 122 |
| 8.2.4 Profilkonstruktion | 124 |
| 8.2.5 Abwicklung und Strainkorrektur | 125 |
| 8.3 Regionale Ergebnisse | 126 |
| 8.3.1 Profil A (Schlangenbad) | 127 |
| 8.3.2 Profil B (Wiesbaden) | 130 |
| 8.3.3 Profil C (Eppstein) | 133 |
| 8.3.4 Profil D (Königstein) | 134 |
| 8.3.5 Profil E (Hohemark) | 136 |
| 8.4. Strainkorrigierte Abwicklung | 139 |
| 9. 3D-Struktur | 144 |
| 9.1 Schuppenbau | 144 |
| 9.2 Rückfaltung | 145 |
| 10. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse | 147 |
| 10.1 Ergebnisse der Profilkonstruktion | 147 |
| 10.2 Fortsetzung der Phyllit-Zone nach SW und NE | 150 |
| 10.3 Geodynamisches Modell des Grenzbereichs Rhenoharzynikum / Saxothuringikum | 151 |
| 10.4 Implikationen für die plattentektonische Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden | 157 |
| 10.5 Ungelöste Probleme | 158 |
| 11. Schriftenverzeichnis | 159 |
| 12. Verwendete Computerprogramme | 170 |
| Anhang A. Datentabellen 1-9 | 170 |
| Anhang B. Fototafeln 1-8 | 198 |
| Anhang C. 3D-Strukturmodell | 214 |

Vorwort

Diese Dissertation ist das Ergebnis des Forschungsprojektes „Geometrie des Taunussüd- randes“, Az. On 7/2 der Deutschen Forschungs- gemeinschaft, bei der ich mich für großzügige Sachbeihilfen bedanken möchte.

Für die Initiierung und Betreuung des Projek- tes sowie die zahllosen interessanten und lehr- reichen Diskussionen möchte ich Herrn Prof. Dr. O. ONCKEN (GFZ Potsdam) ganz herzlich danken.

Die K/Ar-Datierungen wurden von Dr. H. AH- RENDT und der Arbeitsgruppe Geochronologie vom IGDL Göttingen durchgeführt. Ihnen dan- ke ich besonders für die gute Zusammenarbeit und ihrem Einsatz bei der Aufbereitung des teil- weise schwierigen Probenmaterials.

Mein Dank gilt auch Herrn Dipl.- Geol. H.-J. ANDERLE vom Hessischen Landesamt für Bo- denforschung (Wiesbaden). Durch seine hervor- ragende Gelände- und Literaturkenntnis war er mir eine große Hilfe.

Herrn Prof. Dr. G. KOWALCZYK (Frankfurt), Herrn Dr. T. HEINRICHS (Göttingen) und Herrn Dr. G. KOBBERGER (GEOMAR Kiel) danke ich für ihre Unterstützung sowie Dr. LEANDER FRANZ (GFZ Potsdam) und Dipl.-Ing. ANDREAS KLÜGEL (GEOMAR Kiel) für die Durchführung der Mi- krosondenanalysen.

Dipl.-Geol. NORBERT KÄFER (Würzburg), Dr. FRAUKE SCHÄFER (Midland Valley Exploration) und Dipl.-Geol. BARBARA WEISS (Würzburg) lie- ferten mit den Ergebnissen ihrer Diplomarbei- ten und in zahlreichen Diskussionen wertvolle Beiträge. Außerdem möchte ich allen Studen- ten und Mitarbeitern des Geologischen und Mi- neralogischen Instituts in Würzburg meinen Dank aussprechen, die zum Gelingen dieser Ar- beit beigetragen haben, insbesondere Dr. UWE DITTMAR, Dr. CARMEN ADUSUMALLI, Dr. ANDREAS HENK, Dr. ARMIN ZEH, Dr. CHRISTOPH ARZ, Dr. KAY BIERBRAUER und Dr. BERND FROMMHERZ.

Frau HAUCK, Frau KECK und Herr SCHIRM (al- le Würzburg) danke ich für die photographischen und reprophotographischen Arbeiten, Frau DZIG- GEL (GFZ Potsdam) für die gelungene Anfertigung des farbigen 3D-Strukturmodells.

Schließlich möchte ich die vielen wissen- schaftlichen Hilfskräfte nicht unerwähnt lassen, die große Arbeitsmengen bewältigt und mich dabei wesentlich entlastet haben: BERTHOLD BANGERT, MICHAEL GLASER, JAN HERMANN, WOLFGANG HOFFMANN, NORBERT KÄFER, AN- DREAS KLÜGEL, ANNE KRAUS, CLAUS MEIRITZ, FRAUKE SCHÄFER, SABINE STEINBACH und BARBA- RA WEISS

1. Einleitung

Die mitteleuropäischen Varisziden wurden bereits von KOSSMAT (1927) in drei geotektoni- sche Großeinheiten gegliedert: das Moldanu- bikum mit seinen überwiegend hochmeta- morphen Serien und spätrogenen Graniten als der interne Teil des Orogens; das Saxothu- ringikum mit schwach- bis mittelgradig meta- morphen, paläozoischen Abfolgen, spätoroge- nen Graniten und einer hochmetamorphen Zo- ne an seinem Nordrand (Mitteldeutsche Kristal- linschwelle nach BRINKMANN 1948); das Rhe- noherzynikum mit fast ausschließlich jungpaläozoischen Sedimenten als der externe

Falten- und Überschiebungsgürtel. Die Grenzen der Einheiten sind jeweils durch bedeutende, NW-gerichtete Überschiebungen und Decken- bau gekennzeichnet. Die Münchberger Gneis- masse als Teil des Moldanubikums liegt heute als Klippe auf dem Saxothuringikum (z.B. FRAN- KE 1984). Auch im Rhenohherzynikum sind al- lochthone Einheiten als Reste einer hangenden Deckeneinheit identifiziert worden (Gießener Decke, z.B. ENGEL et al. 1983, Südharz-Selke oder Ostharz-Decke, z.B. REICHSTEIN 1965, s.a. Abb. 1). Der Nachweis von Basalten mit MOR- bzw. E- MOR-Signatur in der Gießener (MEYER 1981,

GRÖSSER & DÖRR 1986) und in der Ostharz-Decke (z.B. WACHENDORF et al. 1993) sowie eine von den parautochthonen Einheiten des Rhenoherynikums abweichende, pelagische Fazies (z.B. DÖRR 1990) deuten auf eine Herkunft aus einem ozeanischen Bereich südöstlich des Rhenoherynikums. Größe und Geometrie dieses Gießener Ozeans sowie die Kinematik seiner Öffnung und Schließung sind jedoch unbekannt. Der unterkarbonische, kalkalkaline Magmatismus in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (z.B. OKRUSCH & RICHTER 1986) kann dabei als Ausdruck der Subduktion dieses heute nicht mehr vorhandenen ozeanischen Bereichs unter das Saxothuringikum angesehen werden.

Am SE-Rand des Rhenoherynikums kennzeichnet eine Zone stärkerer Deformation und Metamorphose, von SCHOLTZ (1930) als Nördliche Phyllit-Zone im Sinne einer nördlichen Schieferhülle der Mitteldeutschen Kristallinschwelle bezeichnet, den Grenzbereich zum Saxothuringikum (Abb. 1) und wird als Wurzelzone der o.g. Decken angesehen (z.B. REICHSTEIN 1965, WEBER 1978). Die Nördliche Phyllit-Zone enthält lithologische Abfolgen, die nur z.T. datiert sind und in ihrer Gesamtheit keine Entsprechungen in den etwa gleichalten Sequenzen der angrenzenden geotektonischen Einheiten haben: weder in der devonisch-unterkarbonischen Schelfsequenz des Rhenoherynikums, noch in den paläozoischen und älteren Metasedimenten und Magmatiten der Mitteldeutschen Kristallinschwelle. In modernen plattentektonischen Betrachtungen kommt der Nördlichen Phyllit-Zone die Rolle einer ehemaligen Plattengrenze mit weitreichender Überschiebung saxothuringischer Kruste über das rhenoherynische Vorland zu (z.B. WEBER & BEHR 1983, MATTE 1986, FRANKE 1989, FRANKE & ONCKEN 1990). Interpretationen seismischer Daten (BEHR & HEINRICHS 1987) sowie tiefreichende bilanzierte Profile durch das gesamte Rhenoherynikum (WINTERFELD et al. 1994) stützen diese Auffassung. Für die Phyllit-Zone des Südhunsrückes konnte DITTMAR 1996 (s.a. DITTMAR & ONCKEN 1992) eine ehemalige Position am Südrand des rhenoherynischen Schelfes im Übergang zu

dem ozeanischen Milieu des Gießener Ozeans nachweisen. Es wird daher statt „Nördliche Phyllit-Zone“ der neutralere Begriff „Phyllit-Zone“ bevorzugt. Es ist bislang aber nicht geklärt, ob auch die Phyllit-Zone des Südaunus Teil des rhenoherynischen Kontinentalrandes war (FRANKE & ONCKEN 1990) oder als Teil eines Akkretionskeiles dem ehemals aktiven Rand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle zuzuordnen ist (z.B. ENGEL et al. 1983, WEBER 1986), oder aber ein unabhängiges Krustenfragment bzw. Terran mit eigener Vorgeschichte darstellt.

Bisherige Arbeiten in der Phyllit-Zone des Südaunus (auch Metamorphe Zone oder Vorderaunus-Einheit) lieferten bereits wichtige Informationen bezüglich Stratigraphie (BIERTHER 1951, STENGER 1961, REITZ 1989, SOMMERMANN et al. 1992), Tektonik (BIERTHER 1953, STENGER 1961, ANDERLE 1976, DOUSOS & PRÜFERT 1986, SACHTLEBEN 1988) und Metamorphose (MEISL 1970, MEISL et al. 1982, MASSONNE & SCHREYER 1983, ANDERLE et al. 1990). Eine umfassende Analyse der Struktur und Kinematik mit modernen strukturgeologischen Methoden sowie eine daraus abzuleitende geodynamische Entwicklung und quantitative Rekonstruktion der Phyllit-Zone fehlen bisher. Mit Hilfe gefügekundlicher Methoden, Mikrogefügeanalysen, quantitativen Verformungsanalysen, Analysen der Verformungsinkremente und deren absolutem Alter wird zunächst die Kinematik und der tektonische Bau im Detail aufgelöst. Danach werden unter Einbeziehung sämtlicher verfügbarer struktureller, kinematischer, stratigraphischer und seismischer Daten fünf parallele Querprofile durch den Südaunus konstruiert und bilanziert, um den komplexen, 3-dimensionalen Strukturbaue zu erfassen. Dazu wird die Technik der Profilbilanzierung auf die Anwendung in einem Gebiet geringer stratigraphischer Variation erweitert. Darüber hinaus wird die Zusammensetzung und das Alter des Detritus in Metasedimenten der Phyllit-Zone bestimmt und mit der Taunuskamm-Soonwald-Einheit, der bislang südlichsten eindeutig rhenoherynischen Einheit, verglichen, um weitere Informationen über die paläogeographische Konstellati-

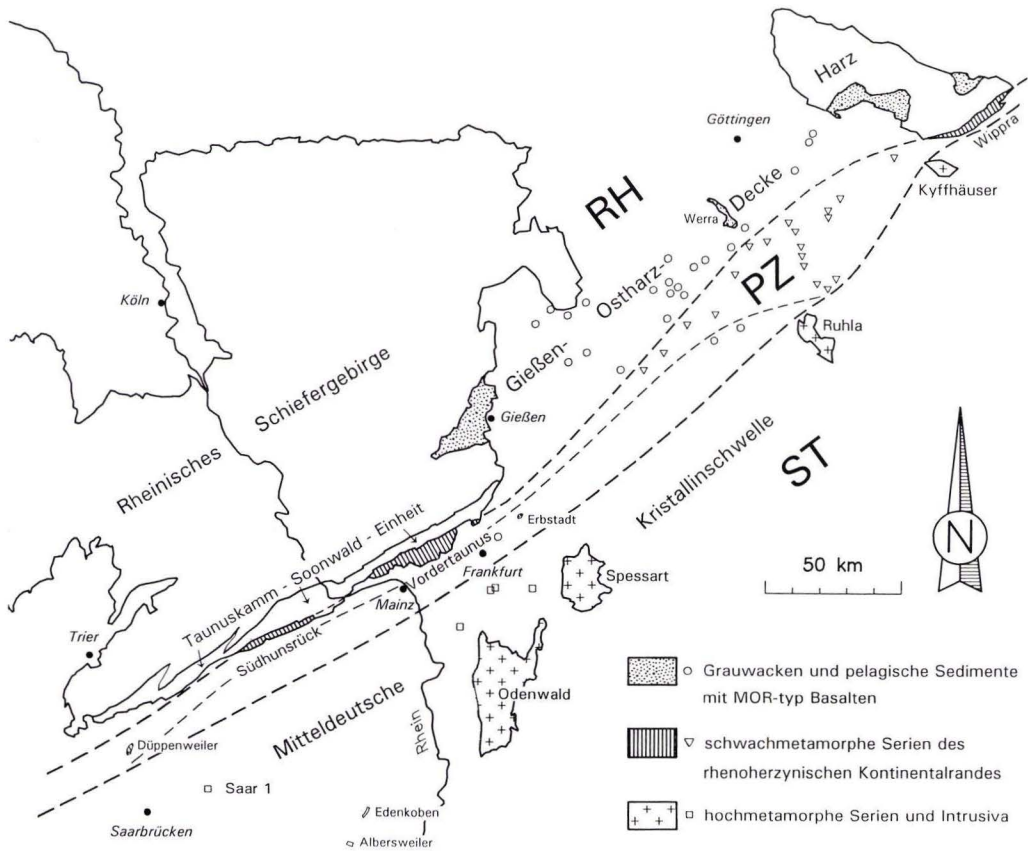


Abb. 1. Strukturelle Übersicht des Grenzbereiches zwischen dem Rhenozoikum (RH) und dem Saxothuringikum (ST). Diese tektonische Suture ist durch eine Zone erhöhter Metamorphose und intensiver Deformation (Phyllit-Zone, PZ) und durch Deckenbau gekennzeichnet (Gießen-Ostharz-Decke). Die Phyllit-Zone, deren Verlauf zwischen dem südlichen Rheinischen Schiefergebirge (Südhunsrück, Vordertaunus) und dem Südharz (Wippraer Zone) durch Bohrungen belegt ist, wird nach Norden an einer bedeutenden tektonischen Naht begrenzt; die Südgrenze ist an keiner Stelle aufgeschlossen.

on zu erhalten. Sämtliche Ergebnisse tragen schließlich zu einem Modell der geometrischen und geodynamischen Gesamtentwicklung dieses Grenzbereiches bei, um z.B. Fragen nach der Zugehörigkeit der Phyllit-Zone, der Lokalisierung und dem Öffnungsmechanismus des

Gießener Ozeans, der Beckenbreite der Phyllit-Zone, dem Maß orogener Verkürzung und orogenparalleler Bewegung zu klären – wesentliche Hinweise für die kinematische Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden.

1.1 Phyllit-Zone

Jeweils am SE-Rand von Hunsrück, Taunus und Harz tritt die Phyllit-Zone zutage. Im Rheintal zwischen Hunsrück und Taunus wurden Ge-

steine der Phyllit-Zone bislang nicht identifiziert. Die Fortsetzung nach NE bis in den Harz ist unter mesozoischer Bedeckung anhand von

Bohrungen nachgewiesen. Hinsichtlich ihres lithologischen und stratigraphischen Inhalts sind die drei Phyllit-Zonen völlig verschieden, ähneln sich hingegen in ihrer Struktur und tektonometamorphen Entwicklung sehr (s.a.

ONCKEN et al. 1995). Im folgenden werden ihre Stratigraphie, Geochemie, sowie metamorphe und tektonische Entwicklung auf der Basis bisheriger Daten kurz zusammengefaßt.

1.1.1 Südhunsrück

Die Phyllit-Zone des Südhunsrück (Metamorphe Zone, Metamorphe Schuppenzone) wird nach Norden entlang einer tektonischen Linie, an der cadomisches Basement zutage tritt (Gneise von Wartenstein und Schweppenhausen, s.a. BIERTHER 1941, PORTH 1961, MEISL 1986, MEISL et al. 1989), gegen die parautochthone Soonwald-Einheit begrenzt. Sie wurde von BIERTHER (1941) nach lithologischen Kriterien in eine nördliche (graugrüne, phyllitische Schiefer mit Einschaltungen von Metabasalten, schlecht sortierten Quarziten, Grauwacken und Buntschiefern = HAHNENBACH-SERIE) und eine südliche Einheit (dunkelgraue, phyllitische Schiefer und Metabasalte = VORSOONWALD-SERIE) unterteilt. Die Assoziation von Kalkknollenschiefern, Kiesel- und Alaunschiefern innerhalb der HAHNENBACH-SERIE wird als KALKLENFELS-SERIE bezeichnet. Die Kalkknollen zeigen eine Makrofauna, die nach BIERTHER (1953) in das Oberems gehört. Karbonateinschaltungen in der HAHNENBACH-SERIE liefern eine oberdevonische Conodontenfauna (Adorf-Nehden, s. MEYER 1966 und BERGER et al. 1991). Der Nachweis von hohem Oberdevon (Wocklum) weiter im SE sowie die Zunahme der (vermutlich ins Unterkarbon überleitenden) Alaun- und Kieselschieferinlagerungen deutet auf eine stratigraphische Verjüngung in diese Richtung (BERGER et al. 1991). Die kohärente Abfolge endet (zumindest im SW-Hunsrück) nach SE an einer bedeutenden mylonitischen Scherzone („Wiesbachtalmylonit“, SCHAFFT 1985), südlicherer Phyllite und Metabasalte der Vorsoonwald-Serie folgen. Nach Acritarchen- und Sporenassoziationen in phyllitischen Schiefen werden die HAHNENBACH- und VORSOONWALD-SERIE von ECKE et al. (1985) unter Vorbehalt in das

Oberems gestellt. Die datierten Schiefer im HAHNENBACHTAL sind nach DITTMAR (1996) möglicherweise während des Oberdevons resedimentiert worden. Palynologische Datierungen von REITZ (1989) bestätigen für die Phyllite der Vorsoonwald-Serie das oberemische Alter. Der nachgewiesene stratigraphische Umfang in der Phyllit-Zone des Südhunsrück reicht also vom hohen Unterdevon bis in das hohe Oberdevon.

Während Vulkanite des übrigen, parautochthonen Rhenoheryzynikums durchweg kontinentalen Intraplattenchemismus aufweisen (z.B. RÖSLER & WERNER 1979), treten in der Vorsoonwaldserie auch MOR-Typ Basalte auf (MEISL 1990). DITTMAR (1996) kann die Phyllit-Zone des Südhunsrück in zwei Großschuppen gliedern und stellt fest, daß MOR-Typ Basalte ausschließlich in der südlichsten Schuppe auftreten. Außerdem identifiziert er eine mélangearartige Sequenz am Nordrand der Phyllit-Zone (phyllitische Schiefer des oberen Nehden bei Heizenberg) als Olisthostrom mit unter- bis frühoberdevonischen Komponenten aus der Soonwald-Einheit (Taurusquarzit, Emsschiefer, Kalke des Givet/Adorf) und leitet daraus eine synsedimentäre Störungsaktivität im tiefen Oberdevon am Südrand der Soonwald-Einheit ab. Darauf deutet auch die abrupte Zunahme der Oberdevonmächtigkeit nach Süden. Ebenfalls im oberen Nehden kommt es zu ersten Grauwackeneinschüben (MEYER 1970, DITTMAR 1996). Nach den sedimentologischen und geochemischen Befunden wird daher für den Ablagerungsraum der Phyllit-Zone ein nach Süden in ein ozeanisches Becken überleitender Kontinentalhang angenommen. Die faziell und geochemisch vergleichbaren, jedoch weitaus geringmächtigeren Einheiten der Gießener Decke

scheinen aus einem südlich anschließenden, ozeanischen Bereich zu stammen.

Die Metamorphose ist durch die Paragenese Pumpellyit, Albit, Aktinolith und Chlorit sowie die Abwesenheit von Klinozoisit in Metabasalten charakterisiert (MEISL 1970, 1986). Nach LIU et al. (1987) deutet das gemeinsame Auftreten von Pumpellyit und Aktinolith auf Temperaturen zwischen ca. 270 und 350 °C. Anhand von Mikrogefügen geben DITTMAR & ONCKEN (1992) für den zentralen und südlichen Hunsrück eine einheitliche Temperatur wenig oberhalb der Quarzrekristallisationstemperatur (ca. 275 °C) an. SCHAFFT (1985) bestimmt die Graphitkristallinität an einem synmetamorphen Mylonit (Wiesbachtalmylonit) und gibt eine obere Temperaturgrenze von ca. 300 °C an. Der hohe Si-Gehalt (3,38 p.f.u.) metamorpher Phengite in einem Metabasalt deutet dabei auf eine druckbetonte Metamorphose, wenn auch Hochdruck-Mineralie wie Lawsonit, Aragonit und Jadeit fehlen (MEISL 1986). Nach dem Phengit-Barometer von MASSONNE (1991) ergibt sich ein Mindestdruck von 5 kb bei 300 °C (keine Kalifeldspat-gepufferte Paragenese). Die gleichen Si-Gehalte zeigen auch retrograde Phengite in Amphiboliten (3,38–3,43 p.f.u.) und Gneisen (3,38–3,50 p.f.u.) des Wartensteiner Kristallins, welches nach DITTMAR (1996) das Basement der nördlich anschließenden Soonwald-Einheit darstellt. Somit ist im Südhunsrück zwischen Phyllit-Zone und Soonwald-Einheit weder nennenswerte Druck- noch Temperaturunterschiede festzustellen. In der Phyllit-Zone treten sogar die niedrigsten Inkohlungswerte des gesamten südlichen Hunsrücks auf (vgl. ECKE et al. 1985). Der phyllitische Charakter der Metapelite und die Quarzdeformationsgefüge zeigen dennoch einen etwas höheren Metamorphosegrad der Phyllit-Zone (ca. 320 °C) gegenüber der Soonwald-Einheit an (DITTMAR 1996).

1.1.2 Wippraer Zone (Harz)

Die am Südrand des Harzes gelegene Zone von Wippra wurde von FISCHER (1929) nach lithologischen Aspekten von NW nach SE in sie-

Eine moderne tektonische Bearbeitung der südwestlichen Hunsrück-Phyllit-Zone erfolgte durch DITTMAR (1996). Danach lassen sich in den Metasedimenten drei Schieferungsgenerationen unterscheiden. Die erste (penetrative) Schieferung findet sich reliktsch in s_2 -Lamellen und ist mit starkem Hellglimmerwachstum verknüpft. Reliktische B_1 -Falten sind subisoklinal. In den Metabasalten fehlt eine reliktsche erste Schieferung in fast allen Fällen. Die zweite Schieferung ist als Crenulationsschieferung oder metamorphe Bänderung ausgebildet und wird als Hauptschieferung bezeichnet. Sie fällt steil bis subvertikal nach NW ein und ist geometrisch mit s_1 in der Soonwald-Einheit korrelierbar. Ihre Bildung war noch vor Unterschreitung der Quarzrekristallisationstemperatur beendet (z.T. mit sekundärer Rekristallisation). Die retrograde Crenulation s_3 (s_2 in der Soonwald-Einheit) fällt überwiegend halbsteil nach NW ein. Damit assoziiert sind SE-vergente, meist stark asymmetrische Klein- und Mikrofallen. Während der Deformation erfolgte weder Quarzrekristallisation noch Hellglimmerwachstum. B_3 -Achsen und δ_{s_2/s_3} -Lineare fallen flach nach SW ein, während B_1/B_2 -Faltenachsen überwiegend nach NE abtauchen. Subparallel zur Hauptschieferung verlaufen die sedimentären Materialwechsel und mylonitische Scherzonen. Eine Scherzone bildet die Nordgrenze der Phyllit-Zone, eine weitere die Südgrenze der nördlichen Schuppe. Beide zeigen bei steil NW-fallender mylonitischer Foliation die Kinematik einer nordgerichteten Schrägabschiebung mit dextraler Komponente. Unter Berücksichtigung der SE-gerichteten stratigraphischen Verjüngung innerhalb der Schuppen ist die heutige Lagerung insgesamt leicht überkippt, so daß die Anlage der Störungen als NW- bis W-gerichtete Schrägaufschiebungen erfolgte.

ben Serien gliedert, die heute biostratigraphisch weitgehend eingeordnet sind. Serie I repräsentiert einen höher metamorphen Anteil

der unterkarbonischen Olisthostrome der nordwestlich anschließenden Harzgeröder Zone. Serie 2 besteht überwiegend aus dunklen Metapeliten des Silur (REICHSTEIN 1964, SEHNERT 1991), denen Metavulkanite eingeschaltet sind. Die Serien 3 bis 5 (Metapelite, Quarzite, Metabasalte) werden aufgrund biostratigraphischer Daten und konkordanter lithologischer Übergänge in das Ordovizium eingestuft (BURMANN 1973, SEHNERT 1991). Die wenig deformierten, mittelkörnigen Metabasalte sind diskordant eingeschaltet und können auch subvulkanische Intrusivkörper jüngeren Alters darstellen (JACOB, frdl. mündl. Mitt.). In Serie 4 auftretende, bimsführende Rotschiefer und gebänderte Metatuffe sind Hinweise auf einen explosiven Vulkanismus zu dieser Zeit. Die Serien 6 (Metabasalte und -tuffite, Karbonate) und 7 (Metapelite, Grauwacken, Kiesel-schiefer, Metabasalte) werden in das Mittel- und Oberdevon gestellt (SEHNERT 1991).

Geochemische Analysen der Spurenelemente und der SEE ergaben für Metabasalte der Serie 3 sowie 6 und 7 (Devon) einen primitiven Charakter mit klarem Trend zu Ozeanbodenbasalten (WERNER 1984). Sie werden wie auch die Metabasalte des Südhunsrück (vgl. Kap. 1.1.1) und der Gießen-Ostharz-Decke (vgl. Kap. 1.3) als Ausdruck beginnenden „spreadings“ auf ausgedünnter, kontinentaler Kruste interpretiert. Metavulkanite der Serie 2 (Silur) weisen mit tholeiitischem bis andesitischem Chemismus eine etwas höhere Differenzierung auf (WERNER 1984).

Die Metamorphose der Wippraer Zone wird z.B. durch das gemeinsame Auftreten von Albit, Epidot und Aktinolith in Metabasalten (FRANZKE 1969) traditionell als grünschieferfaziell bezeichnet. Das in Serie 4 vorkommende Mineral Karpolith, früher als Indikator einer Hochdruckmetamorphose gewertet, ist reich an Mn und daher als Nieder- bis Mitteldruckbildung anzusehen (z.B. KRAMM 1978, LÖFFLER & SCHWAB 1981). KRAMM (1978, 1980) beschreibt in Metapeliten der Serien 3 und 4 Mineralparagenesen mit Chloritoid, Karpolith, Sudoit, Pyrophyllit und Si-armem Hellglimmer und gibt dafür Bildungsbedingungen von 320–380 °C und 1–2 kb an.

Ähnliche Temperaturen (300–400 °C) und Drücke zwischen 2 und 4 kb erhalten JACOB et al. (1990) über die Homogenisierungstemperaturen fluider Einschlüsse in synkinematischen Quarzmobilisaten. Zu etwas geringeren Temperaturen gelangen THEYE & SIEDEL (1993) durch die Anwendung verschiedener Thermobarometer in den Serien 3 und 4. Aus den Gleichgewichtsparagenesen Quarz-Chloritoid-Sudoit-Chlorit, Quarz-Chloritoid-Sudoit-Chlorit-Kaolinit sowie Quarz-Chloritoid-Chlorit-Pyrophyllit resultieren Temperaturen von 320 ± 30 °C bei 1–3 kb. Die Paragenese Quarz-Sudoit-Karpolith wird als Geobarometer verwendet und ergibt einen Druck von 3 ± 1 kb bei 320 °C. Gleiche Ergebnisse werden von SIEDEL & THEYE (1993) durch die Messung der Illitkristallinität und der b_0 -Werte von Hellglimmern in Metapeliten erzielt, nämlich Temperaturen von 300–350 °C in den Serien 2 bis 7 und niedrige bis mittlere Drücke ($b_0 = 9,008 \pm 0,009$) in den Serien 1 bis 5. Geringere Illitkristallinitäten in der Serie 1 deuten auf eine größere Störung nach dem thermischen Höhepunkt zwischen den Serien 1 und 2. Mikrosondenanalysen an Hellglimmern ergaben für die Serien 3 und 4 Si-Gehalte zwischen 3,03 und 3,12 p.f.u. Dies entspricht nach dem Phengit-Barometer von MASSONNE (1991) einem Druck von 1–2 kb (Minimalwert, da kein Kalifeldspat vorhanden). Auch in Metabasalten der Serie 6 deuten sowohl die geringe Celadonitkomponente in metamorphen Hellglimmern als auch die geringe Jadeitkomponente in Na-Pyroxenen auf eine Metamorphose bei geringen Drücken hin (THEYE 1993). Demgegenüber zeigen kleine Hellglimmer einer Grauwacke der Serie 7 mit Si-Gehalten von etwa 3,42 p.f.u. einen Minimaldruck von 5 kb bei 300 °C an. Zusammenfassend kann der metamorphe Höhepunkt in der Wippraer Zone mit etwa 320–350 °C und 2–4 kb angegeben werden. Lediglich in der Serie 7 sind höhere Drücke nachzuweisen.

Das tektonische Inventar und die Gefügeentwicklung der Wippraer Zone wird z.B. von JACOB (1992) oder JACOB & FRANZKE (1992) beschrieben. Ältestes Gefügeelement ist eine erste, penetrative Schieferung, die am Metamorpho-

sehöhepunkt subparallel zur Schichtung angelegt wurde. Zugehörige enge bis isoklinale B_1 -Falten mit langen, flachen Südschenkeln und kurzen, steilen Nordschenkeln sind lokal nachweisbar. Syn- bis postkinematisch zu s_1 erfolgt die Bildung der kritischen Mineralparagenesen (s.o.) und starkes Hellglimmerwachstum. Karpholithführende Quarzgänge werden von s_1 deformiert und sind als prä- bis synkinematische Bildungen aufzufassen (THEYE & SIEDEL 1993). Die gleichen Autoren beschreiben eine weitere Foliation, in der s_1 als Einschluß in Chloritoid reliktsch erhalten ist. Beide Foliationen werden retrograd im Zehntelmillimeter- bis Meterbereich verfaltet (B_2 -Faltung). Die zugehörige Achsenflächenschieferung (s_2 , homoaxial zu s_1) ist vom Typ der „crenulation cleavage“ und bildet i.d.R. stumpfe Winkel zu s_1 . JACOB et al. (1990) geben dafür auf der Basis von Homogenisierungstemperaturen fluider Einschlüsse in Quarzmobilisaten Bildungsbedingungen von 190–270 °C und 0,7–1,5 kb an. Eine weitere, bruchhafte Schieferung sowie abschiebende Knickzonen sind jünger als s_2 . Als jüngstes tektonisches Element werden listrische Aufschie-

bungen genannt, die nach NNW oder SSE gerichtet sind und häufig die erste oder zweite Schieferung als Bewegungsbahn nutzen (JACOB et al. 1990, JACOB & FRANZKE 1992).

Die Bildung der ersten Schieferung ist vermutlich mit NW-gerichteter Faltung/Überschiebung im Zuge der unterkarbonischen Krustenverkürzung verknüpft. K/Ar-Altersbestimmungen an synkinematisch gebildeten Hellglimmern (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) datieren dieses Ereignis auf 330–350 Ma (MARHEINE et al. 1993). Dabei ist in den Serien 2 bis 5 ein von NW nach SE steigendes Metamorphosealter festzustellen, während in Serie 7 entgegen dem Trend das jüngste Alter auftritt (330 Ma). Dies bedeutet, daß erstens die Deformations- und Metamorphosefront von SE nach NW propagierte und daß zweitens die Stapelung der Serien 2 bis 5 erst nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgte. Der Grund für die Abweichung in Serie 7 ist unklar; in der gleichen Serie treten jedoch auch abweichende Drucke auf ($> 5 \text{ kb}$, s.o.). Die zweite Schieferung wird von JACOB et al. (1990) als Ausdruck einer Rückfaltung bei andauernder orogener Verkürzung angesehen.

1.1.3 Südtaunus

Die Phyllit-Zone des Südtaunus (Vordertaunus-Einheit) unterscheidet sich hinsichtlich ihrer Lithologie und Stratigraphie deutlich von den Phyllit-Zonen des Hunsrücks und des Harzes. Ein bis 4 km breites Band von sauren bis intermediären Metavulkaniten der kalkalkalinen Differentiationsreihe in ihrem Nordteil tritt ausschließlich in der Taunus-Phyllit-Zone auf (Abb. 2). Auf Analysen der Hauptelemente beruhende Berechnungen der RITTMANN-Norm (HENTSCHEL & MEISL 1966, MEISL et al. 1982) sowie Analysen der immobilien Spurenelemente (MEISL 1990) verweisen auf eine rhyolithische bis rhyodazitische („Serizitgneise“, „Felsokeratophyre“) und eine andesitisch-dazitische bis trachyandesitische („Grünschiefer“, „Keratophyre“) Zusammensetzung der Ausgangsgesteine. Im Ti-Zr Diskriminationsdiagramm nach PEARCE (1983)

plotten mit einer Ausnahme (basaltische Einschaltung in einem Metasediment der Lorsbacher Schiefer-Folge mit MORB-Chemismus) sämtliche Metavulkanite im Feld der Inselbogensvulkanite (MEISL 1990).

Von MEISL (1970) in den Metaandesiten beschriebene Formrelikte von Glasteilchen sind Hinweise auf eine pyroklastische Bildung. Dennoch werden von MEISL (1990) nach Gefügekriterien eher Lavaergüsse als Ablagerungsmechanismus vermutet.

Das Extrusionsalter der Metavulkanite wird nach U/Pb-Datierungen an Zirkonen von SOMMERMANN et al. (1992) mit Oberordoviz bis Silur angegeben. Dabei ist bei den Metarhyolithen ($426 \pm 14 \text{ Ma}$, $433 \pm 8 \text{ Ma}$) gegenüber den Metaandesiten ($442 \pm 22 \text{ Ma}$) tendenziell ein etwas geringeres Alter festzustellen. Ein dazitischer

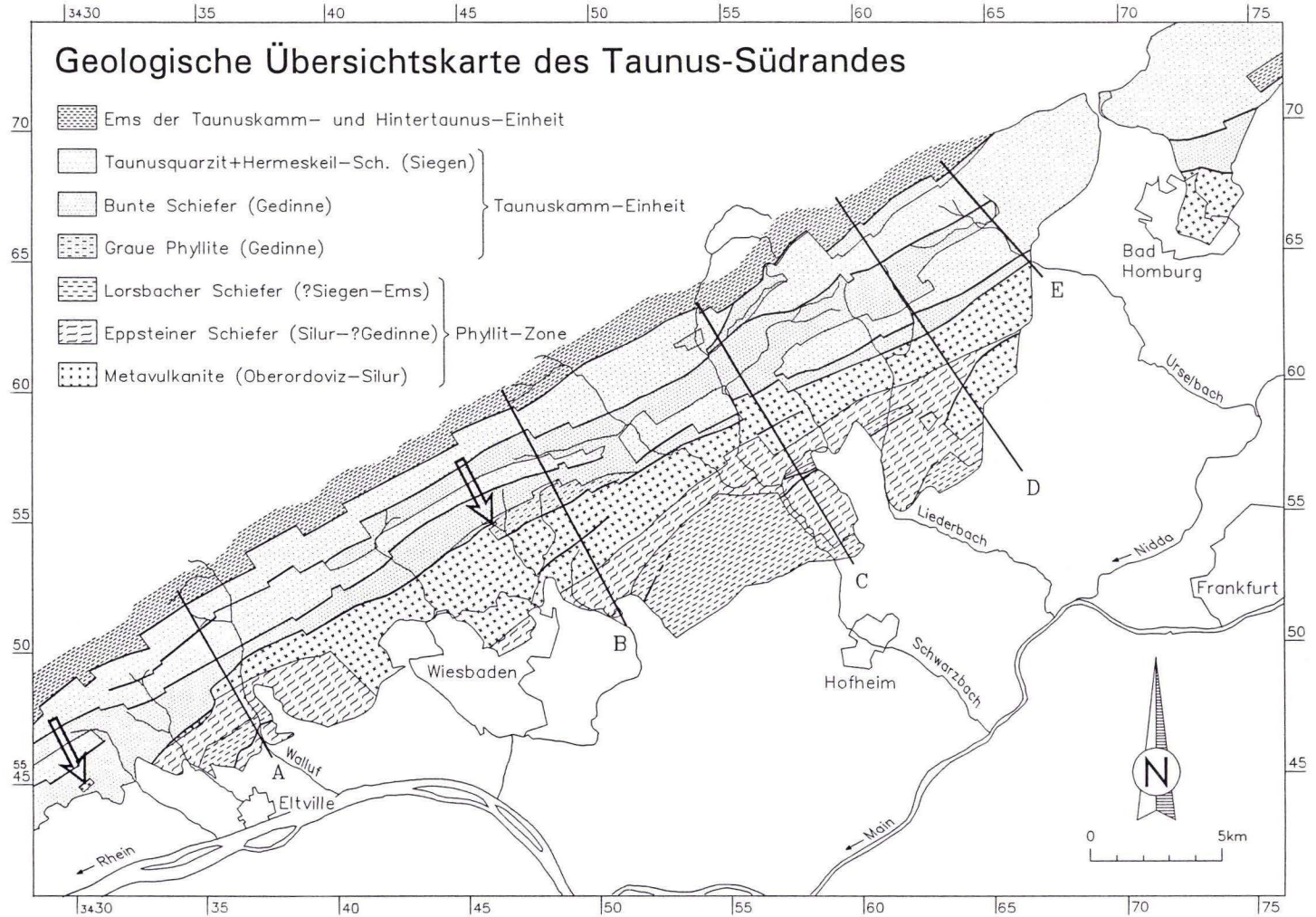


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte des Taunus-Südrandes mit Lage der 5 bearbeiteten Profile. Entlang der Scherzone zwischen der Phyllit-Zone und der eindeutig rhenoheryzynischen Taunuskamm-Einheit (NPZ-Scherzone) stehen sich im gesamten Südaunus jeweils die ältesten Einheiten (Metavulkanite und Bunte Schiefer bzw. Graue Phyllite) gegenüber. Südöstlich der Metavulkanit-Serie folgen Metasedimente der Eppsteiner und schließlich der Lorscheider Schiefer-Folge. Beachte die beiden Vorkommen von Metavulkaniten der Phyllit-Zone innerhalb der Taunuskamm-Einheit (Pfeile).

Metavulkanit der Krausaue („Quarzkeratophyr“), der vermutlich zu den Metavulkaniten der Phyllit-Zone zu rechnen ist, weist ein Zirkonalter von $434 \pm 34/-22$ Ma auf (SOMMERMANN et al. 1994). In einem der Metarhyolithe („Seri-zitgneis“) ist der obere Schnittpunkt der Diskordia bei 2,3 Ga ein Hinweis auf die Existenz alter Zirkonkerne und deutet auf eine (partielle) Aufschmelzung von Krustengesteinen, während die Datenpunkte des Metaandesits eine Konkordia definieren. Somit ist in den Metavulkaniten des Südaunus, einzigartig in der Phyllit-Zone und dem Rhenohertzynikum überhaupt, ein ausge-dehnter, vermutlich auch explosiver Inselbo-genvulkanismus im Oberordoviz und unterem Silur dokumentiert.

Die im SE anschließenden Metasedimente wurden von REINACH (1904) in eine liegende Eppsteiner Schiefer-Folge und eine hangende Einheit (Lorsbacher Schiefer-Folge n. LEPLA 1924) gegliedert (s.a. Abb. 2). STENGER (1961) verfeinerte die lithostratigraphische Gliederung und unterteilte die Lorsbacher Schiefer-Folge in drei Abteilungen, in denen er unterschiedliche Tonschiefer- und Quarzithorizonte auskartierte. Am äußersten SE-Rand der Phyllit-Zone treten bei Lorsbach graue und dunkelgraue, dichte Kalke auf, die von LEPLA (1924) mit den mitteldevonischen Massenkalken von Stromberg und der Lahnmulde verglichen werden. BERTHER (1951) stimmt mit dieser Auffassung überein und nimmt für Schiefer

und Quarzite der Lorsbacher Schiefer-Folge im nordwestlichen Anschluß ein unterdevonisches Alter an. Durch den Nachweis emsischer Sporen in dunklen Schiefen durch REITZ (1989) muß ein großer Teil der Lorsbacher Schiefer-Folge in das Ems gestellt werden. Für die Eppsteiner Schiefer-Folge fehlte bis vor kurzem jede biostratigraphische Einstufung. Da sie im Devon des Rhenohertzynikums keine Entsprechung findet, wurde sie bislang im allgemeinen als Vordevon angesehen. Jüngste Acritarchenfunde belegen tatsächlich unterordovizische Anteile innerhalb der Eppsteiner Schiefer-Folge (REITZ et al. 1995).

Die Metamorphose wurde anhand der Paragenese Klinozoisit + Aktinolith + Chlorit + Quarz und dem Fehlen von Pumpellyit in Metaandesiten lange Zeit auf Temperaturen zwischen 400 und 450 °C bei niedrigen bis mittleren Drücken geschätzt (z.B. MEISL 1970, MEISL et al. 1982). Erst nach experimentellen Untersuchungen von MASSONNE & SCHREYER (1987) in dem System KMASH kann bei Fehlen von Biotit eine obere Temperaturgrenze von ca. 330 °C festgelegt werden. Der hohe Si-Gehalt metamorpher Phengite von ca. 3,45 p.f.u. in den Metavulkaniten liefert dabei einen Druck von 5–6 kb (Kalifeldspat-gepufferte Paragenese, MASSONNE in ANDERLE et al. 1990). In den Metavulkaniten der Phyllit-Zone des Taunus ist somit wie auch im Südhunsrück und der Wippraer Zone eine druckbetonte Metamorphose dokumentiert.

1.2 Taunuskamm–Soonwald-Einheit

Der nachgewiesene stratigraphische Umfang der Taunuskamm–Soonwald-Einheit (TSE) reicht vom tiefen Devon bis in das Oberdevon hinein. Die ältesten Schichten bilden die auf den Südaunus beschränkten Pelite sowie unreinen Sandsteine und Quarzite der Grauen Phyllite. Eine vollmarine Flachwasserfauna erlaubt die Einstufung in das hohe Untergedinn bis tiefe Obergedinn (STRUVE 1973), auch wenn ober-silurische Anteile nicht ausgeschlossen werden können (s. Diskussion in ANDERLE 1987a). Nach

HAHN (1990, s.a. HAHN & ZANKL 1991) lassen sich diese Ablagerungen einem Deltabereich mit hohen Sedimentationsraten zuordnen. Vermutlich im Hangenden folgt mit unklarem Verbandsverhältnis die Einheit der Bunten Schiefer, die im Hunsrück in proximaler Fazies sedimentär dem cadomischen Wartenstein-Kristallin auflagen (DITTMAR 1996). Die gegenüber den marinen Grauen Phylliten und Taunusquarzit niedrigen Bor-Gehalte belegen eine Sedimentation im Süßwasser-Milieu (WIRTH 1960). Die Assoziation

roter und grüner, oft sandiger Pelite mit Quarziten und Brekzien wird von HAHN (1990) als fluviatil-lakustriner Ablagerungsbereich interpretiert, wo verwilderte Flußsysteme mit ausgedehnten Überflutungsbecken (distale Fazies) neben nordgerichteten Schuttströmen, die ein nahes südliches Liefergebiet dokumentieren (proximale Fazies), existieren. Seltene Pflanzen- und Agnathenbruchstücke sowie die Position im Liegenden der Hermeskeil-Schichten (Siegen) rechtfertigen das durch lithologischen Vergleich mit den Ardennen postulierte Gedinne-Alter (WIRTH 1960, SCHMIDT 1958).

Im Hangenden der Bunten Schiefer folgen Pelite, tonige Sandsteine und Quarzite der Hermeskeil-Schichten, für die MEYER (1970) im östlichen Hunsrück und schließlich SCHWARZ (1991) im östlichen Taunus ein Siegen-Alter nachgewiesen hat. Die Ablagerung erfolgte nach HAHN (1990) in einem lagunären Bereich, der nach Süden von einer Alluvialebene und nach Norden von einer Küstenbarriere begrenzt wurde. Stratigraphisch und faziell bilden die Hermeskeil-Schichten den Übergang zum vollmarinen Taunusquarzit, dessen Einstufung in das Siegen anhand mariner Faunen gesichert ist (s. Zusammenstellungen in KUTSCHER 1968 und ANDERLE 1987a). Den mächtigen, reinen Quarziten sind Pelitlagen eingeschaltet, die im Hangenden an Zahl und Mächtigkeit zunehmen (Oberer Taunusquarzit). Der schon lange als küstennah erkannte Ablagerungsraum wird von HAHN (1990) als gezeitenbeeinflusster „nearshore“ bis „inner offshore“ Bereich bezeichnet. Eine südgerichtete Korngrößenzunahme (Abnahme der Pelitlagen, Auftreten geröllführender Horizonte) deutet auf ein Hochgebiet im Süden hin.

Ab dem Ems zeichnen sich mit dem Vorherrschen dunkler Tonschiefer zunehmend distale Sedimentationsbedingungen ab, bis es schließlich im Givet (z.T. schon im Eifel) wie an vielen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge zur Karbonatsedimentation und lokal zur Riffbildung kommt (Massenkalke von Stromberg, Bingen, Rosbach und Bad Nauheim). Die insbesondere im Unterems stark reduzierten Mächtigkeiten zeigen eine Schwellenposition der TSE zu dieser

Zeit an, während die Hintertaunus-Einheit (Lahnmulde) bzw. das Hunsrück-Becken, abgetrennt durch synsedimentäre Störungssysteme, große Sedimentakkumulationen erfahren (z.B. MEYER 1970, MEYER & STETS 1980, ONCKEN 1988b, DITTMAR 1996). Die jüngsten datierten Serien der TSE sind auf den Hunsrück beschränkte, pelagische Ton- und Kieselschiefer des Oberdevon (MEYER 1970), die bereits ab dem do II mit dem Eintrag von unreifem, glimmerreichem Detritus erste Grauwacken aufweisen (s.a. DITTMAR 1996). Im Rheintal treten in einer tektonischen Schuppe dunkle Tonschiefer mit Grauwacke-Bänken auf, die aufgrund ihrer strukturellen Position und lithologischer Vergleiche vermutlich in das Oberdevon einzustufen sind (WEISS 1993). Diese Vorkommen werden als Soonwald-Grauwacke bezeichnet (KLÜGEL et al. 1994).

Der Strukturbau und die tektonische Entwicklung der TSE im Bereich des Rheintales kann z.B. durch Arbeiten von JUNG (1955), EHRENBURG et al. (1968), ONCKEN (1988b) und WEISS (1993) als im wesentlichen geklärt angesehen werden. Eine penetrative Schieferung s_1 bildet die Achsenflächenschieferung offener bis enger, NW-vergenter B_1 -Falten und legt sich in Annäherung an NW-gerichtete Überschiebungen parallel dazu. Aus der engen geometrischen Beziehung wird eine genetische Zusammengehörigkeit von Faltung und Überschiebung abgeleitet (JUNG 1955, ONCKEN 1988b). Außerhalb der Faltscharniere verläuft die Schieferung vor allem in Peliten subparallel zur Schichtung. Schieferung und B_1 -Achsenflächen bilden im Rheintal einen Vergenzfächer mit subhorizontaler bis SE-fallender Lagerung im Norden und steilem SE- bis NW-Fallen im Süden der TSE. Eine zweite Faltengeneration mit zugehöriger Schieferung (s_2) bildet bei flacher Lage von s_0/s_1 aufrechte, bei steiler Lagerung SE-vergente, offene bis enge Falten.

Die erste Deformation führte, begleitet von intensiver Faltung und Schieferung, zu einem ausgeprägtem Schuppenbau mit generell SE-gerichteter Verjüngung innerhalb der Schuppen. Die jüngsten Schichtglieder (Oberdevon) treten

dabei am SE-Ende der südlichen Schuppen auf. Bilanzierte Profile ergeben ein gemeinsames Abschermiveau im Bereich der Bunten Schiefer, welches nach NW mit „ramp-and-flat“-Geometrie aufsteigt. Die gesamte devonische Abfolge des mindestens 30 km breiten Beckens wird auf etwa 1/3 der Urbreite zusammengeschoben und führt während der Stapelung zu einer Aufrichtung und antithetischen Rotation der rückwärtigen Schuppen.

Im Zuge der Deformation kommt es zu kristallplastischer Verformung von Quarz mit dynamischer Erholung und Rekristallisation, die in mylonitischen Scherzonen zu einer Korngrößenreduktion auf ca. 30–40 μm führt. Streckungslineare und Fasermineralisationen zeigen in Kombination mit Schersinnindikatoren (σ -Klasten, Scherbänder) eine damit verbundene NNW- bis NW-gerichtete Bewegung

der Hangendeinheit an. Diese Gefüge werden häufig von einer postmylonitischen Crenulationschieferung überprägt, die nur noch mit Quarzlösung und Verbiegung der Phyllosilikate einhergeht. Im Gegensatz zu südlicheren Bewegungszonen ist in der Taunuskamm-Überschiebung der mylonitische Lagenbau nachträglich verfaltet, boudiniert und spröd zerrissen und belegt eine späte Deformation unter geringeren Temperaturen, die nach Faserwachstum und Scherbändern eine westwärts gerichtete Bewegung der Hangendeinheit anzeigt. Diese Entwicklung von mylonitischen zu kataklastischen Gefügen in der Taunuskamm-Überschiebung spiegelt offenbar die Verlagerung der Duplexstapelung nach Norden unter retrograden Bedingungen und Konzentration der Bewegung auf die Scherzonen wider, während südliche Bewegungszonen inaktiv werden.

1.3 Gießen–Ostharz-Decke

Bereits in den zwanziger Jahren wurden fremdartige Turbiditserien im südöstlichen Rhenoherynikum (Gießener Grauwacke, Südharz-Selke-Einheit) als Decken angesehen (DUFOR 1925, SCHWARZ 1925, KOSSMAT 1927). Nach zahlreichen autochthonen Genesevorstellungen wurde in verschiedenen tektonischen Konzepten wieder ein allochthoner Ursprung favorisiert, zunächst als rein gravitative Gleitdecken (z.B. REICHSTEIN 1965, KREBS & WACHENDORF 1974, SCHWAB 1979), und schließlich als Deckenüberschiebung (WEBER 1978). In plattentektonischen Modellen der mitteleuropäischen Varisziden werden die Gießener Grauwacke, die Werra-Grauwacke, die Südharz-Selke-Einheit und z.T. auch die Quarzite und Grauwacken der Hörre-Zone und des Kellerwaldes im Rheinischen Schiefergebirge sowie der Acker-Bruchberg-, Sieber und Tanner Zone im Harz als Teil eines umfassenden, hangenden Deckensystems am Südrand des Rhenoherynikums dargestellt (z.B. ENGEL et al. 1983, WEBER & BEHR 1983). Von einigen Autoren werden auch die Harzgeröder (z.B. FRANKE 1989) und

die Blankenburger Zone im Harz (z.B. WALLISER & ALBERTI 1983, OCZLON 1994) in dieses Deckensystem mit einbezogen, für das eine ehemals wesentlich weitere Erstreckung zu vermuten ist. So fordern z.B. ONCKEN (1988b) für den Südtanus und DITTMAR (1996) für den Südhunsrück aus der Kombination von Inkohlungs- und Metamorphosedaten mit Daten aus Profilbilanzierungen eine synkinematische Überlagerung von 5–12 km, die einem hangenden Deckenkörper zuzuschreiben ist. Eine Korrelation mit der „Carrick Nappe“ am Südrand der Rhenoherynischen Zone SW-Englands wird z.B. von HOLDER & LEVERIDGE (1986) in Erwägung gezogen. Dieses möglicherweise ausgedehnte Deckensystem entstammt einem ozeanischen Bereich unbekannter Größe zwischen dem Rhenoherynikum und dem Saxothuringikum, dem Gießener Ozean. Die sedimentäre und tektonische Entwicklung der Gießener Grauwacke als Teil dieser Deckeneinheit ist eng verknüpft mit der Frage nach der paläogeographischen Position der Phyllit-Zone, nämlich am Nord- oder Südrand des Gießener Ozeans.

Gießener Grauwacke

Die Gießener Grauwacke wurde von DÖRR (1990) in eine liegende (Krofdorfer Schichten) und eine hangende (Jüngere Grauwacke) Serie gegliedert. Die Krofdorfer Schichten beginnen mit schwarzen Tonschiefern des oberen Ems und der Eifel-Stufe, die mit zunehmenden Kieselschiefer einschaltungen im oberen Givet in die Kiesel- und Alaunschiefer der unteren Adorf-Stufe übergehen. Ab dem unteren und mittleren Adorf kündigt sich mit der Ablagerung feingebänderter Tonschiefer wieder ein klastischer Einfluß an mit den ersten größeren Schüttungen im $do\ I\ \gamma$ (Quarzwacken, lithische Grauwacken). Die Bänderschiefer und Grauwacken reichen bis in die untere Nehden-Stufe ($do\ II\ \alpha$). Die Werra-Grauwacke, die ebenfalls als Teil der Gießen-Ostharz-Decke angesehen wird, besitzt den gleichen, nachgewiesenen stratigraphischen Umfang ($do\ I\ \gamma - do\ II\ \alpha$, vgl. WITIG 1974). Eine ausführliche Beschreibung der Krofdorfer Schichten sowie der sedimentologischen und sedimentpetrographischen Bearbeitung der oberdevonischen Grauwacken gibt DÖRR (1990).

Die Jüngere Grauwacke besteht durchweg aus einer Sequenz proximaler Turbidite (vollständige und gekappte Bouma-Zyklen, s. DÖRR 1990) und ist wahrscheinlich in das Unterkarbon einzustufen. Eine sedimentpetrographische Bearbeitung der Grauwacken erfolgte durch HENNINGSEN (1961). Die Schichtlücke zu den Krofdorfer Schichten im Liegenden ist aufgrund des abrupten Fazieswechsels mit dem Einsetzen der Jüngeren Grauwacke vermutlich auf tektonische Unterdrückung zurückzuführen.

In den Krofdorfer Schichten sind den mitteldevonischen Tonschiefern bis zu 10 m mächtige Metabasalte und -tuffite eingeschaltet. Die Verteilung immobiler Spurenelemente wie Ti, Zr, Y, Nb und Cr sowie die SEE-Verteilungsmuster zeigen wie auch die Metabasaltlinsen der Solmstaler Phyllite (s.u.) typische geochemische Merkmale von MOR-Typ Basalten (MEYER 1981, GRÖSSER & DÖRR 1986). Es handelt sich jedoch um keine typische Ophiolith-Abfolge wie z.B.

dem Lizard-Komplex in SW-England (FLOYD 1976); vielmehr müssen die MOR-Basalte als Ausdruck embryonaler Ozeanbodenbildung auf stark ausgedünnter, kontinentaler Kruste angesehen werden.

Am Südrand der Gießener Grauwacke tritt außerdem eine Einheit stark deformierter Phyllite, mylonitisierter Grauwacken und Metabasalt-Linsen auf (Solmstaler Phyllite), die sich durch höheren Metamorphosegrad (Prehnit + Pumpellyit + Epidot + Chlorit, 320–350 °C bei max. 2 kb) und intensivere Deformation von den Einheiten im Liegenden (Lahnmulde) und im Hangenden (Gießener Grauwacke) deutlich unterscheiden (ENGEL et al. 1983). Ihr Alter wird von RERTZ (1989) aufgrund von Sporenfunden mit Oberems angegeben. K/Ar-Datierungen an synkinematischen Hellglimmern ergeben Deformationsalter von 328 ± 11 Ma und 335 ± 11 Ma, die sich von den Deformationsaltern der Lahnmulde (ca. 315–320 Ma) deutlich unterscheiden und eher mit dem Alter der Phyllit-Zone (ca. 327 Ma) vergleichen lassen (AHRENDT et al. 1978). Die Solmstaler Phyllite werden daher als tektonische Scherkörper, möglicherweise aus der Phyllit-Zone oder einem südlich anschließenden Bereich, an der Basis der Gießen-Ostharz-Decke interpretiert (z.B. ENGEL et al. 1983).

Ein Vergleich mit den parautochthonen Abfolgen der Lahnmulde läßt die Allochthonie der Gießener Grauwacke außer Zweifel. Vom hohen Ems bis in das Givet steht einer kondensierten, pelagischen Sequenz (ca. 20–60 m Ton- und Kieselschiefer) die mächtige, distale Schelfsequenz der Lahnmulde (fast 1000 m Tonschiefer und Karbonate) gegenüber. Beim Eintreffen der ersten Grauwacken in den Krofdorfer Schichten ($do\ I\ \gamma$) geht in der Lahnmulde die kalkig-tonige Sedimentation weiter. Unter Berücksichtigung der NW-propagierenden Flyschfront im Rhenoherynikum (z.B. ENGEL & FRANKE 1983) muß die Gießener Grauwacke daher weit aus SE stammen. Strukturelle Aspekte wie die überwiegend flache Lagerung, stark NW-vergente, häufig liegende Falten, der ausgeprägte, NW-

vergente Schuppenbau und die intensive Mylonitisierung der Basis sprechen ebenfalls für eine tektonische Decke mit Herkunft aus SE (s.a. SCHWARZ 1925, WEBER 1978, GROTE 1983).

Das Auftreten von MOR-Typ Basalten in der Gießener Grauwacke gilt im Rheoherzynikum als Ausnahme. RÖSLER & WERNER (1979) stellen nach umfangreichen geochemischen Analysen an Magmatiten fest, daß weder im (parautochthonen) Rheoherzynikum noch im Saxothuringikum Hinweise auf ozeanische Kruste existieren. Aus dem Vorherrschen von Alkalivulkaniten

im nördlichen (Sauerland, Oberharz) und von tholeiitischen Basalten im südlichen Rheoherzynikum (Lahn-Dill-Mulde) sowie der zunehmenden Verarmung an leichten SEE leiten WEDEPOHL et al. (1983) eine Zunahme des Aufschmelzungsgrades und des MOR-Charakters von Norden nach Süden ab. Für das Herkunftsgebiet der Gießener Grauwacke muß daher ein pelagischer Sedimentationsraum auf stark ausgedünnter, kontinentaler Kruste mit beginnender Bildung ozeanischer Kruste südlich des Rheoherzynikums gefordert werden.

1.4 Erbstädter Grauwacke

Südlich der streichenden östlichen Verlängerung der Taunus-Phyllit-Zone treten in der Wetterau vermutlich unterkarbonische Sedimente zutage (Erbstädter Aufbruch). Es handelt sich dabei um graue, unmetamorphe Psammite und Pelite mit untergeordnet brekziösen Bereichen. Die Gesteinsfragmente sind überwiegend sedimentären Ursprungs (KOWALCZYK, frdl. mündl. Mitt.). Sie enthalten auch Kalkgerölle, deren Alter von ENGLER (1978) mit vermutlich oberem Oberdevon bis tiefem Unterkarbon angegeben wird. Die Gesteine sind zu offenen, aufrechten Falten mit ca. E-W-streichenden Achsen deformiert und zeigen überwiegend halbsteiles Südfallen (NÖRING 1951). PLESSMANN (1957) beschreibt aus dem nördlichsten Aufschluß inverse Lagerung bei steilem SE-Fallen und konstruiert eine Falte mit steilem, überkippten Nordflügel und flachem Südflügel mit flacher, variszisch (ca. 50°) streichender Faltenachse. Vorschubharnische und das Fehlen einer Schieferung weisen die Falten als reine Biegegleitfalten aus – alles Hinweise auf eine oberflächennahe Position. Nach Daten aus einer nicht dokumentierten Bohrung der Mineralwasserindustrie (KOWALCZYK, frdl. mündl. Mitt.) liegen die Grauwacken mit tektonischem Kontakt auf Phylliten und bilden das tektonische Dach der Phyllit-Zone.

Die detritischen Komponenten der Psammite sind kaum gerundet und weisen einen hohen Gehalt an Gesteinsfragmenten auf. Aus diesen Gründen wurde das Gestein bislang als Grauwacke bezeichnet. Entsprechend dem geringen Matrixgehalt (< 5 %) handelt es sich nach der Klassifikation von PETTIJOHN et al. (1987) überwiegend um Litharenite (vgl. Kap. 6.2). Somit wird in der Erbstädter Grauwacke ein völlig anderes tektonisches Milieu dokumentiert, das im übrigen vergleichbar ist mit der jüngeren Einheit der Gießener Grauwacke (vgl. DÖRR 1990, FLOYD et al. 1990), der die Erbstädter Grauwacke zugerechnet wird. Die flyschartigen Sedimente mit der Signatur eines magmatischen Bogens spiegeln offenbar das Herannahen des Saxothuringikums im Zuge der Subduktion des Gießener Ozeans wider. Die Lithoklasten weisen dabei auf ein sedimentäres Liefergebiet im Bereich der Oberplatte, z.B. die Deckschichten der heutigen Mitteldeutschen Kristallinschwelle oder allochthone Einheiten. Nach der Sedimentation, die bislang nicht exakt datiert wurde, ist die Erbstädter Grauwacke nur noch gering in die Faltung während der Kollision einbezogen worden.

1.5 Paläogeographische Randbedingungen

Auf der Basis paläomagnetischer und biogeographischer Befunde lassen sich in Europa während des Altpaläozoikums folgende Kontinente bzw. Terrane unterscheiden, die zu verschiedenen Zeiten durch ozeanische Bereiche voneinander getrennt und am Ende der variszischen Orogenese gemeinsam im Superkontinent Pangäa vereinigt waren:

- Baltica (Baltischer Schild, Russische Tafel)
- Laurentia (Nordamerika, Grönland, NW-Schottland)
- Avalonia (London-Brabant-Massiv, autochthones Rhenoherynikum = Ost-Avalonia)
- Armorica (Armorikanisches Massiv, Tepla-Barrandium, saxothuringisches Becken)
- Gondwana (Afrika, Südamerika, Indien, Australien, Antarktis)

Zu Beginn des Ordoviziums befinden sich Avalonia und Armorica am Nordrand von Gondwana in Südpolnähe, während Laurentia wie im gesamten Altpaläozoikum in niederen Breiten verbleibt (COCKS & FORTEY 1982, VAN DER VOO 1988, SCOTSE & MCKERROW 1990). Baltica ist von Gondwana/Aarmorica durch den Tornquist-Ozean getrennt (COCKS & FORTEY 1982). Im Unteren Ordovizium trennt sich Avalonia von Gondwana unter Bildung des Rheischen Ozeans und erreicht Baltica im oberen Ordovizium (COCKS & FORTEY 1982, TORSVIK et al. 1992). Dabei werden gondwanische Faunen sukzessive durch baltische ersetzt. Avalonia + Baltica driften ab dann gemeinsam nordwärts unter Subduktion des Iapetus-Ozeans und kollidieren etwa im mittleren Silur mit Laurentia. Für Avalonia wird eine äquatornahe Position im oberen Ordovizium z.B. durch Warmwasserkarbonate auf den Britischen Inseln oder durch tropische/subtropische Verwitterungsprodukte in marinen Sedimenten des Ebbe-Antiklinoriums angezeigt, während gleichaltrige Sedimente in Nord-Gondwana und Armorica glaziale Einflüsse aufweisen (s. OCZLON 1994 und darin zitierte Literatur). Zu dieser Zeit diente der Rheische Ozean als trennendes Element zwischen den äquatornahen Nordkontinenten (Laurentia, Bal-

tica, Avalonia) und den polnahen Südkontinenten (Nord-Gondwana, Armorica).

Ab dem mittleren Ordovizium beginnt Armorica sich von Gondwana zu trennen und wird etwa an der Wende Silur/Devon an Baltica angefügt (TAIT et al. 1994). Die Position Gondwanas ist zu dieser Zeit paläomagnetisch nicht eindeutig belegt, jedoch zeigen Riffe entlang des nördlichen Gondwanarandes und in Armorica (Barrandium, Bretagne, Nordspanien; BURCHETTE 1981) bereits im tiefen Devon eine Position in niederen Breiten an, so daß die Subduktion des Rheischen Ozeans im wesentlichen im Silur erfolgt sein muß. Gegen Ende des Unterdevons treten Ostrakoden der Nordkontinente auch in Armorica auf, was eine völlige Schließung des trennenden Ozeans anzeigt (MCKERROW 1994). Eine Kollision im Silur oder Unterdevon ist allerdings weder in Sedimenten des rhenoherynischen noch des saxothuringischen Beckens oder des Barrandiums dokumentiert. Zu dieser Zeit findet am Nordrand von Gondwana die ligurische Orogenese statt, deren Spuren von Nord-Marokko bis in das Böhmisches Massiv zu verfolgen sind (s. Kompilation in OCZLON 1993).

Die Kollision zwischen Gondwana und Laurussia beginnt im Oberdevon in den Internozonen und erreicht etwa an der Wende Unter-/Oberkarbon die externen Falten-/Überschiebungsgürtel. Dabei bewegt sich Gondwana zwischen dem Ende des Oberdevons (365 Ma) und dem späten Oberkarbon (300 Ma) noch insgesamt ca. 3000 km nach Norden (AIFA et al. 1990). Unter Berücksichtigung einer leichten Norddrift von Laurussia resultiert für das Karbon eine Krustenverkürzung von ca. 2500 km bei einer mittleren Konvergenzrate von 3 cm/a.

In diesem Zusammenhang ist die Herkunft der Phyllit-Zone, nämlich aus Norden (Avalonia) oder aus Süden (Armorica), von besonderem Interesse. Eng damit verknüpft ist auch die Frage nach der Suture des Rheischen Ozeans, der diese Kontinente bis in das Unterdevon trennte und nahezu spurlos verschwand. Die geodynamische Ursache für die anschließende

Krustendehnung im Rheoherzynikum und Ozeanbildung an seinem Südrand nach dem Konzept des Gießener Ozeans, etwa die anhaltende Aktivität eines an der Iapetus-Sutur subduzierten „spreading-centers“ (FRANKE 1989), Spreizung im „back arc“-Bereich z.B. einer nordgerichteten Subduktionszone weiter im Süden (ONCKEN 1987, FRANKE 1989) oder Dehnung im Blattverschiebungsregime im Sinne einer „pull-

apart“-Struktur (KROHE & WILLNER 1994), ist noch in Diskussion. Schließlich ist auch die bloße Existenz des Gießener Ozeans nicht uneingeschränkt akzeptiert. Der Sedimentationsraum am Südrand des Rheoherzynikums wird z.B. auch als intrakontinentales Becken (z.B. MEYER & STETS 1980) oder aber als nördlicher Teil des Rheischen Ozeans (OCZLON 1994) angesehen.

2. Beschreibung der stratigraphischen Abfolge

Zur stratigraphischen Einordnung der Gesteine der Phyllit-Zone liegen bislang aus drei Einheiten Altersdaten vor. Die Metavulkanite liefern oberordovizisch-silurische Extrusionsalter (SOMMERMANN et al. 1990), die Lorsbacher Schiefer führen Sporen aus dem Ems (REITZ 1989). Durch detaillierte strukturelle Aufnahmen (Art der lithologischen Kontakte, Lokalisierung von Scherzonen, Richtung der stratigraphischen Verjüngung; s. Kap. 3) konnte eine kohärente, stratigraphische Abfolge rekonstruiert werden, in der die Eppsteiner Schiefer-Folge stratigraphisch zwischen der Metavulkanit-Se-

rie und der Lorsbacher Schiefer-Folge eingeordnet ist. Innerhalb der Eppsteiner Schiefer wurden neuerdings unterordovizische Metapelite (Arenig) nachgewiesen (Bierstadt-Phyllit, REITZ et al. 1995). Entweder gelangte dieses Schichtglied tektonisch zwischen die Eppsteiner Schiefer, oder die stratigraphische Spanne der Eppsteiner Schiefer reicht, unter Ausfall der Metavulkanit-Serie, bis in das Unterordoviz. Eine gelegentliche Wiederholung von Schichtgliedern erfolgt durch Überschiebung, großmaßstäbliche Faltung tritt nicht auf.

2.1 Metavulkanit-Serie

Innerhalb der Metavulkanit-Serie lassen sich bereits makroskopisch hellgrünliche bis beige oder weiße, saure („Serizitgneise“, „Felsokeratophyre“; s.a. Taf. 2, Fig. 5) von deutlich dunkler gefärbten, grünen bis blauen, intermediären Metavulkaniten („Grünschiefer“, „Keratophyre“; s.a. Taf. 2, Fig. 6) unterscheiden. Da zwischen „Serizitgneisen“ und „Felsokeratophyren“ bzw. zwischen „Grünschiefern“ und „Keratophyren“ geochemisch keine Unterschiede bestehen (MEISL 1990), werden diese jeweils unter den neutralen Begriffen Metarhyolithe bzw. Metaandesite zusammengefaßt. Neben den leicht unterschiedlichen radiometrischen Altern zeichnen auch strukturelle Kriterien (Verjüngung weist nach SE) die Metarhyolithe als das stratigra-

phisch Hangende der Metaandesite aus.

Die **Metarhyolithe** enthalten stets Einsprenglinge aus Quarz, Plagioklas und z.T. Kalifeldspat. Die Quarzphänokristen zeigen häufig Korrosionsbuchten und -schläuche sowie regellos orientierte Risse, die als Abschrecksprünge gedeutet werden (Taf. 1, Fig. 1). Runde Einschlüsse aus extrem feinkörnigem Quarz, Hellglimmer und evtl. Alkalifeldspat stellen vermutlich ehemalige Glaseinschlüsse bzw. stumpfwinklig angeschnittene Korrosionsschläuche dar. Die Plagioklase sind von einer teilweisen bis vollständigen Albitisierung betroffen, kenntlich an Zonen geringerer Licht- und Doppelbrechung, von Rändern und Rissen ausgehend auf das gesamte Korn übergreifend. Der An-

Gehalt in noch nicht albitisierten Plagioklasen wurde lichtmikroskopisch mit Hilfe der RRTMANN-Methode auf 20–25 % bestimmt. Sie zeigen wie auch bei den Metaandesiten gelegentlich klare, einschlußfreie Anwachssäume. Die Kalifeldspäte weisen z.T. perthitische Entmischungerscheinungen auf und sind wie auch ein Teil der Plagioklase insbesondere in stark deformierten Gesteinen teilweise oder ganz serizitisiert. Mafische Einsprenglinge sind nur noch als Formrelikte z.B. in Gestalt opacisierter Hornblenden, als Körper aus feinkörnigem Hellglimmer und Erzphasen oder nur noch als Anreicherungen von Opaksubstanz vorhanden. Apatit und Zirkon stellen idiomorphe Frühbildungen der magmatischen Kristallisation dar. In einigen Proben sind bereits makroskopisch langgestreckte, helle Körper erkennbar, die entweder aus einem mikrokristallinen Gemenge aus Quarz, Hellglimmer und evtl. Alkalifeldspat oder ausschließlich aus Hellglimmer bestehen (Taf. 1, Fig. 2). Möglicherweise handelt es sich hierbei um ehemalige Pyroklasten, die schon während der Ablagerung im heißen Zustand deformiert wurden. Die durchweg feinkörnig rekristallisierte Grundmasse der Metarhyolithe besteht im wesentlichen aus Quarz, Hellglimmer, Alkalifeldspat und Erzphasen, \pm Chlorit, \pm Stilpnomelan, \pm Epidot-Klinozoisit, \pm Zoisit. Alle Komponenten der Grundmasse (bis auf einige Erzphasen) stellen Neubildungen der ehemaligen, glasigen Vulkanitmatrix dar.

In den **Metaandesiten** treten neben wenig Quarzen überwiegend Plagioklas-Einsprenglinge auf, die Einkristalle oder in seltenen Fällen auch polykristalline Aggregate bilden. Der geringe An-Gehalt von max. 30 % (Plagioklase aus subrezenten Andesiten enthalten durchschnittlich 30–80 % An, vgl. EWART 1982) ist evtl. auf die Instabilität An-reicher Plagioklase in der unteren Grünschieferfazies zurückzuführen. Die Albitisierung beginnt daher auch oft im Zentrum des Kristalls, wo höhere An-Gehalte als am Rand zu erwarten sind (Taf. 1, Fig. 3). Die Abbauprodukte der Anorthitkomponente (Epidot-Klinozoisit, Zoisit) verbleiben in den Plagioklasen oder können als feinkörniger Saum die

ehemalige Kornform nachzeichnen. Einige Proben enthalten keine Plagioklas-Einsprenglinge, die entweder vollständig rekristallisiert (vgl. Kap. 3.1.2) oder evtl. primär nicht vorhanden waren. Magmatische Amphibole, wahrscheinlich tschermakitische Hornblenden, sind opacisiert, ganz bzw. teilweise chloritisiert oder in Chlorit + Mg-Riebeckit umgewandelt (Taf. 7, Fig. 7). Feinkörnige Aggregate aus Aktinolith, Epidot, Chlorit und Erzphasen (Hämatit, Magnetit, Titanit) erscheinen makroskopisch als häufig geplättete, dunkle Körper (Taf. 3, Fig. 3). Gelegentlich zeichnen sie Kornformen nach und werden als umgewandelte Pyroxene oder Amphibole aufgefaßt (Taf. 1, Fig. 4). Die ehemalige Vulkanitmatrix der Metaandesite ist in den meisten Fällen vollständig rekristallisiert und besteht aus Albit, Aktinolith (nematoblastisch), Epidot, Chlorit, Hellglimmer und Erzphasen, \pm Mg-Riebeckit, \pm Rutil, \pm Zoisit, \pm Klinozoisit, \pm Calcit, \pm Quarz, \pm Stilpnomelan (s.a. MEISL 1970). In einer wenig deformierten, kompakten Metaandesit-Varietät („Keratophyr“ des Hauburgsteins, Aufschluß HG 1) ist die Grundmasse kaum rekristallisiert, so daß netzartig angeordnete Plagioklas-Leisten noch ein Intersertalgefüge erkennen lassen (Taf. 1, Fig. 3). In der gleichen Probe kommt auch die Mn-führende Epidot-Varietät Piemontit vor. In einem fast schwarzen, extrem erzeichen Metaandesit (Aufschluß KNE 13) wurden unregelmäßig geformte, geplättete Körper aus feinkörnigem Quarz/Hellglimmer-Rekristalliat mit Erzsäumen beobachtet, die an deformierte Glasteilchen erinnern (Taf. 1, Fig. 5).

Das porphyrische Gefüge sowie das Spektrum der Phänokristen mit den typisch korrodierten Quarzen läßt den vulkanischen Ursprung dieser Gesteine außer Zweifel. Ungewißheit besteht hingegen über den Eruptions- und Ablagerungsmechanismus. Gesprengte Quarzphänokristen, Relikte von langgestreckten Pyroklasten sowie Formrelikte von Glasteilchen sind Hinweise auf eine pyroklastische Bildung und Ablagerung in einem Aschestrom. Auch MEISL (1970) beschreibt in den Metaandesiten stark deformierte Glasteilchen als Form-

relikte, die stofflich aus einem feinkörnigen Gemenge aus Quarz, Albit und Hellglimmer bestehen. Fließgefüge und rheomorphe Falten in einem „Felsokeratophyr“ am Dachsbau (Aufschluß KNW 116, s.a. ANDERLE et al. 1990) können sowohl in Laven als auch in Ignimbriten auftreten. Die beobachteten Intersertalgefüge sind eindeutige Hinweise auf die Existenz von Lavaströmen. Es muß davon ausgegangen werden, daß beide Eruptionsmechanismen gemeinsam vorkommen, wobei pyroklastische Edukte zu überwiegen scheinen. Die großflächige Erstreckung und relativ konstante Mächtigkeit der Vulkanite ist ebenfalls ein Hinweis auf überwiegend pyroklastische Ablagerungsformen (evtl. als Plateauignimbrite) der zähflüssigen, sauren

bis intermediären Magmen. Der erhöhte Gehalt an Bor, das zur retrograden Bildung von Axinit (ca. 6 % B_2O_3) führte, deutet auf eine Wechselwirkung des andesitischen Edukts mit Meerwasser (MEISL et al. 1992). Möglicherweise erfolgte zunächst ein subaerischer Transport (z.B. als Ignimbrit) über der Meeresoberfläche mit anschließender subaquatischer Ablagerung (KOBBERGER, frdl. mündl. Mitt.; s.a. CAS & WRIGHT 1991). Der rheologische Kontrast zwischen den geochemisch identischen „Serizitgneisen“ und den kompetenteren „Felsokeratophyren“ bzw. den „Grünschiefern“ und den kompetenteren „Keratophyren“ ist vermutlich auf unterschiedliche Bildungsmechanismen zurückzuführen.

2.2 Eppsteiner Schiefer-Folge

Im SE der Metavulkanite folgen Sedimente der Eppsteiner Schiefer-Folge. Die Grenze ist an mehreren Stellen aufgeschlossen (z.B. Steinbruch Fischbacher Kopf, Aufschluß KNW 122; südlich Niederjosbach, Aufschluß KSW 97). Ein bis in den Dünnschliffbereich scharfer Kontakt, ein Fehlen mylonitischer oder kataklastischer Gefüge sowie durchschnittliche finite Verformungswerte und das Fehlen eines deutlichen Straingradienten zeigen eindeutig eine sedimentäre Grenze an (Taf. 2, Fig. 1). Die geometrische Beziehung zwischen Schichtung und erster Schieferung weisen die Eppsteiner Schiefer als das Hangende aus, so daß zumindest für die nördlichen Anteile aufgrund sedimentärer Einschaltungen der Metavulkanite ein silurisches Alter angenommen werden muß (Taf. 2, Fig. 2).

Bei den Eppsteiner Schieferen handelt sich um eine monotone Abfolge schlecht entmischter Sedimente mit vermutlich bereits primär undeutlicher Schichtung (Taf. 2, Fig. 3). Den Metavulkaniten lagern zunächst schluffige bis fein-

sandige, grüne und rotviolette Metapelite auf, die stark an die Bunten Schiefer der Taunuskamm-Einheit erinnern und so ein teilweise tief-terdevonisches Alter suggerieren. Gelegentlicher vulkanischer Sedimenteintrag äußert sich im verstärkten Auftreten von neugebildetem Aktinolith und Epidot (Metatuffite). Im Hangenden folgt eine unterschiedlich mächtige Abfolge grünlicher, schlecht sortierter Metaquarzwacken, -arkosischer Wacken und -subarkosen sowie unreiner Quarzite und Metapelite. Die Wacken enthalten schwach gerundete, detritische Körner überwiegend in Sand-, selten Feinkiesfraktion in einer feinkörnig rekristallisierten Grundmasse (20–40 μm) aus Quarz und Hellglimmer sowie wenig Chlorit, Rutil und Erzphasen (überwiegend Hämatit). Quarz bildet den Hauptteil der detritischen Komponenten neben Feldspat und geringen Mengen an Gesteinsfragmenten, Hellglimmer, Biotit und Schwermineralen (überwiegend Turmalin, ferner Apatit und Zirkon).

2.3 Lorsbacher Schiefer-Folge

Im ungestörten Kontakt gehen die schwarzgrauen Metapelite der Lorsbacher Schiefer-Folge aus grünen Metapeliten der Eppsteiner Schiefer hervor (z.B. nördlich Lorsbach, Aufschluß KSE 7; Kloster Tiefenthal, Aufschluß W 16). An Quarziten der Lorsbacher Schiefer-Folge läßt sich auch in unmittelbarer Nähe der Grenze (z.B. Aufschluß KSE 8) ebenfalls SE-gerichtete, stratigraphische Verjüngung nachweisen, so daß die Eppsteiner Schiefer im NW älter sein müssen.

An einigen Stellen treten an der Basis der Lorsbacher Schiefer helle Quarzwacken und Konglomerate mit bis ca. 5 cm großen Geröllen auf („Staufenkarkose“, GOSSELET 1890, STENGER 1961; z.B. Aufschlüsse KSW 9 und 11, KSE 37; s.a. Taf. 8, Fig. 5). Als Komponenten kommen tonige Schluffsteine, Quarze (z.T. mit größeren Helliglimmern und zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen, d.h. vermutlich plutonischen Ursprungs), Quarzite (stark suturierte Korngrenzen, Rutil-Einschlüsse), feinsandige Quarzwacken (mit detritischen Helliglimmern) und Turmalin Quarzite vor. Offenbar handelt es sich teilweise um resequenzierte Komponenten der Eppsteiner Schiefer. Ein vergleichbares Geröllspektrum zeigen auch Konglomerate der Bunten Schiefer (z.B. MEISL & EHRENBERG 1968), was ein gemeinsames, metamorph/intrusiv geprägtes Fundament als Liefergebiet suggeriert (s.a. Kap. 6.3).

Insgesamt sind die Lorsbacher Schiefer durch eine bessere Trennung der detritischen Komponenten in reine Pelite und gut sortierte Quarzite gekennzeichnet. Die beigen bis hellgrauen, selten auch dunkelgrauen Quarzite zeigen Bankmächtigkeiten zwischen wenigen mm bis wenigen dm und treten im Hangenden zugunsten der schwarzgrauen Metapelite zurück, bis schließlich als jüngste Einheit dunkelgraue Kal-

ke und Kalkschiefer auftreten (z.B. Aufschluß H 2; Lesesteine östlich des südlichen Ortendes von Lorsbach, s.a. BIERTHER 1951, STENGER 1961). Eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Schichtglieder gibt STENGER (1961).

Hinweise auf vulkanischen Sedimenteintrag fehlen. Jedoch sind an zwei Stellen innerhalb der Lorsbacher Schiefer kleine Metabasaltvorkommen nachgewiesen (Heimlicher Berg, Aufschluß H 1; südlich der Bubenhäuser Höhe; s.a. MEISL 1990). Die feinkörnige Grundmasse besteht im wesentlichen aus Albit, Aktinolith (idio- und nematoblastisch), Klinozoisit, Pumpellyit (?) und Epidot neben geringen Mengen Quarz und grünlichem Stilpnomelan. Nesterweise Anhäufungen von Klinozoisit und Pumpellyit stellen vermutlich die Abbauprodukte An-reicher Plagioklas-Einsprenglinge dar. Die Verbandsverhältnisse der Metabasalte zu den benachbarten Metapeliten sind unklar. Deformationsgefüge und metamorphe Paragenesen belegen aber klar eine Platznahme vor der Hauptdeformation.

Die Metapelite zeigen meistens eine tektonisch bedingte bzw. verstärkte Separation in helle, quarzreiche Lagen und dunkle Lagen, in denen Helliglimmer, organische Substanz, Stilpnomelan, Rutil und Erzphasen (überwiegend Hämatit) sowie detritische Schwerminerale angereichert sind (Taf. 2, Fig. 4). In einigen Fällen können solche Lagen bis zu ca. 80 % aus Stilpnomelan bestehen (z.B. Aufschluß WSE 31). An nichtopaken Schwermineralen sind am häufigsten Turmalin und Zirkon neben Titanit, Rutil und Apatit.

Eine quantitative Analyse des Leichtmineral-detritus der Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer-Folge sowie eine tektonische Charakterisierung der Liefergebiete wird in Kapitel 6 gegeben.

2.4 Metavulkanite der Phyllit-Zone in der Taunuskamm-Einheit

An drei Stellen sind im Gedinne der Taunuskamm-Einheit Metavulkanite nachgewiesen, die aufgrund ähnlicher Gefüge und Zusammen-

setzung den Metavulkaniten der Phyllit-Zone zugeordnet werden. Nördlich von Wiesbaden treten an einer Felsklippe im Goldsteintal in-

nerhalb der Grauen Phyllite grünlich-weiße Metarhyolithe und Mylonite auf (Aufschluß WSW 12). Sie sind Teil eines max. 100 m mächtigen Metavulkanit-Vorkommens in der nordöstlichen Verlängerung der NPZ-Scherzone, die an dieser Stelle ca. 700 m nach SE versetzt ist (s. Abb. 26). Die Art des Kontaktes zu den Grauen Phylliten ist im Süden nicht festzustellen, im Norden ist eine tektonische Grenze auch durch zahlreiche Metarhyolith-Mylonite in der Lese-steindecke eindeutig belegt.

Innerhalb der Bunten Schiefer befindet sich ca. 1 km nördlich von Hallgarten ein etwa 150 x 300 m großes, isoliertes Vorkommen von Metarhyolithen, die nur noch an einer Stelle nahe des Nordrandes aufgeschlossen und mit den „Serizitgneisen“ der Phyllit-Zone identisch sind (Aufschluß E 12). Der Versuch, die Grenze zu den Bunten Schiefen durch einen Schurf freizulegen, blieb erfolglos. Nach den Mikrogefügen (s. Kap. 3.3) ist vermutlich auch bei diesem Vorkommen zumindest der Nordrand tektonischer Natur. Demnach sind die Metavulkanite nach NW auf die Bunten Schiefer überschoben und bilden entweder die Basis einer Schuppe mit den im SE folgenden Bunten Schiefen im Hangenden oder Scherkörper einer Überschiebung innerhalb der Taunuskamm-Einheit.

Etwa 500 m nördlich des Bahnhofes von Bingen ragen mehrere Felsklippen aus dem Rhein

(Krausaue), die in der geologischen Karte als „Quarzkeratophyre“ gekennzeichnet sind (WAGNER & MICHELS 1930). Nach Gefüge, Petrographie, Spurenelementchemie und Protolithalter sind die Gesteine mit den sauren Metavulkaniten der Phyllit-Zone vergleichbar (SOMMERMANN et al. 1994). In der streichenden nordöstlichen Verlängerung sind westlich des Bahnhofes von Rüdesheim die gleichen Gesteine nachgewiesen (z.B. DUMONT 1848), heute aufgrund intensiver Verbauung aber nicht mehr zugänglich. Weiter im NE treten in gleicher Position erneut Metarhyolithe zutage (Kaolingrube Geisenheim). Alle Vorkommen sind entlang der Grenze zwischen der Niederwald-Schuppe im NW und der Rochusberg-Schuppe im SE aufgereiht (Bingen-Rüdesheimer Überschiebung, SOMMERMANN et al. 1994). Sie werden als Basis der Rochusberg-Schuppe und somit als Unterlager der Bunten Schiefer angesehen. Eine Vulkanitprobe mit hohem epiklastischen Anteil (vgl. Kap. 3.3) könnte dabei auf einen sedimentären Übergang zu den Bunten Schiefen hindeuten. Aufgrund fehlender Beweise für einen ungestörten Übergang ist aber auch hier eine Interpretation als Scherkörper möglich.

Schließlich tritt in der streichenden südwestlichen Verlängerung auch in der Soonwald-Einheit bei Stromberg ein Metavulkanit („Keratophyr“) vom Typ der Phyllit-Zone auf (MEISL 1970).

3. Strukturanalyse

Dominierendes Strukturelement in der Phyllit-Zone ist eine durchgreifende Hauptfoliation, die bei einem Streichen von 45–60° parallel zum Südrand des Rhenoherynikums verläuft und geometrisch mit der in der Taunuskamm-Einheit korrelierbar ist. Im nordwestlichen Teil der Phyllit-Zone fällt sie steil nach NW, im südöstlichen Teil überwiegend flach bis steil nach SE ein und bildet so einen Schieferungsmeiler, während in der Taunuskamm- und Hintertaunus-Einheit ein Schieferungsfächer ausgebildet ist (Abb. 3; s.a. KUBELLA 1951, STENGER 1961, AN-

DERLE 1976, SAUERLAND 1980, DOUTSOS & PRÜFERT 1986). Die hohe Transparenz der Oberkruste bis zu einer Tiefe von 2–3 s TWT in reflexionsseismischen Profilen des südlichen Rhenoherynikums (z.B. DEKORP 2-S, s. BEHR & HEINRICH 1987) deutet auf überwiegend steilstehende Strukturen auch in größerer Tiefe. Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit stellen teilweise überkippte, NW-vergente Schuppenstapel mit SE-gerichteter stratigraphischer Verjüngung innerhalb der Schuppen dar. Die linearen Gefügeelemente (Faltenachsen, Streckungslineare)

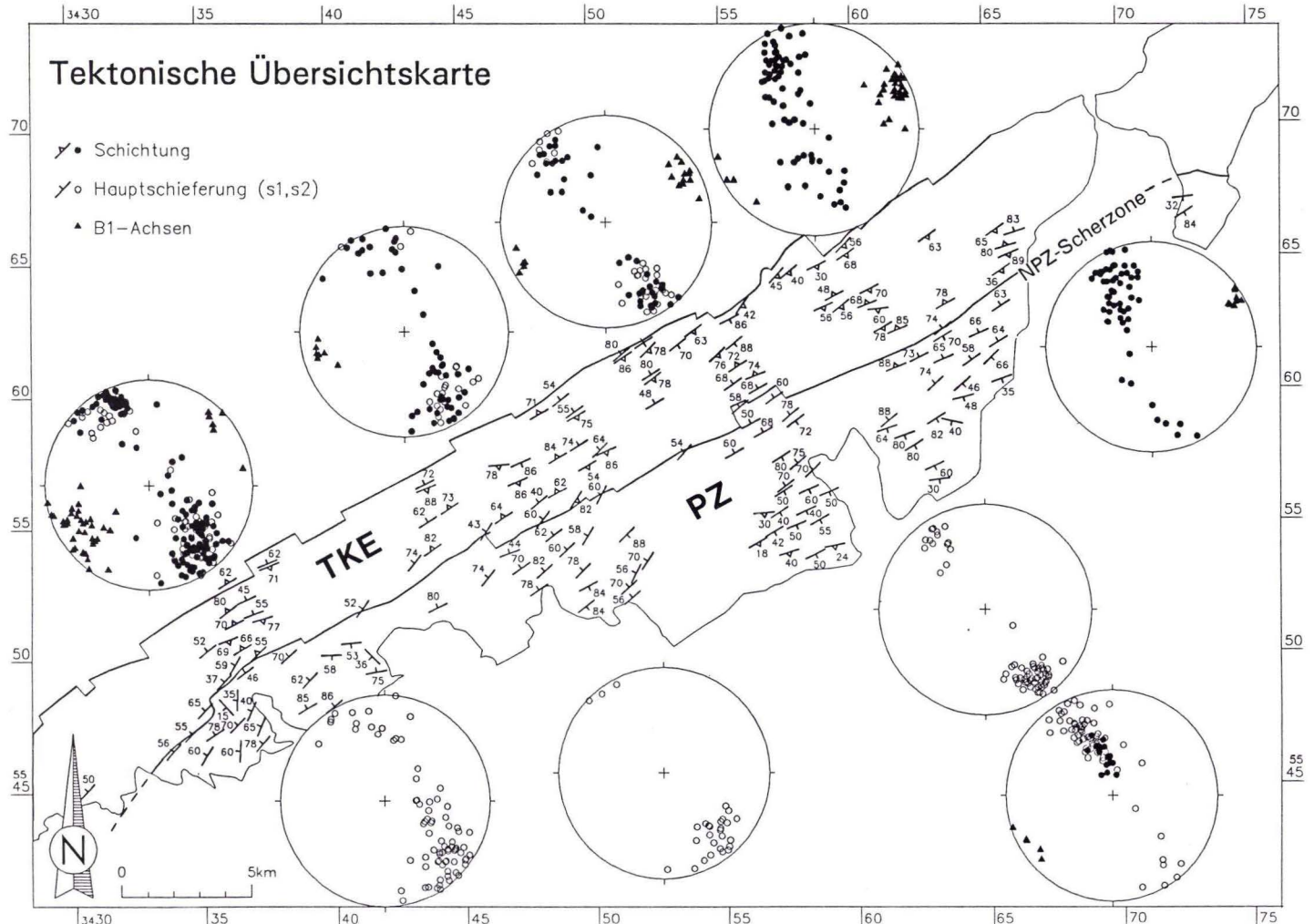


Abb. 3. Lagerung der Hauptdeformationsgefüge in der Phyllit-Zone (PZ) und Taunuskamm-Einheit (TKE). Das mittlere Streichen von ca. 60° ändert sich nur in Bereichen flacher Lagerung und deutlichen Achsenfallens. Entlang der NPZ-Scherzone fällt die Hauptfoliation mit ca. $45\text{--}75^\circ$ nach NW ein, schwenkt nach SE überwiegend in SE-Fallen um und bildet einen „Schieferungsmeiler“. Jedes Symbol repräsentiert den Mittelwert aus mindestens einem Aufschluss.

liegen überwiegend flach und weisen im mittleren Taunus eine Kulmination auf, so daß die Strukturen der Phyllit-Zone nach NE und stärker noch nach SW abtauchen (Abb. 3 und 14; s.a. MICHELS 1926, KUBELA 1951). Dadurch bedingt verschwindet im SW die Phyllit-Zone entlang einer überkippten Grenzfläche unter die Taunuskamm-Einheit, während sie im NE bei normaler Lagerung das tektonische Dach der Taunuskamm-Einheit bildet.

In der Hauptfoliation lassen sich zwei Schieferungsgenerationen unterscheiden. Zusätzlich zu einer ersten, penetrativen Schieferung tritt

lokal eine weitere Schieferung s_2 auf, die progressiv aus s_1 hervorgeht und der gleichen Deformation zugeordnet wird. S_2 kann ein eigenständiges, meßbares Gefügeelement bilden, ist aber i.d.R. makroskopisch nicht klar von s_1 zu trennen und wird zusammen mit s_1 als Hauptfoliation (bisher nur s_1) bezeichnet. Das karbonische Bildungsalter dieser ältesten Schieferung (vgl. Kap. 5.2.1) schließt eine prävariszische Deformation, wie z.B. von CHATTERJEE & PLESSMANN (1958) angenommen, aus. Beide Schieferungen werden von einer Crenulationsschieferung (s_3 , bisher s_2) retrograd überprägt.

3.1 Gefüge der Hauptdeformation (s_1, s_2)

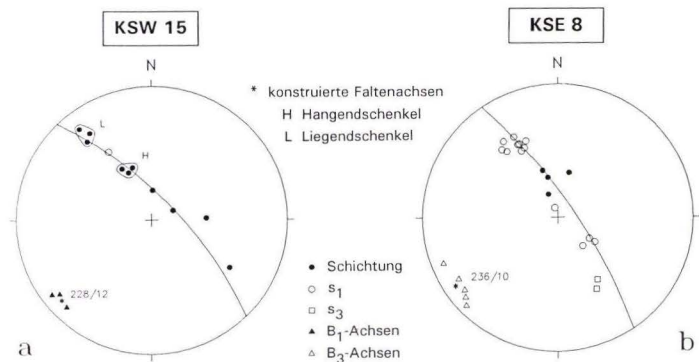
3.1.1 Makrogefüge

Die erste Schieferung bildet die Achsenflächenschieferung enger, primär NW-vergenter Falten mit langen Hangend- (bzw. SE-) und kurzen, oft ausgedünnten oder abgescherten Liegend- (bzw. NW-) Schenkeln (Taf. 3, Fig. 1). Die Faltenscharniere sind stark verdickt, so daß die Falten in kompetenten Lagen als Typ 1C bis 2, in inkompetenten Lagen als Typ 2 bis 3 nach RAMSAY (1967) ausgebildet sind. Die Größe der beobachteten B_1 -Falten liegt im Zentimeter- bis Meterbereich, ihre Öffnungswinkel betragen je nach Lithologie und Mächtigkeit der gefalteten Schicht in dicken Quarzitbänken (mehrere cm bis dm) bis zu 40° (Abb. 4a, 5), während dünne Sandlagen (wenige mm bis cm) isoklinal gefal-

tet sind. Die Öffnungswinkel in den Metasedimenten der Phyllit-Zone von $0-40^\circ$ (ANDERLE 1976: $15-30^\circ$, DOUSOS & PRÜFERT 1986: $10-30^\circ$) sind demnach deutlich kleiner als in der Taunuskamm-Einheit ($30-90^\circ$, ANDERLE 1976). Solche Kleinfalten sind meist abgeschert und nur noch in reliktsicher Form erhalten. Ein Großfaltenbau ist nicht erkennbar.

B_1 -Falten sind selten und wurden makroskopisch nur in der Lorsbacher Schiefer-Folge beobachtet. Dies könnte zum einen auf das geringe Erhaltungspotential in den stark deformierten Einheiten nordwestlich der Lorsbacher Schiefer zurückzuführen sein; zum anderen bietet die gute Materialsonderung in reine Quarzite

Abb. 4. Gefügediagramme aus 2 Aufschlüssen in Quarziten der Lorsbacher Schiefer-Folge im südlichen Bereich der Profiltraverse C. Links eine B_1 -Falte mit einem Öffnungswinkel von ca. 30° , rechts eine B_2 -Falte mit einem typischen Öffnungswinkel von ca. 100° . Der Winkel zwischen Schichtung und erster Schieferung beträgt $20-25^\circ$, die stratigraphische Verjüngung weist nach SE. Beide Faltungen sind ungefähr homoaxial.



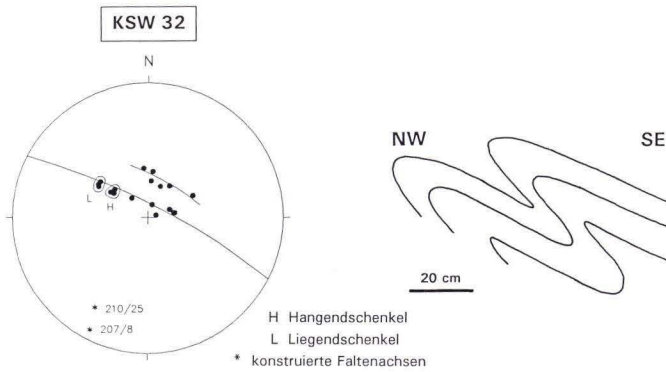


Abb. 5. Gefügediagramm und Skizze von B_1 -Falten in Quarziten der Lorsbacher Schiefer-Folge. Die Falten sind stark NW-vergent mit ausgedünnten Liegendschenkeln und Öffnungswinkeln von 10–15°. Der Faltenpiegel verläuft subhorizontal.

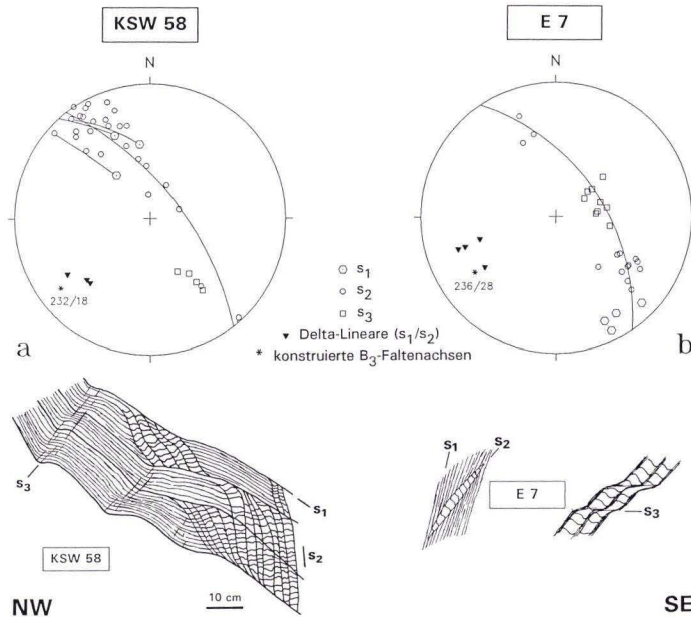


Abb. 6. Gefügediagramme und Skizzen aus 2 Aufschlüssen der Eppsteiner Schiefer-Folge, in denen s_1 und s_2 als eigenständige Gefügeelemente auftreten. Links fällt s_2 mit 38–48° steiler nach SE, rechts mit ca. 30° flacher nach NW ein als die zugehörigen s_1 -Flächen. In beiden Fällen ist das Schnittlinear zwischen s_1 und s_2 etwas steiler nach SW geneigt als die konstruierten B_3 -Achsen.

und Pelitlagen bereits primär eine günstige Voraussetzung für eine Faltung. Außerhalb der Faltencharniere bildet die Schichtung, falls überhaupt erkennbar, sehr kleine Winkel zur ersten Schieferung, je nach Lithologie 0–25°. Aus der Lagerrelation zwischen Schichtung und erster Schieferung ergibt sich stets eine stratigraphische Verjüngung nach SE (Abb. 4b und Taf. 3, Fig. 2), so daß in den SE-fallenden Bereichen normale, in den NW-fallenden Bereichen überkippte Lagerung herrscht. In einigen Metavulkanit-Proben wurde erst im Anschluß ein Mate-

rialwechsel erkennbar, der bereits vor der Deformation vorhanden war (z.B. Schichtung in Tuffen, Taf. 3, Fig. 3). Es ergibt sich immer die o.g. Relation. Selten einzumessende B_1 -Faltenachsen zeigen ein leichtes SW-Abtauchen im mittleren und östlichen Südaunus (s. Abb. 3, 4a). $\delta_{sw/s1}$ -Achsen sind nur in günstigen Ausnahmefällen zu erkennen.

Die zweite Schieferung wurde in verschiedenen Entwicklungsstadien beobachtet. Die Anlage erfolgt im spitzen Winkel zu s_1 unter Ausbildung stark asymmetrischer Mikrofaltens. In der

ac-Ebene (\approx Profilebene) fällt dabei s_2 immer steiler nach SE bzw. flacher nach NW ein als s_1 (Abb. 6, 7). Diese gleichbleibende Lagerrelation ist ein Hinweis auf eine post- s_2 Rotation der NW-fallenden, überkippten Abfolgen. Auch in der bc-Ebene (\approx Kartenaufsicht) bilden beide Schieferungen spitze Winkel zueinander (Taf. 4, Fig. 7). Offenbar sind beide zugehörigen Faltenachsen bzw. δ -Lineare nicht homoaxial. Die eingemessenen und konstruierten δ_{s_1/s_2} -Lineare fallen im regionalen Vergleich etwas steiler nach SW ein als die B_1 - bzw. B_3 -Faltenachsen (Abb. 6). Bei stärkerer Deformation erfolgt innerhalb der s_2 -Schieferungslamellen eine progressive Rotation des älteren Gefüges und s_1 bildet größere Winkel zu s_2 , während außerhalb der Schieferungslamellen die erste Schieferung eine zunehmend parallele Lage zu s_2 einnimmt. Gleichzeitig findet eine Differenzierung in quarzreiche und phyllosilikatreiche Lagen statt. Es entsteht ein makroskopisch sichtbarer, tektonischer Lagenbau parallel zu s_2 und subparallel zu s_1 , in dessen quarzreichen Domänen das s_1 -Phyllosilikatgefüge reliktsch erhalten sein kann (Taf. 3, Fig. 5). In Metapeliten ist der Lagenbau oft so ausgeprägt, daß s_1 -Gefügerelikte wenn überhaupt nur im Dünnschliff zu erkennen sind.

Der gegenüber s_1 größere Abstand der Schieferungsflächen (ca. 0,1 bis mehrere mm) ist dabei nach WEBER (1976) Ausdruck einer höheren Festigkeitsanisotropie der Vorzeichnung (s_1 gegenüber ss). Bislang wurde s_2 nur in Metasedimenten der Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer-Folge beobachtet. In den Metavulkaniten ist

nur eine Hauptschieferung ausgebildet. SACHTLEBEN (1988) beschreibt jedoch auch in den Metaandesiten des Falkensteiner Hains einen reliktschen Lagenbau aus Quarz-/Albit-Lagen und phyllo-/inosilikatreichen Lagen.

In Annäherung an Scherzonen nimmt die Deformation zu und aus der Hauptfoliation ent-

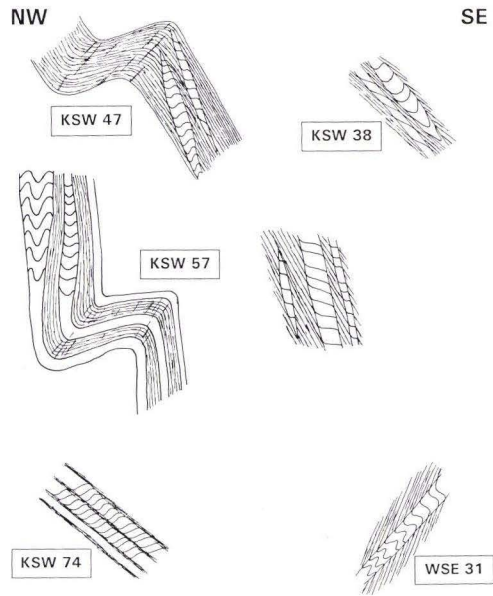
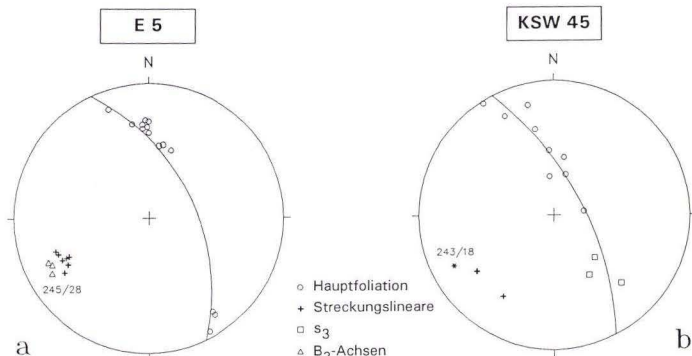


Abb. 7. Schematische Skizzen von s_1/s_2 -Gefügen aus 5 Aufschlüssen. Die Dicke der s_2 -Schieferungslamellen ("microlithons") schwankt etwa zwischen 2 und 10 mm. Die Lagerrelation zwischen s_1 und s_2 ist unabhängig von der Einfallrichtung. Gelegentlich werden beide Schieferungen von B_3 verfaultet.

Abb. 8. Gefügediagramm eines Metarhyoliths im westlichen Taunus (a) und einer metaarkosischen Wacke der Eppsteiner Schiefer-Folge im mittleren Taunus (b). In beiden Aufschlüssen fällt das Streckungslinear geringfügig steiler nach SW ein als das Runzellinear (B_3).



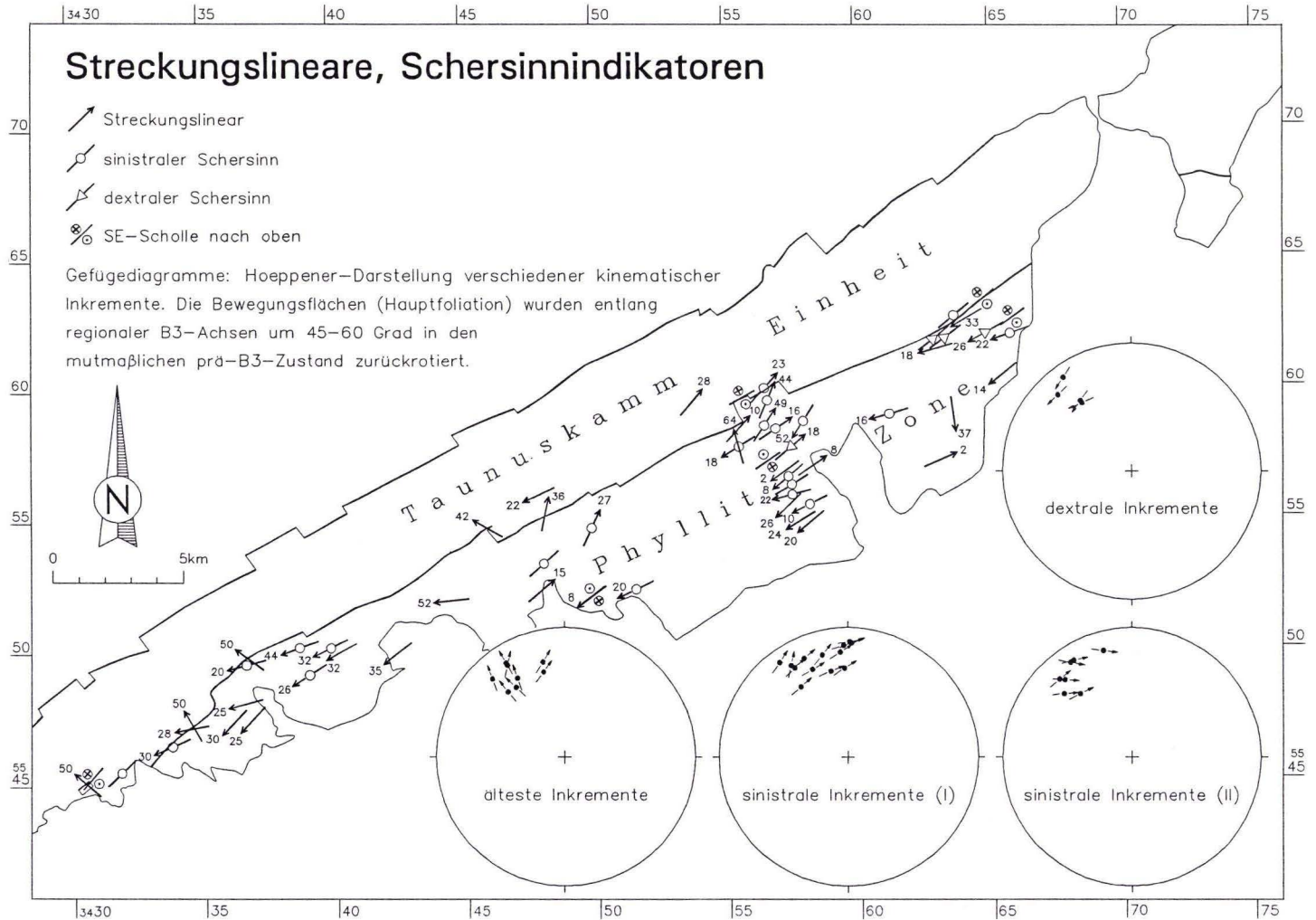


Abb. 9. Streckungslineare und Schersinne. Im östlichen und mittleren Südtauern dominieren flache Streckungslineare, die meistens schwach nach SW einfallen. Nahe der NPZ-Scherzone treten flach bis halbsteil N- bis NE-fallende Lineare auf. Im westlichen Südtauern finden sich durchweg flach bis halbsteil SW-fallende Streckungslineare. Sinistrale Schersinnindikatoren werden gelegentlich von einem jüngeren, dextralen Inkrement unterschiedlich stark überprägt. Reliktisch treten auch Streckungslineare und Schersinnindikatoren auf, die an der NPZ-Scherzone eine ehemals NW- bis N-gerichtete Überschiebung belegen.

wickelt sich eine straffe, mylonitische Foliation (S_{my} , s.a. Taf. 3, Fig. 4). Lineare aus gestreckten Quarz/Feldspat-Aggregaten sind auf der mylonitischen Foliation meist gut entwickelt (Taf. 3, Fig. 6). Auf den normalen Foliationsflächen sind die überwiegend flachliegenden Streckungslineare hingegen kaum von den ebenfalls flachliegenden Runzelachsen der Crenulationsschieferung zu unterscheiden (Abb. 8). Diese Streckungslineare sind ein in der gesamten Phyllit-Zone nachweisbares Gefügeelement und Ausdruck einer durchgreifenden, orogenparallelen Streckung. Schersinnindikatoren (σ -Klaster, Scherbänder) ergeben gelegentlich widersprüchliche Aussagen, über weite Bereiche überwiegen jedoch sinistrale Schersinne, während ausschließlich dextrale auf bestimmte Zonen beschränkt zu sein scheinen (Abb. 9). Vereinzelt treten auch steile Streckungslineare und Schersinnindikatoren (ehemals Top-nach-NW) insbesondere in der Nähe von Scherzonen

als Relikte auf (Taf. 3, Fig. 6) und weisen die orogenparallelen Bewegungen als das jüngere Ereignis aus.

Kinematisch wird die Hauptschieferung ($s_1 + s_2$) als Ausdruck einer NW-gerichteten Faltungs-/Überschiebungstektonik interpretiert. Die erste Schieferung steht in Zusammenhang mit NW-vergenten Falten. Die zweite Schieferung entsteht als neue, steilere Schieferungsfläche bei progressiver Einengung und Rotation von s_1 (vgl. Knetmodell in COSGROVE 1976). Die Gefügerotation innerhalb der s_2 -Lamellen gibt dabei den Schersinn Top-nach-NW an. Scherzonen parallel zur Hauptfoliation zeigen zumindest reliktmäßig die Kinematik einer NW-gerichteten Überschiebung (Taf. 3, Fig. 4). Bei weiterer Deformation erfolgen an den steilgestellten Foliationsflächen Seitenverschiebungen mit unterschiedlicher Kinematik (vgl. Kap. 4.3), die zu einer Streckung der Phyllit-Zone parallel zum Streichen führen.

3.1.2 Mikrogefüge, Deformationsmechanismen

In den **Metasedimenten** und **Metarhyolithen** wird die erste Schieferung durch die Orientierung von deformierten Quarzkörnern und neugebildeten Phyllosilikaten (Hellglimmer, Chlorit, ca. 10–40 μm) abgebildet. Außer in phyllosilikatarmen Lithologien (z.B. Quarziten) werden langgestreckte, quarzreiche Domänen (Einzelkörner oder Aggregate) von eingeregeltten Phyllosilikaten umflossen. Die Phyllosilikate sind verstreut oder können in Fasern oder Lagen angereichert sein. Da die Quarz-Drucklösungsrate an Quarz/Glimmer-Kontakten besonders hoch ist, wird Quarz bevorzugt aus phyllosilikatreicheren Domänen abgeführt und verstärkt den primären Materialwechsel. Das Fehlen anderer unlöslicher Rückstände in den phyllosilikatreicheren Lagen und das Fehlen älterer Gefüge ist dabei ein Hinweis darauf, daß die s_1 -Foliation nicht das Ergebnis der Verfaltung eines älteren tektonischen Flächengefüges mit anschließender selektiver Drucklösung an den Faltenflanken darstellt, wie für die Entste-

hung der zweiten Schieferung angenommen wird (s.u.). Vielmehr handelt es sich hierbei um das erste, prägende Flächengefüge, welches subparallel zur Schichtung angelegt wurde bzw. durch progressive Deformation in eine subparallele Lage zur Schichtung rotierte. In den Druckschattenhöfen der detritischen Altkörner bzw. Phänokristen bilden sich feinkörnige Mineralisationen aus Quarz, Hellglimmer und z.T. auch Chlorit, die nicht immer klar von den teilweise rekristallisierten Quarzdomänen zu trennen sind. Bei starker Streckung vereinigen sich die quarzreichen Domänen und Druckschattenhöfe zu langgestreckten Bändern, was schließlich zu einem mylonitischen Lagenbau führt.

Bei anhaltender rotationaler Verformung kann es zu einer Verfältelung von s_1 und Anlage der zweiten Schieferung kommen. Zunächst setzt an den Flanken der Mikrofallen verstärkt Drucklösung ein, da die Quarz-Drucklösungsrate am Kontakt Quarz/Hellglimmer bei einem Kräfteansatz normal zur (001)-Basisfläche der

Hellglimmer am größten ist (GRAY 1979, GRAY & DURNEY 1979). Dabei kommt es zur passiven Einregelung der s_1 -Phyllosilikate subparallel zu s_2 . Eine neue Generation von Phyllosilikaten in einem Winkel zur s_1 oder Rekristallisation in einer neuen Lage parallel zu s_2 wurde nicht beobachtet. Vermutlich befinden sich die s_1 -Phyllosilikate wegen des kleinen Winkels zu s_2 noch in einer stabilen Lage und wachsen in gleicher Orientierung weiter. In diesem Stadium ist s_2 als Runzelschieferung oder „crenulation cleavage“ ausgebildet (Taf. 4, Fig. 1). Andauernde Quarz-Drucklösung an den Flanken und -Abscheidung im Scheitelbereich führt zu einer Differenzierung in quarzarme oder -freie Lagen (Anreicherung von Hellglimmer, Chlorit, Stilpnomelan, Schwermineralen und Erzphasen) und extrem quarzangereicherten Lagen, in denen reliktsche Phyllosilikate s_1 nachzeichnen können. Der so entstehende tektonische Lagenbau ist vom Typ „differentiated crenulation cleavage“ (Taf. 4, Fig. 2, s.a. GRAY & DURNEY 1979) und läßt sich anhand der Anreicherung unlöslicher Phasen entlang der Schieferungsflächen und der strengen chemischen Differenzierung von der ersten Schieferung auch bei deren völliger Überprägung mikroskopisch unterscheiden.

In Metapeliten treten innerhalb der Schieferungslamellen linsenförmige Phyllosilikatblasten auf, die mit ihrer Basisfläche bevorzugt quer zu den Schieferungsflächen orientiert sind. Es handelt sich entweder um Chlorit oder um epitaktische Verwachsungen von Chlorit und Hellglimmer. Ihre durchschnittliche Größe in Richtung der Hauptfoliation beträgt etwa 50–250 μm , an der Grenze zur Taunuskamm-Einheit werden auch bis ca. 500 μm erreicht (z.B. Aufschlüsse KNW 2, WSE 2). Die Phyllosilikatblasten greifen nicht über die Schieferungsflächen hinweg, werden aber gelegentlich an diesen aufgeblättert oder verbogen und sind daher als synkinematische Bildungen aufzufassen.

Das rheologische Verhalten wird in den quarzreichen Lithologien im wesentlichen durch die Drucklösung und plastische Verformung von Quarz gesteuert. Im Zuge der plastischen Deformation erfolgte eine dynamische Erholung und

Rekristallisation, die zu einer mehr oder weniger starken Formregelung parallel zur Hauptschieferung führte. Eine kristallographische Regelung wurde mit Hilfe eines Kompensators qualitativ nachgewiesen. Von einer durchgreifenden Rekristallisation sind im wesentlichen die kleineren Matrixquarze betroffen, während größere detritische Körner (Sandfraktion) bzw. Phänokristen im matrixgestützten Kornverband häufig nur randlich oder entlang diskreter Scherzonen rekristallisieren (Taf. 8, Fig. 2). Die Korngröße des Rekristallitates liegt meist zwischen 20 und 40 μm , in Myloniten zwischen 5 und 20 μm . Stark erholte Gefüge mit Gleichgewichts-Quarzkorngrenzen und sekundärer Quarz-Rekristallisation zeigen, daß die Hauptdeformation noch vor dem Unterschreiten der Temperatur für statische Quarzrekristallisation (ca. 300 °C) beendet war (Taf. 4, Fig. 3). In den getemperten Gefügen erreicht Quarz Korngrößen bis ca. 100 μm .

In den **Metaandesiten** wird die Hauptfoliation durch die Orientierung von neugebildetem Mg-Riebeckit (60–800 μm), Aktinolith (40–300 μm), Hellglimmer und Chlorit (je 10–40 μm) in der Grundmasse und den Druckschattenhöfen wiedergegeben. Einsprenglinge (Plagioklas, Hornblende, Pyroxen) bzw. deren Abbauprodukte werden von den Ino- und Phyllosilikaten umflossen, so daß sich ein anastomosierendes Schieferungsgefüge ausbilden kann. Bei starker Deformation (z.B. in Scherzonennähe) kann es vorkommen, daß ehemalige Einsprenglinge vollkommen umgewandelt und nicht mehr von der metamorphen Grundmasse unterscheidbar sind. Mg-Riebeckit tritt meist nur als Relikt auf und wird von Aktinolith überwachsen (Taf. 7, Fig. 7) oder wächst als Winchit und schließlich als Aktinolith weiter. Das Wachstum von Aktinolith und Stilpnomelan erfolgt auch quer zur Foliation und hat offenbar die Hauptdeformation überdauert (Taf. 4, Fig. 4). In der Hauptfoliationsebene bilden die Orientierungen von Mg-Riebeckit und Aktinolith z.T. unterschiedliche Streckungsinkremente ab (s. Kap. 4.2). In einer Spätphase der Hauptdeformation tritt auch Turmalin als Mineralisation in Druckschattenhöfen neugebildeter Erzkörner auf.

Ein tektonischer Lagenbau kommt in den Metaandesiten unter normalen Bedingungen nicht vor oder ist nur schwach ausgeprägt, da durch den geringen Quarzgehalt Drucklösung in geringerem Umfang stattfindet und keine nennenswerte chemische Differenzierung hervorruft. Gelegentlich sind parallel zur Hauptfoliation diskrete Drucklösungssäume aus Phyllosilikaten, Aktinolith und Erzphasen ausgebildet, die Kornformen ehemaliger Einsprenglinge nachzeichnen können. Bei gebänderten Varietäten (Metatuffe oder -tuffite) wird ein Farbwechsel z.B. durch unterschiedliche Gehalte an Erzphasen oder Phyllosilikaten verursacht und kann als schieferungsparallele Schichtung interpretiert werden. Ein ausgeprägter, eindeutig tektonischer Lagenbau tritt in den Metaandesiten nur in Scherzonennähe auf und wurde bislang in Scherkörpern der NPZ-Scherzone und in Metaandesit-Myloniten der Rossert-Scherzone (s. Kap. 3.2.3) beobachtet, der durch eine Differenzierung in albitreiche (feinkörniges Rekristallinat) und erzreiche Lagen hervorgerufen wird.

In einigen, sehr kompetenten Metaandesiten kann eine kristallplastische Deformation völlig fehlen, so z.B. in einem „Keratophyr“ des Hauburgsteins (Aufschluß HG 1). In diesen quarzarmen und äußerst gering deformierten Gesteinen ist Feldspatdrucklösung der einzig erkennbare Deformationsmechanismus von Bedeutung. Anastomosierende Drucklösungssäume aus Erzphasen, eingeregelter Hellglimmer und Stülpnomelan bilden die Hauptschieferung ab und kappen auch Plagioklas-Phänokristen, während sonst Hellglimmer und Feldspäte regellos verteilt sind (Taf. 4, Fig. 5). Bevorzugt an den Drucklösungssäumen erfolgt die Bildung metamorpher Minerale wie Stülpnomelan, Epidot oder Zoisit und deutet auf verstärkte Fluidzirkulation entlang der Säume.

Das Verformungsverhalten der Feldspat-Einsprenglinge ist im wesentlichen durch Druckverzwillingung, Knickung und Kataklase entlang bevorzugter Kristallflächen gekennzeichnet. In der Matrix der Metaandesite sowie randlich und entlang diskreter Scherzonen einiger Plagioklas-Phänokristen ist außerdem ein feinkörniges

Pflastergefüge aus Albit (in den Metarhyolithen Alkalifeldspat) zu beobachten, das insbesondere in der Nähe mylonitischer Scherzonen eine kristallographische Regelung aufweisen kann (Taf. 4, Fig. 6). Bei undulösen Plagioklasen (kontinuierliche und diskontinuierliche Undulosität) kommt es zunächst zur Bildung von Subkörnern, die durch progressive Subkornrotation unter Bildung von Großwinkelkorngrenzen zu spannungsfreien Albitkörnern (10–20 μm) werden. Die neugebildeten Körner besitzen keine scharfen Korngrenzen, sondern bilden eine schmale Übergangszone zum Mutterkorn. Oft läßt sich anhand der Zwillingslamellen das Altkorn noch identifizieren. Gleichzeitig findet eine Änderung der chemischen Zusammensetzung statt: während die Altkörner An-Gehalte von ca. 20–30 % aufweisen (vgl. 2.1), handelt es sich bei den neugebildeten Körnern um reinen Albit (Ab_{99-100}). Ein reduzierter An-Gehalt in feinkörnigem Feldspatrekristallinat höherer Temperaturer Scherzonen wurde z.B. von BROWN et al. (1980) und HANMER (1982) in Zusammenhang mit dynamischer und straininduzierter Rekristallisation unter Beteiligung einer fluiden Phase beschrieben. Im allgemeinen erfolgt Feldspatrekristallisation erst oberhalb von ca. 450–500 °C (VOLL 1976). Möglicherweise ist neben der im deformierten Korn gespeicherten Versetzungsenergie die chemische Energie bei der Umwandlung von Plagioklas zu Albit eine zusätzliche treibende Kraft, die eine kristallplastische Deformation und Rekristallisation von Feldspat bereits bei niedrigen Temperaturen (< 330 °C) ermöglicht. Da es dabei zur Bildung einer neuen Phase kommt, ist der Begriff Rekristallisation im engeren Sinne nicht zutreffend.

SHELLEY (1989) beschreibt in niedriggradigen Schiefen nach Form und Kristallographie geregelte Albitkörner und führt die Regelung auf Wachstumsanisotropie zurück. In SHELLEY (1986, s.a. darin zitierte Literatur) werden weitere Mechanismen aufgeführt, die ohne kristallplastische Verformung zu einer kristallographischen Regelung führen, z.B. die aktive (durch Neukristallisation) oder passive Einregelung länglicher oder plattiger Minerale in einer

fließenden Matrix, oder das orientierte Wachstum in einem existierenden Anisotropiegefüge z.B. durch epitaktisches Aufwachsen. Demgegenüber erfolgte hier die Regelung offenbar durch kristallplastische Deformation mit synkinematischer Erholung, die mit einer feinkörnigen Neukristallisation von Albit aus Plagioklas unter nichthydrostatischen Spannungsbedingungen verbunden ist und zu einer kristallographischen Vorzugsorientierung führt. Das gleiche Phänomen, nämlich eine feinkörnige (5–10 µm) Rekristallisation von Plagioklas (An_{18–25}) und Orthoklas bei gleichzeitiger Umwandlung in Albit, wird von ALLISON et al. (1979) in einem gleichfalls niedriggradigen (200–300 °C) Mylonit beschrieben. Dort wird die Verringerung der freien Enthalpie infolge der Umwandlung in Albit (als die stabilere Phase), trotz Erhöhung der Oberflächenenergie durch Kornverkleinerung,

als der dominierende Faktor für Rekristallisation und superplastisches Fließen verantwortlich gemacht. Die nötige Mobilität der Elemente wird durch strainunterstützte Diffusion ermöglicht. Insgesamt ist der Prozeß im wesentlichen isochemisch und isovolumetrisch abgelaufen. Demgegenüber wird im vorliegenden Fall die Albitisierung auf den Eintrag Na-reicher Fluide zurückgeführt (VOLLBRECHT, frdl. mündl. Mitt.).

Durch die feinkörnige Rekristallisation von Albit wird die Festigkeit des Gesteins herabgesetzt (reaktionsunterstützte Duktilität) und außerdem die Wirksamkeit Korngrößenabhängiger Deformationsmechanismen erhöht, so daß die Metaandesite auch deutlich unterhalb der Fließgrenze von Plagioklas in vielen Fällen eine ähnlich starke Deformation aufweisen wie die quarzreichen Gesteine.

3.2 Scherzonen

Innerhalb und am Nordrand der Phyllit-Zone wurden an mehreren Stellen duktile Scherzonen eindeutig nachgewiesen, die sich anhand mylonitischer Lesesteine oder lithostratigraphischer Diskontinuitäten z.T. über größere Erstreckung verfolgen lassen. Wegen ihrer Orientierung parallel zur Hauptfoliation und vergleichbarer Deformationsbedingungen werden sie der Hauptdeformation zugeordnet. Im folgenden werden der Verlauf, die Mikrogefüge und die Kinematik

von sechs identifizierten Scherzonen dargestellt. Nicht aufgeführt sind zwei Scherzonen innerhalb der Eppsteiner Schiefer-Folge zwischen Rauenthal und Forsthaus „Rausch“ (Rauenthaler Scherzone, s. SCHÄFER 1993) sowie nördlich von Wiesbaden-Bierstadt (Bohrung BK 9006, s. Tab. 1b, Anhang A), an denen offensichtlich keine größeren vertikalen Versätze stattgefunden haben und die bei der Profilkonstruktion (Kap. 8) nicht berücksichtigt wurden.

3.2.1 NPZ-Scherzone

Die bedeutendste Scherzone bildet die Grenze zur Taunuskamm-Einheit (Phyllitzone- oder NPZ-Scherzone). Sie ist durch eine abwechslungsreiche Bewegungsgeschichte und eine z.T. mélangartige Ausbildung gekennzeichnet. Der Begriff „Mélange“ wird hier zunächst rein deskriptiv verwendet. Nach der Definition von RAYMOND (1984) ist eine Mélange, sedimentär oder tektonisch, durch folgende Kriterien gekennzeichnet:

- Fragmente jeder Größe, exotisch oder nicht, sind in einer feinkörnigeren Matrix eingebettet
- keine Kontinuität lithologischer Kontakte
- kartierbar im Maßstab 1:24 000 oder kleiner

Die NPZ-Scherzone erfüllt lokal diese Kriterien. Argumente für einen tektonischen Ursprung der Mélange werden in den folgenden Beschreibungen geliefert. An drei Stellen ist die Mélangezone nahezu komplett aufgeschlossen, die

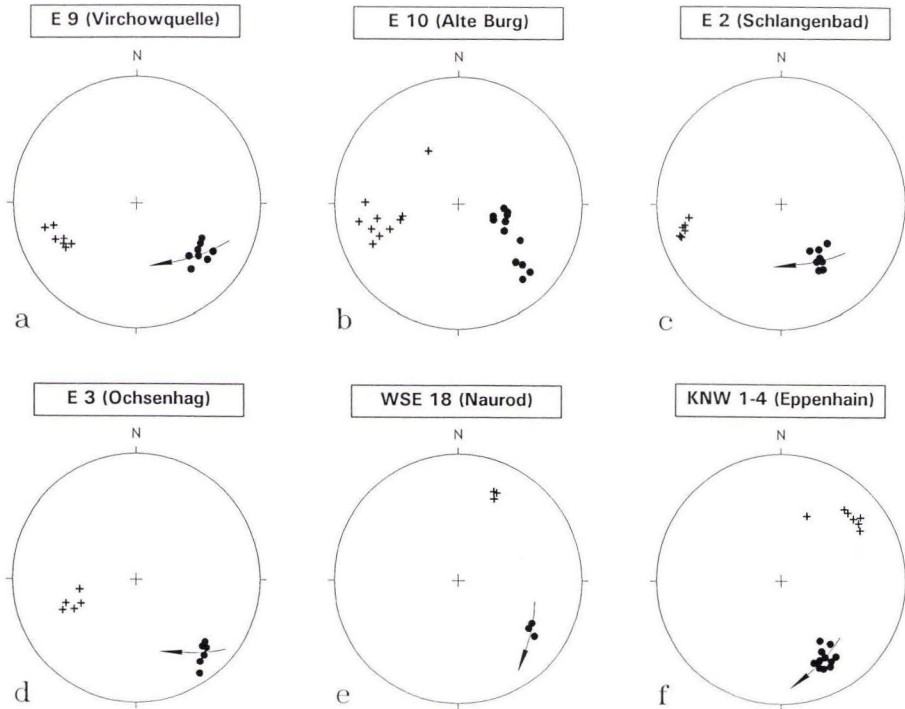


Abb. 10. Mylonitische Foliation (•), Streckungslineare (+) und Bewegungsrichtung der Hangendeinheit von 6 Aufschlüssen aus dem Bereich der NPZ- und der Rambach-Nauroder Scherzone (e). Für den westlichen Taunus (a–d) ergibt sich infolge heute SW-fallender Streckungslineare die Kinematik einer sinistralen Schrägabschiebung an den überkippten Foliationsflächen, während im mittleren Taunus (e,f) bei heute NE-fallenden Streckungslinearen eine sinistral schrägaufschiebende Bewegung dokumentiert ist. Das SW-Fallen der Streckungslineare ist überwiegend auf das generelle SW-Abtauchen der Phyllit-Zone im Westtaunus zurückzuführen.

wegen ihrer Bedeutung im einzelnen beschrieben werden. Außerdem sind stark mylonitische, nicht-koaxiale Gefüge in Aufschlüssen unmittelbar nördlich (im Gedinne der Taunuskamm-Einheit) bzw. südlich der Grenze (in den Meta-vulkaniten) Hinweise auf größere Verschiebungen entlang dieser Zone, z.B. an der Virchowquelle (E 9), bei Georgenborn (E 3), im Rambachtal (WSE 2), bei Naurod (WSE 13, s.a. ANDERLE & KIRNBAUER 1993) und in Falkenstein (KNE 13, KNE 14).

Alte-Burg-Mélange

In der Gemarkung „Alte Burg“ nordwestlich von Eltville treten in mehreren Aufschlüssen (S 1, S 2, S 3, S 12, S 13) mylonitische Metarhyolithe und tektonisch gebänderte und zerrissene,

grünliche Metapelite der Eppsteiner Schieferfolge sowie ein mylonitischer Metaandesit (Aufschluß S 1) auf. Die Kontakte zwischen den einzelnen Lithologien sind, falls aufgeschlossen, mylonitisch (z.B. S 2). Da ferner diese Wechselfolge in weniger tektonisch überprägten Gebieten keine Entsprechung findet, wird sie als tektonische Mélange interpretiert, die ausschließlich Komponenten aus der Phyllit-Zone enthält. Ein exotisches Kersantit-Vorkommen innerhalb der Mélange (Aufschluß S 3) ist praktisch undeformiert und stellt einen postkinematischen Gang dar. Kersantit-Gänge auf dem nördlich anschließenden Blatt Bad Schwalbach sind nach SAUERLAND (1980) auch jünger als die Crenulationsschieferung (dort s₂). Die Gesamtmächtigkeit der Mélangezone beträgt ca. 330 m,

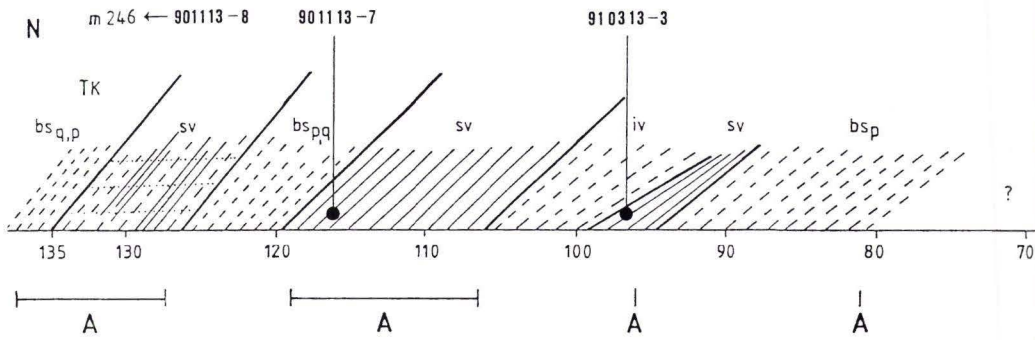


Abb. 11. Übersichtsprofil der Schlagenbader Mélange entlang der B 260. Der rasche Wechsel von Gesteinen der Phyllit-Zone (saure und intermediäre Metavulkanite) und der Taunuskamm-Einheit (Pelite und Quarzite der Bunten Schiefer) sowie mylonitische und kataklastische Gefüge belegen eine intensive, tektonische Verschuppung an der NPZ-Scherzone. Weiter im Norden befindet sich bei m 175–177 innerhalb der Bunten Schiefer ein Kalkphyllit-Vorkommen unbekanntes Alters. Probenahmepunkte für Mikrogefügeuntersuchungen und K/Ar-Datierungen (s. Kap. 5) sind eingetragen.

wobei die Grenze zur Taunuskamm-Einheit in einem Taleinschnitt, der durch eine Mineralquelle gekennzeichnet ist, vermutet wird. Eine ausführlichere Beschreibung der Mélange gibt SCHÄFER (1993).

Auf der mit 30–55° nach NW bis WNW einfallenden, mylonitischen Foliation finden sich neben flach (20–35°) nach W bis SW einfallenden Streckungslinearen vereinzelt auch Lineare, die in Fallrichtung orientiert sind (Aufschluß S 2, s.a. Abb. 10b). Diese werden wegen ihrer Seltenheit als Relikte angesehen, obwohl klare Überschneidungskriterien fehlen. Eine Analyse des Schersinns liefert keine oder widersprüchliche Ergebnisse. Demgegenüber zeigt ein mylonitischer Metarhyolith in der streichenden südwestlichen Verlängerung an der Virchowquelle (Aufschluß E 9) bei gleicher Gefügeorientierung einen eindeutig sinistralen, schrägabschiebenden Schersinn parallel zum Streckungslinear (Abb. 10a).

Schlagenbader Mélange

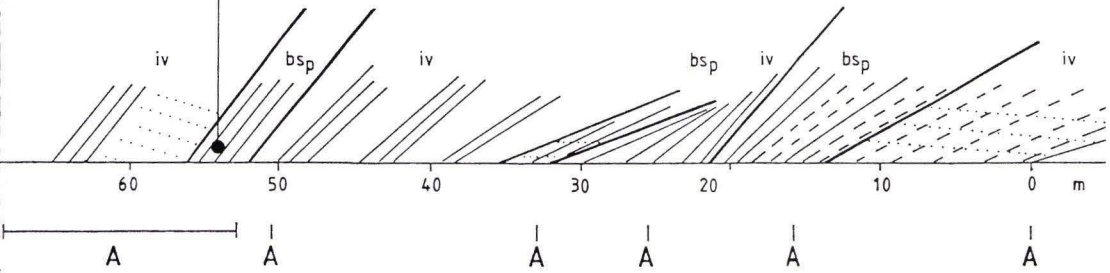
Die Schlagenbader Mélange ist an einem Straßenprofil der B 260 südlich von Schlagenbad (R 34 36 470, H 55 49 630 bis R 34 36 485, H 55 49 770) in großen Teilen aufgeschlossen und wurde während der Bauphase von ANDERLE & MEISL (unpubl.) sowie von SCHÄFER (1993) und KÄFER (1994) im Detail aufgenommen (Abb. 11).

Sie wird aus unterschiedlich mächtigen, stark deformierten Scherkörpern aus sauren und intermediären Metavulkaniten der Phyllit-Zone sowie Peliten und Quarziten vermutlich aus den Bunten Schiefen der Taunuskamm-Einheit aufgebaut, deren Kontakte in den meisten Fällen stark zerschert und mylonitisiert sind und als tektonisch angesehen werden müssen. Lithologische Grenzen lassen sich, teilweise bereits im Aufschlußbereich sichtbar, nicht über längere Distanzen verfolgen. Einzige exotische Komponente ist eine am Nordrand der Mélange auftretende Wechselfolge von bräunlich-grauen, mylonitischen Kalkphylliten (mehrere cm bis wenige dm) und bläulich-grauen, silbrig glänzenden Metapeliten. Dieses nur wenige Meter mächtige Vorkommen ist mit vermutlich tektonischem Kontakt innerhalb der Bunten Schiefer eingeschaltet. Die Zuordnung entweder zur Taunuskamm-Einheit oder zur Phyllit-Zone sowie das Alter des Kalkphyllits sind nicht belegt. Da die Bildung der Mélange frühzeitig während der Überschiebungsphase („in sequence“) erfolgte (s.u.), sind die Kalkphyllite wahrscheinlich gleichalt oder älter als die Bunten Schiefer.

Die Metarhyolithe sind durch progressive dynamische Quarzrekristallisation überwiegend zu feinkörnigen (10–20 μm), gebänderten Myloniten mit deutlichem Streckungslinear umge-

90 1113-6

S



Rechts- und Hochwerte der Profildpunkte:

Punkt 0 R 34 36 470; H 55 49 630

Punkt 135: R 34 36 485; H 55 49 770

Profil streicht 0° (N-S), durchschnittliche

Fallrichtung der Foliation s_1 ist 320°.

Frauke Schäfer, 1993

bsq Bunte Schiefer, quarzitisch

bsp Bunte Schiefer, pelitisch

sv Saure Metavulkanite

iv Intermediäre Metavulkanite

TK Taunuskamminheit

A Aufschluß

— Tektonischer Kontakt

— Mylonitischer Lagenbau

--- Hauptschieferung

... Crenulationsschieferung

wandelt (Taf. 3, Fig. 6 und Taf. 5, Fig. 1). Duktile Faltenstrukturen der mylonitischen Foliation, häufig mit Faltenachsen parallel zum Streckungslinear, sind mit Falten generationen außerhalb der Scherzone nicht korrelierbar. Entweder handelt es sich um Internfalten infolge stark rotationaler Verformung, deren Achsen passiv in Streckungsrichtung einrotierten, oder um konstruktionalen Falten mit parallel zum Streckungslinear angelegten Faltenachsen. Teilweise albitisierte oder serizitisierte Plagioklas-Einsprenglinge sowie gestreckte und z.T. zu Bändern ausgezogene, rekrystallisierte Quarzdomänen sind einzige Hinweise auf das ehemalige porphyrische Gefüge. Linsige Akkumulationen von feinkörnigem Hellglimmer sind möglicherweise vollständig serizitisierte und gestreckte, ehemalige Kalifeldspäte. In dünnen Lagen angereicherte Erzphasen mit viel Hämatit können makroskopisch eine rötliche bis violette Färbung hervorrufen.

Die intermediären Metavulkanite der Schlangenbader Mélange sind überwiegend grau-violett und feinkörnig. Die violette Färbung wird durch feinverteilten Hämatit hervorgerufen, der als metamorphes Reaktionsprodukt, möglicherweise infolge starker Durchbewegung, vermehrt auftritt. Einsprenglinge sind nicht mehr erkennbar und wahrscheinlich völlig umgewandelt

(Taf. 5, Fig. 3). Die Deformation führte teilweise zu einer feinen, mylonitischen Bänderung und ist mit einer feinkörnigen Albit-Rekristallisation verknüpft (vgl. Kap. 3.1.2).

Neben diesen duktilen existieren auch kataklastische Schergefüge, in denen Linsen aus intermediären und z.T. auch sauren Metavulkaniten in einer helleren, geschieferten andesitischen Matrix eingebettet sind (Taf. 5, Fig. 4). Alle Komponenten wurden nachträglich gemeinsam deformiert, so daß das kataklastische Gefüge einer frühen Phase der Deformation zuzuordnen ist.

Bei den Sedimenten handelt es sich um rötlich-violette, silbrig glänzende Pelite und bläuliche bis hellgraue Quarzite, die zumindest teilweise im ungestörten Verband auftreten und zu den Bunten Schiefen der Taunuskamm-Einheit gestellt werden. Die Pelite zeigen ein zerrissenes, mylonitisches Gefüge aus quarzreichen Linsen und Lagen in einer zerscherten Phyllosilikat-Matrix und fühlen sich oft seifig an. Auch die Quarzite sind stark deformiert und können hellbeige Quarzmylonite bilden, die mit den Metarhyolith-Myloniten leicht zu verwechseln sind.

Die Mächtigkeit der Schlangenbader Mélange beträgt mindestens 140 m, wobei stark deformierte Metaandesite südlich (Aufschluß E 1) und mylonitische Bunte Schiefer nördlich der Scher-

zone (Aufschluß X 1) nicht mitgerechnet werden. Die Streckungslineare auf der mit ca. 40–50° nach NW einfallenden, mylonitischen Foliation fallen flach (ca. 20°) nach WSW ein (Abb. 10c). Auch hier ist der Schersinn in den Myloniten zunächst widersprüchlich. Eine genaue Analyse der häufig symmetrischen Druckschattenhöfe bzw. deren konkaven Einbuchtungen (vgl. SIMPSON & SCHMID 1983) ergibt eine sinistrale Scherung in Zusammenhang mit dem plastischen Fließen. Nach Bildung der mylonitischen Foliation wurde das Gefüge noch von einem dextralen Inkrement überprägt. Ausdruck der späteren, dextralen Scherung sind z.B. geschleppte Druckschattenhöfe an nachträglich rotierten Klasten, Scherfalten, Scherbänder, sowie entlang der Hellglimmerlagen dextral versetzte, späte Quarzgänge (Taf. 5, Fig. 2) - Gefüge, die eine bereits vorhandene Foliation voraussetzen.

Ochsenhag-Mylonit

In der NE-Verlängerung der Schlangenbader Mélange sind in einem ehemaligen Steinbruch südöstlich Georgenborn (am „Ochsenhag“) dunkelgraue, splittrig-harte und extrem feinkörnige Gesteine aufgeschlossen (Aufschluß E 3). In der Literatur wird das Vorkommen bislang als kompakte Metarhyolith-Varietät („Felsokeratophyr“) dargestellt. Nach Mikrogefügeanalysen handelt es sich jedoch um einen Ultramylonit, der durch dynamische Rekristallisation eine Kornverkleinerung bis etwa 5–10 µm erfahren hat (Taf. 4, Fig. 6). In der feinkörnigen Matrix aus Quarz, Kalifeldspat, Hellglimmer und Albit sind nur noch wenige Plagioklase reliktsch erhalten. Der hohe Anteil an Kalifeldspat in der Matrix (Orthoklas mit geringer Ab-Komponente, vgl. Tab. 9e, Anhang A, Probe 910313-4, und Abb. 59) deutet auf einen sauren Vulkanit als Ausgangsgestein. Synkinematische Quarzgänge sind grobkörniger (ca. 40 µm) und zeigen equilibrierte Quarzkornengrenzen. Die feine, mylonitische Bänderung zeigt stellenweise eine duktile Faltung mit Faltenachsen parallel zum Streckungslinear, welches halbsteil nach WSW einfällt (Abb. 10d). Asymmetrisch angeordnete

Plagioklasleisten ergeben auf der steil NW-fallenden, mylonitischen Foliation einen sinistral schrägabschiebenden Schersinn.

Eppenhainer Mélange

Im Wald unterhalb der Straße zwischen Eppenhain und Ruppertshain sind Gesteine der Eppenhainer Mélange als Felsklippen aufgeschlossen (Abb. 12). Zwischen stark deformierten Metaandesiten im Süden (Aufschlüsse KNW 1 und KNW 57) und mylonitischen Bunten Schiefen im Norden (Aufschluß KNW 4) treten im Wechsel mit Metaandesiten zwei ca. 2–5 m mächtige, hellgraue quarzitisches Linsen, die wegen ihres Feldspat-Gehaltes von ca. 10–15 % als Metasubarkosen zu bezeichnen sind (Proben 901112-3 und 901112-5,6,7), sowie graugrüne Wacken und grüne Metapelite der Eppsteiner Schiefer-Folge auf (Probe 901112-4). Ihre Erstreckung im Streichen beträgt weniger als 50 m. Die detritischen Quarzkörner sind überwiegend dynamisch rekristallisiert, das Quarzkorngefüge in den Subarkosen ist insgesamt aber stark equilibriert mit geraden Korngrenzen, 120°-Tripelpunkten und sekundärer Rekristallisation. Das stark boudinierte und linsig zerscherzte Hauptfoliationsgefüge und die intensive Verquarzung suggerieren einen tektonischen Kontakt zu den angrenzenden Metaandesiten, so daß die Linsen wahrscheinlich Scherkörper als Teil einer tektonischen Mélange darstellen. Am Nordrand der Mélange leitet ein Mylonit aus Bunten Schiefen in die Taunuskamm-Einheit über (Aufschluß KNW 4; s.a. Taf. 5, Fig. 5). Die mylonitische Foliation fällt mit etwa 50–70° nach NW ein und zeigt ein schwaches, flach NE-fallendes Streckungslinear (Abb. 10f). Asymmetrische Druckschattenhöfe und Scherbänder ergeben hier übereinstimmend einen sinistralen Schersinn mit rückaufschiebender Bewegungskomponente an (Taf. 5, Fig. 6). Das feinkörnige (20–40 µm) und sehr feinkörnige (ca. 10 µm) Quarzrekristallit weist überwiegend gerade Quarzkornengrenzen auf, wurde aber im Gegensatz zu den Quarzit-Scherkörpern (s.o.) nicht längere Zeit unter statischen Bedingungen getempert.

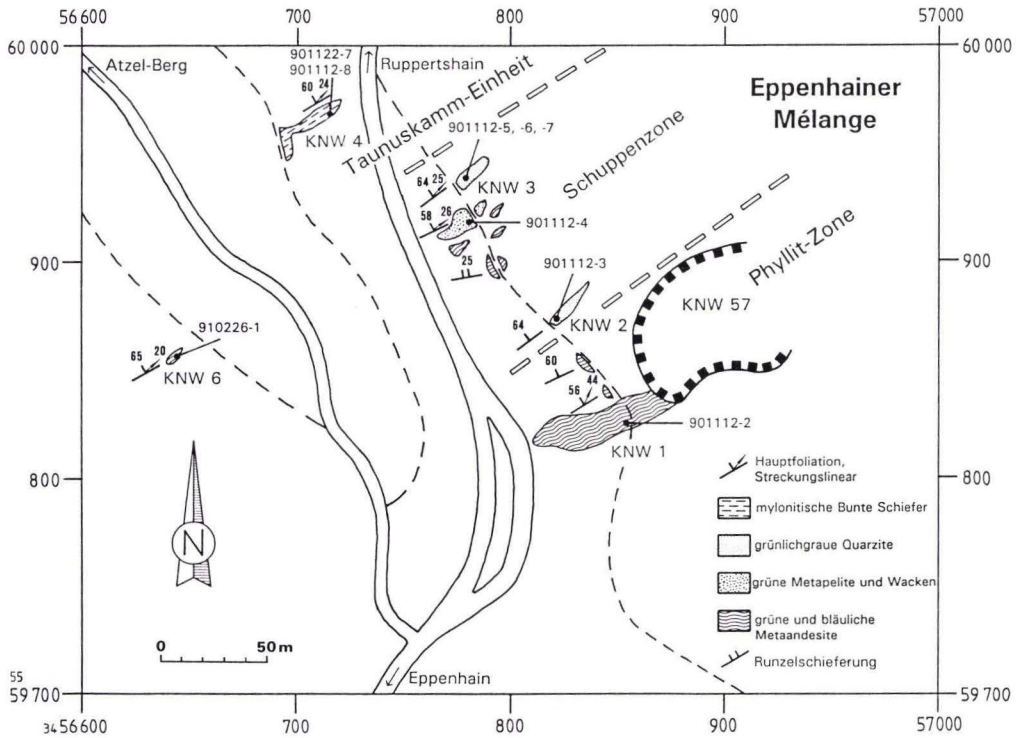


Abb. 12. Detailskizze der Eppenhainer Mélange. Zwischen stark deformierten Metaandesiten der Phyllit-Zone (Aufschluß KNW 1) und mylonitischen Bunten Schiefen der Taunuskamm-Einheit (KNW 4) treten mehrere Linsen aus Quarziten und metaarkosischen Wacken mit Metapeliten auf (KNW 2,3), die vermutlich der hangenden Eppesteiner Schiefer-Folge entstammen und tektonisch in die NPZ-Scherzone eingeschuppt wurden. Probenahmepunkte für Mikrogefügeuntersuchungen und K/Ar-Datierungen (s. Kap. 5) sind eingetragen

Insgesamt stellt sich die NPZ-Scherzone heute als duktile, sinistrale Seitenverschiebung dar, die von einem dextralen Scherinkrement unterschiedlich stark überprägt wurde. Im östlichen Taunus (Bereich Königstein/Falkenstein) dominieren in der Nähe der NPZ-Scherzone dextrale Schersinne. Die Art der Schersinnindikatoren (überwiegend Scherbänder und nachträglich rotierte Klasten) lassen aber auch hier auf eine

jüngere, allerdings stärkere Überprägung vermuten. Die Bildung der Mélange mit der Ansammlung von Komponenten aus unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus muß dagegen früher erfolgt sein. Die Orientierung einiger steiler Streckungslineare und reliktsche Schersinnindikatoren deuten dabei auf eine ehemals nordgerichtete, schiefe Überschiebung mit sinistraler Bewegungskomponente.

3.2.2 Rambach–Nauroder Scherzone

Südlich von Naurod-Erbsenacker sind an der SE-Wand eines ehemaligen Basaltsteinbruchs hellbeige, auf den Foliationsflächen auch grünliche und rötliche Metarhyolith-Mylonite aufge-

schlossen (Aufschluß WSE 18). Sie bilden die SE-Begrenzung eines schmalen Metapelit-Zuges innerhalb der Metarhyolithe (vgl. Abb. 24) und verschwinden nach SE unter Bedeckung. Loka-

le Metaandesit-Vorkommen im Grenzbereich zwischen Metapeliten und -rhyolithen (s. Detailkarte in ANDERLE & KIRNBAUER 1995) suggerieren auch hier eine mélangartige Ausbildung der Scherzone. Eine straffe, mylonitische Bänderung mit einem ausgeprägten Streckungslinear (Taf. 3, Fig. 6), eine durchgreifende, dynamische Quarzrekristallisation sowie asymmetrische Druckschattenhöfe (Taf. 5, Fig. 8) sind Ausdruck einer intensiven, nicht-koaxialen Deformation. Bei steilem NW-Fallen der Foliation und flach NE-fallendem Streckungslinear ergeben σ -Klasten einen einheitlich sinistralen Schersinn mit rückaufschiebender Komponente (Abb. 10e). In einem Anschnitt senkrecht zum Streckungslinear wurde ein asymmetrischer Quarzboudin beobachtet, der außerdem einen nach NW abschiebenden Schersinn als älteres Bewegungsinkrement anzeigt (Taf. 3, Fig. 6).

In der nordöstlichen streichenden Verlängerung der Scherzone treten ca. 500 m südlich des Sportplatzes von Naurod Metarhyolith-Mylonite als Lesesteine auf. In der südwestlichen Fortsetzung waren in einer Baugrube im südlichen Teil von Wiesbaden-Rambach (Aufschluß WSE 34) vorübergehend rötliche Metapelit-Mylonite aufgeschlossen - wiederum als Einschaltung innerhalb der Metarhyolithen (Abb. 13 und Taf. 5, Fig. 7). Die Metapelit-Mylonite (Probe 920730-2) zeigen einen z.T. isoklinal verfalteten, älteren Lagerbau und eine extreme Differenzierung in fast reine, zerscherte Phyllosilikatlagen und überwiegend linsenförmige Quarzdomänen (Taf. 4, Fig. 3). Das Quarzkorngefüge ist wie auch in den angrenzenden mylonitischen Metarhyolithen (Probe 920730-1) stark equilibriert, so daß die Mylonitisierung noch vor Unterschreiten der 300°-Isotherme beendet war. In beiden Proben geben σ -Klasten, in dem Metapelit-Mylonit auch Scherbänder, klar einen sinistralen Schersinn an. Die gleiche Kinematik zeigt auch der Nauroder Mylonit in der streichenden, nordöstlichen Verlängerung, so daß beide zu einer „Rambach-Nauroder Scherzone“ verbunden werden. Der als Relikt erhaltene, ab-

schiebende Schersinn an den überkippten, NW-fallenden Foliationsflächen sowie das Auftreten von Metaandesit-Scherkörpern könnten als Hinweise auf eine Anlage der Scherzone als NW-gerichtete Überschiebung verstanden werden, welche die Metapelite im Hangenden der Metavulkanite abschneidet und zu einer Wiederholung der Metavulkanit-Serie führt. Desgleichen finden sich in Metarhyolithen unmittelbar südlich eines Metasediment-Zuges südlich des Speierskopfes (Aufschluß WSW 17) σ -Klasten mit aufschiebenden Schersinn bei steil SE-fallender Hauptfoliation, die eine Überschiebung der Metarhyolithen nach NW auf die Metasedimente suggerieren. Im Grenzbereich finden sich außerdem Lesesteine von Metapeliten mit zerissenem Hauptschieferungsgefüge. Diese postulierte Überschiebung wird als südwestliche Fortsetzung der Rambach-Nauroder Scherzone diskutiert (s. Kap. 8.3.2).

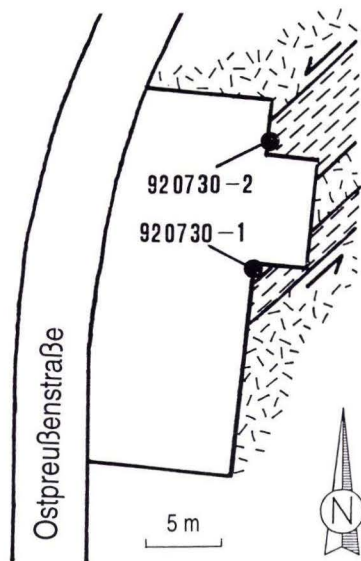


Abb. 13. Skizze eines temporären Aufschlusses in einer Baugrube im südlichen Teil von Wiesbaden-Rambach. Die beiden Metapelitvorkommen innerhalb der Metarhyolithen zeigen deutlich mylonitische Gefüge und sinistrale Schersinne und werden als Teil der Rambach-Nauroder Scherzone angesehen.

3.2.3 Rossert-Scherzone

Innerhalb des Metavulkanit-Zuges wurde im Bereich der Profiltraverse 3 eine weitere mylonitische Scherzone identifiziert. Südlich des Hainkopfes ist ein hellgrauer bis hellgrünlicher Mylonit aus einem sauren bis intermediären Metavulkanit aufgeschlossen (Aufschluß KNW 37), der bezüglich seines Gefüges, des flach NE-fallenden Streckungslinears und des eindeutig sinistralen Schersinns mit dem Nauroder Mylonit (vgl. 3.2.2) vergleichbar ist. Am Süd- und Osthang des Rossert markieren Metaandesit-Mylonite in der Lesesteindecke sowie stark deformierte, geringmächtige Metapelite unmittelbar nördlich davon die nordöstliche Fortsetzung der Scherzone, für die der Name „Rossert-Scherzo-

ne“ eingeführt wird. In den Metaandesit-Myloniten besteht der mylonitische Lagenbau aus erzeichen und albitreichen Lagen, in denen durch Rekristallisation eine Kornverkleinerung bis etwa 10–30 μm erfolgte. Entlang der Rossert-Scherzone findet außerdem eine abrupte Änderung der Einfallrichtung statt. Nördlich der Scherzone fallen die Hauptfoliationsflächen mit ca. 75° nach NW ein, während sie südlich davon mit etwa dem gleichen Winkel nach SE einfallen (s. Abb. 26). Dies deutet auf einen kumulierten Abrißwinkel von 30° z.B. im Bereich einer ehemaligen, rotierten Rampe in der Hangendscholle oder auf eine Scherzonenaktivität noch nach Anlage der Hauptschieferung.

3.2.4 Eppsteiner Scherzone

Am südlichen Ortsausgang von Eppstein sind in einem Straßenprofil u.a. gebänderte Metapelite-Mylonite aufgeschlossen (Aufschluß KSW 96; s.a. STENGER 1961, RÜPPEL 1983, ANDERLE et al. 1990). Der mylonitische Lagenbau wird durch helle, 1–2 mm dicke, quarzreiche Lagen und Linsen und dunkle, opaksubstanz- und phyllosilikatreiche Partien hervorgerufen. Die überwiegend dynamisch rekristallisierten Quarzkörner (20–40 μm) zeigen noch nicht vollständig erholte Gefüge mit noch deutlicher Undulosität und Subkörnern. In der Foliationsebene lassen Druckschattenhöfe und Streckungsfasern eine dominante Streckung parallel zum Streichen erkennen. Obwohl Schersinnindikatoren fehlen, wird eine sinistrale Scherung vermutet, da unmittelbar südlich der Scherzone (Aufschluß KSW 22) wie in der gesamten Region überhaupt ausschließlich sinistrale Schersinnindikatoren bei flach SW-fallenden Streckungslinearen zu finden sind (Abb. 9). In der ac-Ebene (\approx Profilebene) wurden außerdem asymmetrische Quarzboudins beobachtet, die bei einer mit etwa 50° nach SE einfallenden Foliation einen nach NW aufschiebenden Schersinn anzeigen.

Die Mylonite begrenzen nach Süden ein

schmales Vorkommen schwarzgrauer Metapelite der Lorsbacher Schiefer-Folge, welche kontinuierlich aus grünen Metapeliten der Eppsteiner Schiefer-Folge weiter nördlich hervorgehen. Südlich der Scherzone treten wieder grüne Metapelite und -arkosische Wacken der Eppsteiner Schiefer-Folge auf, die offenbar auf die Lorsbacher Schiefer überschoben wurden (s. Abb. 26). Nach SW wird die Scherzone an einer jungen Abschiebung an der Westflanke des Schwarzbachtals abgeschnitten. Ihre Fortsetzung nach NE läßt sich an der gegenüberliegenden Talflanke anhand mylonitischer Lesesteine bis an den Nordhang des Staufens (Quelle!) verfolgen (s.a. STENGER 1961). Die Südgrenze der Lorsbacher Schiefer, die am Nordhang des Staufens bis ca. 300 m breit austreichen, ist dort nicht exakt identisch mit dem anhand mylonitischer Lesesteine kartierten Verlauf der Scherzone (s. Abb. 26). Dies könnte eine Verzweigung der Scherzone darstellen, deren beiden Äste nach NE konvergieren.

Weiter im NE ist im Liederbachtal eine ähnliche Situation anzutreffen (s. Abb. 28). Die Grenze zwischen Metasedimenten der Lorsbacher Schiefer-Folge und den südlich anschließenden

Eppsteiner Schiefen ist unmittelbar nördlich des Aufschlusses KNE 39 durch mylonitische Metapelite in der Lesesteindecke markiert und stellt die Fortsetzung der Eppsteiner Scherzone dar. Neben parallelen treten reliktsch auch senkrecht zum Runzellinear orientierte Streck-

ungslineare auf. Sie sind Hinweise auf ältere Bewegungen senkrecht zum Streichen. Jenseits der Emsbach-Rombachtal-Querstörung läßt sich die Scherzone nicht mehr nachweisen, ist dort aber möglicherweise identisch mit der Mammolshainer Scherzone.

3.2.5 Mammolshainer Scherzone

Die Mammolshainer Scherzone bildet den Nordrand des südlichen Metavulkanit-Zuges im Bereich der Profiltraverse 4 (s. Abb. 28). Ihre Existenz begründet sich einzig auf der Basis lithostratigraphischer und tektonischer Überlegungen. Scherzonengesteine im Aufschluß oder als Lesestein wurden in dem größtenteils tiefgründig verwittertem Gebiet bislang nicht nachgewiesen. Für die Wiederholung der Metavulkanite wird eine frühe Überschiebungstektonik als Ursache angenommen, wie z.B. für die Rambach-Nauroder Scherzone in vergleichbarer Position auch nachgewiesen wurde (s. 3.2.2). Der Verlauf der Überschiebung quer zu den Schicht-

grenzen wird dabei auf eine laterale Rampe im Untergrund zurückgeführt.

Eine sedimentäre Einschaltung der Metavulkanite ist unwahrscheinlich, da zum einen innerhalb der Eppsteiner Schiefer-Folge Metavulkanite in dieser Mächtigkeit nicht bekannt sind, zum anderen der Nordrand des Metavulkanit-Zuges schief zu sämtlichen sedimentären Grenzen verläuft. Eine Wiederholung durch Großfaltung scheidet ebenfalls aus, da unter anderem auch in den Metasedimenten unmittelbar nördlich der Metavulkanite SE-gerichtete Verjüngung nachgewiesen wurde (Aufschluß KNE 24).

3.2.6 Martinthaler Scherzone

Die Martinthaler Scherzone läßt sich zwischen dem Walluftal am nördlichen Ortsausgang von Martinthal und dem Süzbachtal im SW anhand duktil gestreckter oder spröde zerrissener Metapelite-Myonite in der Lesesteindecke verfolgen (SCHÄFER 1993). Sie bildet die Grenze zwischen Gesteinen der Lorsbacher Schiefer-Folge im NW und der Eppsteiner Schiefer-Folge im SE (s. Abb. 22). Dies ist mit der geologischen Situation an der Eppsteiner Scherzone vergleichbar (vgl. 3.2.4). Obwohl die ungefähr den Runzelachsen parallelen Streckungslineare eine Blattverschiebungskinetik anzeigen, wird auch für den Ursprung der Martinthaler Scherzone eine Überschiebung der Eppsteiner Schiefer nach NW auf die jüngeren Lorsbacher Schiefer angenommen. Im Bereich der Scherzone tre-

ten am Südhang der Bubenhäuser Höhe Lesesteine intermediärer Metavulkanite innerhalb der Lorsbacher Schiefer auf. Trotz unbekannter Verbandsverhältnisse wird das Vorkommen als Scherkörper interpretiert, da diese Gesteine sonst als Einschaltung in der Lorsbacher Schiefer-Folge nicht vorkommen.

Nach SW verschwindet die Scherzone unter tertiären Deckschichten. Im NE sind jenseits der Tertiärbedeckung am Birkenkopf weder die Martinthaler Scherzone noch die Lorsbacher Schiefer, deren Ausstrichbreite nach NE kontinuierlich abnimmt, nachzuweisen. Dennoch wird eine Fortsetzung der Scherzone, an der sich hier beidseitig Gesteine der Eppsteiner Schiefer-Folge gegenüberstehen, unmittelbar nördlich des Aufschlusses E 4 vermutet.

3.3 Gefüge der Metarhyolithe in der Taunuskamm-Einheit

Goldsteintal

Die Mylonite von WSW 12 sind bis auf wenige Plagioklas-Einsprenglinge vollständig rekristallisiert, was in der Matrix aus Alkalifeldspat, Quarz und Hellglimmer zu einer Kornverkleinerung bis ca. 5–20 μm führte. Rekristallisierte Quarzkörner sind größer (bis 40 μm) und zeigen ein stärker erholtetes Gefüge als das Feldspat-Rekristallinat, das noch starke Undulosität und zahlreiche Subkörner aufweist. Bemerkenswert ist das Fehlen einer mylonitischen Bänderung und einer Regelung des Rekristallisats sowie die geringe Streckung der Quarzkörner bei gleichzeitig hohem Grad der Rekristallisation. Dies könnte ein Hinweis auf superplastisches Fließen sein, bei dem bei bereits reduzierter Korngröße durch Korngrenzgleiten weitere Deformation ermöglicht wird, ohne zu einer weiteren Regelung oder Streckung der Körner zu führen.

Auf der mit ca. 80° nach Norden einfallenden, mylonitischen Foliation ist ein Streckungslinear sichtbar, welches halbsteil nach WNW einfällt. In Analogie zu Myloniten mit vergleichbaren Gefügen und bekanntem Schersinn (z.B. Ochsenhag-Mylonit, s. 3.2.1) wird auch hier die Kinematik einer ehemals nordgerichteten Schrägaufschiebung mit sinistraler Komponente angenommen.

Hallgarten

Wenige, bis ca. 3 mm große, gering deformierte Quarz-Phänokristen schwimmen in einer Matrix kleiner ($\approx 100 \mu\text{m}$), stark gestreckter Quarzkörner und Hellglimmer, die in langen Fasern angereichert sein können. Das Quarzkorngefüge ist von dynamischer Erholung geprägt und zeigt stark suturierte Korngrenzen und zahlreiche Subkörner, aber nur schwache Anzeichen einer Rekristallisation. Insgesamt sind die Deformationsgefüge als niedriger temperiert anzusehen als in der Phyllit-Zone und eher mit Gefügen der Taunuskamm-Einheit vergleichbar. Das Streckungslinear verläuft parallel zum Einfallen der Foliation ($\approx 50^\circ$ NW), was

auch durch hohe Verformungswerte in der xz-Ebene, die hier etwa mit der Profilebene identisch ist, zum Ausdruck kommt (vgl. Kap. 4.1). Scherbänder ergeben einen nach NW abschiebenden Schersinn parallel zum Streckungslinear, was primär einer Überschiebung nach NW entspricht.

Rüdesheim/Krausaue

In einer der untersuchten Proben (westlich Bahnhof Rüdesheim, Probe 7295, Hessisches Landesamt für Bodenforschung) besteht die Grundmasse aus feinkörnigem Kalifeldspat-Rekristallinat (10–20 μm , mit unscharfen Korngrenzen, Subkörner?) und wenigen unregelmäßig Hellglimmern (4–8 μm). Der hohe Kalifeldspat- und niedrige Quarzanteil in dem nach Spurenelementanalysen als rhyodazitisch charakterisiertem Vulkanit (MEISL 1990) und die unregelmäßig Hellglimmer sind vermutlich auf nachträgliche, metasomatische Veränderungen zurückzuführen (s.a. SOMMERMANN et al. 1994). Die Plagioklas-Phänokristen (bis 5 mm) sind überwiegend serizitisiert oder albitisiert und die Altkörner stark undulös und z.T. in Subkörner zerfallen. Die etwas kleineren Quarzphänokristen zeigen kristallplastische oder spröde Deformationserscheinungen (starke Undulosität, Deformationsbänder, quarzgefüllte Risse) ohne Anzeichen einer Rekristallisation. Der Verlauf der Schieferung wird durch Hellglimmerfasern und Drucklösungssäume angedeutet. In einer anderen Probe aus dem gleichen Bereich (Nr. 30.450/2, Hessisches Landesamt für Bodenforschung) treten eckige Bruchstücke dieses Vulkanits in einer sedimentären Grundmasse auf. Diese besteht aus schwach gerundeten Quarzkörnern (40–200 μm) im matrixgestütztem Verband, wenigen detritischen Hellglimmern (bis $>100 \mu\text{m}$) und einer feinkörnigen Quarz/Hellglimmer-Matrix. Beide Proben zeigen nur geringe Deformation, obwohl in unmittelbarer Nähe eine Überschiebung verläuft. Die Quarzkorngefüge weisen dabei auf ähnliche Deformationsbedingungen wie in der Taunuskamm-Einheit hin.

Nach den Deformationsgefügen sind die Metarhyolithe und (Ultra-)Mylonite des Goldsteintals noch eindeutig der Phyllit-Zone zuzuordnen. Die Nordgrenze dieses Vorkommens wäre demnach identisch mit der NPZ-Scherzone. Folglich würden die Grauen Phyllite südlich davon tektonisch ebenfalls zur Phyllit-Zone gehören. Demgegenüber deuten die Gefüge der Metarhyolithe bei Hallgarten und Rüdesheim (Krausaue) auf eine tektonische Zugehörigkeit

zur Taunuskamm-Einheit. Als Konsequenz würden:

- im Norden der Phyllit-Zone Graue Phyllite den Metavulkaniten auflagern.
- zumindest in der südlichen Taunuskamm-Einheit Metavulkanite das Unterlager der Bunten Schiefer darstellen.

Dies weist auf eine paläogeographische Nähe beider Einheiten hin.

3.4 Gefüge der Crenulation (s3)

3.4.1 Makrogefüge

In der gesamten Phyllit-Zone ist die Hauptfoliation mehr oder weniger stark gefaltet. Das Einfallen der zugehörigen Runzel- oder Crenulationsschieferung (s_3 in großen Teilen der Phyllit-Zone, s_2 in der Taunuskamm-Einheit) ist im mittleren und östlichen Südaunus mit etwa 20 bis 60° nach NW bis NNW relativ konstant, geht nach Westen in Westfallen über und erreicht im SW der Phyllit-Zone ein Einfallen mit etwa den gleichen Werten nach SW (s. Abb. 14). An wenigen Stellen tritt auch flaches SE-Fallen auf (z.B. Aufschlüsse KSE 10, KSW 9, WSE 29, WSE 31, WSE 43). Hierbei handelt es sich um ein weiteres Schieferungsgefüge, das aufgrund fehlender oder widersprüchlicher Überschneidungskriterien gleichgültig zu sein scheint und als konjugierte Flächenschar zu s_3 angesehen wird (s_{3b} , s. Taf. 6, Fig. 1). Die Crenulationsschieferung greift ohne Änderung ihrer Lage oder Intensität nach Norden auf die Taunuskamm-Einheit über und ist auch in den begrenzenden Myloniten zu finden.

Die Intensität der bereichsweise penetrativen Schieferung ist stark orts- und lithologieabhängig. „Serizitgneise“ und Metapelite sowie Gesteine mit intensivem Lagenbau sind vom mm- bis in den m-Bereich stark crenuliert und gefältelt, während „Felsokeratophyre“ und phyllosilikatarme Metasedimente nur geringe oder keine Crenulation aufweisen. Eine besonders intensive Fältelung läßt sich dort feststellen, wo sich das regionale Einfallen der Hauptfoliation (bzw. des B_2 -Faltenspiegels) von steil NW zu halbsteil

SE ändert (vgl. Abb. 3). Es liegt nahe, die Ursache für das regionale Umschwenken der Hauptfoliation mit der Crenulation in Zusammenhang zu bringen.

S_3 verläuft parallel zu den Achsenflächen offener bis enger, meist asymmetrischer, SE-vergenger Falten, die je nach Dicke der gefalteten Schichten mit Wellenlängen zwischen ca. 0,1 mm (Phyllite) und 10 m (Metaandesite) in jeder Größe vorkommen (s.a. ANDERLE 1976, DOUTSOS & PRÜFERT 1986). Im Profil (ac-Ebene, Blickrichtung NE) zeigen die Falten bis auf wenige Ausnahmen durchweg s-Geometrie wobei im NW der Phyllit-Zone die stärksten (Längenverhältnis der Faltschenkel bis 4:1), im SE die schwächsten Asymmetrien (2:1 bis 1:1) zu verzeichnen sind.

Die Öffnungswinkel liegen am häufigsten zwischen 80° und 110°, können aber insbesondere in Scharnieren übergeordneter Falten bis auf etwa 30° zurückgehen (Abb. 15). Der Faltenstil wechselt je nach rheologischem Kontrast und Mächtigkeitsverhältnis der kompetenten und inkompetenten Lagen zwischen harmonischen Chevronfalten (in Bereichen mit dünner, gleichmäßiger Bänderung) und völlig disharmonischen Falten (einzelne Quarzlagen in phyllosilikatreichen Partien). Auch der Faltungsmechanismus variiert zwischen reiner Biegegleitung /-scherung und Schieferung mit Scharnierversicherung (Taf. 6, Fig. 3) und erzeugt in kompetenten Lagen Falten vom Typ 1B bis 1C nach

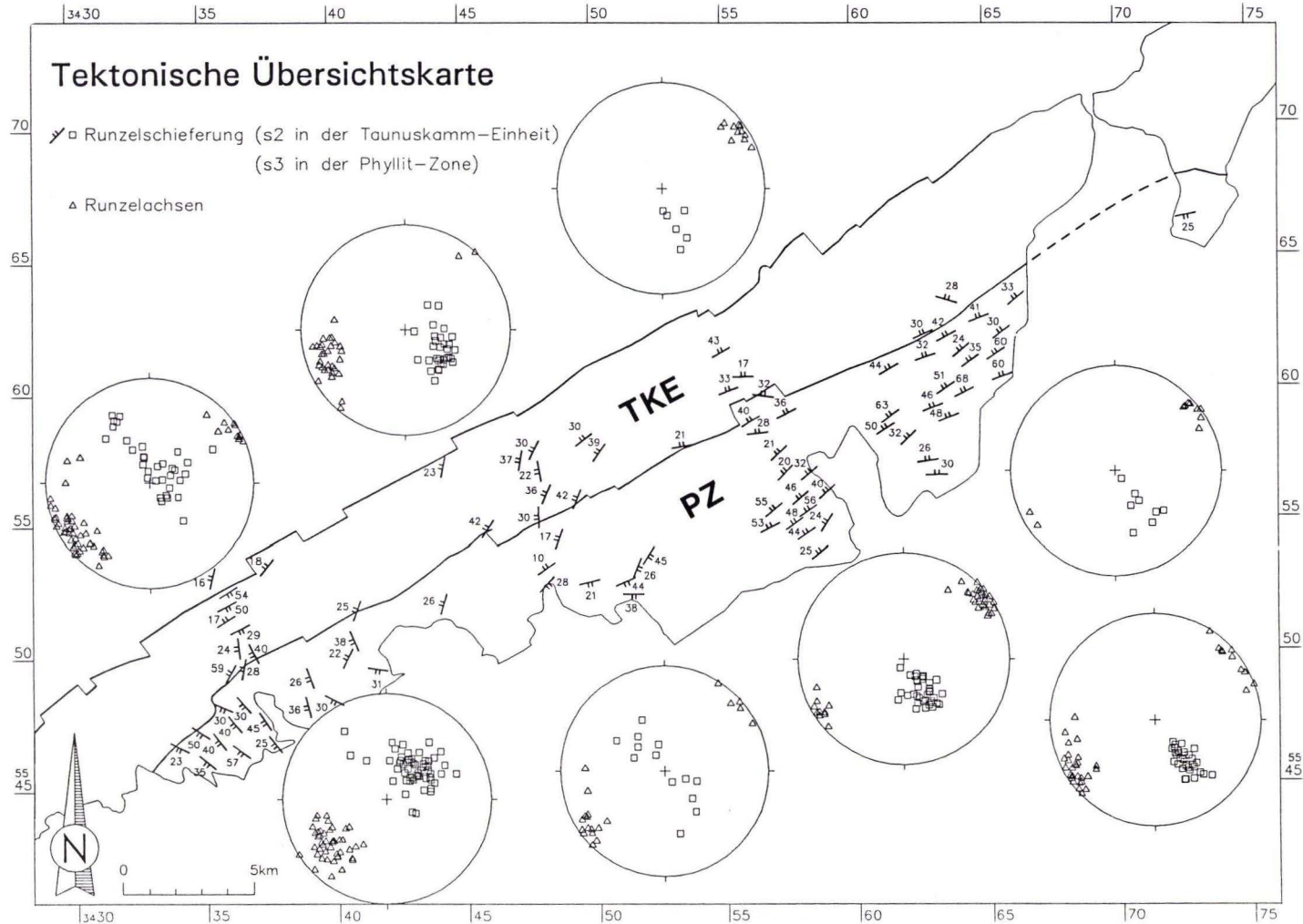


Abb. 14. Übersichtskarte der Crenulationsgefüge. Die Runzelschieferung (s_2) fällt über weite Teile des Südtanuns flach bis halbsteil nach NW ein und biegt nach SW allmählich in SW-Fallen um. In der gleichen Richtung fallen auch die Runzelachsen (wie auch die Streckungslineare) zunehmend nach SW ein, so daß das SW-Abtauchen der Phyllit-Zone als ein post- s_2 Ereignis angesehen werden kann. Bei den nach SE einfallenden s_2 -Flächen handelt es sich um die nur dort stärker ausgeprägte, konjugierte Flächenschar.

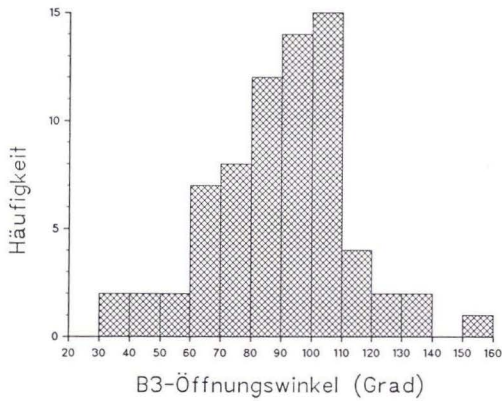


Abb. 15. Histogramm der Öffnungswinkel von B_3 -Falten. Winkel zwischen 80 und 110° treten am häufigsten auf, während Winkel von 30–60° vornehmlich in Faltenkernen zu finden sind

RAMSAY (1967). Als Achsenflächenschieferung bildet s_3 überwiegend stumpfe Winkel zur Hauptfoliation (nach WEBER (1976) erfolgt die Anlage von Faltenachsenflächen senkrecht zu den Anisotropieflächen). S_3 kann insbesondere an den langen Schenkeln asymmetrischer Falten auch als Mikroscherfläche mit nach SE rückaufschiebenden Schersinn fungieren und schließt dann meist kleinere Winkel mit der Hauptfoliation ein. Eine in bezug zur Hauptfolia-

tion spitzwinklige (als Scherfläche) und eine stumpfwinklige (als Faltenachsenfläche) Schar können auch gemeinsam vorkommen und gehen z.T. ineinander über. Treten zwei Schieferungen als konjugiertes Flächenpaar auf, so zeigen beide Scherflächen aufschiebenden Schersinn (in bezug auf geographische Koordinaten). Bei steilstehender Hauptfoliation ist dies gleichbedeutend mit einer vertikalen Streckung der Foliation.

Die relative Verkürzung in der ac-Ebene in Richtung der Hauptfoliation wurde an einigen B_3 -gefalteten Proben und Aufschlüssen gemessen (zum Verfahren s. Abb. 36) und beträgt am häufigsten zwischen 10 und 20 %, selten bis 30 %. Diese auf Linienlängen basierenden Verkürzungswerte stellen nur Minimalwerte dar, da zum einen keine schichtinterne Verkürzung berücksichtigt werden kann und zum anderen durch Drucklösung in den Schieferungsflächen zusätzliche Verkürzung aufgenommen wird. Bei GRAY (1979) beträgt der Anteil der Verkürzung durch Drucklösung („pressure solution shortening“) ungefähr $\frac{1}{4}$ der Gesamtverkürzung von 50–60 %. Bei der Gegenüberstellung der Verkürzung mit den Einfallswinkeln der Hauptfoliation (Abb. 16a) und der Crenulationschieferung (Abb. 16b) ergeben sich signifikante

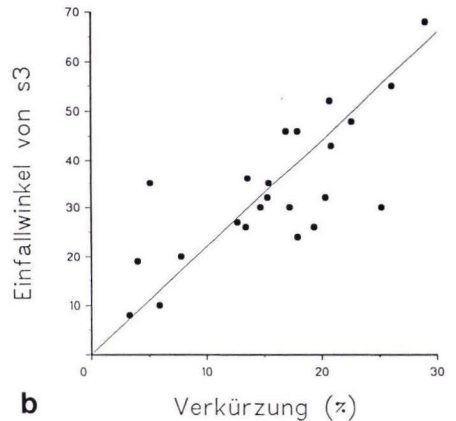
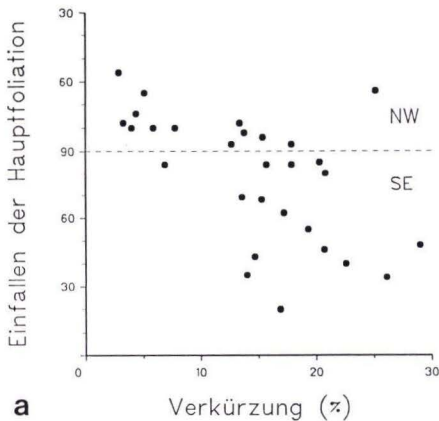


Abb. 16. Gegenüberstellung der relativen B_3 -Verkürzung (in Richtung der Hauptfoliation) mit den Einfallswinkeln der Hauptfoliation (a) und der Runzelschieferung s_3 (b). Hohe Verkürzungswerte treten bei halbsteilem SE-Einfallen der Vorzeichnung und bei steil (nach NW) einfallender Runzelschieferung auf. In diesen Fällen ist die Hauptfoliation parallel zur Verkürzungsrichtung und die Runzelschieferung senkrecht dazu orientiert.

Zusammenhänge. Je steiler s_3 nach NW einfällt, desto intensiver ist die B_3 -Faltung. Demgegenüber nimmt bei zunehmenden Einfallen der Hauptfoliation nach SE die relative Verkürzung ab und ist bei steilem NW-Fallen am geringsten. Vermutlich lagen die flach bis halbsteil nach SE fallenden Hauptfoliationsflächen parallel zur Verkürzungsrichtung, während die steilen und überkippten Foliationsflächen bei rotationaler Verformung sich nur kurzzeitig im Verkürzungssektor oder an dessen Rand befanden. Die steil NW-fallenden s_3 -Flächen, bei denen die größte Verkürzung der Hauptfoliation nachzuweisen ist, sind wahrscheinlich etwa senkrecht zur Verkürzungsrichtung orientiert, die so mit einem Einfallen von ca. 30–40° nach SE angegeben werden kann. Außerdem ist festzustellen, daß die Bildung der Faltenachsenflächen nicht automatisch senkrecht zur Verkürzungsrichtung erfolgt, sondern auch wesentlich von der Orientierung der Vorzeichnung gesteuert wird.

B_3 -Runzelachsen und δ_{s_2/s_3} -Lineare treten auf den Hauptfoliationsflächen als Gefügeelement deutlich in Erscheinung (Taf. 6, Fig. 7) und verlaufen spitzwinklig (KUBELLA 1951, STENGER 1961) bis homoaxial (DOUTSOS & PRÜFERT 1986) zu B_1 . Trotz z.T. erheblicher Schwankungen innerhalb eines Aufschlusses lassen sich durch Mittelwertbildung regionale Variationen gut erfassen (vgl. Abb. 14). Im mittleren und östlichen Taunus fallen die B_3 -Achsen am Südrand flach (0–15°) nach SW ein und gehen nach Norden in flaches NE-Fallen über. Gegen Westen fallen die Achsen zunehmend steiler nach SW ein und erreichen im SW der Phyllit-Zone Werte von etwa 20–45°. An der Burgruine Scharfenstein bei Kiedrich werden sogar Einfallswerte von bis zu 60° erreicht. Dieses Abtauchen führt zu einem umlaufenden Streichen der s_3 -Flächen in diesem Bereich und ist wahrscheinlich auch für das Verschwinden der Phyllit-Zone unter die Taunuskamm-Einheit östlich des Klosters Eberbach verantwortlich.

Die kinematische Bedeutung der Crenulation muß in Zusammenhang mit der Überkipfung großer Teile der Phyllit-Zone und der Taunuskamm-Einheit gesehen werden. So ist z.B. das

Umschwenken des regionalen Einfallens von NW nach SE mit einer intensiven Verfältelung der Hauptfoliation verbunden. Gleichbleibende s_1/s_2 -Lagerrelationen (vgl. Kap. 3.1.1) sind auch Hinweise auf eine post- s_2 Rotation der überkippten Abfolgen. Außerdem ist in steil NW-fallenden Bereichen s_3 sowohl mit Verkürzung (als Faltenachsenfläche, s. Taf. 6, Fig. 2 und 3) als auch mit Streckung (als Scherfläche, s. Taf. 6, Fig. 5) der Hauptfoliation verknüpft, was als Übergang aus dem Verkürzungs- in das Streckungsfeld im Zuge der Überkipfung interpretiert werden kann. Der Südaunus könnte somit den Teil einer großen B_3 -Falte darstellen, wie bereits ANDERLE (1987) vorgeschlagen hat. Deren Kern befindet sich entsprechend der Änderung von stark asymmetrischen S-Geometrien zu schwach asymmetrischen S- bis M-Geometrien am SE-Rand der Phyllit-Zone (Abb. 17). Nördlich der Phyllit-Zone findet in der Hinteraunus-Einheit wieder ein Umschwenken der Hauptfoliation in SE-Fallen statt (z.B. SAUERLAND 1980, ANDERLE 1991). Dieser Bereich könnte als normal gelagerter Hangendschenkel der Falte angesehen werden. Gleichzeitig scheint die Falte nach NW und (parallel zum Streichen) nach NE auszuklingen. Die 3D-Geometrie dieser Großstruktur wird in Kap. 9.2 dargestellt.

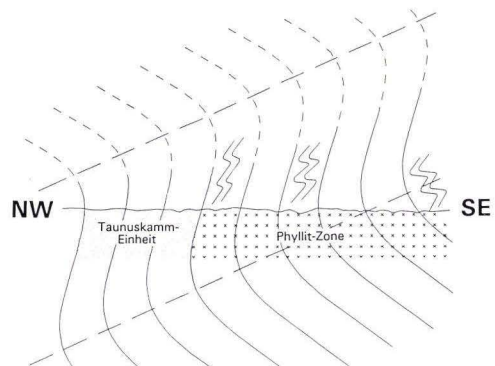


Abb. 17. Schematische Skizze einer konstruierten B_3 -Rückfalte im Bereich des mittleren Südaunus mit Geometrien von Adventivfalten.

3.4.2 Mikrogefüge, Deformationsmechanismen

Das Mikrogefüge der Crenulation ist durch eine bis in den Dünnschliffmaßstab reichende Verfäلتelung der Hauptfoliation charakterisiert. Die Schieferungsfläche tritt dabei entweder als diskreter Drucklösungssaum („discrete crenulation cleavage“, GRAY 1977, s. Taf. 6, Fig. 4), als Zone paralleler Faltschenkel („zonal crenulation cleavage“, GRAY 1977, s. Taf. 6, Fig. 2) oder aber lediglich als virtuelle Faltnachsebene wie z.B. bei Biegegleitfalten in Erscheinung. Drucklösungssäume sind durch eine Anhäufung unlöslicher Rückstände (Phyllosilikate, Erzphasen) gekennzeichnet. Ihre Bildung erfolgt bevorzugt an den Flanken der Mikrofaltenschenkel, bei asymmetrischen Falten nur an dem Schenkel, der den größeren Winkel zur Verkürzungsrichtung einnimmt. Dabei kann die gesamte Flanke einer Falte weggelöst sein und einen Versatz an der Schieferungsfläche vortäuschen. Findet Drucklösung in einem Faltschenkel gleichmäßig verteilt statt, bildet sich eine zonale Crenulationsschieferung, die bei anhaltender Drucklösung und Abscheidung in benachbarten Scharnierbereichen zu einer Differenzierung in quarzreiche und phyllosilikatreiche Lagen führt („differentiated crenulation cleavage“). Ein solcher s_3 -Lagenbau stellt an einigen Stellen das dominierende Gefügeelement dar (z.B. Aufschlüsse KNE 30, KNE 31, KSW 51). Metaandesite sind schwach crenuliert und bilden nur wenige diskrete s_3 -Flächen aus, da wegen dem geringen Quarzgehalt Drucklösung nur in geringem Umfang erfolgt. Außerdem bietet der schwache bis fehlende Lagenbau keine günstige Voraussetzung für eine Fäلتelung.

Die Mikrofaltung ist oft nur auf phyllosilikatreiche Lagen beschränkt, während benachbarte Quarzlagen ungefalted und ungeschiefert sind. Aus Gründen der Strain-Kompatibilität müssen die Quarzlagen die gleiche Deformation z.B. durch kristallplastische Verformung aufgenommen haben. Daß bei der B_3 -Deformation neben

Drucklösung auch duktile Verformung eine nicht unerhebliche Rolle spielt, zeigen Quarz-Druckschattenhöfe um Erzkörner, deren eindeutig jüngsten Inkremente mit den Achsen der B_3 -Faltung korrelieren (Taf. 6, Fig. 6). Ausdruck der kristallplastischen Verformung in Quarz sind kontinuierliche, selten diskontinuierliche Undulosität sowie Deformationsbänder und -lamellen, die eine Verzerrung des Kristallgitters bei nur schwacher Erholung (beginnende Subkornbildung) anzeigen und auch in bereits statisch rekristallisierten Quarzkörnern zu beobachten sind. Besonders ausgeprägt sind diese niedriger temperierten Deformationsgefüge in Bereichen intensiver B_3 -Deformation. So zeigen z.B. Metarhyolithe in den Steinbrüchen Mammolshain (KNE 15) und Schülerwiese (FW 3) bei einer besonders hohen B_3 -Verkürzung von 29 % bzw. 25 % eine Fülle der o.g. „kalten“ Deformationsgefüge. In zwei Proben aus dem Liederbachtal (KNE 30, KNE 31), die mit B_3 -Isoklinalfalten und einem tektonischen Lagenbau parallel zu s_3 , die intensivste B_3 -Deformation aufweisen (Taf. 6, Fig. 3 und 4), sind in s_3 -parallelen Quarzausscheidungen neben intensiver Undulosität auch suturierte Quarzkorn Grenzen und Subkörner nachzuweisen. Insgesamt deuten die Quarzkorngefüge bei fehlender Rekristallisation auf eine Deformationstemperatur zwischen 200 und 250 °C (ONCKEN 1990). In synkinematischen Quarzausscheidungen der zweiten Schieferung in der Hintertaunus-Einheit, die mit s_3 in der Phyllit-Zone identisch ist, wurden an Flüssigkeitseinschlüssen ebenfalls Bildungstemperaturen um ca. 200 °C ermittelt (KOSCHINSKI, cit. in ANDERLE 1991).

Minerale wie Hellglimmer, Chlorit und Aktinolith werden von der Crenulation verbogen oder zerbrochen und passiv in die Schieferungsebene rotiert. Eine Neubildung von Phyllosilikaten läßt sich lichtmikroskopisch nicht nachweisen. Stilpnomelan, eine in bezug zur Hauptdeformation späte Bildung, wurde u.a. in nur noch von B_3 deformierten Quarz/Albitgängen beobachtet und ist somit ebenfalls als prä- s_3 anzuse-

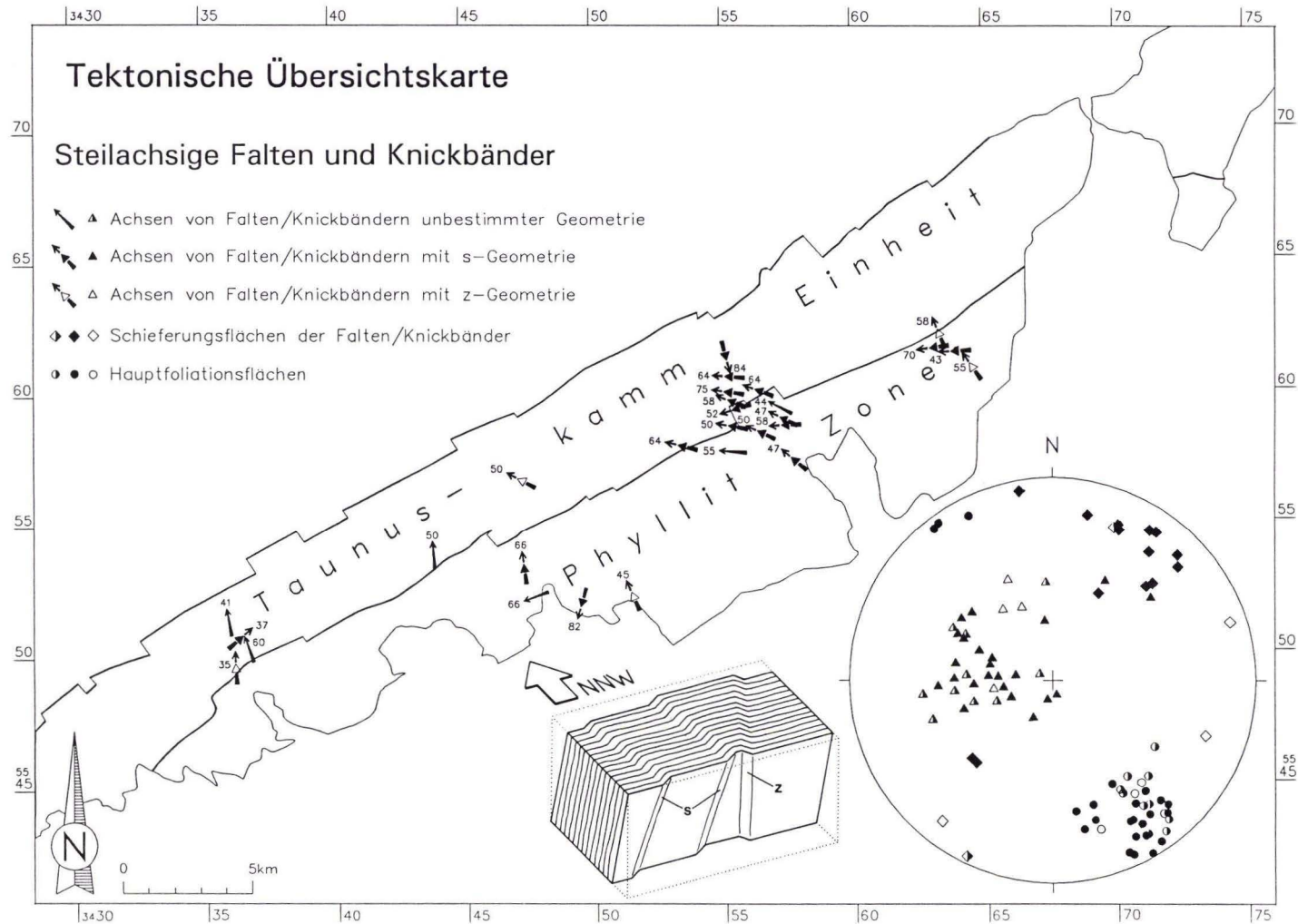


Abb. 18. Steilachsige Falten und Knickbänder treten ausschließlich auf steil NW-fallenden und vertikalen Hauptfoliationsflächen auf und sind nahe der NPZ-Scherzone häufiger anzutreffen. Falten und Knickbänder mit s-Geometrien dominieren über solche mit z-Geometrien, deren Achsen und Schieferungsflächen eine etwas unterschiedliche Orientierung aufweisen. Insgesamt wird eine NE-SW-gerichtete Verkürzung dokumentiert.

hen. In wenigen Fällen tritt Stilpnomelan zwischen aufgeblätternen Hellglimmern in s_3 -Schie-

ferungslamellen auf und könnte noch während der Crenulation stabil gewesen sein.

3.5 Post- s_3 Gefüge

Steilachsige Falten und Knickbänder (B_4) stellen spätvariszische, niedrig temperierte Deformationsgefüge dar. Darüber hinaus treten Harnische mit Aufschiebungs- und Blattverschiebungskinetik auf, deren Alter im einzelnen nicht immer geklärt ist und die den Strukturbau nicht wesentlich beeinflusst haben. Die Bestimmung der Verschiebungsrichtung erfolgte an den in den meisten Fällen quarzmineralisierten Harnischflächen anhand der Abrißkanten (vgl. PETIT 1987). Eindeutig jünger sind Abschiebungen, die sämtliche Strukturen des Südaunus quer durchschlagen und z.T. heute noch morphologisch wirksam sind (z.B. Randstörungen der Idsteiner Senke und der

Fischbach-Hornauer Bucht, s. KUBELLA 1951, STENGER 1961, ANDERLE 1984; Emsbach-/Rombachtal-Querstörung, s. HEINRICHS 1968). Insgesamt werden von ANDERLE (1976) im Südaunus 16 Bruchschollen unterschieden, die jeweils von den jüngeren Abschiebungen begrenzt sind. Entlang dieser Störungen können sich geologisches Kartenbild und Lagerung sprunghaft ändern, da sich unterschiedliche strukturelle Niveaus gegenüberstehen. In einigen Fällen sind Sprunghöhen um 1 000 m realistisch (z.B. HEINRICHS 1968). Ihr Alter wird von ANDERLE (1984) z.T. aufgrund damit assoziierter und datierter Basalte mit spätmesozoisch bis tertiär angegeben.

3.5.1 Steilachsige Falten und Knickbänder (B_4)

In der Phyllit-Zone und der Taunuskamm-Einheit tritt häufig in der Nähe von Scherzonen, insbesondere aber im Bereich der NPZ-Scherzone, eine steilachsige Verfaltung oder Knickung der Hauptfoliationsflächen auf (Abb. 18; F_4 Typ B in DOUSOS & PRÜFERT 1986). Bereits STENGER (1961) erkannte ihre räumliche Beziehung zu den „Hauptstörungslinien“. Die Falten sind offen bis eng und z.T. am Scharnier verdickt. Ihre Größe liegt etwa zwischen 1 und 10 cm. In ei-

nem Aufschluß mylonitischer Bunter Schiefer in unmittelbarer Nähe der NPZ-Scherzone (X 11, vgl. KÄFER 1994) werden Streckungslineare und B_3 -Runzelachsen von B_4 verfaltet, welches hier im Durchschnitt halbstiel nach NNW einfällt (Abb. 19a). Falten ähnlicher Orientierung treten auch in den Aufschlüssen KNW 18 und KNW 41 sowie offene Falten mit WNW-fallenden Achsen im Aufschluß KNW 9 auf (Abb. 19b und Taf. 6, Fig. 8).

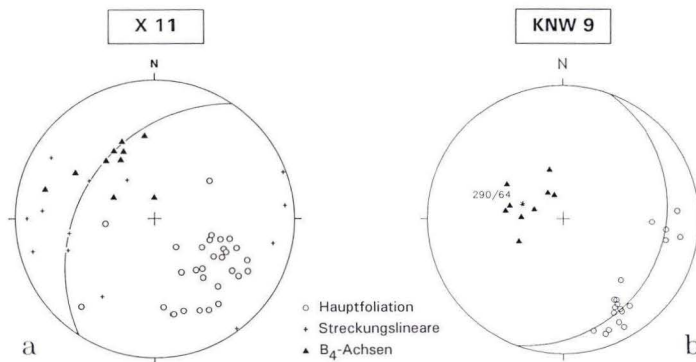


Abb. 19. Steilachsige Faltung in einem Metapelit-Mylonit (a) und einem Quarzit (b) der Bunter Schiefer nahe der NPZ-Scherzone. B_4 bildet im dm-Maßstab offene, in (a) auch enge, überwiegend asymmetrische Falten, die auch das Streckungslinear verfalten. In (a) ist die mittlere Lage der Hauptfoliation als Großkreis eingetragen

Knickbänder bilden sich gewöhnlich in der letzten Phase einer Deformation bei niedrigen Temperaturen in laminierten Gesteinen, wenn die größte Hauptnormalspannung σ_1 parallel oder in spitzem Winkel zum Anisotropiegefüge orientiert ist (z.B. SUPPE 1985). Im ersten Fall entsteht eine konjugierte Schar von Knickbändern analog der Bildung konjugierter Scherbrüche. Bei schiefer Beanspruchung (ab etwa 5°) bildet sich eine einzelne Schar von Knickbändern aus (z.B. GAY & WEISS 1974). Bei größeren Winkeln (ab etwa 15°) kommt es zusätzlich zu einer Gleitung auf den Foliationsflächen.

Die Achsen der Knickbänder besitzen im wesentlichen die gleiche Orientierung wie die der B_1 -Falten. Ihre Bildung erfolgte wahrscheinlich nach dem gleichen Beanspruchungsplan bei abnehmender Temperatur. Bei Wellenlängen von meist nur wenigen mm erzeugen sie auf den Hauptfoliationsflächen eine Crenulation, die etwas gröber als die B_3 -Crenulation und in stumpfen Winkeln dazu orientiert ist (Taf. 6, Fig. 7). Sie scheint B_3 zu verfallen und ist in einem Aufschluß (KNW 78) auch auf den s_3 -Flächen ausgeprägt und somit eindeutig jünger. Eine zugehörige Schieferung s_4 tritt entweder als virtuelle Achsenfläche oder als diskrete Schieferungsfläche (z.B. Aufschlüsse X 19, X 26, SLA 9 und KNW 39, s. Abb. 20a) in Erscheinung.

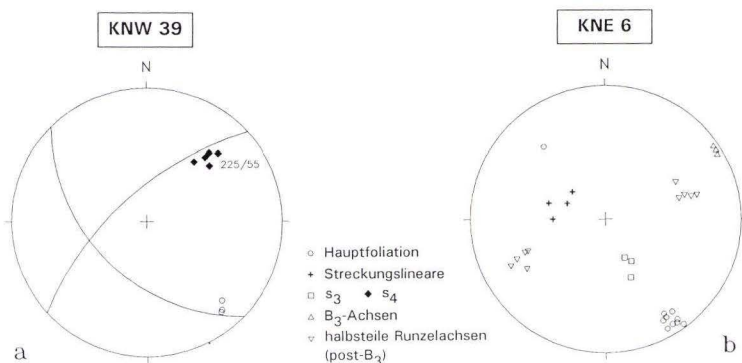
Die Bildung der Knickbänder erfolgte unter relativ geringen Temperaturen. Entlang der Knickzonen werden die betroffenen Minerale verbogen oder zerbrochen (z.B. Aktinolith), oh-

ne daß Erholungsgefüge oder Mineralneubildungen auftreten. Lediglich Mineralisationen aus Calcit und Quarz sind gelegentlich in den Knickzonen nachzuweisen, was auf die Beteiligung von Drucklösung hindeutet.

Die Orientierung der B-Achsen und Schieferungsflächen aller beobachteten steilachsigen Knickbänder ist in Abhängigkeit von ihrer Geometrie in Abb. 18 dargestellt. Sie treten ausschließlich auf steil nach NNW einfallenden bis vertikalen Hauptfoliationsflächen auf. Deutlich überwiegen Knickbänder mit s-Geometrie, deren Achsen im Mittel steil nach Westen und deren Schieferungsflächen steil nach SW einfallen. Die wenigen Knickbänder mit z-Geometrie weisen mit steil N- bis NW-fallenden Achsen und steil W-fallenden Schieferungsflächen eine unterschiedliche Orientierung auf. Sie stellen wahrscheinlich die in den meisten Fällen unterdrückten konjugierten Knickbänder dar. Daraus resultiert eine Verkürzungsrichtung etwa parallel zum Streichen der Hauptfoliation. Das Überwiegen von Knickbändern mit s-Geometrie deutet dabei auf die Beteiligung einer sinistralen Scherkomponente auf den Hauptfoliationsflächen, etwa als Folge einer NE-SW-gerichteten Verkürzung. Der Betrag der Verkürzung ist insgesamt jedoch ohne Bedeutung.

In wenigen Aufschlüssen treten außerdem halbsteil nach SW und NE einfallende Runzelachsen auf (KNE 6, KSW 9, KSW 71, KSW 79, KNW 72, KNW 74 und WI 5). Die Wellenlänge der Runzeln beträgt wenige mm. Sie sind jünger

Abb. 20. (a) S_4 in einem Metaandesit in unmittelbarer Nähe der NPZ-Scherzone. Das ausgeprägte Flächengefüge wird durch eine feine, asymmetrische Knickung im Zehntelmillimetermaßstab hervorgerufen. Das Schnittlinear von s_4 mit der Hauptfoliation ist ungefähr identisch mit den B_1 -Achsen (vgl. Abb. 18). (b) Halbsteile Runzelachsen in einem Metaandesit nahe der NPZ-Scherzone. Sie sind jünger als B_3 , ihre Bedeutung ist jedoch unklar.



als B_3 , da sie B_3 verfallen und z.T. auch auf S_3 -Schieferungsflächen erscheinen (KSW 71, KNW 72, KNW 74). An zwei Stellen treten beide Runzelachsen gemeinsam auf (KSW 71, KNE 6, s.

Abb. 20b). Ihre kinematische Bedeutung ist unklar. Möglicherweise sind sie genetisch den steilachsigen Falten und Knickbändern zuzuordnen.

3.5.2 West-Aufschiebungen

In der Taunuskamm-Einheit und an einigen Stellen auch in der Phyllit-Zone treten ausschließlich auf S- bis SE-fallenden Schicht- und Hauptfoliationsflächen quarzmineralisierte Harnische auf, deren Abrißkanten bei halbsteil nach Osten einfallender Striemung westaufschiebende Bewegungen dokumentieren (Abb. 21a). In einigen Aufschlüssen (KNW 80a, KNW 91, KNW 108, KNW 111) finden sich auch flach nach ESE einfallende Scherflächen, an denen die Schleppung der Foliation einen aufschie-

benden Schersinn ergibt. Das genaue Alter der Westaufschiebungen ist unbekannt, sie sind nur jünger als die Hauptfoliation. In einem Aufschluß der Taunuskamm-Einheit (HG 7) zeigen unterschiedlich orientierte Striemungen den Übergang aus einer NW- in eine Westaufschiebung an. Diese Beobachtung entspricht der Inkrementabfolge im Rheintal, wo an der Front der Taunuskamm-Einheit späte, westgerichtete Bewegungen im Anschluß an die NNW-Über-schiebung erfolgen (s. ONCKEN 1988b).

3.5.3 Blattverschiebungsharnische

An steilstehenden Schicht- und Hauptfoliationsflächen treten gelegentlich quarzmineralisierte Harnische mit überwiegend flachen Striemun-

gen auf. Neben überwiegend dextralen kommen auch sinistral seitenschiebende Harnische vor, deren s-Flächen tendenziell geringere

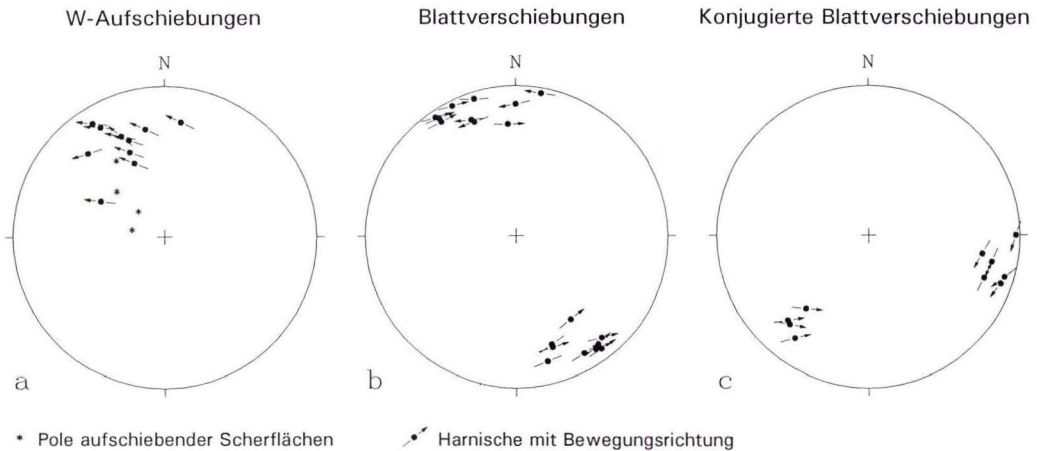


Abb. 21. (a) Harnische auf den Hauptfoliationsflächen (Hoepfener-Darstellung) und Scherflächen, die die Hauptfoliation durchschlagen, dokumentieren westaufschiebende Bewegungen nach der Hauptdeformation. (b) Blattverschiebungsharnische (Hoepfener-Darstellung) auf steilstehenden Foliationsflächen mit überwiegend dextralem Schersinn und auf eigenständigen Flächen mit sinistralen und dextralem Schersinn in jeweils konjugierter Anordnung (c).

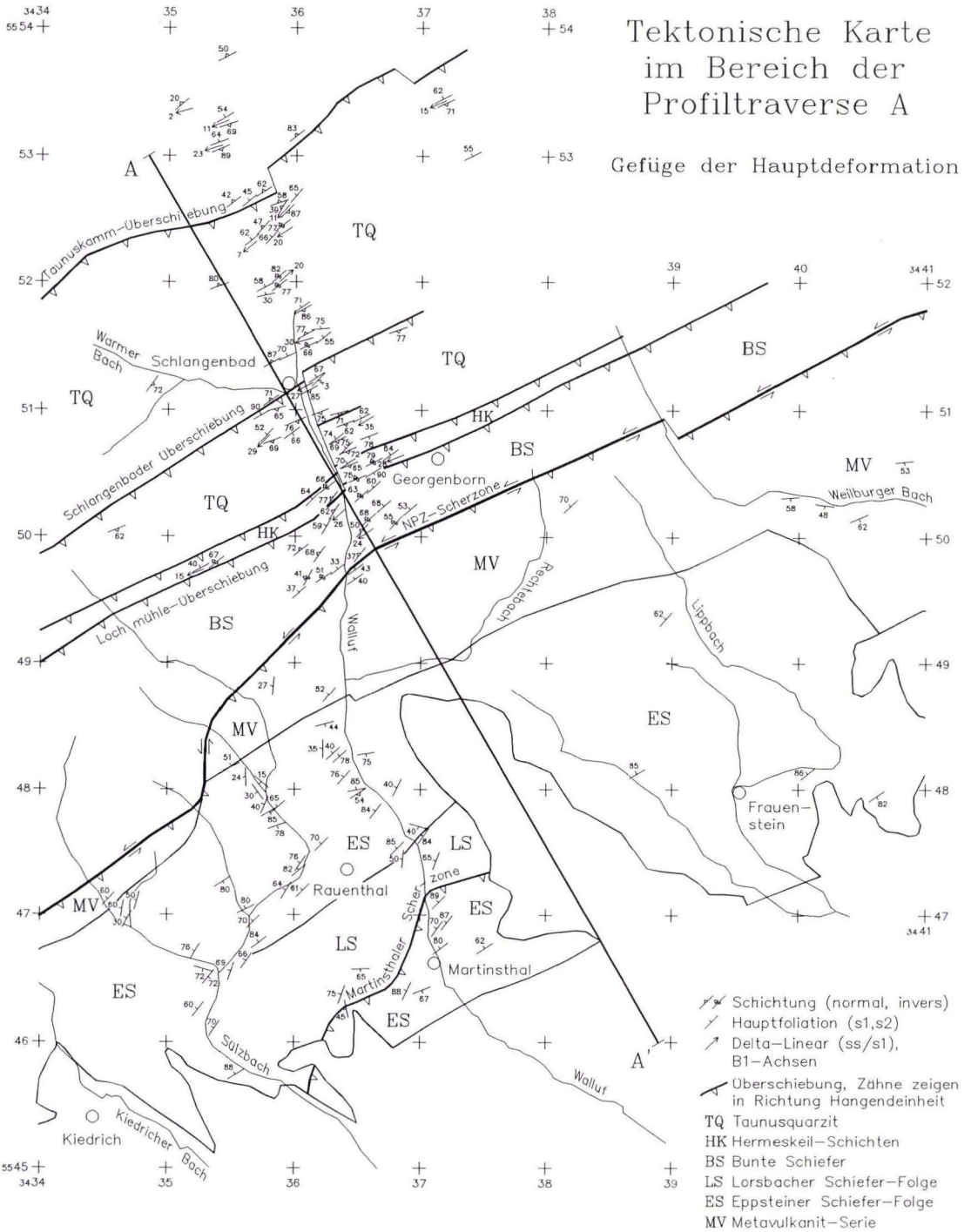


Abb. 22. Karte der Hauptdeformationsgefüge im Bereich der Profiltraverse A. Daten aus SCHÄFER (1993), KÄFER (1994) und eigene Daten.

3434
55 54 +

35
+

36
+

37
+

38
+ 54

Tektonische Karte im Bereich der Profiltraverse A

Gefüge der Crenulation

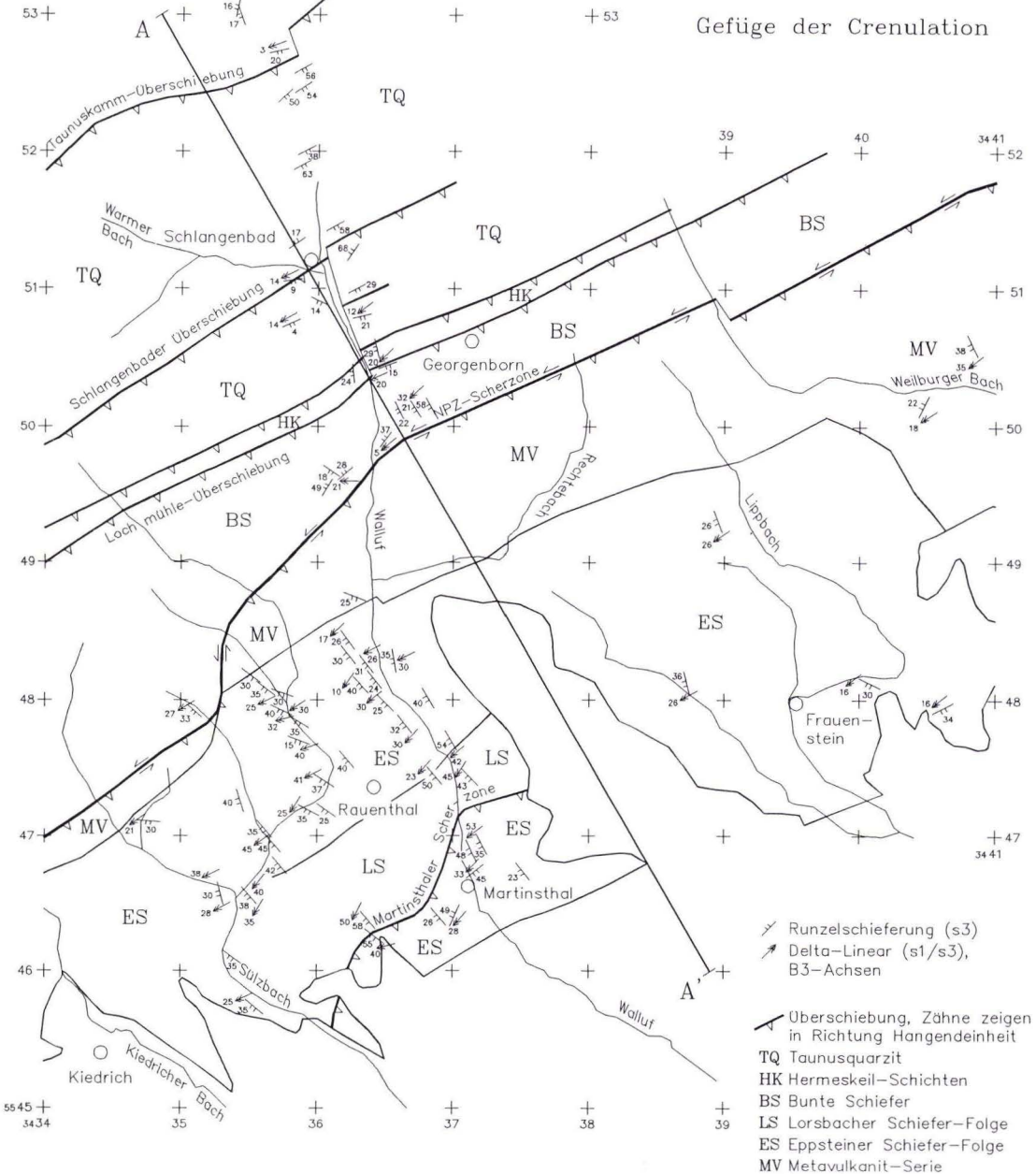
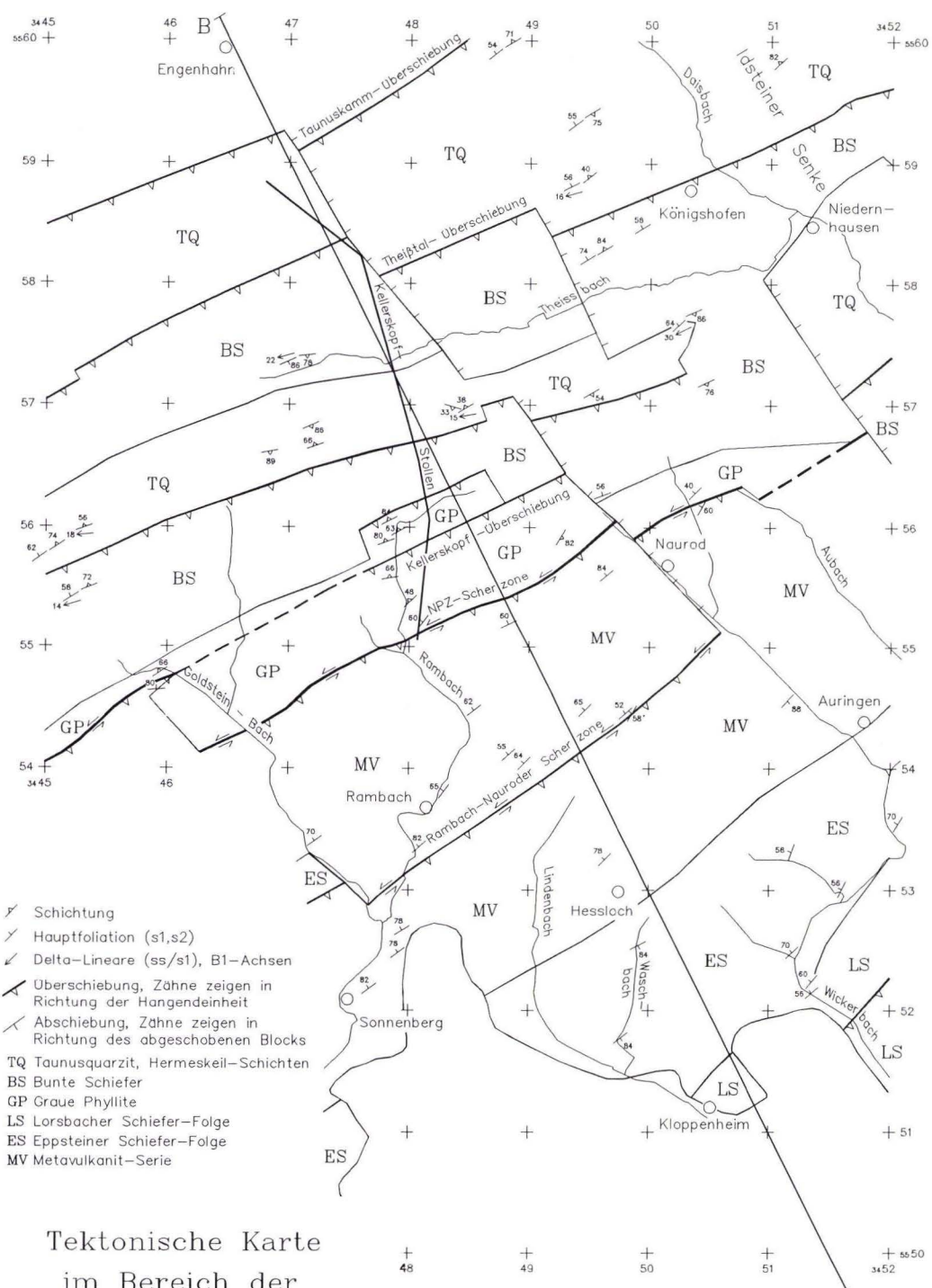


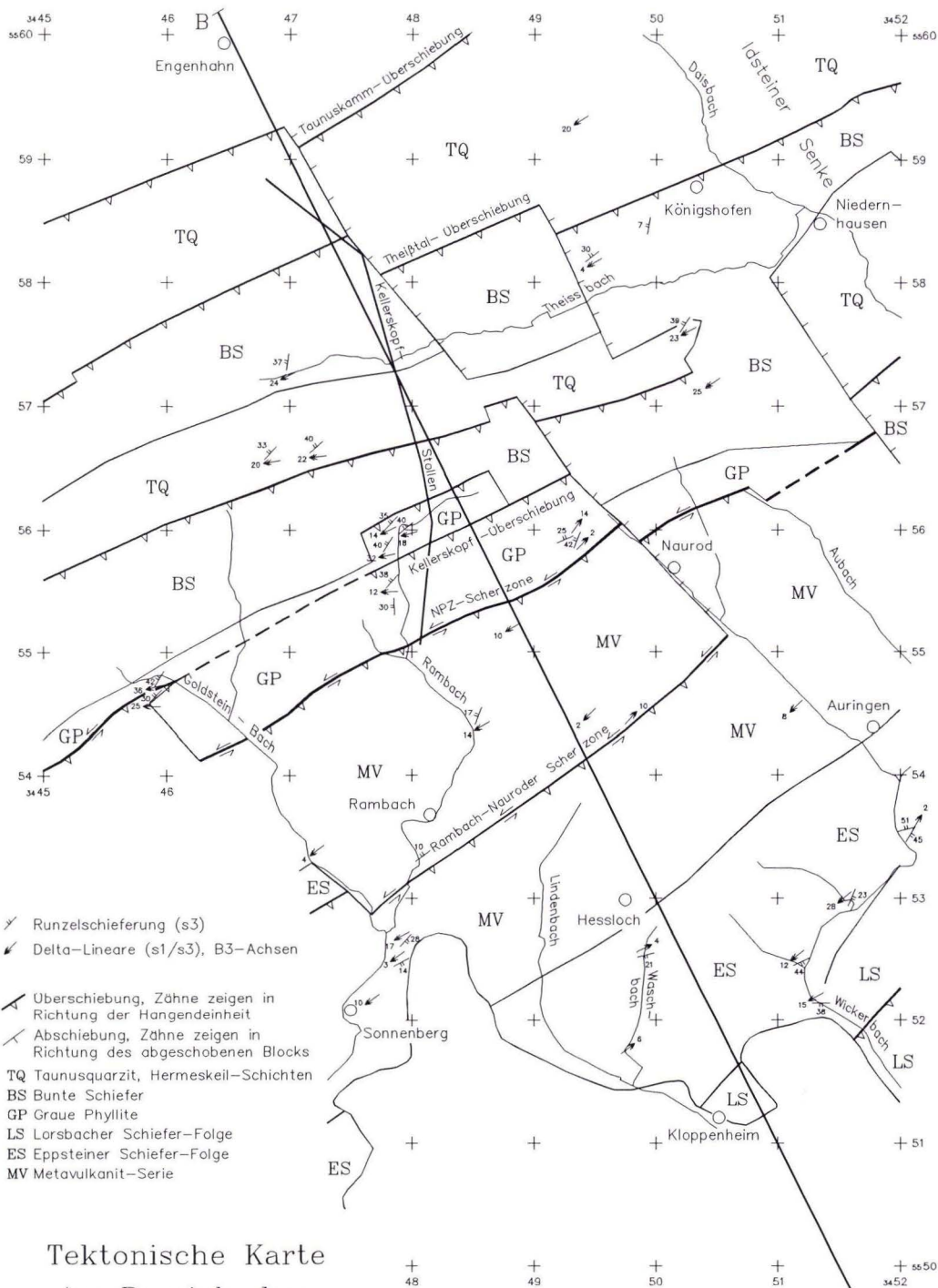
Abb. 23. Karte der Crenulationsgefüge im Bereich der Profiltraverse A. Daten aus SCHÄFER (1993), KÄFER (1994) und eigene Daten.



- ↘ Schichtung
- ↘ Hauptfoliation (s1,s2)
- ↘ Delta-Lineare (ss/s1), B1-Achsen
- ↘ Überschiebung, Zähne zeigen in Richtung der Hangendeinheit
- ↘ Abschiebung, Zähne zeigen in Richtung des abgeschobenen Blocks
- TQ Taunusquarzit, Hermeskeil-Schichten
- BS Bunte Schiefer
- GP Graue Phyllite
- LS Lorsbacher Schiefer-Folge
- ES Eppsteiner Schiefer-Folge
- MV Metavulkanit-Serie

Tektonische Karte
im Bereich der
Profiltraverse B

Abb. 24. Karte der Hauptdeformationsgefüge im Bereich der Profiltraverse B (eigene Daten).

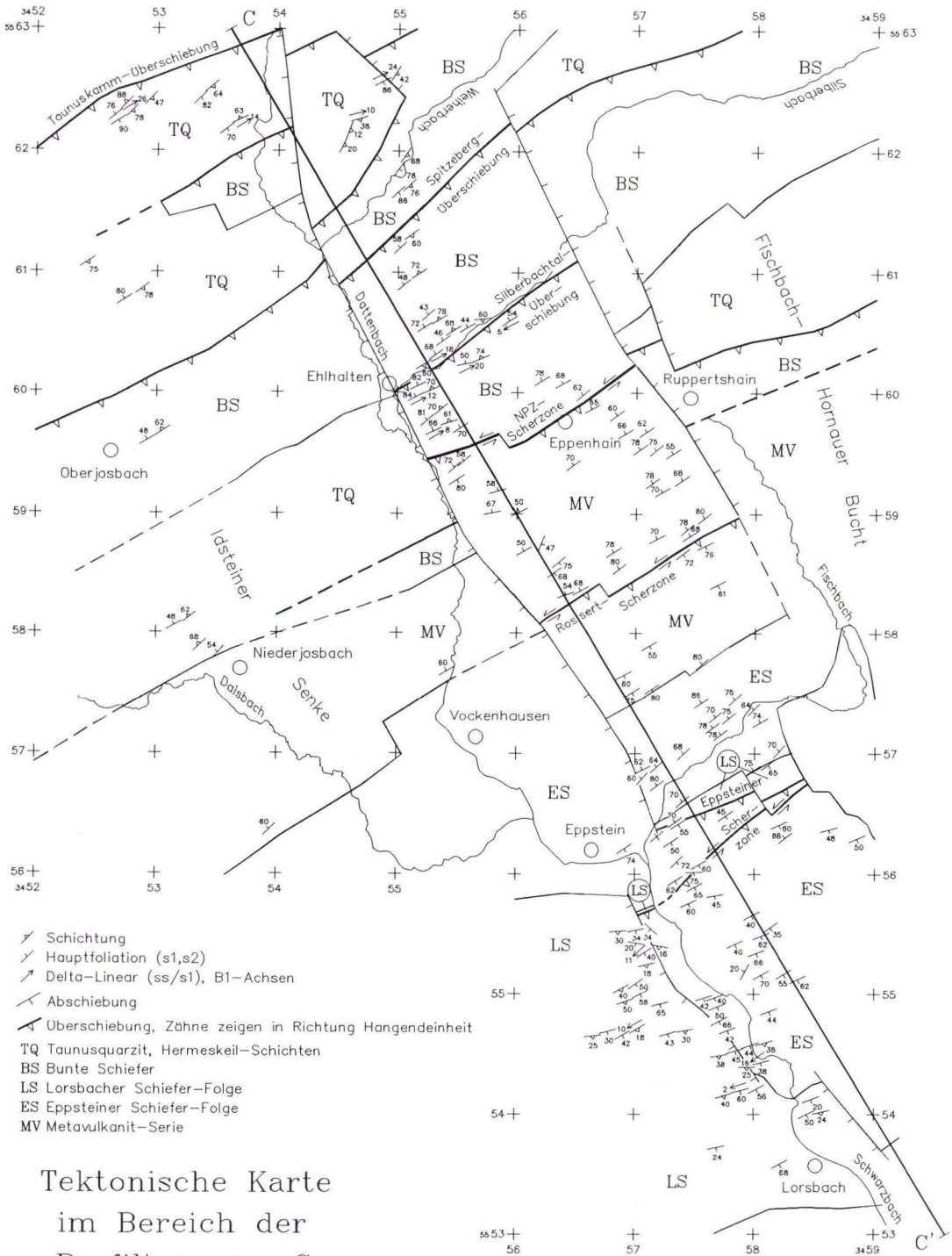


- ↘ Runzelschieferung (s3)
- ↘ Delta-Lineare (s1/s3), B3-Achsen
- ↘ Überschiebung, Zähne zeigen in Richtung der Hangendeinheit
- ↘ Abschiebung, Zähne zeigen in Richtung des abgeschobenen Blocks
- TQ Taunusquarzit, Hermeskeil-Schichten
- BS Bunte Schiefer
- GP Graue Phyllite
- LS Lorbacher Schiefer-Folge
- ES Eppsteiner Schiefer-Folge
- MV Metavulkanit-Serie

Tektonische Karte
im Bereich der
Profiltraverse B

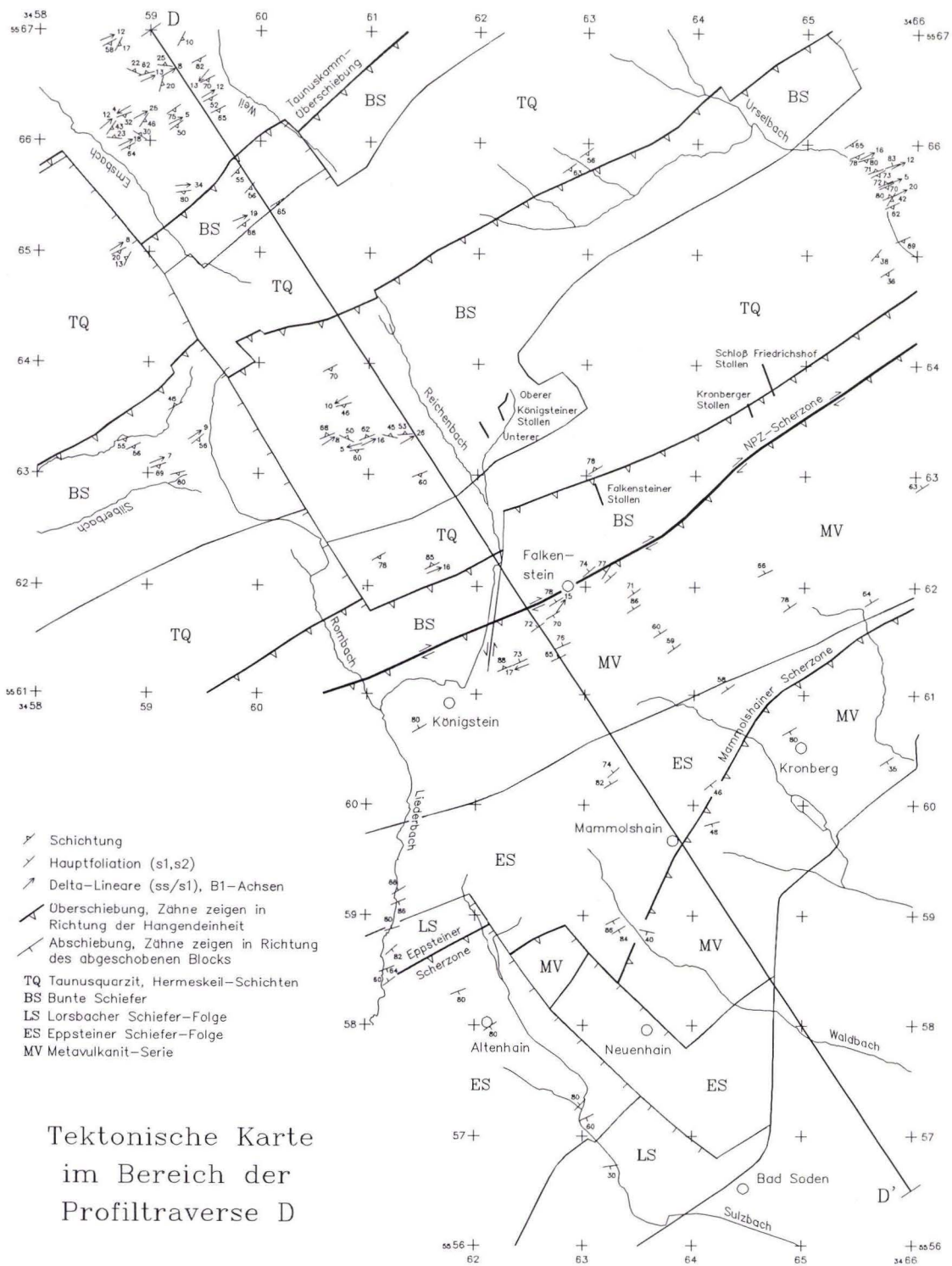
Abb. 25. Karte der Crenulationsgefüge im Bereich der Profiltraverse B (eigene Daten).

B'



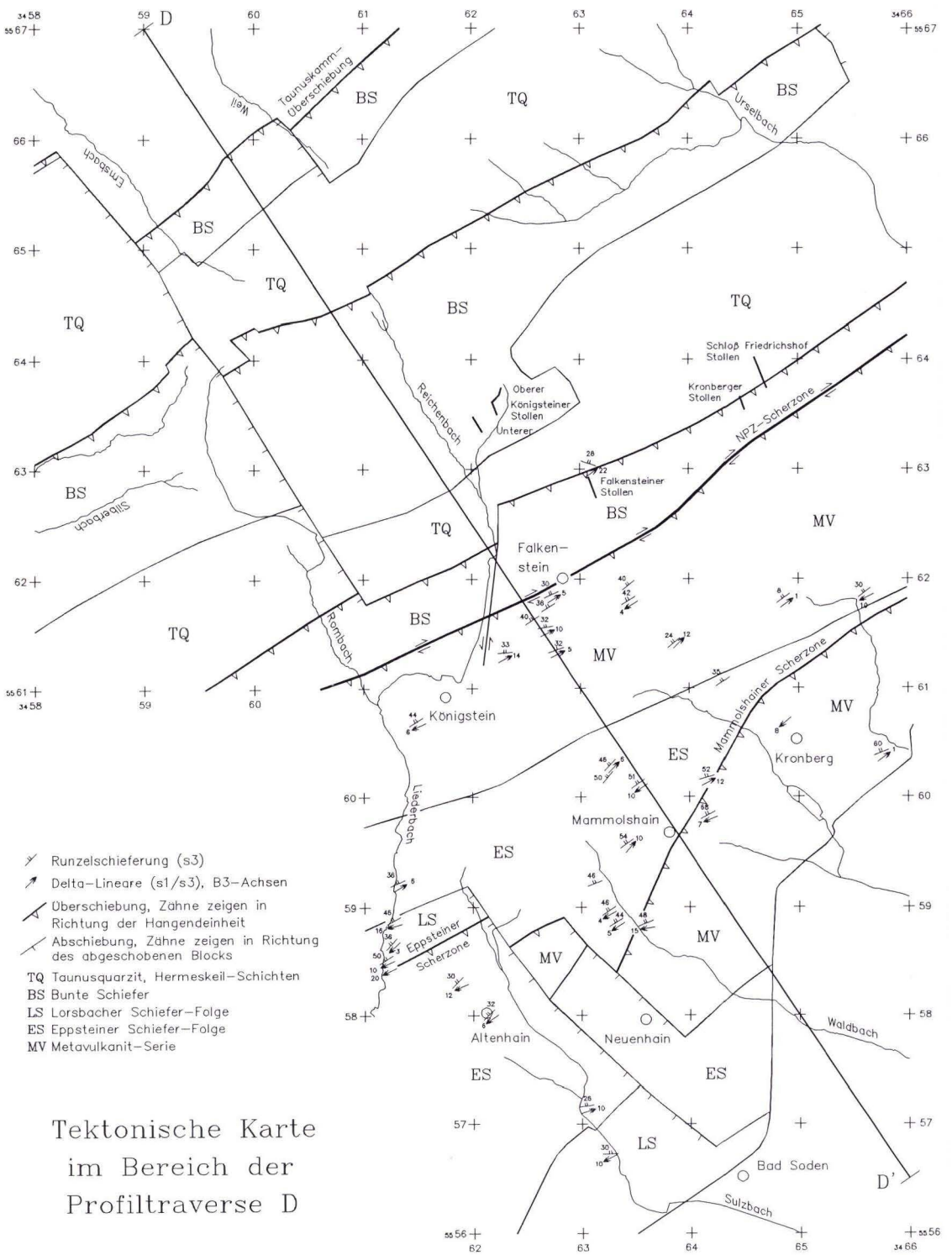
Tektonische Karte im Bereich der Profiltraverse C

Abb. 26. Karte der Hauptdeformationsgefüge im Bereich der Profiltraverse C (eigene Daten).



Tektonische Karte
 im Bereich der
 Profiltraverse D

Abb. 28. Karte der Hauptdeformationsgefüge im Bereich der Profiltraverse D. Daten aus HEINRICHS (1968) und eigene Daten.



- ↘ Runzelschieferung (s3)
 - ↗ Delta-Lineare (s1/s3), B3-Achsen
 - ↖ Überschiebung, Zähne zeigen in Richtung der Hangendeinheit
 - ↗ Abschiebung, Zähne zeigen in Richtung des abgeschobenen Blocks
- TQ Taunusquarzit, Hermeskeil-Schichten
 BS Bunte Schiefer
 LS Lorsbacher Schiefer-Folge
 ES Eppsteiner Schiefer-Folge
 MV Metavulkanit-Serie

Tektonische Karte im Bereich der Profiltraverse D

Abb. 29. Karte der Crenulationsgefüge im Bereich der Profiltraverse D (eigene Daten).

Streichwerte ($< 60^\circ$) aufweisen (Abb. 21b). Daneben sind auch eigenständige, blattverschiebende Harnischflächen ausgebildet, die bei NNE-SSW streichender Orientierung überwiegend sinistrale und bei WNW-ESE streichender Orientierung überwiegend dextrale Scherung anzeigen (Abb. 21c). Diese sind eindeutig postvariszisch, da sie u.a. auf einem Pseudomorphosenquarzgang nachgewiesen wurden („Grauer Stein“ bei Georgenborn), dessen Mineralisation zwischen dem Unterrotliegend und dem Tertiär erfolgte (ANDERLE 1984). Nach ANDERLE (1987b) handelt es sich dabei um ein konjugiertes Scherflächensystem, welches als Reaktion auf NNW-SSE-gerich-

tete Verkürzung im späten Mesozoikum bis Känozoikum im Südaunus angelegt wird. Die Harnische auf den steilstehenden Foliationsflächen sind möglicherweise auf die gleiche Ursache zurückzuführen. Es gibt jedoch auch eindeutige Hinweise auf seitenverschiebende Harnische variszischen Alters. So zeigt z.B. eine Probe aus den Bunten Schiefen (Aufschluß E 11), in der Scherbänder eine dextrale Scherung unter noch erhöhten Temperaturen belegen, auch quarzmineralisierte, dextrale Harnische auf den Hauptfoliationsflächen (s. Taf. 7, Fig. 1 und 2). In den meisten Fällen muß das Alter der blattverschiebenden Harnische jedoch offen bleiben.

4. Verformungsanalyse

4.1 Quantitative Verformungsanalyse

Die gesamte Phyllit-Zone ist bis auf wenige Ausnahmen von einer erheblichen Interdeformation auch außerhalb der Scherzonen gekennzeichnet. Zur makroskopischen Abschätzung der Verformung können die Öffnungswinkel von Falten, die Intensität der Schieferung und der Streckungslineare, der Grad der Auflösung des Schichtungsgefüges sowie die Deformation geeigneter Objekte dienen. Um das Maß und die Richtung der finiten orogenen Verformung zu ermitteln, wurde flächenhaft an geeigneten Proben quantitative Verformungsanalysen („Strainanalysen“) durchgeführt. Neben dem Versatz entlang der Scherzonen fließt auch

die Internverformung bei der Berechnung der orogenen Verkürzung mit ein. Die Orientierung und die Längenverhältnisse der Hauptachsen des Strainellipsoides liefern Informationen über die Art und Richtung der Deformation. Mögliche Überlagerungen verschiedener Verformungsinkremente müssen dabei berücksichtigt und ggf. korrigiert werden. Weiterhin ist die räumliche Verteilung der Verformung von Interesse, da z.B. eine Zunahme in Richtung auf Scherzonen zu deren Lokalisierung beitragen kann. Schließlich sollen die Strainanalysen eine Grundlage zur 3-dimensionalen Entzerrung der gesamten Phyllit-Zone darstellen.

4.1.1 Messung der finiten Verformung

Zur Ermittlung von Raumlage, Geometrie und Größe des finiten Strainellipsoides wird an orientierten Proben in verschiedenen Schnittebenen das Achsenverhältnis R und die Orientierung ϕ' der resultierenden Strainellipse bestimmt. Falls eine Schnittlage mit einer Hauptebene des Ellipsoides übereinstimmt, genügt ein weiterer Schnitt, um das Ellipsoid zu definieren. Dies

kann z.B. die Hauptschieferungsebene sein, die hier als parallel zur xy -Ebene des finiten Strainellipsoides angenommen wird und dessen längste (x) und die mittlere (y) Achse enthält (Abb. 30). Strainanalysen in geschieferten Gesteinen zeigen, daß die Schieferungsebene tatsächlich häufig mit der xy -Ebene des Strainellipsoides übereinstimmt oder nur geringfügig abweicht

(z.B. WOOD 1974, SIDDANS 1977). Strainverteilungen in numerisch modellierten Falten (DIETRICH 1969), analytische Strainberechnungen in unterschiedlichen Falten (HOBBS 1971) sowie textuelle Untersuchungen in experimentell erzeugten Falten (WILLIAMS et al. 1977) zeigen ebenfalls eine weitgehende Übereinstimmung der Hauptdeformationsebene mit der Spur der Achsenflächenschieferung. Am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges zeigt WEBER (1976), daß die Anlage von Schieferungsflächen als Scherflächen in der Ebene maximaler Schubspannung erfolgen kann. Die Scherflächen bilden Winkel um 45° zur größten Hauptnormalspannung und können durch progressive Deformation in eine zunehmend senkrechte Lage zur Verkürzungsrichtung rotieren (s.a. HOEPPENER 1956). In stark deformierten Gesteinen mit penetrativer Schieferung kann zunächst davon ausgegangen werden, daß die Schieferungsfläche der xy-Ebene des Strainellipsoides entspricht. Die eigenen Strainanalysen in Schnitten senkrecht zur Hauptschieferung bestätigen diese Annahme im wesentlichen (Abb. 39).

In den präparativ aufwendigen Schnitten parallel zur Hauptschieferung wird die Lage der x-Achse bestimmt. Die zweite Schnittlage ist

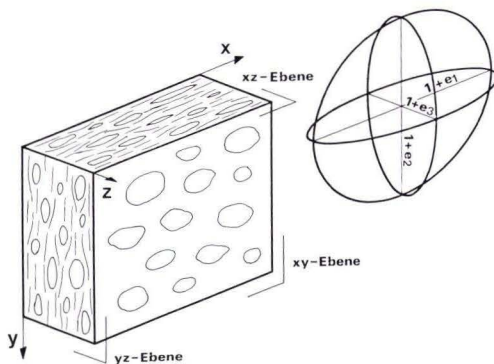


Abb. 30. Gefügekoordinaten in einer deformierten Gesteinsprobe mit steilstehender Schieferung, flachem Streckungslinear und leicht oblater Verformungsgeometrie; rechts zugehöriges Strainellipsoid.

senkrecht zur Hauptschieferung (= Richtung der z-Achse) und z.B. parallel zur x-Achse orientiert (xz-Ebene).

Aus den Achsenverhältnissen R_{xy} und R_{xz} kann unmittelbar R_{yz} nach

$$R_{yz} = R_{xz} / R_{xy}$$

berechnet werden. Der Schnitt senkrecht zur Hauptschieferung kann aber auch in beliebiger Richtung erfolgen und sich z.B. an den Gefügekoordinaten orientieren (ac-Ebene: senkrecht zur Faltenachse, bc-Ebene: parallel zur Faltenachse). Über den Winkel α' zwischen der x-Achse und der ac- (bc-) Spur in der xy-Ebene können dann die Achsenverhältnisse der anderen Hauptebenen berechnet werden (WINTERFELD 1994):

$$R_{xz} = R_{ac} \cdot \sqrt{(\cos^2 \alpha' + \sin^2 \alpha' \cdot R_{xy}^2)}$$

Bildet ein Streckungslinear auf der Hauptschieferungsfläche die finite Streckungsachse ab, kann in präparativ einfacheren Schnitten senkrecht zur Hauptschieferung und parallel zum Streckungslinear (xz-Ebene) bzw. senkrecht zum Streckungslinear (yz-Ebene) das Achsenverhältnis in zwei Hauptebenen unmittelbar bestimmt werden, R_{xy} wird berechnet.

Bei einer Verfältelung der Hauptschieferung mit einer Wellenlänge deutlich unterhalb der Probengröße produziert ein xy-Schnitt viele verschiedene Anschnitte des Strainellipsoides. Die Ermittlung der x-Achse und die Berechnung des 3D-Ellipsoides ist bei fehlendem Streckungslinear dann nicht mehr möglich. In diesen Fällen wurde die Verformung nur in der bc- und, falls möglich, in der ac-Ebene (bezüglich der B_3 -Faltung) gemessen und dargestellt. Unter der Annahme, daß die x-Achse mit der B_3 -Achse übereinstimmt, kann auf diese Art die Geometrie des finiten Strainellipsoides bestimmt werden. Diese Annahme dürfte aufgrund überwiegend achsenparalleler Streckungslinien und homoachsialer B_3 -Überfaltung in den meisten Fällen zutreffen.

Die halbe Länge der Hauptachsen des finiten Strainellipsoides $1 + e_1$ (in x-Richtung), $1 + e_2$ (in y-Richtung) und $1 + e_3$ (in z-Richtung, s. Abb. 30) kann über die gemessenen Achsenverhältnisse

mit Hilfe der Beziehungen

$$R_{xy} = (1 + e_1) / (1 + e_2)$$

$$R_{yz} = (1 + e_2) / (1 + e_3)$$

$$R_{zx} = (1 + e_1) / (1 + e_3)$$

und unter Berücksichtigung der Volumenänderung ΔV

$$1 + DV = (1 + e_1) \cdot (1 + e_2) \cdot (1 + e_3)$$

gelöst werden.

Es ergibt sich

$$1 + e_1 = \sqrt[3]{R_{xy} \cdot R_{xz} \cdot (1 + \Delta V)}$$

$$1 + e_2 = \sqrt[3]{R_{yz} \cdot (1 + \Delta V) / R_{xy}}$$

$$1 + e_3 = \sqrt[3]{(1 + \Delta V) / (R_{xz} \cdot R_{yz})}$$

Die Kenngrößen des finiten Strainellipsoides und die Korrekturen bei Messung in ac (bc) und sf wurden mit Hilfe des Computerprogrammes S'TRAIN berechnet.

Die Orientierung des Strainellipsoides ist mit

dem Einfallen der x-Achse und der Hauptschieferung definiert. Der Einfallswinkel der x-Achse (φ) und die Differenz des Azimutes bezüglich dem Streichen der Schieferungsfläche (ϑ) kann über trigonometrische Beziehungen aus dem Winkel zwischen x und dem Streichen der Schieferungsfläche (α) und deren Einfallswinkel (β) ermittelt werden (Abb. 31). Aus (3) und (6) in (2) folgt:

$$\sin \vartheta = l/s = (h/\tan \beta) \cdot (\tan \varphi/h) = \tan \varphi / \tan \beta$$

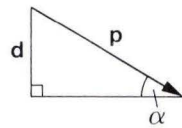
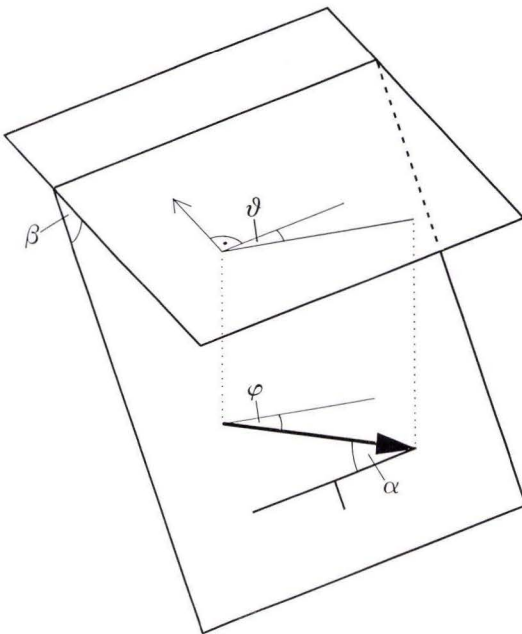
Aus (1) und (4) in (5) folgt:

$$\sin \varphi = h/p = d \cdot \sin \beta \cdot (\sin \alpha/d) = \sin \alpha \cdot \sin \beta$$

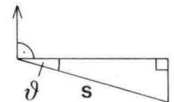
d.h. $\varphi = \arcsin(\sin \alpha \cdot \sin \beta)$

$\vartheta = \arcsin(\tan \varphi / \tan \beta)$

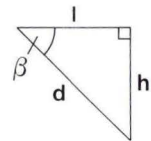
Die finiten Strainmessungen erfolgten ausschließlich an Dünnstücken. Es wurden unterschiedliche Lithologien beprobt (unreine Metapelite, Quarzite, metaarkosische Wacken, Meta-



$$p = d / \sin \alpha \quad (1)$$

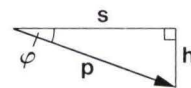


$$\sin \vartheta = l / s \quad (2)$$



$$l = h / \tan \beta \quad (3)$$

$$h = d \cdot \sin \beta \quad (4)$$



$$\sin \varphi = h / p \quad (5)$$

$$s = \tan \varphi / h \quad (6)$$

Abb. 31. Bestimmung der Einfallrichtung (Azimutdifferenz ϑ) und des Einfallswinkels φ eines Linears auf einer Fläche mit dem Einfallswinkel β aus dem Winkel zwischen dem Linear und dem Streichen der Fläche (α). Rechts trigonometrische Beziehungen, die der Herleitung zugrunde liegen.

rhyolitische bis -andesitische), wobei sich nachträglich nicht alle Gesteine als geeignet erwiesen (s. 4.1.4). Als Objekte oder „strainmarker“ dienen in den Metasedimenten detritische Körner und in den Metavulkaniten Phänokristen überwiegend in Sandfraktion (0,06–2 mm), wobei Quarzkörner am häufigsten sind (meist > 80 %) neben Feldspat und wenig Gesteinsfragmenten. In den meisten Fällen wurden die R_f/ϕ^+ -Methode (RAMSAY 1967, DUNNET 1969) und die korngrößennormierte Kornzentrendistanzanalyse (FRY 1979, ERSLEV 1988) angewendet. Bei der Ermittlung des Gesamtstrains wurden die Ergebnisse der beiden Analyseverfahren je nach Gefüge, Deformationsmechanismus und rheologischem Kontrast zwischen Strainmarkern und Matrix unterschiedlich gewichtet. Vergleiche unterschiedlicher Methoden der Strainbestimmung von deformierten Objekten (z.B. HANNA & FRY 1979, PATERSON 1983, BABAIE 1986) zeigen, daß die Ergebnisse der R_f/ϕ^+ -Methode mit denen anderer graphischer Methoden (z.B. ELLIOT 1970, LISLE 1977) und numerischer Methoden (z.B. MATTHEWS et al. 1974, SHIMAMOTO & IKEDA 1976, ROBIN 1977) sehr konsistent sind. Gegenüber den numerischen Verfahren wurde der mit subjektiven Einflüssen behafteten R_f/ϕ^+ -Methode dennoch der Vorzug gegeben, da bei der graphischen Auswertung „Ausreißer“ erkannt und vernachlässigt werden können, die bei den numerischen Verfahren z.T. stark ins Gewicht fallen.

In einigen Fällen wurden die R_f/ϕ^+ -Daten zusätzlich in einem hyperbolischen Netz nach der Methode von DE PAOR (1988b) mit Hilfe des Programmes HYPOPAOR ausgewertet und mit den anderen Methoden verglichen. Die Achsenverhältnisse der resultierenden Strainellipsen lagen immer zwischen 5 und 25 % unter den graphisch ermittelten Werten und wurden deshalb nicht verwendet. Gut geeignet ist die Methode zur Ermittlung einer prätektonischen Regelung, die bei der R_f/ϕ^+ -Methode zu erheblichen Fehlern führen kann (z.B. SEYMOUR & BOULTER 1979). Die Anwendung dieser Methode ergab höchstens eine nur schwache, primäre Regelung der Objekte. Eine Differenzierung zwi-

schen sedimentärer und tektonischer Regelung ist bei Parallelität von Schichtung und Schieferung ohnehin nicht möglich (DUNNET & SIDDANS 1971).

R_f/ϕ^+ -Methode

Die R_f/ϕ^+ -Methode beruht auf der Messung der finiten Elliptizität R_f und der Orientierung ϕ^+ von deformierten Objekten mit ursprünglich runder bis elliptischer Form und statistischer Orientierungsverteilung. Bei abwesendem „strain partitioning“ zwischen Objekten und Matrix wird damit der Gesamtstrain erfaßt. Die Auswertung erfolgt visuell in einem R_f/ϕ^+ -Diagramm (s. Beispiele in Abb. 33 und 34). Der Wertebereich von ϕ^+ (Fluktuation F) ist eine Funktion der initialen Elliptizität der Strainmarker (R_i) und der Elliptizität der Strainellipse (R_s). Ist R_s kleiner als $R_{i\max}$, so beträgt die Fluktuation 180° wie auch vor der Deformation. Im umgekehrten Fall ist $F < 90^\circ$. Zur Bestimmung der Werte von R_s und $R_{i\max}$ wird zunächst im R_f/ϕ^+ -Diagramm eine Umhüllende um die Datenpunkte eingezeichnet. Dabei wurde ggf. unter Nichtbeachtung einiger Ausreißer (max. 5 % der Datenpunkte) eine Spiegelsymmetrie der Hüllkurve angestrebt, die nur bei primärer Regelung der Strainmarker asymmetrisch wird. Bei einer Fluktuation von unter 90° bildet die Hüllkurve einen geschlossenen Körper. Aus den minimalen und maximalen R_f -Werten entlang der Hüllkurve werden aus den einfachen Überlagerungsbeziehungen (für $F = 180^\circ$)

$$R_{f\max} = R_{i\max} \cdot R_s$$

$$R_{f\min} = R_{i\max} / R_s$$

die Werte für R_s und $R_{i\max}$ berechnet:

$$R_s = \sqrt{(R_{f\max} / R_{f\min})}$$

$$R_{i\max} = \sqrt{(R_{f\max} \cdot R_{f\min})}$$

Für $F < 90^\circ$ ergibt sich:

$$R_s = \sqrt{(R_{f\max} \cdot R_{f\min})}$$

$$R_{i\max} = \sqrt{(R_{f\max} / R_{f\min})}$$

Die Orientierung der Strainellipse bezüglich der gewählten Referenzlinie entspricht dem ϕ' am Maximum der Hüllkurve. Ausführliche Beschreibungen und theoretische Betrachtungen zur R_i/ϕ' -Methode sind in RAMSAY (1967), DUNNET (1969) und RAMSAY & HUBER (1983) gegeben.

Für eine schnelle Abschätzung des Strains und der Überprüfung der gewonnenen Daten können das arithmetische (A), geometrische (G) oder harmonische Mittel (H) der gemessenen Achsenverhältnisse R_i dienen, wobei im allgemeinen gilt:

$$A > G > H > R_s$$

In Fällen $R_s > R_i$ kann insbesondere das harmonische Mittel eine gute Approximation liefern (s.a. LISLE 1977, PATERSON 1983, BABAIE 1986).

Fry Methode

Grundlage der Kornzentrendistanzanalyse nach RAMSAY (1967), modifiziert von FRY (1979), ist der Abstand von homogen verteilten Objekten zu ihrem nächsten Nachbarn, der während einer Deformation in Richtung der Verkürzung sich verringert und in Richtung der Streckung sich vergrößert. Das Ergebnis der Fry-Analyse bezieht sich somit auf die Verformung der Matrix (Matrixstrain), während bei einer R_i/ϕ' -Analyse die Verformung der Strainmarker gemessen wird (Objektstrain). Zur graphischen Darstellung werden für jedes Korn um einen Referenzpunkt, der das Zentrum des jeweiligen Kornes darstellt, die Zentren der Nachbarkörner eingezeichnet. Die so erhaltene Punktwolke gibt unmittelbar das Achsenverhältnis und die Orientierung der Strainellipse wieder. Die Auswertung erfolgt visuell, indem eine Ellipse entlang der Grenze der Zone erhöhter Punktdichte zum zentralen, punktarmeren Bereich eingepaßt wird (s. Beispiele in Abb. 33 und 34). Die Schärfe dieser Grenze ist dabei eine Funktion der Homogenität der Objektverteilung und der Anzahl der Objekte. Als Maß für die Homogenität der Objektverteilung („degree of anticlustering“) dient z.B. der an der Punktdichte normierte und daher dimensionslose, mittlere Abstand des näch-

sten Nachbarn \bar{d}_1 (CRESPI 1986):

$$\bar{d}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (d_{ii})}{n \cdot \sqrt{\rho}}$$

wobei d_{ii} der Abstand von Punkt i zum nächsten Nachbarn, n die Anzahl der Objekte und ρ die Punktdichte darstellt. In mathematisch generierten Verteilungen nimmt \bar{d}_1 Werte zwischen 0,5 (vollkommen zufällige Punktanordnung = Poisson-Verteilung) und 1,075 (überall gleiche Punkt-abstände = hexagonales Gitter) an. Da die Fry-Methode bei einer vollkommen zufälligen Punktverteilung keine Ergebnisse liefert, sollte \bar{d}_1 deutlich größer als 0,5 sein. Werte unter 0,5 kennzeichnen Proben mit starken Objekthäufungen („clustering“), die für eine Fry-Analyse ungeeignet sind. Als weitere Voraussetzung zur Durchführung einer Fry-Analyse muß gewährleistet sein, daß sämtliche Objekte erfasst werden. Bei relativ homogenen Verteilungen ($\bar{d}_1 > 0,65$) reichen bereits ca. 100–150 Objekte für eine brauchbare Fry-Analyse aus. Bei kleineren \bar{d}_1 -Werten ist entsprechend eine höhere Anzahl von Objekten (> 200) nötig (CRESPI 1986, s.a. Abb. 32).

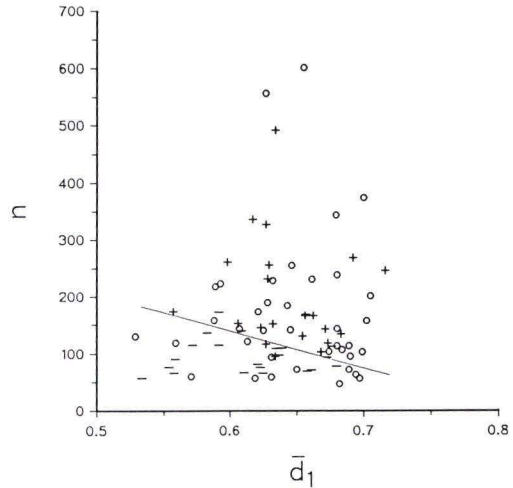


Abb. 32. Die Gegenüberstellung des mittleren Abstandes des nächsten Nachbarn (\bar{d}_1 , s. Text) und der Objektanzahl (n) mit der Qualitätsstufe des entsprechenden Fry-Diagramms (+ gut bis sehr gut, o mäßig, - schlecht bis unbrauchbar) zeigt für unterschiedlich homogene Verteilungen die jeweilige Mindestobjektanzahl, um wenigstens ein mäßiges Fry-Diagramm zu erhalten. Eine hohe Anzahl von Objekten garantiert nicht unbedingt ein gutes Fry-Diagramm.

In Proben mit einem breiten Korngrößen-spektrum liefert die konventionelle Fry-Methode aufgrund der stark schwankenden, kleinsten Kornabstände schlechte Ergebnisse. Durch die Einführung einer Korngrößennormierung (ERSLEV 1988) wird die Grenze der Punktwolke z.T. erheblich schärfer. Statt dem Kornzentrenabstand d wird bei der normierten Fry-Methode der dimensionslose Abstand d_n zwischen zwei Körnern mit dem Radius r_a und r_b verwendet:

$$d_n = d / (r_a + r_b)$$

Auswertung

Zunächst werden die Kornumrisse sämtlicher erkennbarer Körner an einem Bildsichtgerät oder anhand von Fotografien abgezeichnet und die Endpunkte deren längster und kürzester Achse (d.h. 4 Punkte pro Korn) auf einem Grafiktablett digitalisiert. Die Kornzentren sind durch die Schnittpunkte beider Achsen definiert. In Ausnahmefällen (z.B. bei sehr kleinen Objekten) werden nur die Kornzentren digitalisiert. Die Auswertung erfolgt mit Hilfe des Programmpaketes INSTRAIN 2.5 (ERSLEV 1988, ERSLEV & GE 1990). Die Vierpunktmethode ermöglicht die Durchführung einer konventionellen und einer normierten Fry-Analyse sowie einer

R_f/ϕ -Analyse in einem Durchgang. Zusätzlich wird der mittlere Objektstrain einer bestimmten Anzahl benachbarter Objekte (z.B. 6) mit Hilfe der Methode der kleinsten Fehlerquadrate bestimmt und als R_f/ϕ -Diagramm ausgegeben (ERSLEV & GE 1990). Lokale Schwankungen werden so eliminiert, so daß dieses Diagramm (Fluktuation meist $< 90^\circ$) häufig besser ausgewertet werden kann. Die auf die gleiche Art berechnete mittlere Objekt-Ellipse sämtlicher Körner liefert bei mittleren Fehlern von unter 20 % gute Ergebnisse und wird bei der Auswertung ebenfalls berücksichtigt. Bei den Fry-Analysen wird allerdings der visuellen Auswertung gegenüber den „best-fit“ Ellipsen der Vorrang gegeben. Zur Beurteilung dieser von subjektiven Einflüssen behafteten Ergebnisse werden sämtliche Messungen einer von vier Qualitätsstufen zugeordnet. Außerdem werden als Referenz die Ergebnisse der auf die gleiche Weise ausgewerteten Oolith-Probe von Fig. 5.7 aus RAMSAY & HUBER (1983) angegeben. Das Maß der Homogenität der Objektverteilung d_1 (berechnet mit dem Programm MEANDIST) und die Anzahl der Objekte dienen ebenfalls der Datenbeurteilung. In den Abb. 33 und 34 sind einige Beispiele von Auswertungen je eines R_f/ϕ - und eines normierten Fry-Diagramms dargestellt.

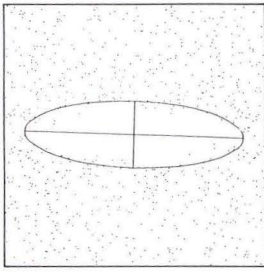
4.1.2 Fehlerquellen

Die Anwendung der quantitativen Verformungsanalyse setzt das Vorhandensein primärer Kornformen voraus und ist daher in rekristallisierten Gesteinen nur mit Einschränkungen möglich. Durch den hohen Grad der Quarzrekristallisation ist insbesondere in Proben mit korngestütztem Gefüge und in stark deformierten Proben die Identifizierung der Altkörner schwierig bis unmöglich, so daß die meisten Quarzite bzw. Subarkosen sowie stark mylonitisierte Gesteine für die Strainanalyse ungeeignet sind. In den übrigen Gesteinen sind die abge-

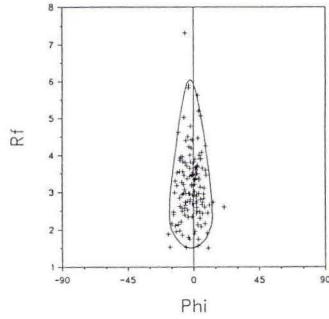
zeichneten Kornformen mit einem gewissen Fehler behaftet, der auf Unsicherheiten bei der Bestimmung der Korngrenzen und der genauen Abgrenzung der Druckschattenhöfe zurückgeht. Da die am stärksten deformierten Quarzkörner auch am stärksten rekristallisiert und daher z.T. kaum zu identifizieren sind, wird der wahre Strainwert höher sein als der gemessene Wert.

Weitere Ungenauigkeiten ergeben sich bei der Dünnschliffpräparation, wenn bei xy-Schnitten nicht exakt die Hauptschieferungsebene ge-

Abb. 33. Vier Beispiele zur Auswertung von Fry- und R_f/ϕ -Diagrammen. \triangleright

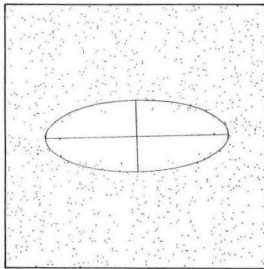


$R = 3,24$
 $\phi' = -2^\circ$
 $n = 142$
 $\bar{d}_1 = 0,671$

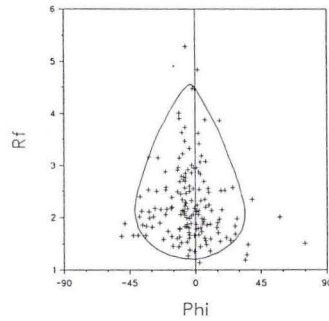


$R_{fmin} = 1,5$
 $R_{fmax} = 6,1$
 $R_S = 3,02$
 $R_{imax} = 2,02$
 $\phi' = -2^\circ$

910922-3pl

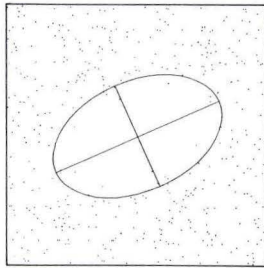


$R = 2,56$
 $\phi' = 1^\circ$
 $n = 166$
 $\bar{d}_1 = 0,662$

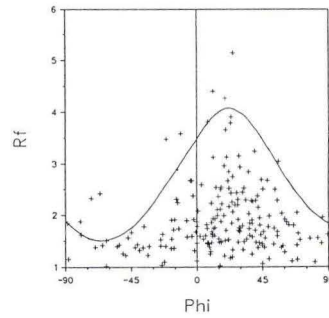


$R_{fmin} = 1,2$
 $R_{fmax} = 4,6$
 $R_S = 2,35$
 $R_{imax} = 1,96$
 $\phi' = -4^\circ$

911024-3ac

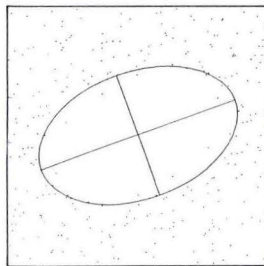


$R = 1,61$
 $\phi' = 24^\circ$
 $n = 201$
 $\bar{d}_1 = 0,705$

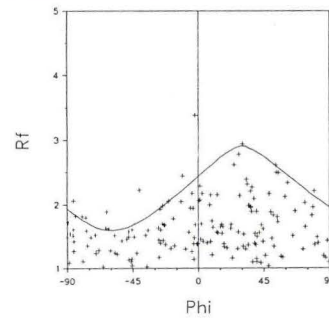


$R_{fmin} = 1,5$
 $R_{fmax} = 4,1$
 $R_S = 1,65$
 $R_{imax} = 2,48$
 $\phi' = 22^\circ$

920805-3xy

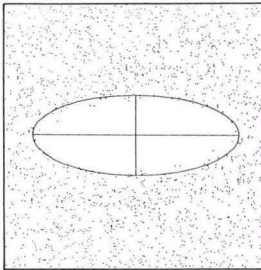
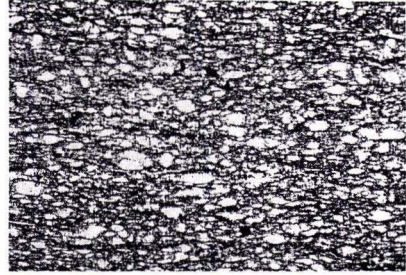
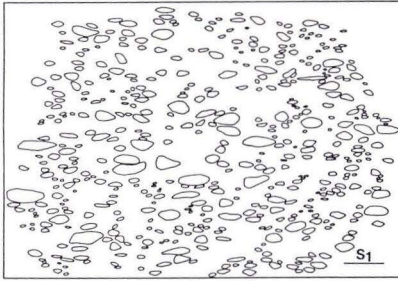


$R = 1,63$
 $\phi' = 21^\circ$
 $n = 166$
 $\bar{d}_1 = 0,656$

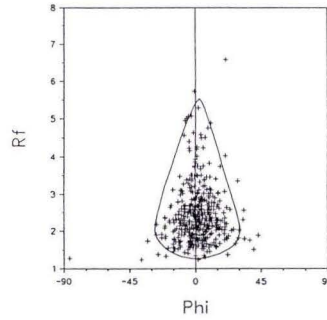


$R_{fmin} = 1,6$
 $R_{fmax} = 2,9$
 $R_S = 1,35$
 $R_{imax} = 2,15$
 $\phi' = 30^\circ$

920808-6xy

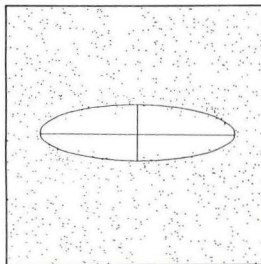
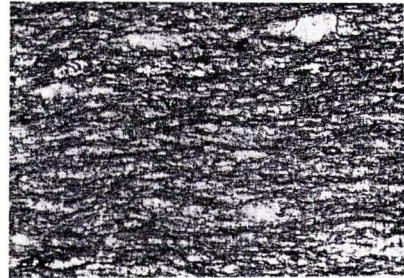
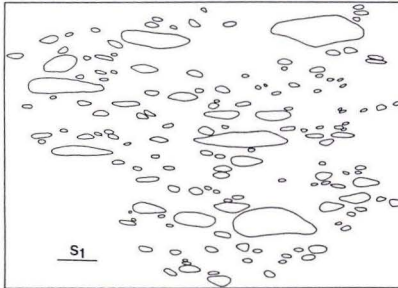


$R = 2,6$
 $\phi' = 0^\circ$
 $n = 491$
 $\bar{d}_1 = 0,634$

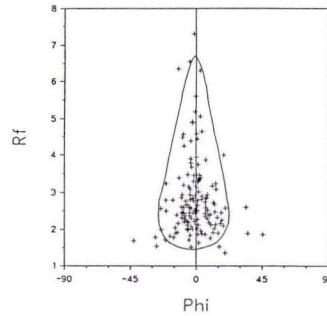


$R_{fmin} = 1,25$
 $R_{fmax} = 5,5$
 $R_S = 2,62$
 $R_{imax} = 2,1$
 $\phi' = 2^\circ$

920121-1ac



$R = 3,38$
 $\phi' = -1^\circ$
 $n = 152$
 $\bar{d}_1 = 0,606$



$R_{fmin} = 1,45$
 $R_{fmax} = 6,7$
 $R_S = 3,12$
 $R_{imax} = 2,15$
 $\phi' = -1^\circ$

910720-3ac

troffen wird. Bereits geringe Abweichungen führen zu einer groben Verzerrung der Strainellipse. Um eine exakte Orientierung sicherzustellen, wurde die zurechtgesägte Probe mit einem Feinmeißel entlang der Hauptschieferungsebene gespalten und die Spaltflächen für die weitere Präparation angeschliffen. Die übrigen meßtechnischen Fehler, die z.B. beim Einzeichnen und Digitalisieren der Hauptachsen entstehen, können als geringfügig angesehen werden. Die graphische Auswertung wurde bei gleichbleibender Methodik stets von der gleichen Person vorgenommen, so daß der individuelle Fehler als konstant angenommen werden kann und ein Vergleich der Daten untereinander gewährleistet ist. Insgesamt sollte die Streuung, welche die Reproduzierbarkeit der Daten beeinträchtigt, 10 % nicht wesentlich übersteigen.

Vermutlich größer ist der systematische Fehler. So ist das Maß der prätektonischen Deformation

z.B. durch Kompaktion völlig unbekannt. Es muß insbesondere bei Peliten von einem erheblichen Kompaktionsstrain von oblater Geometrie ausgegangen werden. Generell führt ein Volumenverlust, sei es durch Entwässerung oder Drucklösung, zu einer Verschiebung des finiten Strainellipsoides in das Plättungsfeld (RAMSAY & WOOD 1973). Bei der Umrechnung der eigenen Straindaten wurde stets Volumenkonstanz zugrundegelegt, obwohl mit einem nicht unerheblichen Volumenverlust gerechnet werden muß, worauf auch hohe Porenlösungsdrücke während der Deformation hindeuten (WEBER 1980).

Eine unterschiedlich starke Verformung von großen und kleinen Körnern wurde ebenfalls in Betracht gezogen. Ein möglicher Zusammenhang zwischen der Größe und dem Achsenverhältnis der deformierten Körner wurde jedoch nicht festgestellt (Abb. 35).

4.1.3 Einfluß der Deformationsmechanismen

Die in Gesteinen der Phyllit-Zone beobachteten, verschiedenen Deformationsmechanismen (Drucklösung, kristallplastische Verformung, Korngrenzgleiten) beeinflussen auf verschiedene Art die Ergebnisse der Strainanalysen. Prozesse wie Erholung, Polygonisation und Rekristallisation tragen nicht direkt zur Verformung bei, können aber durch den Abbau von Kristalldefekten und Veränderung der Korngröße die Deformationsmechanismen und die Rheologie beeinflussen, da zum einen erholte Gefüge kristallplastisch leicht zu deformieren sind, zum anderen die Wirksamkeit diffusionsgesteuerter Mechanismen (Drucklösung, Korngrenzgleiten) mit abnehmender Korngröße deutlich zunimmt.

Der Einfluß der Drucklösung ist stark von den Transportweiten des druckgelösten Materials und der betrachteten Systemgröße abhängig. Je nach PT-Bedingungen und Mobilität der betei-

ligten Phasen variieren die Transportweiten vom mm- bis in den km-Bereich und können nur näherungsweise bestimmt werden (z.B. WINTSCH et al. 1991). In geschlossenen Systemen herrscht innerhalb eines betrachteten Abschnitts Volumenkonstanz, während in offenen Systemen mit Volumenänderung, z.B. dem Verlust von Porenraum (durch Kompaktion) oder Material (durch Drucklösung), gerechnet werden muß. Homogene Volumenänderung hat keinen Einfluß auf das Achsenverhältnis der Strainellipsen, wohl aber auf die Größe der Hauptextensionen. Volumenänderungen sind aber i.d.R. weder homogen noch isotrop: Kompaktion erfolgt senkrecht zur Schichtung, Drucklösung senkrecht zur Schieferung und bevorzugt entlang diskreter Drucklösungssäume. Anisotrope Volumenänderungen beeinflussen die Ergebnisse der Strainanalysen erheblich. Beispielsweise resultiert bei einer Verkürzung von 20 % mit Vo-

◁ **Abb. 34.** Auswertung je einer Probe aus Taunuskamm-Einheit (oben) und Phyllit-Zone (unten).

lumenverlust ein Achsenverhältnis der Strainellipse von $R = 1 / 0,8 = 1,25$ und bei Volumenkonstanz von $R = 1,25 / 0,8 = 1,56$. Bei Annahme von Volumenkonstanz sind daher die aus den Achsenverhältnissen berechneten Verkürzungswerte zu niedrig (s.a. ONASCH 1986).

Bei heterogener Drucklösung (z.B. „spaced cleavage“) erhält man keine sinnvollen Ergebnisse, falls der Abstand der Drucklösungsflächen den der Kornzentren deutlich übersteigt (s.a. ONASCH 1986). Drucklösung kann besonders an Quarz/Hellglimmer-Kontakten zu einer überproportional starken Plättung der Quarzkörner führen, woraus zu hohe R/ϕ^+ -Werte resultieren. Falls der Gesamtstrain gewünscht wird, führt die Anwendung der Fry-Methode dann zu realistischeren Werten. Bei asymmetrischer Drucklösung und der daraus resultierenden Verschiebung der Kornzentren ergibt die Fry-Methode jedoch zu geringe Strainwerte (DUNNE et al. 1990). Werden statt der Kornzentren die Endpunkte der Hauptachsen digitalisiert (Vierpunktmethode), wird dieser Effekt aufgrund der optischen Ergänzung asymmetrischer Körner durch den Bearbeiter teilweise ausgeglichen (s.a. DITTMAR et al. 1994). Die Voraussetzungen für eine Fry-Analyse sind allerdings nicht mehr erfüllt, falls Körner komplett weggelöst sind und nicht mehr erfaßt werden können.

Bei kristallplastischer Verformung und abwesendem Korngrenzgleiten sollten in Gesteinen mit korngestütztem Gefüge die Fry- und R/ϕ^+ -

Methode gleichermaßen den Gesamtstrain wiedergeben. Der hohe Grad der Quarzrekristallisation in diesen Gesteinen setzt auch hier methodische Grenzen. Im matrixgestütztem Verband sind die Quarzkörner von einer durchgreifenden Rekristallisation meistens verschont. Bei deutlichem rheologischen Kontrast kann es zwischen den Strainmarkern und der Matrix zu einer unterschiedlichen Verformung kommen („strain partitioning“). Insbesondere Feldspatklasen sind i.d.R. nur gering deformiert und ihr Objektstrain spiegelt nur einen Teil der Gesamtverformung wider. Bei einer ausreichenden Anzahl von Objekten sollte dann der Fry-Methode der Vorzug gegeben werden.

Spielt Korngrenzgleiten als Deformationsmechanismus eine wesentliche Rolle, resultieren aus den Strainanalysen zu niedrige Verformungswerte. Weder die Kornformen noch die Abstände der Kornzentren geben die Gesamtverformung wieder, so daß mit keiner Methode die Deformation zu quantifizieren ist. Hinweise auf nennenswertes Korngrenzgleiten evtl. in Zusammenhang mit superplastischem Fließen gibt es nur in einigen Myloniten, die durch dynamische Rekristallisation eine starke Kornverkleinerung erfahren haben (vgl. Kap. 3.3.1). An diesen Proben wurde keine Strainanalyse durchgeführt. Ferner ist mit einer geringfügigen Verschiebung der Kornzentren durch Korngrenzgleiten als Folge von Drucklösung an Korngrenzen zu rechnen (z.B. RAJ & ASHBY 1971, McCLAY 1977).

4.1.4 Messung der B_3 -Verformung

Die Intensität der B_3 -Faltung kann zur Quantifizierung der B_3 -Verformung herangezogen werden, um die finiten Strainwerte ggf. um dieses Inkrement zu korrigieren. Aus Gründen der Strainkompatibilität ist anzunehmen, daß makroskopisch ungefaltete Bereiche, in denen die Analysen des finiten Strains durchgeführt wurden, sich der gleichen Verformung erfreut haben wie die sie umgebenden, gefalteten Bereiche. In diesen kann aus den Linienlängen der gefalteten

Schichten ein Minimalwert der B_3 -Verkürzung ermittelt werden (Abb. 35). Aus der relativen Verkürzung e und dem Winkel ϕ^+ zwischen der Richtung der gemessenen Verkürzung und der Crenulationsschieferung ($\approx xy$ -Ebene der B_3 -Deformation) können unter Annahme einer ebenen Verformung die reziproken, quadratischen Hauptextensionen λ_1' und λ_2' in der ac -Ebene durch Lösung der folgenden Gleichung berechnet werden (s.a. RAMSAY & HUBER 1983):

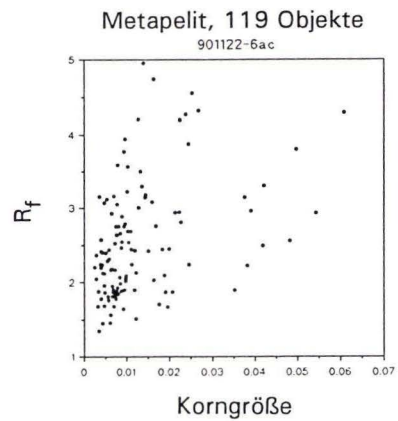
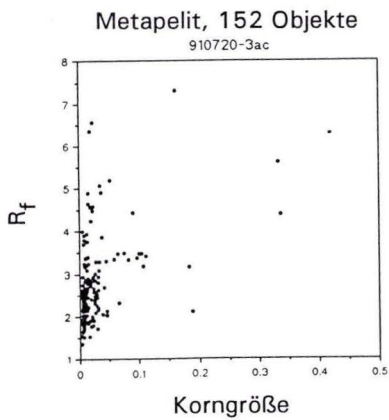
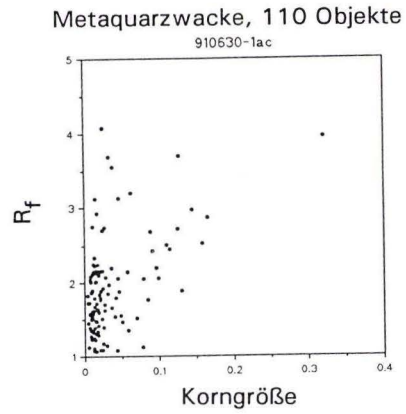
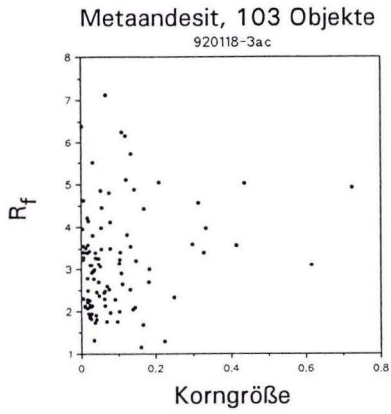
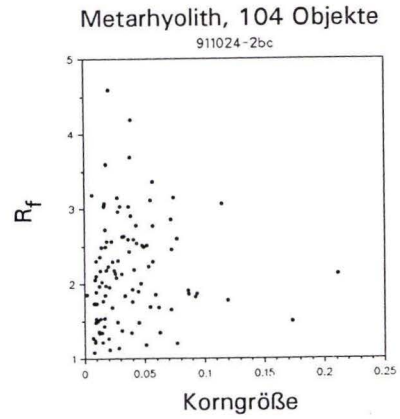
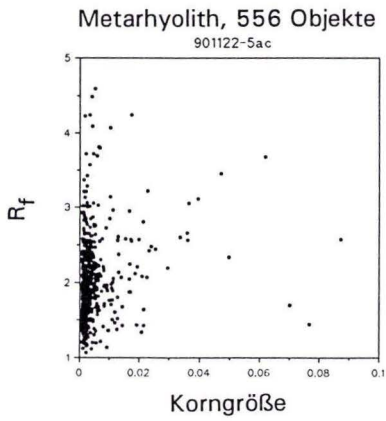


Abb. 35. Die Abhängigkeit des Achsenverhältnisses R_f von der Korngröße der Strainmarker ergibt in verschiedenen Lithologien keinen signifikanten Zusammenhang.

$$\lambda' = (1 + e)^2 = \lambda_1' \cdot \cos^2 \varphi' + \lambda_2' \cdot \sin^2 \varphi'$$

wobei gilt:

$$\lambda_1' = 1/\lambda_2' \quad (\text{Flächenkonstanz})$$

bzw.

$$\lambda_1' = 1/(\lambda_2' \cdot (1 + \Delta A)^2) \quad (\text{Flächenänderung } \Delta A)$$

Die daraus resultierende quadratische Gleichung

$$(\lambda_2')^2 - (\lambda' / \sin^2 \varphi') \cdot \lambda_2' + (\tan \varphi' (1 + \Delta A))^2 = 0$$

besitzt 2 Lösungen, von denen i.d.R. nur eine sinnvoll ist. λ_2' gibt unmittelbar das Achsenverhältnis der Strainellipse in der ac-Ebene wieder:

$$R = (1 + e_1) / (1 + e_2) = \sqrt{\lambda_2'} / \sqrt{\lambda_1'} = \sqrt{\lambda_2'} \cdot \sqrt{\lambda_2'} = \lambda_2'$$

Die Annahme einer ebenen Verformung erscheint gerechtfertigt, da keine Hinweise auf eine nennenswerte, B_3 -parallele Streckung wie z.B. Boudinage oder späte, B_3 -parallele Quarzfaservermineralisationen in Druckschattenhöfen beobachtet wurden. Dagegen ist eine Flächenerhaltung in der ac-Ebene während der B_3 -Deformation nicht unbedingt gewährleistet. Durch

Drucklösung ist eine nicht unerhebliche Menge an Quarz abgeführt worden, der allerdings zum großen Teil in unmittelbar benachbarten, quarzreichen Domänen wieder abgeschieden wurde. Deshalb wurde bei der Berechnung der Strainellipsen zunächst Flächenkonstanz angenommen. In einem zweiten Rechendurchgang wurde ein Flächenverlust von 15 % zugrundegelegt.

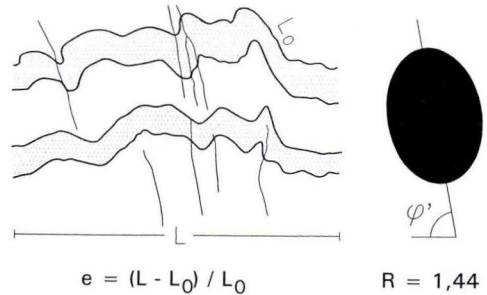


Abb. 36. Bestimmung der relativen Verkürzung e einer gefalteten Schicht aus dem Abstand L und der Ursprungslänge L_0 . Mit Hilfe der Extension $(1 + e)$ und dem Winkel φ' erfolgt die Berechnung der Strainellipse (s. Text).

4.1.5 Ergebnisse

Finite Verformung

Die Ergebnisse der Strainanalysen sind, aufgeschlüsselt in Matrixstrain und Objektstrain, in Tab. 2 aufgeführt. In den meisten Fällen ergibt sich insbesondere in sauren Metavulkaniten und sandigen Metapeliten eine gute Übereinstimmung beider Strainwerte. Dies ist offenbar Ausdruck eines geringen rheologischen Kontrastes zwischen den Strainmarkern (überwiegend Quarzkörner) und der feinkörnigen Matrix aus Quarz und Hellglimmer. Ein höherer Feldspatgehalt führt zu einem merklichen „strain partitioning“ zwischen der Matrix und den rigiden Feldspat-Klasten, so daß bei den metaarkosischen Wacken (z.B. 910630-1), den Metarhyodaziten (z.B. 911024-2, -3, 920805-3) und den Metaandesiten (z.B. 910328-5) der Objektstrain zu niedrige Werte angibt (Abb. 37a). An zwei Pro-

ben (910425-1yz und 920829-1ac) wurde zusätzlich ausschließlich an Quarzkörnern der Objektstrain gemessen. Demgegenüber ergibt die Gesamtmessung (Quarz + Feldspat) einen ca. 5 bzw. 15 % niedrigeren Wert, in dem der Einfluß der rigiden Feldspat-Klasten zum Ausdruck kommt. Phyllosilikatreiche Gesteine zeigen oft einen zu hohen Objektstrain, da Quarzkörner am Kontakt zu Phyllosilikaten einer überproportional hohen Drucklösung unterliegen (z.B. 901122-6, 920118-1, 920730-4, s.a. Abb. 37a). In beiden Fällen wurde dann ausschließlich der Matrixstrain als Maß für die Gesamtverformung verwendet, falls die Randbedingungen für eine Fry-Analyse gegeben waren. Einschränkungen für die Anwendung der Fry-Methode resultieren aus einer zu geringen Objektanzahl und einer zu heterogenen Objektverteilung, wenn z.B.

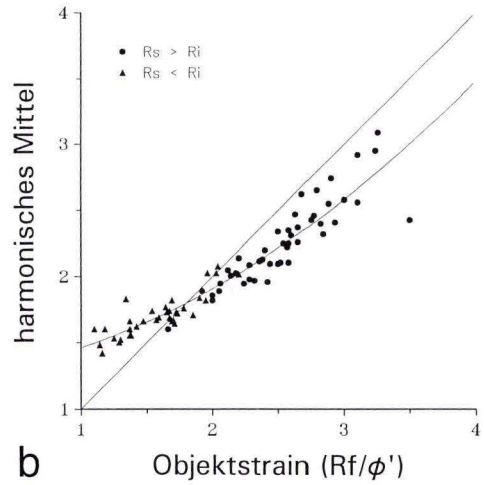
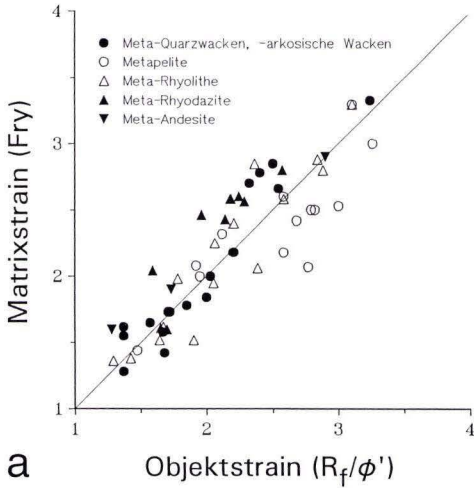


Abb. 37. (a) Abhängigkeit des Verhältnisses Matrix- zu Objektstrain von der Lithologie. Bei den Metarhyolithen und den größeren Metasedimenten ergibt sich insgesamt eine gute Übereinstimmung. Metarhyodazite und -andesite neigen eher zu niedrigeren, Metapelite zu höheren Werten des Objektstrains gegenüber dem Matrixstrain. Die absoluten Strainwerte sind dagegen weitgehend unabhängig von der Lithologie. (b) Das harmonische Mittel gibt bei niedrigem Strain ($R_s < R_{i\max}$) gegenüber den R_f/ϕ' -Daten zu hohe Werte an, bei höherem Strain ($R_s > R_{i\max}$) liegen die Werte systematisch darunter.

durch den hohen Grad der Rekristallisation zahlreiche Quarzkörner nicht mehr erkennbar sind. Lithologiebedingte Straininhomogenitäten sind also überwiegend materialbedingt (unterschiedliche Gehalte an Feldspat und Phyllosilikaten).

Eine Strainzunahme mit abnehmender Korngröße (z.B. DITTMAR et al. 1994), die im wesentlichen auf die Korngrößenabhängigkeit von Drucklösung zurückzuführen ist, ist hier nicht erkenn-

bar. Der in einer sandigen und einer pelitischen Partie gemessene Objektstrain eines Metasediments (920730-4ac) ist im Rahmen der Fehlerbreite identisch. Der Matrixstrain ist in der sandigen Partie sogar etwas höher. Dieser Effekt hängt vermutlich mit dem Dominieren Korngrößenunabhängiger Deformationsmechanismen (kristallplastische Deformation mit dynamischer Rekristallisation) gegenüber Drucklösung zusammen.

Eine Gegenüberstellung der nach der R_f/ϕ' -Methode ermittelten Achsenverhältnisse mit dem jeweiligen harmonischen Mittel (Abb. 37b) zeigt, daß bei niedrigem Strain ($R_s < R_i$) das harmonische Mittel über den R_f/ϕ' -Werten liegt. Ab Elliptizitäten von etwa 2,0 (bzw. $R_s > R_i$) gibt das harmonische Mittel ohne Ausnahme etwas geringere Werte an. Die Ursache dieser systematischen Abweichung hängt vermutlich mit der initialen Elliptizität der Strainmarker zusammen, da in Fällen $R_s < R_i$ der Anteil von R_i an der finiten Elliptizität besonders hoch ist. In Fällen $R_s > R_i$ führt die Überlagerung von R_s und R_i bei zahlreichen Körnern zu geringen finiten Elliptizitäten.

In einer Probe (910412-2ac) wurden metamor-

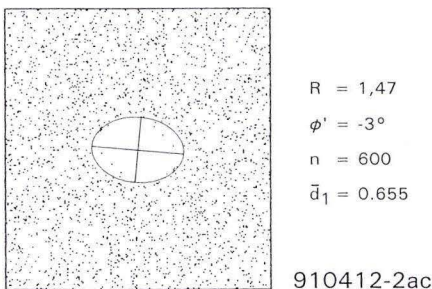


Abb. 38. Fry-Analyse (Einpunktmethode) an metamorphen Erzkörnern eines Metaandesits gibt die Verformung des jüngeren Inkrements wieder.

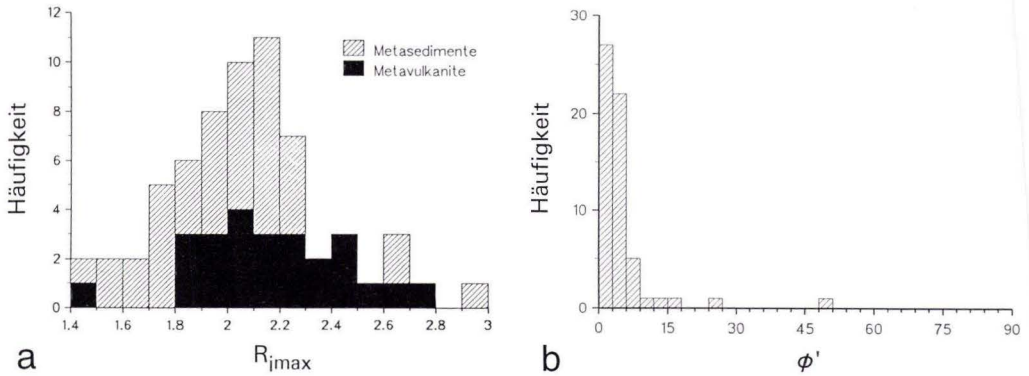


Abb. 39. Histogramme der maximalen initialen Elliptizitäten R_{imax} (a) und der Winkel ϕ' zwischen der Langachse der Strainellipse und der Schieferungsspur (b). R_{imax} zeigt bei den Metasedimenten ein deutliches Maximum zwischen 2,0 und 2,2, während die Metavulkanite eine breitere Streuung aufweisen. Der Winkel ϕ' ist in Schnitt-ebenen senkrecht zur Hauptschieferung in fast allen Fällen $< 10^\circ$.

phe Erzkörner als Strainmarker verwendet und damit eine Fry-Analyse (Einpunktmethode) durchgeführt (Abb. 38). Der in der ac-Ebene erhaltene Wert von 1,47 (längste Hauptachse parallel zur Hauptschieferung) liegt deutlich unter den üblichen Werten (ca. 2,0–2,5) und repräsentiert das Straininkrement seit Bildung der Erzkörner.

Die aus den R_i/ϕ' -Analysen resultierenden, maximalen initialen Elliptizitäten der Strainmarker R_{imax} sind als Häufigkeitsdiagramm in Abb. 39a dargestellt. Bei den Metasedimenten zeigt sich ein deutliches Maximum zwischen 2,0 und 2,2. Die breitere Streuung und die insgesamt etwas höheren Elliptizitäten bei den Metavulkaniten ist vermutlich auf den Einfluß der häufig leistenförmigen Plagioklase zurückzuführen.

Die Orientierung der xy-Ebene des finiten Strainellipsoides weicht in der ac-Ebene meist nur geringfügig von der Lage der Hauptschieferung ab (Abb. 39b). In einigen Fällen sind in der ac-Ebene deutlich größere Abweichungen festzustellen (z.B. 910625-1, 920805-6). Dabei koinzidiert die xy-Ebene mit keiner der sichtbaren Schieferungen und muß als Resultat einer Überlagerung des Strainellipsoides der Hauptdeformation mit Inkrementen der Crenulation, die in diesen Bereichen intensiv ausgeprägt ist, angesehen werden.

Die x-Achsen des Strainellipsoides sind in den meisten Fällen subparallel zum Streichen

der Hauptschieferung orientiert und dokumentieren bei Elliptizitäten in der xz-Ebene zwischen 2,0 und 3,5 eine erhebliche orogenparallele Streckung der gesamten Phyllit-Zone (Abb. 40, s.a. Tab. 3). Im SW fallen die x-Achsen mit ca. 30° nach SW ein und folgen dem Trend der Streckungslineare und Runzelachsen. Im mittleren Taunus ergibt sich im Bereich der NPZ-Scherzone und der Rossert-Scherzone ein anderes Bild. Hier liegt die x-Achse diagonal auf den nach NW einfallenden Hauptfoliationsflächen und taucht wie auch einige Streckungslineare halbsteil nach NNE ein. Die gleiche Orientierung zeigen auch Ellipsoide in der Taunuskamm-Einheit unmittelbar nördlich der NPZ-Scherzone, obgleich aufgrund der stark oblaten Verformungsgeometrien in diesem Bereich die Lage der x-Achse nur schlecht definiert werden kann. Die räumliche Beziehung zu den Scherzonen legt die Vermutung nahe, daß diese Orientierungen mit Bewegungen an der NPZ-Scherzone, der Rossert-Scherzone und der Rambach–Nauroder Scherzone, deren Streckungslineare die gleiche Orientierung aufweisen, in Zusammenhang stehen. An zwei Proben (910504-1 und 901127-2) fallen die x-Achsen auf steilen Hauptfoliationsflächen halbsteil nach SW ein. Wie die makroskopischen Streckungslineare gleicher Orientierung sind auch diese x-Achsen vermutlich Ausdruck einer frühen, nordgerich-

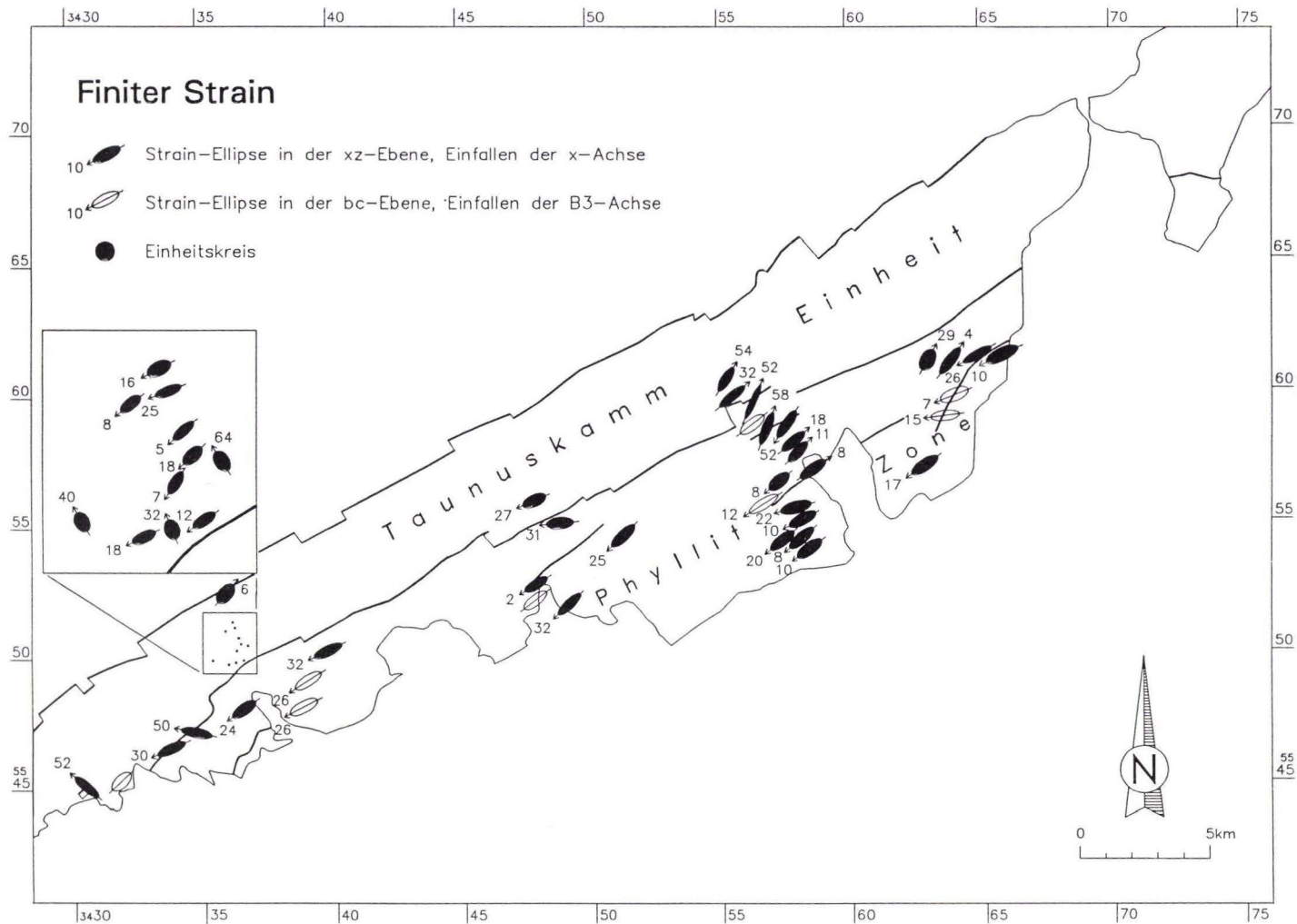


Abb. 40. xz- bzw. bc-Strain in der Kartenebene. Größe und Achsenverhältnis der xz-Ellipsen entspricht dem Betrag der Hauptextensionen $(1 + e_1)$ und $(1 + e_2)$, die unter Annahme von Volumenkonstanz berechnet wurden (vgl. Einheitskreis mit Radius 1). Die bc-Ellipsen geben nur das Achsenverhältnis in B₃-Achsenparallelen Schnitten senkrecht zur Hauptschieferung und das Einfallen der B₃-Achse wieder, die in vielen Fällen mit der x-Achse identisch ist. Daten aus SCHÄFER (1993), KÄFER (1994) und eigene Daten.

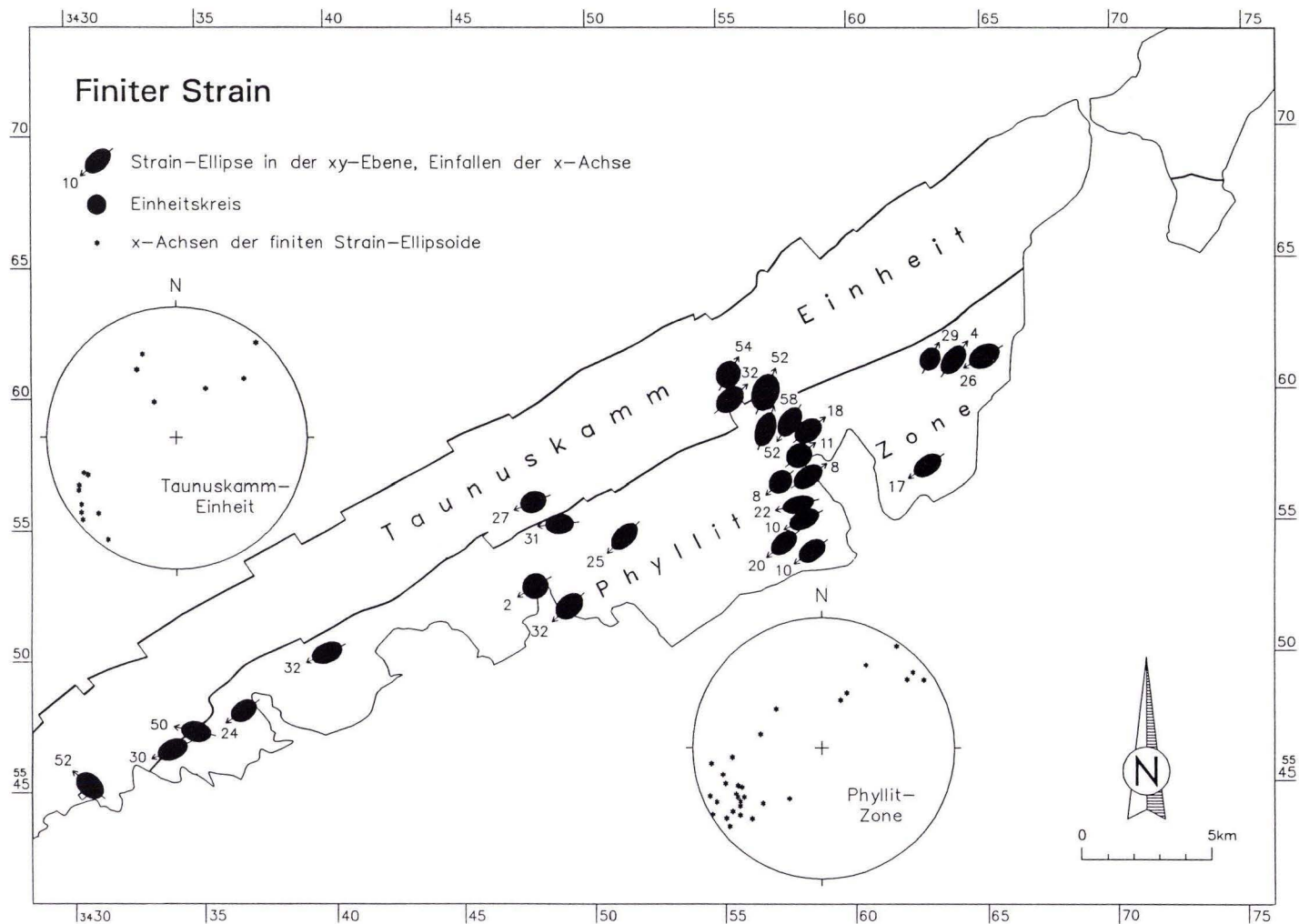


Abb. 41. Darstellung des xy-Strains in der Kartenebene. Größe und Achsenverhältnisse der xy-Ellipsen entspricht dem Betrag der Hauptextensionen $(1 + e_1)$ und $(1 + e_2)$, die unter Annahme von Volumenkonstanz berechnet wurden (vgl. Einheitskreis mit Radius 1). Die Diagramme zeigen die Raumlage der x-Achsen jeweils in der Phyllit-Zone und der Taunuskamm-Einheit. Daten aus SCHÄFER (1993), KÄFER (1994) und eigene Daten.

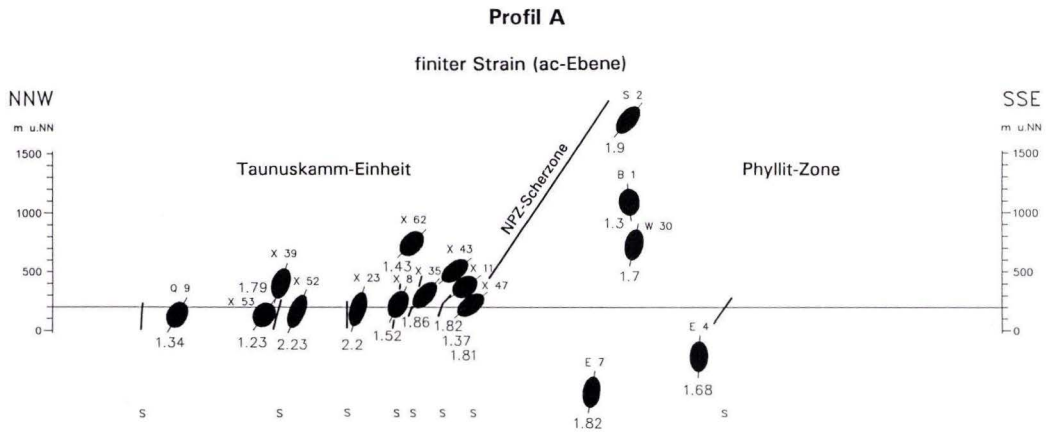


Abb. 42. Finiter Strain in der ac-Ebene (\approx Profilebene), Profil A. Die Profilebene ist um 30° gegen die Vertikale geneigt. Die Ellipsen geben nur Achsenverhältnisse wieder, ihre Größe ist ohne Relevanz. Daten aus SCHÄFER (1993), KÄFER (1994) und eigene Daten. S = Scherzone.

teten Streckung in der Phyllit-Zone. Eine Probe aus dem Metarhyolith-Vorkommen innerhalb der Taunuskamm-Einheit bei Hallgarten (910922-3, vgl. Kap. 2.4) zeigt eine in Fallrichtung orientierte x-Achse und nimmt somit eine Sonderstellung ein.

Die Strainwerte in der xy-Ebene sind in Abb. 41 kartennäßig dargestellt. Im Vergleich zum Einheitskreis ist eine starke Plättung insbesondere in Scherzonnennähe zu erkennen. Die größten Elliptizitäten von bis zu 2,4 treten im stärker crenulierten SE-Teil der Phyllit-Zone sowie nahe der Rossert-Scherzone auf (Probe 910118-3).

In der ac-Ebene, die ungefähr der Profilebene entspricht, variieren die finiten Strainwerte zwischen etwa 1,3 und 3,3, wobei nahe der Scherzonen leicht erhöhte Werte festzustellen sind (Abb. 42, 43a, 44a, 45a). Oft entsprechen die ac-Werte denen der yz-Ebene. Bei größeren Winkeldifferenzen wurden entsprechende Umrechnungen durchgeführt. Bei den sehr niedrigen Werten im NW-Teil des Profils D (Aufschlüsse KNE 4, HG 1) handelt es sich um während der Hauptdeformation geschonte Bereiche mit nur schwach ausgeprägter Schieferung. Die übrigen Proben mit ac-Strainwerten unter 1,8, insbesondere im SE-Teil des Profils C, zeigen im stumpfen Winkel zur Hauptfoliation eine stark ausgeprägte Crenulati-

onsschieferung (s_3), die zu einer erheblichen Verringerung des primären ac-Strains führte.

B₃-Verformung

Die zunächst unter Annahme von Flächenkonstanz berechneten Strainellipsen der B₃-Deformation sind jeweils in Abb. 43b, 44b und 45b dargestellt (s.a. Tab. 4). Am häufigsten treten Achsenverhältnisse zwischen 1,4 und 1,8 auf. Die maximale Elliptizität von 2,35 liegt bereits in der Größenordnung der finiten Strainellipsen in der ac-Ebene. Die Berücksichtigung eines Flächenverlustes von 15 % in der ac-Ebene führt zu entsprechend geringeren Elliptizitäten (Werte in Klammern).

Die Langachse der Ellipsen fällt in den Profilen C und D ausnahmslos nach NW ein, im Profil B dominiert dagegen SE-Fallen. In den meisten Fällen besteht eine positive Korrelation zwischen dem Einfallswinkel der Langachse und dem Achsenverhältnis der Strainellipse (vgl. Abb. 16b, Kap. 3.4.1).

Bereiche starker B₃-Verformung sind gleichzeitig durch deutlich geringere finite Verformungswerte gekennzeichnet. Diese Überlagerung von Verformungsinkrementen der B₃-Deformation muß rückgängig gemacht werden, um die Verformungswerte der Hauptdeformati-

on zu erhalten. Zu diesem Zweck wurden mit Hilfe des Computerprogrammes ELPRO die Strainmatrizen der finiten Strainellipsen in der yz-Ebene, falls diese etwa identisch mit der ac-Ebene ist, durch die entsprechenden Strainmatrizen der B_3 -Ellipsen geteilt.

Verformung der Hauptdeformation

Die daraus resultierenden, B_3 -korrigierten Strainellipsen (Abb. 43c, 44c, 45c) zeigen oft abweichende Orientierungen und z.T. deutlich höhere Elliptizitäten gegenüber den finiten Strainellipsen. Insgesamt ergibt sich ein homogeneres Bild mit geringeren Strainvariationen. Die abweichend niedrigen ac-Strainwerte im SE-Teil von Profil C und im mittleren Teil von Profil D sind somit ausschließlich Resultat der B_3 -Deformation.

Im Profil B tritt ein Sprung in den Strainwerten zwischen den Aufschlüssen WSE 19 und

WSE 22 nun deutlicher in Erscheinung. Das Vorhandensein einer Scherzone, die an anderer Stelle in gleicher Position nachgewiesen wurde (vgl. Kap. 3.2.2), wird damit bestätigt. Die Nordgrenze der Phyllit-Zone macht sich dagegen nur in einer geringen Zunahme der Strainwerte bemerkbar, die in den Grauen Phylliten der Taunuskamm-Einheit noch höher sind als in der Phyllit-Zone (WSE 2, WSE 5). Dies könnte ein Hinweis auf die tektonische Zugehörigkeit von Teilen der Grauen Phyllite zur Phyllit-Zone sein. Der höchste Wert tritt im SE der Phyllit-Zone auf und könnte auf die Nähe einer nicht lokalisierten Scherzone zurückzuführen sein.

Die ac-Strainwerte im Profil C liegen nach der B_3 -Korrektur durchweg über 2,1. Nahe der im Gelände lokalisierten Scherzonen lassen sich leicht erhöhte Werte feststellen. Insbesondere die hier als tektonische Mélange ausgebil-

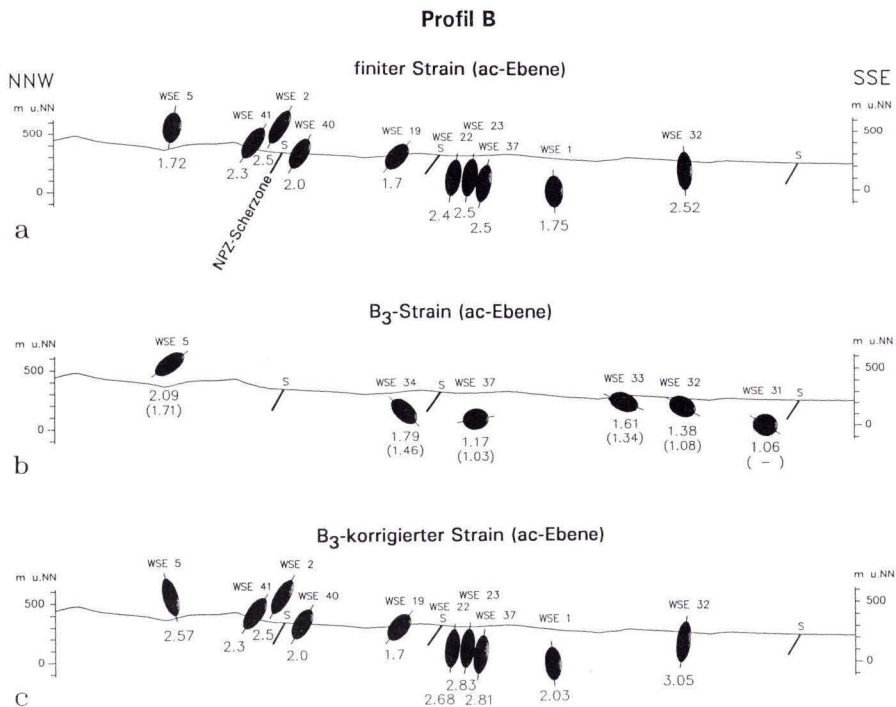


Abb. 43. Finiter Strain (a), B_3 -Strain (b) und Strain der Hauptdeformation (c) in der ac-Ebene (\approx Profilebene), Profil B (eigene Daten). Die Ellipsen geben nur Achsenverhältnisse wieder, ihre Größe ist ohne Relevanz. S=Scherzone.

dete NPZ-Scherzone macht sich im Aufschluß KNW 6 durch einen außergewöhnlich hohen Wert bemerkbar, der allerdings aufgrund weit fortgeschrittener Rekristallisation und geringer Objektanzahl ($n = 18$) mit einem größeren Fehler behaftet sein dürfte.

Im Profil D treten am Nordrand des zweiten Metavulkanit-Zuges (Aufschlüsse KNE 15, KNE 17) hohe Strainwerte auf und suggerieren einen tektonischen Kontakt. Diese Annahme wird durch die SE-gerichtete Zunahme der Verformung nordwestlich dieser Grenze gestützt. Am Nordrand der Phyllit-Zone ist die Verformung bemerkenswert gering. Die an anderen Stellen nachgewiesene, mélangartige Ausbildung fehlt dort.

Von wenigen Ausnahmen abgesehen wurde die gesamte Phyllit-Zone im Zuge der Hauptdeformation relativ gleichförmig, intensiv defor-

miert. An den duktilen Scherzonen wurde nur ein Teil der Verformung abgetragen. Dies stellt einen markanten Unterschied zur Taunuskamm-Einheit und dem übrigen Rhenoharzynikum dar, wo ein wesentlicher Teil der Deformation auf geringmächtige, diskrete Scherbahnen konzentriert ist (s.a. ONCKEN 1988b, WEISS 1993, KÄFER 1994, DITTMAR 1996). Lediglich die südlichen Bereiche nahe der Phyllit-Zone sind von einer erheblichen Interndeformation gekennzeichnet.

Dieses charakteristische Merkmal der Phyllit-Zone kennzeichnet offenbar den Beginn des duktilen Materialverhaltens als Folge der Überschreitung der 300 °C-Isotherme. In quarzreichen Lithologien kommt dies in der Verlagerung der Deformationsmechanismen von überwiegend Drucklösung und plastischer Verformung mit Erholung und beginnender Rekrystal-

Profil C

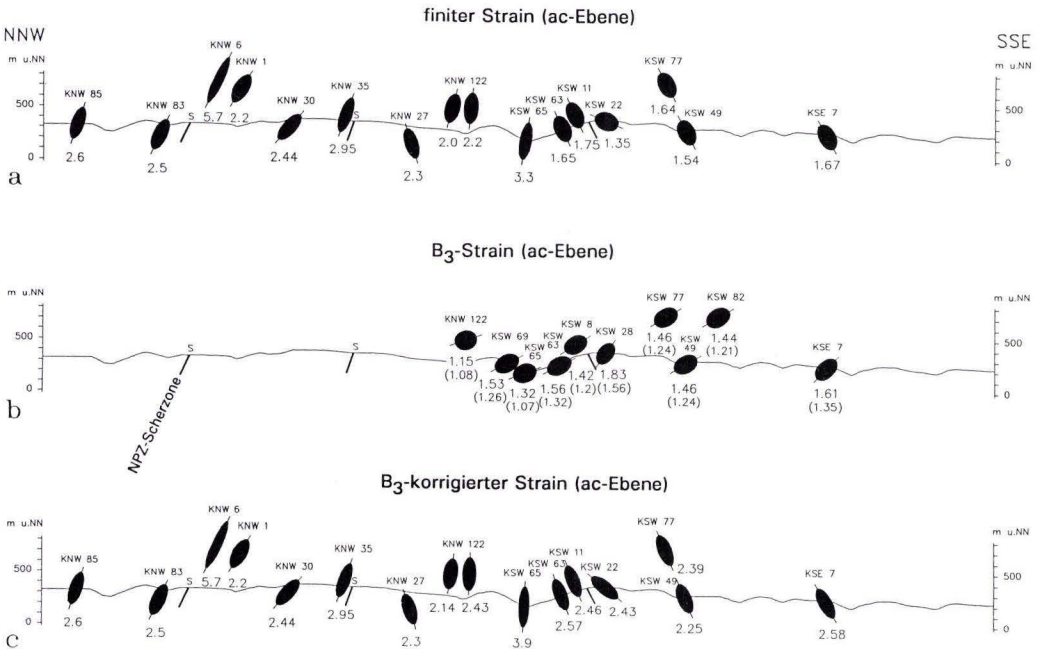


Abb. 44. Finiter Strain (a), B₃-Strain (b) und Strain der Hauptdeformation (c) in der ac-Ebene (= Profilebene), Profil C (eigene Daten). Die Ellipsen geben nur Achsenverhältnisse wieder, ihre Größe ist ohne Relevanz. S = Scherzone.

lisation zu überwiegend kristallplastischer Deformation und durchgreifender, dynamischer Rekristallisation mit entfestigender Wirkung zum Ausdruck.

Verformungsgeometrien

Die Geometrien der finiten Strainellipsoide sind in einem Flinn-Diagramm (Flinn 1962) in Abb. 46a dargestellt. Die meisten Proben befinden sich im Plättungsfeld nahe der Linie der ebenen Verformung ($k = 1$). Proben aus dem Streckungsfeld oder aus dem Bereich der ebenen Verformung sind durch eine erhebliche B_3 -Deformation gekennzeichnet, welche die ursprüngliche Geometrie des Strainellipsoides verändert hat. Zur Rekonstruktion der Verformungsgeometrie der Hauptdeformation wird

zunächst die Schnittellipse des finiten Strainellipsoides in der ac-Ebene durch die ac-Strainellipse der B_3 -Deformation dividiert (s.o.). Voraussetzung ist, daß die ac-Ebene ungefähr einer Hauptebene des finiten Strainellipsoides entspricht. In den vorliegenden Fällen konnten die meisten ac-Ellipsen durch die beiden Hauptextensionen ($1 + e_2$) und ($1 + e_3$) definiert werden. Die nach Durchführung der Ellipsendivision erhaltenen, korrigierten Hauptextensionen ($1 + e_2$)' und ($1 + e_3$)' bilden mit der größten Hauptextension ($1 + e_1$), die aufgrund ebener Verformungsbedingungen unverändert bleibt, die Grundlage zur Darstellung der Verformungsgeometrien der Hauptdeformation. In der Gegenüberstellung mit den finiten Geometrien der jeweiligen Proben ergibt sich eine erhebliche Ver-

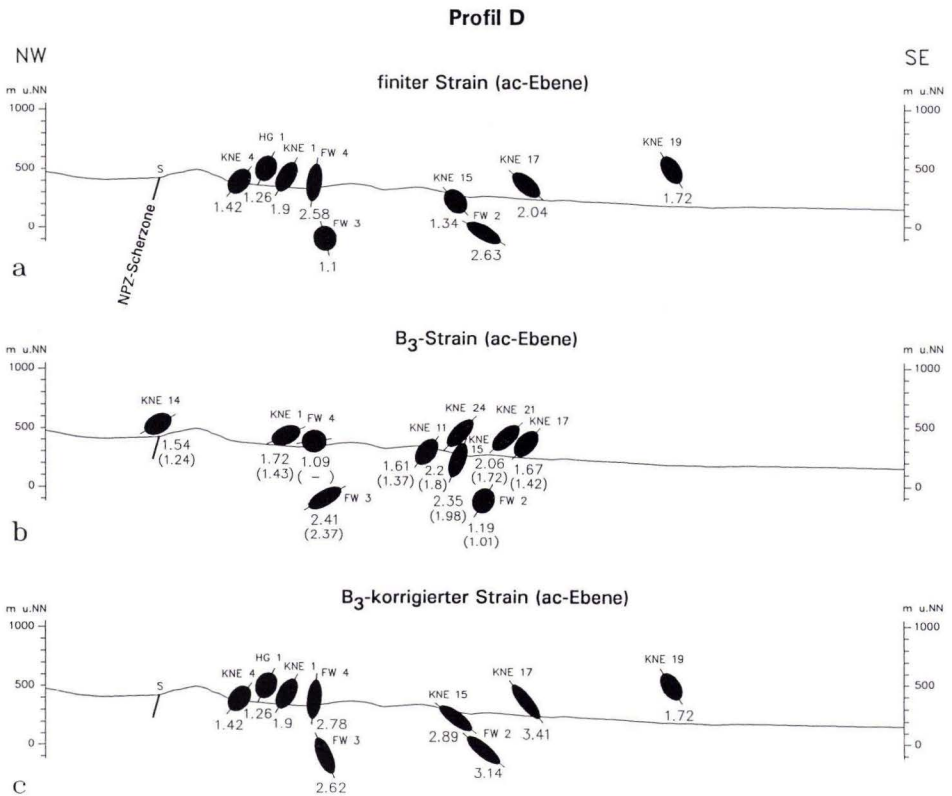
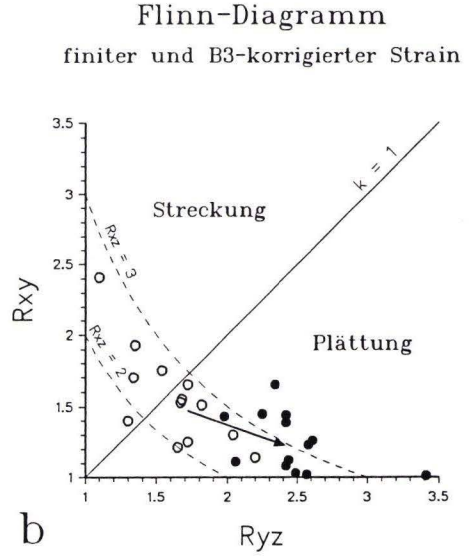
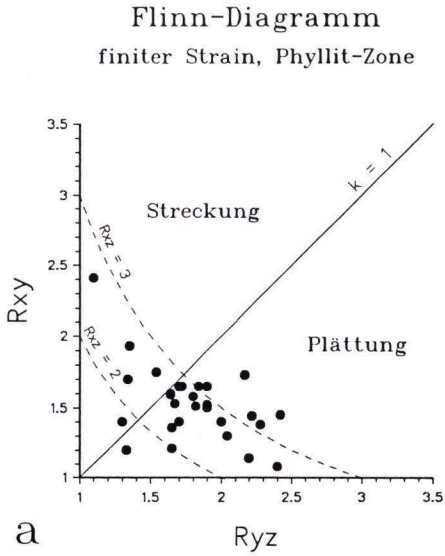


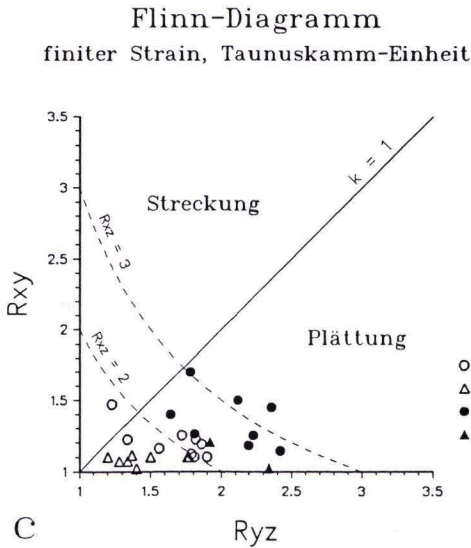
Abb. 45. Finiter Strain (a), B_3 -Strain (b) und Strain der Hauptdeformation (c) in der ac-Ebene (\approx Profilebene), Profil D (eigene Daten). Die Ellipsen geben nur Achsenverhältnisse wieder, ihre Größe ist ohne Relevanz. S = Scherzone.

schiebung in Richtung stärker oblater Geometrien (Abb. 46b). Proben aus dem Streckungsfeld oder dem Bereich ebener Verformung liegen nun ebenfalls deutlich im Plättungsfeld.

Proben aus der Taunuskamm-Einheit liegen ebenfalls überwiegend im Feld stark oblater Geometrien, zeigen insgesamt aber eine schwächere Verformung (Abb. 46c). Lediglich



- finite Strain-Ellipsoide
- B₃-korrigierte Strain-Ellipsoide



- Proben mit flacher x-Achse
- △ Proben mit steiler x-Achse
- } Proben aus dem Bereich
- ▲ } größerer Scherzonen

Abb. 46. Verformungsgeometrien der finiten (a) und B₃-korrigierten Strainellipsoide (b) aus der Phyllit-Zone. Die B₃-Korrektur führt zu einer Verschiebung in Richtung stärker oblater Geometrien. Strainellipsoide aus der Taunuskamm-Einheit (c) zeigen ebenfalls Plättungsgeometrien bei insgesamt schwächerer Verformung. Die niedrigsten Strainwerte zeigen Proben mit steiler x-Achse.

nahe der Scherzonen wird eine Größenordnung erreicht, die der durchschnittlichen Verformung der Phyllit-Zone entspricht. Die kleinsten Strainwerte treten in Proben auf, deren x-Achse in Einfallrichtung der Schieferungsfläche verläuft. Diese Bereiche überwiegend im Norden der Taunuskamm-Einheit zeigen nur geringen Einfluß der orogenparallelen Streckung, die offensichtlich auf die Phyllit-Zone und die südlichen Teile der Taunuskamm-Einheit beschränkt war.

Nach SANDERSON & MARCHINI (1984) entstehen oblate Verformungsgeometrien z.B. im transpressiven Regime. Dies ist jedoch keine hinreichende Bedingung, weil oblate Geometrien insbesondere in Peliten auch durch Volumenverlust infolge Kompaktion oder Drucklö-

sung entstehen (RAMSAY & WOOD 1973). Die Metapelite zeigen aufgrund der Parallelität von Schichtung und Schieferung die stärksten oblate Geometrien. Da aber auch wenig druckgelöste und wenig kompaktierbare Gesteine wie Arenite und Wacken sowie die Metavulkanite im Plättungsfeld liegen, hat offenbar auch das „tektonische“ Strainellipsoid eine finite, oblate Geometrie. Ob außer Transpression noch andere Mechanismen wie reine Scherung oder die Überlagerung unterschiedlicher Verformungsinkremente für die Ausbildung der oblaten Geometrien in Frage kommen, wird durch die Analyse der Verformungsinkremente im folgenden Kapitel untersucht.

4.2 Verformungsinkremente

Die Ergebnisse der quantitativen Verformungsanalyse stellen das Produkt eines unbekanntem Deformationspfades dar. Im vorigen Kapitel wurde versucht, die B_3 -Deformation rückgängig zu machen, um die Verformung der Hauptdeformation zu erfassen. Die mit verschiedenen Methoden durchgeführte Inkrementanalyse soll nun dazu beitragen, auch den Deformationspfad der Hauptdeformation aufzuschlüsseln. In Schnitten parallel zur Hauptfoliation werden dabei die in der entsprechenden Reihenfolge dokumentierten Streckungsrichtungen und -beträge gemessen, d.h. die inkrementellen x-Achsen in der xy-Ebene des Strainellipsoides. Die Summe der Inkremente entspricht der finiten x-Achse (x_f , s.a. Abb. 48). Dabei wird vorausgesetzt, daß während der Deformation keine neuen Schieferungsflächen angelegt werden. Ist

eine ältere Schieferung vorhanden, werden in diesem Schnitt die ältesten Inkremente nicht oder nur unvollständig erfaßt. Minerale, die eine Streckungsrichtung abbilden, liefern außerdem Informationen über die PT-Bedingungen der jeweiligen Streckungsphase.

Aus der unpolaren Dehnungsinformation kann unter Einbeziehung eines Schersinnes ein gerichteter Bewegungsvektor gewonnen werden. Zur graphischen Darstellung werden die Hauptfoliationsflächen mit den Dehnungsvektoren um die regionale B_3 -Achse und unter Annahme einer SE-gerichteten, stratigraphischen Verjüngung in die Horizontale zurückrotiert. Die Inkrementanalysen wurden an Druckschattenhöfen um Pyritkörner und an mineralisierten Dehnungsrissen nach den Methoden von DURNEY & RAMSAY (1973) bzw. RAMSAY & HUBER (1983) durchgeführt.

4.2.1 Druckschattenhöfe um Pyritkörner

Während der duktilen Deformation der Matrix bilden sich um nicht oder wenig deformierbare, präkinematische Mineralkörner oder -aggregate (z.B. Pyrit) ausgeprägte Druckschattenhöfe, die mit Mineralphasen, welche dem Che-

mismus der Porenlösung und den metamorphen Bedingungen entsprechen, ausgefüllt werden. Aufgrund intensiver Drucklösung ist dies in den meisten Fällen Quarz neben Chlorit, Hellglimmer und Stilpnomelan. In den Metaan-

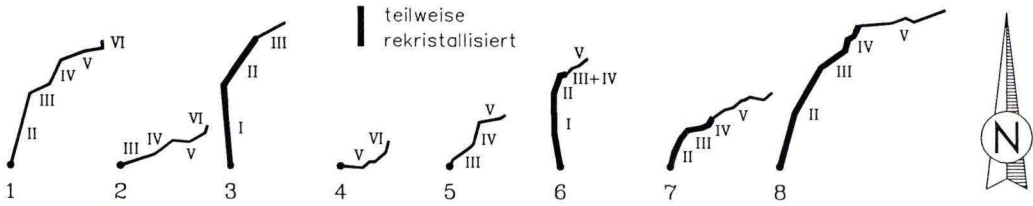


Abb. 47. Straininkremente aus Quarz-Druckschattenhöfen von 8 Pyritkörnern aus einem Dünnschliff. Obwohl nicht in allen Druckschattenhöfen sämtliche Inkremente vertreten sind, läßt sich insgesamt ein Übergang aus einer Streckungsphase \pm senkrecht zum Streichen hin zu orogenparalleler Streckung nachweisen. Phasen I-VI s. Text.

desiten treten auch Albit, Aktinolith und Mg-Riebeckit auf. In Druckschattenhöfen vom „Pyrit-Typ“ wachsen die Mineralfasern aus der Wand des Druckschattenhofes auf das Korn zu. Im Falle des „verschiebungskontrollierten Typs“ geben die Orientierungen der Fasern unmittelbar die Abfolge der Streckungsinkremente wieder. In den vorliegenden Fällen wurden nur idiomorphe, ehemalige Pyrite mit Mineralfasern vom „oberflächenkontrollierten Typ“ verwendet. Die Fasern sind dabei senkrecht zur Oberfläche des Pyritkorns orientiert (Taf. 7, Fig. 5). Die Inkrementabfolge wird durch den Verlauf der Grenze unterschiedlich orientierter Domänen abgebildet (Suturlinie). Vereinfachend wurde von dem „rigid fibre“-Modell ausgegangen, da die Abweichungen gegenüber dem aufwendigen „deformable fibre“-Modell nur gering sind.

Insbesondere ältere Inkremente sind in den Druckschattenhöfen nicht oder unvollständig dokumentiert, da zum einen nicht unbedingt alle Pyritkörner präkinematisch gewachsen sind, zum anderen bei hohen Porenlösungsdrücken und Strainraten zu Beginn der Deformation die duktile Verformung der Matrix nur eine untergeordnete Rolle spielt (s.a. ONCKEN 1988b). Das Erhaltungspotential von Quarzfäsern bzw. deren Suturlinien ist aufgrund der fortgeschrittenen Rekristallisation leider sehr gering. In einer Probe aus den Lorsbacher Schiefen im SE der Phyllit-Zone konnten an 8 Pyritkörnern die Suturlinien zur Rekonstruktion der Streckungsinkremente verwendet werden (920728-2, s. Abb. 47 und Taf. 7, Fig. 5 sowie Tab. 5). Das älteste In-

krement (Phase I) ist nur in den Körnern 3 und 6 nachweisbar und wird von rekristallisierten Quarzfäsern abgebildet. Es zeugt von einer frühen, NNW-SSE-gerichteten Streckung, die offenbar kontinuierlich in eine NNE-SSW Streckung übergeht (Phase II). Die Phasen III (ENE-WSW = Streckung parallel zum Streichen) und IV (NE-SW) sind mit Ausnahme der Körner 3 und 4 an jedem Korn nachweisbar. Die zugehörigen Quarzfäser sind teilweise rekristallisiert (Körner 6-8). Die folgenden Inkre-

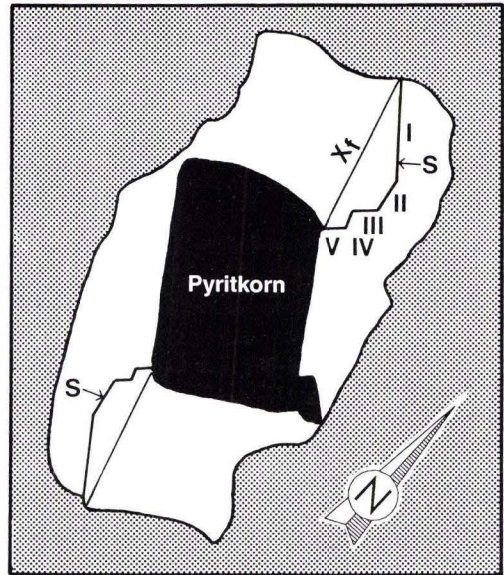


Abb. 48. Skizze eines Chlorit-Druckschattenhofes um Pyritkorn (vgl. Taf. 7, Fig. 6) mit 2 punktsymmetrischen Suturlinien (S), die den Streckungspfad wiedergeben (Phasen I-V, vgl. Abb. 47). X_f ist die finite Streckungsachse.

mente der Phase V zeigen keine Rekristallisation mehr und sind im wesentlichen Ausdruck einer orogenparallelen ENE–WSW bis E–W Streckung. Ein letztes, nur schwach ausgebildetes Inkrement (Phase VI) verläuft wieder stumpfwinklig zum Streichen (Körner 1, 2 und 4).

In einer Probe aus der NPZ-Scherzone (901112-4) ist die Inkrementabfolge an der Surturlinie eines Chlorit-Druckschattenhofes um

ein Pyritkorn ebenfalls rekonstruierbar (Abb. 48 und Taf. 7, Fig. 6). Die Sequenz der Streckungsinkremente ist weitgehend mit der vorigen vergleichbar. Der gesamte Pfad ist jedoch um ca. 30° gegen den Uhrzeigersinn verdreht, was auf eine nachträgliche Verstellung oder Ungenauigkeiten bei der Reorientierung zurückzuführen sein könnte. Das älteste Streckungsinkrement ist hier senkrecht zum Streichen orientiert.

4.2.2 Dehnungsrisse

An mineralisierten, synkinematischen Dehnungsrisen senkrecht zur Hauptschieferungsebene kann bereits im Gelände eine Inkrementanalyse durchgeführt werden. Die Orientierung der Mineralfasern gibt die größte Streckungsrichtung im Moment der Rißöffnung wieder. Bei Unkenntlichkeit der Fasern kann die Streckungsrichtung auch senkrecht zur Rißwandung angenommen werden. Das relative Alter der Risse wird durch Überschneidungskriterien festgestellt. Eine detaillierte Beschreibung der Methode ist in RAMSAY & HUBER (1983) gegeben.

Zur Auswertung wird auf einer geeigneten Schieferungsebene eine möglichst große Fläche (z.B. 1 x 1 m) markiert und für jede Rißpopulati-

on die Öffnungsweiten der einzelnen Risse aufaddiert. Entsprechend ihrer Altersfolge und ihrer Öffnungsrichtung werden die summierten Dehnungsbeträge vektoruell addiert und ergeben den Pfad der Streckungsinkremente. Dieser Pfad ist nicht zwangsläufig vollständig, da die spröde Rißbildung unter anderem eine Funktion des Porenlösungsdrucks, der Deformationsgeschwindigkeit und der Temperatur darstellt und so wesentlich von den Deformationsbedingungen gesteuert wird. Während der prograden Metamorphose und zu Beginn der Deformation sind Porenlösungsdrücke und Verformungsraten besonders hoch und die Temperaturen eher niedrig, so daß die Dehnungsrisse vor allem In-

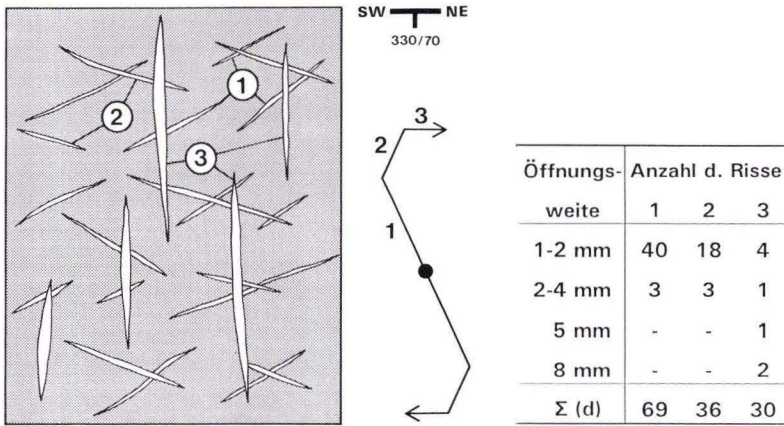


Abb. 49. Ausschnitt einer Sequenz von Dehnungsrisen auf steilstehender Hauptfoliationsfläche (Blickrichtung NW) eines Metaandesits (Aufschluß FW 5). Tabelle rechts gibt die Anzahl der Dehnungsrisse einer bestimmten Größe innerhalb einer markierten Fläche an. Aus den kumulativen Öffnungsweiten $\Sigma(d)$ und der Öffnungsrichtung wird der Streckungspfad konstruiert.

formationen früher Deformationsphasen enthalten.

Ein Beispiel einer Inkrementanalyse an Dehnungsrisen ist in Abb. 49 gegeben. Die Entwicklung von zahlreichen kleineren (I, II) hin zu wenigen, größeren Dehnungsrisen wurde auch an anderen Stellen beobachtet. Aus den kumulativen Öffnungsweiten $\Sigma(d)$ und der Öffnungsrichtung wird der Streckungspfad konstruiert, der bei fehlender Schersinn-Information bipolar ist. Die Methode wurde an 4 Aufschlüssen ange-

wandt (KSW 15, KNE 41, FW 5, HG 1). In allen Fällen lassen sich mindestens 3 Streckungsphasen ableiten. Nach einer NW-SE bis N-S Streckung kommt es zu einer Rotation von ca. 90° im Uhrzeigersinn bis hin zu einer NE-SW bis E-W gerichteten Streckung. In der Sequenz der Dehnungsrisse ist somit in größerer Auflösung die gleiche Inkrementabfolge dokumentiert wie in den Druckschattenhöfen, wobei die Streckungsbeträge senkrecht zum Streichen leicht überwiegen.

4.2.3 Orientierungsanalyse

Die Orientierungsverteilung passiver Marker ist als Methode zur quantitativen Verformungsanalyse subsequent entwickelt (MARCH 1932, OWENS 1973) und angewandt worden (z.B. SANDERSON 1977, DE PAOR 1981, SOTO 1991). Voraussetzung ist eine ursprünglich homogene Orientierungsverteilung. Bei synkinematischem Mineralwachstum wird angenommen, daß in Richtung der größten Streckung eine Vorzugsorientierung erfolgt, so daß bei einer Orientierungsanalyse nur qualitative Aussagen zur Streckungsrichtung möglich sind. In den Metaandesiten können synkinematische Amphibole (Aktinolith, Mg-Riebeckit) und in einem Fall auch Stilpnomelan zur Bestimmung der Hauptstreckungsrichtung in der Schieferungsebene verwendet werden. Mg-Riebeckit wandelt sich gelegentlich unter Erhaltung der Kristallform in Aktinolith um bzw. zeigt eine Wachstumszonierung Mg-Riebeckit-Winchit-Aktinolith. Er wird aber auch von Aktinolith in neuer Orientierung überwachsen, der dann häufig ein flaches Streckungslinear abbildet (Taf. 7, Fig. 7). Stilpnomelan überwächst in den meisten Fällen scheinbar richtungslos die älteren Gefüge und kommt u.a. in nur noch von B₃ deformierten Quarz-/Albitgängen vor. Er ist daher als postkinematische Bildung in Bezug zur Hauptdeformation aufzufassen, aber noch älter als die Crenulation.

Die Orientierungen der Minerallängachsen gegen die Horizontale als Referenzlinie werden statistisch ausgewertet und als Histogramm dar-

gestellt (Abb. 50, 51). Die Orientierung am Maximum entspricht der Streckungsrichtung während des Mineralwachstums. Dadurch ist es möglich, den Streckungsincrementen entsprechende Mineralparagenesen und PT-Bedingungen zuzuordnen.

Mg-Riebeckit besitzt in allen drei untersuchten Proben ein diagonal auf der Hauptfoliationsfläche liegendes Orientierungsmaximum. In zwei Fällen (Abb. 50b und c) wird ein nach Westen, in einem Fall (a) ein nach NNE halbsteil einfallendes Linear auf den nach NW einfallenden Foliationsflächen abgebildet (s.a. Taf. 7, Fig. 8). In (a) liegt ausnahmsweise normale Lagerung vor, so daß nach entsprechender Rückrotation in die Horizontale in allen drei Fällen die gleiche ursprüngliche Orientierung (etwa Nord-Süd) vorliegt (vgl. Abb. 52). Der in (c) ebenfalls vorkommende Aktinolith besitzt ein um ca. 50° verschobenes Maximum. Mit einer Ausnahme (f) zeigen die Aktinolithe entweder flache Orientierungsmaxima (Abb. 50c, d, e, Abb. 51c) oder erscheinen auf der Hauptfoliationsfläche regellos verteilt (Abb. 51a, b). Die Aktinolithregelungen koinzidieren mit den makroskopisch sichtbaren, flachen Streckungslinearen. Die Orientierungen von Mg-Riebeckit, der teilweise von Aktinolith verdrängt wird, dokumentieren demgegenüber alte, steile Inkremente. Die Probe mit dem halbsteil nach NE einfallenden Aktinolithlinear (f) stammt aus unmittelbarer Nähe der Rossert-Scherzone, deren jun-

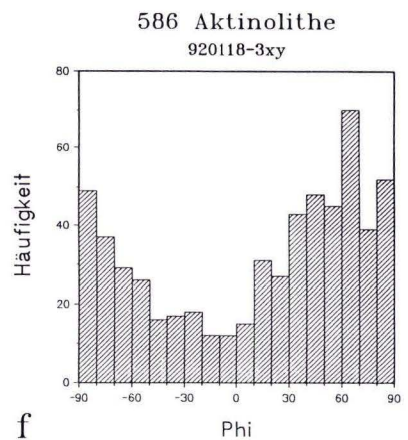
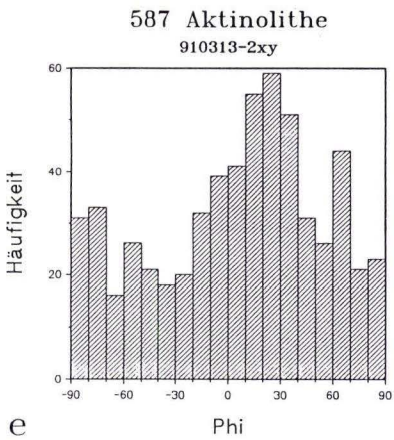
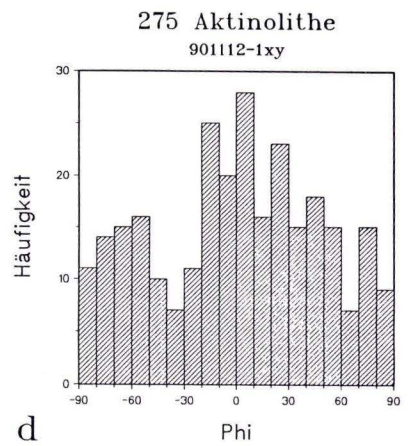
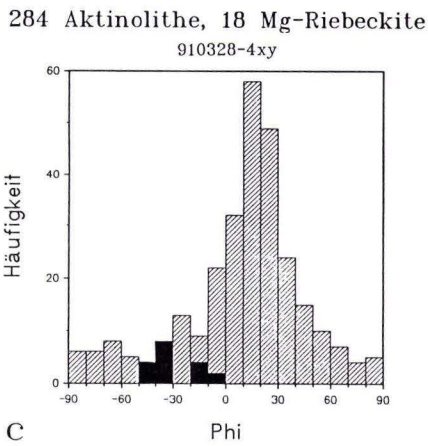
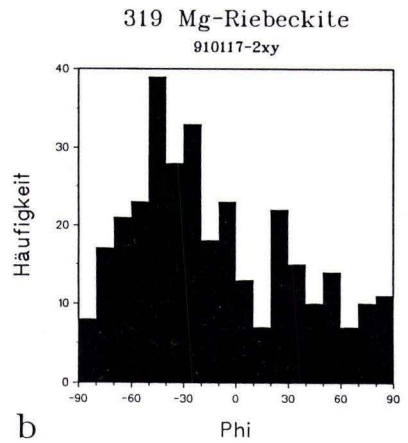
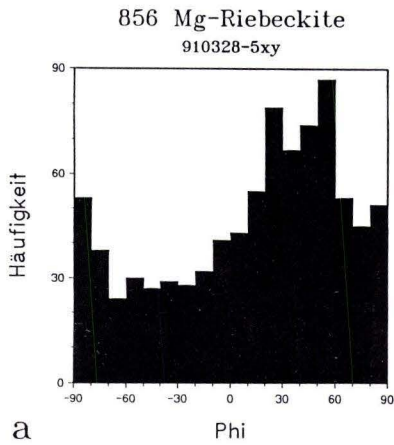


Abb. 50. Häufigkeitsdiagramme der Orientierung von Mg-Riebeckit (schwarz) und Aktinolith (schraffiert) in der Hauptfoliationsebene (Phi = 0: parallel dem Streichen, Phi = 90/90: parallel dem Einfallen). Mg-Riebeckit zeigt halbsteil bis steil einfallende Maxima, während Aktinolith vorzugsweise flach orientiert ist. Eine Aktinolith-Probe bildet auch ein steiles Linear ab (f).

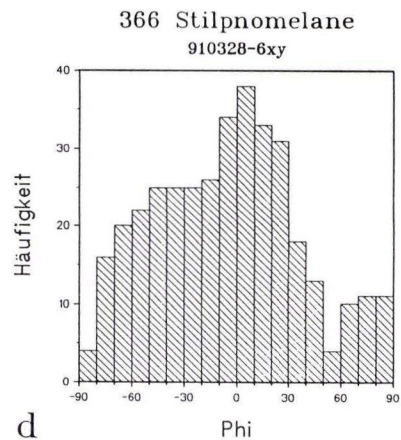
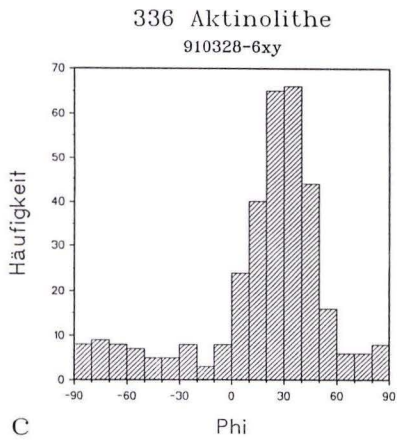
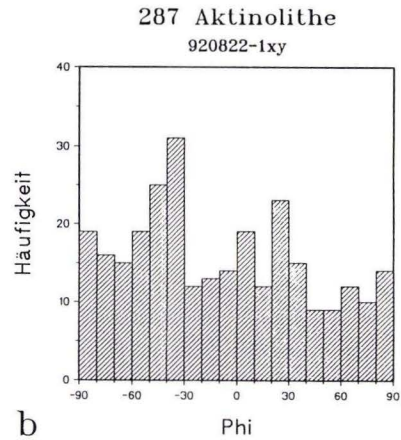
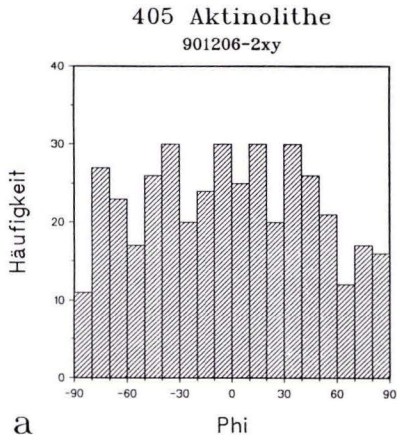


Abb. 51. Häufigkeitsdiagramme der Orientierung von Aktinolith und Stilpnomelan. Zwei Proben vom Nordrand der Phyllit-Zone zeigen keine Aktinolith-Regelung (a, b). Dies suggeriert einen ungestörten Kontakt zur Taunuskamm-Einheit an dieser Stelle. In c wird deutlich ein flach SW-fallendes Aktinolith-Linear abgebildet. In der gleichen Probe zeigt Stilpnomelan eine undeutliche, horizontale Regelung (d).

ge, sinistral-rückaufschiebende Kinematik hier zum Ausdruck kommt. Stilpnomelan bildet als spät- bis postkinematische Mineralphase eindeutig ein flaches Linear ab (Abb. 51d).

Die beiden Diagramme ohne sichtbare Aktinolithregelung in Abb. 51 sind von besonderem Interesse, da beide Metaandesit-Proben unmittelbar südlich (wenige m) des Südrandes der Taunuskamm-Einheit entnommen wurden (Aufschluß KNW 76, westlich der Dattenbach-

Schwarzbachtal Querstörung, vgl. Abb 26). Während des Aktinolith-Wachstums hat hier offenbar keine Streckung stattgefunden. Dies suggeriert ein Fehlen einer duktilen Scherzone an der Grenze zur Taunuskamm-Einheit – eine Vermutung, die durch Geländebeobachtungen gestützt wird: beiderseits der Grenze ist weder in den Metaandesiten der Phyllit-Zone noch in den Bunten Schiefen der Taunuskamm-Einheit eine erhöhte Deformation feststellbar. Der Über-

gang vollzieht sich in einem nicht aufgeschlossenen Bereich von max. 5 m Breite. Metavulkanite der Phyllit-Zone scheinen hier das Fundament

der Taunuskamm-Einheit zu bilden, ein weiteres Indiz für die paläogeographische Zusammengehörigkeit beider Einheiten (s.a. Kap. 10.1).

4.2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die räumliche Verteilung der mit unterschiedlichen Methoden ermittelten Verformungsinkremente zeigt Abb. 52. Die Maxima der Orientierungsanalysen wurden wie die Streckungspfade auf den Hauptfoliationsflächen um die regionalen B_3 -Achsen aus ihrer überwiegend überkippten Lage in die Horizontale zurückrotiert. Alle Methoden führen zu ähnlichen Ergebnissen. Räumliche Variationen lassen sich weder parallel noch senkrecht zum Streichen feststellen. Lediglich der Streckungsanteil senkrecht zum Streichen scheint nahe der NPZ-Scherzone größer zu sein. Dies könnte auch damit zusammenhängen, daß die dort vor allem verwendeten Dehnungsrisse überproportional die älteren Inkremente widerspiegeln. In Kombination mit z.T. in den gleichen Proben nachgewiesenen Schersinnen (sinistral und „SE-Scholle nach oben“, vgl. Abb. 9) ergibt sich als ältestes Bewegungsinkrement eine Überschiebung der Hangendeinheit nach NW, die in eine schiefe, nordgerichtete Überschiebung und schließlich in eine sinistrale Seitenverschiebung übergeht. Das nordgerichtete Überschiebungsinkrement ist in seltenen Fällen auch in der Taunuskamm-Einheit dokumentiert (ONCKEN 1988b). In den besser auflösenden und vor allem jüngere Inkremente enthaltenden Druckschattenhöfen ist zusätzlich noch ein kleines, erneut schief überschiebendes Inkrement nachzuweisen (Phase IV). An dieser Stelle schließt sich eine jüngere Streckungsphase (Quarzfasern nicht mehr rekristallisiert) sinistraler Seitenverschiebungen mit z.T. abschiebender Komponente an, die an den überkippten Foliationsflächen heute als schiefe Rückaufschiebungen erscheinen. Wegen gelegentlich auftretender, dextraler Schersinnindikatoren müssen auch dextrale Inkremente in Betracht gezogen werden, die sich im Streckungspfad nicht von sinistralen Bewegungen unterscheiden lassen. Die

dextralen Bewegungen sind zumindest in einigen Fällen eindeutig jünger (vgl. Taf. 7, Fig. 1 bis 4) und scheinen auf diskrete Zonen beschränkt zu sein (s. Kap. 3.2).

Analysen der Verformungsinkremente aus dem übrigen Rheinischen Schiefergebirge (vgl. ONCKEN 1988b, DITTMAR 1996, DITTMAR et al. 1994) ergeben deutlich verschiedene Streckungspfade. In den meisten Fällen schließt sich an eine frühe, NW-gerichtete Streckungsphase eine W- bis SW-gerichtete Bewegung der Hangendeinheit an. Nur in wenigen Fällen finden sich N- bis NE-gerichtete Inkremente, die dann älter sind als die Westbewegungen. Insgesamt wird damit eine kinematische Entkopplung zwischen der Phyllit-Zone und dem übrigen Rheinoherzynikum angedeutet.

Die von den synkinematischen Amphibolen abgebildeten Streckungslineare lassen sich mit den einzelnen Streckungsinkrementen korrelieren (s. Abb. 52). Die drei Mg-Riebeckit-Lineare verlaufen etwa parallel zu dem Nord-Süd-Inkrement und sind offenbar während der schiefen Überschiebungsphase gebildet worden. Demgegenüber lassen sich die Aktinolith-Lineare durchweg der jüngeren, orogenparallelen Streckungsphase zuordnen. Ein Aktinolith-Linear bildet eine E-W-Streckung als das jüngste Inkrement der Hauptdeformation ab. Nach der Hauptdeformation kam es noch zur Bildung von Stilpnomelan. Seine schwache, subhorizontale Vorzugsorientierung sowie das verstärkte Auftreten in dextral gescherten Bereichen (z.B. Steinbruch Fischbacher Kopf, Aufschluß KNW 122) suggerieren ein Stilpnomelanwachstum während der Phase dextraler Seitenverschiebung.

Aus der Gegenüberstellung der x-Achsen der finiten Strainellipsoide (Abb. 40) mit den Streckungsinkrementen (Abb. 52) wird deutlich, daß die einzelnen Streckungs- und Mine-

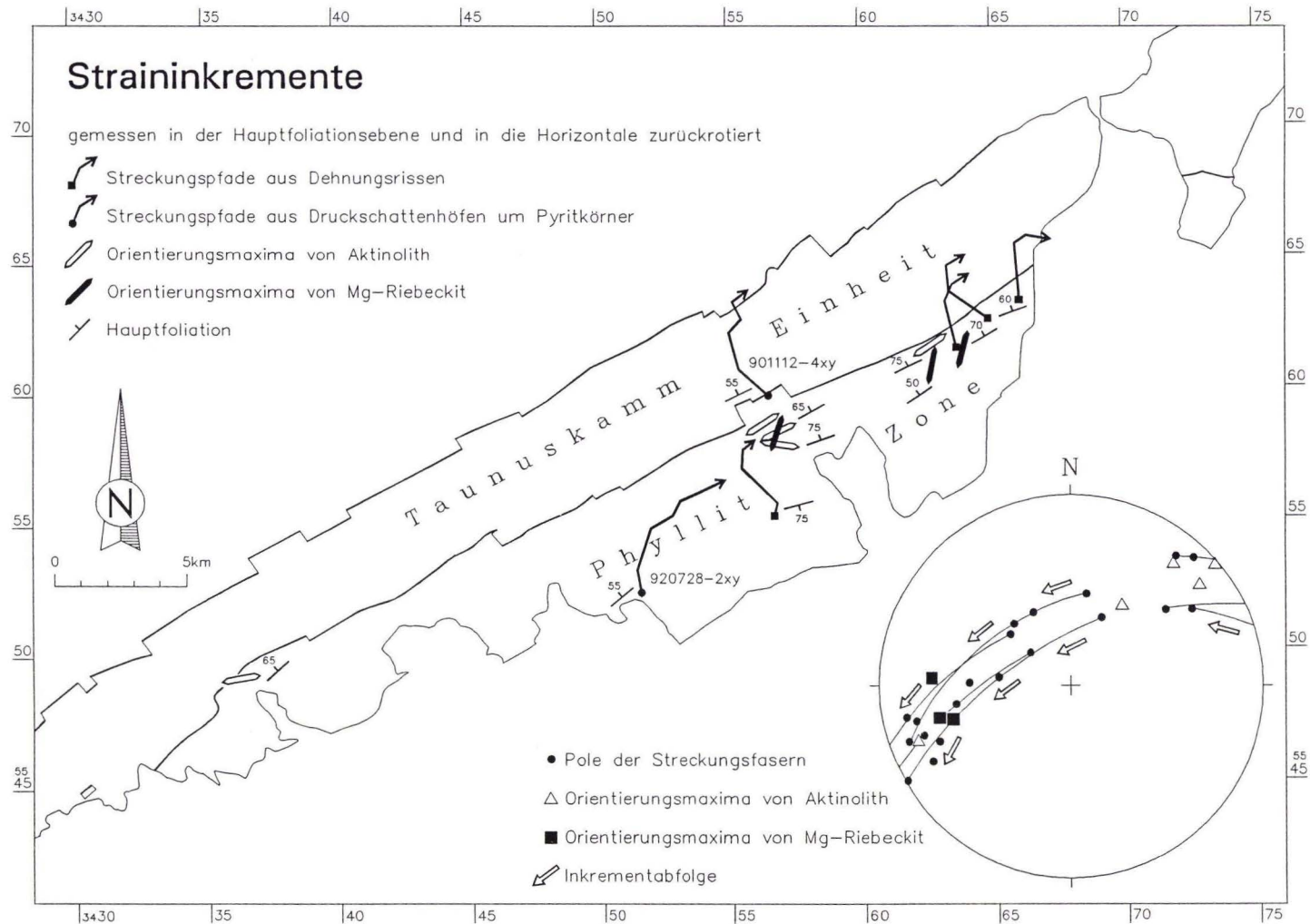


Abb. 52. Zusammenfassende Darstellung aller in die Horizontale zurückrotierten Streckungspfade und Maxima der Orientierungsanalyse. Das Diagramm gibt Raumlage und Abfolge der einzelnen Streckungsinkremente auf den überkippten Hauptfoliationsflächen wieder. Die Vorzugsorientierungen von Aktinolith und Mg-Riebeckit lassen sich mit bestimmten Inkrementen parallelisieren.

rallineare nicht immer mit der finiten x-Achse koinzidieren, d.h. die Minerale bilden nur inkrementelle x-Achsen ab.

Die beiden senkrecht und parallel zum Streichen orientierten Inkremente führen bei den Strainellipsoiden der Hauptdeformation in der Summe zu einem niedrigen Achsenverhältnis in der Hauptfoliationsebene. Die stark oblaten Verformungsgeometrien der Hauptdeformation sind somit mindestens zum Teil auf eine Überlagerung verschiedener Verformungsinkremente zurückzuführen, wobei reine „simple shear“-Inkremente nicht in Frage kommen, da diese eine ebene Verformungsgeometrie erzeugen. Die erforderliche Plättungskomponente ist ein Hin-

weis auf ein transpressives Regime. Letztlich ist auch der Übergang aus einer (schiefen) Überschiebung in eine sinistrale Seitenverschiebung als sinistrale Transpression zu bewerten. Außer in den Geometrien der korrigierten Ellipsoide kommt diese Überlagerung auch in den Verformungsinkrementen zum Ausdruck.

Ähnliche Ergebnisse erhalten RING et al. (1988) mit der im wesentlichen gleichen Methodik von der Arosa Suturezone, wo der Strekkungspfad (bei insgesamt oblater Verformungsgeometrie) unmittelbar die relative Plattenbewegung abbildet. Es ist daher anzunehmen, daß auch in der Phyllit-Zone zumindest frühe Inkremente die relative Plattenbewegung abbilden.

5. Geochronologie

Durch die strukturelle und kinematische Analyse sind verschiedene Bewegungsinkremente und deren relative Abfolge identifiziert worden. Das absolute Alter der Bewegungen kann durch radiometrische Datierung synkinematisch gewachsener Mineralgenerationen bestimmt werden. Besonders geeignet sind dabei Gesteine, die eindeutige kinematische Beziehungen zum Wachstum der zu datierenden Minerale aufweisen. Die Datierungen konzentrieren sich deshalb auf mylonitische Scherzonen, in denen sich NW- bis N-gerichtete Überschiebungsinkremente sowie sinistrale und dextrale Blattverschiebungsinkremente unterscheiden lassen. Auch „nur“ geschieferte Gesteine wurden untersucht, um das Bildungsalter der ersten, durchgreifenden Gefügeprägung zu erhalten.

Die K/Ar-Datierung von Hellglimmerfeinfraktionen ($< 2 \mu\text{m}$) als die mutmaßlich zuletzt gewachsene Fraktion wurde zur Datierung von Deformationsereignissen im Rheinischen Schiefergebirge bereits mit Erfolg angewandt (AHRENDT et al. 1983). Begleitende Dünnschliffbeobachtungen sowie detaillierte rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen (s.a. WEBER 1976) belegen ein synkinematisches Hellglim-

merwachstum in bezug auf die erste Faltung/Schieferung. Da die Schließungstemperatur für das K/Ar-System in Hellglimmer von ca. 350°C (z.B. JÄGER 1979) im Rheinischen Schiefergebirge nicht erreicht wurde, wird durch die Hellglimmerdatierung das Mineralbildungsalter und somit das Deformationsalter bestimmt. Die von AHRENDT et al. (1983) in der Phyllit-Zone des Taunus erhaltenen Alter wurden demgegenüber als Abkühlalter interpretiert, da die maximale orogene Temperatur zu dieser Zeit auf $400\text{--}450^\circ\text{C}$ geschätzt wurde (z.B. MEISL 1970). Nach MASSONNE (in ANDERLE et al. 1990) hat die Temperatur 330°C nicht überschritten, so daß sich mit der gleichen Methode auch in der Phyllit-Zone Hellglimmerbildungsalter datieren lassen. Neben Deformationen, die auf dem prograden Ast oder am Höhepunkt der Metamorphose erfolgten, können auch retrograde Scherzonen, in denen Hellglimmerwachstum stattgefunden hat, datiert werden (WEMMER 1991).

In den Metasedimenten wurde außerdem versucht, durch Separation und Datierung detritischer Hellglimmer Informationen über das Alter der thermischen Prägung der Liefergebiete zu erhalten (s.a. KLÜGEL et al. 1994). Diese bis-

lang wenig verbreitete Methode hat in verschiedenen Regionen wertvolle paläogeographische Informationen geliefert (z.B. HORSTMANN 1987, WELZEL 1991, HANDLER et al. 1994). Gegenüber anderen Mineralen (Biotit, Hornblende) sind

Hellglimmer deshalb ideal geeignet, weil sie in klastischen Sedimenten häufig auftreten, makroskopisch leicht erkennbar sind, und deren K/Ar-Isotopensystem auch nach längerem Transport kaum gestört wird (s. CLAUER 1981).

5.1 Methodik der K/Ar-Datierung an Hellglimmern

Prinzip

Die Methode der K/Ar-Altersbestimmung beruht auf dem im wesentlichen durch Elektreneinfang verursachten Zerfall des radioaktiven Kaliumisotopes ^{40}K zu dem Tochterisotop ^{40}Ar . Das in offenen Systemen konstante Verhältnis von Mutter- zu Tochterisotop verändert sich mit dem Einbau der Isotope in ein Kristallgitter bzw. unterhalb der Schließungstemperatur für Ar-Diffusion. Aus dem Verhältnis von radioaktivem ^{40}K (0,01167 % des Gesamt-Kaliums) zu radiogenem ^{40}Ar läßt sich mit Hilfe des Zerfallsgesetzes das Alter seit Schließung des Kristallgitters berechnen. Als grundlegende Bedingung muß gewährleistet sein, daß nach Unterschreiten der Schließungstemperatur das Kristallgitter für Ar-Diffusion ständig geschlossen war und daß vorher keine ererbten Tochterisotope (Überschußargon) in das Kristallgitter eingebaut wurden. Grundlagen, Techniken und Anwendungen der K/Ar-Altersbestimmung werden z.B. in DALRYMPLE & LANPHERE (1969) oder HUNZIKER (1979) ausführlich behandelt.

Die K/Ar-Datierungen wurden am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre in Göttingen durchgeführt. Die folgende Beschreibung der Präparation und Meßtechnik wurde deshalb in kurzer Form der Dissertation von WEMMER (1991) entnommen.

Herstellung von Glimmerpräparaten

Zur Gewinnung von detritischen Glimmern aus Sedimenten wird das gereinigte und von Verwitterungskrusten befreite Probenmaterial in zwei Durchgängen im Backenbrecher aufgebroschen. Durch eine Trockensiebung, die je nach Größe der zu gewinnenden Glimmer mit verschiedenen Siebweiten durchgeführt wird, er-

folgt die erste Anreicherung. Die Phyllosilikate werden anschließend von den überwiegend eckigen bzw. kugeligen Mineralen und Gesteinsbruchstücken durch den sog. Mica-Jet (s. z.B. HORSTMANN 1987) getrennt. Diese Trennung beruht auf dem verschiedenen Auftriebsverhalten unterschiedlicher Kornformen in einer der Schwerkraft entgegengerichteten Wasserströmung. Die so angereicherten Phyllosilikate werden durch eine anschließende Naßsiebung fraktioniert. Je nach Art der Verunreinigung wird die glimmerreichste Fraktion durch den Frantz-Magnetscheider bzw. den Trockenrütteltisch weiter angereichert. Die zu datierenden Glimmerpräparate werden unter dem Binokular von letzten Verunreinigungen befreit und dann in einem oberflächenrauen Porzellanmörser unter Alkoholbedeckung gerieben. Die abgeriebenen Alterationssäume der Glimmer werden durch eine 80 μm Siebung abgetrennt. Der Reinheitsgrad der so gewonnenen Glimmerkerne kann i.d.R. mit > 99 % angegeben werden. Eine nähere Beschreibung dieser Methode gibt WELZEL (1991).

Herstellung von Mineralfeinfraktionen

Das gereinigte und von Verwitterungskrusten befreite Probenmaterial wird in einer Scheibenschwingmühle aufgemahlen. Die Gewinnung der < 63 μm -Fraktion erfolgt durch Trockensiebung. Das Abtrennen der Mineralfeinfraktionen aus der < 63 μm -Fraktion beruht auf dem Prinzip der Korngrößenabhängigen Fallzeiten in einer Flüssigkeitssäule. Dazu wird für die < 2 μm -Fraktion das sog. Atterberg-Verfahren und für die < 0,2 μm -Fraktion das sog. kombinierte Atterberg-Zentrifugen-Verfahren angewandt. Die so gewonnenen Suspensionen werden durch Druckfiltration konzentriert (s. MÜLLER 1964) und bei ca. 60 °C

getrocknet. Schließlich wird das Probenpulver in einem Achatmörser homogenisiert.

Bestimmung des ^{40}K

Die Bestimmung der ^{40}K -Gehalte erfolgt durch eine naßchemische K_2O -Analyse nach HEINRICHS & HERRMANN (1990). Der Anteil des ^{40}K am K_2O -Gehalt ergibt sich aus:

$$[\text{K}_{\text{ges}}] = 0.8302 [\text{K}_2\text{O}] \text{ bzw. } [^{40}\text{K}] = 0.0001167 [\text{K}_{\text{ges}}].$$

Alle Analysen werden als Doppelbestimmung durchgeführt. Pro Analysenserie werden je ein internationaler Standard und eine Blindprobe mitgemessen. Zweimal 50 mg des Mineralseparates werden bei definierter Temperatur und Luftfeuchte in einem Teflontiegel eingewogen und ca. 10 h mit 5 ml HF (40 %) und 1 ml HNO_3 (65 %) bei 140 °C aufgeschlossen. Das abgekühlte Säuregemisch wird bei 120 °C abgeraucht, mit 6 ml HCl (12 %) und $\text{H}_2\text{O}_{\text{demin.}}$ aufgenommen. Der Lösung wird CsCl (12,5 %) als Ionisationspuffer und LiCl als interner Standard zugegeben. Der Kaliumgehalt der Aufschlußlösung wird mit einem Flammenphotometer (Elex 63/61 der Firma Eppendorf) in einer Luft-Acetylen-Flamme auf der 766.49 nm-Linie in Emission gemessen.

Bestimmung des radiogenen ^{40}Ar

In Abhängigkeit vom Kaliumgehalt und dem zu erwartenden Alter werden zwischen 5 und 100 mg der Probensubstanz bei definierter Temperatur und Luftfeuchte in Aluminiumfolie ein-

gewogen und in eine Ultrahochvakuumanlage aus Pyrexglas überführt. Nach der Aufschmelzung der Proben durch einen Hochfrequenzinduktionsofen werden die freigesetzten Gase durch eine Kombination von N_2 -Kühlfallen, TiO_2 -Getteröfen und SORB-ACs gereinigt. Eine detaillierte Beschreibung der Anlage gibt WEMMER (1991). Die Analyse der Ar-Isotopie erfolgt mit einem Edelgasmassenspektrometer der Firma VG (1200 C). Der verwendete ^{38}Ar -Spike (SCHUMACHER 1975) ist gegen den Heidelberger Biotitstandard HD-B1 (FUHRMANN, LIPPOLT & HESS 1987) kalibriert. Der Wert für die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Korrektur beträgt 297,88. Es werden die vorgeschlagenen Zerfallskonstanten der „IUGS Subcommittee on Geochronology“ (STEIGER & JÄGER 1977) verwendet.

Fehlerrechnung

Für die Fehlerberechnung werden die Formeln von COX & DALRYMPLE (1967) bzw. BONHOMME et al. (1975) verwendet. In die Fehlerabschätzung gehen ein: der Fehler aus der K_2O -Doppelbestimmung, der Anteil des radiogenen ^{40}Ar am gesamten ^{40}Ar , sowie der Fehler bei der Bestimmung der Ar-Isotopie, der pauschal mit 1 % angesetzt wird. Dieser Pauschalfehler wird durch die Messung von Standards kontrolliert und beinhaltet die Fehler für die Spikekalibrierung, die Bestimmung der Isotopenverhältnisse und den mittleren Einwaagefehler. Die Wahrscheinlichkeit des Fehlerintervalls ist 95,44 % (2 Sigma).

5.2 Ergebnisse

5.2.1 Deformationalter

In allen bearbeiteten Proben wurde die Feinfraktion $< 2 \mu\text{m}$ zur Datierung der Deformation verwendet. Zusätzlich wurde in einigen Fällen die Feinstfraktion ($< 0,2 \mu\text{m}$) analysiert, um die Korngrößenabhängigkeit der Altersdaten zu überprüfen und um evtl. jüngste Ereignisse zu erfassen. In zwei Fällen wurde auch eine gröbere Fraktion (6,3–10 μm) analysiert. Es wurden bevorzugt Metavulkanite untersucht, um den Ein-

fluß detritischer Hellglimmer möglichst auszuschließen. Die Ergebnisse sind in Tab. 6 (Anhang A) sowie in Gegenüberstellung mit den Mikrogefügen und den Illitkristallinitäten in Abb. 53 dargestellt. Gegenüber den Deformationaltern vorangegangener Publikationen (KLÜGEL et al. 1992, KLÜGEL et al. 1993) führten neue Daten zu einer geringfügigen Verringerung der durchschnittlichen Deformationalter um jeweils ca. 2 Ma.

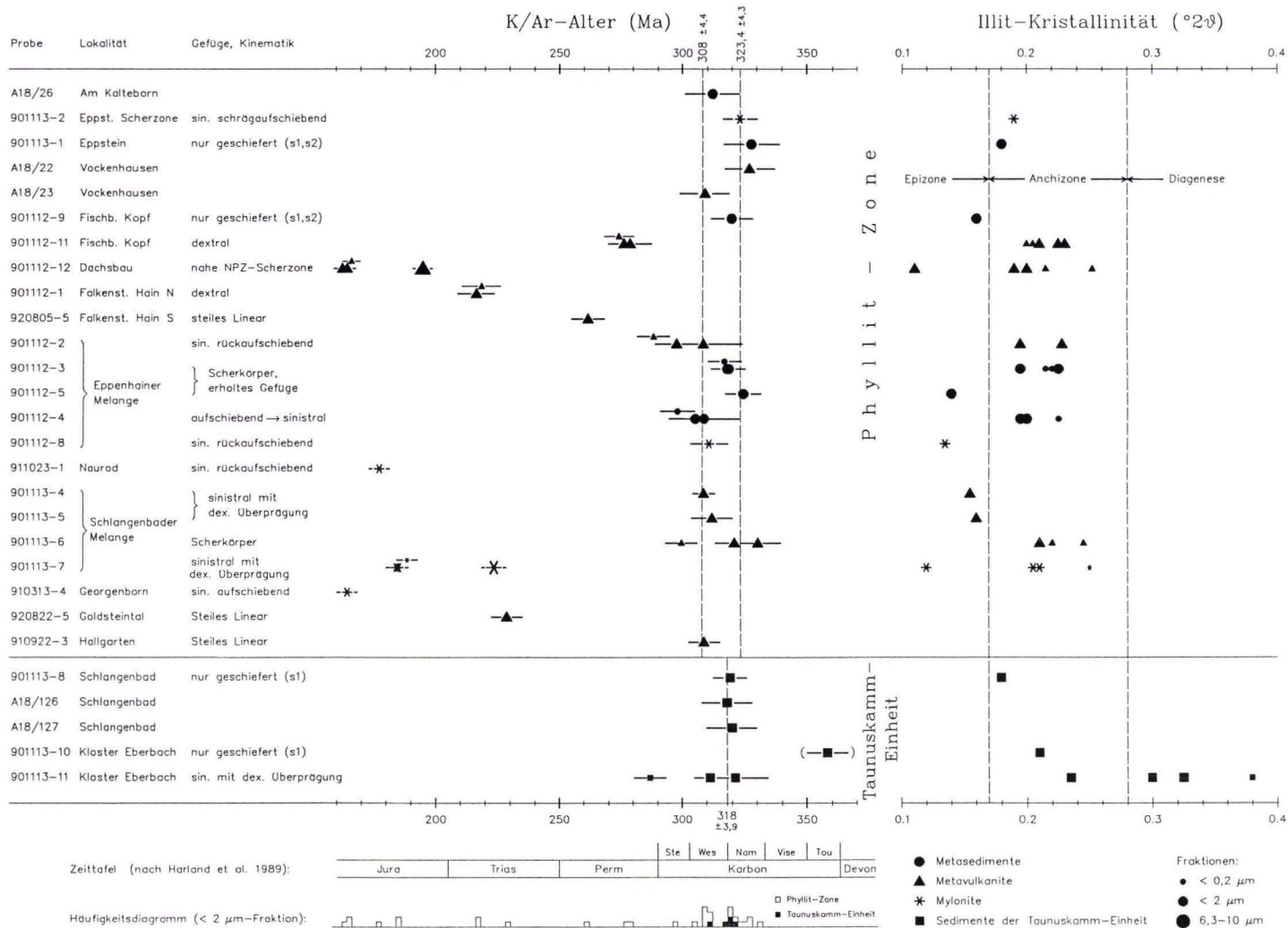


Abb. 53. K/Ar-Hellglimmerdatierungen der Feinfraktion in Gegenüberstellung mit den Illitkristallinitäten und den Ergebnissen der begleitenden Gefügeuntersuchung. Fehlerbreiten und Ergebnisse von Doppelbestimmungen sind dargestellt. Mit A18/... bezeichnete Proben stammen aus AHRENDT et al. (1983).

< 2 μm -Fraktion

In der parautochthonen, insgesamt geringer deformierten und etwas schwächer metamorphen Taunuskamm-Einheit (vgl. Illitkristallinität) ist in der Fraktion < 2 μm fast ausschließlich eine Altersgruppe repräsentiert (ca. 318 ± 4 Ma). Ein älteres Datum (Grenze Devon/Karbon) resultiert wahrscheinlich aus einer Mischung mit Detritus, da zu dieser Zeit im südlichen Rhenohertzynikum die Sedimentation noch in Gange war. Das Gefüge der untersuchten Gesteine zeigt nur parallel zu einer durchgreifenden Schieferung gesproßte Hellglimmer. Kinematisch ist die Schieferung Ausdruck einer NW-gerichteten Faltungs-/Überschiebungstektonik (vgl. Kap. 1.2). Das konkrete Bewegungsalter der Basisüberschiebung („Taunuskammüberschiebung“) muß allerdings wegen ungeeigneten Probenmaterials bislang offen bleiben. Eine Probe (901113-11), in der in einer Doppelbestimmung zusätzlich ein etwas jüngeres Alter festgestellt wurde, zeigt Gefüge einer duktilen, sinistralen Seitenverschiebung (σ -Klasten) mit dextraler Überprägung (Scherbänder) (s.a. Taf. 7, Fig. 1 und 2).

Die Phyllit-Zone selbst zeigt zwei deutlich unterscheidbare Altersgruppen in der Feinfraktion. Eine ältere liegt mit durchschnittlich 323 ± 4 Ma knapp über den Altern der Taunuskamm-Einheit. Eine jüngere liegt mit ca. 308 ± 4 Ma deutlich darunter; die beiden Gruppen überlappen einander im Fehlerbereich nicht oder kaum. Beide Altersgruppen zeigen das gleiche Illitkristallinitätspektrum und im Gefüge keine Unterschiede in den Deformationsbedingungen. Die identische Illitkristallinität in Myloniten und deformierten Metasedimenten/Metavulkaniten weist zusätzlich auf eine an den Höhepunkt der Metamorphose gebundene Bewegung im Bereich der Grenze Phyllit-Zone/ Taunuskamm-Einheit und innerhalb der Phyllit-Zone hin.

Korrelationen mit dem Gefüge zeigen allerdings, daß die ältere Altersgruppe in „nur“ durchgreifend geschieferten (z.T. $s_1 + s_2$) Gesteinen (901112-9, 901113-1), in einem Mylonit mit halbsteil SE-fallender Foliation und sinistral-schrägaufschiebender Kinematik (901113-2) sowie in Scherkörpern der Mélangezonen auftritt.

Es handelt sich um zwei Quarzit-Scherkörper der Eppenhainer Mélange (901112-3 und -5, s.a. Abb. 12), die sich durch ein stark equilibriertes Quarzkorngefüge auszeichnen, und um einen rötlichen Metapelit der Schlangenbader Mélange (901113-6, s.a. Abb. 11). Diese Altersgruppe tritt also in von den duktilen Blattverschiebungsbewegungen weitgehend verschonten Bereichen auf und datiert offenbar die Bildung der ersten Schieferung und der Mélange. Beides ist Resultat der NW- bis N-gerichteten Faltung und Überschiebung, deren Alter in der Phyllit-Zone daher mit ca. 323 Ma angegeben werden kann.

Demgegenüber tritt die jüngere Altersgruppe fast ausschließlich an der Grenze zur Taunuskamm-Einheit in Myloniten oder mylonitischen Gesteinen mit sinistraler Blattverschiebungskinetik, z.T. mit rückaufschiebender Komponente, auf (901112-2, -4 und -8). Teilweise treten auch noch jüngere, dextrale Inkremente auf (901113-4 und -5). Die dextralen Bewegungen sind eindeutig niedriger temperiert (Bildung von Scherbändern und synthetischen Riedel-Scherflächen, Kataklyse, s. Taf. 7, Fig. 2 und 4) und haben vermutlich zu keinem Hellglimmerwachstum geführt, so daß das mittlere Alter von 308 Ma den Zeitpunkt der duktilen, sinistralen Blattverschiebung an der NPZ-Scherzone wiedergibt.

In acht weiteren Proben treten noch wesentlich jüngere Alter auf (Perm-Jura), die nicht als Deformationsalter interpretiert werden dürfen, da das südliche Rheinische Schiefergebirge bereits im späten Oberkarbon vollständig exhumiert war (Gerölle aus dem Süddaunus in Konglomeraten der prävulkanischen Lindheim-Schichten, s. KOWALCZYK 1983). Hier liegt entweder eine Störung des K/Ar-Isotopensystems vor, oder es erfolgte zur jeweiligen Zeit eine nichtmetamorphe Hellglimmerbildung. Vier Proben zeigen jurassische Alter: ein gering deformierter Metarhyolith (901112-12), zwei Metarhyolith-Mylonite mit flachem Linear (901113-7, 911023-1) und ein Metarhyolith-Mylonit mit steilem Linear (910313-4). Alle vier Proben stammen aus unmittelbarer Nähe bzw. direkt aus bedeutenden Scherzonen und sind teilweise seritisiert. In den Kalifeldspäten zweier Proben

(901112-2, 901113-7) sind sehr kleine, unregelmäßig Hellglimmer erkennbar, die offensichtlich jünger als das metamorphe Gefüge sind. Gleichzeitig zeigen sich hier die höchsten Illitkristallinitäten und ein Fehlen von Chlorit. In den beiden anderen Proben mit Jura-Alter gibt es keine Hinweise auf eine jüngere Hellglimmergeneration. Alle Hellglimmer sind phengitisch (vgl. Kap. 7.1.1) und nach mikroskopischem Befund offenbar synkinematisch gewachsen. Entweder kam es hier zu einer Störung des Isotopensystems, die zu einem Verlust von radiogenem ^{40}Ar , evtl. einer Veränderung des K-Gehaltes, jedoch nicht zu einer Angleichung des Si-Gehaltes an Niederdruckbedingungen geführt hat, oder es erfolgte zur entsprechenden Zeit mimetisches Hellglimmerwachstum parallel zur vorhandenen Anisotropie. In beiden Proben zeigen Mikrosondenanalysen außerdem einen ungewöhnlich hohen FeO-Gehalt von 10–12 % (s. Abb. 59 und Tab. 9a,b, Anhang A). Beide Effekte müssen möglicherweise auf eine Zirkulation fluidier Phasen in dieser bedeutenden Grenzzone während des Jura zurückgeführt werden. Thermische Ereignisse im Jura stehen möglicherweise mit dem Atlantik-Rifting in Zusammenhang und sind mittlerweile an vielen Stellen in Mitteleuropa nachgewiesen (AHRENDT, frdl. mündl. Mitt.).

In zwei Metavulkaniten mit permisch-triassischem Hellglimmeralter (901112-1, 901112-11) lassen sich deutlich dextrale Scherbewegungen nachweisen. Die Gefügeauflockerung infolge der retrograden Scherbeanspruchung (s.a. niedrige Illitkristallinität) erhöht potentiell die Wegsamkeit für Fluidphasen, so daß auch hier Fluide für eine Störung des K/Ar-Systems bzw. eine metasomatische Hellglimmerbildung in Frage kommen. Bei drei der acht verjüngten Proben (901112-12, 910805-5, 910822-5) handelt sich es

um ungewöhnlich harte und zähe Gesteine, die nach geochemischen Analysen von MEISL (1990) als nachträglich silifiziert angesehen werden und so auf eine jüngere Überprägung hinweisen, die eventuell mit der Bildung der Pseudomorphosenquarzgänge im südlichen Taunus zusammenhängt.

< 0,2 μm -Fraktion

Metamorphe Hellglimmer der Fraktion < 0,2 μm stellen vermutlich die zuallerletzt gewachsene Hellglimmerphase dar, sind aufgrund ihrer geringen Größe lichtmikroskopisch aber nicht aufzulösen. Sie ergeben generell etwas jüngere Alter, etwa zwischen 290 und 315 Ma. Es ist ungewiß, ob diese Daten die Abkühlungsgeschichte widerspiegeln, Deformationsereignisse darstellen oder vielleicht durch Fluide beeinflusst wurden. Dagegen zeigen die 0,2 μm -Fraktionen der verjüngten Hellglimmergenerationen (s.o.) exakt die gleichen Alter wie die 2 μm -Fraktionen. Diese Übereinstimmung und die äußerst geringe Abweichung bei Doppelbestimmungen macht deutlich, daß es sich dabei um keine zufälligen Mischalter handeln kann, sondern daß die permischen bis jurassischen Alter thermische bzw. metasomatische Ereignisse repräsentieren.

6,3–10 μm -Fraktion

In zwei Proben mit jurassischem Alter in der < 2 μm -Fraktion ergibt die 6,3–10 μm -Fraktion ca. 30–40 Ma höhere Alter. Hier machen sich offenbar in der größeren Fraktion die variszischen Hellglimmerkerne bemerkbar, die von der Neueinstellung des K/Ar-Isotopensystems nicht betroffen waren oder von jüngeren Hellglimmerphasen überwachsen wurden. Die Werte sind daher als korngrößenabhängige Mischalter anzusehen.

5.2.2 Detritusalter

In klastischen Metasedimenten aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus der Phyllit-Zone wurde das Alter der detritischen Hellglimmer bestimmt und mit entsprechenden Daten

aus der Taunuskamm-Soonwald-Einheit (TSE) verglichen. Die etwa 10–20-fach höhere Korngröße der detritischen Hellglimmer gewährleistet eine quantitative Abtrennung der metamor-

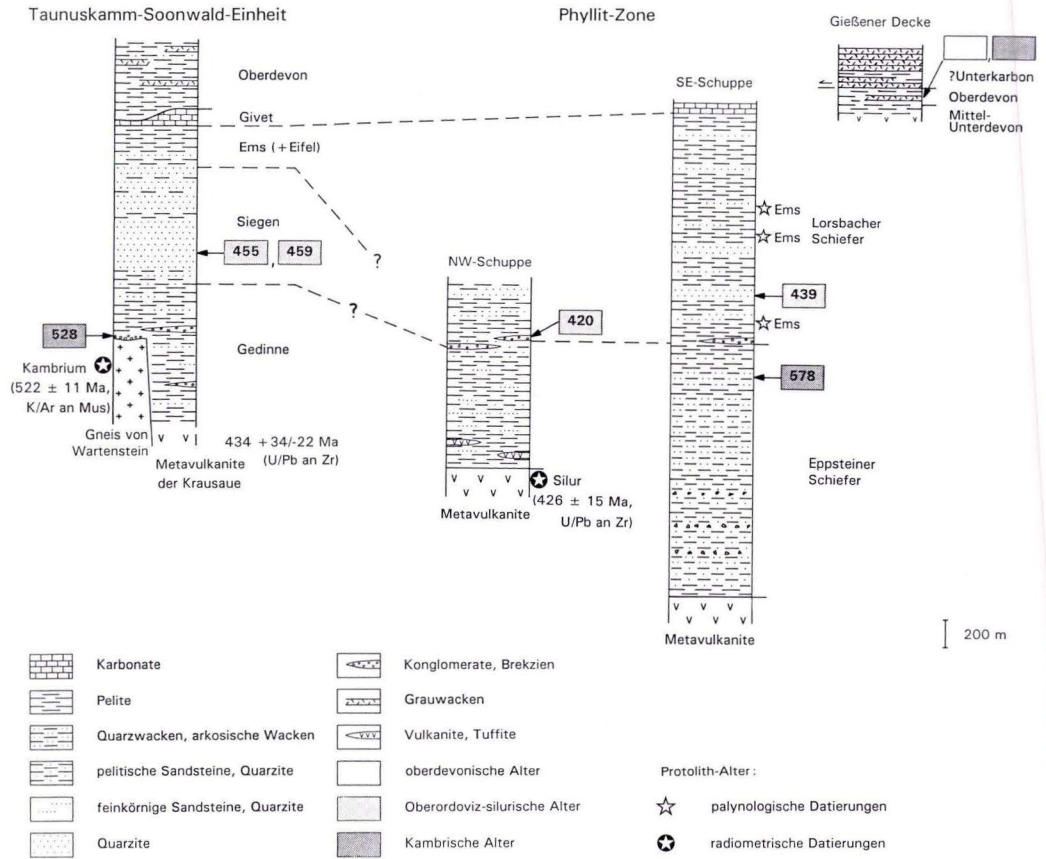


Abb. 54. Gegenüberstellung und Korrelation vereinfachter stratigraphischer Säulenprofile der Taunuskamm-Soonwald-Einheit (links) und der Phyllit-Zone (rechts, 2 Schuppen) mit Ergebnissen der Detritusdatierungen (rechteckige Kästchen). In beiden Einheiten wird die Ablagerung von kambrischem Detritus durch die Anlieferung von oberordoviz-silurischem Detritus im Unterdevon abgelöst.

phen Phengite. Durch das Abreiben der Randzonen werden ferner Alterationszonen und aufgewachsene Phengite entfernt, so daß der Einfluß der variszischen Metamorphose äußerst gering ist.

Die Ergebnisse der Hellglimmerdatierungen sind in Tab. 7 (Anhang A) zusammengefaßt. Es lassen sich zwei Gruppen von Detritusaltern unterscheiden. Aus der Eppsteiner Schiefer-Folge (Silur-?Unterdevon) liegt mit 578 Ma ein kambrisches Hellglimmeralter vor. Proben aus den Lorsbacher Schiefer der Phyllit-Zone (Ems) und dem Unterdevon der TSE liefern mit 420, 439, 455 und 459 Ma durchweg ordovizisch-silu-

rische Hellglimmeralter (Abb. 54). Eine Ausnahme bildet dabei eine Brekzie aus dem basalen Gedinne des Hunsrück, deren Hellglimmer (528 Ma) sich jedoch aus dem unmittelbar unterlagernden Gneis von Wartenstein (522 Ma, bzw. 521 Ma in MEISL et al. 1989) ableiten lassen (DITTMAR 1996). Somit erfolgt sowohl in der Phyllit-Zone als auch in der TSE im Unterdevon ein Wechsel von einem kambrischen zu einem oberordovizisch-silurisch geprägtem Liefergebiet. Eine Gegenüberstellung der Altersdaten mit der Beschaffenheit des Detritus wird in Kap. 6.3.1 gegeben.

6. Detritusanalyse

Die Analyse von detritischen Komponenten in klastischen Sedimenten kann wertvolle Informationen zur paläogeographischen Entwicklung eines Raumes liefern, nämlich die Beschaffenheit des Liefergebietes, die Art und Dauer des Sedimenttransportes sowie die geotektonische Position des Sedimentationsraumes. Nachdem quantitative Detritusanalysen oft bei der Suche nach Liefergebieten hilfreich waren, erkannten CROOK (1974) und SCHWAB (1975) bestimmte Quarzgehalte als charakteristisch für aktive bzw. passive

Kontinentalränder. Der Zusammenhang zwischen der Modalzusammensetzung des Leichtmineraldetritus von Sandsteinen und der plattentektonischen Position wird durch umfangreiche Untersuchungen (z.B. DICKINSON & SUCZEK 1979, DICKINSON et al. 1983) im wesentlichen bestätigt. Mit diesem Instrument soll nun die plattentektonische Stellung der Phyllit-Zone und ihr Werdegang im Grenzbereich zwischen dem rhenoheryzischen, passiven Kontinentalrand und der saxothuringischen Mikroplatte erschlossen werden.

6.1 Methodik

In allen stratigraphischen Einheiten der TSE und der Phyllit-Zone wurden in psammitischen Metasedimenten die Detritusgehalte der Leichtmineralfraktion (0,06–2,0 mm) untersucht und untereinander sowie mit den Grauwacken der Gießener Decke und des Erbstädter Aufbruchs verglichen. Dazu wurde in geeigneten Dünnschliffproben mit Hilfe eines Point Counters der relative Anteil an Quarz, Feldspat und Lithoklasten bestimmt. Der Grad der Quarzrekristallisation läßt nicht immer eine sichere Unterscheidung zwischen mono- und polykristallinen Quarzkörnern zu, so daß dem Quarz auch monomineralische Quarzlithoklasten (Sandsteine, Quarzite, Kieselschiefer) zugeordnet wurden. Pro Schliff wurden wenigstens 200 Körner ausgezählt, wobei Körner der Grundmasse aus feinkörnigem Quarzrekristallit und metamorphen Neubildungen (Hellglimmer, Chlorit und Erzphasen) sowie unbestimmbare Phasen nicht enthalten sind. Die Grundmasse beinhaltet neben einem primären Matrixanteil möglicherweise auch einen gewissen Anteil rekristallisierter und nicht mehr identifizierbarer Quarzkörner, was bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden muß. Der hohe Matrixanteil von bis zu 80 % schränkt die Aussagekraft der Ergebnisse erheblich ein. Da es bei der hier vorliegenden Untersuchung mehr um eine Abgrenzung unterschiedlicher Typen als eine ge-

naue Sandstein-Klassifizierung geht, erscheint die Anwendung dieser Methode dennoch gerechtfertigt. In den folgenden Überlegungen werden mögliche Effekte diskutiert, die das Verhältnis von Quarz, Feldspat und Gesteinsfragmenten während der tektonometamorphen Überprägung verändert haben könnte.

Fehlerquellen

Quarz ist insbesondere im korngestützten Verband und in der Feinfraktion von einer mehr oder weniger fortgeschrittenen Rekristallisation betroffen, die zusammen mit der Neubildung von Serizit und Chlorit die Feinfraktion nahezu komplett überprägt hat (Taf. 8, Fig. 2 und 3). Die größeren, auszählbaren Quarzkörner (> ca. 40 μm) sind oft nicht oder nur randlich rekristallisiert und im Durchlicht meist problemlos als Altkörner zu erkennen. Zieht man einen gewissen Schwund an Quarzkörnern dennoch in Betracht, so verschiebt sich das Ergebnis unter Annahme einer konstanten Anzahl an Gesteinsbruchstücken hin zu größeren Quarzgehalten.

Die Feldspäte, überwiegend Plagioklase, sind höchstens von einer leichten Albitisierung oder Serizitisierung betroffen und sind bei der Auszählung vermutlich vollständig erfaßt worden. Die enge Verknüpfung der Eppsteiner Schiefer-Folge mit den Metavulkaniten im Liegenden (z.T. als Einschaltung) gibt Anlaß zu der Vermutung, daß

in den Sedimenten vulkanogenes Material aus dem gleichen Becken zur Ablagerung kam. Es konnten jedoch bis auf wenige Ausnahmen (Tuffite) keine Anzeichen von vulkanischem Detritus wie typisch vulkanische Quarze mit Korrosionsbuchten oder Vulkanit-Lithoklasten nachgewiesen werden. Der Anteil beckeninterner Feldspäte kann daher als gering angesehen werden.

6.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Detritusanalysen sind in Tab. 8 (Anhang A) aufgelistet. Die graphische Darstellung erfolgt im Dreiecksdiagramm Quarz (mono- + polykristallin) / Feldspat / Lithoklasten ohne Matrix und auf 100 % normiert (Abb. 55). Die Proben aus der mutmaßlich ältesten untersuchten Einheit, der Eppsteiner Schiefer-Folge der Phyllit-Zone, sind durch einen hohen Feldspatanteil und unterschiedliche Mengen an Quarz gekennzeichnet. Demgegenüber zeichnen sich die Lorsbacher Schiefer im Hangenden durch einen sehr hohen Quarzgehalt aus und lassen sich klar von den Eppsteiner Schiefeln abtrennen.

Die Zusammensetzung der Proben aus dem Unterdevon der TSE ist relativ gleichförmig und identisch mit der der Lorsbacher Schiefer-Folge. Beide liegen an der Spitze des QFL-Diagramms im Bereich sehr quarzreicher Lithologien. Die grobkörnigen Brekzien und Konglomerate innerhalb der Bunten Schiefer erscheinen aufgrund ihrer Korngröße nicht im QFL-Diagramm. Der hohe Anteil an Quarzgeröllen und Resedimenten, die nicht zu den Lithoklasten gerechnet werden, läßt jedoch eine ähnliche Zusammensetzung erwarten. Bereichsweise können in diesen Lithologien auch höhere Feldspat-Gehalte auftreten (HEINRICH 1968).

In ein drittes, klar abgetrenntes Feld fallen verschiedene Grauwacken des Oberdevon bis Unterkarbon aus der TSE, dem Erbstädter Auf-

bruch und der Gießener Decke (FLOYD et al. 1990). Bei ungefähr gleichen Anteilen an Quarz, Feldspat und Lithoklasten liegen die Grauwacken im Zentrum des QFL-Diagramms.

bruch und der Gießener Decke (FLOYD et al. 1990). Bei ungefähr gleichen Anteilen an Quarz, Feldspat und Lithoklasten liegen die Grauwacken im Zentrum des QFL-Diagramms.

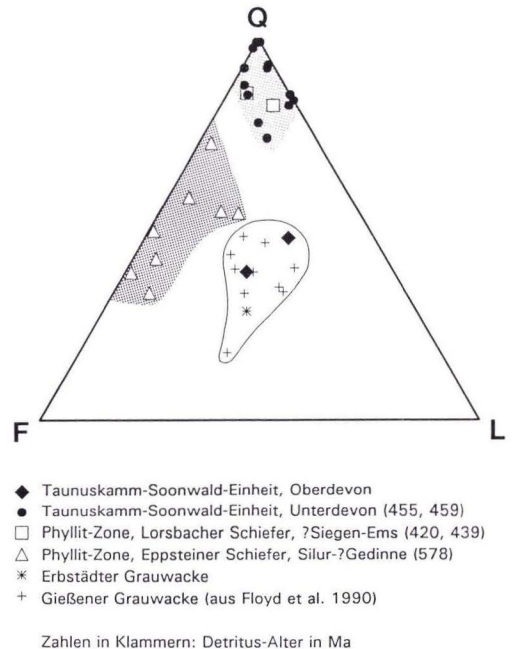


Abb. 55. Darstellung der Detritusanalysen im Dreiecksdiagramm Quarz (mono- und polykristallin), Feldspat, Lithoklasten. Deutlich sind drei Häufungspunkte ausgebildet, die auch mit drei verschiedenen Detritus-Altersgruppen korrelieren.

6.3 Diskussion

6.3.1 Zusammenhang zwischen Alter und Zusammensetzung des Detritus

Bei der Gegenüberstellung der Detritusanalysen mit den Hellglimmeraltern ist ein deutlicher Zusammenhang erkennbar. Ein Liefergebietswechsel, der in den Hellglimmeraltern dokumentiert ist, geht auch mit einer Änderung der Detrituszusammensetzung bzw. der Sedimentbeschaffenheit einher. Darin kommen Unterschiede in der Weglänge, Art und Dauer des Transports sowie der Art des Liefergebietes zum Ausdruck.

Die Sedimente mit kambrischem Detritusalter zeigen Merkmale eines kurzen Transports wie einen hohen Feldspatgehalt, ein breites Korngrößenspektrum und eine schwache Zurundung der detritischen Körner (Eppsteiner Schiefer) oder völlig eckige Komponenten in einer tonigen Matrix (Brekzien der Bunten Schiefer). In diesen Serien treten außerdem sehr große Mächtigkeitsunterschiede auf. So werden

die Bunten Schiefer im mittleren Taunus bis ca. 900 m mächtig, während dem Gneis von Warstein (SW-Hunsrück) nur wenige Zehnermeter Bunte Schiefer auflagern (DITTMAR 1996). In der Phyllit-Zone weisen die Eppsteiner Schiefer große Mächtigkeitsunterschiede zwischen der nördlichen (ca. 1000 m) und der südlichen (ca. 2000 m) Schuppe auf (Abb. 54, s.a. Tab. 10, Anhang A). Während des im Gedinne (in der Phyllit-Zone evtl. schon im Silur) regional einsetzenden Riftings werden offenbar zunächst die in Horstposition befindlichen Grundgebirgsblöcke abgetragen und der Schutt in die angrenzenden Becken lokal verfrachtet. Eine weitere Störungsaktivität mit Ablagerung kurz transportierter Sedimente ist in der Phyllit-Zone vermutlich im tiefen Ems dokumentiert: grobe Konglomerate an der Basis der Lorsbacher Schiefer führen (wie solche der Bunten Schiefer) neben zahlreichen

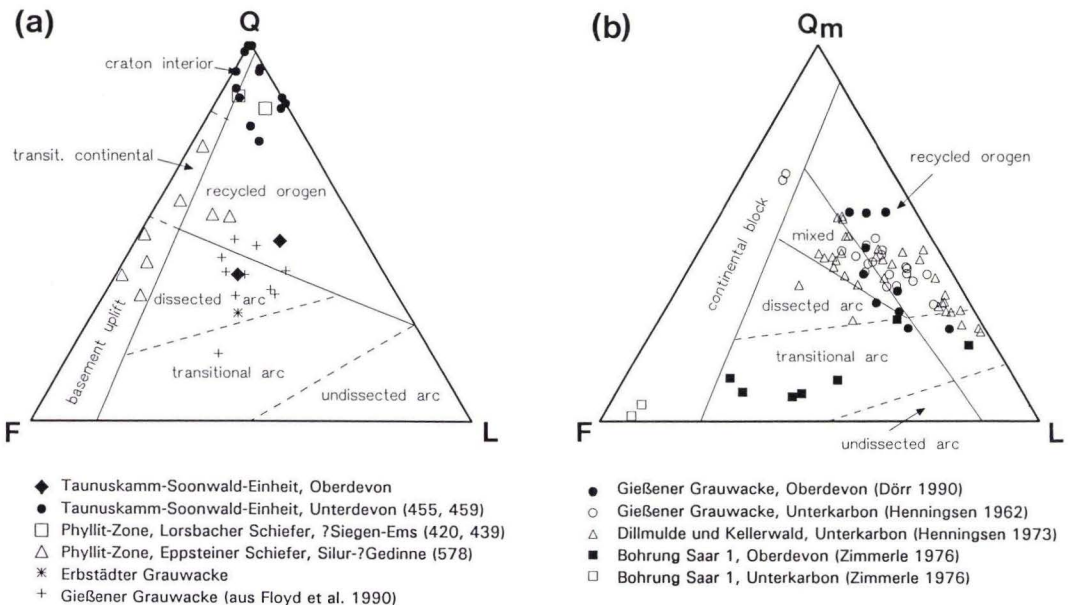


Abb. 56. (a) Darstellung der Detritusanalysen im Diagramm zur tektonischen Charakterisierung des Liefergebietes nach DICKINSON & SUZCEK (1979). (b) Im Vergleich dazu Detritusanalysen oberdevonischer und unterkarbonischer Grauwacken aus der Gießener Decke, der Dillmulde und dem Kellerwald sowie Sandsteinen aus der Bohrung Saar 1 (Q_m : nur monokristalliner Quarz).

intraformationellen Geröllen auch Turmalin-quarzite, die für das rhenoherynische Grundgebirge typisch sind (MEISL & EHRENBERG 1968, sowie darin zitierte Literatur). Das Dominieren von Turmalin in der Schwermineralfraktion der Eppsteiner Schiefer ist ebenfalls ein Hinweis auf das gleiche Liefergebiet (s.a. MEISL 1970).

Nach weitgehendem Reliefausgleich findet unter andauernder Subsidenz die Anlieferung von ordovizisch-silurischem Detritus statt. Diese Sedimente sind durch eine hohe strukturelle und kompositionelle Reife charakterisiert (Trennung in reine Pelite und Quarzite) und zeigen Merkmale eines langen Transports. In der TSE vollzieht sich der Liefergebietswechsel im Gedinne mit dem Eintrag von kaledonischem Detritus in das rhenoherynische Becken. Auch HAVERKAMP (1991) stellt im Obergedinne mit dem massiven Einsetzen sandiger Schüttungen einen starken Eintrag von Zirkonen mit typisch laurussischen U/Pb-Isotopenmustern fest, wäh-

rend im Untergedinne der Südarkennen gondwanische Merkmale wie armoricatypische Acritarchen aus dem Liegenden (STEEMANS 1989) oder Zirkone mit gondwanischen U/Pb-Isotopenmustern (HAVERKAMP 1991) auf lokale Umlagerungen hinweisen. In der Phyllit-Zone erfolgt dieser Wechsel spätestens im Siegen oder Ems mit dem Einsetzen der Lorsbacher Schiefer.

Ab dem Oberdevon (do_{II}) kommt es am Südrand des Rhenoherynikums erneut zu einem Liefergebietswechsel und zur Ablagerung schlecht sortierter, feldspat- und lithoklastenreicher Sedimente (Gießener Grauwacke, Soonwald-Grauwacke, Erbstädter Grauwacke, s.a. FLOYD et al. 1990, DÖRR 1990, WEISS 1993, KLÜGEL et al. 1994), in denen die ersten variszischen Hellglimmer auftreten (AHRENDT et al. 1994). Diese Sedimente werden als erster Flysch der von Süden herannahenden Orogenfront angesehen.

6.3.2 Liefergebiete, geotektonisches Milieu

Nach den sedimentologischen Kriterien muß der kambrische Detritus aus der unmittelbaren Umgebung stammen. Das Liefergebiet ist daher vermutlich identisch mit dem rhenoherynischen Grundgebirge. Die Korngrößenpolarität innerhalb der Bunten Schiefer und der Eppsteiner Schiefer zeigt eine Herkunft aus Süden an. Nach DICKINSON & SUCZEK (1979) steht die Zusammensetzung von Psammiten im Zusammenhang mit der geotektonischen Stellung des Ablagerungsraumes und des Liefergebietes. Dabei muß ausgeschlossen sein, daß der Detritus wesentliche Mengen beckeninterner Komponenten (z.B. Quarze und Feldspäte aus Vulkaniten) enthält (Hybridarenite, ZUFFA 1980). Das weitgehende Fehlen vulkanogener Komponenten in Psammiten der Eppsteiner Schiefer scheint dies zu gewährleisten. Demnach ist ein hoher Feldspatgehalt wie in den Eppsteiner Schiefen typisch für kratonische Becken in der Nähe von Störungszonen (Riftzonen, Blattverschiebungssysteme, „basement uplift“ in Abb. 56a), wo kurze Trans-

porte und fehlende Mehrfachumlagerung einen Feldspatabbau verhindern. Dabei müssen auch klimatische Faktoren berücksichtigt werden (im Unterdevon befand sich der rhenoherynische Ablagerungsraum im Bereich der Tropen, vgl. SCOTSE et al. 1985, WITZKE & HECKEL 1988), da durch beschleunigte Verwitterungsprozesse die Sandsteinzusammensetzung in Richtung Quarz verschoben werden kann (JOHNSON & STALLARD 1989). Der trotz kurzen Transports geringe Feldspatanteil im Basiskonglomerat der Bunten Schiefer (vgl. DITTMAR 1995) ist möglicherweise auf eine tiefgründige Verwitterung des erodierten Kristallins zurückzuführen. Der geringe Anteil an Lithoklasten resultiert aus der Korngröße der abgetragenen, grobkristallinen Einheiten.

Im Unterdevon ist der oberordovizisch-silurische Detritus vermutlich aus Norden zu beziehen, da der gesamte rhenoherynische Trog zu dieser Zeit den Abtragungsschutt der Kaledoniden aufnimmt, der im südlichen Rheinischen Schiefergebirge in distaler Fazies vorliegt. Un-

klar ist die Herkunft des Taunusquarzits, der aufgrund einer gleichalten, feinklastischen Fazies im NW aus dieser Richtung nicht zu beziehen ist. Eine Möglichkeit ist die beckenparallele Anlieferung aus NE, die wegen der Häufigkeit SW-gerichteter Strömungsindikatoren z.B. von SOLLE (1949) postuliert wurde. Eine zweite Möglichkeit ist die Herkunft des ordovizisch-silurischen Detritus aus Süden, da zunehmend Indizien für ein silurisches bis tiefunterdevonisches, magmatisches Ereignis in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle existieren (Bohrung Saar 1: SOMMERMANN 1993, Albersweiler: REISCHMANN & ANTHES 1996, Odenwald und Spessart: LIPPOLT 1986, Spessart: DOMBROWSKI et al. 1995, Ruhla: HENNEBERG et al. 1994, s.a. Abb. 57). Auch die Beobachtungen von ALTENBERGER & BESCH (1993) zum Böllsteiner Odenwald unterstützen den Verdacht auf Relikte eines kaledonischen Orogens südlich des Rhenoherynikums. Reste eines derartigen Orogens sind in den variszischen Interniden bisher nicht bekannt, werden aber in vereinzelt Szenarien (z.B. BERTHELSEN 1992) angedeutet. Der Nachweis idiomorpher, ordovizisch-silurischer Zirkone mit gondwanischen U/Pb-Isotopenmustern im Taunusquarzit (HAVERKAMP 1991) stützt ebenfalls diese Vorstellung. Im Diskriminierungsdiagramm zur tektonischen Charakterisierung des Liefergebietes nach DICKINSON & SUCZEK (1979) liegen diese Proben überwiegend im Feld des „recycled orogen“ (Abb. 56a). Die in Abtragung befindlichen Kaledoniden (im Norden oder Süden) dienen als Lieferant überwiegend sedimentärer (Sand-/Siltsteine) sowie metamorpher (Phyllite, Quarzite) und granitoider Lithoklasten und tragen so neben der Sortierung während des Transports auch primär zu einem hohen Quarzgehalt der Sedimente bei.

Die Herkunft der Flysche des Oberdevon/Unterkarbon aus Süden wird durch das Auftreten frühvariszischer Hellglimmer, die nur aus den südlich gelegenen, variszischen Internzonen zu beziehen sind, gestützt und gilt als gesichert. Sämtliche Proben liegen im Diskriminierungsdiagramm im Übergangsbereich der Felder „magmatic arc“ und „recycled orogen“ (Abb.

56a). Detritusanalysen aus den Unterkarbon-Grauwacken der Dillmulde und des Kellerwaldes (HENNINGSEN 1973) sowie aus den Oberdevon- und Unterkarbon-Grauwacken der Gießener Decke (HENNINGSEN 1962, DÖRR 1990, FLOYD et al. 1990) liegen im gleichen Bereich (Abb. 56b). Offensichtlich war in dem als Flyschlieferant dienenden Teil der Oberplatte ein magmatischer Bogen (noch?) nicht voll entwickelt, so daß dem Flysch kein einheitliches Liefergebiet zugeordnet werden kann. Der Nachweis von kambrischen Magmatit-Geröllen im nordhessischen Kulm (SOMMERMANN 1990) beweist, daß auch cadomisch geprägte Kristallineinheiten beim Aufbau des bereits erodierten Teils der Mitteldeutschen Kristallinschwelle beteiligt gewesen sind.

Existenz und Aufstieg eines magmatischen Bogens im Liefergebiet des Flyschs ist z.B. in Geröllen synorogener Sedimente des Harzes dokumentiert (LÜTKE 1990): Grauwacken des Oberdevon (Famenne) bis Unterkarbon (Visé) zeigen mit der Zeit einen Wechsel von zunächst ungeschieferten Ton- und Sandschiefern über stark deformierte Glimmerschiefer und Quarzite hin zu Gneisen des freigelegten Grundgebirges. Gleichzeitig reflektiert der magmatische Detritus eine zeitliche Entwicklung von einem primitiven Inselbogen im Oberdevon zu einem differenzierten Vulkanismus im tiefen Unterkarbon. Demgegenüber spiegeln Sandsteine aus der Bohrung Saar 1 ab dem Unterkarbon die intramontane Position des Saar-Nahe-Beckens wider, während im Oberdevon die Sandsteinzusammensetzung vermutlich noch von dem magmatischen Bogen am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle gesteuert wird (Abb. 56b).

Die Zusammensetzung und das Alter des Detritus in ungefähr gleichalten Serien der TSE und der Phyllit-Zone sind vergleichbar und deuten wie auch fazielle Gemeinsamkeiten zumindest ab dem Siegen/Ems auf eine paläogeographische Nähe der beiden Ablagerungsräume hin. Somit wird auch die Phyllit-Zone des Südaunus als Teil des südöstlichen rhenoherynischen Kontinentalrandes angesehen.

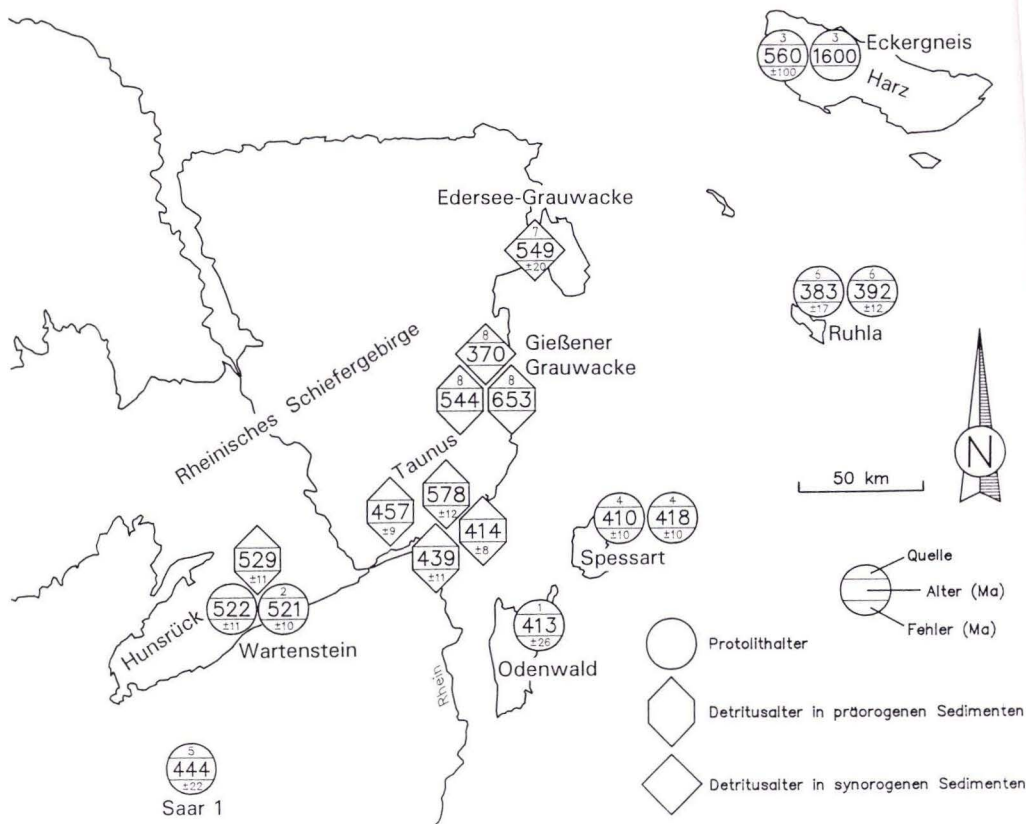


Abb. 57. Protolithalter und Detritusalter in der Umgebung der Phyllit-Zone. Quellen und Methodik; ¹ LIPPOLT (1986), Rb/Sr Gesamtgestein; ² MEISL et al. (1989), K/Ar an Mus; ³ BAUMANN et al. (1991), U/Pb an Zr; ⁴ DOMBROWSKI et al. (1992), U/Pb an Zr; ⁵ SOMMERMANN (1993), U/Pb an Zr; ⁶ HENNEBERG et al. (1994), U/Pb an Zr; ⁷ SOMMERMANN (1990), U/Pb an Zr in Geröllen; ⁸ AHRENDT et al. (1994), K/Ar an detr. Mus.

7. Tektonometamorphe Entwicklung und Kinematik

7.1 Thermobarometrie

7.1.1 Metamorphe Paragenesen

In den Metasedimenten und sauren Metavulkaniten treten Quarz, Hellglimmer, Alkalifeldspat, Chlorit, Epidot-Klinozoisit, Zoisit, Stülpnomenelan, Titanit und Erzphasen als metamorphe Neubildungen auf, in den intermediären Metavulkaniten zusätzlich auch Aktinolith und Mg-Riebeckit sowie in den Metasedimenten Turmalin und Rutil. Quarz ist omnipräsent und stellt die häufigste Mineralisation in Druckschattenhöfen und syn- und postkinematischen Rissen dar.

Hellglimmer tritt überwiegend in der Grundmasse sowie in Druckschattenhöfen und als Abbauprodukt von Kalifeldspat auf. Eine vollständige Serizitisierung von Kalifeldspat erfolgte nur an einigen Stellen. Das deutet auf einen lokal erhöhten Durchfluß fluider Phasen, die möglicherweise in Zusammenhang mit jüngeren Mineralisationen stehen. Die mit der Mikrosonde analysierten, synkinematischen Hellglimmer sind durchweg phengitisch und nicht zoniert. In zwei

Fällen (beides Metarhyolith-Mylonite) weisen sie abnorm hohe Eisengehalte auf (10–12 % Gesamteisen als FeO, vgl. Tab. 9b, Anhang A, Proben 911023-1 und 910313-4) und lassen sich deutlich von den übrigen Hellglimmern abtrennen (Abb. 58). Hellglimmer mit einem derart hohen Eisengehalt sind in der Literatur bislang nicht beschrieben. Möglicherweise handelt es sich dabei um Mischkristalle oder mixed-layer Minerale der Endglieder Muskowit, Al-Celadonit und Annit. In beiden Proben ergeben die Hellglimmer mesozoische Bildungsalter (vgl. Abb. 53), so daß zu dieser Zeit eine chemische Veränderung der Hellglimmer erfolgt sein könnte. Metamorphe Hellglimmer in Metasedimenten der Phyllit-Zone (920728-3) weisen gegenüber denen der Taunuskamm-Einheit (901113-11) etwas höhere Si- und Fe-Gehalte auf (Abb. 58).

Feldspat tritt vor allem bei den Metaandesiten in der Grundmasse, in Druckschattenhöfen und in syn- und postkinematischen Rissen auf. Bei den neugebildeten Feldspäten handelt es sich in den Metarhyolithen um Mikroklin mit unterschiedlicher Albitkomponente (Abb. 59). In den Metaandesiten kommt nur reiner Albit vor (Ab₉₉₋₁₀₀). Chlorit tritt in der Grundmasse, in Druckschattenhöfen (s.a. Taf. 7, Fig. 6) und als Abbauprodukt mafischer Einsprenglinge auf. Die gemessenen Chlorite sind leicht magnesiumbetont ($X_{Fe} \approx 0,37$, vgl. Taf. 9f, Anhang A). Epidot-Klinozoisit und Zoisit sind Abbauprodukte der Anorthit-Komponente in Plagioklassen und erscheinen häufig darin als Einschlüsse oder zeichnen als feinkörniger Saum die ehemalige Kornform nach.

Mg-Riebeckit und Aktinolith kommen ausschließlich in Metaandesiten vor, und zwar in der Grundmasse, in Druckschattenhöfen und in Paragenese mit Chlorit und Epidot als Reaktionsprodukt ehemaliger mafischer Einsprenglinge. Da Mg-Riebeckit nur in geschonten Bereichen auftritt und die ältesten Inkremente abbildet (vgl. Abb. 52), ist seine Entstehung noch vor dem thermischen Höhepunkt auf dem prograden Ast anzunehmen. Nach der Klassifikation von MIYASHIRO (1957) plotten nur wenige Messungen außerhalb des Mg-Riebeckit-Feldes (Abb. 60). Aktinolith tritt auch in Paragenese

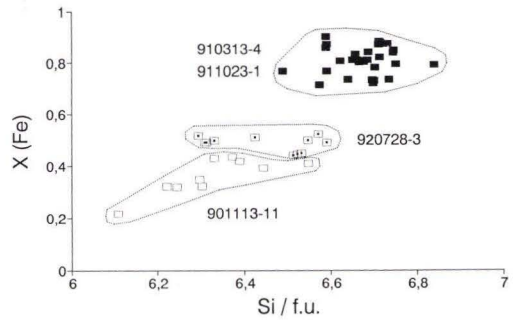


Abb. 58. Fe-Si Diskriminationsdiagramm von metamorphen Phengiten aus zwei Metarhyolith-Myloniten (gefüllte Quadrate) und einem Metasedimente (mit Punkt) der Phyllit-Zone sowie einem Metasediment der Taunuskamm-Einheit (leere Quadrate).

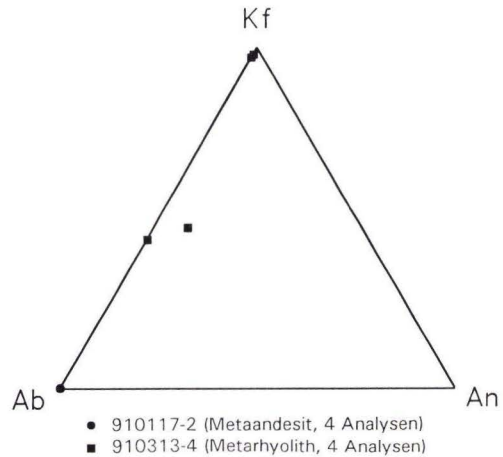


Abb. 59. Analysen neugebildeter Feldspäte im Dreieck Albit–Anorthit–Kalifeldspat.

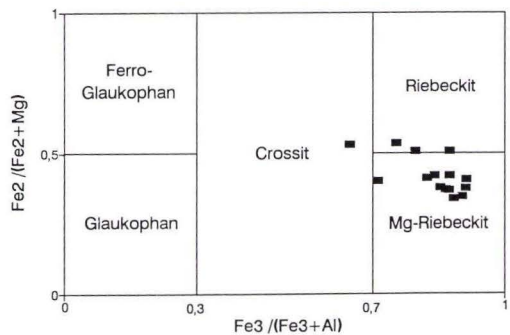
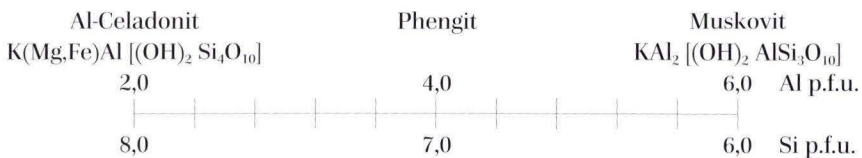


Abb. 60. Klassifikationsschema für Na-Amphibole nach MIYASHIRO (1957).

mit Albit und Chlorit als Reaktionsprodukt von Mg-Riebeckit auf (s.a. Taf. 7, Fig. 7). Das Wachstum von Aktinolith in neuer Orientierung auf Kosten von Mg-Riebeckit bzw. die Wachstumszonierung Mg-Riebeckit – Winchit – Aktinolith (s.a. Taf. 1, Fig. 6) deutet auf eine synkinematische Änderung der PT-Bedingungen. Stilpnomelan überwächst als späte Bildung die älteren Gefüge und findet sich häufig in postkinematischen Rissen (s.a. MEISL 1970). In einem Fall (Aufschluß WSE 31) bildet Stilpnomelan auch die Hauptschieferung ab, ist also während der Hauptdeformation gewachsen.

Neugebildeter Turmalin und Rutil sind fast ausschließlich auf die Metasedimente beschränkt. Das Turmalinwachstum erfolgt häufig auf detritischen Altkörnern, wobei die neugebildeten Turmaline immer eisenreich sind (MEISL 1970), und überdauerte die Hauptdeformation. In einem Fall wurde Turmalin in einem Metavulkanit beobachtet (Aufschluß KNW 30). Er tritt dort in Druckschattenhöfen neugebildeter Erzkörner auf und bildet eine horizontale Streckung ab. Rutil findet sich als sehr feine Nadeln regellos verteilt in der Grundmasse zahlreicher Metapelite.

7.1.2 Phengit-Barometer



Phengite sind Kalium-Hellglimmer mit einem Siliziumanteil (bezogen auf 22 Sauerstoffatome) von $> 6,0$ pro Formeleinheit („per formula unit“, p.f.u.) und somit Mischkristalle der Endglieder Muskovit und Celadonit (ohne Fe^{III}).

Die Druckabhängigkeit des Siliziumgehaltes bzw. der Celadonit-Komponente in Kalium-Hellglimmern wurde erstmals von VELDE (1965) quantitativ untersucht und als Barometer vorgeschlagen. Weitere Syntheseexperimente von Phengit im System KMASH (K_2O , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O) von MASSONNE (1981) führten zu einer Verbesserung des Phengit-Barometers und einer Erweiterung auf höhere PT-Bereiche. Die Stabilität von Phengit ist für Drücke bis ca. 24 kb im Temperaturintervall von ca. 300–700 °C nachgewiesen (MASSONNE & SCHREYER 1987). Durch thermodynamische Berechnungen wurde das Barometer noch leicht nach unten korrigiert (MASSONNE 1991). In metamorphen Sedimenten und quarzhaltigen Magmatiten steht somit unter bestimmten Randbedingungen (Kalifeldspat-gepufferte Paragenese, Gleichgewichtsbedingungen) ein hinreichend genaues

Barometer mit nur geringer Temperaturabhängigkeit zur Verfügung.

Mit dem Si-Gehalt von Phengit ändert sich die Größe der Elementarzelle und somit auch die Lage der Beugungsreflexe im Röntgendiffraktogramm (MASSONNE & SCHREYER 1986). Mit Hilfe von Korrelationsdiagrammen (z.B. Si p.f.u. versus 2θ des 005-Reflexes) ist es so möglich, bereits an einem Diffraktogramm den Si-Gehalt zu bestimmen. Dabei muß unbedingt gewährleistet sein, daß in der Probe nur eine Hellglimmerspezies vorkommt. Wegen potentiell vorhandener detritischer Hellglimmer sollte daher insbesondere in feinkörnigen Metasedimenten auf diese Methode verzichtet werden. Lediglich in Metavulkaniten, die frei von nicht-metamorphen Hellglimmern sind, kann man unzweideutige Ergebnisse erhalten, falls es sich nur um eine metamorphe Hellglimmergeneration handelt. Generell ist die Analyse einzelner Glimmer mit der Mikrosonde zu bevorzugen. In jedem Fall sind wie bei den Hellglimmerdatierungen begleitende Mikrogefügeuntersuchungen unerlässlich.

Strenggenommen ist das Phengit-Barometer

nur im K₂MASH-System bei einer Wasseraktivität von 1,0 gültig. Der Einfluß weiterer Komponenten wie Fluor, Natrium oder Eisen und einer reduzierten Wasseraktivität wird in MASSONNE & SCHREYER (1987) diskutiert. Generell führt der Einbau dieser Ionen in Phengite zu einer Verringerung des Si-Gehaltes bzw. bei gegebenem Si-Gehalt zu einem höheren Druck. Der Anteil von Na und F in natürlichen Phengiten ist jedoch gering und daher ohne großen Einfluß. Eisen kann insbesondere in oxidiert Form zu einer erheblichen Verringerung des Si-Gehaltes führen (VELDE 1965) und muß bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden. Quantitative Korrelationen zwischen Fe- und Si-Gehalt existieren bislang nicht.

Reduzierte Wasseraktivitäten haben ebenfalls geringere Si-Gehalte zur Folge. Bei einem Si-Gehalt von 6,6 p.f.u. bedeutet beispielsweise eine Verringerung der Wasseraktivität von 1,0 auf 0,8 eine Druckerhöhung von ca. 1 kb im Temperaturbereich 300–350 °C (MASSONNE & SCHREYER 1987). Anzeichen hoher Porenlösungsdrücke zu Beginn der Deformation (z.B. von B₁ verfaltete Quarzgänge, s.a. WEBER 1980) sowie das Dominieren wasserproduzierender

Mineralreaktionen während der prograden Metamorphose machen in der Phyllit-Zone zumindest bis zum Metamorphosehöhepunkt Wasseraktivitäten nahe 1,0 wahrscheinlich.

Ergebnisse

Die Analysen wurden mit einer Cameca SX 20 Mikrosonde bei einer Anregungsspannung von 15 kV, einem Probestrom von 20 nA und Meßzeiten von 20–30 s pro Element durchgeführt. Als Standards dienten die mitgelieferten Cameca-Sets. In dem feinkörnigen Probenmaterial mußte bei sehr kleinen Objekten der Probestrom auf 10 nA reduziert werden, um den Brennpunkt des Elektronenstrahls zu verkleinern. Die Analysen zeigen dadurch keine signifikante Abweichung. Die Formelbesetzungen wurden wasserfrei auf der Basis von 22 O-Atomen berechnet. Die Fe³⁺-Abschätzung erfolgte nach der empirischen Methode von SCHLIEDT (1980), wonach gilt:

$$\text{Fe}^{3+} = \text{Si} - 6 - \text{Mg} + \text{Ti} \text{ und } \text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{tot}} - \text{Fe}^{3+}$$

Die Ergebnisse sämtlicher Mikrosondenanalysen (Hellglimmer, Amphibole, Chlorite, Feldspäte) sind in Tab. 9 (Anhang A) aufgelistet.

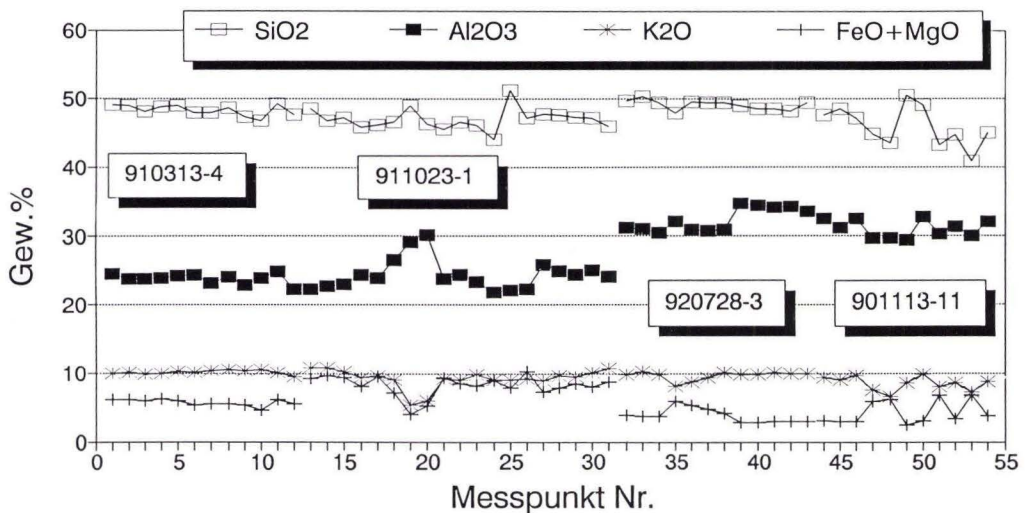


Abb. 61. Mikrosondenanalysen von metamorphen Hellglimmern aus zwei Metarhyolith-Myloniten (910313-4, 911023-1) und einem Metasediment (920728-3) der Phyllit-Zone sowie einem Metasediment der Taunuskamm-Einheit (901113-11).

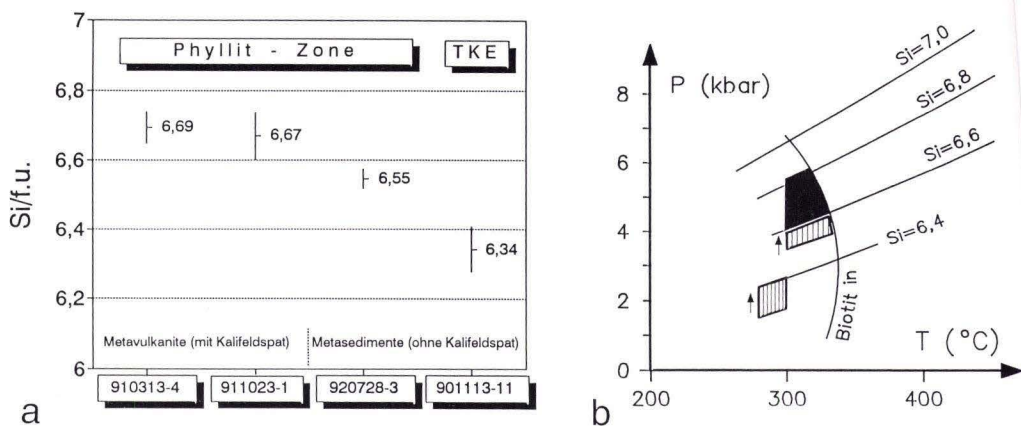


Abb. 62. (a) Mittlere Si-Gehalte mit Standardabweichung von reinen und eindeutig metamorphen Hellglimmern. Der geringere Si-Gehalt von Hellglimmern der Taunuskamm-Einheit ist trotz Fehlens von Kalifeldspat signifikant. (b) PT-Diagramm mit Si-Isoplethen nach MASSONNE (1991). Phengite aus Metarhyolithen der Phyllit-Zone (schwarz) ergeben Drücke zwischen 4,2 und 5,8 kb, die aus Metasedimenten der Phyllit-Zone (weite Schraffur) und der Taunuskamm-Einheit (enge Schraffur) nur Mindestdrücke, da Kalifeldspat fehlt. Dennoch scheinen in der Taunuskamm-Einheit 1-2 kb niedrigere Drücke geherrscht zu haben.

Hellglimmer wurden in drei Proben mit jeweils unterschiedlicher kinematischer Bedeutung aus der Phyllit-Zone und einer Probe aus der Taunuskamm-Einheit analysiert. Probe 910313-4 (Metarhyolith-Ultramylonit) zeigt ein steiles Streckungslinear (vgl. Abb. 10d) und die Kinematik einer ehemals nordgerichteten, sinistralen Schrägaufschubung. In der mylonitischen Foliation gewachsene Matrix-Phengite und solche aus synkinematischen Quarzgängen zeigen keine Unterschiede. Beide sind bei Siliziumgehalten von 6,80 p.f.u. ($\pm 0,04$) abnorm eisenreich (vgl. Abb. 58). Die negative Korrelation mit dem Aluminiumgehalt (Abb. 61) suggeriert, daß ein erheblicher Teil des Eisens als Fe^{3+} vorliegt. Nach der Fe^{3+} -Korrektur nach SCHLIESTEDT (1980) sinken die Si-Gehalte auf 6,69 p.f.u. ($\pm 0,04$) (s.a. Abb. 62a). Die Analysen neugebildeter Feldspäte zeigen das Vorhandensein von Kalifeldspat an (Tab. 9e, Anhang A). Die Anwendbarkeit des Barometers bei eisenreichen Phengiten ist allerdings bislang nicht geklärt. Entweder liegt in der Celadonit-Komponente eine Substitution von Mg durch Fe^{2+} und von Al durch Fe^{3+} vor oder es handelt sich um Verwachsungen mit Biotit. Beides hat eine Verringerung des Si-Gehaltes zur Folge, so daß die Drücke trotz

der kritischen Paragenese mit Quarz und Kalifeldspat Mindestwerte darstellen.

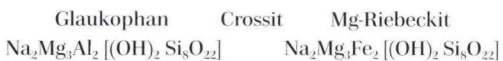
Bei Probe 911023-1 handelt es sich um einen Metarhyolith-Mylonit der jüngeren Scherzonen-generation. σ -Klasten belegen bei flach NE-fallendem Streckungslinear eine sinistrale Seitenverschiebungskinematik (vgl. Abb. 10e). Phengite der Matrix und aus synkinematischen Quarzgängen zeigen ebenfalls keine Unterschiede und einen ungewöhnlich hohen Eisengehalt. Drei Werte wurden wegen zu niedrigem K-Gehalt (Meßpunkte 19 und 20) bzw. abweichendem Si-Gehalt (Meßpunkt 25) für die Barometrie nicht verwendet. Die mittleren Siliziumgehalte von 6,72 ($\pm 0,07$) sinken nach der Fe^{3+} -Korrektur auf 6,67 ($\pm 0,07$) und entsprechen bei ebenfalls kalifeldspatgepufferter Paragenese denen der vorigen Probe (Abb. 62a). Beide kinematischen Inkremente der Hauptdeformation haben offenbar unter den gleichen PT-Bedingungen stattgefunden. Die Unsicherheit bei der Fe^{3+} -Abschätzung macht die Berücksichtigung beider Werte notwendig, so daß unter Einbeziehung der Standardabweichungen die Si-Gehalte zwischen 6,60 und 6,84 p.f.u. liegen. Dies entspricht bei 300–330 °C einem Druck zwischen 4,2 und 5,8 kb (Abb. 62b). Den deutlich höheren

Werten von MASSONNE & SCHREYER (1983) (bis 12 kb) liegen zu hohe Temperaturannahmen sowie das noch nicht korrigierte Phengit-Barometer zugrunde. Die gemessenen Si-Gehalte (ohne Fe³⁺-Korrektur) sind dagegen identisch.

In Probe 920728-3, einer „nur“ durchgreifend geschieferten metaarkosischen Wacke, wurden metamorphe Hellglimmer in Druckschattenhöfen detritischer Altkörner sowie detritische Hellglimmer analysiert. Die abweichenden Meßpunkte 35 und 39–43 (vgl. Abb. 61) stammen vom Rand des Druckschattenhofes möglicherweise von detritischen Hellglimmern und wurden bei der Druckabschätzung nicht berücksichtigt. Die eindeutig metamorphen Hellglimmer zeigen normale Eisengehalte von 3–4 % FeO und ergeben einen mittleren Si-Gehalt von 6,55 p.f.u. ($\pm 0,03$) (Abb. 62a). Der daraus resultierende Druck von ca. 4 kb stellt einen Mindestwert dar, da Kalifeldspat fehlt. Demgegenüber zeigen detritische Hellglimmer mit Werten zwischen ca. 6,3 und 6,5 deutlich geringere Si-Gehalte (Tab. 9c, Anhang A), wobei die höheren Werte evtl. auf Verwachsungen mit metamorphem Phengit zurückzuführen sind. Eine röntgendiffraktometrische Bestimmung der Si-Gehalte metamorpher Phengite würde hier wegen des Einflusses detritischer Hellglimmer zu geringe Werte ergeben.

7.1.3 Barometrie mit Na-Amphibolen

Bedingt durch die Austauschbarkeit von Al³⁺ und Fe³⁺ bilden Na-Amphibole Mischkristalle der Glaukophan-Reihe (ohne Fe²⁺, vgl. Abb. 60):



Glaukophan tritt ausschließlich in mittel- bis hochdruckmetamorphen Gesteinen auf. Die Druckabhängigkeit der Glaukophan-Komponente, gemessen am Al-Gehalt, kann als Geobarometer verwendet werden. Syntheseexperimente von MARUYAMA et al. (1986) im System Na₂O-CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O ($\pm \text{Fe}_2\text{O}_3$) ergaben, daß Wachstum von Glaukophan bei 7,8 kb und 350 °C stattfindet, während Mg-Riebeckit

Probe 901113-11 ist ein sandiger Metapelit der Bunten Schiefer aus der Taunuskamm-Einheit. Die metamorphen Hellglimmer aus den Druckschattenhöfen weisen erhebliche Schwankungen in ihrer Zusammensetzung auf (Abb. 61). Bei einigen Ausreißern handelt es sich offenbar um Verwachsungen mit Chlorit, was sich durch geringere K-Gehalte bei gleichzeitiger Zunahme von Mg und Fe bemerkbar macht (Meßpunkte 48, 51, 53). Außer diesen wurden auch die Meßpunkte 45 und 49 als Ausreißer nicht berücksichtigt. Die übrigen Hellglimmer weisen einen mittleren Si-Gehalt von 6,34 p.f.u. ($\pm 0,07$) auf, was einem Druck von 2–3 kb entspricht. Obwohl aufgrund des Fehlens von Kalifeldspat die Si-Gehalte Mindestwerte darstellen, ist der Unterschied zu den Si-Gehalten in vergleichbaren Serien der Phyllit-Zone signifikant (s. Abb. 62a). Der maximale Druck in der Taunuskamm-Einheit war demnach wahrscheinlich 1–2 kb niedriger als in der Phyllit-Zone. Demgegenüber zeigen variszische Phengite im Wartenstein-Kristallin (SW-Hunsrück), welches nach DITTMAR (1996) das sedimentäre Unterlager der Soonwald-Einheit darstellt, die gleichen hohen Si-Gehalte wie Phengite der Phyllit-Zone (MEISL 1986).

bereits bei 4,7 kb und 300 °C entsteht. Bei 300 °C und 3,1 kb findet kein Mg-Riebeckit-Wachstum statt. Außerdem wird gezeigt, daß mit zunehmenden Ersatz von Mg²⁺ durch Fe²⁺ der Al-Gehalt bei konstantem Druck zunimmt. Der Fe²⁺-Gehalt des Gesamtsystems wird durch den relativen Eisengehalt in Chlorit ($X_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$) ausgedrückt, so daß der Al-Gehalt der Na-Amphibole (Gew.-% Al₂O₃) gegen X_{Fe} in Chlorit aufgetragen wird. Die Isobaren resultieren aus dem Vergleich mit Ergebnissen erprobter Geobarometer.

Die Formelbesetzung der Na-Amphibole wurde nach einem Verfahren von PAPIKE et al. (1974), modifiziert von FRANZ & HÄUSSINGER

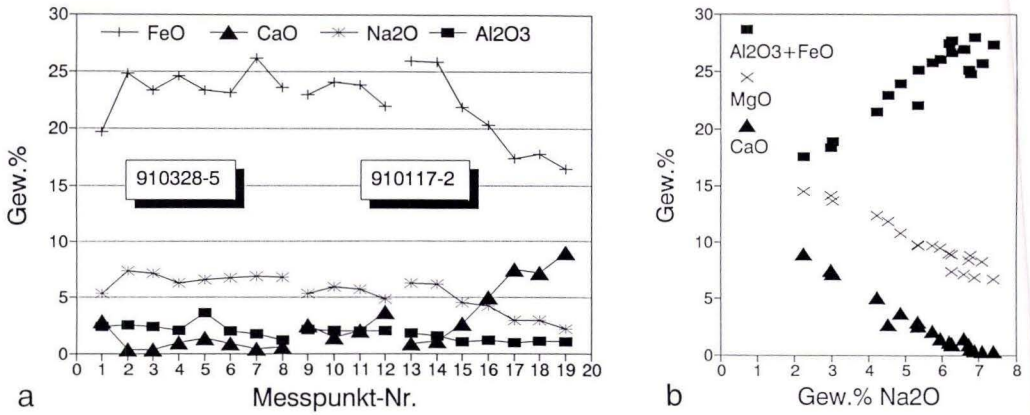


Abb. 63. (a) Mikrosondenanalysen von Na-Amphibolen aus zwei Metaandesiten der Phyllit-Zone. Die Meßpunkte 13–19 geben den Übergang Mg-Riebeckit–Winchit–Aktinolith wieder. Eine unterschiedlich hohe Aktinolithkomponente kommt auch im Korrelationsdiagramm (b) zum Ausdruck.

(1990), auf der Basis von 23 O-Atomen berechnet. Es wurde unter Erhaltung des Ladungsausgleichs von einem maximal möglichen Fe_2O_3 -Gehalt ausgegangen, da bei der Entstehung der Na-Amphibole (i.d.R. im Subduktionsmilieu) ein hoher Wassergehalt und somit auch eine hohe Sauerstoffugazität angenommen werden kann (FRANZ, frdl. mündl. Mitt.). Aus den Daten aller analysierten Mg-Riebeckite (Abb. 63a) ergibt sich zunächst aus der negativen Korrelation des Na_2O -Gehaltes mit dem MgO- und CaO-Gehalt eine unterschiedlich hohe Aktinolith-Komponente (Abb. 63b). Die reinen Mg-Riebeckite ($> 6\% \text{Na}_2\text{O}$, $< 2\% \text{CaO}$, bzw. in $(\text{Ca}/\text{Na}) < -1,2$) weisen Al_2O_3 -Gehalte von $2,1\% (\pm 0,5)$ auf. Daraus resultieren bei Eisengehalten in Chloriten von $X_{\text{Fe}} = 0,35-0,4$ (s. Tab. 9f, Anhang A) Drücke zwischen 4 und 4,5 kb (Abb. 64). Damit ergeben die Mg-Riebeckite, die vermutlich bereits auf dem prograden Ast entstanden sind, einen etwas geringeren Bildungsdruck als die Hellglimmergenerationen. Die Umwandlung in Aktino-

lith erfolgte dann am Höhepunkt der Metamorphose durch Temperaturerhöhung.

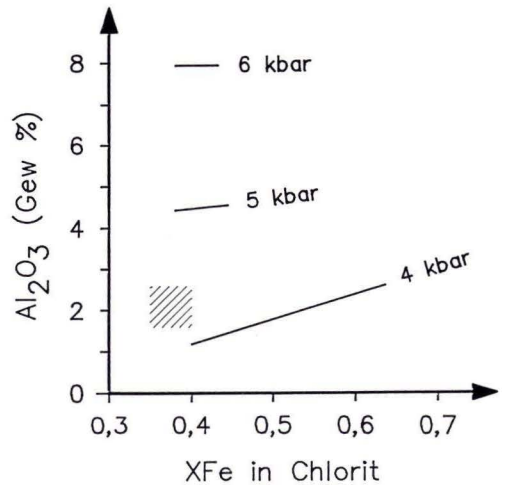


Abb. 64. $\text{Al}_2\text{O}_3/X_{\text{Fe}}$ (Chlorit)-Barometer nach MARUYAMA et al. (1986) zeigt für die reinen Mg-Riebeckite Bildungsdrücke von 4–4,5 kb an.

7.1.4 Temperaturabschätzung

In Metasedimenten und sauren Metavulkaniten liefert das Fehlen von Biotit in der metamorphen Paragenese aus Quarz, Phengit, Albit,

Chlorit und Kalifeldspat eine Obergrenze für die Temperatur. In Syntheseexperimenten von MASSONNE & SCHREYER (1987) kam es bei 350°C

und 3,5 bzw. 7 kb zu einem deutlichen Wachstum von Phlogopit (bzw. Biotit bei Anwesenheit von Fe). Aufgrund der nahezu vollständig abgelaufenen Reaktion vermuten die Autoren ein Einsetzen des Biotitwachstums bereits bei ca. 330 °C. In den Metaandesiten wird der Metamorphosehöhepunkt durch die Paragenese Albit, Aktinolith, Phengit, Chlorit und Quarz wiedergegeben, deren Koexistenz eine Mindesttemperatur von ca. 270 °C erfordert (LIU et al. 1987). Das Fehlen von Pumpellyit ist vermutlich auf den Chemismus der Metaandesite zurückzuführen, da er in einem Metabasalt der Lorsbacher Schiefer-Folge lichtmikroskopisch nachgewiesen werden konnte. Die Koexistenz von Pumpellyit und Aktinolith liefert eine Obergrenze von ca. 350 °C (LIU et al. 1987).

Temperaturinformationen lassen sich außer dem Vorhandensein bzw. Fehlen kritischer Mineralparagenesen auch aus den Deformations- und Erholungsmechanismen gewinnen. Beide Inkremente der Hauptdeformation sind mit einer dynamischen Quarzrekristallisation verbunden. Vor und teilweise auch nach dem jüngeren Inkrement fand außerdem statische Quarzrekristallisation statt, so daß am Ende der Hauptdeformation die Temperatur über 300 °C gelegen haben muß. Somit ergibt sich für den thermischen Höhepunkt ein enges Temperaturfenster von ca. 300–330 °C. Die Temperaturen der ältesten Inkremente der Hauptdeformation, die bei 4–4,5 kb auf dem prograden Ast zur Bildung von Mg-Riebeckit geführt haben (s.o.), liegen vermutlich darunter. In Metabasalten des Sanbagawa-Terranes (Japan), die Na-Amphibole vergleichbarer Zusammensetzung enthalten, geben MARUYAMA et al. (1986) Bildungsbedingungen von 240 °C und 4 kb an.

In der Taunuskamm-Einheit ist generell ein geringerer Grad der Quarzrekristallisation zu beobachten. Sie beschränkt sich auch im kornge-

stützten Verband im wesentlichen auf die Kornränder. Ausgesprochen getemperte Quarzkorngefüge mit durchgreifender sekundärer Rekristallisation fehlen. Mit Annäherung an die Phyllit-Zone gleichen sich die Deformationsgefüge an. Die maximale Temperatur in der Taunuskamm-Einheit war vermutlich etwas niedriger als in der Phyllit-Zone, etwa 280–300 °C. Dabei muß allerdings auch berücksichtigt werden, daß ein höherer Grad der Rekristallisation auch eine Folge der intensiveren Deformation darstellt. Auch die Illitkristallinitäten (vgl. Abb. 53) deuten auf Temperaturunterschiede zwischen beiden Einheiten: Proben aus der Phyllit-Zone liegen im Grenzbereich Anchi-/Epizone, während in der Taunuskamm-Einheit höchstens die Anchizone erreicht wird.

Die erste Deformation unter retrograden Bedingungen stellen in der Phyllit-Zone die dextralen Blattverschiebungen dar. Eine stärkere Lokalisierung der Bewegungen mit einer Bevorzugung von glimmerreichen Lagen sowie insgesamt eine Gefügeauflockerung in dextral gescherten Bereichen deuten auf Temperaturen unterhalb der Fließgrenze von Quarz (≈ 300 °C). Das etwa gleichzeitig stattfindende Wachstum von Stilpnomelan liefert nur eine grobe Temperaturinformation. Nach BREITSCHMID (1982) ist Stilpnomelan bereits bei 210 °C (1,6 kb) stabil. Eine Umwandlung in Biotit erfolgt noch im Stabilitätsfeld von Pumpellyit (< 350 °C, FREY 1987).

Die noch jüngere Crenulation zeigt mit ihren „kalten“ kristallplastischen Deformations- und Erholungsgefügen in Quarz (Undulosität, Deformationsbänder und -lamellen, beginnende Subkornbildung), aber noch intensiver Quarzdrucklösung, Bildungstemperaturen von 200–250 °C an (vgl. ONCKEN 1990). Eine Obergrenze liefert nicht mehr stabiler Aktinolith, dessen minimale Bildungstemperatur nach Experimenten von MARUYAMA et al. (1986) zwischen 260 und 280 °C liegt.

7.2 Versenkungs- und Exhumierungsgeschichte, PTtD-Pfad

Der Beginn der tektonischen Versenkung kann höchstens so alt sein wie die jüngsten Se-

dimente und wird i.a. durch eine massive Flyschsedimentation angekündigt. Die jünger-

sten, aufgeschlossenen Sedimente in der Phyllit-Zone des Taunus stellen die vermutlich mitteldevonischen Kalke und Kalkphyllite im Hangenden der Lorsbacher Schiefer dar. Es muß aber davon ausgegangen werden, daß die Sedimentation wie in der Hunsrück-Phyllit-Zone mindestens bis zum Ende des Oberdevons, wahrscheinlich auch bis in das Unterkarbon hinein andauerte (BERGER et al. 1991).

Während in der Taunuskamm-Soonwald-Einheit bereits im Oberdevon erste Grauwacken auftreten (MEYER 1970, WEISS 1993), findet im Hintertaunus eine massive Flyschsedimentation erst im unteren Visé statt (post-cu_{IIβ/γ}, RIETSCHEL & STRIBRNY 1979). Nach ENGEL & FRANKE (1983) wandert die Flyschfront zwischen dem mittleren Visé (cu_{IIIα} ≈ Holkerium) und dem Namur (Arnsbergium) von der Dillmulde nach NW bis in das nördliche Sauerland. Unter Verwendung der Zeittafel von HARLAND et al. (1989) ergibt sich für das südliche Schiefergebirge aus dem heutigen, senkrechten Abstand zwischen Hintertaunus (Raum Usingen) und Dillmulde (Linie Dillenburg-Frankenberg) von ca. 50 km und der Dauer von 7 Ma zwischen Ende cu_{IIβ/γ} (ca. 347 Ma) und Ende cu_{IIIα} (ca. 340 Ma) eine durchschnittliche Progradationsrate der Flyschfront von ca. 7 mm/a. Da im Rheinischen Becken mit einer orogenen Nettoverkürzung von ca. 50 % gerechnet werden muß (DITTMAR

1996, WINTERFELD 1994, DITTMAR et al. 1994), verdoppelt sich die Progradationsrate auf einen präorogenen Wert von 14 mm/a zwischen 340 und 347 Ma. Dies stellt einen Mindestwert dar, da zum einen der Flysch im Hintertaunus auch jünger sein kann (ergibt kürzere Zeitspanne), zum anderen die orogene Nettoverkürzung im südlichen Rheinischen Schiefergebirge eher größer ist als 50 % (ergibt größeren, präorogenen Abstand).

Im nördlichen Schiefergebirge resultiert aus dem heutigen Abstand zwischen der Dillmulde (s.o.) und der nördlichen Verbreitungsgrenze der Arnsberger Schichten von ca. 70 km und der Dauer zwischen Ende cu_{IIIα} und Ende Arnsbergium (ca. 328 Ma) von ca. 12 Ma eine durchschnittliche Progradationsrate von 5,8 mm/a (präorogen 11,6 mm/a) im Zeitraum 328–340 Ma. Ein etwas geringerer Wert von 5 mm/a (präorogen 10 mm/a) wird von AHRENDT et al. (1983) für die Wanderung der Deformationsfront als Mittelwert über das gesamte rechtsrheinische Schiefergebirge zwischen 300 und 330 Ma angegeben. Im nördlichen linksrheinischen Schiefergebirge wurde von WINTERFELD (1994) für die Wanderung der Deformationsfront eine Geschwindigkeit von 5,3–8 mm/a ermittelt, basierend auf Deformationsaltern am Südrand des Stavelot-Venn-Massivs (308–312 Ma, KRAMM et al. 1985) und dem Alter der jüng-

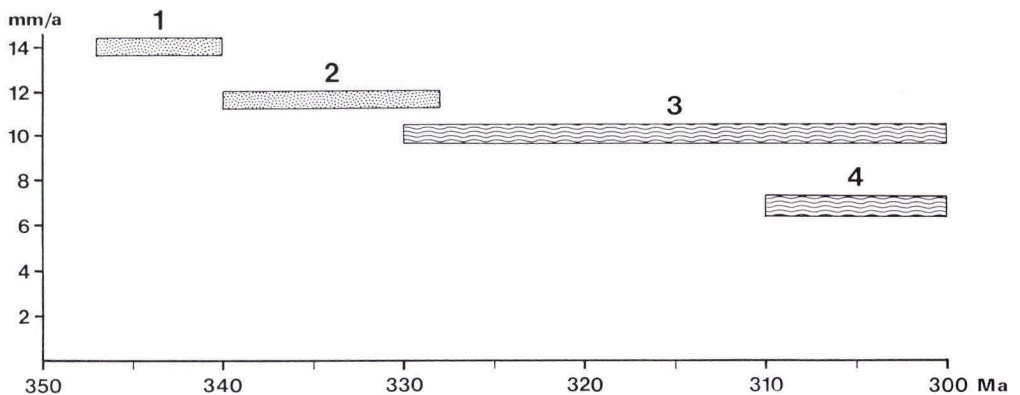


Abb. 65. Die aus der Progradation der Flyschfront im südlichen (1) und nördlichen (2) rechtsrheinischen Schiefergebirge sowie aus der Wanderung der Deformationsfront im gesamten (3) und nördlichen (4) Schiefergebirge abgeleiteten, durchschnittlichen Konvergenzgeschwindigkeiten zeigen eine Abnahme mit der Zeit.

sten gefalteten Sedimente an der orogenen Front (ca. 300 Ma) bei einem palinspastischen Abstand von 64 km. Nimmt man die Wanderung der Flysch- bzw. der Deformationsfront als Maß für die Plattenkonvergenz, so läßt sich mit dem Übergang in das Kollisionsstadium eine Abnahme der Konvergenzgeschwindigkeit (Anteil senkrecht zum Orogen) von mindestens 14 mm/a auf 10 mm/a und schließlich auf ca. 6 mm/a feststellen (Abb. 65).

Für den Taunus-Südrand muß gemäß der Extrapolation nach Süden mit dem Einsetzen der Flyschsedimentation zwischen 350 und 355 Ma gerechnet werden. Aus der Differenz zwischen dem Zeitpunkt der Flyschsedimentation und dem der Deformation (s. AHRENDT et al. 1983) von ca. 30 Ma plus dem Deformationsalter der Phyllit-Zone (s. Kap. „Geochronologie“) resultiert das gleiche Alter. Die Versenkungsgeschichte der Phyllit-Zone begann demnach frühestens vor 350 Ma (Abb 66).

Die Versenkung auf 14–20 km Tiefe (= 4,2–5,8 kb) mußte schnell erfolgen, um das Stabilitätsfeld von Mg-Riebeckit zu erreichen. Bei einer Konvergenzgeschwindigkeit von 14 mm/a und einem Subduktionswinkel von 30° ergibt sich dafür eine Dauer von 2–2,5 Ma. HENK (1994) gibt auf der Basis thermischer Modellierungen für eine Versenkung auf 20 km Tiefe sogar eine Mindestkonvergenzrate von 20 mm/a an, um die Temperatur von 330 °C nicht zu überschreiten. Der thermische Gradient am Temperaturmaximum (300–330 °C) beträgt 15–24 °C/km, muß während der Versenkung aber niedriger gewesen sein, da die Umwandlung von Mg-Riebeckit in Aktinolith wahrscheinlich die Folge einer Temperaturerhöhung darstellt. Aus einer angenommenen Temperatur von 260–280 °C unmittelbar nach Erreichen der größten Versenkungstiefe resultiert ein Gradient von 13–20 °C/km, welcher typisch für ein Subduktionsmilieu ist (vgl. Kompilation in ERNST 1988).

Die älteste kinematische Information liefern frühe Streckungsinkremente in mineralisierten Dehnungsrissen und Druckschattenhöfen, die etwa in Fallrichtung der Hauptfoliation orientiert sind und eine NW–SE- bis N–S-Streckung

anzeigen. Vermutlich gleichzeitig erfolgt die Bildung der ersten Schieferung als Achsenflächenschieferung NW-vergenter Falten. Die sich daraus entwickelnde zweite Schieferung entsteht nach dem gleichen Beanspruchungsplan als Folge stark rotationaler Verformung. Mylonitische Scherzonen mit steilem Streckungslinear und Si-reichen synkinematischen Hellglimmern zeigen einen reliktschen Schersinn des ehemals Hangenden nach Norden. Etwa in Fallrichtung geregelter Mg-Riebeckit dokumentiert ebenfalls eine N–S-Streckung in einem druckbetonten Milieu. Alle diese Gefüge sind Ausdruck des gleichen kinematischen Inkrements, das während der Subduktion der Phyllit-Zone diese deformierte. Nach ELLIS & WATKINSON (1987) reflektieren nur die frühen, in der Unterplatte entstehenden Gefüge die relative Plattenbewegung. Demnach bilden die o.g. Gefüge eine südgerichtete Subduktion der Phyllit-Zone, d.h. des Südrandes des Rhenoherynikums, unter das Saxothuringikum ab. Dabei kommt es zur internen Stapelung und schließlich zur Überschiebung der Phyllit-Zone auf die Taunuskamm-Einheit. Dabei ist die zweite Schieferung möglicherweise Ausdruck des veränderten Kräfteansatzes infolge der rückwärtigen Aufrichtung der Überschiebungskörper während der internen Stapelung bzw. der Überschiebung auf die Taunuskamm-Einheit. Durch den etwa nach Norden gerichteten tektonischen Transport weisen die NNE–SSW streichenden Überschiebungen oft sinistrale Blattverschiebungskomponenten auf. Die während dieses kinematischen Inkrements gebildeten Hellglimmer ergeben Bildungsalter von 323 ± 4 Ma.

Durch die NW-Propagation des Überschiebungssystems werden Überschiebungen innerhalb und am N-Rand der Phyllit-Zone inaktiv. Damit vollzieht sich ein Übergang von der Liegend- in die Hangendeinheit, der mit einem fundamentalen kinematischen Wechsel verknüpft ist. Zunächst kommt es durch Nachlassen bzw. Aufhören der Verformung zu einer Temperung der Deformationsgefüge. Gleichzeitig findet eine Erhöhung der Temperatur auf ca. 300–330 °C, aber noch keine thermische Equilibrie-

rung an normale Krustenbedingungen statt. Dieser isobare Temperaturanstieg kennzeichnet ebenfalls die basale Akkretion von Material aus der Unterplatte an den Keil der Oberplatte (z.B. ERNST 1988). Aktinolith verdrängt nicht mehr stabilen Mg-Riebeckit und wächst auf den Hauptfoliationsflächen vorzugsweise in subhorizontaler Orientierung. Auch duktile, sinistrale Blattverschiebungen der jüngeren Generation, die häufig ehemalige Überschiebungen überprägen, dokumentieren mit Bewegungen parallel zum Streichen die veränderte Kinematik. Einige Mylonite mit überkippter Foliation weisen heute eine rückaufschiebende Bewegungskomponente auf. Unter der Annahme, daß die Überkipfung erst im Zuge der B₃-Faltung erfolgte, ergibt sich eine ehemals nach Osten sinistral schrägabschiebende Bewegung. Diese späten Inkremente der Hauptdeformation (vgl. 4.2) wären die frühesten Indikatoren von Extension in der Phyllit-Zone. Synkinematische Hellglimmer liefern die gleichen Drücke wie solche des älteren kinematischen Inkrements und datieren die sinistralen Bewegungen auf 308 ± 4 Ma. Demnach verweilte die Phyllit-Zone für eine Dauer von 15 Ma in einer Tiefe von 14–20 km (Abb. 66b), ohne sich an die durchschnittlichen Temperaturen dieses Krustenniveaus von ca. 420–600 °C anzugleichen. Dies ist nur möglich, wenn der Niedrigtemperaturbereich an der Basis der Hangendeinheit erhalten bleibt, d.h. die

Überschiebung andauert, ohne daß sich die Überdeckung der an die Hangendeinheit angefügten Phyllit-Zone verringert. Spätestens während dieser Phase müssen die Phyllit-Zone und die Taunuskamm-Einheit, deren maximale Überdeckung nur 7–13 km (2–4 kb) betrug, nebeneinander gebracht worden sein, da alle jüngeren Deformationsgefüge in beiden Einheiten und den begrenzenden Myloniten zu finden sind.

Die Heraushebung mußte ebenfalls rasch erfolgen, da beide Einheiten gegen Ende des Oberkarbons (ca. 295 Ma) bereits das Erosionsniveau erreicht haben. In der Wetterau führen z.B. Konglomerate der prävulkanischen Lindheim-Schichten (älter als 290 Ma) Gerölle, die ausschließlich von der „Taunus-Schwelle“ zu beziehen sind (KOWALCZYK 1983): Gangquarz, nicht-metamorphe Quarzite, Phyllite und schwach metamorphe Quarzite der Phyllit-Zone, mittel-/oberdevonische Karbonate, Vulkanite des Devon und Karbon sowie (selten) Grauwacken, Sand- und Siltsteine. Obersilurisch-devonische Kieseliefer (ENGLER 1978) sind exotisch für das Rhenohertzynikum und stammen wahrscheinlich aus dem heute nur noch in Resten vorliegenden, hangenden Deckenkörper. Die Exhumierung muß demnach im wesentlichen durch tektonische Denudation kompensiert worden sein, da Erosionsraten, die je nach topographischer Höhe des Abtragungsgebietes zwi-

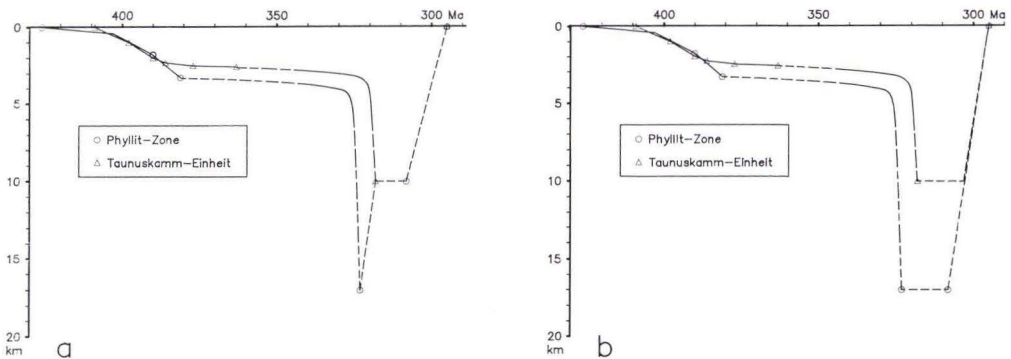


Abb. 66. Zeit-Versenkungs-Kurven, bezogen auf die Basis der Bunten Schiefer (Taunuskamm-Einheit) bzw. der Eppsteiner Schiefer-Folge (Phyllit-Zone), mit zwei alternativen Exhumierungs-Szenarien.

schen etwa 0,01 und 0,5 mm/a liegen (s. Kompilation in LEEDER 1991), zu gering sind, um eine durchschnittliche Hebungsrates von mindestens 0,7 mm/a zu ermöglichen (s.a. Modellierung in HENK 1994). Während der Exhumierung finden insbesondere entlang der Scherzonen unter bereits verringerter Temperatur ($< 300^{\circ}\text{C}$) dextrale Scherungsbewegungen statt, die auch an anderen Stellen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges nachgewiesen sind (z.B. ONCKEN 1988b, DITTMAR et al. 1994). Dabei zeugt die Phase dextraler Transtension (nach ONCKEN 1988a) von einer Nord-Süd gerichteten Extension. Auch die retrograde Crenulation (ca. $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$) wird als Ausdruck regionaler Extension diskutiert. Eine weitere Möglichkeit der schnellen Druckentlastung ist das Abgleiten hangender Deckeneinheiten wie z.B. der Gießen-Ostharz-Decke, die heute nur noch als geringmächtiger Rest vorliegt, deren Ausdehnung und Mächtigkeit aber wesentlich größer gewesen sein muß (vgl. 10.3).

Zusammenfassend gibt der PTtD-Pfad (Abb. 67) die schnelle Versenkung der Phyllit-Zone in Zusammenhang mit einer südgerichteten Subduktion, die durch einen kinematischen Wech-

sel und isobare Temperaturerhöhung gekennzeichnete Akkretion an die Oberplatte sowie die durch tektonische Denudation kompensierte, schnelle Hebung wieder. Aus Vergleichen mit PT- und Partikelpfaden aus Modellen von aktiven Orogenkeilen der Oberplatte (z.B. BARR et al. 1991) wird deutlich, daß die Phyllit-Zone nicht von Beginn an Teil der Oberplatte gewesen sein kann, sondern zunächst als Teil der Unterplatte subduziert und dann an den Keil der Oberplatte akkretiert wurde – ein weiteres Argument für die ursprüngliche Zugehörigkeit der Phyllit-Zone zum Rhenoheryzynikum.

Dabei ist noch nicht endgültig geklärt, in welcher Tiefe die Phyllit-Zone für 15 Ma verweilte: entweder in einem der maximalen Temperatur von 330°C entsprechenden Krustenniveau von ca. 10 km (HENK 1994 und Abb. 66a), oder in der maximal erreichten Tiefe von 14–20 km (Abb. 66b). Im ersten Fall wären die hohen Si-Gehalte in Hellglimmern der jüngeren Mylonite (308 Ma) als ererbte Komponente des Mitteldruckstadiums (323 Ma) zu interpretieren. Dies wäre denkbar, falls die gemessenen Hellglimmer tatsächlich Relikte aus der Überschiebungsphase darstellen. Deren Si- und Al-Atome bleiben in ihrer

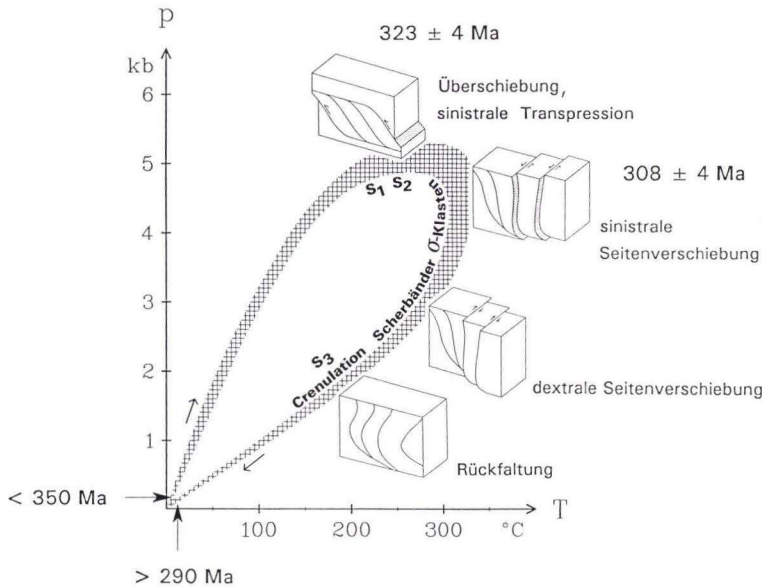


Abb. 67. PTtD-Pfad der Phyllit-Zone. Erläuterung siehe Text.

Tetraederposition fest verankert, während das Ar-Isotopensystem der Hellglimmer während der Deformation zurückgesetzt wird. Im zweiten Fall wäre es erforderlich, die Phyllit-Zone durch anhaltende Überschiebung, d.h. durch „Kühlung“ ihrer Basis, an einer Temperaturerhöhung zu hindern. Bei einer dazu notwendigen Konvergenzrate von 20 mm/a (HENK 1994) ergibt sich nach 15 Ma eine zurückgelegte Entfernung von

300 km. Da Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit heute in Kontakt stehen, hätte die paläogeographische Mindestentfernung 300 km betragen müssen. Gemeinsamkeiten bezüglich Fazies und detritischem Inhalt (vgl. Kap. 6.3.2) und Ergebnisse der Profilbilanzierung (vgl. Kap. 10.1) deuten aber eher auf eine paläogeographische Nähe beider Einheiten hin.

8. Profilkonstruktion und Profilbilanzierung

8.1 Grundlagen und Technik

Die Konstruktion eines geologischen Profils beruht im wesentlichen auf der Extrapolation von Oberflächendaten in die Tiefe und basiert auf geometrischen Regeln vielfach belegter und in sich schlüssiger Modelle (z.B. Überschiebungssysteme: BOYER & ELLIOT 1982; Extensionssysteme: WERNICKE & BURCHFIEL 1982). Demnach werden Strukturen des Oberbaus aus der Geometrie und Kinematik basaler Störungen (z.B. COOPER & TRAYNER 1986, MITRA 1986) und deren Begleiterscheinungen wie Rampenantiklinalen („fault-bend folds“, SUPPE 1983) oder frontalen Knickfalten („fault propagation folds“, SUPPE 1985) abgeleitet. Falten werden je nach Geometrie und Faltungsmechanismus entweder nach der Kreisbogenmethode („Busk construction“, BUSK 1929), der Grenzstrahlmethode („kink method“, GILL 1953) oder der Fallisogonenmethode (RAMSAY & HUBER 1987) in die Tiefe extrapoliert und enden i.d.R. an einer Störung („Abscherhorizont“). Die Konstruktion erfolgt unter Wahrung des Strukturtyps („structural style“, ELLIOT 1983), indem nur in Aufschlüssen nachgewiesenes Strukturinventar Verwendung findet (kleinmaßstäbliche Beobachtungen werden auf den Großmaßstab übertragen).

Das geologische Profil muß zum einen allen verfügbaren geologischen Randbedingungen wie dem Verlauf von Schichtgrenzen und Störungen, Mächtigkeiten, Schieferungen, Faltengeometrien, Verformung, Bohrlochdaten

und geophysikalischen Daten gerecht werden, zum anderen sollte es geometrisch widerspruchsfrei, d.h. ohne Lücken und Überlappungen in den prätektonischen Zustand rückformbar sein. Schließlich soll die Profillösung auch mit der kinematischen und metamorphen Entwicklung verträglich sein. Profile, die diese Bedingungen erfüllen, heißen abwickelbare oder bilanzierte Profile (DAHLSTROM 1969). Mit Hilfe dieser Technik ist es in Überschiebungsgürteln (z.B. DE PAOR 1988a) oder Extensionssystemen (z.B. GIBBS 1983) möglich, neben einer möglichst realistischen Darstellung der Struktur auch Einengungs- bzw. Dehnungsbeträge zu quantifizieren und Größe und Geometrie des Sedimentationsraumes zu rekonstruieren. Ein bilanziertes Profil stellt allerdings nicht die einzig mögliche Interpretation eines geologischen Datensatzes dar. Durch geometrische Zwänge werden aber Freiheitsgrade z.T. drastisch reduziert und unmögliche Lösungen eliminiert, so daß innerhalb bestimmter Grenzen die Reproduzierbarkeit gewährleistet ist.

Selbst bilanzierte Profile sind wegen der grundsätzlich unzureichenden Datensituation i.d.R. unterdeterminiert. Diesem Mangel an Informationen wird durch konservative Bilanzierung Rechnung getragen, um innerhalb bestimmter Fehlerintervalle Untergrenzen zu definieren. Dabei wird durch Verwendung möglichst hoher Abrißwinkel und Vermeidung unnötiger

schichtparalleler Störungsverläufe („flats“) die kleinstmögliche Struktur konstruiert, so daß bezüglich der Tiefe des Abscherniveaus, der Verkürzung und der ursprünglichen Beckenbreite Minimalaussagen getroffen werden können.

Die Profilbilanzierung erfolgt nach dem Prinzip der Linien- oder der Flächenerhaltung. Liniensbilanzierung ist strenggenommen nur bei konstanter Schichtmächtigkeit und schichtparallelem Gleiten als Deformationsmechanismus gültig. Bei der Flächenbilanzierung ist die Kenntnis der ursprünglichen Schichtmächtigkeit oder der Verformung nach Richtung und Betrag nötig. In beiden Fällen gilt als Grundsatz zunächst die Annahme ebener Verformung und Volumenkonstanz während der Deformation, wodurch in Profilen parallel zum tektonischen Transport Flächenerhaltung in der Profilebene gegeben ist. Arbeiten von RAMSAY & WOOD (1973) und HOSSACK (1979) belegen aber z.T. erhebliche Volumen- bzw. Flächenverluste vor und während der Deformation durch Entwässerung, Drucklösung und orogenparallele Streckung. Durch quantitative Verformungsanalysen in der Profilebene können die Änderungen der Schichtlängen und -mächtigkeiten berücksichtigt werden. Erst mit Hilfe dreidimensionaler Verformungsanalysen ist die Quantifizierung von Materialwanderungen aus der Profilebene heraus (bzw. in die Profilebene hinein) möglich. Volumenänderungen können durch Strainanalysen ohne zusätzliche Informationen nicht quantifiziert werden. Die Strainkorrektur kann unter Annahme homogener, rotationaler („simple shear“) oder nicht-rotationaler Verformung („pure shear“) erfolgen. Üblicherweise ist die Verformung im Profilmaßstab heterogen, so daß die Struktur in annähernd homogen verformte Bereiche gegliedert bzw. in finite Elemente, die einzeln entzerrt werden, zerlegt werden muß

(z.B. SCHWERDTNER 1977, COBBOLD 1979, REKS & GRAY 1983, WOODWARD et al. 1986).

Für die Abwicklung wird zunächst für jeden Überschiebungskörper mindestens eine Pin-Linie als Referenzlinie eingezeichnet. Pin-Linien sollen möglichst an Stellen ohne schichtparalleler Gleitung angebracht werden und nach der Abwicklung die Stratigraphie im rechten Winkel schneiden. Geeignete Stellen sind das undeformierte Vorland, rückwärtige Schuppenbereiche („return to regional dip“) oder Achsenflächen großer Faltenstrukturen. Von den Pin-Linien aus erfolgt beidseitig entlang verschiedener Schichtgrenzen die Messung der Linienlängen bis zum Hangend- bzw. Liegendabriß. In dem rekonstruierten, undeformierten Schichtstapel werden durch Auftragen der gemessenen Linienlängen entlang der jeweiligen Schichtgrenzen die Störungstrajektorien nach beiden Seiten der Pin-Linie konstruiert. „In-sequence“ Überschiebungen müssen dabei stets in Richtung auf das Vorland stratigraphisch aufsteigen und realistische (je nach Lithologie 0–30°) bzw. bekannte Abrißwinkel wiedergeben. Beginnend mit der hangendsten Einheit wird so mit jeder Schuppe verfahren. Die Liegend- und Hangendabrisse zweier benachbarter Schuppen werden auf Übereinstimmung kontrolliert und gegebenenfalls das Profil an der entsprechenden Stelle verändert. Lücken und Überlappungen werden auf diese Weise iterativ minimiert. Bei der Flächenbilanzierung wird die Fläche eines Horizonts oder der gesamten Schuppe in der Profilebene bestimmt und bei bekannter Mächtigkeit direkt und bei unbekannter Mächtigkeit und Kenntnis der Verformung über eine Strainkorrektur die ursprüngliche Schichtlänge berechnet. Für eine ausführliche Beschreibung der Technik, Anwendung und Grenzen der Profilbilanzierung sei hier auf die Arbeit von WOODWARD et al. (1989) verwiesen.

8.2 Anwendung

Die Struktur des Südaunus weist entlang des Streichens grundsätzliche Unterschiede auf. Ein überwiegend flaches SE-Fallen der Taunus-

kamm-Einheit am südwestlichen (z.B. EHRENBURG et al. 1968, ONCKEN 1988b) bzw. am nordöstlichen Taunusrand (z.B. ANDERLE & ECKERT

in KÜMMERLE 1976) steht einer steilen bis überkippten Lagerung im zentralen Teil des Südtainus gegenüber. Auch das Kartenbild, besonders das der Phyllit-Zone, ist im Streichen z.T. drastischen Änderungen unterworfen. Das Verständnis der Gesamtstruktur ist daher nur anhand von Serienprofilen möglich.

Fünf Querprofile entlang gut aufgeschlossener Traversen, vier durch Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit und ein Profil nur durch die Taunuskamm-Einheit, sollen den tektonischen Bau der beiden südlichsten Einheiten des Rheinoherzynikums und dessen Veränderung im Streichen auflösen (Abb. 68).

Die Orientierung der Profile erfolgte senkrecht zu den ca. 50–60° streichenden tektonischen Hauptlinien (Schuppengrenzen, Scherzonen, Faltenachsen, Hauptschieferungstrajektorien). Die Taunuskamm–Soonwald-Einheit als Teil des rheinoherzynischen Falten- und Überschiebungsgürtels erfüllt die wesentlichen Bedingungen zur Durchführung von Profilbilanzierungen, die im SW bereits mit Erfolg angewandt wurden (ONCKEN 1988b, WEISS 1993, KÄFFER 1994, DITTMAR 1996; vgl. Abb. 68).

Die Phyllit-Zone verletzt allerdings einige grundlegende Regeln der Profilbilanzierung. Gegenüber Bewegungen senkrecht zum Orogen do-

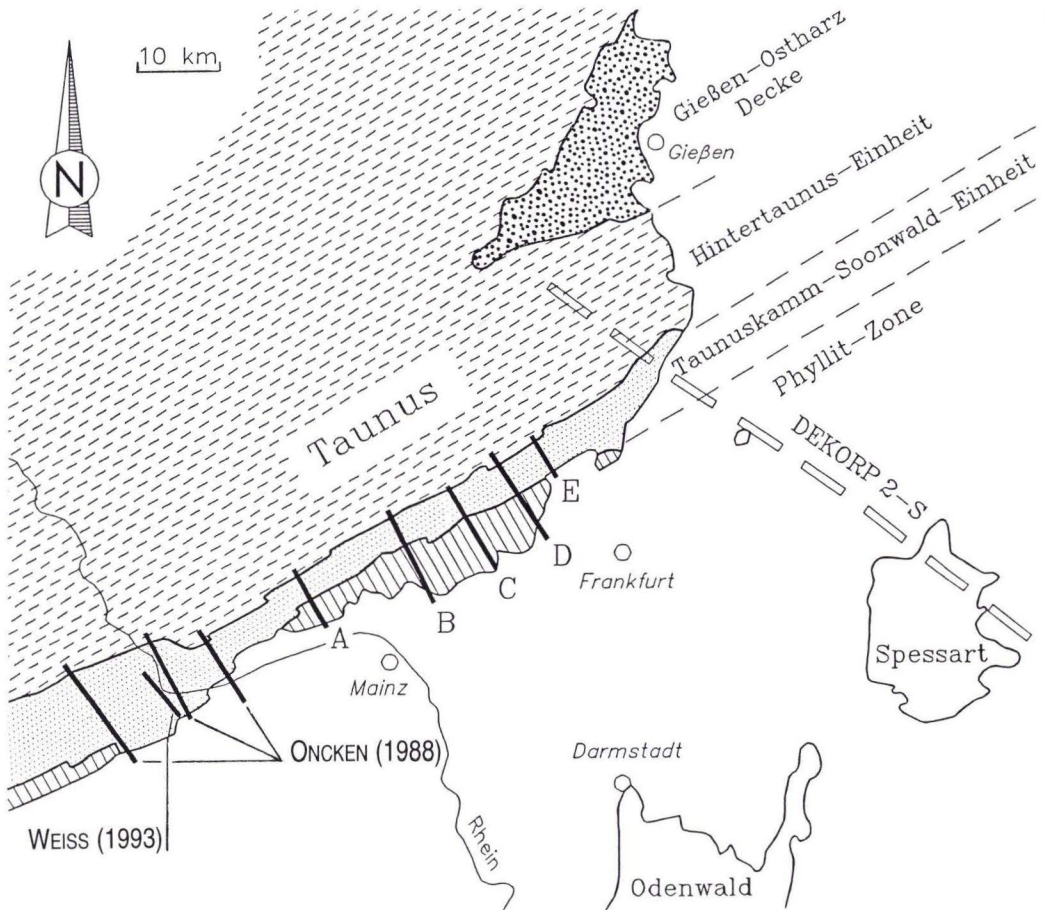


Abb. 68. Lage der Profiltraversen A bis E und benachbarter Traversen früherer Bearbeiter sowie der seismischen Geotraverse DEKORP 2-S.

monieren schiefe Überschiebungen und Seitenverschiebungen, die in Profilschnitten senkrecht zum Streichen nicht erfaßt werden können. Da die Seitenverschiebungen aber häufig Überschiebungen nachzeichnen und etwa parallel zum Orogenstreichen (senkrecht zu den Profilen) verlaufen, entspricht das Material, welches in der Profilebene neu hinzugekommen ist, qualitativ und quantitativ ungefähr dem, welches die Profilebene verlassen hat. Die Seitenverschiebungen dürften daher die Überschiebungsgeometrie nicht dramatisch verändert haben.

Auch der Grundsatz der Flächenerhaltung in der Profilebene ist nicht gegeben. Jedoch ist durch dreidimensionale Verformungsanalysen das Maß orogenparalleler Streckung ermittelt worden, das zur Berechnung der dadurch bedingten Flächenabnahme in der Profilebene dient. Die durch Volumenverlust bedingte Flächenabnahme kann auf diese Weise nicht quantifiziert werden.

Die Voraussetzung einer strukturauflösenden Bilanzierung, eine detaillierte Stratigraphie möglichst mit bekannten Mächtigkeiten, ist in der Phyllit-Zone ebenfalls nicht gegeben. Bei drei stratigraphischen Einheiten (Metavulkanit-Serie, Eppsteiner Schiefer-Folge, Lorsbacher Schiefer-Folge) mit jeweiligen Mächtigkeiten von mindestens 1 km lassen sich nur Strukturen im km-Maßstab rekonstruieren. Die auf rein geometrischen Ausgangsdaten beruhende, klassische Profilbilanzierung mußte daher durch Formulierung zusätzlicher Randbedingungen bezüglich Kinematik, Metamorphose, Geochronologie und Fazies erweitert werden, um die geometrische Unterdeterminierung teilweise zu kompensieren. Insgesamt handelt es sich bei den Profilen daher mehr um vereinfachte Modelle, die den derzeit verfügbaren Daten und Randbedingungen am ehesten gerecht werden, als um detailgetreue, realitätsnahe Abbildungen.

8.2.1 Randbedingungen zur Bilanzierung

Es folgt eine kurze, stichwortartige Zusammenfassung der bislang vorliegenden Schlüssel-daten, die auch eine Erweiterung des geometrischen Datensatzes darstellen und der abschließenden Profilkonstruktion und -bilanzierung zugrunde liegen:

Strukturelle Daten

- Die stratigraphische Verjüngung innerhalb der Phyllit-Zone weist nach SE; die Metasedimente im SE liegen mit sedimentärem Kontakt auf den Metavulkaniten.
- Eine Achsenkulmination im mittleren Taunus bewirkt, daß dort die strukturell tiefsten Einheiten aufgeschlossen sind, während man nach SW (und NE) in zunehmend flachere Strukturniveaus gerät. Dort verschwindet die Phyllit-Zone auch unter die Taunuskamm-Einheit.
- In streichender Verlängerung treten südwestlich und nordöstlich der Phyllit-Zone in der Taunuskamm-Einheit zunehmend mittel- und

oberdevonische Anteile auf; gleichzeitig ist vermehrt flache Lagerung festzustellen.

- Eine steilstehende Hauptschieferung bildet die Achsenflächenschieferung enger, ehemals NW-vergenter, asymmetrischer Falten.
- Die Hauptschieferung ist nahezu schichtungsparallel und fällt im zentralen Südaunus im Norden überkippt nach NW, im Süden normal nach SE ein und bildet dort einen Vergenzmeiler, während die Taunuskamm-Einheit einen Vergenzfächer ausbildet.
- Die Hauptschieferung ist mit der in der Taunuskamm-Einheit geometrisch korrelierbar.
- Eine weitere Schieferung der Hauptdeformation existiert nur in der Phyllit-Zone.
- Die Grenze zur Taunuskamm-Einheit ist, soweit aufgeschlossen, tektonisch. Stellenweise bildet sie eine Mélange mit Komponenten ausschließlich aus Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit. Die Störung wurde als NW- bis N-gerichtete Überschiebung angelegt und nach Steilstellung als duktile, sinistrale Seiten-

verschiebung reaktiviert; diese Kinematik zeigen z.T. auch duktile Scherzonen innerhalb der Phyllit-Zone.

- Während der Hauptdeformation erfolgte eine Akkretion der Phyllit-Zone an den Keil der Oberplatte.
- Jüngere, SE-vergente Falten mit zugehöriger Crenulationsschieferung sind Ausdruck großdimensionaler Rückfaltung unter deutlich geringeren Temperaturen; der Kern der Rückfalte befindet sich im SE der Phyllit-Zone.
- Zum Zeitpunkt der Rückfaltung befand sich die Phyllit-Zone bereits neben der Taunuskamm-Einheit. Beide Einheiten und die begrenzenden Mylonite haben gleiche, späte Gefüge.

Metamorphosedaten

- Die Hauptgefügebildung erfolgte kurz vor und am Metamorphosehöhepunkt, in der Phyllit-Zone bei 300–330 °C und 4–6 kb, in der Taunuskamm-Einheit bei vermutlich 280–300 °C und 2–4 kb.
- Die Überschiebungsphase ist mit einer druckbetonten Metamorphose verknüpft (Mg-Riebeckite in Fallrichtung geregelt, Si-reiche Hellglimmer in überschiebenden Myloniten) und deutet auf Subduktion.
- Die sinistralen Seitenverschiebungen erfolgten bei etwas höherer Temperatur an den bereits vorhandenen und steilgestellten Schieferungs- und Störungsflächen (Aktinolith parallel zum Streichen geregelt).
- Am Ende der Hauptdeformation lag die Temperatur noch über ca. 270–300 °C (Aktinolith und Stilpnomelan stabil, Quarz rekristallisiert statisch).
- Die Crenulation erfolgte bei Temperaturen zwischen 200 und 250 °C (Aktinolith nicht mehr stabil, Kaltverformung von Quarz).
- Das tektonische Dach der Phyllit-Zone wird z.T. von den unmetamorphen, flyschartigen Gesteinen der ?unterkarbonischen Erbstädter Grauwacke gebildet (an ?Abschiebung auf Phylliten).

Geochronologische Daten

- Chronologie der Deformation: durchgreifende, synkristalline Schieferung in Zusammenhang mit NW-vergenter Faltung/Überschiebung um ca. 323 Ma in der Phyllit-Zone und ca. 318 Ma in der Taunuskamm-Einheit; duktile out-of-sequence Bewegungen mit sinistraler Blattverschiebungskinetik um ca. 308 Ma (nur Phyllit-Zone und NPZ-Scherzone).
- Der Hellglimmerdetritus im Unterdevon der Phyllit-Zone und der Taunuskamm-Einheit zeigt vergleichbare Alter und verweist auf ein kaledonisches Liefergebiet. Basale Einheiten (Bunte Schiefer, Eppsteiner Schiefer) führen kambrischen Hellglimmerdetritus.
- Der noch erhaltene, stratigraphische Inhalt der Phyllit-Zone umfaßt Ordovizium/Silur (Metavulkanite) bis vermutlich Mitteldevon. Die Frage nach einer durchgehenden Sedimentation ist offen.
- Gesteine des Süddaunus standen gegen Ende des Oberkarbon (ca. 295 Ma) zur Erosion an.

Sedimentologie, Fazies und Geochemie

- Die sauren bis intermediären Vulkanite des Ordovizium/Silur aus der Phyllit-Zone zeigen einen kalkalkalinen Trend und eine Spurenelementverteilung, die auf ein Inselbogenmilieu verweist.
- Die tieferen Anteile der Metasedimente zeigen noch vulkanischen Sedimenteintrag und proximale Fazies. Ab dem Ems zeichnen sich mit reiferen Sedimenten zunehmend distale Sedimentationsbedingungen ab.
- Die tieferen Anteile der Taunuskamm-Einheit (Gedinne, Siegen) zeigen „alluvial fan“ bis „near shore-environment“ und finden in dieser Form in der Phyllit-Zone keine Entsprechung. Ems und Mitteldevon ist in beiden Einheiten faziell vergleichbar.
- In beiden Einheiten findet im Unterdevon mit dem Umschalten von kurzen zu langen Transportwegen ein Liefergebietswechsel statt. Die veränderte Detrituszusammensetzung zeigt ein wiederaufgearbeitetes (kaledonisches) Orogen an.

Paläogeographie

• Metavulkanite in Alter und Typ identisch mit denen der Phyllit-Zone innerhalb der Taunuskamm-Einheit zeigen, daß beide Einheiten das gleiche (vulkanische) Unterlager besitzen. Eine paläogeographische Nähe ist daher wahrscheinlich.

• Für das Gedinne der Taunuskamm-Einheit wird aus faziellen Gründen südlich in unmittelbarer Nähe (< ca. 15 km) ein detrituslieferndes Festland gefordert, so daß in dieser Zeit für eine Sedimentation in der Phyllit-Zone kein Raum verbleibt.

8.2.2 Auswahl der Profiltraversen, Datengrundlage

Die genauen Profilverläufe und die gemessenen und kompilierten Gefügedaten im Bereich der Profiltraversen A bis D sind in den Abb. 22–29 kartographisch dargestellt. Die unten stehende Tabelle gibt die genaue Lage und Orientierung der Profile wieder.

Das erste Profil (A) im Rheingau-Taunus verläuft etwa entlang der Linie Wambach–Schlangenbad–Walluf und nutzt die guten Aufschlüsse im Walluftal und entlang der B 260. Die Datengrundlage bilden im wesentlichen zwei Diplomarbeiten (SCHÄFER 1993, KÄFER 1994). Geologische Kartierungen erfolgten ferner durch FEUERBACH (1986), GROSSE (1987), RIETSCHEL (1987) und SCHÄFER (1987).

Die mäßige Aufschlußsituation im Bereich des zweiten Profils (B) nordöstlich von Wiesbaden (Engenhahn–Kellerskopf–Igstadt) wurde in der Taunuskamm-Einheit durch zusätzliche Informationen aus dem Kellerskopfstollen kompensiert (Begehung mit Herrn H.-J. ANDERLE und Herrn A. SCHREIER am 1., 2. und 3.3.1991; s.a. v. REINACH 1904). Die laterale Kontinuität der Taunuskamm-Einheit ließ außerdem eine Datenprojektion aus größerer Entfernung zu. Eine Besonderheit stellt hier das mächtige Ausstreichen der „Grauen Phyllite“ sowie das Auf-

treten von Kalkphylliten im Hangenden der Lorsbacher Schiefer dar. Kartierungen im Bereich dieser Profiltraverse erfolgten auch durch NICKEL (1958), HINTERWÄLLER (1989), BÖING (1990) und SCHMIDT (1990).

Profil C verläuft etwas östlich dem Dattenbach/Schwarzbachtal (Ehlhalten–Eppstein–Lorsbach). Die ausgezeichneten Aufschlußverhältnisse entlang der jungen, tief eingeschnittenen Täler und die Ergebnisse früherer Bearbeiter (z.B. WIRTH 1957, STENGER 1958, STENGER 1961, PETERS 1982, RÜPPEL 1983, REITZ 1989; ferner GEISLER 1989, GÖTTINGER 1989) machen diese Profiltraverse zu der am besten untersuchten. Die Ausstrichbreite der Phyllit-Zone ist hier am größten.

Profil D folgt etwa der Linie Niederreifenberg–Königstein–Bad Soden. In der Taunuskamm-Einheit entspricht der Profilverlauf dem der Diplomarbeit von HEINRICHS (1968) (s.a. Nachdruck 1978 von FUCHS 1927), welche auch die wesentliche Datengrundlage darstellt. Im Bereich der Phyllit-Zone ist die Datensituation mit Ausnahme der Metaandesite im Norden (s.a. SACHTLEBEN 1988) mangelhaft. Hier tritt als Besonderheit ein mächtiger Metavulkanit-Zug innerhalb der Metasedimente auf. Kartierungen erfolgten auch durch STEFFAN (1978) und SACHTLEBEN (1985).

| | Profilanfang | | Profilende | | Länge [m] | Azimut [°] |
|----------|--------------|---------|------------|---------|--------------|---------------|
| | R | H | R | H | | |
| Profil A | 3434840 | 5553000 | 3438900 | 5546000 | 8163 | 150 |
| Profil B | 3446412 | 5560181 | 3452000 | 5549000 | 12500 | 153 |
| Profil C | 3453600 | 5563000 | 3459600 | 5553000 | 11662 | 149 |
| Profil D | 3459000 | 5567000 | 3466000 | 5556500 | 12619 | 146 |
| Profil E | 3464000 | 5569000 | 3467000 | 5564000 | 5831 | 149 |

Das östlichste Profil (E) nordöstlich von Oberursel (Klingenkopf-Hohemark) ist auf die Taunuskamm-Einheit beschränkt. Die guten Aufschlüsse entlang der Kanonenstraße machen hier eine detaillierte Darstellung der Faltenstrukturen möglich. Geländeaufnahme und Profilkonstruktion erfolgten im wesentlichen durch B. WEISS. Eine frühere Bearbeitung erfolgte durch HOFFMANN (1966).

Außer o.g. Quellen dienten als Kartengrundlage auch folgende Blätter der amtlichen geologi-

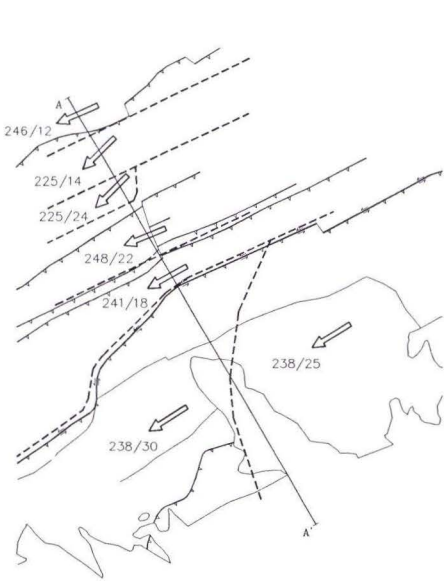
schen Karte von Hessen (1 : 25 000): Presberg (EHRENBERG et al. 1968), Eltville (Nachdruck 1972 von LEPPLA et al. 1930), Wehen (LEPPLA, MICHELS & SCHLOSMACHER 1930), Wiesbaden (Nachdruck 1971 von LEPPLA & STEUER 1922), Königstein (LEPPLA 1922), Oberreifenberg (Nachdruck 1978 von FUCHS & LEPPLA 1927) und Bad Homburg (Nachdruck 1972 von LEPPLA & MICHELS 1927). Weitere Datenquellen: DOUTSOS & PRÜFERT (1986), ANDERLE (1987a), MEISL (1990).

8.2.3 Datenprojektion



Die meisten der für die Profilkonstruktion relevanten Strukturdaten (Lagerung von Schichtung, Haupt- und Runzelschieferung, Falten Spiegel, Richtung der stratigraphischen Verjüngung, Ausbisse von Schichtgrenzen und Verwerfungen sowie Faltengeometrien) liegen nicht auf der Profillinie und müssen in die Profilebene projiziert werden. Dies geschieht entlang von Projektionsachsen, in deren Richtung sich die zu konstruierende Struktur fortsetzt. Bei Falten der ersten Generation sind das B_1 -Achsen, die in der Taunuskamm-Einheit auch als Projektionsachsen verwendet wurden. In der Phyllit-Zone dienten wegen nur selten meßbaren B_1 -Achsen und der häufig beobachteten Parallelität von B_1 - und B_3 -Achsen die B_3 -Kleinfaltenachsen und Runzellinien als Projektionsachsen. Das ist durchaus auch sinnvoll, weil zum einen B_1 -Falten im Profil ohnehin nicht aufgelöst wurden, zum anderen die dominierende Großstruktur wahrscheinlich mit der B_3 -Faltung der Phyllit-Zone in Zusammenhang steht.

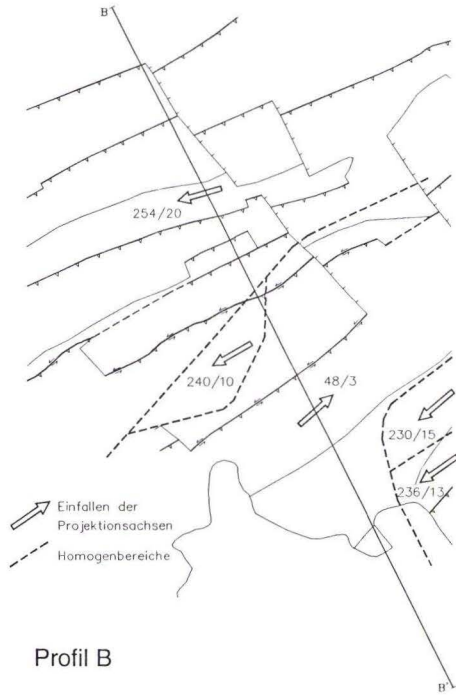
Zur Bestimmung der Projektionsachsen wurden in bezug auf die Raumlage der Faltenachsen und Deltalinieare Homogenbereiche definiert und im stereographischen Netz die jeweiligen Mittelwerte gebildet (Abb. 69). Achsenundulationen im Aufschlußbereich sind dabei bereits durch Mittelwertbildung weitgehend eliminiert worden. Im Grenzbereich zweier Homogenbereiche kann es aber durch die Projektion zu einer leichten Verzerrung der Lagerrelation der Aufschlüsse kommen.

Die maximale Projektionsentfernung sollte die Größe der zu konstruierenden Struktur (z.B. Faltenwellenlängen) nicht überschreiten. Größere Entfernungen sind nur bei zylindrischen Strukturen gerechtfertigt. Die Zylindrizität kann evtl. im Kartenbild nachgewiesen werden. Die verwendeten Projektionsentfernungen betragen in den meisten Fällen weniger als 2–3 km. Da auf die Wiedergabe von Details verzichtet wurde, sind zur Verbesserung der vertikalen Information auch Teilprofile aus größerer Entfernung (4–7 km) in die Hauptprofilebene projiziert worden. Durch die Projektion von Schichtgrenzen und Störungsverläufen entlang bis zu 30° einfallenden Achsen wurden außerdem zusätzliche Vertikalinformationen gewonnen, welche die geologische Karte implizit enthält. Querstörungen zwischen Meßpunkten und Profilebene müssen bei der Datenprojektion berücksichtigt werden. Richtung und Betrag der Verschiebung wurde in einigen Fällen im Kartenbild anhand des Versatzes von Schichtgrenzen mit bekanntem Einfallswinkel ermittelt. Durch die Verwendung des Computerprogramms PROFIL, das durch Änderung der Projektionsparameter eine schnelle Darstellung von Alternativlösungen erlaubt, können nachträglich gestörte Strukturen auf „try and error“-Basis zur Deckung gebracht und so Verschiebungsbeträge quantifiziert werden. An den Abschiebungen stehen sich Einheiten aus verschiedenen Strukturniveaus gegenüber, woraus ebenfalls zusätzliche Vertikalinformation gewonnen wurde.





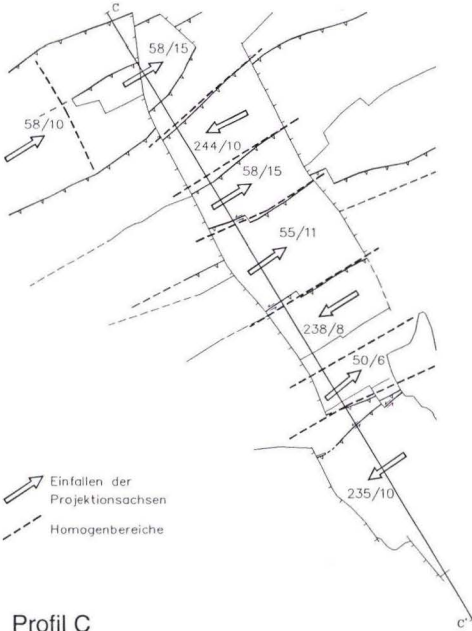
Profil A

 Einfallen der Projektionsachsen
 Homogenbereiche



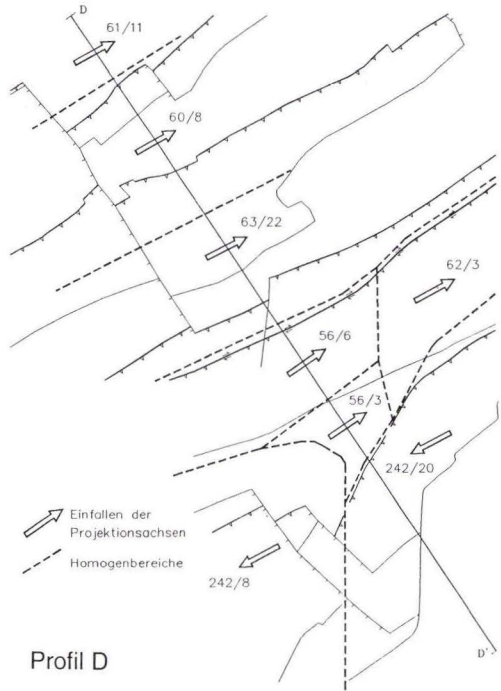
Profil B

 Einfallen der Projektionsachsen
 Homogenbereiche



Profil C

 Einfallen der Projektionsachsen
 Homogenbereiche



Profil D



 Einfallen der Projektionsachsen
 Homogenbereiche

Abb. 69. Für die jeweiligen Homogenbereiche gemittelte Projektionsachsen im Bereich der Profiltraversen A bis D.

8.2.4 Profilkonstruktion

Bei der Faltenkonstruktion kam die Grenzstrahlmethode nach GILL (1953) zur Anwendung, da die beobachteten Falten der ersten Generation (1C bis 3 nach RAMSAY 1967) durch dieses Verfahren am besten angenähert werden. Der Nachteil der etwas schematisierenden Darstellung wird durch eine erhebliche Zeitersparnis gegenüber anderen Methoden bei der Konstruktion und Abwicklung in Kauf genommen. Bei sehr engen Falten wurden die Scharnieri nachträglich abgerundet, die ansonsten unrealistisch hohe Linienlängen verursachen. Bis auf wenige Ausnahmen wurden nur Großstrukturen (ab mehreren 100 m) konstruiert. In den Profilen A, C und E konnten wegen günstiger Aufschlußverhältnisse bereichsweise kleinere Strukturen dargestellt werden. Damit kann das Maß der internen Spezialfaltung und der dadurch bedingten Schichtverdickung abgeschätzt und zur Korrektur der Schichtlängen und -mächtigkeiten in weniger detaillierten Profildbereichen herangezogen werden.

In der Taunuskamm-Einheit wurde die Wiederholung von Taunusquarzit, Hermeskeil-Schichten und Bunten Schiefen in der Vergangenheit oft als Folge großdimensionaler Verfaltung interpretiert. Da sich in den meisten Fällen gezeigt hat, daß an beiden Schenkeln der vermeintlichen Falten die stratigraphische Verjüngung nach SE weist, ist eine Schichtverdoppelung durch Verschiebung zunächst der korrekte Ansatz.

Bei der Konstruktion von Störungen wurde davon ausgegangen, daß Überschiebungen im größeren („ramp“) oder kleineren Winkel / subparallel zur Stratigraphie („flat“) in Richtung auf das Vorland aufsteigen. In die gleiche Richtung propagiert das Überschiebungssystem, so daß ältere Schuppen als das tektonisch Hangende passiv mittransportiert und deformiert werden. Entsprechend den Beobachtungen in

Überschiebungssystemen bilden sich Rampen bevorzugt in kompetenten, „flats“ bevorzugt in inkompetenten Lithologien aus. In der Taunuskamm-Einheit bilden die Bunten Schiefer ein bevorzugtes Abschnerniveau, während vorzugsweise im Taunusquarzit die Überschiebungen in Winkeln bis ca. 30° aufsteigen (s.a. ONCKEN 1988b). Der den Konstruktionen zugrunde liegende, genetische Zusammenhang zwischen Überschiebung, Faltung und Schieferung hat ONCKEN (1989) im Rheinischen Schiefergebirge nachgewiesen. Die dominante Schieferung verläuft parallel zu den Überschiebungen und bildet mit zunehmender Entfernung größere Winkel dazu. Bei normaler Lagerung fällt sie immer steiler ein als die Überschiebung.

Die gleichen Regeln können prinzipiell auch auf die Phyllit-Zone übertragen werden. Die mylonitische Foliation überschiebender Scherzonen entwickelt sich sukzessive aus der dominanten Schieferung (z.B. Eppsteiner Scherzone, NPZ-Scherzone, vgl. Kap. 3.2). Demgegenüber weisen „out-of-sequence“-Störungen keine geometrische Beziehung zu Faltung und Schieferung auf. Bei geometrisch günstiger Lage werden ältere Strukturen häufig reaktiviert. In der Phyllit-Zone konnten duktile Seitenverschiebungen an einigen Stellen als ehemalige Überschiebungen identifiziert werden (z.B. NPZ-Scherzone, Rambach-Nauroder Scherzone). Es wird daher davon ausgegangen, daß auch die seitenverschiebenden („out-of-sequence“) Scherzonen als „in-sequence“-Überschiebungen angelegt wurden, so daß die Lagerungsverhältnisse an der Oberfläche aus den „ramp and flat“-Geometrien basaler Störungen abgeleitet werden dürfen. Reicht allein die Schuppeengeometrie zur Erzeugung der (oft überkippten) Lagerung nicht aus, muß auch die Geometrie des basalen Abscherhorizonts in entsprechender Weise angepaßt werden.

8.2.5 Abwicklung und Strainkorrektur

Die Abwicklung erfolgt im iterativen Abgleich Hand in Hand mit der Konstruktion. Pin-Linien wurden überwiegend im rückwärtigen Teil der Schuppen und wegen fehlender Scherstrain-Information (keine signifikanten Winkel zwischen Schichtung und Schieferung) senkrecht zur Schichtung gesetzt. Von den Pin-Linien nicht erreichte Horizonte wurden durch Hilfskonstruktionen ergänzt. Zunächst erfolgte die Abwicklung und Korrektur der einzelnen Überschiebungskörper über die Linienlängen. Das auf diese Weise bilanzierte Profil ist widerspruchsfrei inbezug auf die Koinzidenz der Hangend- und Liegendabrisse der Störungstrajektorien. Die Schichtlängen und -mächtigkeiten beziehen sich allerdings noch auf den interndeformierten Zustand. Eine Entzerrung erfolgt durch Berechnung von Korrekturfaktoren für die Änderungen der Mächtigkeiten (K_m) und der Linienlängen (K_l) der jeweiligen Schichten bzw. Schichtpakete in der Profilebene sowie die Änderungen der Schichtlängen senkrecht zur Profilebene (K_s).

Die Korrekturfaktoren sind dabei Funktionen der Elliptizitäten des Strainellipsoides, ausgedrückt durch die Hauptextensionen $1 + e_1$, $1 + e_2$ und $1 + e_3$, und der Orientierungen dessen Hauptachsen zu den Schichtlinien und -normalen in der Profilebene. Die Länge eines Radius der Ursprungslänge l nach einer Deformation (r) beträgt nach WINTERFELD (1994):

$$r = ((\cos \alpha \cdot \cos \beta)^2 / (1 + e_1)^2 + (\sin \alpha \cdot \cos \beta)^2 / (1 + e_2)^2 + (\sin \beta)^2 / (1 + e_3)^2)^{1/2}$$

dabei bedeuten:

α : Winkel zwischen der Spur von r in der xy -Ebene (Projektion // z) und der x -Achse

β : Winkel zwischen r und der xy -Ebene

Für die Berechnung der Schichtlängen und -mächtigkeiten können einige vereinfachende

Annahmen getroffen werden:

- Die xy -Ebene ist identisch mit der Hauptschieferung. Die Verformungsanalysen in der Phyllit-Zone ergaben mit 2 Ausnahmen nur minimale Abweichungen (s.a. Abb. 39b).
- Die Hauptschieferung verläuft parallel zur Schichtung. Diese in vielen Fällen beobachtete Relation dient aufgrund der intensiven Deformation allgemein als gute Näherung.
- Es fand keine Volumenänderung statt. Da insgesamt mit einem Volumenverlust (Kompaktion, Drucklösung) gerechnet werden muß, bleiben die Grundsätze der konservativen Bilanzierung gewahrt. Nach HOSACK (1979) resultiert aus dem Volumenverlust eine Unterschätzung der Verkürzungswerte von 10–20 %.

Demnach ist der Verkürzungsfaktor für bankrechte Linien ($\beta = 90^\circ$) identisch mit dem Wert $1 + e_3$. Der Korrekturfaktor für die Schichtmächtigkeiten beträgt somit $K_m = 1 / (1 + e_3)$.

Für schichtparallele Linien ($\beta = 0^\circ$) reduziert sich die Formel zu:

$$r = (\cos^2 \alpha / (1 + e_1)^2 + \sin^2 \alpha / (1 + e_2)^2)^{1/2} \quad \text{bzw.}$$

$$K_l = (\cos^2 \alpha / (1 + e_1)^2 + \sin^2 \alpha / (1 + e_2)^2)^{1/2}$$

Für schichtparallele Linien senkrecht zur Profilebene (\approx parallel zum Streichen) gilt analog:

$$r = (\cos^2 (90^\circ - \alpha) / (1 + e_1)^2 + \sin^2 (90^\circ - \alpha) / (1 + e_2)^2)^{1/2} \quad \text{bzw.}$$

$$K_s = (\cos^2 (90^\circ - \alpha) / (1 + e_1)^2 + \sin^2 (90^\circ - \alpha) / (1 + e_2)^2)^{1/2}$$

Die aus den 3-dimensionalen Verformungsanalysen resultierenden, prozentualen Längenänderungen und Korrekturfaktoren sind in Tab. 3 (Anhang A) zusammengefaßt. Daraus ergeben sich folgende Mittelwerte (Phyllit-Zone: Nr. 1–3, 5–9, 11–12, 14–22, 24–33; Taunuskamm-Einheit: Nr. 23, 34–44):

| | mittlere Längenänderungen | | | mittlere Korrekturfaktoren | | |
|--------------------|---------------------------|--------|---------|----------------------------|-------|-------|
| | dL_l | dL_s | dL_m | K_l | K_s | K_m |
| Phyllit-Zone | 17,0 % | 41,4 % | -40,6 % | 0,855 | 0,707 | 1,684 |
| Taunuskamm-Einheit | 2,8 % | 10,5 % | -26,7 % | 0,973 | 0,905 | 1,364 |

Diese Werte berücksichtigen keine Schichtverdickung durch nicht erkannte bzw. nicht konstruierte, kleinräumige Verfaltung und Verschuppung. In Profil E konnte die Verfaltung im Taunusquarzit im Detail konstruiert werden, die eine Verdickung der Schuppe auf ca. 180 % der unverfalteten Schichtmächtigkeit bedingt. Die gleiche Großfalte wurde in Profil D ohne Details konstruiert. Die Verdickung der Schuppe beträgt dann nur ca. 130 % und wurde somit um 38,5 % unterschätzt. Aus diesem Grund wird pauschal eine unberücksichtigt gebliebene Verdickung von 40 % durch kleinräumige Verfaltung und Verschuppung angenommen. Dieser Wert wurde auf die Phyllit-Zone übertragen. Daraus ergeben sich neue Korrekturfaktoren für die Schichtlängen ($K_l \cdot 1,4$) und Schichtmächtigkeiten ($K_m / 1,4$), die dann nahezu identisch sind ($\approx 1,2$). Die durch Linienbilanzierung abgewinkelte Version liegt daher nicht in einer

verzerrten Form vor. Es muß lediglich der Flächenverlust in der Profilebene auf $(1,2)^2 = 68$ % der Ursprungsfläche mit dem Maßstabsfaktor 1,2 korrigiert werden.

Für die Taunuskamm-Einheit liegen keine flächenhaften Verformungsanalysen vor. Lediglich die Verformungswerte aus dem Bereich der Profiltraverse A (KÄFER 1994) können zur Abschätzung der Korrekturfaktoren herangezogen werden. Aus den mittleren Korrekturfaktoren für die Schichtlängen (0,97) und die Schichtmächtigkeiten (1,36) resultiert ein durchschnittlicher Flächenverlust in der Profilebene von ca. 24 % auf 76 % der Ursprungsfläche. Um diesem Wert Rechnung zu tragen, wurden die Schichtlängen und -mächtigkeiten mit dem Faktor $\sqrt{0,97 \cdot 1,36} = 1,15$ multipliziert. Eine detaillierte Rekonstruktion kann nur mit Hilfe bekannter Ursprungsmächtigkeiten oder flächendeckender Verformungsanalysen erfolgen.

8.3 Regionale Ergebnisse

Die fünf bilanzierten Querprofile durch den Südtanus werden in den folgenden Unterkapiteln im Detail erläutert. Darüber hinaus werden hier einige generelle Aussagen formuliert.

Die Taunuskamm-Einheit weist im Profil immer mindestens drei größere Schuppen auf, die sich im Streichen über längere Distanzen verfolgen und korrelieren lassen. An der Front und an der Rückseite der Taunuskamm-Einheit treten auch Schuppen geringerer Erstreckung auf. Die südlichste Schuppe besteht immer aus der ältesten stratigraphischen Einheit (Graue Phyllite/Bunte Schiefer). Die geologische Karte ist dabei Abbild der horizontalen und, bedingt durch Achsenfallen und postvariszische Zerblockung, der vertikalen Geometrie des Schuppenstapels. Alle Überschiebungen münden an der Basis in einen gemeinsamen Abscherhorizont innerhalb der Bunten Schiefer (bzw. Grauen Phyllite), der nach NW stratigraphisch aufsteigt. Im Aufschlußniveau ist die Basisüberschiebung steil bis überkippt, geht nach unten aber in zunehmend flaches SE-Fallen (≈ 15 – 30°) über. Sie

mündet in einer Tiefe zwischen 3000 m (Profil C) und 5000 m (Profil A) in die Basisüberschiebung der Phyllit-Zone. Eine gemeinsame Dachüberschiebung ist im Erosionsniveau nicht vorhanden. Ein hangendes Deckensystem mit Basisüberschiebung als „roof thrust“ der Taunuskamm-Einheit ist aber z.B. nach ONCKEN (1988b) und DITTMAR (1996) aufgrund der Metamorphosedaten zu fordern. Die Taunuskamm-Einheit ist demnach als Duplexsystem zu verstehen. Sämtliche bearbeiteten Profile zeigen dabei die Geometrie eines (z.T. überkippten) „antiformal stack“ (BOYER & ELLIOT 1982), da Überschiebungsweite und Länge der einzelnen Schuppen sich ungefähr entsprechen.

In der Phyllit-Zone lassen sich im Profil zwei oder drei größere Schuppen unterscheiden, die im Durchschnitt größer sind als in der Taunuskamm-Einheit als Folge der insgesamt höheren Mächtigkeit (vgl. Analogexperimente in HUIQI et al. 1992). Das basale Detachment befindet sich innerhalb der Metavulkanite vermutlich an deren Basis. Das Liegende der Metavulkanite ist

nirgends aufgeschlossen. Überschiebungen steigen durch die gesamte Metavulkanit-Serie an einer Rampe auf und bilden aufgrund rheologischer Kontraste „flats“ in den Metapeliten an der Basis der Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer Folge. Die Frontüberschiebung steigt nach NW ebenfalls an einer Rampe auf, so daß im SW-Taunus (im höheren Strukturniveau) Eppsteiner Schiefer an der Basis der Phyllit-Zone auftreten. Sie fällt im Aufschlußniveau immer steil überkippt nach NW ein, biegt nach unten in normale Lagerung um und fällt an der Basis mit ca. 15–20° nach SE ein. Die Existenz einer Dachüberschiebung ist sehr wahrscheinlich, da

aufgrund der Metamorphosedaten eine mächtige, nur tektonisch erklärbare Überdeckung notwendig ist. Es liegt demnach auch in der Phyllit-Zone ein Duplexsystem vor. Die Überschiebungsweiten innerhalb der Phyllit-Zone sind in Relation zur intensiven Mylonitisierung und Breite der Scherzonen, an denen überwiegend seitenverschiebende Bewegungen erfolgt sind, eher gering und mit denen der Taunuskamm-Einheit vergleichbar. Bedingt durch die größere Schuppenlänge ist in der Phyllit-Zone deshalb ein aufgerichtetes bis überkipptes „hinterland dipping duplex“-System (BOYER & ELLIOT 1982) ausgebildet.

8.3.1 Profil A (Schlangenbad)

Als Folge der ca. 15–30° nach SW einfallenden Projektionsachsen ist in dieser westlichsten Profiltraverse das höchste Strukturniveau aller bearbeiteten Profile aufgeschlossen. Dementsprechend treten in den Schuppen ältere Schichtglieder zugunsten jüngerer Einheiten zurück. Das Gesamtprofil ist in Abb. 71 dargestellt.

Taunuskamm-Einheit

Konstruktion und Bilanzierung dieses Profilabschnitts erfolgte durch KÄFER (1994). Die folgenden Beschreibungen und Schlußfolgerungen sind deshalb teilweise dieser Arbeit entnommen.

Der Oberflächenbau ist durch normales und inverses NW-Fallen im nördlichen, überwiegend

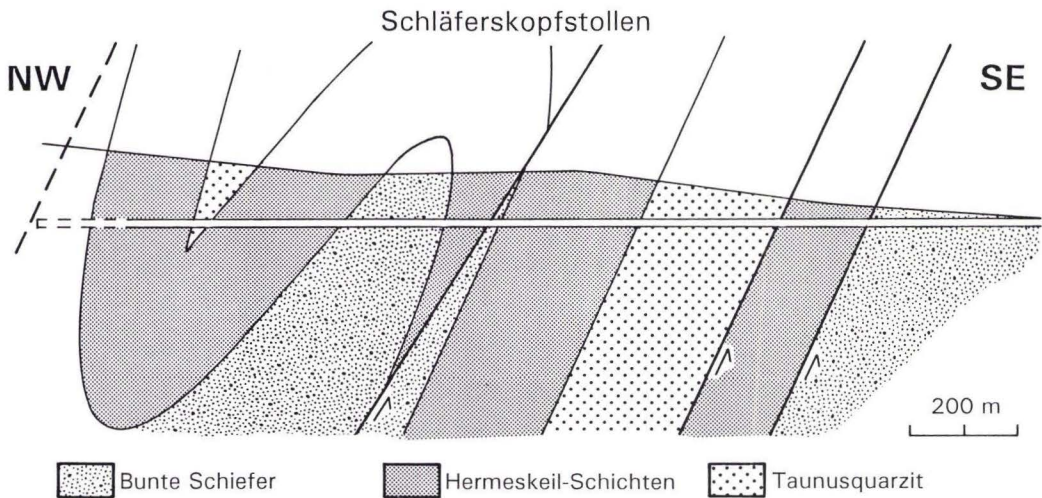


Abb. 70. Nach modernen Gesichtspunkten und zusätzlichen Erkenntnissen aus Profil A durchgeführte Rekonstruktion der Stollenbeschreibung des Schläferskopfstollens (REINACH 1901; Mundloch R 34 41 520, H 55 52 650). Am Stollende liegen unsichere Daten vor.

steiles SE-Fallen mit normaler Lagerung und z.T. intensivem Faltenbau im mittleren und überkippter Lagerung im südlichen Abschnitt gekennzeichnet. Drei größere Überschiebungen, die Taunuskamm-Überschiebung an der Front, die Schlangengädel und die Lochmühle-Überschiebung, bilden jeweils die Basis von drei Hauptschuppen. Die nördliche (3) bildet eine große, frontale Knickfalte und teilt sich nach NE (in tieferen Niveaus) in zwei Schuppen auf. Im Hangenden dieser Schuppe tritt oberer Taunusquarzit auf.

Von der zweiten Hauptschuppe sind nur Hermeskeil-Schichten und unterer Taunusquarzit aufgeschlossen. Nach NE treten auch Bunte Schiefer an ihrer Basis auf. Sie ist hier in zwei Teilschuppen gegliedert (2b, 2c), die östlich der Kesselbachtal-Störung spätestens im Münzbergstollen (Bl. Wehen, R 34 43 980, H 55 52 870; s.a. REINACH 1904) vereinigt sind. Im Schläferskopfstollen (südwestlich des Münzbergstollens, s. Abb. 70) treten in der nördlichen Teilschuppe als Folge einer frontalen Knickfalte fast nur Her-

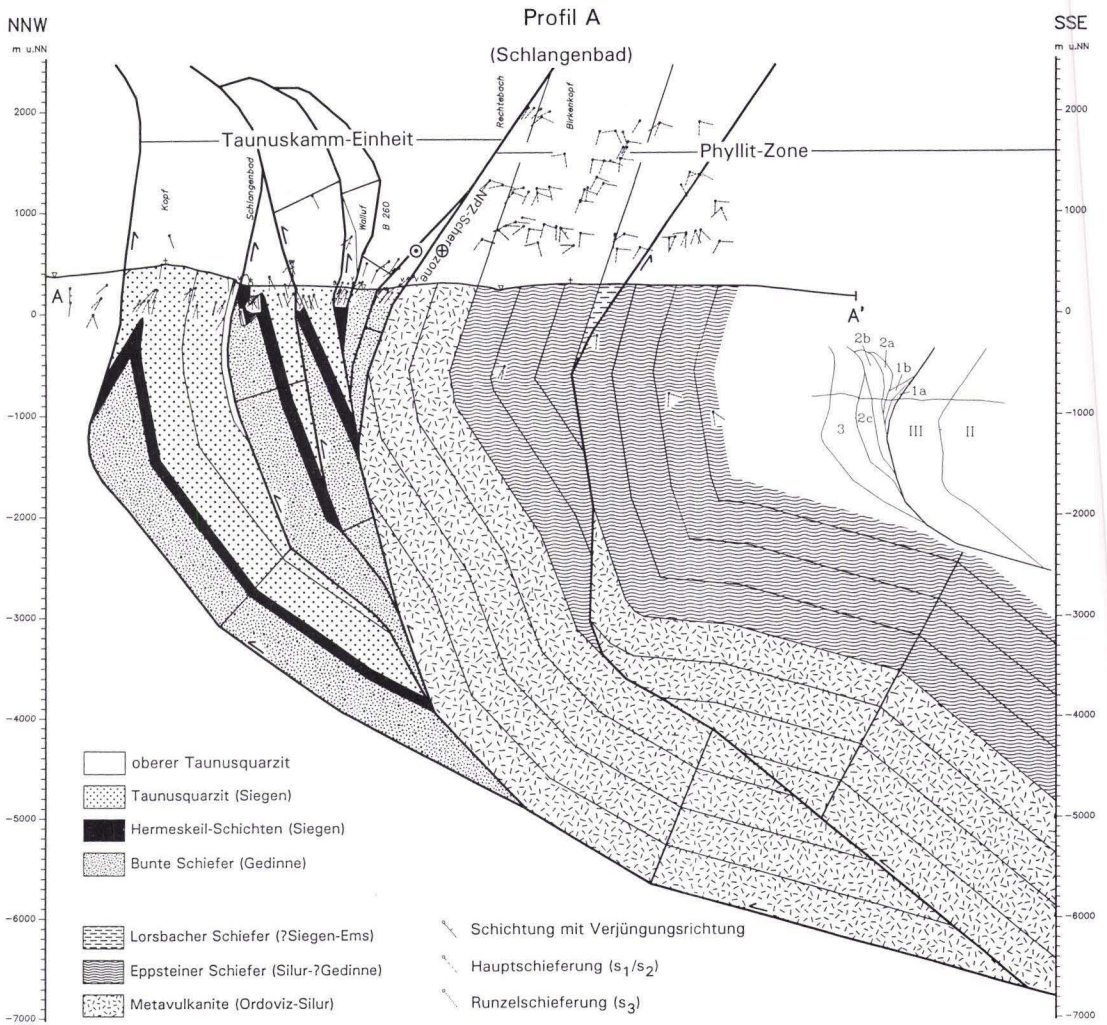


Abb. 71. Bilanziertes Querprofil durch den Südtainus, Profiltraverse A.

meskeil-Schichten mit Bunten Schiefen im Sattelkern und an der Basis der südlichen Teilschuppe bereits Bunte Schiefer auf (REINACH 1901). Nach der schematischen Konstruktion (Abb. 70) ist hier die Überschiebungsweite zwischen den beiden Teilschuppen deutlich geringer (≈ 500 m) als im Profil A (≈ 2000 m). Im Hangenden der zweiten Hauptschuppe tritt zusätzlich eine kleine Schuppe auf (2a), die im Aufschlußniveau nur aus Hermeskeil-Schichten besteht und auch weiter im NE im Kreuz-, Schläferskopf- und Münzbergstollen nachzuweisen ist (REINACH 1904, s.a. Abb. 70). Die stratigraphische Verjüngung weist auch hier nach SE, so daß ein sedimentärer Übergang zum benachbarten Taunusquarzit im NW und den Bunten Schiefen im SE auszuschließen ist.

Die südlichste Hauptschuppe besteht im Aufschlußbereich nur aus Bunten Schiefen und ist ebenfalls in zwei Teilschuppen gegliedert (1a, 1b). Die Ausstrichbreite der Bunten Schiefer nimmt im Streichen nach SW drastisch zu und suggeriert eine Mächtigkeitzunahme bzw. das Vorhandensein weiterer Schuppen aus Bunten Schiefen oberhalb der Profillinie. Durch die große „Lücke“ im Hangenden der Lochmühle-Überschiebung wird dies angedeutet. Denkbar wäre die Fortsetzung dieser Überschiebung nach SW als südliche Begrenzung des Taunusquarzit-Vorkommens, welches nordwestlich des Klosters Eberbach unvermittelt auftaucht. Dann würde die Aßmannshäuser Überschiebung im Rheintal eine mögliche Fortsetzung der Lochmühle-Überschiebung darstellen (s.a. Abb. 78). In der gleichen Richtung verschwindet der gesamte nördliche Zug von Taunusquarzit, d.h. die Hauptschuppen 1 und 2, sowie weiter südlich die Phyllit-Zone. Bedingt durch das steile Achsenfallen ist dies offenbar oberflächlicher Ausdruck der vertikalen Verschiebung.

Aus dem gemeinsamen Abscherniveau in den Bunten Schiefen resultiert im Profil eine (nicht strainkorrigierte) Mindestmächtigkeit der Bunten Schiefer von ca. 420 m. Die Mächtigkeit der Hermeskeil-Schichten kann anhand des tektonisch begrenzten Vorkommens im Liegenden der Lochmühlen-Überschiebung mit ≥ 120

m angegeben werden. Ein oberes Abscherniveau befindet sich in den pelitischen Serien des oberen Taunusquarzits (> 80 m). Der untere Taunusquarzit ist demnach etwa 780 m mächtig. Ein weiteres „flat“ befindet sich im unteren Taunusquarzit etwa 350–400 m über seiner Basis.

Phyllit-Zone

Im Bereich der Profiltraverse A herrscht in der Phyllit-Zone durchweg halbsteiles bis steiles NW-Einfallen. Abweichende Lagerungswerte sind auf lokale B_3 -Falten zurückzuführen. SCHÄFFER (1993) erkannte zwei Überschiebungseinheiten, die durch die Martinsthaller Scherzone voneinander getrennt sind. Eine weitere Scherzone innerhalb der nördlichen Schuppe (Rauenthaler Scherzone) führte zu keinem wesentlichen Versatz in der Profilebene. Die Metavulkanite an der Front der nördlichen Schuppe (III) sind auf Höhe der Profillinie mit ca. 700 m relativ geringmächtig. Nach SW (nach oben) nimmt ihre Mächtigkeit weiter ab, bis sie westlich des Kiedricher Baches völlig verschwunden sind. Abrupte Wechsel werden dabei evtl. durch laterale Rampen verursacht. Offenbar steigt in diesem Bereich der Phyllit-Zone die Basisüberschiebung an einer frontalen Rampe nach oben bzw. an einer lateralen Rampe nach SW stratigraphisch auf.

Nach NE werden die Metavulkanite tendenziell breiter. Die drastische Zunahme ihrer Ausstrichbreite von ca. 1000 m auf über 3000 m westlich von Wiesbaden ist allerdings durch eine Rampe allein nicht zu erklären. Hier liegt wie im Bereich der Profiltraverse B eine tektonische Verdopplung der Metavulkanite vor. Die entsprechende Überschiebung (Rambach-Nauroder Scherzone in Profil B) kann nach der Profilkonstruktion identisch sein mit der Martinsthaller Scherzone. Das relativ flache Südfallen (z.B. Aufschlüsse im Klingengrund: E 5, E 6, Wi 2 bis 4), welches zusätzlich für ein breiteres Ausstreichen verantwortlich ist, wird durch die Verflachung der Basisüberschiebung (E 5, E 6, Wi 3, Wi 4) sowie eine Rampe im Liegendabrisß der zweiten Schuppe (Wi 2) erreicht.

Im Hangenden der nördlichen Schuppe gehen die Eppsteiner in Lorsbacher Schiefer über. Die Mächtigkeit der Eppsteiner Schiefer beträgt demnach im Profil ca. 1 100 m. Die Südgrenze der Lorsbacher Schiefer bildet die Martinsthaler Scherzone. Da die Lorsbacher Schiefer nach SW breiter werden, wird ihr Hangendabriß von einer Rampe gebildet. Nach NE verschwinden sie

unter dem Tertiär des Birkenkopfes. Jenseits der Tertiärbedeckung sind weder die Lorsbacher Schiefer noch die Martinsthaler Scherzone, die dort vermutlich Eppsteiner Schiefer gegen Eppsteiner Schiefer begrenzt, nachweisbar. Von der südlichen Schuppe (II) sind nur Eppsteiner Schiefer aufgeschlossen.

8.3.2 Profil B (Wiesbaden)

Das gesamte Profil B ist in Abb. 72 dargestellt.

Taunuskamm-Einheit

In diesem Bereich der Taunuskamm-Einheit herrscht im nördlichen und mittleren Teil subvertikale Lagerung. Im südlichen Teil dominiert halbsteiles NW-Fallen in überkippter Lagerung. Aus der lateralen Kontinuität der lithologischen Einheiten und dem durchschnittlichen Einfallen der Projektionsachsen von ca. 20° nach SW ergibt sich aus dem Oberflächenbau eine gute vertikale Kontrolle der Strukturen. Insgesamt lassen sich hier sechs Überschiebungskörper unterscheiden.

Die frontale Schuppe (3b) besteht ausschließlich aus Taunusquarzit (Abscherhorizont vermutlich Top der Bunten Schiefer) und verschwindet nach SW. Im Profil A ist sie nicht mehr nachzuweisen. Der gleiche (nördliche) Taunusquarzitug beinhaltet auch die zweite Schuppe (3a), die durch den gesamten Südtanus zu verfolgen ist. Die Bunten Schiefer an der Basis der frontalen Schuppe treten erst im östlichen Tanus zutage. Die Unterteilung in zwei Schuppen begründet sich überwiegend auf zwei Beobachtungen. Zum einen treten innerhalb des Taunusquarzituges Hermeskeil-Schichten (Aufschluß WNE 7) und weiter im NE im Datenbachtal schließlich auch Bunte Schiefer vermutlich als Basis der südlichen Schuppe auf (vgl. Abb. 26). Zum anderen sind im Kellerskopfstollen zwischen Stollenmeter 4180 (Störung) und 4251 (Stollende) dunkle Schiefer dokumentiert, die als „Hunsrückshiefer“ bezeichnet werden. Nach Projektion der Daten in den Profilschnitt befindet sich das Vorkommen

eindeutig noch weit innerhalb der Taunuskamm-Einheit, so daß die dunklen Schiefer als das Hangende des Taunusquarzits der frontalen Schuppe angesehen werden (s.a. 8.3.5).

Die nächste Schuppe (2) besteht überwiegend aus Bunten Schiefen mit Hermeskeil-Anschluß. Ein sedimentärer Übergang am Nordrand und eine tektonische Grenze gegen Bunte Schiefer am Südrand des Taunusquarzit-Zuges ist im Kellerskopfstollen nachweisbar (s.a. REINACH 1904). Eine Verfaltung vom Dezimeter- bis in den Zehnermeter-Bereich der Bunten Schiefer und z.T. auch des Taunusquarzits sowie die anhand von Kleinfaltenspiegeln, Schichtung/Schieferungs-Relationen und Schrägschichtung nachgewiesene Dominanz der SE-Verjüngung ist an den unverwitterten Anschnitten des Stollens eindeutig zu belegen. Der Taunusquarzitanteil dieser Schuppe verschwindet nach NE, wo zunehmend tiefere Einheiten angeschnitten sind. Er streicht in der Idsteiner Senke noch einmal breit aus, fehlt im Bereich der Profiltraverse C und taucht im Osttanus wieder auf.

Nach SE folgt eine Schuppe aus Bunten Schiefen (1), die sich in dieser Position durch den gesamten Südtanus erstreckt, wobei es sich vermutlich aber nicht immer um die gleiche Schuppe handelt.

Am Südrand der Taunuskamm-Einheit tritt hier die Einheit der Grauen Phyllite auf, die wahrscheinlich aus mindestens zwei Schuppen besteht (0a, 0b). Eine tektonische Grenze zu den

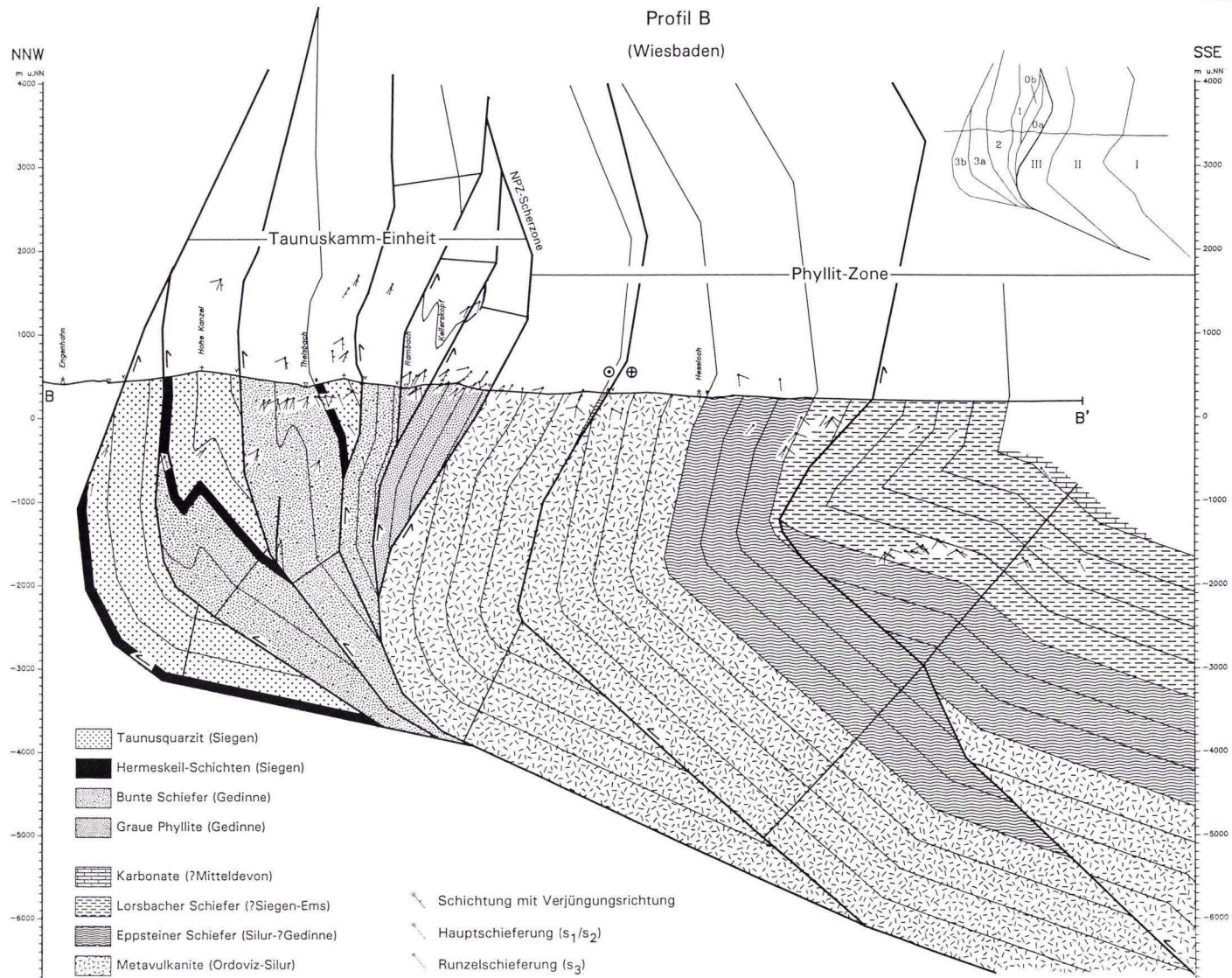


Abb. 72. Bilanziertes Querprofil durch den Südaunus, Profiltraverse B.

Bunten Schiefen ist nicht belegt, wird aber angenommen, da die Grauen Phyllite vermutlich älter sind als die Bunten Schiefer und eine Faltenkonstruktion aufgrund überwiegend SE-gerichteter Verjüngung an dieser Stelle unwahrscheinlich erscheint. Die Annahme einer Störung innerhalb der Grauen Phyllite wird durch das Auftreten eines Metavulkanit-Spans weiter im SW unterstützt (Metarhyolith im Goldsteintal). Die plötzliche Verbreiterung des nördlichen Teils der Grauen Phyllite im Bereich des Profils (vgl. Abb. 24) wurde auf interne Faltung zurückgeführt, da an einigen Stellen auch NW-Verjüngung nachgewiesen wurde.

Die Mächtigkeit der Grauen Phyllite im Profil beträgt 600 m. Bei den Bunten Schiefen ist wegen der großen Ausstrichbreite im Theißtal ein Minimum von 800 m nötig. Hermeskeil-Schichten plus Taunusquarzit sind mindestens 900 m mächtig. Neben dem basalen Detachment in den Bunten Schiefen sind Abscherniveaus am Top der Bunten Schiefer, am Top des Taunusquarzits sowie innerhalb des Taunusquarzits ca. 450–500 m über seiner Basis ausgebildet. Das basale Detachment steigt nach SE ab und schneidet die älteren Graue Phyllite an.

Phyllit-Zone

Wie im Profil A ist die Lagerung im Niveau der Profillinie durchweg vertikal bis überkippt. Das flache bis halbsteile SE-Einfallen in den Lorsbacher Schiefen 1000–2000 m unterhalb der Profillinie stammt von Aufschlüssen aus der Profiltraverse C, jedoch westlich der Dattenbach-/Schwarzachtal-Querstörung. Neben Gefügedaten wurden auch Punkte der Schichtgrenze Eppsteiner/Lorsbacher Schiefer in die Profilebene projiziert. Aus der Spur der projizierten Schichtgrenzpunkte und den Lagerungsdaten wurde eine liegende Großfalte mit flach NW-fallender Achsenebene konstruiert, die offenbar auch für die Überkipfung der übrigen Phyllit-Zone und der Taunuskamm-Einheit verantwortlich ist. Das relativ schmale Faltenscharnier entspricht in der

Geologischen Karte dem Wechsel von NE-SW- zu E-W Streichen (Abb. 24).

Insgesamt lassen sich in diesem Profil drei Schuppen unterscheiden. Der frontale Überschiebungskörper (III) wird fast ausschließlich aus Metavulkaniten aufgebaut und nach SE von der Rambach-Nauroder Scherzone begrenzt. Im Hangenden der Metavulkanite tritt noch ein dünner Streifen von Metapeliten auf, der sich nach NE bis in das Aubach-Tal zwischen Naurod und Auringen, nach SW vermutlich bis nach Rambach erstreckt. Weiter westlich treten am Neroberg in gleicher Position ebenfalls Metasedimente der Eppsteiner Schiefer-Folge innerhalb der Metavulkanite auf, für die eine tektonische Begrenzung nach SE wahrscheinlich ist. Der über eine weite Strecke durchhaltende, dünne Metasedimentstreifen ist ein Hinweis auf ein „flat“ an der Basis der Eppsteiner Schiefer.

Die zweite Schuppe (II) besteht aus einer im wesentlichen konkordanten Abfolge von Metavulkaniten, Eppsteiner und Lorsbacher Schiefen. Die Mächtigkeit der Eppsteiner Schiefer beträgt demnach wie im Profil A ca. 1100 m. Die mit der frontalen Schuppe vergleichbare Breite der Metavulkanite deutet auf ein langes „flat“ an der Schuppenbasis. Nahe der Oberfläche steigt die Überschiebung an einer Rampe nach oben, woraus beidseitig der Störung eine unterschiedliche Lagerung resultiert.

Von der südlichsten Schuppe (I) sind nur Lorsbacher Schiefer aufgeschlossen, an deren Basis sich ein „flat“ befindet. Ansonsten wurde die Überschiebung, die als Fortsetzung der Eppsteiner Scherzone (Profil C) betrachtet wird, vom Top der Eppsteiner Schiefer entlang einer Rampe bis an das basale Detachment herabgeführt. Daraus ergibt sich die sehr flache Lagerung im normalen Schenkel der Großfalte und somit der extrem breite Ausstrich der Lorsbacher Schiefer. Die Mächtigkeit der Lorsbacher Schiefer bis zu dem Kalkphyllit am SE-Rand der Phyllit-Zone (Aufschluß H 2) beträgt im Profil ca. 1600 m.

8.3.3 Profil C (Eppstein)

Bedingt durch die Achsenkulmination im mittleren Taunus und seine Horstposition ermöglicht dieses Profil Einblick in das tiefste Strukturniveau des Südtanuns. Der ca. 2 km breite Horst wird im Westen durch die östliche Randverwerfung der Idsteiner Senke (Dattenbach-/Schwarzbachtal-Querstörung) und im Osten durch die westliche Randverwerfung der Fischbach-Hornauer Bucht (Fischbachtal-Querstörung) begrenzt. Das Gesamtprofil ist in Abb. 73 dargestellt.

Taunuskamm-Einheit

Die überwiegend halbsteil nach SE einfallenden Einheiten an der Front der Taunuskamm-Einheit rotieren nach SE zunehmend in eine steile bis überkippte Lage und bilden einen Schuppen- und Vergenzfächer. Von drei der vier erkannten Schuppen sind ausschließlich Bunte Schiefer aufgeschlossen. Der frontale Überschiebungskörper (3b) besteht überwiegend aus Taunusquarzit und läßt sich mit Profil B korrelieren. Er endet unmittelbar nordöstlich der Profillinie entweder an der Fortsetzung der Fischbachtal-Querstörung oder an einer lateralen Rampe. Im Bereich der Profiltraverse D ist er nicht mehr nachzuweisen.

Der Taunusquarzitanteil der beiden folgenden Schuppen (2, 3a) ist bereits erodiert, jedoch in den Tiefschollen westlich und östlich des Horstes noch in großer Breite vorhanden. Dies deutet auf hohe Abrißwinkel im Taunusquarzit. Tatsächlich ergibt sich aus dem unterschiedlichen Einfallen unmittelbar nördlich und südlich der Spitzeberg-Überschiebung, die aus dem gleichen Grund auch dort lokalisiert wurde, ein Abrißwinkel im Profil von nahezu 30°. Der Hangendabriß der südlicheren Schuppe (Silberbachtal-Überschiebung) verspringt außerdem um jeweils mehr als 1 km nach SE, woraus sich eine nach NW einfallende Fortsetzung der Überschiebung nach oben ergibt. Darüber hinaus ergaben sich so iterativ die Mindestversatzbeträge für die Fischbachtal-Querstörung (700 m im NW, 1000 m im SE) und die Dattenbach-/

Schwarzbachtal-Querstörung (1400 m).

Im Bereich des Silberbachtals konnte wegen guter Aufschlußverhältnisse die Verfallung im Detail konstruiert werden (s. Ausschnitt in Abb. 73). Die unterschiedlichen Öffnungswinkel der B_1 -Falten auf beiden Seiten des Tales waren Anlaß, die dort vermutete Überschiebung in die Talmitte zu legen. Die kleineren Öffnungswinkel südlich der Überschiebung belegen eine höhere Verformung an der Basis des hangenden Überschiebungskörpers.

Die südlichste Schuppe (1) wird durchweg aus Bunten Schiefen aufgebaut. Die nach SE weisende Verjüngung in unmittelbarer Nähe zur Phyllit-Zone (z.B. Aufschlüsse KNW 9 bis 12, KNW 120) schließt auch hier eine Faltenkonstruktion am Südrand der Taunuskamm-Einheit aus.

Die Mächtigkeit der Bunten Schiefer beträgt im Profil 900 m. Dieser Mindestbetrag entspricht der Ausstrichbreite der nahezu vertikal lagernden Bunten Schiefer der dritten Hauptschuppe. Für Taunusquarzit + Hermeskeilschichten wurden ebenfalls 900 m angesetzt.

Phyllit-Zone

Die Lagerungsverhältnisse der Phyllit-Zone wechseln von überkipptem NW-Fallen im NW zu normalem, halbsteilem SE-Fallen im SE. Die sehr flachen Lagerungswerte in der Tiefscholle westlich der Dattenbach-/Schwarzbachtal-Querstörung wurde nicht berücksichtigt, da mit den Lagerungswerten der östlich anschließenden Tiefscholle (Fischbach-Hornauer Bucht), die für die Konstruktion verwendet wurden, keine Kompatibilität zu erreichen war. Darüber hinaus wurden die Werte bereits im Profil B verarbeitet.

Wie im Profil B sind drei Überschiebungskörper unterscheidbar. Der Nördlichste (III) besteht ausschließlich aus Metavulkaniten, die hier mit ca. 1550 m die größte Mindestmächtigkeit aufweisen. Die südliche Begrenzung bildet die Rossert-Scherzone mit einem „flat“ im Hangendabriß. Gelegentliche Metasediment-Ein-

schaltungen im Hangenden der Schuppe lassen die Nähe der Eppsteiner Schiefer vermuten. Obwohl die Rossert-Scherzone sich nicht durch die Idsteiner Senke verfolgen läßt, ist sie aus Analogie wahrscheinlich identisch mit der Rambach-Nauroder Scherzone (Profil B).

Von der zweiten Schuppe (II) sind Metavulkanite, Eppsteiner und Lorsbacher Schiefer aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Eppsteiner Schiefer im Profil kann deshalb mit ca. 950 m angegeben werden. An der Basis der Schuppe befindet sich im Aufschlußniveau eine Rampe von nahezu 30°, die einen deutlichen Wechsel der Einfallwinkel an der Rossert-Scherzone zur Folge hat. Die wesentlich geringere Ausstrichbreite der Metavulkanite in den Tiefschollen beiderseits der Profiltraverse deutet auf eine Fortsetzung der Rampe nach oben. Im Hangenden der Schuppe ist der schmale Streifen Lorsbacher Schiefer Hinweis auf kleine Abrißwinkel an der Basis der Lorsbacher Schiefer.

Die Grenze zur südlichsten Schuppe (I) bildet

die Eppsteiner Scherzone. Der plötzliche Wechsel von steilem NW- zu halbsteilem SE-Fallen im Bereich der Scherzone deutet wieder auf eine Rampe im Liegendabriß. Zusätzlich muß aber noch eine nachträgliche Aufrichtung bis Überkipfung der nördlichen Anteile des Schuppenstapels erfolgt sein, um die drastischen Unterschiede im Einfallen zu erzeugen. Eine Fortsetzung der Faltenstruktur aus Profil B in abgeschwächter Form ist wahrscheinlich. Ungewöhnlich ist in dieser Schuppe der breite Ausstrich der Eppsteiner Schiefer von über 3000 m. Trotz relativ flacher Lagerung beträgt deren Mächtigkeit mindestens 2100 m. Größere Scherzonen, die auf tektonische Verdopplung hinweisen könnten, wurden trotz intensiver Suche nicht gefunden. Im Hangenden folgen in ungestörtem Kontakt Lorsbacher Schiefer. Die Kalkphyllite am äußersten Südrand, die vermutlich durch eine Abschiebung von den tieferen Lorsbacher Schiefen getrennt sind (s.a. STENGER 1961), sind nicht dargestellt.

8.3.4 Profil D (Königstein)

Das gesamte Profil D ist in Abb. 74 dargestellt.

Taunuskamm-Einheit

Der Strukturbau ist in den Grundzügen mit dem vorigen Profil vergleichbar. Durch die nach NE einfallenden Projektionsachsen bewegt man sich in dieser Richtung wieder in zunehmend höhere Strukturniveaus. Der frontale Überschiebungskörper aus Profil C fehlt hier oder ist im Untergrund verborgen, so daß nur drei Schuppen unterscheidbar sind. In zwei der drei Schuppen sind bereits wieder Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit im rückwärtigen Teil aufgeschlossen.

An der Front der nördlichsten Schuppe (3) ist eine Rampeantiklinale ausgebildet, wodurch die sehr flache Lagerung bei Glashütten und am Glaskopf hervorgerufen wird. Dieser Bereich südwestlich der Emsbach-/Rombachtal-Querstörung ist gegenüber dem Profil um mindestens 1000 m abgeschoben und ermöglicht den Einblick in ein höheres Strukturniveau. An die-

ser Störung verspringt auch die Taunuskamm-Überschiebung um etwa 1000 m, die demnach mit etwa 45° nach SE einfällt (s.a. HEINRICH 1968). Die abnehmenden bis fehlenden Versatzbeträge an zunehmend steilen bis vertikalen Flächen (z.B. Grenze zur Phyllit-Zone) schließt eine größere Seitenverschiebungskomponente der Querstörung aus.

Die zweite Schuppe (2) zeigt eine offene, aufrechte Großfalte, die für den ca. 1750 m breiten Ausstrich der Bunten Schiefer verantwortlich ist. Das Abtauchen der Falte nach NE führt dort zu einem Umlaufen der Schichtgrenze Bunte Schiefer/Taunusquarzit. Die mit ca. 60° nach NW einfallenden Hermeskeil-Schichten im oberen Königsteiner Wasserstollen (REINACH 1904, s.a. Abb. 28) stellen den NW-fallenden Schenkel im Grenzbereich Bunte Schiefer/Taunusquarzit dar. Eine Schichtverdopplung durch Verschuppung erscheint in diesem Fall unwahrscheinlich.

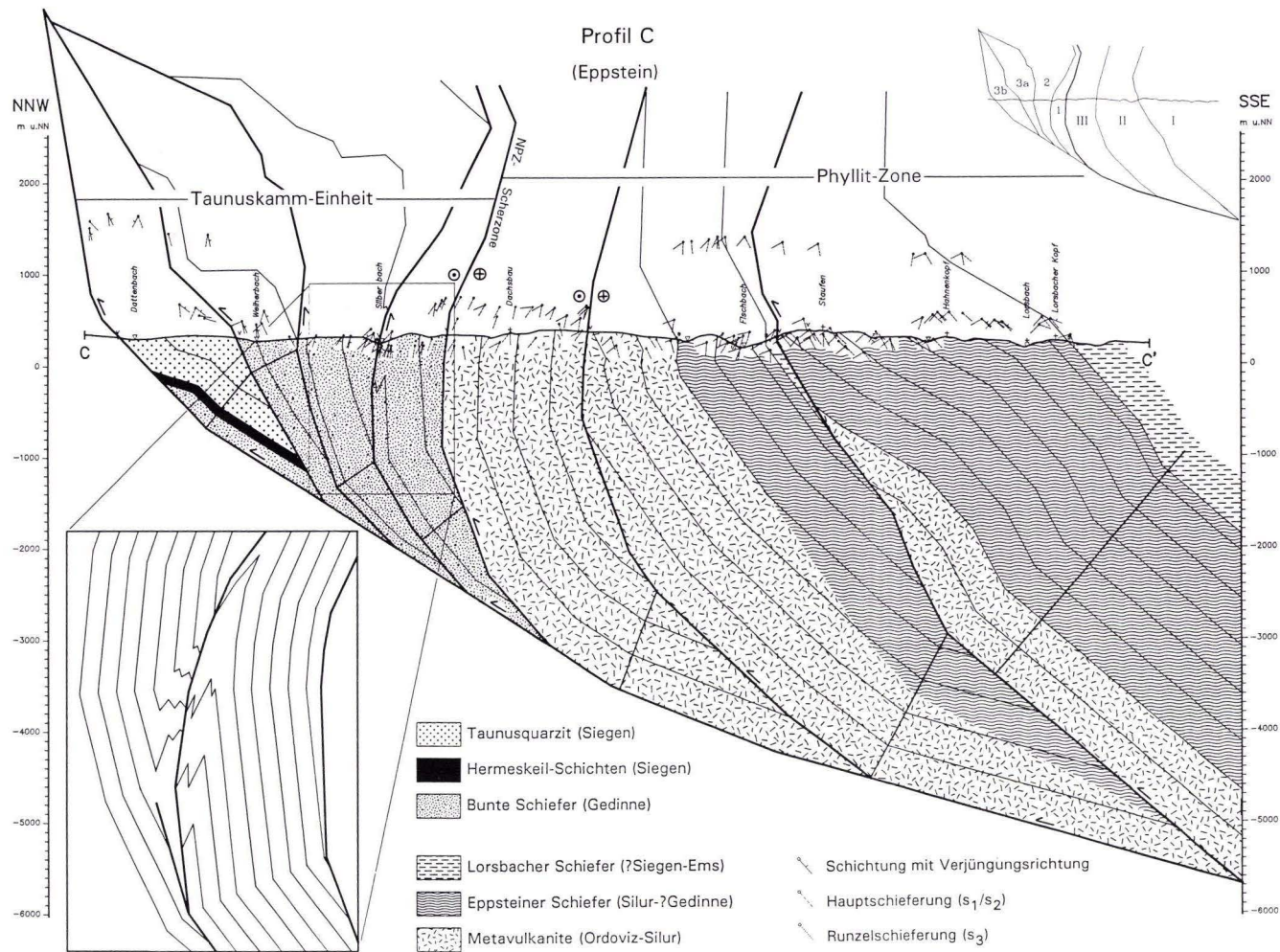


Abb. 73. Bilanziertes Querprofil durch den Südaunus, Profiltraverse C.

Die südlichste Schuppe (1) besteht wieder ausschließlich aus Bunten Schiefern. Im Profilniveau fällt sie (bzw. die Hauptschieferung) parallel zur NPZ-Scherzone mit etwa 80° nach NW ein.

Nach der Faltenkonstruktion in der zweiten Schuppe ergibt sich für die Bunten Schiefer im Profil eine Mindestmächtigkeit von 950 m. Für Taunusquarzit + Hermeskeil-Schichten ergab die Annahme einer Mächtigkeit von 900 m auch hier sinnvolle Ergebnisse.

Phyllit-Zone

Das Strukturniveau der Phyllit-Zone ändert sich von Profil C zu Profil D nicht wesentlich. Die Lagerungsverhältnisse, NW-Fallen im NW und SE-Fallen im SE, sind vergleichbar. Allerdings sind hier nur zwei Überschiebungskörper nachweisbar, die frontale Metavulkanit-Schuppe fehlt offensichtlich. Die Ausstrichbreite der etwa vertikal lagernden Metavulkanite der nördlichen Schuppe (II) liegt mit ca. 1400 m noch unter der Mindestmächtigkeit von ca. 1500 m. Die Notwendigkeit einer tektonischen Verdopplung besteht daher nicht. Auch die Strainwerte (vgl. Abb. 45) ergeben keinen Hinweis auf eine Scherzone innerhalb des nördlichen Metavulkanit-Zuges. In zwei Proben (KNE 1, KNE 9) lassen vermutlich Aschelagen den Verlauf der Schichtung erkennen (s. Taf. 3, Fig. 3). In beiden Fällen fällt sie steiler nach NW ein als die Hauptschieferung und zeigt so überkippte Lagerung an.

8.3.5 Profil E (Hohemark)

Das Profil E ist in Abb. 76 dargestellt. Die Strukturen der Taunuskamm-Einheit in Profil D lassen sich mit geringfügigen Variationen nach NE fortsetzen. Die Rampenantiklinale an der Front der nördlichen Schuppe (3) ist auch hier ausgebildet und führt zu einem breiten Ausstrich von Hermeskeil-Schichten. Weiter im NE tritt im Bereich der Saalburg ebenfalls subhorizontale Lagerung auf, was als Fortsetzung dieser Struktur gedeutet wird. In der gleichen Richtung verschwinden infolge des axialen Gefälles

Im Hangenden folgen Eppsteiner Schiefer mit einer Mindestmächtigkeit von 1050 m. Aus der Konstruktion ergibt sich für den Hangendabrisß auf Höhe der Profillinie ein „flat“, so daß die Zunahme der Ausstrichbreite nach SW und die Abnahme nach NE auf eine laterale Rampe zurückzuführen sein muß. Nördlich von Kronberg befindet sich das Ende der Rampe. Der Hangendabrisß verläuft dann parallel zum Generalstreichen und bildet ein „flat“ an der Basis der Eppsteiner Schiefer.

In der südlichen Schuppe (I) wiederholt sich die gleiche Abfolge. Die Grenze bildet die Mammolshainer Scherzone, die im Gelände zwar nicht nachgewiesen wurde, deren Existenz aber aufgrund eines Straingradienten und einer vergleichbaren geologischen Situation im Bereich der Rambach-Nauroder Scherzone sehr wahrscheinlich ist. Eine Rampe im Liegendabrisß bewirkt das plötzliche Umschwenken von NW- in SE-Fallen sowie die Mächtigkeitsabnahme der Metavulkanite nach SW bzw. deren völliges Verschwinden in der Fischbach-Hornauer Bucht. Zur Konstruktion der besonders flachen Lagerung an einigen Stellen, woraus die große Ausstrichbreite resultiert, ist zusätzlich ein Umbiegen der Überschiebungsbahn in halbsteiles SE-Fallen notwendig. Lorsbacher Schiefer im Hangenden der Eppsteiner Schiefer-Folge sind entlang der Profillinie nicht aufgeschlossen, werden aufgrund der Vorkommen bei Bad Soden aber dort vermutet.

die Bunten Schiefer an der Basis der Taunuskamm-Überschiebung.

In der nächsten Schuppe (2) dominiert Taunusquarzit. Die hier wesentlich schmaler ausstreichenden Bunten Schiefer verschwinden nach NE an einer Rampe. Im Profil ergibt sich eine Mächtigkeit von 550 m. Die interne Faltung des Taunusquarzits, die aufgrund guter Aufschlüsse im Detail konstruiert wurde, bewirkt eine erhebliche Verdickung des Überschiebungskörpers. Insgesamt ist eine Fortsetzung

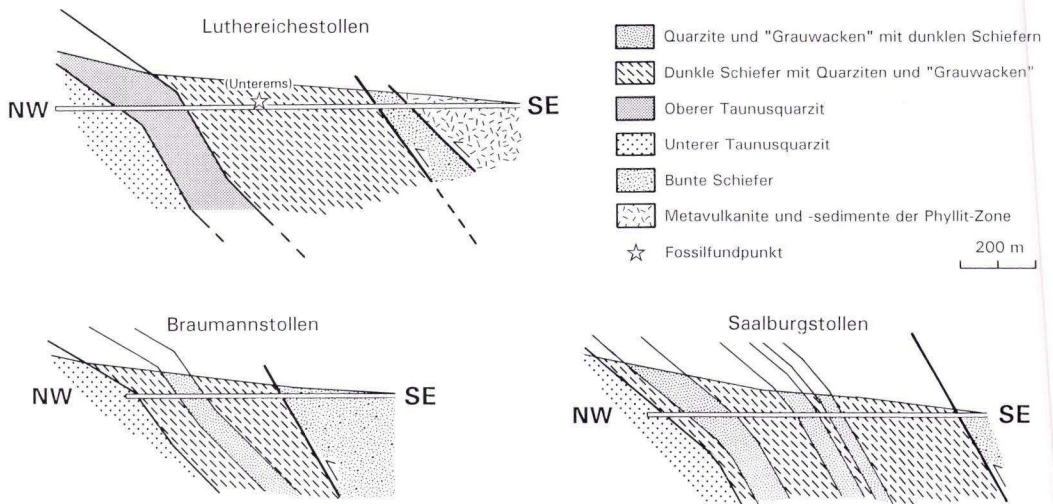


Abb. 75. Nach den Stollenbeschreibungen (REINACH 1904) rekonstruierte geologische Situation am Südrand der Taunuskamm-Einheit im Osttaunus. Reihenfolge von SW nach NE: Luthereichestollen (R 34 68 780, H 55 67 425), Braumannstollen (R 34 69 230, H 55 68 460) und Saalburgstollen (R 34 69 180, H 55 69 300).

der schematischer konstruierten Falte aus Profil D erkennbar.

Die südlichste Schuppe aus Bunten Schiefen (I) fällt mit etwa 60–70° nach SE ein (Kronberger Stollen, REINACH 1904; s.a. Abb. 28) und scheint nach oben flacher und geringmächtiger zu werden. Im Luthereichestollen weiter in NE fallen die Bunten Schiefer mit ca. 40–50° nach SE ein und sind nur noch ca. 60 m mächtig (REINACH 1904, s.a. Abb. 75).

Die Mächtigkeit von Hermeskeil-Schichten + Taunusquarzit beträgt im Profil mindestens 600 m. Da im Luthereichestollen das Hangende des Taunusquarzits nachgewiesen wurde (dunkle Schiefer des Unterems, REINACH 1904 und Abb. 75), kann nach der Projektion der Stollendaten in die Profilebene die Mächtigkeit des unteren Taunusquarzits einschließlich Hermeskeil-Schichten mit etwa 880 m angegeben werden. Der obere Taunusquarzit, der komplett durchteuft wurde, ist nach der Stollenbeschreibung 120 m und die hangenden Schiefer mindestens 420 m mächtig. Die nach der Schichtbeschreibung der östlichsten Wasserstollen durchgeführte Rekonstruktion (Abb. 75) zeigt eine durchweg vergleichbare Situation im Hangenden der zweiten Schuppe. Quarzitreiche Meta-

pelitabfolgen, die im Luthereichestollen dem oberen Taunusquarzit zugeordnet wurden, kennzeichnen die Übergangsschichten zu den hangenden Schiefen des Ems (+Eifel?). Der Hangendabriß scheint dabei an einer leichten Rampe aufzusteigen. Im Saalburgstollen, der das höchste Strukturniveau der Stollen darstellt, sind bereits 620 m hangende Schiefer + Übergangsschichten angeschnitten. Das flache SE-Fallen in Kombination mit einem NE-Abtauchen der Struktur führt zu dem NNE-SSW-gerichteten Schichtstreichen. Dadurch konvergiert die SE-Grenze des Taunusquarzits nach NE mit der konstant mit ca. 60° streichenden, nördlichen Schuppengrenze. Dies zeigt eine Rampe im Liegendabriß des Taunusquarzits an.

Jenseits der morphologischen Depression im Bereich der Saalburg sind die geologischen und strukturellen Verhältnisse wieder mit denen im Bereich des Profiles E vergleichbar. Dort wird eine größere Abschiebung vermutet (Saalburg-Querstörung), die die durch das Achsentauchen verursachte Niveauänderung wieder kompensiert. Bei einem Achsenfallen von 15° nach NE ist dazu eine Sprunghöhe von ca. 1300 m erforderlich.

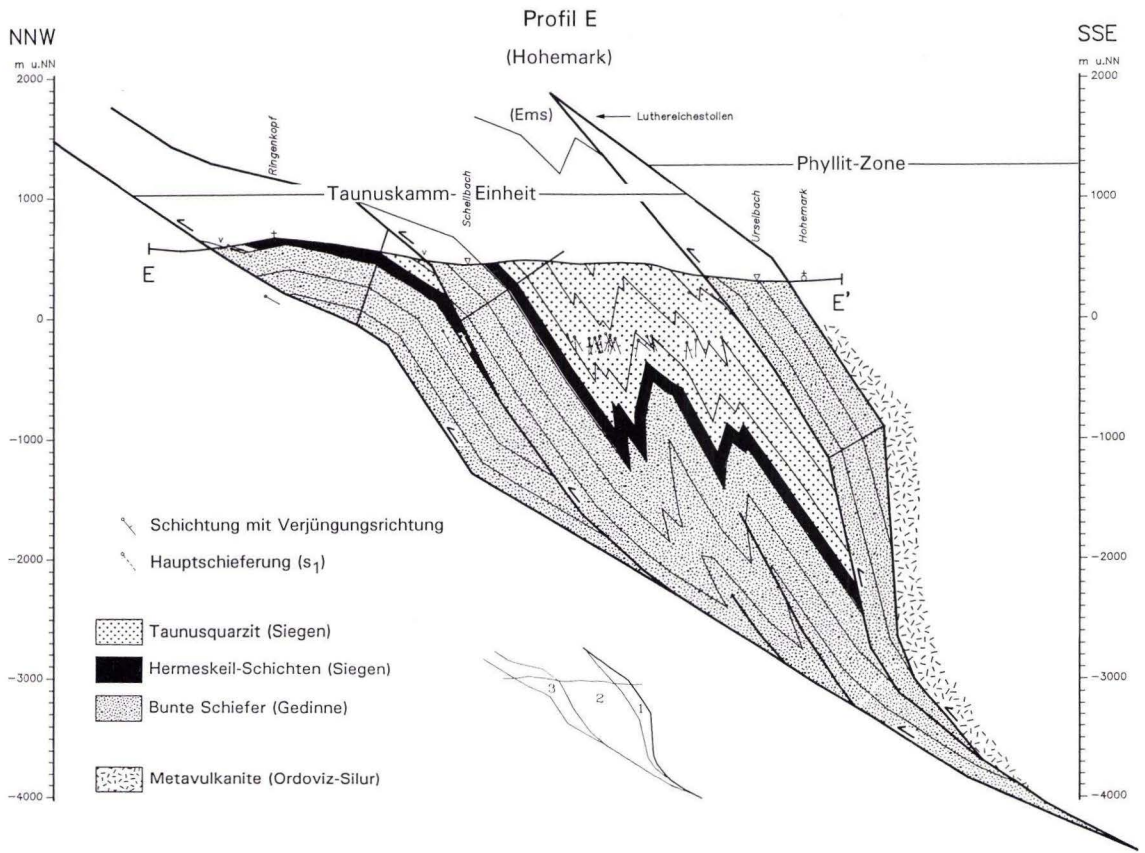


Abb. 76. Bilanziertes Querprofil durch den Südaunus, Profiltraverse E.

8.4 Strainkorrigierte Abwicklung

Die strainkorrigierte Profilabwicklung ist in Abb. 77 dargestellt. Die vertikale Anordnung der Profile wurde in der Taunuskamm-Einheit durch den Liegendabriß der Schuppe 2, in der Phyllit-Zone durch den Liegendabriß der Schuppen II bzw. III korreliert. Es zeigt sich, daß vor allem in der Phyllit-Zone nach SW (in Richtung auf Profil A) zunehmend die nordwestlicheren Beckenbereiche in den Schuppen erhalten sind. Durch die beiden zusätzlichen Schuppen an der Rückseite der Taunuskamm-Einheit in Profil B ist dort der Abstand zur Phyllit-Zone am geringsten. Gleichzeitig beginnt die Basis-

überschiebung in das Hinterland stratigraphisch abzustiegen und schneidet die älteren Grauen Phyllite an. Das Auftreten von Metavulkaniten vom Typ der Phyllit-Zone innerhalb der Grauen Phyllite (Metarhyolith des Goldsteintals) zeigt an, daß dort die Basisüberschiebung dicht über dem Top der Metavulkanite verläuft. Die gleiche stratigraphische Position läßt auch das basale Abscherniveau der Phyllit-Zone nur wenig nordwestlich der Front des rekonstruierten Schuppenstapels erwarten, wie am Aufstieg der Basisüberschiebung in den Profilen A und B bereits angedeutet wird. Daraus folgt, daß erstens

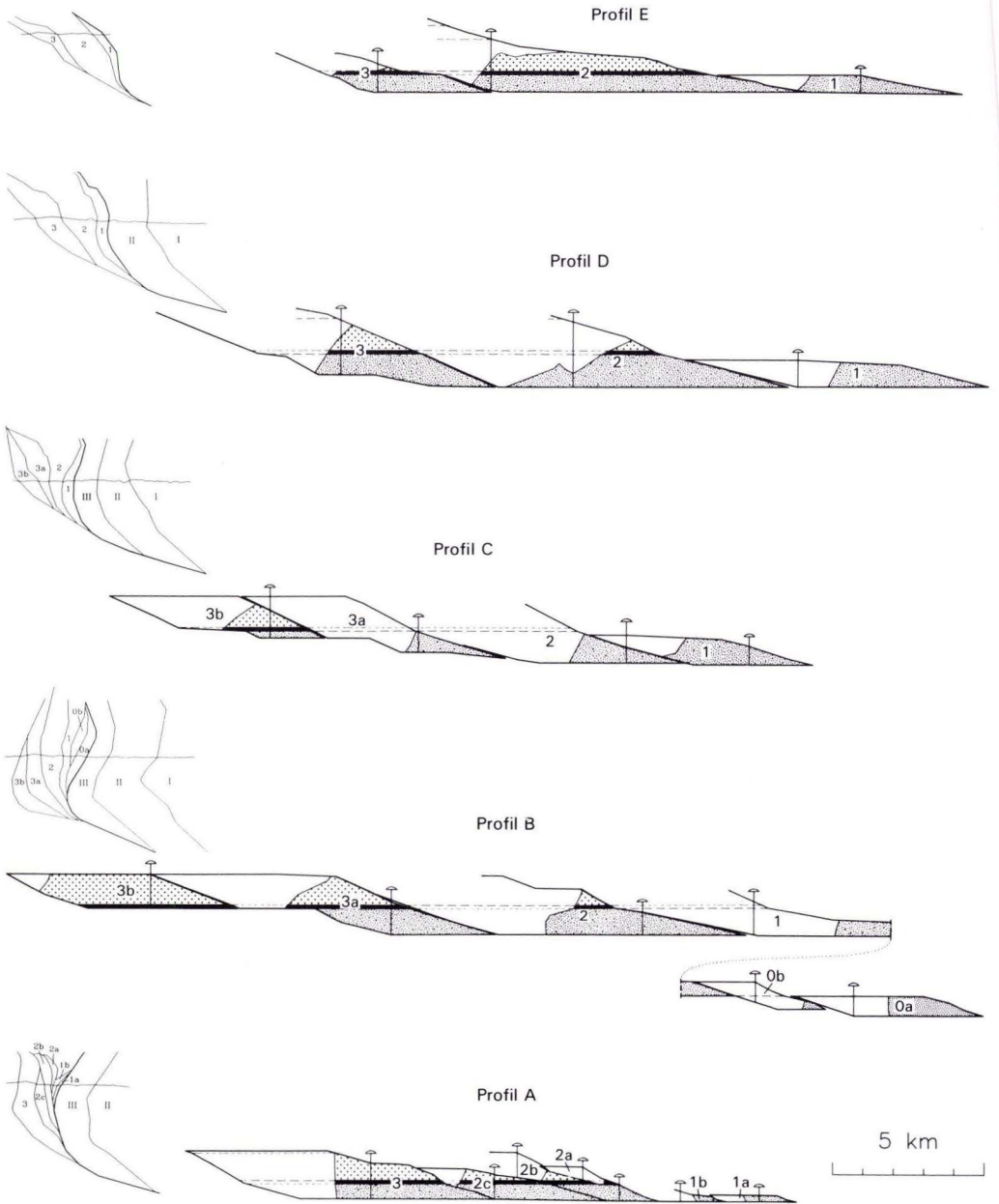



Abb. 77. Strainkorrigierte Abwicklung der Taunuskamm-Einheit (links, Profile A-E) und der Phyllit-Zone (rechts, Profile A-D) jeweils mit Schuppenübersicht der nichtabgewinkelten Version.

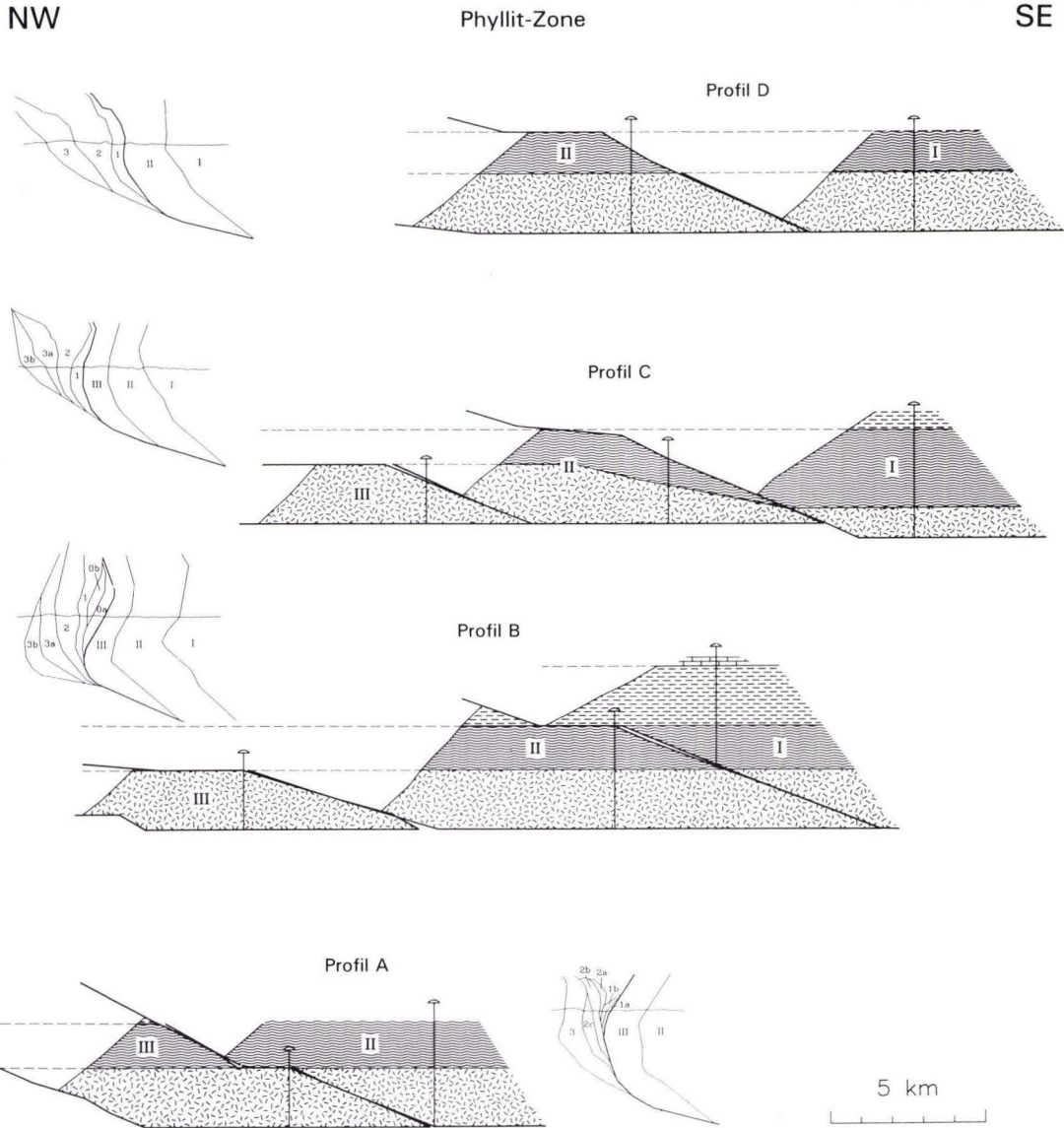
-  Pin-Linien
 0, 1, 2, 3 Schuppen der Taunuskamm-Einheit
 I, II, III Schuppen der Phyllit-Zone

Taunuskamm-Einheit

-  Taunusquarzit (Siegen)
-  Hermeskeil-Schichten (Siegen)
-  Bunte Schiefer (Gedinne)
-  Graue Phyllite (Gedinne)

Phyllit-Zone

-  Karbonate (?Mitteldevon)
-  Lorsbacher Schiefer (?Siegen-Ems)
-  Eppsteiner Schiefer (Silur-?Gedinne)
-  Metavulkanite (Ordoviz-Silur)



das basale Abscherniveau der Phyllit-Zone durch ein vorwärtiges Aufsteigen in das der Taunuskamm-Einheit übergeht, und zweitens der präorogene Abstand zwischen Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit gering gewesen sein muß, falls es dazwischen nicht zur Ausbildung eines längeren „flats“ gekommen ist.

Mächtigkeiten

Die nach der Profilabwicklung rekonstruierten Mächtigkeiten sind in unten stehender Tabelle zusammengefaßt.

Durch die Nichtberücksichtigung von Volumenverlusten liegen die absoluten Mächtigkeiten vermutlich etwas höher. Dennoch lassen sich Größenordnungen und generelle Trends ableiten. Die Bunten Schiefer der Taunuskamm-Einheit weisen eine Mächtigkeit zwischen etwa 500 und 1100 m auf. Die kleinen Werte im West- und Osttaunus sind zumindest teilweise auch Folge konservativer Bilanzierung und daher als Mindestwerte zu verstehen. Im mittleren Taunus (Profile B, C) werden die Bunten Schiefer durch das Auftreten von Grauen Phylliten als das mutmaßlich Liegende in ihrer annähernd gesamten Mächtigkeit erfaßt (ca. 1000 m). Generell läßt sich eine Abnahme nach SW feststellen. Die Einheit Hermeskeil-Schichten + unterer Taunusquarzit zeigt mit durchweg etwas über 1000 m nur geringe Mächtigkeitsvariationen. Diese Werte sind relativ gut definiert, da die Liegendgrenze immer und die Hangendgrenze in einigen Fällen aufgeschlossen ist. Für

die Hermeskeil-Schichten wurde durchweg eine strainkorrigierte Mächtigkeit von ca. 140 m angenommen (vgl. Profil A). Der obere Taunusquarzit ist im Westtaunus mindestens 100 m, im Osttaunus ca. 140 m mächtig. Die von den Überschiebungen durchteufte Mächtigkeit der Taunuskamm-Einheit beträgt je nach Profil 1600–2600 m. Bei einer Annahme von 500 m Schiefern des Ems (+ Eifel?) im Hangenden des Taunusquarzits (vgl. Abb. 75) ergibt sich eine strainkorrigierte, kumulative Gesamtmächtigkeit des Unterdevons der Taunuskamm-Einheit (inkl. Graue Phyllite) von ca. 3100 m bis zum Einsetzen der Karbonatsedimentation im Mitteldevon.

In der Phyllit-Zone ergibt die Metavulkanit-Serie bis zur Basisabscherung eine strainkorrigierte Mächtigkeit von ca. 1900 m. Die Mächtigkeit der Eppsteiner Schiefer Folge liegt mit einer Ausnahme etwa zwischen 1300 und 1400 m. Die ca. 2500 m mächtige Abfolge Eppsteiner Schiefer in der südlichsten Schuppe von Profil C ist möglicherweise auf synsedimentäre Abschiebungen im Grenzbereich zur nördlichen Schuppe zurückzuführen, die im Zuge der Konvergenz reaktiviert wurden. Die mächtigere grobkörnige Fazies in der südlichen Schuppe könnte ein Hinweis auf solche Störungsaktivität sein. Eine andere Möglichkeit wäre ein zeitgleiches, sedimentäres Äquivalent zu den Metavulkaniten, die in der südlichen Schuppe ungewöhnlich geringmächtig sind oder sogar fehlen. Der Nachweis von Unterordovizium innerhalb

| Taunuskamm-Einheit | | Profil A | Profil B | Profil B | Profil C | Profil D | Profil E |
|------------------------|-------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Bunte Schiefer | im Profil: | 420 m | 800 m | (600 m) | 900 m | 950 m | 550 m |
| (Graue Phyllite) | strainkorrigiert: | 480 m | 920 m | (690 m) | 1030 m | 1090 m | 630 m |
| Hermeskeil-Schichten.+ | im Profil: | 900 m | 900 m | | 900 m | 900 m | 880 m |
| unterer Taunusquarzit | strainkorrigiert: | 1035 m | 1035 m | | 1035 m | 1035 m | 1010 m |
| oberer Taunusquarzit | im Profil: | >80 m | | | | | 120 m |
| | strainkorrigiert: | >100 m | | | | | 140 m |

| Phyllit-Zone | | Lorsbacher | Eppsteiner Schiefer | | | Meta- | |
|--------------|-------------------|------------|---------------------|-----------------------|-----------------------|--------|----------|
| | | Schiefer | Profil A,B | Profil C _N | Profil C _S | | Profil D |
| | im Profil: | 1600 m | 1170 m | 1050 m | 2100 m | 1080 m | 1580 m |
| | strainkorrigiert: | 1920 m | 1400 m | 1260 m | 2520 m | 1300 m | 1900 m |

der Eppsteiner Schiefer durch REITZ et al. (1995) deutet darauf hin, daß in einigen südlichen Schuppen die Metavulkanit-Serie tatsächlich nicht vorhanden ist. Die Mächtigkeit der Lorbacher Schiefer-Folge bis zum Einsetzen der Karbonatsedimentation kann im Profil B mit ca. 1900 m angegeben werden. Die Gesamtmächtigkeit der Phyllit-Zone beträgt dort ca. 5200 m. Der sedimentäre Anteil (Eppsteiner + Lorbacher Schiefer) von ca. 3300 m entspricht somit der Mächtigkeit des Unterdevons der Taunuskamm-Einheit. Die insgesamt höhere Mächtigkeit der Phyllit-Zone und die daraus resultierenden größeren Schuppenlängen sind demnach in erster Linie auf das in der Phyllit-Zone stratigraphisch tiefer liegende, basale Detachment zurückzuführen.

Beckenbreiten, Verkürzung

Aus der strainkorrigierten Profilabwicklung resultieren der Tabelle zu entnehmende ursprüngliche Beckenbreiten und Verkürzungswerte.

Die ursprüngliche Breite der Taunuskamm-Einheit beträgt nach der Profilabwicklung zwischen 15 und 22 km, in einem Fall ca. 38 km. Der hohe Wert ist zum einen auf zwei zusätzliche Schuppen (Graue Phyllite) am Südrand des Profils B zurückzuführen, zum anderen sind die Schuppen infolge der größeren vertikalen Kontrolle im Profil B im Durchschnitt länger als in benachbarten Profilen, was der Realität möglicherweise näher kommt. Das entspricht einer Verkürzung in diesem Profil auf 11,7 % der Ur-

breite. In den übrigen Profilen erfolgte eine Verkürzung auf 24–35 % der Urbreite, wobei in den beiden nordöstlichen Profilen die geringste Verkürzung nachzuweisen ist.

Die rekonstruierte Breite der Phyllit-Zone beträgt 16–26 km. Daraus resultieren Verkürzungswerte auf 27–36 % der Urbreite. Die relative Verkürzung in der Profilebene ist demnach wie auch die Mindestbeckenbreite mit der Taunuskamm-Einheit vergleichbar. Die auch in der Phyllit-Zone auftretende, scheinbare Abnahme der relativen Verkürzung nach NE ist vermutlich auf die durch zunehmend flache Lagerung bedingte, größere Ausstrichbreite von Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit zurückzuführen. Die vertikale bis überkippte Lagerung im mittleren und westlichen Taunus ist das Resultat der Rückfaltung, die dort durch die Aufrichtung des Schuppenstapels geometrisch zusätzliche Verkürzung bewirkte.

Somit beträgt die Gesamtverkürzung senkrecht zum Orogen am Südrand des rhenoherynischen Falten- und Überschiebungsgürtels im Bereich des Südaunus 65–75 %. Ein ähnlicher Wert (60–70 %) wurde von DITTMAR (1996) im Südhunsrück ermittelt. Bei einer durchschnittlichen orogenen Nettoverkürzung des gesamten Rheinischen Schiefergebirges von ca. 52 % (WINTERFELD et al. 1994) ist eine deutliche Zunahme in Richtung auf den intern gelegenen Südrand festzustellen (gegenüber 10–30 % am externen Nordrand, WINTERFELD 1994). Die finite horizontale Verkürzung der Phyllit-Zone durch verteilte Verformung beträgt im Durch-

| Taunuskamm-Einheit | Profil A | Profil B | Profil C | Profil D | Profil E |
|----------------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Ursprungsbreite: | 15,2 km | 37,7 km | 19,5 km | 22,1 km | 20,6 km |
| heutige Breite: | 3,96 km | 4,38 km | 4,66 km | 7,10 km | 7,20 km |
| relative Verkürzung: | -0,739 | -0,884 | -0,761 | -0,679 | -0,650 |
| % der Urbreite: | 26,1 % | 11,6 % | 23,9 % | 32,1 % | 35,0 % |

| Phyllit-Zone | Profil A | Profil B | Profil C | Profil D |
|----------------------|----------|----------|----------|----------|
| Ursprungsbreite: | 15,6 km | 26,1 km | 25,2 km | 20,8 km |
| heutige Breite: | 4,28 km | 8,40 km | 8,60 km | 7,53 km |
| relative Verkürzung: | -0,726 | -0,678 | -0,659 | -0,638 |
| % der Urbreite: | 27,4 % | 32,2 % | 34,1 % | 36,2 % |

schnitt 36 % (vgl. Tab. 3, Anhang A) und somit die Hälfte der Gesamtverkürzung. Der gegenüber der Phyllit-Zone des Südhunsrück geringere Wert (dort ca. 50 %, s. DITTMAR 1996) ist zu-

mindest teilweise auf eine Verringerung des finiten Strains durch die B₃-Verformung zurückzuführen.

9. 3D-Struktur

Jede geologische Karte bildet die Schnittfläche der Topographie mit einer 3-dimensionalen, geologischen Struktur ab. Bei überwiegend steilstehenden Strukturen kann die Erdoberfläche mit einer horizontalen Ebene angenähert werden, die gleichzeitig das Längsprofil durch die Struktur darstellt. Im Südaunus enthält das

Kartenbild durch das axiale Gefälle und die postvariszische Zerblokkung zusätzliche Tiefeninformation. Demnach kann die Veränderung des Kartenbildes und der Lagerung parallel zum Orogen als Folge unterschiedlicher vertikaler Anschnittniveaus oder tatsächlicher struktureller Variation im Streichen aufgefaßt werden.

9.1 Schuppenbau

Für den Schuppenbau ergeben sich zwei vermutlich beide nicht verwirklichte Grenzfälle:

1. Als Folge konservativer Bilanzierung (im Profilbereich nicht aufgeschlossene Schuppen bleiben unberücksichtigt) und einer Datenprojektion aus geringer Entfernung resultiert eine Struktur mit minimalem Tiefgang. Unterschiede zwischen den Profilen werden auf strukturelle Variationen im Streichen (laterale Rampen, Ende und Neubeginn von Schuppen, laterales Ausklingen von Falten und Störungen) zurückgeführt. Eine stärkere Berücksichtigung vertikaler Information durch Datenprojektion aus größerer Entfernung (wie z.B. im Profil B) führt zu einer entsprechend tiefer- (und höher-) reichenden Struktur.
2. Die laterale Änderung des Kartenbildes wird ausschließlich auf unterschiedliche Anschnittniveaus ein und derselben, tiefreichenden Struktur zurückgeführt. Die Gesamtstruktur ergibt sich dann aus der Stapelung sämtlicher Profile durch achsenparallele Projektion (Abb. 78). Mögliche strukturelle Variationen im Streichen bleiben unberücksichtigt. Daß diese Annahme nicht zutreffend ist, zeigt ein Vergleich der

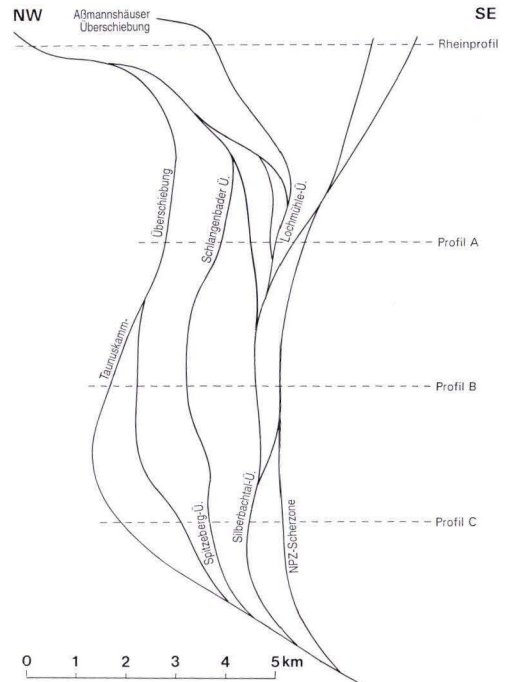


Abb. 78. Hypothetische Struktur der Taunuskamm-Einheit nach achsenparalleler Projektion und vertikaler Stapelung von vier Querprofilen (Rheinprofil nach ONCKEN 1988a und WEIS 1993).

geologischen Situation östlich und westlich der Hochscholle entlang des Profils C (vgl. Abb. 26). Die frontale Schuppe aus Taunusquarzit (3b) setzt sich in der westlichen Tiefscholle nach SW fort, während sie in der östlichen Tiefscholle, die eine geringere Absenkung aufweist, nicht mehr nachzuweisen ist. Hier trägt offenbar eine laterale Rampe zum Verschwinden der Schuppe bei. Auch ist der schiefe Verlauf der NPZ-Scherzone westlich des Wallluftals (vgl. 8.3.1) und der Mammolshainer Scherzone (vgl. 8.3.4) in erster Linie auf laterale Rampen zurückzuführen.

Um beiden Aspekten gerecht zu werden, sind bei der Profilkonstruktion sowohl in gewissem Umfang Informationen der verschiedenen Anschnittniveaus genutzt als auch strukturelle Variationen im Streichen in Betracht gezogen worden. Die laterale Erstreckung der Überschiebungsstrukturen scheint dabei groß zu sein. Die Schuppenbreite kann im Streichen ohne weiteres mehr als das Zehnfache ihrer Erstreckung

senkrecht zum Streichen betragen (Analogmodelle in DIXON & LIU 1992).

Es gibt aber auch Hinweise auf laterale Änderungen der Überschiebungsweiten. Die Rambach-Nauroder Scherzone weist in Profil B eine Überschiebungswerte von 7 km auf. Die damit vermutlich identische Rossert-Scherzone in Profil C zeigt nur 3,6 km Überschiebungswerte, in Profil D fehlt eine Überschiebung in entsprechender Position völlig. Gleichzeitig nimmt die Überschiebungswerte der Eppsteiner / Mammolshainer Scherzone von Profil B (2,6 km) über Profil C (5 km) zu Profil D (7,4 km) deutlich zu. Offenbar wird der Verschiebungsbetrag nach NE sukzessive auf die rückwärtige Überschiebung transferiert. Die jeweiligen Summen nehmen vom Profil B (9,6 km) zu Profil C (8,6 km) und Profil D (7,4 km) geringfügig ab. Insgesamt sind die Überschiebungswerte innerhalb der Phyllit-Zone im Durchschnitt kleiner als die Schuppenlängen, woraus die Geometrie eines „hinterland dipping duplex“-Systems resultiert.

9.2 Rückfaltung

Die Geometrie des Südtaunus wird durch die Überkipfung großer Teile der Taunuskamm-Einheit und der Phyllit-Zone dominiert. Anhand der 3-dimensionalen Anordnung und Korrelation jeweils der Basis von Taunuskamm-Einheit und Phyllit-Zone (Abb. 79) wird die Torsion der beiden Grenzflächen und die räumliche Entwicklung der Überkipfung deutlich. Für die z.T. drastische Verstellung von bis ca. 130° aus der Horizontalen reicht eine antithetische Rotation durch progressive Duplexstapelung mit passiver Aufrichtung der rückwärtigen Schuppeneinheiten (z.B. WEBER 1978, ONCKEN 1988b) allein nicht aus: durch Simulation von Überschiebungssystemen in analogen Sandmodellen (z.B. HUIJI et al. 1992) und Vorwärtsmodellierung in Computermodellen (ONCKEN, frdl. mündl. Mitt.) erreichen die rückwärtigen Schuppeneinheiten auch nach Variation der Anfangsparameter und beliebiger Verkürzung

maximal vertikale Lagerung. Anhaltende Konvergenz führt in den hinteren Bereichen eher zur Ausbildung oder Reaktivierung von Rückaufschiebungen, jedoch zu keiner stärkeren Überkipfung der Einheiten. Hierfür muß ein anderer Mechanismus verantwortlich sein.

Aus der Konstruktion ergibt sich in Profil B in Zusammenhang mit der Überkipfung eine liegende Falte, die sich in leicht abgeschwächter Form auch in den anderen Profilen nachweisen läßt. Die flach nach NW einfallende Faltenachsebene gelangt nach SW in zunehmende Tiefe. In den weiter nordöstlich gelegenen Profilen (C, D) schneidet sie die Profillinie, so daß südlich des Schnittpunktes (= Scheitelpunkt des „Vergenzmeilers“) der liegende, normal gelagerte Schenkel der Falte an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Im östlichsten Profil (E) ist ausschließlich der liegende Schenkel vorhanden. In dieser Richtung scheint die Falte auch auszuklingen, da

nach NE trotz wieder zunehmend flacherer An-schnittsniveaus keine Überkippfung auftritt.

Im Westtaunus und im Rheintal herrscht zu-mindest an der Front der Taunuskamm-Einheit wieder normales SE-Fallen, obwohl in dieser Richtung die Faltenachse weiter abtaucht. Hier erreicht offenbar der hangende, normal gela-gerte Schenkel der Falte das Erosionsniveau. Die Schnittlinie der Faltenachsebene mit der Oberfläche bildet die Scheitellinie des „Vergenz-fächers“, südlich derer überkippte Lagerung do-miniert. Somit ist am Südrand des Taunus eine komplette Falte ausgebildet, durch deren NW-einfallende Faltenachsebene und SW-einfallende Faltenachse die oberflächlichen Lage-rungsverhältnisse entlang der Profilinie (vgl. Abb. 17) und senkrecht dazu im wesentlichen bestimmt werden (Abb. 80). Nach ihrer Geome-trie, zeitlichen Einordnung und tektonischen Position handelt es sich um eine Rückfalte am Südrand des Rhenoherynikums. Die Gefüge der Crenulation (Fältelung, Schieferung = s_3 in

der Phyllit-Zone) zeigen enge geometrische Be-ziehungen zu der konstruierten Großstruktur (z.B. Parallelität von Achsen und Achsen-flächen) und sind offenbar Ausdruck der inter-nen Verformung während der Rückfaltung. Die Überkippfung weiter Teile des Südaunus und die Gefüge der Crenulation wurden erstmals von ANDERLE (1987) mit einer Rückfalte in Zu-sammenhang gebracht, die allerdings noch zu-sätzlich für die Ausbildung des südlich an-schließenden Saar-Nahe-Beckens verantwort-lich gemacht wird. Durch einen verschiedenen Ansatz gelangt ANDERLE (in Vorb.) zu einer nahezu identischen Struktur: die detaillierte Kartierung der Scheitellinie der Hauptschieferung ergibt ein systematisches Verspringen an jüngeren Abschiebungen (auch bei vertikaler Lagerung!). Die daraufhin rekonstruierte Spur der Hauptschieferung führt ebenfalls zu einer offenen Rückfalte mit flach nach NW einfallender Faltenachsenfläche, die nach NW in der Hintertaunus-Einheit ausklingt.

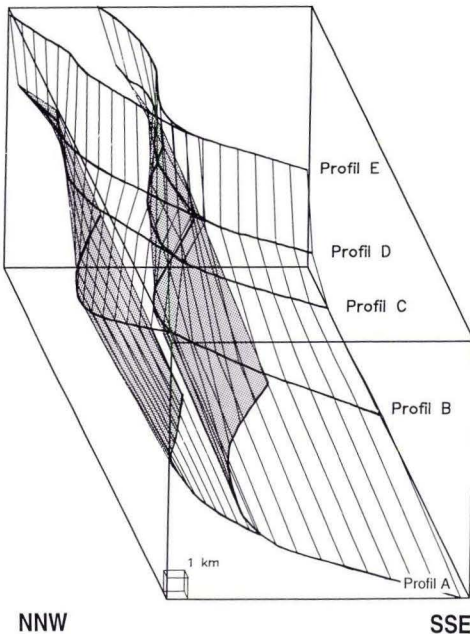


Abb. 79. Räumliche Darstellung der Basis von Phyllit-Zone und Taunuskamm-Einheit zwischen den Pro-filen A und E.

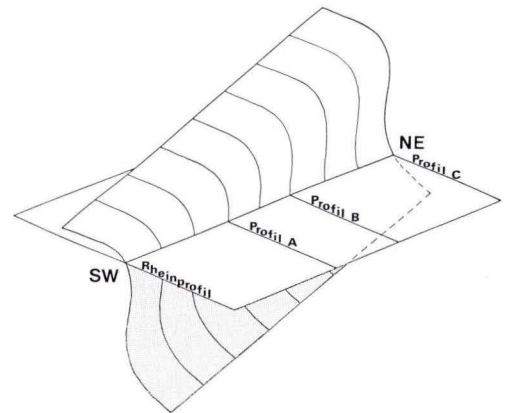


Abb. 80. Schema einer nach SW abtauchenden, offe-nen Falte, die in den Profilen A und B zu durchweg vertikaler bis überkippter Lagerung und an der Front des Rheinprofils und im hinteren Bereich von Profil C zu flachem, normalem SE-Einfallen führt.

Der Taunussüdrand stellt somit geometrisch einen NW-vergenten, aufgerichteten Schuppenstapel dar, der im Zuge einer Rückfaltung/-scherung am südlichen rhenoherynischen Plattenrand großdimensional gefaltet und überkippt wurde. Klein- bis mittelräumige Strukturvariationen werden durch die Schuppegeometrien hervorgerufen, während die Großstruktur von

der Rückfalte kontrolliert wird. Die nach SW abtauchende Faltenachse führt zu den verschiedenen Lagerungen an der Oberfläche und zu einer scheinbaren Torsion des Schuppenstapels im Streichen. Durch die postvariszische Zerblickung mit vertikalen Versätzen von z.T. über 1 000 m liegen Strukturbereiche verschiedener Niveaus heute nebeneinander.

10. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

10.1 Ergebnisse der Profilkonstruktion

Die vorliegende Arbeit zeigt, daß Profilbilanzierungen und quantitative Rekonstruktionen auch in stark deformierten und niedriggradig metamorphen Terrains mit nur geringer stratigraphischer Variation durchführbar sind. Unter Wegfall von Details können die Grundzüge des Strukturbaus erfaßt werden. Informationen bezüglich der faziellen, kinematischen und metamorphen Entwicklung sowie quantitative Verformungsanalysen sind dabei als Erweiterung der rein geometrischen Datenbasis der klassischen Profilbilanzierung unbedingt erforderlich. Durch achsenparallele Datenprojektion erfolgte eine umfangreiche Einbindung der geologischen Karte als Horizontalprofil, welches durch axiales Gefälle und postorogene Zerblickung implizit Tiefeninformationen enthält. Mit Hilfe des dafür entwickelten Computerprogramms PROFIL sind die erforderlichen Datenprojektionen rationell durchführbar. Die Technik der flächenhaften Einbindung von Oberflächendaten bei der Konstruktion von Serienprofilen zur Ermittlung der 3-dimensionalen Struktur stellt ein wesentliches methodisches Ergebnis dieser Arbeit dar.

Durch detaillierte strukturelle Aufnahmen sind in der Phyllit-Zone kohärente stratigraphische Abfolgen identifiziert worden, die durch primär überschiebende Scherzonen getrennt sind. Sie bilden einen NW-vergenten, teilweise überkippten Schuppenstapel mit der Geometrie eines „hinterland dipping duplex“-Systems. Der Vergleich mit der Taunuskamm-Einheit (hier

als „antiformal stack“ ausgebildet) zeigt, daß die Geometrie des Überschiebungssystems bei ungefähr gleichen Überschiebungsweiten von der Schuppengröße abhängt (Verhältnis Länge : Dicke, vgl. WOODWARD et al. 1989), d.h. im wesentlichen auch von den Mächtigkeiten und Lithologien der stratigraphischen Einheiten gesteuert wird. Laterale Änderungen der Geometrie des Schuppenstapels sind das Resultat sowohl unterschiedlicher Anschnittniveaus als auch der tatsächlichen geometrischen Variationen parallel zum Streichen.

In allen konstruierten Profilen ist das basale Abschnivellniveau von Taunuskamm-Einheit und Phyllit-Zone offenbar identisch und fällt mit ca. 15–20° nach SE ein. In gleicher Position und Orientierung sind im Line-Drawing von DEKORP 2-S (BEHR & HEINRICHS 1987) Reflektoren erkennbar, die eine geradlinige Fortsetzung des Abschnivellniveaus mindestens bis zu einer Tiefe von 10 km suggerieren (Abb. 81). Vermutlich mündet diese rampenartige Überschiebung in das schwach SE-fallende Reflektorbündel an der Basis der Oberkruste (ca. 12–16 km), welches als die basale Abscherung der rhenoherynischen Sedimenthülle angesehen wird (BEHR & HEINRICHS 1987, WINTERFELD et al. 1994). Dies unterstützt den Verdacht einer bedeutenden krustalen Scherzone am Nordrand der Phyllit-Zone, die zu intensiver Mylonitisierung und lokal zur Ausbildung tektonischer Mélanges geführt hat. Diese Scherzone stellt aber nicht die Wurzelzo-

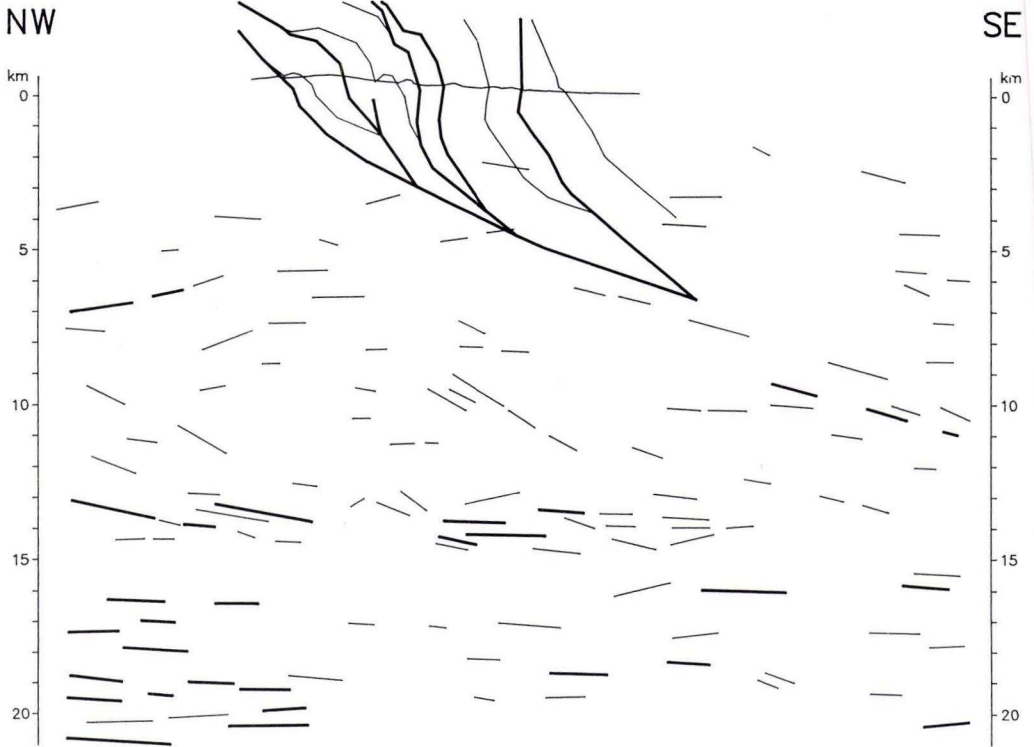


Abb. 81. Line-Drawing des nördlichsten Abschnitts von DEKORP 2-S (aus BEHR & HEINRICHS 1987) mit maßstabsgerecht eingepaßtem Profil D (vgl. Abb. 68). In der Fortsetzung der gemeinsamen Basisüberschiebung sind deutliche Reflektoren ausgebildet. Die größere Tiefe im seismischen Profil resultiert aus dem generellen NE-Abtauchen der Strukturen im Osttaunus.

Taunuskamm-Einheit

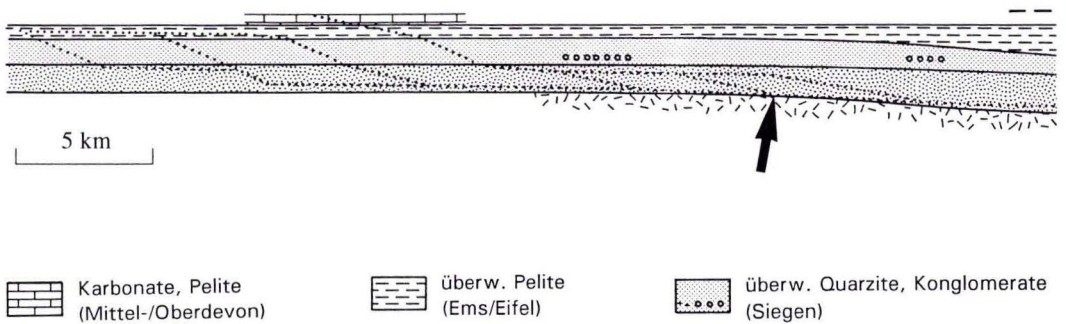


Abb. 82. Rekonstruierte Schichtabfolge und -mächtigkeiten am Südrand des Rhenoherynkiums gegen Ende des Oberdevons mit Überschiebungstrajektorien (gepunktet) und Basis der zukünftigen Gießen-Ostharz-Decke (gestrichelt), die als gemeinsame Dachüberschiebung der Duplexsysteme Taunuskamm-Einheit und Phyllit-Zo-

ne der Gießen-Ostharz-Decke, d.h. die tektonische Suture zwischen dem Rhenoherynikum und dem Saxothuringikum dar. Die Mélangezonen zeigen keine Hinweise auf einen ehemaligen ozeanischen Bereich zwischen Taunuskamm-Einheit und Phyllit-Zone: sie enthalten ausschließlich Komponenten dieser beiden Einheiten. Weitere strukturelle und fazielle Aspekte machen eine paläogeographische Nähe beider Einheiten wahrscheinlich:

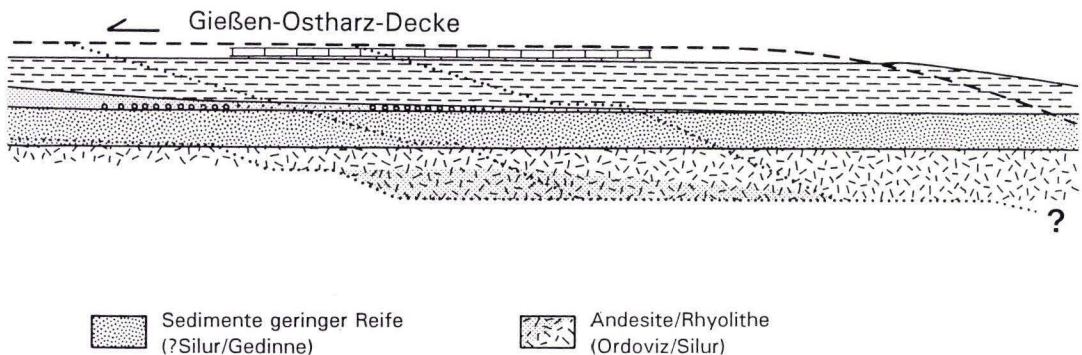
- Bei Verwendung der Basis der ersten karbonatischen Sedimente als Referenzhorizont (Taunuskamm-Einheit: mitteldevonische Kalke; Phyllit-Zone: Kalkphyllite am Top der Lorsbacher Schiefer) sowie der rekonstruierten Sedimentmächtigkeiten befindet sich das Abscherniveau der südlichsten Schuppe der Taunuskamm-Einheit etwa auf Höhe der untersten Eppsteiner Schiefer (Abb. 82). Da die Basisüberschiebung der Phyllit-Zone an ihrer Front (im SW-Taunus) bereits das Niveau der Eppsteiner Schiefer erreicht hat, kann bei weiterem Aufsteigen der Basisüberschiebung unter realistischen Abrißwinkeln die Entfernung zur Taunuskamm-Einheit nicht groß gewesen sein.
- Metavulkanite vom Typ der Phyllit-Zone innerhalb der Taunuskamm-Einheit treten als

Schuppenbasis oder als tektonische Scherkörper auf. In beiden Fällen sind sie als sedimentäre Unterlager der Taunuskamm-Einheit anzunehmen, da auch Scherkörper, die nur aus dem Liegenden der Basisüberschiebung abgeschert und mittransportiert worden sein können, sich nordwestlich der Taunuskamm-Einheit befunden haben müssen. Die Entfernung zur Phyllit-Zone kann daher höchstens so groß gewesen sein wie die Erstreckung der Metavulkanite senkrecht zum Orogen.

- Aus der Gefügeentwicklung und dem PT-Pfad läßt sich eine Akkretion der Phyllit-Zone an den Keil der Oberplatte während der Hauptdeformation ableiten. Eine ursprüngliche Zugehörigkeit zur rhenoherynischen Unterplatte ist daher wahrscheinlich.
- Der detritische Inhalt der Sedimente aus beiden Einheiten ist trotz fazieller Unterschiede vergleichbar.

Die Südgrenze des Rhenoherynikums befindet sich demnach südlich der Phyllit-Zone. Dort bilden die Grauwacken des Erbstädter Aufbruchs ihr tektonisches Dach. Sie werden analog zur Gießener Grauwacke als Teil der Gießen-Ostharz-Decke angesehen (ENGEL et al. 1983), da sie auch aufgrund geringer Deformati-

Phyllit-Zone



ne fungiert. Nach Aufstieg der Basisüberschiebung ins Hangende der Vulkanite können an relativen Hochpositionen (Pfeil) an der Basis der Taunuskamm-Einheit Vulkanitkörper abgeschert und in die Taunuskamm-Einheit eingeschuppt werden.

on und fehlender Metamorphose dieser hangendsten, tektonischen Einheit zugeordnet werden müssen. Sie entstammen demnach dem ozeanischen Bereich zwischen Rhenoharzyni-

kum und Saxothuringikum, so daß sich der ehemalige Südrand des rhenoharzynischen Schelfs zwischen der Phyllit-Zone und den Grauwacken des Erbstädter Aufbruchs befindet.

10.2 Fortsetzung der Phyllit-Zone nach SW und NE

Am SW-Ende der Phyllit-Zone biegt die halbsteil nach NW einfallende Grenzfläche zur Taunuskamm-Einheit, bedingt durch das SW-gerichtete axiale Gefälle, nach Süden ab und verschwindet unter känozoischer Bedeckung. Gleichzeitig steigt die Basisüberschiebung stratigraphisch auf, so daß dort die Metavulkanit-Serie vollständig aus dem Erosionsniveau verschwunden ist. Im Nahetal, wo das Rheinische Schiefergebirge weit nach Süden reicht und das Achsenfallen gering ist, könnte die Phyllit-Zone erneut zutage treten. In entsprechender Position (südwestlich Münster-Sarmsheim) sind schwarzgraue Pelite mit Quarzitbänken aufgeschlossen, die denen der Lorsbacher Schieferfolge stark ähneln (WEISS1993), eine tektonische Zugehörigkeit zur Phyllit-Zone (druckbetonte Paragenesen, Vorhandensein einer weiteren Schieferung) kann aber nicht belegt werden. Es bleibt daher offen, ob dieser südlichste Bereich des Rhein-/Naheprofils zur Phyllit-Zone zu zählen ist, deren Basisüberschiebung hier bereits das Niveau der Lorsbacher Schiefer erreicht haben könnte, oder noch eine Schuppe der Taunuskamm-Einheit darstellt.

SOMMERMAN et al. (1994) halten das Auftreten der Metavulkanite für ein kennzeichnendes Merkmal der Phyllit-Zone (dort Vordertaunus-Einheit). Demnach ordnen sie die Überschiebungskörper, an deren Basis Metavulkanite auftreten (z.B. Vorkommen bei Hallgarten, Geisenheim und der Krausaue), noch der Phyllit-Zone zu, die nach dieser Definition im Rheintal bis an den Nordrand der Rochusberg-Schuppe reichen würde. Das Auftreten von Taunusquarzit in dieser Schuppe wird mit einem lateralen Fazieswechsel innerhalb der Vordertaunus-Einheit erklärt.

Westlich des Rheins tritt die Phyllit-Zone zwi-

schen dem Nahe- und dem Guldenbachtal wieder in Erscheinung, nun aber in völlig anderer Ausbildung. Die lithologischen Unterschiede sind in erster Linie auf einen veränderten stratigraphischen Umfang zurückzuführen: während im Südaunus als jüngste Einheit hohes Unterdevon bis evtl. Mitteldevon vertreten ist, beginnt im Südhunsrück der stratigraphische Nachweis erst mit dem Oberem und reicht bis in das hohe Oberdevon bzw. Unterkarbon (vgl. 1.1.1). Der stratigraphische Aufstieg der Basisüberschiebung setzt sich offenbar nach SW fort und erreicht im Südhunsrück Oberdevon-Niveau.

Gleichzeitig finden auch fazielle Änderungen statt. Das zunehmende Auftreten von Metabasalten in den zumindest teilweise oberemischen Metapeliten deutet auf eine stärkere Krustendehnung im Südhunsrück zu dieser Zeit. Für ältere und jüngere stratigraphische Einheiten können bezüglich fazieller Unterschiede keine Aussagen getroffen werden. Das vulkanische Unterlager des Südaunus scheint im Südhunsrück allerdings zu fehlen: hochmetamorphe Serien an der Basis von Schuppen der Taunuskamm-Einheit (Gneis von Wartenstein) zeigen ein kristallines Basement als Fundament an. Die laterale Erstreckung der Metavulkanite des Südaunus war offenbar nicht besonders groß. Möglicherweise ist ihr Verschwinden im Raum Eltville (bzw. das Aufsteigen der Basisüberschiebung) auch Folge primär abnehmender Mächtigkeit nach SW.

Nach NE verschwindet die Phyllit-Zone unter känozoischen Sedimenten der Wetterau und taucht erst ca. 220 km weiter am Harzsüdrand wieder auf. Gemeinsamkeiten mit den Phyllit-Zonen des Südhunsrück und Südaunus bestehen bezüglich der etwas höheren Temperaturen, der druckbetonten Metamorphose (nur Se-

rie 7), der überwiegend steilen bis überkippten Lagerung und dem Vorhandensein einer dritten Schieferung. Bei vergleichbarem stratigraphischem Umfang (Ordovizium–Oberdevon) bestehen allerdings hinsichtlich der Lithologie teilweise deutliche Unterschiede. Während im Ordovizium–Silur im Südaunus mächtige saure und intermediäre Vulkanite abgelagert werden, findet in der Wippraer Zone eine sandig-tonige Schelfsedimentation statt (Serien 3–5). Bimsführende Rotschiefer und Metatuffe der Serie 4 könnten aber als distale Äquivalente der Taunusvulkanite in Betracht gezogen werden. Silurische Schwarzschiefer (Serie 2) fehlen im Tau-

nus. Wegen ihrer Position südlich des Harzgeröders Olisthostroms und ihrem linsenhaften Auftreten werden sie allerdings als Scherkörper interpretiert (s.a. JACOB & FRANZKE 1992). Unterdevon wurde in der Wippraer Zone bislang nicht nachgewiesen. Die Sedimente des Mittel-/Oberdevon (Serien 6, 7) und der MORB-Charakter der darin eingeschalteten Metabasalte ähneln wieder den Verhältnissen im Südhunsrück. Es ist daher möglich, daß auch die Wippraer Zone den südlichen rhenoherynischen Kontinentalrand repräsentiert, allerdings mit einer unterschiedlichen Entwicklung im Altpaläozoikum.

10.3 Geodynamisches Modell des Grenzbereichs Rhenoherynikum/Saxothuringikum

Beckenentwicklung

Die bislang älteste stratigraphische Information in der Phyllit-Zone liefert die Metavulkanit-Serie. Die Altersdaten deuten auf eine zeitliche Entwicklung von andesitischem zu rhyolithischem Vulkanismus zwischen dem oberen Ordovizium und dem Silur, der die geochemische Signatur eines magmatischen Bogens aufweist (MEISL 1990). Daraus lassen sich zwei unterschiedliche geodynamische Szenarien konstruieren:

1. Die Metavulkanite sind Ausdruck altpaläozoischer Krustendehnung (z.B. FRANKE & ONCKEN 1990). Vulkanite aus spätorogenen Kollapsbecken sind in ihrer Zusammensetzung sehr variabel und können auch die geochemische Signatur eines magmatischen Bogens aufweisen (z.B. LORENZ & ARZ 1994). Die Eppsteiner Schiefer im Hangenden stellen mit ihrem hohen Feldspat-Anteil und großen Mächtigkeitsvariationen typische Riftsedimente dar. Im Gedinne greift die Krustendehnung schließlich auch auf das übrige rhenoherynische Becken über.
2. Südlich des Rhenoherynikums existierte im Silur und Unterdevon ein Orogen, dessen Reste in Teilen der heutigen Mitteldeutschen Kristallinschwelle vorliegen (vgl. Kompila-

tion in Abb. 57, Diskussion in 10.4). Im übrigen südlichen Rhenoherynikum fehlen jegliche Anzeichen von Konvergenz-Magmatismus oder Metamorphose zwischen dem Kambrium und dem Karbon, so daß sich nach diesem Szenario zwischen beiden Einheiten eine prä-/frühvariszische Sutur befinden müßte. Für das Ordovizium wird aufgrund biogeographischer (COCKS & FORTEY 1982) und paläomagnetischer Daten (TORSVIK et al. 1992) die Existenz eines vermutlich über 3000 km breiten ozeanischen Bereichs („Rheic Ocean“) zwischen Avalonia und Gondwana gefordert. Die ozeanische Kruste wurde offenbar vollständig subduziert. Ort und Polarität der Subduktionszone sind unbekannt, ebenso fehlen direkte Hinweise auf die Sutur. Der altpaläozoische Inselbogenvulkanismus in der Phyllit-Zone könnte mit der Subduktion des Rheischen Ozeans, z.B. nach Norden unter den südlichen Kontinentalrand von Avalonia, in Zusammenhang stehen. Da für eine anschließende Kollision in der Phyllit-Zone jegliche Hinweise fehlen und spätestens ab dem höheren Unterdevon dort ein passiver Kontinentalrand ausgebildet ist, muß die Subduktion im Silur aufgehört haben.

Auch die Nordgrenze der Phyllit-Zone kann als rheische Suture in Betracht gezogen werden, die dann aber, bedingt durch die variszische Tektonik, völlig verdeckt sein muß. Da die Phyllit-Zone während des variszischen Zyklus einen Teil des Rhenoherynikums darstellt, wäre sie in diesem Fall bei der erneuten Öffnung des Ozeans (diesmal als Gießener Ozean) „auf der falschen Seite hängengeblieben“ (FRANKE 1993).

Die im rhenoherynischen Becken im Gedinne einsetzende Krustendehnung führt zu einer Zerblockung des cadomisch geprägten Grundgebirges, wobei der Schutt der stehengebliebenen Blöcke in die angrenzenden Becken lokal verfrachtet wird. Proximale „debris flow“-Ablagerungen in der Taunuskamm-Einheit verweisen auf ein südliches Festland in unmittelbarer Nähe (HAHN 1990), das mit dem für diese Zeit im Grenzbereich Rhenoherynikum/Saxothuringikum geforderten Inselbogen/Orogen (s.o. und FRANKE 1993) möglicherweise identisch ist. Für eine Sedimentation in der Phyllit-Zone verbleibt in dieser Zeit kein Raum. Gerölle von sauren Metavulkaniten vom Typ der Phyllit-Zone („Serizitgneise“) im Gedinne-Konglomerat bei Stromberg (MEYER 1970) deuten sogar auf eine zeitweilige Erosion von Schichtgliedern der Phyllit-Zone im tiefen Unterdevon.

Zu Beginn der Siegen-Stufe kommt es im südlichen rhenoherynischen Becken durch die nach Süden gerichteten Meerestransgression zur Ablagerung küstennaher, mariner Sedimente (Taunusquarzit). Im Unterems erfolgt eine starke Gliederung in durch synsedimentäre Abschiebungssysteme getrennte Horst- und Grabenstrukturen, die eine verstärkte tektonische Subsidenz anzeigen (DITTMAR 1996). In der Phyllit-Zone setzt spätestens im Siegen oder Ems mit der Anlieferung von kaledonischem Detritus die normale, rhenoherynische Beckenentwicklung in Kontinentalrandfazies ein. Der Taunusquarzit (Siegen) fehlt allerdings in der Phyllit-Zone in seiner für das südliche Rhenoherynikum typischen Ausbildung. Das für diese Zeit postulierte Hochgebiet im Süden der Taunuskamm-Einheit (z.B. MEYER & STETS 1980, HAHN 1990) könnte eine Schichtlücke erzeugt haben.

Große Konglomerate an der Basis der Lorsbacher Schiefer (vgl. Taf. 8, Fig. 5) stellen möglicherweise das proximale Äquivalent des Taunusquarzits dar bzw. dokumentieren die Transgression und das Wiedereinsetzen der Sedimentation gegen Ende der Siegen-Stufe. Die nun im Ems folgende, starke Subsidenz (hohe Mächtigkeitsunterschiede zur Taunuskamm-Einheit) und der vereinzelte Aufstieg basaltischer Magmen mit MORB-Chemie (MEISEL 1990) muß in Zusammenhang mit der Öffnung eines ozeanischen Beckens weiter im SE gesehen werden. Die hohen Sedimentmächtigkeiten und das Fehlen kondensierter pelagischer Sequenzen deuten dabei auf Ablagerung auf zwar gedehnter, aber noch kontinentaler Kruste. Derartige Sedimentprismen sind von zahlreichen passiven Kontinentalrändern bekannt (Beispiele in SHERIDAN & GROW 1988) und Ausdruck hoher thermischer Subsidenz während der post-Riftphase im Übergangsbereich zu ozeanischen Becken (z.B. LISTER et al. 1991). Subsidenz infolge thermischer Kontraktion gilt auch als wesentlicher Faktor bei der Bildung des rhenoherynischen Beckens (ONCKEN 1987). Die Karbonate im Hangenden der Lorsbacher Schiefer (zunächst Kalkschiefer, dann Massenkalk) stellen wie die mitteldevonischen Massenkalk der Taunuskamm-Soonwald-Einheit vermutlich ehemalige Riffe dar, die nach der Ozeanöffnung am äußersten Schelfrand besonders günstigen Wachstumsbedingungen unterliegen (minimaler klastischer Input, optimale Nährstoffversorgung). Die Phyllit-Zone befand sich demnach im Devon am südöstlichen rhenoherynischen Kontinentalrand, jedoch vermutlich nördlich der in der Phyllit-Zone des Südhunsrück auftretenden „slope-and-rise“-Sequenz im Übergang zum Gießener Ozean.

Konvergenzstadium

Erste distale Grauwackeneinschübe am südlichen rhenoherynischen Kontinentalrand und im Sedimentationsraum der Gießen-Ostharz-Decke zeugen im tiefen Oberdevon (Adorf-Stufe) von einer Hebung oder Annäherung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (bzw. ihres Vorläu-

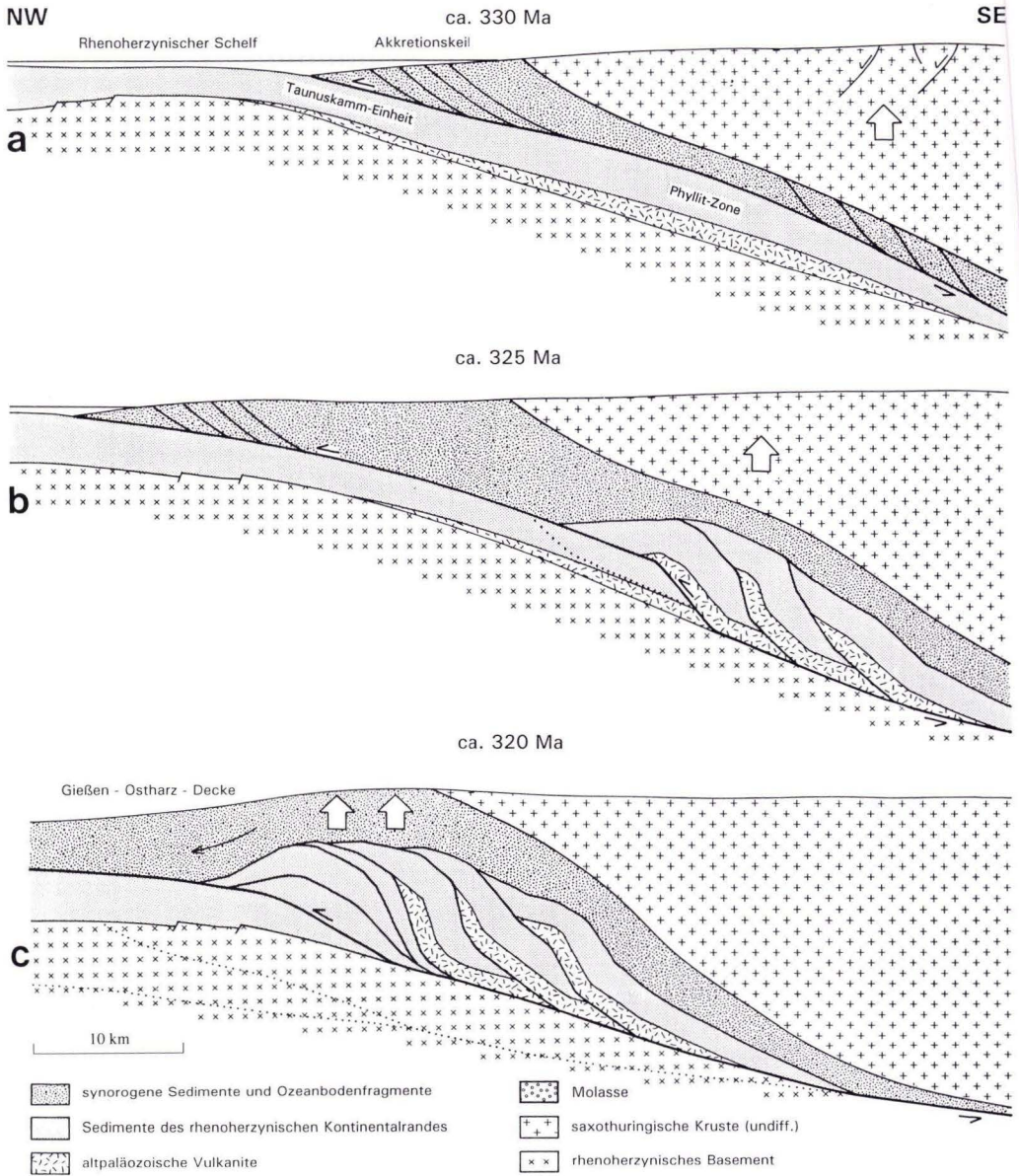
fers) im Zuge der Subduktion des Gießener Ozeans. Nur unwesentlich ältere Hellglimmer (ca. 370 Ma) in den Grauwacken dokumentieren eine extrem schnelle Hebung, Abtragung und Sedimentation der frühvariszisch geprägten Kristallineinheiten (AHRENDT et al. 1994). Die frühen Grauwackeneinschübe hören bereits in der Nehden-Stufe wieder auf. Eine massive, synorogene Flyschsedimentation, die ein bereits nahezu geschlossenes Ozeanbecken anzeigt, beginnt im südlichen Rheinischen Schiefergebirge etwa im tiefen Visé (RIETSCHEL & STRIBRNY 1979, s.a. 7.2). Zu Beginn des Unterkarbons (ca. 360 Ma) wird mit der Intrusion subduktionsbezogener I-Typ-Magmatite die Ausbildung eines aktiven Kontinentalrandes am Nordrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle belegt (LIPPOLT 1986, OKRUSCH & RICHTER 1986). Erst an der Wende Unter-/Oberkarbon beginnt ca. 30 Ma nach Beginn der massiven Flyschsedimentation die Kollision der beiden Plattenfragmente. Aus der anhand der Flyschprogradation berechneten Mindestkonvergenzgeschwindigkeit von 14 mm/a (vgl. 7.2) resultiert eine zurückgelegte Entfernung und damit eine Beckenbreite von mindestens 400 km senkrecht zum Orogen. Zu Beginn der Kollision wird die Phyllit-Zone als Teil der rhenoherynischen Kruste von der Beckenfüllung des Gießener Ozeans und schließlich von der saxothuringischen Kruste überschoben und dabei in eine Tiefe von ca. 14–20 km versenkt (Abb. 83a). Dabei kommt es zur internen Stapelung und zur Bildung druckbetonter Paragenesen und einer durchgreifenden Schieferung um ca. 323 Ma (Abb. 83b).

Etwa gleichzeitig werden Teile des Akkretionskeiles und Fragmente des subduzierten Ozeans als Decke weit auf das rhenoherynische Vorland überschoben. 5–12 Ma früher erfolgte die Gefügeprägung der Solmstaler Phyllite an der Basis der Gießen-Ostharz-Decke, deren Sedimentationsraum sich demnach mindestens 70–170 km südöstlich der Phyllit-Zone befunden haben müßte.

Durch die NW-Propagation des Überschiebungssystems erfolgt eine Akkretion der Phyllit-Zone an die Oberplatte und ihre Überschiebung

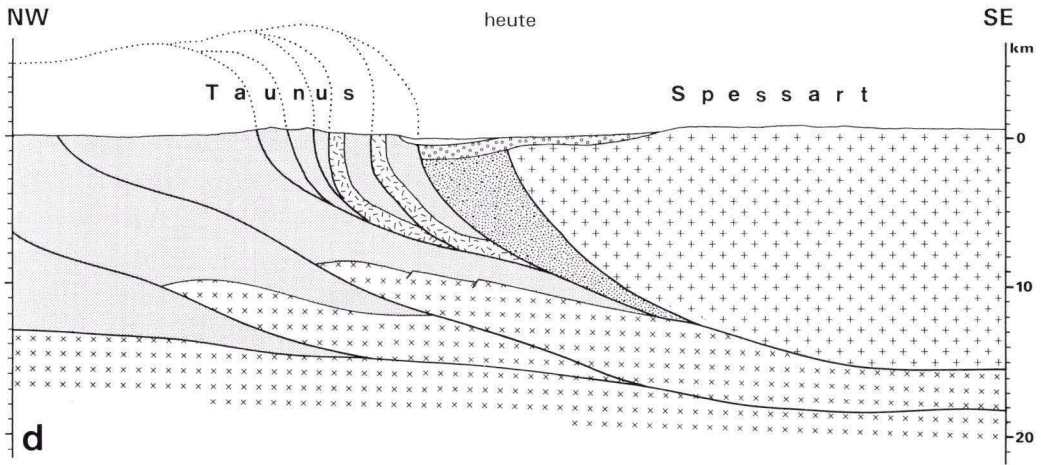
auf die Taunuskamm-Einheit um ca. 318 Ma (Abb. 83c). Damit vollzieht sich in der Phyllit-Zone auch ein kinematischer Wechsel, der im Westfal (ca. 308 Ma) zu seitenverschiebenden, überwiegend sinistralen Bewegungen führt. Sie sind Ausdruck der bereits stark verdickten Kruste auf eine mechanischen Instabilität während des Wachstums des orogenen Keils, dessen Front sich zu dieser Zeit im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge befindet. Zur gleichen Zeit (308–312 Ma) findet am Südrand des Stavolot-Venn-Massivs eine gefügebildende Deformation statt (KRAMM et al. 1985). Dieser Bereich stellt nach palinspastischen Rekonstruktionen den Nordeifel-Schelfabbruch dar, der vom inneren Schelf nach Süden in das Eifelbecken überleitet (WINTERFELD 1994). Dieses Abschiebungssystem wird während der Konvergenz als Überschiebungsrampe reaktiviert. Der dabei zu bewältigende Höhenunterschied von mindestens 5 km könnte die mechanische Ursache für die seitenverschiebenden „out-of-sequence“-Bewegungen am Südrand des Rhenoherynikums im Sinne einer Wiederherstellung des energetischen Gleichgewichtes darstellen. Die nach dem Paläospannungsmodell von ONCKEN (1988a) gleichzeitig (post-Namur) stattfindende Rotation der Hauptspannungsachsen von NW-SE zu N-S Kompression dokumentiert möglicherweise den veränderten Kräfteansatz durch das Auftreffen des orogenen Keils auf ein Hindernis. Die Seitenverschiebungen bewirkten zusätzlich eine relative Absenkung der südlichen Einheiten und könnten zur Ausbildung des subvertikalen Störungsastes der Hunsrück-Südrandstörung (MURAWSKI 1975, HENK 1993) geführt haben.

Gegenüber dem Süddaunus ist in der Phyllit-Zone des Südhunsrück ausschließlich ein nach NW überschiebendes Inkrement der Hauptdeformation nachzuweisen (DITTMAR 1996). An den Scherzonen an der Grenze zur Soonwald-Einheit und innerhalb der Phyllit-Zone treten dextral seitenverschiebende Komponenten hinzu. Die unterschiedliche Kinematik könnte als Folge der variierenden Geometrie des ehemaligen rhenoherynischen Kontinentalrandes verstanden



werden (Abb. 84). Ein Umbiegen des Kontinentalrandes im Bereich der Taunus-Phyllit-Zone von ENE- zu NNE-Streichen führt dort während der Kollision zu sinistralen Schrägaufschiebungen, während in der Hunsrück-Phyllit-Zone orthogonale Bewegungen z.T. mit dextraler Kom-

ponente erfolgen. Eine vergleichbare Situation zeigt der Nordeifel-Schelfabbruch, der als schiefe Rampe (15–30° Streichen) sinistrale Schrägaufschiebungen provoziert (WINTERFELD 1994) und zur Ausbildung der sinistral transpressiven Monschauer Scherzone geführt hat (FIELTIZ 1992).



△ **Abb. 83.** Geodynamisches Szenario der Kollision zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum an der Wende Unter-/Oberkarbon. (d) zeigt die heutige Situation unter Berücksichtigung der seismischen Interpretation von BEHR & HEINRICH (1987) und der Ergebnisse der Profilkonstruktion.

Zwischen der Phyllit-Zone und dem übrigen Rheinischen Schiefergebirge ist ferner eine Strain-Partitionierung festzustellen. Die an frühen kinematischen Inkrementen nachgewiesene, nordgerichtete Plattenbewegung wird in eine orogenparallele und eine orthogonale Komponente zerlegt. Die Phyllit-Zone und besonders die NPZ-Scherzone, die einen erheblichen Teil der Seitenverschiebungen aufgenommen hat, dienen dabei als Zonen geringer Scherfestigkeit (Fließgrenze von Quarz ist überschritten) der kinematischen Entkopplung zwischen Ober- und Unterplatte (s.a. ONCKEN 1993).

Durch eine mechanische Entkopplung ist keine Verformungskompatibilität mehr erforderlich, so daß mit der Akkretion eines Körpers an die Oberplatte i.d.R. auch ein fundamentaler, kinematischer Wechsel verknüpft ist (ELLIS & WATKINSON 1987). Während frühe Strukturen in der Unterplatte die relative Plattenbewegung abbilden, sind Strukturen in der Oberplatte unabhängig von der Plattenkonvergenz und reflektieren häufig nur die isostatische Hebung z.B. durch Dehnung senkrecht oder parallel zum Orogen. In der saxothuringischen Oberplatte kann demnach die sinistrale Transstensi-

on während der Intrusion granitoider Magmen im Unterkarbon (KROHE 1991) als Ausdruck isostatischer Hebung im Zuge der Subduktion betrachtet werden (z.B. als Folge basaler Akkretion von Material aus der Unterplatte, vgl. PLATT 1986) und steht daher mit der gleichzeitigen Plattenkonvergenz zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum in vollem Einklang.

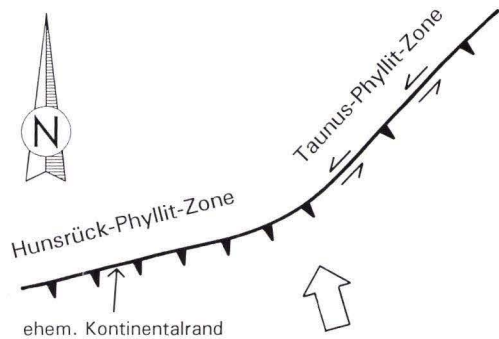


Abb. 84. Mögliche Geometrie des südlichen rhenoherynischen Kontinentalrandes. Bei der Kollision fungiert die Taunus-Phyllit-Zone als schiefe Rampe und provoziert sinistral transpressive Bewegungen. Das Fehlen der Phyllit-Zone im Bereich des heutigen Rheintals könnte die gleiche Ursache haben.

Spätorogene Extension

Die spätvariszische Kinematik in Mitteleuropa wird etwa ab dem Stefan durch gravitative Prozesse dominiert (z.B. ZIEGLER 1986). Die schnelle Exhumierung des südlichen Rhenoherynikums kann durch gravitatives Abgleiten und Ausdünnung der hangenden Deckeneinheiten erfolgt sein, was in tieferen Niveaus allerdings keine Gefüge hinterläßt. Die Gießen-Osthartz-Decke liegt heute nur noch als geringmächtiger Rest vor, ihre Ausdehnung und Mächtigkeit muß aber wesentlich größer gewesen sein (s. ONCKEN 1988b, DITTMAR 1996). Gravitatives Abgleiten wird z.B. von KREBS & WACHENDORF (1974), WEBER (1978) oder SCHWAB (1979) für die finale Platznahme der Gießener bzw. der Südharz-Selke-Decke angenommen. Bereits während des Konvergenzstadiums kann es zu gravitativem Abgleiten in Richtung auf das Vorland kommen, wenn z.B. durch Schuppenstapelung eine Hebung des Hinterlandes erfolgt (Abb. 83c). In anderen Bereichen des Rheinischen Schiefergebirges wird die Crenulation (dort s.) als Ausdruck spätorogener Dehnung diskutiert (z.B.

WEBER 1978). Auch im Südaunus muß die Bildung der mit einer Rückfalte in Zusammenhang stehenden Crenulation zeitgleich mit der Exhumierung erfolgt sein. Aus der ermittelten Verkürzungsrichtung (30–40° SE) kann die Falte mit einer rein gravitativen (= vertikal wirkenden) Ursache nicht unmittelbar in Zusammenhang gebracht werden. Es erscheint aber denkbar, daß die Entstehung des Saar-Nahe-Beckens, dessen Absenkungsgeschichte spätestens im Westfal und somit während der Exhumierung des Südaunus begann (HENK 1993), am Südrand des Rhenoherynikums zu einer Umorientierung der größten Hauptnormalspannung aus der Vertikalen führte (Abb. 85). Derartige Spannungsumlagerungen durch plötzliche Änderung der topographischen Höhe sind z.B. am Südrand des Himalayas mit Hilfe numerischer Modellrechnungen nachgewiesen worden (ROYDEN & BURCHFIEL 1987). Als weiterer, wenn auch untergeordneter Hebungsmechanismus ist der „footwall uplift“ im Zuge der Abschiebung des Saar-Nahe-Beckens zu nennen.

Insgesamt kann die vom übrigen Rhenohery-

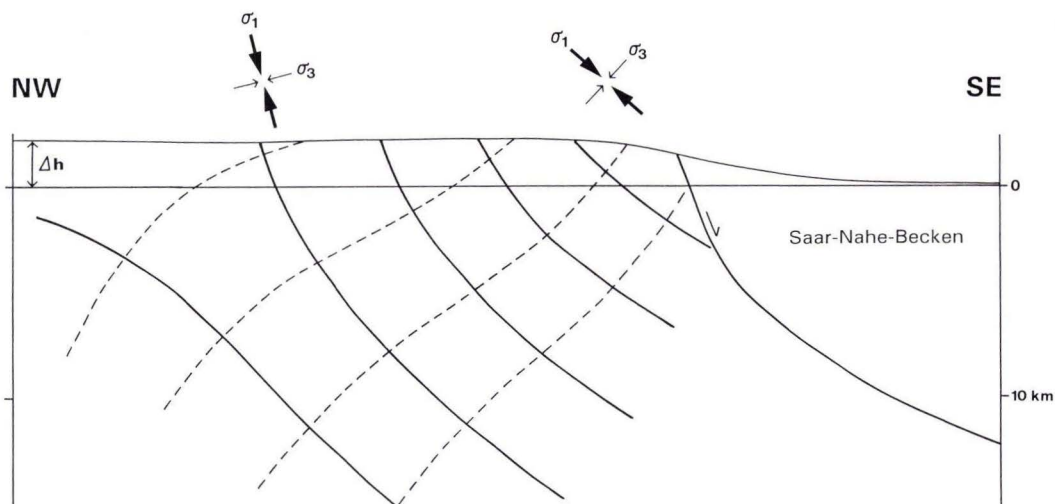


Abb. 85. Umorientierung der Hauptspannungstrajektorien infolge einer topographischen Last der Höhe Δh bei noch andauernder Kompression in tieferen Krustenbereichen (nach ROYDEN & BURCHFIEL 1987). Die subvertikale Orientierung der größten Hauptnormalspannung (σ_1) erzeugt Extension im zentralen Teil der Auflast, während es am Rand zu schiefer Beanspruchung kommt.

zynikum abweichende Entwicklung der Phyllit-Zone auf ihre Sonderstellung am südlichen Kontinentalrand zurückgeführt werden:

- Sie bildet faziell die Überleitung zum Kontinentalhang.
- Durch die tiefere Versenkung wird die Fließgrenze von Quarz überschritten, wodurch eine durchgreifende, duktile Deformation ermöglicht wird.

- Als Suturzone dient sie der mechanischen Entkopplung zwischen Ober- und Unterplatte und erfährt eine starke, plattenrandparallele Streckung.
- Eine großdimensionale Rückfalte ist auf den südlichen Plattenrand beschränkt und steht evtl. mit der Entstehung des Saar-Nahe-Beckens in Zusammenhang.

10.4 Implikationen für die plattentektonische Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden

Aus der Stellung der Phyllit-Zone am südlichen rhenoheryzynischen Kontinentalrand lassen sich weitere paläogeographische Konsequenzen ableiten. Die im Gedinne einsetzende Krustendehnung konzentriert sich im Ems auf den Südrand des Rhenoheryznikums und führt schließlich dort zur Öffnung des Gießener Ozeans. Der Grad der Krustendehnung und damit vermutlich auch die Ozeanbreite scheint dabei nach Osten abzunehmen. Dementsprechend setzt im Osten die Kollision früher ein: im Südharz sind die Deformationsalter etwa 5–25 Ma höher als im Süddaunus. Dieser Umstand erklärt auch die überwiegend nach Westen gerichtete Schüttung der synorogenen Klastika. Insgesamt ergibt sich das Bild einer schiefen Kollision eines etwa N- bis NE-streichenden, aktiven Kontinentalrandes noch ungeklärter Herkunft mit dem ENE-streichenden und in sich gegliederten, passiven Kontinentalrandes am Südrand des Rhenoheryznikums.

Exotische Komponenten mit faunistischen Beziehungen zu Armorika und Gondwana in Schiefen des Ems und Eifel (Altpaläozoikum der Lindener Mark, z.B. BIRKELBACH et al. 1988; silurische und unterdevonische Kalke bei Marburg, BENDER et al. 1974) sowie damit z.T. assoziierte proximale Klastika können als Olisthostrome und Turbidite gedeutet werden, die infolge des spätunterdevonischen Rifting von den Horstflanken gravitativ abgeglitten sind (s.a. BENDER et al. 1994). Die in der Phyllit-Zone im Siegen oder Ems zunächst mit Konglomera-

ten wiedereinsetzende Sedimentation könnte dieses Ereignis widerspiegeln, allerdings in distaler Fazies. In der Taunuskamm-Einheit findet gleichzeitig eine durchgehende, distale Sedimentation in Horstposition statt. Es ist daher nicht möglich, daß die Olisthostrome und Turbidite aus SE direkt in das Rheinische Becken gelangten. Vermutlich stammen sie aus einem Sedimentationsbereich südlich der Phyllit-Zone und sind tektonisch nach NW verfrachtet worden. Da diese Einheiten zumindest teilweise von der Gießen-Ostharz-Decke tektonisch überfahren wurden, müssen sie ursprünglich zwischen der Phyllit-Zone und dem (zukünftigen) Sedimentationsraum der Gießener Grauwacke gelegen haben (s.a. FRANKE 1993). Ähnliche Überlegungen können auch für exotische Komponenten des Kellerwaldes und des Harzes (Herzyn- und Flinkkalke, Graptolithenschiefer, Grauwacken der Ems- und Eifel-Stufe) angestellt werden. Die Herzyn- und Flinkkalke von Kellerwald und Harz dokumentieren allerdings eine nahezu lückenlose Sedimentation bis in das hohe Oberdevon. Eine erstmalige Umlagerung im Unterdevon scheidet deshalb aus. Sie gelangten während der Kollision im Unterkarbon z.B. als Wildflysch (Harzgeröder Zone) in das Rhenoheryznikum. OCZLON (1994) ordnet die exotischen Komponenten inklusive ihrer Rahmengesteine einer eigenständigen, „unteren Deckeneinheit“ zu.

Die Komponenten der Olisthostrome und Turbidite zeigen eine durchgehende, hemipela-

gische Sedimentation im Silur und Unterdevon unmittelbar südlich des Rhenoherynikums an und verweisen auf eine analoge Situation wie im Saxothuringischen Becken. Dieser Befund steht offensichtlich in Widerspruch zu einem silurisch-unterdevonischen Orogen zwischen dem Rhenoherynikum und dem Saxothuringikum. Ein zu dieser Zeit aktiver Kontinentalrand im Bereich der heutigen Mitteldeutschen Kristallinschwelle ist aber aus mehreren Gründen anzunehmen:

- an verschiedenen Stellen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle finden zwischen dem oberen Ordovizium und dem Unterdevon Intrusionen granitischer Magmen statt (vgl. Kompilation in Abb. 57), die teilweise Kollisions- (ALTENBERGER et al. 1990) bzw. Postkollisions-Chemismus (OKRUSCH & RICHTER 1986) aufweisen. Das systematisch sich ändernde Intrusionsalter ergibt eine laterale Wanderung der Kollisionsfront von SW nach NE mit ca. 5–6 mm/a, die vermutlich auf schiefe Kollision zurückzuführen ist.
- Im Böllsteiner Odenwald erfolgte die Intrusion vermutlich in einen Akkretionskeil (ALTENBERGER & BESCH 1993). Neue Daten von DOMBROWSKI et al. (1995) deuten im Spesart auf ein vergleichbares Szenario. Die anschließende PT-Entwicklung (Mitteldruckmetamorphose, Temperaturzunahme, Abkühlung, vgl. WILLNER et al. 1991) dokumentiert einen kompletten orogenen Zy-

klus mit Krustenstapelung, isobarer Equilibrierung und Hebung noch vor Beginn der variszischen Kollision im Oberdevon.

- Die Faunenprovinzen zwischen Avalonia und Armorika/Gondwana (COCKS & FORTEY 1982) sowie der Detrituseintrag ins rhenoherynische und saxothuringische Becken (HAVERKAMP 1991) sind bis in das Unterdevon völlig unterschiedlich. Im Ems gleichen sich die Ostracodenfaunen beider Einheiten jedoch an (MCKERROW 1994). Exotische Komponenten in emsischen Schiefern des Rhenoherynikums (s.o.) belegen ebenfalls eine paläogeographische Nähe gegen Ende des Unterdevons.
- Nach paläomagnetischen Daten besteht an der Wende Silur/Devon tektonischer Kontakt zwischen Armorika und Baltica/Avalonia (TAIT et al. 1994).

Auch die innerhalb der Mitteldeutschen Kristallinschwelle variierende PT-Entwicklung (z.B. OKRUSCH 1990, WILLNER et al. 1991) und eine erst im Mitteldevon beginnende und ansonsten undeformierte Schelfsequenz in der Bohrung Saar 1 (KREBS 1976) zeigen, daß Krustensegmente aus verschiedenen geotektonischen Positionen heute nebeneinander liegen und zu scheinbaren Widersprüchen führen. Seitenverschiebungen im Grenzbereich Rhenoherynikum / Saxothuringikum scheinen bei der spätorogenen Platznahme der verschiedenen Fragmente eine wesentliche Rolle gespielt zu haben.

10.5 Ungelöste Probleme

Abschließend werden noch einige offene Fragen formuliert, die vor allem die bislang noch lückenhafte prä- und frühvariszische Geschichte des Grenzbereichs zwischen der Rhenoherynischen und der Saxothuringischen Zone betreffen und zu weiteren Untersuchungen und Überlegungen anregen sollen:

- Wieso zeigen die exotischen Komponenten im Rhenoherynikum noch im Oberdevon Faunenunterschiede, wenn im Ems (mit der

Schließung des Rheischen Ozeans) zwischen Avalonia und Bohemia/Aarmorika Faunenausgleich erfolgte (MCKERROW 1994)?

- Warum und durch welchen Mechanismus öffnet sich nach Schließung des Rheischen Ozeans ein weiterer (Gießener Ozean) unmittelbar nördlich davon?
- Von wo und auf welchem Wege gelangten geotektonische Einheiten, die eine silurisch-unterdevonische Orogenese aufweisen (Tei-

le der Mitteldeutschen Kristallinschwelle), zwischen Einheiten, in denen eine Orogenese zu dieser Zeit nicht nachweisbar ist (Rhenohercynisches und Saxothuringisches Becken)?

• Wenn dabei (sinistrale) Seitenverschiebun-

gen eine große Rolle gespielt haben, wie erfolgte die Kompensation der Bewegung im NE (dextrale Seitenverschiebung, Überschiebung, Transpression?)

• Wo sind die Flysche der silurisch-unterdevonischen Kollision?

11. Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H.; HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmung an schwach metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 229–247; Hannover.
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 323–338; Berlin (Springer).
- AHRENDT, H., NEUROTH, H. & FRANKE, W. (1994): K/Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten prä- und synorogener schwachmetamorpher Sedimente – Grundlegende Daten zur Quantifizierung orogener Prozesse am Beispiel der Varisziden. – 3. Kolloquium SPP „Orogene Prozesse“, 29.–31.3.1994, Zusammenfassungen: 16–19; Würzburg.
- AIFA, T., FEINBERG, H. & POZZI, J. P. (1990): Devonian-Carboniferous Paleopoles for Africa: consequences for Hercynian geodynamics. – *Tectonophysics*, **179**: 287–304; Amsterdam.
- ALLISON, I., BARNETT, R. L. & KERRICH, R. (1979): Superplastic flow and changes in crystal chemistry of feldspars. – *Tectonophysics*, **53**: T41–T46; Amsterdam.
- ALTENBERGER, U., BESCH, T., MOCEK, B., ZAIPENG, Y. & YONG, S. (1990): Geochemie und Geodynamik des Böllsteiner Odenwaldes. – *Mainzer Geowiss. Mitt.*, **19**: 183–200; Mainz.
- ALTENBERGER, U. & BESCH, T. (1993): The Böllstein Odenwald: evidence for pre- to early Variscan plate convergence in the Central European Variscides. – *Geol. Rundsch.*, **82**: 475–488; Berlin.
- ANDERLE, H.-J. (1976): Der Südrand des Rhenohercynikums im Taunus. – *Geol. Jb. Hessen*, **104**: 279–284; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1984): Postvaristische Bruchtektonik und Mineralisation im Taunus – Eine Übersicht. – *Schriftenreihe Ges. dt. Metallhütten- u. Bergleute*, **41**: 201–217; Weinheim.
- ANDERLE, H.-J. (1987a): Entwicklung und Stand der Unterdevon-Stratigraphie im südlichen Taunus. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 81–98; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1987b): The evolution of the south Hunsrück and Taunus borderzone. – *Tectonophysics*, **137**: 101–104; Amsterdam.
- ANDERLE, H.-J. (1991): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5715 Idstein*. – 2. Aufl.: 239 S.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. & KIRNBAUER, T. (1993): Das Schwespat-Vorkommen von Naurod im Taunus (Bl. 5815 Wehen) – eine prävaristische Gangmineralisation. – *Geol. Jb. Hessen*, **121**: 91–123; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. & KIRNBAUER, T. (1995): Geologie von Naurod im Taunus. – In: *650 Jahre Naurod 1346–1996. Nauroder Chronik bis zur Gegenwart*: 85–103; Wiesbaden (Marianne Breuer Verlag).
- ANDERLE, H.-J., MASSONNE, H. J., MEISL, S., ONCKEN, O. & WEBER, K. (1990): Southern Taunus mountains. – In: FRANKE, W. & WEBER, K. (eds): *Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge (Field-Guide to excursion of conference „Paleozoic orogens in Central Europe“)*: 125–148; Göttingen/ Gießen.
- BABAIE, H. A. (1986): A comparison of two-dimensional strain analysis methods using elliptical grains. – *J. Struct. Geol.*, **8**: 585–587; Oxford.
- BACHTADSE, V., TORSVIK, T. H., TAIT, J. A. & SOFFEL, H. C. (1995): Palaeomagnetic constraints on palaeogeographic evolution of Europe during the Palaeozoic. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Tectonostratigraphic evolution of the Central and East European Orogens*; Berlin (Springer).
- BARR, T. D., DAHLEN F. A. & MCPHAIL, D. C. (1991): Brittle frictional mountain building, 3. Low-grade metamorphism. – *J. Geophys. Res.*, **96**: 10319–10338; Washington.
- BEHR, H. J. & HEINRICH, T. (1987): Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late Variscan structural evolution of Central Europe. – *Tectonophysics*, **142**: 173–202; Amsterdam.
- BENDER, P., JAHNKE, H. & ZIEGLER, W. (1974): Ein Unterdevon-Profil bei Marburg a.d. Lahn. – *Notiz-*

- bl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 25-45; Wiesbaden.
- BENDER, P., VOGLER, W.S. & WIERICH, F. (1994): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente des Devons im Rhenoharzynikum. - 3. Kolloquium SPP „Orogene Prozesse“, 29.-31.3.1994, Zusammenfassungen: 21-22; Würzburg.
- BERGER, E., TORRES, P. & WEFERS, J. (1991): Zur Stratigraphie der Metamorphen Zone des Hunsrücksüdrands im Rheinischen Schiefergebirge (vorläufige Mitteilung). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1991: 737-746; Stuttgart.
- BERTHESEN (1992): Mobile Europe. - In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse: 11-32; University Press, Cambridge.
- BIERTHER, W. (1941): Geologie des unteren Hahnenbachtals bei Kirn a.d. Nahe. - Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 109-156; Berlin.
- BIERTHER, W. (1951): Devon am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach im Taunus. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **2**: 15-21; Wiesbaden.
- BIERTHER, W. (1953): Zur Stratigraphie und Tektonik der Metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Geol. Rundsch., **41**: 173-181; Stuttgart.
- BIRKELBACH, M., DÖRR, W., FRANKE, W., MICHEL, H., STIBANE, F. & WECK, R. (1988): Die geologische Entwicklung der östlichen Lahnmulde (Exkursion C am 7. April 1988). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70**: 43-74; Stuttgart.
- BÖING, H. (1990): Stratigraphie und Tektonik im stark zerscherten Unterdevon bei Niedernhausen im Taunus. - Unveröff. Dipl.-Kartierung, TH Darmstadt.
- BONHOMME, M. G., THUIZAT, R., PINAULT, Y., CLAUER, N., WENDLING, A. & WINKLER, R. (1975): Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. - Notes Techn. Inst. Géol., **3**: 1-53; Strasbourg.
- BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems. - Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **66**: 1196-1230; Tulsa.
- BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). - Eclogae geol. Helv., **75**: 331-380; Basel.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. - Geol. Rundsch. **36**: 56-66; Stuttgart.
- BROWN, W. L., MACAUDIÈRE, J. & OHNENSTETTER, M. (1980): Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. - J. Struct. Geol., **2**: 281-287; Oxford.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian reefs: a review of current concepts and models. - In: TOOMEY, D. F. (Hrsg.): European fossil reef models, Soc. Econ. Palaeont. Miner. Spec. Publ., **30**: 85-142.
- BURMANN, G. (1973): Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone. Teil II: Wippraer Zone. - Z. geol. Wiss., Themenheft **1**: 9-43; Berlin.
- BUSK, H. G. (1929): Earth flexures. - 106 S.; Cambridge (University Press).
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1991): Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. - Bull. Volcanol., **53**: 357-380; Heidelberg.
- CHATTERJEE, N. D. & PLESSMANN, W. (1958): Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. - N. Jb. Geol. Paläont., **10**: 449-459; Stuttgart.
- CLAUER, N. (1981): Strontium and Argon isotopes in naturally weathered biotites, muscovites and feldspars. - Chem. Geol., **31**: 325-334; Amsterdam.
- COBBOLD, P. R. (1979): Removal of finite deformation using strain trajectories. - J. Struct. Geol., **1**: 67-72; Oxford.
- COCKS, L. R. M. & FORTEY, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. - J. geol. Soc., **139**: 465-478; London.
- COOPER, M. A. & TRAYNER, P. M. (1986): Thrust surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section balancing techniques. - J. Struct. Geol., **8**: 305-312; Oxford.
- COSGROVE, J. W. (1976): The formation of crenulation cleavage. - J. geol. Soc., **132**: 155-178; London.
- COX, A. & DALRYMPLE, G. B. (1967): Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. - J. Geophys. Res., **72**: 2603-2614; Richmond.
- CRESPI, J. M. (1986): Some guidelines for the practical application of Fry's method on strain analysis. - J. Struct. Geol., **8**: 799-808; Oxford.
- CROOK, K. A. W. (1974): Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). - In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, SEPM Spec. Publ., **19**: 304-310.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969): Balanced cross-sections. - Can. J. Earth Sci., **6**: 743-757; Calgary.
- DALRYMPLE, G. B. & LANPHERE, M. A. (1969): Potassium-Argon dating - principles, techniques and applications to geochronology. - 258 S.; San Francisco (Freeman).
- DE PAOR, D. G. (1981): Strain analysis using deformed line distributions. - Tectonophysics, **73**: 9-14; Amsterdam.
- DE PAOR, D. G. (1988a): Balanced sections in thrust belts. Part 1: Construction. - Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **72**: 73-90; Tulsa.
- DE PAOR, D. G. (1988b): R_f/ϕ_f strain analysis using an orientation net. - J. Struct. Geol., **10**: 323-333; Oxford.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. - Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **63**: 2164-2182; Tulsa.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L.,

- FERGUSON, R. C., INMAN, K. P., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A. & RYBERG, P. T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 222-235; Boulder.
- DIETERICH, J. H. (1969): Origin of cleavage in folded rocks. - *Am. J. Sci.*, **267**: 155-165.
- DITTMAR, U. (1996): Profilbilanzierung und Verformungsanalyse im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge - Zur Konfiguration, Deformation und Entwicklungsgeschichte eines passiven variszischen Kontinentalrandes. - *Beringeria*, **17**: 346 S.; Würzburg.
- DITTMAR, U. & ONCKEN, O. (1992): Anatomie und Kinematik eines passiven variszischen Kontinentalrandes. - Zum Strukturbaue des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges. - *Frankfurter geowiss. Arb.*, **A11**: 34-37; Frankfurt a. M.
- DITTMAR, U., MEYER, W., ONCKEN, O., SCHIEVENBUSCH, T., WALTER, R. & VON WINTERFELD, C. (1994): Strain partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massiv, Mid-European Variscides. - *J. Struct. Geol.*, **16**: 1335-1352; Oxford.
- DIXON, J. M. & LIU, S. (1992): Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. - In: McCLAY, K. R. (Hrsg.): *Thrust tectonics*: 71-81; London (Chapman & Hall).
- DOMBROWSKI, A., HENJES-KUNST, F., HÖHNDORF, A., KRÖNER, A., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1995): Orthogneisses in the Spessart Crystalline Complex, north-west Bavaria: Silurian granitoid magmatism at an active continental margin. - *Geol. Rundsch.*, **84**: 399-411; Berlin.
- DÖRR, W. (1990): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). - *Geol. Abh. Hessen*, **91**: 94 S.; Wiesbaden.
- DOUSOS, T. & PRÜFERT, J. (1986): Bau und Entwicklung der Metamorphen Zone am Taunus-südrand (Rheinisches Schiefergebirge). - *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 125-149; Wiesbaden.
- DUFOUR, J. (1925): Die Grube „Königsberger Gemarkung“ und ihre Beziehung zur Stratigraphie und Tektonik der östlichen Lahnmulde. - Unveröff. Diss.: 70 S.; Univ. Gießen.
- DUMONT, A. (1848): *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros.* - 613 S.; Bruxelles.
- DUNNE, W. M., ONASCH, C. M. & WILLIAMS, R. T. (1990): The problem of strain-marker centers and the Fry method. - *J. Struct. Geol.*, **12**: 933-938; Oxford.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles. - *Tectonophysics*, **7**: 117-136; Amsterdam.
- DUNNET, D. & SIDDANS, A. W. B. (1971): Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. - *Tectonophysics*, **12**: 307-325; Amsterdam.
- DURNEY, D. W. & RAMSAY, J. G. (1973): Incremental strain measured by syntectonic crystal growth. - In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (eds): *Gravity and Tectonics*: 67-96; New York (Wiley).
- ECKE, H.-H., HOFFMANN, M., LUDEWIG, B. & RIEGEL, W. (1985): Ein Inkohlungsprofil durch den südlichen Hunsrück (südwestliches Rheinisches Schiefergebirge). - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **7**: 395-410; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H. G. & KÜMMERLE, E. (1968): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5913 Presberg.* - 2. Aufl.: 201 S.; Wiesbaden.
- ELLIOT, D. (1970): Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**: 221-236; Boulder.
- ELLIOT, D. (1983): The construction of balanced cross-sections. - *J. Struct. Geol.*, **5**: 101; Oxford.
- ELLIS, M. & WATKINSON, A. J. (1987): Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. - *Geology*, **15**: 1022-1026; Boulder.
- ENGEL, W. & FRANKE, W. (1983): *Flysch-sedimentation: Its relations to tectonism in the European Variscides.* - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 289-321; Berlin (Springer).
- ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, C., WEBER, K., AHRENDT, H. & EDER, F. W. (1983): Nappe tectonics in the southeastern part of the Rheinische Schiefergebirge. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 267-287; Berlin (Springer).
- ENGLER, C. (1978): Teil I: Geologische Kartierung zwischen Erbstadt und Altenstadt, TK 25, Nr. 5719 Altenstadt. Teil II: Art und Herkunft der Kieselschiefer-/Lydit-Gerölle im Rotliegenden der Wetterau. - Unveröff. Dipl.-Arb., 120 S.; Univ. Frankfurt a. M.
- ERNST, W. G. (1988): Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. - *Geology*, **16**: 1081-1084; Boulder.
- ERSLEV, E. A. (1988): Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. - *J. Struct. Geol.*, **10**: 201-209; Oxford.
- ERSLEV, E. A. & GE, H. (1990): Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. - *J. Struct. Geol.*, **12**: 1047-1059; Oxford.
- EWART, A. (1982): The mineralogy and petrology of tertiary-recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite-basaltic compositional range. - In: THORPE, R. S. (Hrsg.): *Andesites*: 724 S.; New York (Wiley).
- FEUERBACH, J. (1986): Zur Stratigraphie und Tektonik in der metamorphen Zone des südlichen Taunus im Bereich Eltville am Rhein. - Unveröff. Zweimonatskartierung; Univ. Mainz.

- FIELTIZ, W. (1992): Variscan transpressive inversion in the north-western central Rhenohercynian belt of western Germany. - *J. Struct. Geol.*, **14**: 547-563; Oxford.
- FISCHER, G. (1929): Die Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. - *Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F.*, **121**: 64 S.; Berlin.
- FLINN, D. (1962): On folding during three dimensional progressive deformation. - *Q. J. Geol. Soc.*, **118**: 385-428; London.
- FLOYD, P. A. (1976): Geochemical variation in the greenstones of SW England. - *J. Petrol.*, **17**: 522-545; Oxford.
- FLOYD, P. A., LEVERIDGE, B. E., FRANKE, W., SHAIL, R. & DÖRR, W. (1990): Provenance and depositional environment of Rhenohercynian synorogenic greywackes from the Giessen Nappe, Germany. - *Geol. Rundsch.*, **79**: 611-626; Stuttgart.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. - *Geotekt. Forsch.*, **68**: 253 S.; Stuttgart.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. - *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**: 67-90; Boulder.
- FRANKE, W. (1993): Zur prä-devonischen Entwicklung des Rhenohercynikums: alternative Modelle. - 9. Rundgespräch „Geodynamik des Europäischen Variszikums“, 15.-16.10. 1993, Abstract; Wernigerode/Harz.
- FRANKE, W. & ONCKEN, O. (1990): Geodynamic evolution of the North-Central Variscides - A comic strip. - In FREEMAN, R., GIESE, P. & MÜLLER, S. (Hrsg.): *The European Geotraverse: Integrative studies*: 187-194, Europ. Sci. Found.; Strasbourg.
- FRANZ, L. & HÄUSSINGER, H. (1990): Die Anwendung interaktiver Programme in der Mineralogie am Beispiel des Programms „Amphibol“. - *Europ. J. Mineral.*, **2**, Beih. **1**: 68.
- FRANZKE, H. J. (1969): Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Grünschiefer von Wippra (Harz). - *Hercynia*, **6**: 187-206; Leipzig.
- FREY, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. - In: FREY, M. (Hrsg.): *Low temperature metamorphism*: 9-58; Glasgow-London (Blackie).
- FRY, N. (1979): Random point distributions and strain measurements in rocks. - *Tectonophysics*, **60**: 89-105; Amsterdam.
- FUCHS, A. (1978): *Erl. Geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5716 Oberreifenberg. - 3., ergänzte Aufl.: 101 S.; Wiesbaden.
- FUCHS, A. & LEPLA, A. (1978): *Geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5716 Oberreifenberg. - 3., ergänzte Aufl.; Wiesbaden.
- FUHRMANN, U., LIPPOLT, H. J. & HESS, J. C. (1987): Examination of some proposed K-Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K-Ar-Data. - *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **66**: 41-51; Amsterdam.
- GAY, N. C. & WEISS, L. E. (1974): The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks. - *Tectonophysics*, **21**: 287-300; Amsterdam.
- GEISLER, W. (1989): Geologische Kartierung im zentralen Teil des Staufendorstes. - Unveröff. Dipl.-Kartierung, TH Darmstadt.
- GIBBS, A. (1983): Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. - *J. Struct. Geol.*, **5**: 153-160; Oxford.
- GILL, W. D. (1953): Construction of geological sections of folds with steep limb attenuation. - *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **37**; Tulsa.
- GÖTTINGER, W. (1989): Geologische Kartierung im Vordevon und Unterdevon bei Eppstein im Taunus. - Unveröff. Dipl.-Kartierung, TH Darmstadt.
- GRAY, D. R. (1977): Morphologic classification of crenulation cleavages. - *Jour. Geol.*, **85**: 229-235; Chicago.
- GRAY, D. R. (1979): Microstructure of crenulation cleavages: An indicator of cleavage origin. - *Am. J. Sci.*, **279**: 97-128.
- GRAY, D. R. & DURNEY, D. W. (1979): Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes. - *J. Struct. Geol.*, **1**: 73-80; Oxford.
- GRÖSSER, J. & DÖRR, W. (1986): MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1986: 705-722; Stuttgart.
- GROSSE, C.-P. (1987): Zur Geologie im Bereich zwischen Schlangenberg, Georgenborn und Martinsthal unter besonderer Berücksichtigung des Straßenprofils an der B 260 zwischen der Abfahrt Schlangenberg-Süd und der Marzhütte östlich Schlangenberg. - Unveröff. Zweimonatskartierung; Univ. Mainz.
- GROTE, C. (1983): Strukturelle Untersuchungen im südwestlichen Verbreitungsgebiet der Gießener Grauwacke (Bl. 5516 Weilminster). - Unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Göttingen.
- HAHN, H. D. (1990): Fazies grobklastischer Gesteine des Unterdevons (Graue Phyllite bis Taunusquarzit) im Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). - Unveröff. Diss., 173 S.; Univ. Marburg.
- HAHN, H.-D. & ZANKL, H. (1991): Sedimentation in the Lower Devonian of the Taunus area (Graue Phyllite to Taunusquarzit). - *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I (1990): 1509-1520; Stuttgart.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R. D. & NEUBAUER, F. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white micas within the Upper Austroalpine Nappe Complex, Eastern Alps, Austria: implications for tectono-thermal evolution and palinspastic derivation. - *J. Czech Geol.*

- Soc., **39**: 41–42; Prague.
- HANMER, S. K. (1982): Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. – *J. Struct. Geol.*, **4**: 197–213; Oxford.
- HANNA, S. S. & FRY, N. (1979): A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. – *J. Struct. Geol.*, **1**: 155–162; Oxford.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1989): A geologic time scale 1989. – University Press; Cambridge.
- HAVERKAMP, J. (1991): Detritusanalyse unterdevonischer Sandsteine des Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirges und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der sedimentliefernden Hinterländer. – Unveröff. Diss., 195 S.; RWTH Aachen.
- HEINRICHS, T. (1968): Geologische Untersuchungen im Hochtaunus zwischen Falkenstein und Oberems. – Unveröff. Dipl.-Arb., 141 S.; Univ. Frankfurt a. M.
- HEINRICHS, H. & HERRMANN, A. (1990): Praktikum zur analytischen Geochemie. – 669 S.; Berlin (Springer).
- HENK, A. (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Bekens (SW-Deutschland). – *Geol. Rundsch.*, **82**: 3–19; Berlin.
- HENK, A. (1994): Die spätorogene Exhumierungsgeschichte des südlichen Rhenohercynikum und der Mitteldeutschen Kristallinschwelle – Ergebnisse thermischer Modellierungen. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, Sbl: 185–187; Göttingen.
- HENNEBERG, E., PILOT, J. & WERNER, C.-D. (1994): Neue Datierungen an Einzelzirkonen nach der Evaporationsmethode von verschiedenen Einheiten des Ruhlaer Kristallins. – *Ber. dt. min. Ges.*, **1/1994**: 103; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1961): Die „Gießener Grauwacke“ (Kulm, Rheinisches Schiefergebirge). – Unveröff. Diss.; Univ. Gießen.
- HENNINGSEN, D. (1962): Untersuchungen über den Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. – *Geol. Rundsch.*, **51**: 600–626; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. (1973): Zusammensetzung und Herkunft der Unterkarbon-Grauwacken in der Dillmulde (Rhein. Schiefergeb.) – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 300–309; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. & MEISL, S. (1966): Exkursion in das magmatogene Vordevon des Taunus. – *Fortchr. Miner.*, **42/2**: 321–333; Stuttgart.
- HINTERWÄLLER, U. (1989): Unterdevon im südlichen Taunus nördlich Wiesbaden. – Unveröff. Dipl.-Kartierung.; TH Darmstadt.
- HOBBS, B. E. (1971): The analysis of strain in folded layers. – *Tectonophysics*, **11**: 329–375; Amsterdam.
- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – *Geol. Rundsch.*, **45**: 247–283; Stuttgart.
- HOFFMANN, C. (1966): Geologische Beobachtungen im Taunus zwischen Saalburg und Hohemark. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Frankfurt a. M.
- HOLDER, M. T. & LEVERIDGE, B. E. (1986): Correlation of the Rhenohercynian Variscides. – *J. Geol. Soc.*, **143**: 141–147; London.
- HORSTMANN, U. E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **32**: 95 S.; Göttingen.
- HOSSACK, J. R. (1979): The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. – *J. Geol. Soc.*, **136**: 705–711; London.
- HUIQI, L., McCLAY, K. R. & POWELL, D. (1992): Physical models of thrust wedges. – In: McCLAY, K. R. (Hrsg.): *Thrust tectonics*: 71–81; London (Chapman & Hall).
- HUNZIKER, J. C. (1979): Potassium argon dating. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Hrsg.): *Lectures in isotope geology*: 52–76; Berlin (Springer).
- JACOB, G. (1992): Gefügeanalytische Untersuchungen in der Metamorphen Zone des Harzes. – Unveröff. Diss., 102 S.; Univ. Halle.
- JACOB, G., SIEDEL, H., RAUCHE, H., FRANZKE, H. J. & HOTH, P. (1990): Transverse section crossing the Metamorphic Zone of Wippra / Harz Mountains. – Abstract, conference „Paleozoic orogens in Central Europe“; Göttingen-Gießen.
- JACOB, G. & FRANZKE, H. J. (1992): Die tektonische Entwicklung der Wippraer Zone im Unterharz. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1992: 51–61; Stuttgart.
- JÄGER, E. (1979): Introduction to geochronology. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Hrsg.): *Lectures in isotope geology*: 1–12; Berlin (Springer).
- JOHNSON, M. J. & STALLARD, R. F. (1989): Physiographic controls on the composition of sediments derived from volcanic and sedimentary terrains on Barro Colorado Island, Panama. – *J. Sed. Petrol.* **59**: 768–781; Tulsa.
- JUNG, H. (1955): Zur Tektonik des Devons im Rheingaugebirge im Rheindurchbruch bei Bingen-Rüdesheim. – *Geol. Rundsch.*, **44**: 223–265; Stuttgart.
- KÄFER, N. (1994): Geologische Kartierung, bilanziertes Profil und strukturgeologische Untersuchungen der Taunuskamm-Einheit bei Schlangenbad (Südtaunus). – Unveröff. Dipl.-Arb., 212 S.; Univ. Würzburg.
- KLÜGEL, T., ONCKEN, O. & AHRENDT, H. (1992): Deformationsgeschichte einer innervariszischen Suturezone – die Phyllit-Zone im Südtaunus. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **A11**: 241–243; Frankfurt a. M.
- KLÜGEL, T., ONCKEN, O. & AHRENDT, H.

- H. (1993): Deformationsgeschichte einer innervarisischen Suturezone – die Phyllit-Zone im Südtanunus. – *Terra Nostra* 1/93: 48; Bonn.
- KLÜGEL, T., AHRENDT, H., ONCKEN, O., KÄFER, N., SCHÄFER, F. & WEISS, B. (1994): Alter und Herkunft der Sedimente und des Detritus der nördlichen Phyllit-Zone (Tanunssüdrand). – *Z. dt. geol. Ges.*, **145**: 172–191; Hannover.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**: 99 S.; Wiesbaden.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – *Abh. Sächs. Geol. Landesamt*, **1**: 39 S.; Leipzig.
- KRAMM, U. (1978): Die Metamorphose Mn-reicher Pelite der Wippraer Zone / Unterharz. – *Fortschr. Miner.*, **56**: 67–68; Stuttgart.
- KRAMM, U. (1980): Sudoite in low-grade metamorphic manganese rich assemblages. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **138**: 1–13; Stuttgart.
- KRAMM, U., BUHL, D. & CHERNYSHHEW, I. V. (1985): Caledonian or Variscan metamorphism in the Venn-Stavelot-Massif, Ardennes? arguments from a K-Ar and a Rb-Sr study. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171**: 339–349; Stuttgart.
- KREBS, W. (1976): Zur geotektonischen Position der Bohrung Saar I. – *Geol. Jb.*, **A27**: 489–498; Hannover.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mittteleuropäischen Grundgebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **147**: 30–60; Stuttgart.
- KROHE, A. (1991): Emplacement of synkinematik plutons in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transtensional tectonics. – *Geol. Rundsch.*, **80**: 391–409; Stuttgart.
- KROHE, A. & WILLNER, A. P. (1994): The major role of transfer zones in the crustal structure of the Mid-European Variscan belt. – *J. Czech geol. Soc.*, **39/1**: 59; Prague.
- KUBELLA, K. (1951): Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **3**: 81 S.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1976): Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25000, Bl. 5618 Friedberg. – 247 S.; Wiesbaden.
- KUTSCHER, F. (1968): 120 Jahre Taunusquarzit-Forschung. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **7**: 153–167; Mainz.
- LEEDER, M. R. (1991): Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. – *Geol. Rundsch.*, **80**: 441–458; Stuttgart.
- LEPLA, A. (1922): *Geol. Kt. Preußen* 1:25000, Bl. Königstein; Berlin.
- LEPLA, A. (1924): *Erl. Geol. Kt. Preußen*, 1:25000, Bl. Königstein; Berlin.
- LEPLA, A. & MICHELS, F. (1972): *Geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5717 Bad Homburg v. d. Höhe – 2. Aufl.; 4 u. 55 S.; Wiesbaden.
- LEPLA, A., MICHELS, F. & SCHLOSSMACHER, K. (1930): *Geol. Kt. Preußen* 1:25000, Bl. Wehen; Berlin.
- LEPLA, A., MICHELS, F., SCHLOSSMACHER, K., STEUER, A. & WAGNER, W. (1972): *Geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5914 Eltville. Rhein – 3. Aufl.; 4 u. 79 S.; Wiesbaden.
- LEPLA, A. & STEUER, A. (1971): *Geol. Kt. Hessen* 1:25000, Bl. 5917 Wiesbaden. – 3. Aufl.; 4 u. 52 S.; Wiesbaden.
- LIU, J. G., MARYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks – mineral assemblages and mineral facies. – In: FREY, M. (Hrsg.): *Low temperature metamorphism*; Oxford-London (Blackie).
- LIPPOLT, H. J. (1986): Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K/Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessarts und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes. – *Geol. Rundsch.*, **75**: 569–583; Stuttgart.
- LISLE, R. J. (1977): Estimation of the tectonic strain ratio from mean slope of deformed elliptical markers. – *Geol. Mijnb.*, **56**: 140–144.
- LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A. & SYMONDS, P. A. (1991): Detachment models for the formation of passive continental margins. – *Tectonics*, **10**: 1038–1064; Washington.
- LÖFFLER, H. K. & SCHWAB, M. (1981): Über das Auftreten von Karpholith im Harz und seine Bedeutung für die mineralfazielle Entwicklung in der Wippraer Einheit. – *Z. geol. Wiss.*, **9**: 1309–1313; Berlin.
- LORENZ, V. & ARZ, C. (1994): Partielle Schmelzbildung in spätorogenen Kollapsbecken am Beispiel bimodaler Vulkanite des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – 3. Kolloquium SPP „Orogene Prozesse“, 29.–31.3.1994, Zusammenfassungen: 74–76; Würzburg.
- LÜTKE, F. (1990): The Rheinian shelf sea-ocean-volcanic arc domain with special reference to the structural development of the Harz Mountains. – Abstract, conference „Paleozoic orogens in Central Europe“; Göttingen-Gießen.
- MARCH, A. (1932): Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. – *Z. Kristallogr.*, **81**: 285–297.
- MARHEINE, D., AHRENDT, H., FRANZKE, H. J., JACOB, G., SCHWAB, M. & WEMMER, K. (1993): Zum Alter der Metamorphose in der Wippraer Zone / Harz – Ergebnisse von K/Ar-Altersdatierungen an schwachmetamorphen pelitischen Schiefen. – 9. Rundgespräch „Geodynamik des Europäischen Variszikums“, 15.–16.10.1993, Abstract: 30; Wernigerode/Harz.
- MARYAMA, S., CHO, M., & LIU, J. G. (1986): Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles – a new geobarometer. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **164**: 1–16; Boulder.
- MASSONNE, H. J. (1981): Phengite: Eine experimentelle Untersu-

- chung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - Unveröff. Diss., 211 S.; Univ. Bochum.
- MASSONNE, H. J. (1991): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - Habil., 172 S.; Univ. Bochum.
- MASSONNE, H. J. & SCHREYER, W. (1983): A new experimental phengite barometer and its application to a Variscan subduction zone at the southern margin of the Rhenohercynikum. - *Terra Cognita*, **3**: 187; Oxford.
- MASSONNE, H. J. & SCHREYER, W. (1986): High pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - *N. Jb. Min. Abh.*, **153**: 177-215; Stuttgart.
- MASSONNE, H. J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 212-224; Berlin.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. - *Tectonophysics*, **126**: 329-374; Amsterdam.
- MATTHEWS, P. E., BOND, R. A. B. & VAN DEN BERG, J. J. (1974): An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. - *Tectonophysics*, **24**: 469-504; Amsterdam.
- MCCLAY, K. R. (1977): Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. - *J. geol. Soc.*, **134**: 57-70; London.
- MCKERROW, W. S. (1994): Terrane assembly in the Variscan Belt of Europe. - *J. Czech geol. Soc.*, **39/1**: 68; Prague.
- MEISL, S. (1970): Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. - *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **57**: 93 S.; Wiesbaden.
- MEISL, S. (1986): Mineralogisch-petrographische Exkursion in den Soonwald. DMG-Tagung 1986, Exkursion A2. - *Fortschr. Miner.*, **64/2**: 35-95; Stuttgart.
- MEISL, S. (1990): Metavolcanic rocks in the „Northern Phyllite Zone“ at the southern margin of the Rhenohercynian Belt. - In: FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge (Field-Guide to excursion of conference „Paleozoic orogens in Central Europe“)*: 25-42; Göttingen-Gießen.
- MEISL, S. & EHRENBERG, K.-H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. - *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **99**: 43-64; Wiesbaden.
- MEISL, S., ANDERLE, H.-J. & STRECKER, G. (1982): Niedrigtemperierte Metamorphose im Taunus und im Soonwald. DMG-Tagung 1982, Exkursion E3. - *Fortschr. Miner.*, **60/2**: 43-69; Stuttgart.
- MEISL, S., KREUZER, H. & HÖHNDORF, A. (1989): Metamorphose-Bedingungen und -Alter des Kristallins am Wartenstein bei Kirn/Nahe. - 5. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“, Abstracts: 38; Braunschweig.
- MEISL, S., SACHTLEBEN, V., HENTSCHEL, G. & MEDENBACH, O. (1992): Neue Axinit-Funde im Taunus bei Falkenstein, Blatt 5816 Königstein im Taunus. - *Geol. Jb. Hessen.*, **120**: 99-116; Wiesbaden.
- MEYER, D. E. (1966): Mittel- und Oberdevon im Guldenbachtal (SE-Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 302-309; Wiesbaden.
- MEYER, D. E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. - Unveröff. Diss., 307 S.; Univ. Bonn.
- MEYER, K. (1981): Geochemische Untersuchungen an Spiliten, Pikriten, Quarzkeratophyren und Keratophyren des Rhenohercynikums. - Unveröff. Diss.; Univ. Göttingen.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. - *Z. dt. geol. Ges.*, **131**: 725-751; Hannover.
- MICHELS, F. (1926): Zur Tektonik des südlichen Taunus. - *Sber. geol. L.-A.*, **1**: 73-77; Berlin.
- MITRA, S. (1986): Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **70**: 1087-1112; Tulsa.
- MIYASHIRO, A. (1957): The chemistry, genesis and optics of the alkali-amphiboles. - *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **11**: 57-83; Tokyo.
- MÜLLER, G. (1964): Sedimentpetrologie, Teil I: Methoden der Sedimentuntersuchungen. - 303 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MURAWSKI, H. (1975): Die Grenzzone Hunsrück / Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. Ergebnisse reflexionsseismischer Tiefensondierungen. - *Z. dt. geol. Ges.*, **126**: 49-62; Hannover.
- NICKEL, W. (1958): Silurisch-devonische Grenzschichten im Taunus. - Unveröff. Dipl.-Arb.; Univ. Frankfurt a. M.
- NÖRING, F. (1951): Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) **2**: 44-46; Wiesbaden.
- OCZLON, M. S. (1993): Palaeogeographic and metamorphic evolution of the Ligerian belt in Europe. - In: GAYER, R. A., GREILING, R. O., TOMEK, C. & VOGEL, A. (Hrsg.): *Rhenohercynian and Subvariscan fold belts*: 83-130; Wiesbaden (Vieweg).
- OCZLON, M. S. (1994): North Gondwana origin for exotic Variscan rocks in the Rhenohercynian zone of Germany. - *Geol. Rundsch.*, **83**: 20-31; Berlin.
- OKRUSCH, M. (1990): Metamorphism in the Odenwald and Spessart Crystalline Mountains

- (Mid-German Crystalline Rise). – In: FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Mid-German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge* (Field-Guide to excursion of conference „Paleozoic orogens in Central Europe“): 81–91; Göttingen–Gießen.
- OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1986): Orthogneisses of the Spessart crystalline complex, northwest Bavaria: Indicators of the tectonic environment? – *Geol. Rundsch.*, **75**: 555–568; Stuttgart.
- ONASCH, C. M. (1986): Ability of the Fry method to characterize pressure-solution deformation. – *Tectonophysics*, **122**: 187–193; Amsterdam.
- ONCKEN, O. (1987): Heat flow and kinematics of the Rhenish Basin. – In: VOGEL, A., MILLER, H. & GREILING, R. (Hrsg.): *The Rhenish Massif*: 63–78; Wiesbaden (Viehweg).
- ONCKEN, O. (1988a): Aspects of the reconstruction of the Paleostress history of a fold and thrust belt (Rhenish Massif, Federal Republic of Germany). – *Tectonophysics*, **152**: 19–40; Amsterdam.
- ONCKEN, O. (1988b): Geometrie und Kinematik der Taunuskamm-überschiebung – Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge. – *Geol. Rundsch.*, **77**: 551–575; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte grosser Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geotekt. Forsch.*, **73**: 215 S; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1990): Aspects of the structural and paleogeothermal evolution of the Rhenish Massif. – *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **113** (2): 139–159; Bruxelles (veröff. 1991).
- ONCKEN, O. (1993): Passive margin continental arc collision – the case of the Rhenohercynian and Saxothuringian zones. – *Terra Nostra* **1/93**: 27–28; Bonn.
- ONCKEN, O., FRANZKE, H. J., DITTMAR, U. & KLÜGEL, T. (1995): The structure of the Phyllite Zone. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): *Tectonostratigraphic evolution of the Central and East European Orogens*; Berlin (Springer).
- OWENS, W. H. (1973): Strain modification of angular density distributions. – *Tectonophysics*, **16**: 249–261; Amsterdam.
- PAPIKE, J. J., ROSS, M. & BALDWIN, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. – *Geol. Soc. Am. Abs. with programs*, **6**: 1053–1054; Boulder.
- PATERSON, S. R. (1983): A comparison of methods used in measuring finite strains from ellipsoidal objects. – *J. Struct. Geol.*, **5**: 611–618; Oxford.
- PEARCE, J. A. (1983): A „user's guide“ to basalt discrimination diagrams. – Unpubl. Rep.: 1–39, The Open University, Milton Keynes.
- PETERS, M. (1982): Petrographische, tektonische und mikrothermometrische Untersuchungen im Südaunus zwischen Lorsbach, Eppstein, Ehlhalten und Fischbach (Blatt Königstein 5816). – Unveröff. Dipl.-Arb., 119 S.; Univ. Göttingen.
- PETIT, J. P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in the brittle rocks. – *J. Struct. Geol.*, **9**: 597–608; Oxford.
- PETTJOHN, F. J., POTTER, P. E. & STEVER, R. (1987): *Sand and sandstone*. – 2nd edition; Springer, New York.
- PLATT, J. P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**: 1037–1053; Boulder.
- PLESSMANN, W. (1957): Zur Tektonik der Erbstädter Grauwacke (Wetterau). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **85**: 292–296; Wiesbaden.
- PORTH, H. (1961): Das Kristallinorkommen am Südrand des Soonwaldes. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**: 85–113; Wiesbaden.
- RAJ, R. & ASHBY, M. F. (1971): On grain boundary sliding and diffusional creep. – *Met. Trans.*, **2**: 1113–1127.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – 568 S.; New York (McGraw-Hill).
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology 1: strain analysis*. – 307 S.; London (Academic Press).
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987): *The techniques of modern structural geology 2: folds and fractures*. – 380 S.; London (Academic Press).
- RAMSAY, J. G. & WOOD, D. S. (1973): The geometric effects of volume change during deformation processes. – *Tectonophysics*, **16**: 263–277; Amsterdam.
- RAYMOND, L. A. (1984): Classification of melanges. – In: RAYMOND, L. A. (Hrsg.): *Melanges: their nature, origin and significance*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **198**: 7–20; Boulder.
- REICHSTEIN, M. (1964): *Stratigraphische Konzeptionen zur metamorphen Zone des Harzes*. – *Geologie*, **13**: 15–25; Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1965): *Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz*. – *Geologie*, **14**: 1039–1076; Berlin.
- REINACH, A. v. (1901): *Der Schläferskopfstollen bei Wiesbaden*. – *Jb. königl. geol. Landesanstalt für 1901*: 341–346; Berlin.
- REINACH, A. v. (1904): *Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen*. – *Abh. preuß. geol. Landesanstalt, N.F.*, **42**: 64 S.; Berlin.
- REISCHMAN, TH. & ANTHES, G. (1996): *Geochronology of the mid-German crystalline rise west of the River Rhine*. – *Geol. Rundsch.*, **85**: 761–774; Berlin.
- REITZ, E. (1989): *Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges*. – *Geol. Jb. Hessen*, **117**:

- 23-35; Wiesbaden.
- REITZ, E., ANDERLE, H.-J. & WINKELMANN, M. (1995): Ein erster Nachweis von Unterordovizium (Arenig) am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges im Vordertaunus: Der Bierstadt-Phyllit (Bl. 5915 Wiesbaden). - *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 25-38; Wiesbaden.
- REKS, I. J. & GRAY, D. R. (1983): Strain patterns and shortening in a folded thrust sheet: An example from the southern Appalachians. - *Tectonophysics*, **93**: 99-128; Amsterdam.
- RIETSCHEL, S. & STRIBRNY, B. (1979): Zur Geologie und Stratigraphie der Hochweiser Mulde. - *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 13-25; Wiesbaden.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. - *Geology*, **16**: 696-698; Boulder.
- RIETSCHEL, G. (1987): Zur Geologie des Gebietes nordwestlich Wiesbaden. - Unveröff. Zweimonatskartierung; Univ. Mainz.
- ROBIN, P. F. (1977): Determination of geologic strain using randomly selected markers of any shape. - *Tectonophysics*, **42**: T7-T16; Amsterdam.
- RÖSLER, H. J. & WERNER, C.-D. (1979): Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas, Teil 1 und 2. - *Freiberger Forschungsh.*, C 336 und C 344; Leipzig.
- ROYDEN, L. H. & BURCHFIEL, B. C. (1987): Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front. - In: COWARD, M. P., DEWEY, J. F. & HANCOCK, P. L. (Hrsg.): *Continental extensional tectonics*, Geol. Soc. Special Publ., **28**: 611-619; London.
- RÜPPEL, H. (1983): Tektonische, petrographische und Paläostress-Untersuchungen im Südtanun zwischen Oberjosbach, Ehlhalten, Eppstein und Lorsbach (Blatt Königstein 5816). - Unveröff. Dipl.-Arb., 111 S.; Univ. Göttingen.
- SACHTLEBEN, V. (1985): Geologische Neuaufnahme der Umgebung von Königstein. - Unveröff. Zweimonatskartierung; Univ. Mainz.
- SACHTLEBEN, V. (1988): Das „Vordevon“ des Falkensteiner Hains bei Königstein/Taunus. - Unveröff. Dipl.-Arb., 135 S.; Univ. Mainz.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D. (1984): Transpression. - *J. Struct. Geol.*, **6**: 449-458; Oxford.
- SANDERSON, D. J. (1977): The analysis of finite strain using lines with an initial random orientation. - *Tectonophysics*, **43**: 199-211; Amsterdam.
- SAUERLAND, V. (1980): Tektonische Entwicklung des westlichen Taunus zwischen Taunuskammüberschiebung und Lahn-Mulde. - Unveröff. Diss., 98 S.; Univ. Göttingen.
- SCHÄFER, F. (1993): Lithologie, Gefüge und struktureller Bau des metamorphen Südtanun (Nördliche Phyllitzone) im Bereich Eltville am Rhein - Schlangenbad. - Unveröff. Dipl.-Arb., 85 S.; Univ. Würzburg.
- SCHÄFER, U. (1987): Zur Geologie der metamorphen Zone („Vordevon“) und des Unterdevons des südlichen Taunus im Bereich Wi-Frauenstein und Georgenborn. - Unveröff. Zweimonatskartierung; Univ. Mainz.
- SCHAFFT, R. (1985): Makro- und mikrostrukturelle Untersuchungen der Metamorphen Zone im südlichen Hunsrück. - Unveröff. Diss., 88 S.; Univ. Göttingen.
- SCHLIESTEDT, M. (1980): Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland. - Unveröff. Diss., 142 S.; TU Braunschweig.
- SCHMIDT, K. (1990): Vordevon und Unterdevon des südlichen Taunus nördlich Wiesbaden. - Unveröff. Dipl.-Kartierung; TH Darmstadt.
- SCHMIDT, W. (1958): Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **86**: 31-49; Wiesbaden.
- SCHOLTZ, H. (1930): Das varistische Bewegungsbild entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profil von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant. - *Fortschr. Geol. Paläont.*, **8** (25): 316 S.
- SCHUMACHER, E. (1975): Herstellung von 99,9997 % ³⁸Ar für die ⁴⁰K/⁴⁰Ar Geochronologie. - *Geochron. Chimia*, **24**: 441-442.
- SCHWAB, F. L. (1975): Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstones. - *Geology*, **3**: 487-490; Boulder.
- SCHWAB, M. (1979): Zum Deckenbau in den Varisziden (Harz-Rheniden-Südwestural). - *Z. geol. Wiss.*, **7**: 1131-1155; Berlin.
- SCHWARZ, H. J. (1925): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Rodheim a.d. Biber und Krofdorf (westlich Gießen) mit besonderer Berücksichtigung der Grubenaufschlüsse. - *Ber. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkde.*, N.F., *Naturwiss. Abt.*, **10**: 1-68; Gießen.
- SCHWARZ, J. (1991): Palynostratigraphie im Unterdevon des östlichen Taunus (Blatt 5716 Oberreifenberg und Blatt 5717 Bad Homburg vor der Höhe). - *Geol. Abh. Hessen*, **93**: 67-81; Wiesbaden.
- SCHWERDTNER, W. M. (1977): Geometric interpretation of regional strain analyses. - *Tectonophysics*, **39**: 515-531; Amsterdam.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. (1990): Revised world maps and introduction. - In: MCKERROW, W. S. & SCOTESE, C. R. (Hrsg.): *Palaeogeography and biogeography*, Geol. Soc., **12**: 1-21; London.
- SCOTESE, C. R., VAN DER VOO, R. & BARRETT, S. F. (1985): Silurian and Devonian base maps. - *Phil. Trans. R. Soc. London, B*, **309**: 57-77; London.
- SEHNERT, M. (1991): Zur Biostratigraphie epizonaler Metamorphi-

- te der Wippraer Einheit / Unterharz. – Unveröff. Diss., 119 S.; Univ. Halle.
- SEYMOUR, D. B. & BOULTER, C. A. (1979): Tests of computerised strain analysis methods by the analysis of simulated deformation of natural unstrained sedimentary fabrics. – *Tectonophysics*, **58**: 221–235; Amsterdam.
- SHELLEY, D. (1986): Natural deformation and recrystallisation of some intermediate plagioclase feldspars – a discussion on preferred orientation development. – *Tectonophysics*, **124**: 359–364; Amsterdam.
- SHELLEY, D. (1989): Plagioclase and quartz preferred orientations in a low-grade schist: the roles of primary growth and plastic deformation. – *J. Struct. Geol.*, **11**: 1029–1037; Oxford.
- SHERIDAN, R. E. & GROW, J. A. (1988): The geology of North America, vol. I-2 – The Atlantic continental margin. – *Geol. Soc. Am.*, Boulder.
- SHIMAMOTO, T. & IKEDA, Y. (1976): A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. – *Tectonophysics*, **36**: 315–337; Amsterdam.
- SIDDANS, A. W. B. (1977): The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. – *Tectonophysics*, **39**: 533–557; Amsterdam.
- SIEDEL, H. & THEYE, T. (1993): Very low-grade metamorphism of pelites in the Wippra Metamorphic Zone, Harz mountains, Germany. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 1993: 115–132; Stuttgart.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**: 1281–1288; Boulder.
- SOLLE, G. (1949): Obere Siegen Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. – *Geol. Jb.*, **65**: 299–380; Hannover.
- SOMMERMANN, A.-E. (1990): Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. – *Geol. Jb. Hessen*, **118**: 167–197; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E. (1993): Zirkonalter aus dem Granit der Bohrung Saar 1. – *Ber. dt. min. Ges.*, **1** (1993): 145; Stuttgart.
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter von drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südaunus. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 67–76; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E., ANDERLE, H.-J. & TODT, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausau bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **122**: 143–157; Wiesbaden.
- SOTO, J. I. (1991): Strain analysis method using the maximum frequency of unimodal deformed orientation distributions: applications to gneissic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **13**: 329–335; Oxford.
- STEEMANS, P. (1989): Paleogéographie de l'éocévoien ardennais et des régions limitrophes. – *Ann. Soc. géol. Belg.*, **112**: 103–119; Bruxelles.
- STEFFAN, E.-M. (1978): Geologische Untersuchung am Taunussüdrand zwischen Kronthal und Großen Feldberg. – Unveröff. Dipl.-Arb., 98 S.; Univ. Frankfurt a. M.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission of Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 359–362; Amsterdam.
- STENGER, B. (1958): Geologische Untersuchungen im „Vordevon“ des Gebietes zwischen Eppstein und Lorsbach im Taunus. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Frankfurt a. M.
- STENGER, B. (1961): Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **36**: 68 S.; Wiesbaden.
- STRUVE, W. (1973): Die ältesten Taunus-Fossilien. – *Natur und Museum*, **103/10**: 349–359; Frankfurt a. M.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. – *Am. J. Sci.*, **283**: 684–721.
- SUPPE, J. (1985): Principles of structural geology. – 537 S.; New Jersey (Prentice-Hall).
- TAIT, J., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. C. (1994): New palaeomagnetic constraints on the position of central Bohemia during Ordovician times. – *Geophys. J. Int.*, **116**: 131–140.
- THEYE, T. (1993): Neue Daten zur Metamorphose der Wippraer Zone (Ostharz). – 9. Rundgespräch „Geodynamik des Europäischen Variszikums“, 15.–16.10.1993, Abstract: 29; Wernigerode/Harz.
- THEYE, T. & SIEDEL, H. (1993): Chloritoid, carpholite and sudoite in very low-grade metamorphic rocks of the Wippra Metamorphic Zone (Harz, Germany). – *N. Jb. Miner. Mh.*, 1993: 73–96; Stuttgart.
- TORSVIK, T. H., SMETHURST, M. A., VAN DER VOO, R., TRENCH, A., ABRAHAMSEN, N., & HALVORSEN, E. (1992): Baltica. A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications. – *Earth-Science Reviews*, **33**: 133–152.
- VAN DER VOO, R. (1988): Palaeozoic palaeogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of palaeomagnetism with palaeoclimatology and biogeographical patterns. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**: 311–324; Boulder.
- VELDE, B. (1965): Phengit micas: Synthesis, stability and natural occurrence. – *Am. J. Sci.*, **263**: 886–913.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of

- quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Levetina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. - *Schweiz. mineral. petrol. Mitt.*, **56**: 641-647; Zürich.
- WACHENDORF, H., GANSSLOSER, M. & VIBRANS, E. (1993): Geochemische Daten der Harzer Metabasalte. - 9. Rundgespräch „Geodynamik des Europäischen Varizikums“, 15.-16.10. 1993, Abstract: 31; Wernigerode/Harz.
- WAGNER, W. & MICHELS, F. (1930): *Geol. Kt. Hessen 1:25000*, Bl. 6013 Bingen-Rüdesheim; Darmstadt.
- WALLISER, O. H. & ALBERTI, H. (1983): Flysch, olistostromes and nappes in the Harz Mountains. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 145-169; Berlin (Springer).
- WEBER, K. (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschichteten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *Geol. Jb.*, **94/D15**: 3-98; Hannover.
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenohercynikum - Abbild einer variszischen Subfluenz. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 249-281; Hannover.
- WEBER, K. (1980): Anzeichen abnormal hoher Porenlösungsdrucke am Beginn der Faltung im Rheinischen Schiefergebirge. - *Z. dt. geol. Ges.*, **131**: 605-625; Hannover.
- WEBER, K. (1986): The Mid-European Variscides in terms of allochthonous terrains. - In: FREEMAN, R., MÜLLER, S. & GIESE, P. (Hrsg.): *Proc. 3rd Workshop EGT: The central segment*: 73-81; Europ. Sci. Found., Strasbourg.
- WEBER, K. & BEHR, H. J. (1983): Geodynamic interpretation of the Mid-European Variscides. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 427-469; Berlin (Springer).
- WEDEPOHL, K. H., MEYER, K. & MUECKE, G. K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian belt of Northwest Germany. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*: 231-256; Berlin (Springer).
- WEISS, B. (1993): Geologische Kartierung, Strukturgeologie und Bilanzierung eines Profils der Soonwaldeinheit bei Bingerbrück. - Unveröff. Dipl.-Arb., 116 S.; Univ. Würzburg.
- WELZEL, B. (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskovititen für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **49**: 61 S.; Göttingen.
- 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**: 1-61; Göttingen.
- WERNER, C. D. (1984): Diabases in the Lower Harz. - In: *Guidebook of excursion, PC IX, SC 3*: 71-77.
- WERNICKE, B. & BURCHFIELD, B. C. (1982): *Modes of extensional tectonics*. - *J. Struct. Geol.*, **4**: 105-115; Oxford.
- WILLIAMS, P. F., MEANS, W. D. & HOBBS, B. E. (1977): Development of axial-plane slaty cleavage and schistosity in experimental and natural materials. - *Tectonophysics*, **42**: 139-158; Amsterdam.
- WILLNER, A. P., MASSONNE, H.-J. & KROHE, A. (1991): Tectono-thermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: the Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. - *Geol. Rundsch.*, **80**: 369-389; Stuttgart.
- WINTERFELD, C.V. (1994): Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie in der Nordeifel - Ein quantitatives Modell (Profilbilanzierung und Strain-Analyse im linksrheinischen Schiefergebirge). - *Aachener Geowiss. Beitr.*, **2**: 320 S.; Aachen.
- WINTERFELD, C.V., DITTMAR, U., MEYER, W., ONCKEN, O., SCHIEVENBUSCH, T. & WALTER, R. (1994): Krustenstruktur des Rhenohercynischen Falten- und Überschiebungsgürtels. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **Sb1**: 182-184; Göttingen.
- WIRTH, H. (1957): Beitrag zur Geologie des Vordertaunus im Gebiet von Eppenhain. - Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Frankfurt a. M.
- WIRTH, H. (1960): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 146-166; Wiesbaden.
- WITIG, R. (1974): Tiefoberdevonische Grauwacken unter der Hessischen Senke. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 45-57; Wiesbaden.
- WITZKE, B. J. & HECKEL, P. H. (1988): Palaeoclimatic indicators and inferred Devonian Palaeolatitudes of Euramerica. - *Canad. Soc. Petr. Geol. Mem.*, **14**: 49-63; Calgary.
- WOOD, D. S. (1974): Current views of the development of slaty cleavage. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **2**: 369-401; Palo Alto.
- WOODWARD, N. B., GRAY, D. R. & SPEARS, D. B. (1986): Including strain data in balanced cross-sections. - *J. Struct. Geol.*, **8**: 313-324; Oxford.
- WOODWARD, N. B., BOYER, S. E. & SUPPE, J. (1989): *Balanced geological cross-sections: an essential technique in geological research and exploration*. - Short course in geology, Vol. 6: 132 S., Am. Geophys. Union; Washington.
- ZIEGLER, P. A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - *Tectonophysics*, **126**: 303-328; Amsterdam.
- ZUFFA, G. G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. - *J. Sed. Petrol.*, **50**: 21-29; Tulsa.

12. Verwendete Computerprogramme

AUTOCAD 10.0, (c) Autodesk Inc. (1989)
AUTOTEK 4.0, (c) A. Peterek, Geologisches Institut; Univ. Erlangen (1992)
ELPRO, (c) T. KLÜGEL (1993)
FRAMEWORK III, (c) Ashton-Tate (1988)
HYPOPAOR, (c) H.-M. Braun, Geologisches Institut; Univ. Frankfurt (1989)
INSTRAIN 2.5, (c) E. Erslev, Colorado State University (1989)
MEANDIST, (c) T. KLÜGEL (1994)
PROFIL 1.6, (c) A. KLÜGEL, GEOMAR Kiel (1995)
QUATTRO PRO 3.0, (c) Borland Int. Inc. (1991)
STRAIN, (c) C. v. Winterfeld, Geologisches Institut, RWTH Aachen (1991)
WORD 5.5, (c) Microsoft Corp. (1991)

Manuskript eingegangen am 8. 11. 1995, angenommen am 20. 12. 1995

13. Anhang A: Datentabellen

| | |
|------------------|---|
| Tabelle 1 (a-e): | Aufschlüsse und Gefügedaten |
| Tabelle 2: | Finiter Strain |
| Tabelle 3: | 3D-Strain, Kenngrößen, Korrekturfaktoren |
| Tabelle 4: | B_3 -Verformung |
| Tabelle 5: | Verformungsinkremente |
| Tabelle 6: | Deformationsalter, Illit-Kristallinitäten |
| Tabelle 7: | Detritusalter |
| Tabelle 8: | Detritusanalysen |
| Tabelle 9 (a-f): | Mikrosondenanalysen |

Tab. 1. Aufschlüsse und Gefügedaten

(n) Anzahl der Meßwerte; n: normale, i: inverse Lagerung

Tab. 1a. Aufschlüsse und Gefügedaten im Bereich der Profiltraverse A

Wi: Bl. 5915 Wiesbaden, E: Bl. 5914 Eltville. Daten aus SCHÄFER (1993) (W...B...S...), KÄFER (1994) (q...x...) und eigene Daten

| Aufschluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Störung | |
|-----------|----------|----------|-----------------------------|------------|-----------|-----------|------------------------|-----------|-----------|-----------|--------------------|--------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | Ls | S3 | B3/Delta3 | | | Fläche | Linear |
| W1 | 36815 | 48013 | | 295/40 | | | | 240/40 | | | | |
| W2 | 36986 | 47704 | | 195/40 | | | | 240/54 | | | | |
| W3 | 37020 | 47629 | | 306/84 | | | | 235/40 | | 228/42 | | |
| W4 | 37127 | 47431 | | 292/65 | | | | 225/43 | | 214/45 | | |
| W5 | 37152 | 46792 | | 314/70 | | | | 148/65 | | | | |
| W6 | 37135 | 46891 | | 305/70 | | | | 245/48 | | 222/33 | | |
| W7 | 37137 | 47022 | | 303/70 | | | | 243/38 | | | | |
| W8 | 37213 | 46938 | | 308/87 | | | | 242/35 | | 234/53 | | |
| W10 | 36566 | 48281 | | 170/75 | | | | 260/35 | | 245/30 | | |
| W12 | 37163 | 46737 | | 325/80 | | | | 140/45 | | | | |
| W13 | 37147 | 47100 | | 315/89 | | | | | | | | |
| W14 | 37515 | 46738 | | 328/62 | | | | 232/23 | | | | |
| W15 | 37015 | 46408 | | 160/67 | | | | 295/49 | | 221/28 | | |
| W16 | 36862 | 47447 | | 275/50 | | | | 229/50 | | | | |
| W17 | 36818 | 47531 | | 315/85 | | | | | | 221/23 | | |
| W18 | 36644 | 37824 | | 305/84 | | | | 231/32 | | 223/30 | | |
| W20 | 36391 | 48097 | | 311/76 | | | | 210/33 | | 225/20 | | |
| W21 | 36469 | 48003 | | 317/89 | | | | 234/31 | | 230/30 | | |
| W22 | 36504 | 47974 | 147/54 | n 350/85 | | 230/30 | | 226/25 | | 230/24 | | |
| W23 | 36319 | 48111 | | | | | | 226/40 | | 216/10 | | |
| W24 | 36224 | 48323 | | 271/35 | | | | 231/50 | | | | |
| W25 | 36220 | 48432 | | 282/35 | | | | 234/26 | | 228/17 | | |
| W26 | 36236 | 48528 | | 165/44 | | | | | | | | |
| W27 | 36305 | 48281 | | 317/40 | | | | 230/30 | | | | |
| W28 | 36339 | 48301 | | 287/30 | | | | 227/21 | | 235/26 | | |
| W29 | 36362 | 48252 | | 318/78 | | | | 230/31 | | 242/26 | | |
| W30 | 36418 | 48150 | | | | | | 230/24 | | | | |
| W31 | 36274 | 48746 | | 312/52 | | | | 200/25 | | | | |
| W32 | 36336 | 49500 | 324/65 | | | | | 295/25 | | 238/00 | | |
| W33 | 36900 | 46400 | | 296/88 | | | | 230/26 | | | | |
| W34 | 35833 | 48817 | | 275/27 | | | | | | | | |
| B1 | 35811 | 47822 | | 150/85 | | | | 230/32 | | | | |
| B2 | 36218 | 47565 | | 315/70 | | | | 230/40 | | | | |
| B3 | 36180 | 47636 | | | | | | 200/35 | | | | |
| B4 | 35865 | 47709 | | 160/78 | | | | 200/15 | | 250/40 | | |
| B5 | 35837 | 47766 | | 268/41 | | | | 197/45 | | | | |
| B6 | 35766 | 47875 | | 293/40 | | | | 186/45 | | 257/32 | | |
| B7 | 35735 | 47927 | | 268/25 | | | | 205/40 | | | | |
| B8 | 35712 | 47977 | | 235/30 | | | | 190/40 | | 233/35 | | |
| B9 | 35742 | 48053 | | 305/55 | | | | 200/30 | | 245/25 | | |
| B10 | 35677 | 46945 | | 315/70 | | | | 228/45 | | 235/50 | | |
| B11 | 35717 | 46894 | | | | | | 215/45 | | | | |
| B12 | 35436 | 47264 | | 145/80 | | | | 251/40 | | | | |
| B13 | 35621 | 47046 | | 333/80 | | | | 230/35 | | 230/40 | | |
| B14 | 35556 | 46648 | | 307/64 | | | | | | 217/40 | | |
| B15 | 35624 | 46642 | | 304/66 | | | | | | | | |
| B16 | 35724 | 46785 | | 324/84 | | | | 231/42 | | | | |
| B17 | 35937 | 47195 | | 301/64 | | 213/20 | | 209/35 | | 213/21 | | |
| B18 | 36067 | 47195 | | 314/61 | | | | 215/25 | | 221/29 | | |
| B19 | 36050 | 47410 | | 304/76 | | | | 212/37 | | | | |
| B20 | 36038 | 47362 | | 320/82 | | 224/30 | | | | 243/41 | | |
| B21 | 35810 | 47915 | | 308/65 | | | | 200/32 | | 236/30 | | |
| B22 | 35864 | 47845 | | 319/65 | | | | 210/35 | | | | |
| B23 | 35616 | 48095 | | 269/24 | | | | 217/35 | | | | |
| B24 | 35510 | 48177 | 325/41 | 337/51 | | | | 215/30 | | | | |
| S1 | 34689 | 46967 | | 300/30 | | 260/20 | | | | | | |
| S2 | 34574 | 47082 | | 315/51 | | 330/50 | | | | | | |
| S3 | 34541 | 47124 | | 313/60 | | 245/25 | | | | | | |
| S4 | 35544 | 45741 | | 328/88 | | | | 220/35 | | 245/25 | | |
| S5 | 35291 | 46572 | | 197/72 | | | | 256/30 | | 242/28 | | |
| S6 | 35329 | 46509 | | 130/72 | | | | | | 210/34 | | |
| S7 | 35503 | 46556 | | 288/69 | | | | 229/38 | | 211/35 | | |
| S8 | 35248 | 46257 | | 307/60 | | | | | | | | |
| S9 | 36376 | 46374 | | 290/75 | | | | 229/58 | | 208/50 | | |
| S10 | 36415 | 46270 | | 257/45 | | | | 217/55 | | 255/40 | | |
| S11 | 35377 | 46106 | | 304/70 | | | | 215/35 | | 250/25 | | |
| S12 | 34766 | 47114 | | 285/50 | | | | 185/30 | | 234/21 | | |
| S13 | 34652 | 47049 | | 278/60 | | | | | | | | |
| S14 | 35233 | 46714 | | 300/76 | | 230/38 | | | | 242/38 | | |
| Me1 | 36471 | 49640 | | 324/30 | | | | | | | | |
| Me1 | 36467 | 49680 | | 324/50 | | | | | | | | |
| Me1 | 36481 | 49745 | | 324/43 | | | | | | | | |
| Wi1 | 41899 | 49258 | | 350/75(1) | | | | | | 255/30(1) | | |
| Wi2 | 41789 | 49902 | | 226/36(9) | | | | | | 232/35(3) | | |
| Wi3 | 40828 | 50605 | | 174/53(6) | | | | 246/38(2) | | 232/35(4) | | |
| Wi4 | 40473 | 50156 | | 158/62(7) | | | | 296/22(2) | | 237/18(4) | | |
| Wi5 | 40616 | 47946 | | 146/82(13) | | | | 152/34(6) | | 232/16(6) | | |
| E1 | 36340 | 49470 | | 318/65(7) | | | | | | 226/04(5) | | |
| E2 | 36490 | 49820 | | 324/46(11) | | 256/20(9) | | | | | | |
| E3 | 38188 | 50245 | | 318/70(7) | | 250/54(5) | | | | | | |
| E4 | 38725 | 48125 | | 329/85(10) | | | | 256/36(4) | | 242/26(2) | | |
| E5 | 39931 | 50315 | | 178/58(16) | | 244/32(7) | | | | 245/28(3) | | |

Tab. 1a. Fortsetzung

| Aufschluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Fläche | Störung Linear |
|-----------|----------|----------|-----------------------------|---------------|------------|-----------|------------------------|-----------|-----------|------------|----------------------|-------------------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | Ls | S3 | B3/Delta3 | | | | |
| E6 | 40202 | 50256 | | 188/48(10) | | 242/32(3) | | 242/32 | 350/80(2) | | | |
| E7 | 38950 | 49350 | | S1 330/76(4) | | | 250/26(10) | 237/26(2) | | | | |
| | | | | S2 312/62(16) | 250/36(4) | | | | | | | |
| E8 | 40075 | 48125 | | 321/86(13) | | | 206/30(4) | 232/16(5) | | | | |
| E9 | 33590 | 46640 | | 312/56(9) | | 246/30(7) | | | | | | |
| E10 | 34670 | 46980 | | 285/30(12) | | 257/28(7) | | | | | | |
| E11 | 32010 | 45310 | | 316/64(1) | | | | | | | 226/03 | |
| E12 | 30290 | 44960 | | 310/50(1) | | | | | | | | |
| q1 | 35399 | 53059 | 155/89 | n 341/64(4) | | | 284/16(7) | 016/09(1) | | | | |
| q1' | 35399 | 53026 | 305/89(1) | i 328/80 | | | | | | | | |
| q1'' | 35418 | 52993 | 307/89(3) | i | 253/23 | | 250/17(1) | 240/12(1) | | | | |
| q2 | 35097 | 53406 | 320/20(1) | | | | 256/10(5) | 261/04(3) | | | | |
| q3 | 35450 | 53773 | 332/50 | n | | | 308/16(2) | 249/03(1) | | | | |
| q5 | 35451 | 53257 | 161/69(3) | | 329/54(10) | 247/11 | 252/05(2) | 064/05(2) | | | | |
| q6 | 36001 | 53159 | 322/83(1) | | | | | | | | | |
| q7 | 35727 | 52705 | 327/62(2) | | 320/45(1) | | | | | | | |
| q8 | 35507 | 52630 | 321/42(1) | | | | | | | | | |
| q9SE | 35892 | 52446 | 322/77(2) | i | 311/66(2) | 237/20 | 147/54(3) | | | | | |
| q9NW | 35874 | 52481 | 308/48(3) | n | | | | | | | | |
| q11 | 35935 | 52535 | 306/58 | | | | | | | | | |
| q12 | 35922 | 52564 | 135/87(1) | n | 310/65(1) | 224/23 | 152/56(1) | 226/02(1) | | 270/87(1) | 185/29(1) | |
| q13 | 35888 | 52586 | 300/39(1) | n | 305/55(1) | 223/11 | | | | | | |
| q13' | 35864 | 52625 | 341/58(1) | | | | | | | | | |
| q14 | 35730 | 52385 | 320/62(1) | | 225/10 | | | | | | | |
| q14SE | 35864 | 52465 | 322/77(17) | i | 311/66(2) | 237/20 | 135/50(2) | | | | | |
| q14NW | 35874 | 52481 | 308/48(11) | n | | | | | | | | |
| q15 | 36052 | 51782 | 150/86(4) | n | 324/71(1) | | | | | 287/83(1) | 203/48(1) | |
| q16S | 35866 | 51971 | 322/77(5) | i | 347/30(3) | | 151/63(3) | 245/02(1) | | | | |
| q17 | 35394 | 51966 | 340/80(2) | | | | | | | | | |
| q18 | 37398 | 53001 | 333/55 | | | | | | | | | |
| q20 | 37172 | 53435 | 155/71(4) | | 333/62(4) | | 310/18(2) | | | | | |
| x4' | 36251 | 51009 | 163/72(10) | | | | 153/29(1) | | | | | |
| x5o | 36394 | 50892 | 159/62(12) | n | 333/62(1) | | | | | 172/65 | 246/40 | |
| x^5 | 36346 | 50972 | 159/62(5) | n | | | | | 100/79(1) | | | |
| x7 | 36433 | 50743 | 164/29(20) | | 160/78(1) | | | 240/18 | | | | |
| x8 | 36621 | 50571 | 334/78(3) | i | 325/64(5) | | | 246/20(5) | | | | |
| x9S | 36238 | 51222 | 305/52(31) | n | 305/85(2) | | 305/68(2) | | | 142/40 | 148/29 | |
| x9N | 36241 | 51282 | 186/66(40) | n | | 243/27 | | | | 187/60 | 133/69 | |
| x10 | 36045 | 49895 | 321/72(28) | | | | | | | 310/62 | 325/66 | |
| x10' | 36190 | 49863 | 305/68(5) | | | | | 215/23(2) | | | | |
| x11 | 36226 | 49678 | 327/51(20) | i | 321/33(4) | | 319/28(1) | 270/21(2) | | 240/65(1) | | |
| x^11 | 36230 | 49629 | 303/45(21) | | | | | 285/20(1) | | 340/83(1) | | |
| x14 | 36798 | 50116 | 313/55(5) | i | 320/53(1) | | 242/34(2) | | | 355/40 | 227/53(1) | |
| x16 | 36733 | 50130 | 309/56(4) | | | 217/10(3) | 297/25(1) | 228/32(2) | | | 205/19(1) | |
| x18 | 36583 | 50140 | 318/68(3) | i | 320/68 | | | 015/20(1) | | | | |
| x19 | 36443 | 50378 | 321/54(38) | | 276/51(8) | 260/01(1) | | 247/20(3) | | 015/60(19) | 327/55(2) | |
| | | | | | | | | | | 290/82(2) | 050/05(2) | |
| x22 | 36193 | 50984 | 159/75(26) | | | | 169/29(2) | 247/15(1) | | | 203/30(2) | |
| x23 | 36328 | 50760 | 156/69(70) | n | 323/74(21) | | 167/21(12) | 233/12(1) | | 320/76 | 240/35 | |
| x24 | 36513 | 50507 | 328/57(5) | | | 028/57(1) | | | | | | |
| x26 | 36535 | 50462 | 306/56(2) | | | 336/57(2) | 160/15(2) | 087/14(1) | | | | |
| x27 | 36428 | 50574 | 158/65 | | | | 256/29(5) | 225/20(1) | | 290/55(1) | | |
| x28 | 36441 | 50552 | 338/82 | i | 325/70(5) | 247/25 | | | | 010/60(1) | | |
| x29 | 36449 | 50536 | 158/70 | n | | | | | | | | |
| x30 | 36461 | 50513 | 338/80 | | 147/74(2) | | | | | | | |
| x32 | 36530 | 50331 | 319/63(1) | i | 319/60 | | | | | | | |
| x33 | 36283 | 50347 | 313/58(4) | i | | | | 237/13(3) | | 340/30 | 030/15 | |
| x34 | 36285 | 50323 | 324/62(3) | | | 346/59(1) | | | | | | |
| x35 | 36289 | 50299 | 307/77(6) | | | | | 212/18(4) | | 252/46(3) | | |
| x35' | 36305 | 50201 | 302/62(4) | | 300/59(1) | | | 212/08(1) | | | | |
| x^35 | 36302 | 50232 | 286/53(4) | | | | | | | | | |
| x36 | 36248 | 50395 | 323/66(16) | i | 314/64(1) | | 265/24(1) | 246/16(1) | | | | |
| x37 | 36011 | 50914 | 157/76(9) | | | | 205/14(1) | 257/03(1) | | 342/66(1) | 249/01(1) | |
| x38 | 35971 | 50819 | 144/66(29) | | 144/66 | | | 188/03(2) | | 164/61(1) | 218/39(1) | |
| x39 | 35807 | 51074 | 326/71(4) | | | | 173/09(2) | 245/14(7) | | 148/78(1) | 086/47(1) | |
| x41 | 35849 | 51011 | 164/65(23) | | 330/90(1) | | | | | | | |
| x42 | 35795 | 50753 | 313/52(3) | | 227/40(1) | | 156/59(1) | 240/14(1) | | | | |
| x42S | 35795 | 50736 | 342/86 | n | | | | | | | | |
| x42N | 35787 | 50768 | 159/69(31) | n | | | | | | | | |
| x43 | 36103 | 49677 | 298/41(7) | i | 316/37 | | 214/18(1) | 244/18(1) | | 010/37(1) | | |
| x44 | 36075 | 49552 | 300/59 | | 315/60 | | 205/02(1) | 300/59(5) | | 252/30(1) | | |
| x47 | 36503 | 49861 | 308/37(6) | | | | 207/03(1) | 308/37(6) | | | | |
| x49 | 36518 | 49969 | 295/40(1) | n | | | | 230/08(1) | | | | |
| x^50 | 36538 | 50061 | 310/50(2) | | | | | 230/02(1) | | | | |
| x52 | 36179 | 51235 | 328/67(3) | | 225/25(1) | 235/45(1) | | 063/04(2) | | | | |
| x52' | 36099 | 51151 | 153/85(1) | | | | | | | | | |
| x53S | 36099 | 51500 | 336/66(5) | i | 321/55(4) | | 150/58(1) | 064/04(1) | | | | |
| x53N | 36078 | 51587 | 332/77(5) | | 355/75(2) | | | 066/02(1) | | | | |
| x54 | 34871 | 51200 | 127/72(1) | | | | | | | | | |
| x55 | 35767 | 51426 | 155/87(1) | | | | | | | 350/41(1) | | |
| x56 | 35815 | 51367 | 331/78(3) | | 335/70(1) | | | | | | | |
| x58 | 36411 | 50681 | 157/72(4) | | 315/75(3) | | | | | | | |
| x59 | 36812 | 51621 | 162/77(3) | | | | | | | | | |
| x62 | 35382 | 49797 | 319/67(4) | i | 330/40(2) | | | | | | | |

Tab. 1b. Aufschlüsse und Gefügedaten im Bereich der Profiltraverse B

WSE, WNE, WSW: Bl. 5815 Wehen SO, NO, SW; KSW: Bl. 5816 Königstein SW; H: Bl. 5916 Hochheim;
 Wi: Bl. 5915 Wiesbaden

| Auf- schluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Fläche | Störung Linear |
|----------------|----------|----------|-----------------------------|------------|------------|-----------|------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|-------------------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | LS | S3 | B3/Delta3 | | | | |
| WSE1 | 51150 | 54550 | | 134/88(4) | | | | 225/08(3) | | | | |
| WSE2 | 48088 | 55195 | | 307/60 | | 027/20(3) | | | | | | |
| WSE3 | 47843 | 55600 | 351/66(12) | | | | 313/38(18) | 278/32(3) | | | 358/77(1) | 276/22(1) |
| WSE4 | 47810 | 55866 | 342/80(19) | i | | | 302/40(9) | 260/32(2) | | | | |
| WSE5 | 47835 | 56057 | 333/84(11) | | | | 313/35(7) | 246/14(2) | | | | |
| WSE6 | 46838 | 56615 | 170/89(13) | n | | | 312/33(1) | 260/20(2) | | 065/15(2) | | |
| WSE7 | 47216 | 56661 | 342/66(12) | i | | | 320/40(3) | 264/22(3) | | 298/50(1) | 350/62(2) | 056/35(3) |
| WSE8 | 47178 | 56840 | 156/86(11) | n | | | | | | | 148/85(3) | 065/21(3) |
| WSE9 | 48358 | 56981 | 194/33(7) | n | | | | | | | | |
| WSE10 | 48451 | 56961 | 329/38(5) | n | | | | | | | | |
| WSE11 | 49511 | 57092 | 150/54(6) | | | | | | | | | |
| WSE12 | 47941 | 56012 | 332/62(9) | n | | | 320/40(9) | 254/18(3) | | | | |
| WSE13 | 50411 | 56189 | | 300/60 | | | | | | | | |
| WSE14 | 50372 | 56283 | 315/40 | | | | | | | | | |
| WSE15 | 49633 | 55601 | | 320/84 | | | | | | | | |
| WSE16 | 49255 | 55921 | 123/82(23) | | | | 337/25(3) | 036/14(2) | | | | |
| WSE17 | 49356 | 55910 | | | | | 292/42(6) | 042/00(2) | | | | |
| WSE18a | 49855 | 54475 | | 320/52(8) | | | | 045/10(3) | | | | |
| WSE18b | 49860 | 54451 | | 302/58(4) | | 024/27(4) | | | | | | |
| WSE19 | 48835 | 54120 | | 319/55(12) | | | | | | | | |
| WSE20 | 48956 | 54046 | | 314/64(11) | | | | | | | | |
| WSE21 | 49454 | 54472 | | 315/65(6) | | | | 225/02(4) | | | | |
| WSE22 | 47942 | 52667 | | 330/78(10) | | | 132/28(6) | 241/17(3) | | 057/06(3) | | |
| WSE23 | 47923 | 52486 | | 323/78(11) | | | 151/14(1) | 233/03(3) | | | 051/12(2) | |
| WSE24 | 47223 | 53404 | | 324/70(13) | | | | 235/04(4) | | | 352/66(2) | |
| WSE26 | 47995 | 55359 | 316/48(5) | i | | | | | | | | |
| WSE27 | 47910 | 55966 | 330/63(1) | | | | 312/40(5) | 255/24(1) | | | | |
| WSE28 | 47867 | 55365 | | | | | 268/30(6) | | | | | |
| WSE29 | 51195 | 52480 | | 317/70(13) | | | 156/44(4) | 232/12(5) | | | | |
| WSE30 | 51353 | 52240 | | 310/60(1) | | | | | | | | |
| WSE31 | 51343 | 52136 | | 319/56(16) | | | | | | | | |
| WSE32 | 49773 | 51775 | 310/76(1) | 144/86(16) | 232/36 | | | 051/06(5) | | | | |
| WSE33 | 49920 | 52543 | | 152/84(8) | | | 167/21(2) | 062/04(2) | | | | |
| WSE34 | 48094 | 53354 | | 318/82(17) | | | 325/10(3) | 048/02(6) | | | | |
| WSE35 | 48283 | 53817 | | 308/65(1) | | | | 325/10(3) | | | | |
| WSE36 | 48543 | 54480 | | 323/82(4) | | | | 241/14 | | | | |
| WSE37 | 47687 | 52194 | | 323/82(10) | | | 290/17(2) | 234/10(4) | | | | |
| WSE38 | 49637 | 53245 | | 315/78(4) | | | | | | | | |
| WSE39 | 51193 | 53310 | | 289/58(4) | | | | | | | | |
| WSE40 | 48817 | 55199 | | 334/60(1) | | | | 240/10(1) | | | | |
| WSE41 | 49668 | 56356 | | 340/56(1) | | | | | | | | |
| WSE43 | 52056 | 53545 | | 302/70(5) | | | | | | | | |
| WSE45 | 51578 | 52999 | | 298/56(6) | | 115/88(3) | 122/45(3) | 032/02(3) | | | | |
| WSE47 | 51275 | 52212 | | 308/60(5) | | | 346/41(1) | 230/28(2) | | | | |
| WNE1 | 51820 | 61770 | 146/86(9) | | | | 113/26(2) | 230/28(2) | | | | |
| WNE2 | 50471 | 57194 | 153/76(6) | | | | 135/60 | 230/18(3) | | | | |
| WNE3 | 50235 | 57667 | 156/86(8) | n | 316/64(2) | 243/30 | | | | | | |
| WNE4 | 49926 | 58461 | | 328/58(11) | | | 304/39(5) | 244/23(4) | | | | |
| WNE5 | 49474 | 58201 | 330/84 | i | 328/74(14) | | 280/07(2) | | | | | |
| WNE6 | 49339 | 58810 | 322/40(8) | n | 322/56 | | 322/30(2) | 240/04(4) | | | | |
| WNE7 | 49381 | 59320 | 150/75(29) | n | 324/55(2) | | | 255/16(2) | | | | |
| WNE8 | 48700 | 59685 | 330/71(9) | i | 322/54(3) | | | 240/20(5) | | | | |
| WNE9 | 46990 | 57370 | 175/78(2) | n | 156/86(5) | 255/22 | | | | | | |
| WSW1 | 40540 | 51760 | | 303/50(8) | | | 278/37(2) | 242/24(1) | | | | |
| WSW2 | 44640 | 51950 | | 335/80(1) | | | 290/25(1) | 222/10(1) | | 252/38(1) | | |
| WSW3 | 44376 | 52217 | | 342/84(12) | | | 186/62(1) | 230/10(1) | | | 185/82(2) | 274/10(2) |
| WSW4 | 44625 | 54040 | 293/34(3) | | 320/46(2) | | 287/26(1) | 256/25(4) | | | | |
| WSW6 | 43990 | 54051 | 326/82(1) | i | 304/50(10) | | | 264/30(1) | | | | |
| WSW7 | 44970 | 55775 | 328/74(4) | i | 300/62 | | 341/47 | 252/36(2) | | 356/50(1) | | |
| WSW8 | 45331 | 56003 | 341/56(7) | i | | | | | | | | |
| WSW9 | 45205 | 55421 | 338/72(8) | i | 328/58(10) | 253/14(1) | | 265/18(1) | | | | |
| WSW11 | 44213 | 57261 | 156/86(15) | n | 302/72(3) | 256/14 | | | | | | |
| WSW12 | 45901 | 54657 | | 358/80(13) | | 299/42 | 282/23(2) | 244/15(3) | | | | |
| WSW13 | 45938 | 54804 | 327/66(8) | | | | 314/30(1) | 272/25(4) | | 082/61(2) | | |
| WSW14 | 46062 | 53067 | | 328/50(5) | | | 302/42(5) | 256/36(4) | | | | |
| WSW16 | 44350 | 52410 | | | | | 240/10(1) | | 354/37(2) | 026/32(1) | | |
| WSW17 | 44720 | 51750 | | 146/56(1) | | | | | | | | |
| KSW13 | 57107 | 55213 | 166/18(15) | n | | | 325/85 | 228/06 | | | | |
| KSW14 | 57095 | 55299 | 190/16(10) | n | 147/40(1) | 228/11 | | | | | | |
| KSW27 | 56917 | 54674 | 150/18(29) | n | 150/42(13) | 242/10(2) | | | | | | |
| KSW30 | 57008 | 55532 | 176/30(4) | n | 170/34(18) | | 332/53(1) | 062/04 | | | | |
| KSW33 | 56798 | 54702 | 174/25 | n | 165/30(29) | | 319/55(4) | 238/12(8) | | | | |
| KSW76 | 56991 | 54946 | | 310/50(4) | | | | 222/20(6) | | | | |
| KSW77 | 57030 | 54998 | 160/50(5) | n | 154/58(11) | | | 236/16(1) | | | | |
| KSW78 | 57006 | 55053 | 150/40(17) | | 146/50 | | 311/28(3) | 228/24(3) | | | | |
| KSW80 | 58030 | 54200 | | 152/56(17) | | | | 225/12(3) | | | | |
| KSW81 | 57925 | 54185 | 163/40(13) | n | 165/60(3) | 252/02 | 320/22(2) | 235/08(2) | | | | |
| KSW82 | 57280 | 54670 | 172/30(5) | n | 164/43(8) | | | 235/14(2) | | | | |
| KSW84a | 57020 | 55450 | | 190/20(10) | | | 327/30(3) | 244/08(2) | | | | |
| KSW84b | 57020 | 55450 | 170/44 | | 166/50(4) | | 301/59(1) | 230/16(1) | | | | |
| KSW90 | 57680 | 53730 | | 169/24(4) | | | 311/48(3) | | | | | |
| KSW91 | 58230 | 53580 | | 152/68(1) | | | | 240/08(1) | | | | |
| H1 | 52435 | 51160 | | 308/48(6) | | | | | | | | |
| H2 | 54390 | 51341 | | 145/49(3) | | | | | | | | |
| Wi6 | 52100 | 51470 | | 297/38(6) | | | | | | | | |
| BK9006 | 48580 | 51460 | | | | | | | | | | |
| BKM017 | 53495 | 52850 | | | | | | | | | | |

Tab. 1c. Aufschlüsse und Gefügedaten im Bereich der Profiltraverse C
KNW, KNE, KSW, KWE: Bl. 5816 Königstein NW, NO, SW, SO

| Aufschluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Störung | |
|-----------|----------|----------|-----------------------------|----------------|-----------|----|------------------------|------------|-----------|-----------|--------------------|--------------------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | LS | S3 | B3/Delta3 | | | Fläche | Linear |
| KSW1 | 57395 | 56611 | | 320/70(5) | | | | 338/32(4) | 033/24(2) | | | |
| KSW7 | 58209 | 57019 | | 314/70(6) | | | | 320/32(6) | 037/10(1) | | | |
| KSW9 | 57996 | 56861 | | 316/75(18) | | | | 346/40(6) | 044/14(3) | 160/41(1) | 232/15(1) | 032/48(3) |
| KSW10 | 57187 | 56307 | | 320/90(2) | | | | 05/26(1) | 052/04(2) | | | |
| KSW11 | 58108 | 56916 | | 143/65(4) | | | | | | | | |
| KSW13 | 57107 | 55213 | 166/18(15) n | | | | | 325/85 | 226/06 | | | |
| KSW18 | 57354 | 56103 | | 135/72(2) | | | | 333/53(2) | 060/04(3) | | | |
| KSW20 | 57441 | 56070 | | 150/60(10) | | | | 324/38(5) | 336/10(7) | | | |
| KSW23 | 58258 | 56299 | | 322/88(6) | | | | | 234/08(4) | | | |
| KSW22 | 57502 | 56025 | | | 255/22(1) | | | | | | | |
| KSW24 | 58211 | 56404 | | 156/60(15) | | | | 328/32(4) | 236/06(4) | | | |
| KSW26 | 57757 | 56484 | | 145/45(17) | | | | 318/34(12) | 233/09(8) | | | |
| KSW28 | 57139 | 55539 | | 222/34(5) | | | | | 224/35(1) | | | |
| KSW36 | 57669 | 54954 | | 162/40(8) | | | | 314/64(3) | 244/18(2) | | | |
| KSW37 | 57585 | 54959 | | 162/42(7) | | | | 325/46(5) | | | | |
| KSW38 | 57608 | 54911 | | | 238/24(2) | | | 325/48(2) | | | | |
| KSW39 | 57694 | 54889 | | 158/50(7) | | | | 320/36(2) | 242/08 | | | |
| KSW40 | 57707 | 54772 | | 152/66(6) | | | | 316/42(3) | 240/10(1) | | | |
| KSW41 | 57704 | 54820 | | 156/50(7) | | | | 316/38(3) | | | | |
| KSW43 | 58133 | 54884 | | 150/70(4) | 230/20(2) | | | 335/36(1) | 063/01(2) | | | |
| KSW44 | 58133 | 54847 | | 158/44(18) | | | | 324/26(4) | 240/07(2) | | 158/44 | 110/32(4) |
| KSW45 | 57675 | 55816 | | 172/45(21) | 226/30(2) | | | 320/46(3) | 243/18(2) | | | |
| KSW46 | 57920 | 55185 | | 300/20(8) | | | | 330/44(5) | 248/08(1) | | | |
| KSW47 | 57981 | 55365 | | 168/73(13) | | | | 320/48(5) | 240/15(2) | | | |
| KSW48 | 58014 | 55339 | | 158/66(10) | | | | 332/39(4) | 242/10(3) | | | |
| KSW49 | 58064 | 55489 | 160/54 | 158/62(27) | 243/10(6) | | | 329/30(6) | | | 159/55(2) | 102/38(2) |
| KSW50 | 58035 | 58035 | | 154/40(27) | | | | 325/43(2) | 234/08(2) | | | |
| KSW52 | 58251 | 55165 | | 150/55(8) | | | | | 129/21(3) | | 150/55(8) | 078/35(2) |
| KSW53 | 58097 | 55524 | | 146/35(16) | 225/05(1) | | | 318/58(2) | 224/08(1) | | | |
| KSW55 | 57844 | 55413 | | 154/40(16) | | | | 326/56(3) | 233/08(3) | | | |
| KSW56 | 57455 | 55749 | | S1: 142/33(1) | 226/25(2) | | | 326/36(8) | 240/10(5) | | | |
| | | | | S2: 156/60(32) | | | | | | | | |
| KSW58 | 57458 | 55837 | | S1: 163/51(2) | | | | | 234/16 | | | |
| | | | | S2: 154/62(11) | 230/30(3) | | | | | | | |
| KSW59 | 57502 | 57888 | | 152/65(14) | | | | 316/47(2) | 236/10(1) | | | |
| KSW60 | 57410 | 55926 | | 154/56(10) | | | | 323/30(4) | 227/10(3) | | | |
| KSW61 | 57342 | 55938 | | 148/62(9) | | | | 324/32(2) | 232/10(3) | | | |
| KSW62 | 57413 | 56009 | | 152/63(13) | | | | 328/26(1) | 236/10(4) | | | |
| KSW63a | 57347 | 56428 | | 324/70(11) | | | | 329/44(2) | 237/07(1) | | | |
| KSW63b | 57369 | 56417 | | 146/55(11) | | | | 329/26(2) | | | | |
| KSW64 | 57304 | 56268 | | 148/50(10) | | | | 314/40(1) | 230/08(1) | | | |
| KSW65 | 57190 | 56728 | | 324/80(15) | | | | 310/20(7) | 236/05(6) | | | |
| KSW66 | 57412 | 56994 | | 316/68(18) | | | | 313/20(2) | 048/02(4) | | | |
| KSW68 | 57184 | 56886 | | 318/64(10) | | | | 318/15(2) | 049/00(2) | | | |
| KSW69 | 57057 | 56790 | | 310/60(26) | | | | 312/27(5) | 044/00(4) | | | |
| KSW72 | 57781 | 54691 | | 158/42(4) | | | | | 230/08(1) | | | |
| KSW53 | 57844 | 54518 | 170/38 n | 164/45(5) | | | | 306/38(2) | 238/15(2) | | | |
| KSW74 | 58044 | 54451 | 180/25(12) n | 165/38(5) | 233/16(4) | | | 326/44(4) | 244/10(3) | | | |
| KSW75 | 57965 | 54568 | 164/38 n | 162/44(13) | | | | 328/30(4) | 240/10(5) | | | |
| KSW79 | 58140 | 54440 | 161/40 n | 158/48(14) | | | | 322/38(3) | 236/12(3) | | | |
| KSW94 | 58050 | 55175 | | 150/70(5) | | | 210/56(1) | | | | 152/53(1) | 114/49(1) |
| KSW96a | 57080 | 56060 | | | | | | | | | | |
| KSW96b | 57130 | 55760 | | 125/55(3) | | | | | | | | |
| KSW97 | 54750 | 56600 | | | | | | | | | | |
| KNW1 | 56845 | 59820 | | 326/56(10) | 022/44(1) | | 008/32 | 054/08 | | | | |
| KNW2 | 56825 | 59875 | | 323/64(8) | | | | | | | | |
| KNW3 | 56780 | 59930 | | 334/58(7) | 058/26(2) | | 350/25(1) | | | | | |
| KNW4 | 56715 | 59970 | | 330/60(3) | 045/25(2) | | | | | | | |
| KNW6 | 56632 | 59864 | | 331/65(3) | 052/20(1) | | | | | | | |
| KNW7 | 56556 | 59979 | | 320/62(4) | | | | | | | | |
| KNW9 | 56394 | 60072 | 330/68 i | 330/50(22) | | | | | | 290/64(4) | | |
| KNW10 | 56313 | 60075 | 316/66(4) i | | | | | | | | | |
| KNW11 | 56213 | 60096 | 324/80(2) | 339/55(6) | 050/26 | | | | | | | |
| KNW13 | 56484 | 59396 | | 323/70(8) | | | | | | | | |
| KNW14 | 56208 | 58749 | | 112/47(4) | | | | | 066/20(2) | | 142/43(4) | |
| KNW15 | 56359 | 58602 | | 140/75(1) | | | | | 054/08(3) | | | |
| KNW17 | 57995 | 57363 | | 315/64(15) | | | | 322/32(9) | 050/04(5) | | | |
| KNW18 | 57919 | 57298 | | 336/62(4) | | | | 318/30(3) | 248/22(1) | 280/78(7) | 352/32(4) | |
| KNW19 | 57932 | 57192 | | 130/45(7) | | | | 322/38(8) | 052/14(2) | 136/30(2) | | |
| KNW21 | 57566 | 57414 | | 326/86(8) | | | | 311/29(1) | 238/18(5) | | | |
| KNW23 | 57965 | 57272 | | 317/76(5) | | | | 342/36(3) | 045/14(4) | | | |
| KNW24 | 58048 | 57252 | | 330/74(5) | | | | 338/13(1) | 061/03(3) | | | |
| KNW27 | 57731 | 58377 | | 148/72(5) | | | | | 236/11(2) | | | |
| KNW28 | 57697 | 58410 | | 152/61(5) | | | | | 238/07(2) | | | |
| KNW29 | 57589 | 58739 | | 155/76(3) | | | | 312/40(2) | 242/05(2) | 217/68 | 267/58(1) | |
| KNW30 | 56012 | 58866 | | 332/50(16) | | | | | 052/12 | | | |
| KNW33 | 56319 | 58516 | | 142/68(8) | | | | 328/40(3) | 052/04(5) | | | |
| KNW34 | 56406 | 58326 | | 342/54(3) | | | | 354/28(1) | 063/08(1) | | | |
| KNW35 | 56542 | 58366 | | 331/68(5) | | | | | | 214/65 | 278/50(6) | |
| KNW37 | 56502 | 58309 | | 327/83(2) | | | | | | | | |
| KNW38 | 55502 | 59275 | | 147/80(7) | 238/17(3) | | | | 056/11(3) | 204/70(1) | 208/73(1) | 149/80(2) 59/07(1) |
| KNW39 | 55482 | 59376 | | 317/72(5) | | | | | 050/15(2) | 225/55(5) | 252/52 | |
| KNW41 | 55566 | 59431 | | 319/58(5) | | | | | 056/16(1) | | 360/48(1) | |
| KNW43 | 57578 | 58963 | | 322/80(9) | | | | 332/36(6) | 052/10(5) | | | |

Tab. 1c. Fortsetzung

| Aufschluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Störung | | |
|-----------|----------|----------|-----------------------------|------------|---------------|-----------|------------------------|-----------|-----------|-----------|--------------------|-----------|-----------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | LS | S3 | B3/Delta3 | | | Fläche | Linear | |
| KNW45 | 57521 | 58902 | | 326/68(8) | | | | 336/42(2) | 052/15(2) | | 296/47(2) | | |
| KNW47 | 57457 | 58818 | | 328/68(7) | | | | 331/41(2) | 053/12(1) | | 264/45(3) | | |
| KNW49 | 57223 | 59186 | | 330/70(9) | | | | 332/24(2) | 057/12(4) | | | | |
| KNW52 | 57315 | 59501 | | 328/55(11) | | | | 022/07(1) | 052/12(3) | | 298/44(1) | | |
| KNW56 | 57400 | 59267 | | 328/68(6) | | 270/53(2) | | 326/39(1) | 050/10(2) | | | | |
| KNW58 | 57043 | 59754 | | 326/62(7) | | | | | 054/06(2) | | | | |
| KNW60 | 57171 | 59529 | | 322/75(5) | | | | | 054/06(1) | | | | |
| KNW63 | 57135 | 59245 | | 326/78(23) | | | | 340/30(4) | 057/10(8) | | | | |
| KNW65 | 57032 | 59531 | | 326/78(5) | | | | | 062/10(1) | | | | |
| KNW66 | 56973 | 59622 | | 330/66(7) | | | | | | | | | |
| KNW69 | 57142 | 57535 | | 148/80(14) | | | | 316/21(5) | 238/04(3) | | | | |
| KNW70 | 57658 | 57205 | | 322/78(16) | | | | 328/20(5) | 052/06(3) | | | | |
| KNW71 | 57717 | 57155 | | 322/78(11) | | 238/16(3) | | 328/19(2) | 053/02(3) | | | | |
| KNW72 | 57717 | 57190 | | 326/72(10) | | | | 326/33(8) | 059/00(3) | | 032/32(3) | | |
| KNW73 | 57679 | 57294 | | 320/70(12) | | | | 326/16(4) | 050/04(2) | | | | |
| KNW74 | 57795 | 57285 | | 319/75(9) | | | | 322/45(6) | 050/04(4) | 310/47(1) | 030/17(3) | | |
| KNW75 | 57843 | 57449 | | 316/75(15) | | | | 312/40(4) | 228/05(3) | | | | |
| KNW77 | 55184 | 60117 | 332/78(2) | i | | | | | | | | | |
| | | | 332/78(2) | n | 332/68(6) | | | 060/08(3) | | | | | |
| KNW78 | 55174 | 60078 | 330/62(3) | n | 336/82(5) | 048/21 | | 343/50(2) | 066/05(2) | | 278/75(3) | | |
| KNW79 | 55160 | 60039 | 322/88(6) | i | | | | | | | | | |
| | | | 320/62(7) | n | 326/70(5) | 052/10(3) | | | | | | | |
| KNW80 | 55156 | 60000 | 154/85 | n | | | | | | | | | |
| | | | 337/70(8) | n | 332/84(8) | 064/12(3) | | | | 153/72(2) | | | |
| KNW80a | 55120 | 60010 | 341/83 | i | 341/63 | | | | | | | | |
| KNW80b | 55130 | 59980 | 341/61 | n | 163/83 | 072/00 | | | | | | | |
| KNW82 | 55259 | 59763 | 320/70(1) | n | 318/81(4) | | | | | 215/76(1) | 277/68(2) | | |
| KNW83 | 55311 | 59684 | 343/61(2) | n | 335/66(6) | 059/08(2) | | | | 225/76 | 292/58(4) | | |
| KNW84 | 54994 | 61860 | 137/76(39) | n | 140/88 | | | 337/36(5) | 050/10(7) | | | | |
| KNW85 | 55224 | 60543 | 329/78(10) | i | 327/72(15) | 244/15 | | 342/26(6) | 058/05(5) | | | | |
| KNW86 | 55384 | 60435 | 327/68(7) | i | 326/46(2) | 244/13 | | | | | | | |
| KNW87 | 55255 | 60645 | 322/52 | i | 318/43(7) | | | | | | | | |
| KNW88 | 55058 | 60895 | 327/72(6) | i | 320/48(11) | 242/12 | | | | | | | |
| KNW89 | 55019 | 61206 | 144/60(57) | n | 316/58(5) | 234/10(3) | | | | | 165/84(1) | | |
| KNW90 | 55001 | 61590 | 137/64(15) | | | | | 333/43(3) | 054/10 | | | | |
| KNW91 | 55010 | 61855 | 124/68(18) | n | 128/78 | | | 314/24(3) | 044/20(4) | | | | |
| KNW92 | 54540 | 62054 | 117/20(14) | | | | | | | | | 163/85(4) | 075/24(4) |
| KNW93 | 54593 | 62155 | 111/12(14) | | | 076/10 | | | | | | | |
| KNW94 | 54673 | 62252 | 162/38(17) | n | | | 349/67(4) | 349/67(4) | | | | | |
| KNW95 | 54862 | 62575 | 124/42(7) | n | 152/86(2) | 064/24(1) | | | | | | | |
| KNW96 | 55353 | 61779 | 134/68(9) | n | 320/72 | 048/10 | | | | | | | |
| KNW97 | 53567 | 62176 | 335/63(23) | n | 143/70(13) | 059/14 | | | 056/20(1) | | | | |
| KNW98 | 52950 | 62415 | 135/47(12) | | | | | | | | | | |
| KNW99 | 53351 | 62427 | 140/64(20) | n | 137/82 | | | | | | | | |
| KNW100 | 52667 | 62241 | 135/78(14) | n | 146/90(4) | | | | | | | | |
| KNW101a | 52630 | 62292 | 118/50(8) | | 135/69(2) | 056/26 | | | | | | | |
| KNW101b | 52649 | 62275 | 316/88(11) | i | | | | | | | | | |
| KNW102 | 52738 | 60766 | 143/78(14) | n | 328/80(5) | | | | | | | | |
| KNW108 | 55340 | 60297 | 149/60(16) | n | 324/68(18) | 062/18(5) | | 358/17(5) | 052/04(3) | | | | |
| KNW109 | 55493 | 60438 | 342/33(6) | n | 330/65(4) | 060/10 | | | | | | | |
| | | | 148/80(12) | n | | | | | | | | | |
| KNW110 | 55393 | 60534 | 174/60(6) | n | 330/44(10) | 254/12 | | | | | 304/45(2) | | |
| KNW111 | 55566 | 60244 | 338/74(9) | i | 349/50(6) | 064/20 | | | | | | | |
| KNW112 | 55926 | 60612 | 322/38(16) | | 325/54(4) | 240/05(2) | | | | | | | |
| | | | 332/80(7) | | | | | | | | | | |
| KNW113 | 52431 | 61076 | 146/75 | | | | | | | | | | |
| KNW114 | 56864 | 58546 | | | 323/80(19) | | | 335/36(2) | 052/12(3) | | | | |
| KNW115 | 56816 | 58696 | | | 328/78(8) | | | 344/28(3) | 058/10(1) | | | | |
| KNW116 | 56030 | 59020 | 140/52 | | 335/50(8) | | | | | | | | |
| KNW117 | 55856 | 59190 | | | 345/58(5) | | | | | | | | |
| KNW118 | 57436 | 58867 | | | 320/78(7) | | | | | | | | |
| KNW119 | 57394 | 58681 | | | 142/72(4) | | | 323/43(1) | 052/02(1) | | | | |
| KNW120 | 55340 | 59720 | | | 336/60(5) | | | 325/41(1) | | | | | |
| KNW121 | 55430 | 57680 | 318/86(3) | i | 332/66(7) | 046/30(3) | | | | | | | |
| | | | 318/71 | | | | 238/18(2) | | 046/15(6) | | 274/55(6) | | |
| | | | | | | | 344/64(3) | | | | | | |
| KNW122 | 57575 | 57750 | | | 318/80 | | | | 055/11 | | | | |
| KSE1 | 55340 | 59720 | | | 158/50(4) | | | 286/38(5) | 236/14(2) | | | | |
| KSE3 | 58628 | 56370 | | | 165/48(10) | | | 318/40(2) | 232/24(2) | | | | |
| KSE5 | 58510 | 56376 | | | 158/45 | | | | | | | | |
| KSE6 | 58371 | 55123 | | | 155/62(12) | | | 302/24(4) | 239/10(3) | | | | |
| KSE7 | 58488 | 54173 | | | 160/20(9) | | | 328/46(2) | 234/05(2) | | | | |
| KSE8 | 58451 | 53996 | 168/24 | n | 152/50 | | | 320/25 | 234/12 | | | | |
| KSE10 | 63176 | 56785 | | | 164/42(10) | | | 356/28(7) | 242/10(4) | | 064/15 | | |
| | | | | | | | | 135/80(1) | | | | | |
| KNE18 | 62976 | 57281 | | | 315/80(5) | | | | 044/10(2) | | | | |
| KNE19 | 63033 | 57167 | | | 155/60(10) | | | 352/26(7) | 072/10(4) | | | | |
| KNE28 | 61857 | 58303 | | | 160/80(9) | | | 315/30(1) | 248/12(2) | | | | |
| KNE29 | 62141 | 58016 | | | 148/80(3) | | | 316/32(2) | 236/06(1) | | | | |
| KNE30 | 61306 | 58797 | | | 152/80(5) | | | 322/63(1) | | | | | |
| | | | | | S1: 320/88(8) | 232/30(5) | | | | | | | |
| KNE32 | 61240 | 58670 | | | 140/82(5) | | | 314/36(4) | 228/03(2) | | | | |
| KNE33 | 61197 | 58411 | | | 161/64(3) | | | 326/50(3) | 245/10 | | | | |
| KNE37 | 61249 | 58875 | 344/88 | | 342/80(4) | | | 332/46(3) | 255/16(3) | | | | |
| KNE38 | 61298 | 59115 | | | 158/86(4) | | | | | | | | |
| KNE39 | 61222 | 58397 | | | 322/60(4) | | | 288/31(2) | 244/20(2) | | | | |
| KNE40 | 61306 | 59221 | | | 330/88(7) | | | 336/36(3) | 060/06(4) | | | | |

Tab. 1d. Aufschlüsse und Gefügedaten im Bereich der Profiltraverse D

KNE: Bl. 5816 Königstein NO; FW: Bl. 5817 Frankfurt a. M. West; HG: Bl. 5717 Bad Homburg v.d.H.

| Aufschluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Störung | | |
|-----------|----------|----------|-----------------------------|--------------|-----------|-----------|------------------------|------------|-----------|-----------|--------------------|-----------|-----------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | Ls | S3 | B3/Delta3 | | | Fläche | Linear | |
| KNE1 | 63860 | 61414 | 326/64 | i 326/60 | | | | 320/24(3) | 047/12 | | | | |
| KNE2 | 63689 | 61550 | | 326/62(3) | | | | | | 196/70(3) | 264/46(3) | 320/69(1) | 032/40(1) |
| KNE4 | 62720 | 61110 | 328/55 | n 324/65(3) | | | | | | | | | |
| KNE6 | 62741 | 61867 | | 328/78(12) | 035/15(1) | 282/64(4) | | 336/30(3) | 058/05(3) | 038/77(1) | 337/58(1) | 328/75(5) | 042/52(5) |
| KNE9 | 62398 | 61301 | 338/88 | i 335/73(2) | 250/17 | | | | | | | | |
| KNE11 | 64163 | 60185 | | 140/46(2) | | | | 344/52(4) | 063/12(3) | | | | |
| KNE12 | 63191 | 62126 | | 304/77(1) | | | | | | | | | |
| KNE13 | 63226 | 62081 | | 318/74(3) | | | | | 047/10(1) | | | | |
| KNE14 | 63030 | 62123 | | 320/74(3) | | | | | 048/05(2) | | | | |
| KNE15 | 64164 | 59837 | | 164/48(14) | | | | 333/68(8) | 247/07(5) | | | | |
| KNE16 | 63528 | 60126 | | 323/80(2) | | | | 325/51(4) | 335/10 | | | | |
| KNE17 | 63590 | 58859 | | 300/25(2) | | | | | | | | | |
| KNE20 | 63324 | 58871 | | 192/40(14) | | | | 338/48(4) | 262/15(4) | | | | |
| KNE21 | 63310 | 58910 | | 148/84(5) | | | | 328/44(5) | 237/05(1) | | | | |
| KNE22 | 63265 | 58953 | | 148/80(3) | | | | 327/43(10) | 236/05(3) | | | | |
| KNE23 | 63265 | 58953 | 150/82 | n 154/86(3) | | | | 328/46(6) | 242/04(3) | | | | |
| KNE25 | 63425 | 59576 | | 339/46(2) | | | | | | | | | |
| KNE26 | 63268 | 60281 | | 318/74(5) | | | | 324/54(7) | 042/10(1) | | | | |
| KNE27 | 63254 | 60205 | | 328/82(2) | | | | 316/46(3) | 046/16(1) | | | | |
| KNE35 | 61591 | 62178 | 336/85(4) | | 069/16(2) | | | 310/50(1) | 059/03(2) | | | | |
| KNE36 | 61105 | 62250 | 150/78(8) | | | | | | | | 082/36(1) | | |
| KNE42 | 62700 | 61800 | | 320/76 | | | | | | | | | |
| FW1 | 64878 | 60675 | | 150/80(2) | | | | | 230/08(1) | | | | |
| FW2 | 65758 | 60411 | 160/10 | n 146/35(9) | | | | | 056/00(1) | 045/75 | | | |
| FW3 | 65603 | 61868 | | 328/64(9) | | 250/22(1) | 322/30(2) | | 244/10(3) | | | | |
| FW4 | 64867 | 61816 | 324/83 | i 324/78(17) | | 242/26(3) | 324/08(4) | | 054/10(6) | | | | |
| FW5 | 64638 | 62127 | | 336/66(3) | | | | | | | | | |
| FW7 | 64314 | 61058 | | 324/58(8) | | | | 325/35(1) | | | | | |
| HG1 | 66040 | 62950 | | 326/63(6) | | | | | | | | | |

Tab. 1e. Aufschlüsse und Gefügedaten im Bereich der Profiltraverse E

Bl. 5717 Bad Homburg v.d.H.

| Aufschluß | R (34..) | H (55..) | Gefüge der Hauptdeformation | | | | Gefüge der Crenulation | | Skn Sx | Bkn Bx | Harnisch / Störung | |
|-----------|----------|----------|-----------------------------|-------------|-----------|-----------|------------------------|-----------|-----------|-----------|--------------------|-----------|
| | | | Ss | S1,S2 | B1/Delta1 | Ls | S3 | B3/Delta3 | | | Fläche | Linear |
| HG2 | 65400 | 66020 | 145/65(2) | n | | | | | | | | |
| HG3 | 66180 | 64960 | 140/52(2) | n | 058/10(7) | | | | | | | |
| | | | 144/75(6) | i | | | | | | | | |
| HG4 | 65870 | 65140 | 157/89(4) | n | | | | | | | | |
| HG5 | 65730 | 64850 | 148/36(4) | n | | | | | | | | |
| HG6 | 65630 | 65010 | 132/38(9) | | | 096/32(1) | | | | | | |
| HG7 | 65770 | 65450 | 157/52(7) | | 072/10(1) | | | | | | 118/56(4) | 091/38(4) |
| HG8 | 65640 | 65740 | 153/73(5) | n 342/83(1) | 064/13 | | | | | | | |
| | | | 342/71(3) | n | | | | | | | | |
| HG10 | 64650 | 68810 | 140/10 | | | | | | | | | |
| HG11 | 64760 | 68910 | 143/15 | | | | | | | | | |
| t1 | 65920 | 64960 | 348/77 | n | | | | | | | | |
| t2 | 65920 | 65080 | 348/90 | n | | | | | | | | |
| t3 | 65800 | 65420 | 162/42 | n 146/70 | 232/07 | | | | | | | |
| | | | 154/80 | i | | | | | | | | |
| t4 | 65750 | 65530 | 125/42 | n | 064/20 | | | | | | | |
| | | | 338/80 | n | | | | | | | | |
| t5 | 65720 | 65630 | 156/70 | n | 072/05 | | | | | | | |
| | | | 338/72 | n | | | | | | | | |
| t6 | 65720 | 65820 | 152/65 | n 154/70 | | | | | | | | |
| t7a | 65650 | 65830 | 332/75 | n 159/80 | 072/32 | | | | | | | |
| t7b | 65600 | 65840 | 162/58 | n 150/68 | 080/10 | | | | | | | |
| | | | 353/61 | n | | | | | | | | |
| t7c | 65580 | 65840 | 162/68 | n 162/74 | 063/18 | | | | | | | |
| | | | 135/73 | n | | | | | | | | |
| t8a | 65550 | 65860 | 138/70 | | | | | | | | | |
| | | | 317/68 | n | | | | | | | | |
| t8b | 65530 | 65870 | 164/80 | n | 064/16 | | | | | | | |
| | | | 358/90 | n | | | | | | | | |
| t9 | 65450 | 65930 | 156/78 | n | 242/08 | | | | | | | |
| | | | 163/42 | n | | | | | | | | |
| h10 | 65400 | 65940 | 152/60 | n 153/83 | 078/18 | | | | | | | |
| h11 | 62810 | 65700 | 150/60 | n | | | | | | | | |
| e12 | 63520 | 67890 | 140/30 | | | | | | | | | |

Tab. 2. Ergebnisse der quantitativen Verformungsanalyse. Aufgelistet sind die jeweils für Matrix und Objekte getrennt ermittelten Achsenverhältnisse Rs und die Orientierungen Phi der finiten Strainellipsen in verschiedenen Schnitebenen. Zur Beurteilung der Daten dienen die Qualitätsstufe Q der bearbeiteten Diagramme (++ sehr gut, + gut, 0 mäßig, - schlecht bis unbrauchbar), die Objektanzahl sowie die Homogenität der Objektverteilung d1 (nur für Matrixstrain). G = Gefüge (matrix- oder korngestützt), B = Bezugslinie (Rand des Dünnschliffs oder Schieferungsspur), TKE = Taunuskamm-Einheit

| Probe | Lok. | Gestein (Meta-) | G Obj. Anz. | d1 | B | Matrixstrain | | | Objektstrain | | | Bemerkungen (Strainmarker) | | |
|-----------|------|--------------------|----------------|----|-----|--------------|-----|------|--------------|-----|-----------------|-------------------------------|---|-----------------|
| | | | | | | Rs | Phi | Q | Rs | Phi | Q | | | |
| 901112-4 | ac | KNW 3 | Subarkose | k | 59 | 0,631 | S | 2,18 | -5 | o | 2,20 | -3 | + | |
| 901113-11 | ac | E 11 | sand. Pelit | m | 107 | 0,684 | S | 2,08 | -6 | o | 1,92 | -5 | + | |
| | bc | | (TKE) | | 327 | 0,627 | R | 2,00 | 12 | + | 1,95 | 12 | + | |
| 901122-5 | ac | KNW 122 | Rhyolith | m | 556 | 0,627 | R | 1,95 | 9 | o | 2,05 | 6 | + | |
| | bc | | | | 255 | 0,629 | S | 2,80 | -2 | + | 2,88 | -2 | + | |
| 901122-6 | ac | KNW 122 | Pelit | m | 119 | 0,599 | S | 2,18 | 8 | o | 2,58 | 3 | + | Drucklösung! |
| | bc | | | | 73 | 0,650 | S | 2,42 | -5 | o | 2,68 | -3 | + | |
| 901127-2 | xz | WSE 40 | Rhyolith | m | 121 | 0,613 | S | 2,25 | 12 | o | 2,06 | 5 | + | |
| | xy | | | | 64 | 0,694 | R | 1,36 | 61 | o | 1,29 | 55 | o | |
| 901127-3 | ac | WSE 41 | Pelit (TKE) | m | 144 | 0,623 | S | 2,32 | 6 | + | 2,12 | 0 | + | |
| 910226-1 | ac | KNW 6 | Rhyolith | m | 18 | 0,555 | R | | | - | 5,70 | -5 | + | (def. Lapilli?) |
| | xy | | | | 343 | 0,679 | R | 1,38 | 50 | o | 1,42 | 68 | o | |
| 910313-1 | xz | WSE 1 | Rhyodazit | m | 130 | 0,654 | S | 2,80 | -4 | + | 2,57 | 1 | + | |
| | xy | | | | 57 | 0,619 | R | 1,60 | 28 | o | 1,70 | 26 | o | |
| 910323-1 | bc | KSW 11 | Quarzwacke | m | 260 | 0,598 | S | 2,85 | 2 | + | 2,50 | 0 | o | |
| | xy | | | | 245 | 0,716 | R | 1,65 | -8 | + | 1,57 | -9 | + | |
| 910328-2 | xz | KSW 12 | Subarkose | k | 172 | 0,593 | S | | | - | 2,65 | 1 | + | |
| 910328-5 | xz | KNE 4 | Andesit | m | 57 | 0,697 | R | 1,60 | -10 | o | 1,30 | -6 | o | viel Feldspat |
| | xy | | | | 94 | 0,631 | R | 1,21 | 49 | o | 1,16 | 32 | - | |
| 910403-1 | ac | FW 2 | Rhyolith | m | 57 | 0,535 | S | | | - | 2,63 | 8 | + | |
| 910412-2 | ac | KNW 39 | Andesit | m | 600 | 0,655 | R | 1,47 | -3 | o | Einpunktmethode | | | (Erzkörner) |
| 910425-1 | xz | E 9 | Rhyolith | m | 96 | 0,690 | S | 2,85 | -3 | o | 2,36 | -3 | + | |
| | yz | | | | 45 | | S | | | - | 2,00 | 2 | o | (nur Quarz) |
| | yz | | | | 98 | 0,638 | S | | | - | 1,90 | -4 | + | (Quarz + Fsp) |
| | xy | | | | 157 | 0,702 | R | 1,52 | -6 | o | 1,64 | -2 | + | |
| 910504-1 | bc | KNW 27 | Rhyolith | m | 189 | 0,628 | S | 2,40 | -6 | o | 2,20 | 5 | + | |
| | xy | | | | 143 | 0,680 | R | 1,62 | -47 | o | 1,67 | -48 | o | |
| 910625-1 | ac | KSW 22 | Quarzwacke | m | 228 | 0,632 | R | 1,28 | 53 | o | 1,37 | 50 | + | |
| | bc | | | | 140 | 0,625 | S | 2,70 | 1 | o | 2,32 | 1 | o | |
| | xy | | | | 143 | 0,607 | R | 1,84 | 5 | o | 2,00 | 5 | + | |
| 910630-1 | ac | KSW 49 | arkos.Wacke | m | 110 | 0,640 | R | | | - | 1,54 | -5 | + | |
| | bc | | | | 130 | 0,529 | S | 2,78 | 2 | o | 2,40 | 2 | + | |
| 910720-2 | xz | KSW 63 | arkos.Wacke | m | 223 | 0,593 | S | 2,00 | 3 | o | 2,03 | 3 | o | |
| | yz | | | | 218 | 0,589 | R | 1,60 | -18 | o | 1,69 | -6 | + | crenuliert |
| 910720-3 | ac | KSW 65 | Pelit | m | 152 | 0,606 | S | 3,30 | 0 | ++ | 3,10 | -1 | + | Drucklösung! |
| | bc | | | | 173 | 0,557 | S | 3,00 | 1 | + | 3,26 | 0 | + | |
| 910922-3 | xz | E 12 | Rhyolith | m | 142 | 0,671 | S | 3,30 | -2 | + | 3,10 | -2 | + | |
| | yz | | | | 268 | 0,692 | S | 2,06 | -1 | + | 2,38 | -4 | + | |

Tab. 2. Fortsetzung

| Probe | Lok. | Gestein (Meta-) | G | Obj. Anz. | d1 | B | Matrixstrain | | | Objektstrain | | | Bemerkungen (Strainmarker) | |
|----------|------|--------------------|-----------------------|--------------|-----|-------|--------------|------|-----|--------------|-----------------|-----|-------------------------------|--------------------|
| | | | | | | | Rs | Phi | Q | Rs | Phi | Q | | |
| 910925-1 | ac | KSW 77 | Subarkose | k | 157 | 0,588 | S | 1,58 | -10 | o | 1,67 | -4 | + | |
| | bc | | | | 96 | 0,634 | S | 2,66 | 1 | + | 2,54 | -1 | + | |
| | xy | | | | 184 | 0,643 | R | 1,55 | -84 | o | 1,37 | -78 | + | |
| 911024-1 | ac | WSE 19 | Rhyolith | m | 113 | 0,677 | R | | | - | 1,69 | 5 | o | kaum geschief. |
| 911024-2 | ac | WSE 22 | Rhyodazit | m | 134 | 0,683 | S | 2,46 | 3 | + | 1,96 | 2 | o | |
| | bc | | | | 104 | 0,674 | R | 2,60 | 2 | o | 2,24 | 4 | + | |
| | xy | | | | 79 | 0,681 | R | | | - | 1,18 | -2 | - | |
| 911024-3 | ac | WSE 23 | Rhyodazit | m | 166 | 0,662 | S | 2,56 | 2 | + | 2,28 | -6 | + | |
| | bc | | | | 114 | 0,689 | S | 2,58 | 4 | o | 2,18 | 4 | + | |
| 920118-1 | ac | KSE 7 | Pelit | m | 94 | 0,674 | S | 1,67 | -11 | o | | | - | Drucklösung! |
| | bc | | | | 118 | 0,673 | S | 2,53 | 9 | + | 3,00 | 2 | + | |
| 920118-3 | ac | KNW 35 | Andesit | m | 103 | 0,699 | S | 2,90 | -1 | o | 2,90 | -2 | + | viel Feldspat |
| | xy | | | | 47 | 0,682 | R | 1,90 | -29 | o | 1,73 | -34 | + | |
| 920121-1 | ac | KNW 85 | sand. Pelit (TKE) | k | 491 | 0,634 | R | 2,60 | 1 | ++ | 2,58 | 1 | + | |
| | xy | | | | 288 | 0,650 | R | 1,14 | 60 | - | 1,14 | 45 | o | |
| 920121-2 | ac | KNW 83 | sand. Pelit (TKE) | m | 254 | 0,646 | S | 2,50 | -3 | o | 2,79 | 0 | + | |
| | xy | | | | 73 | 0,689 | R | 1,44 | 42 | o | 1,47 | 12 | o | |
| 920130-2 | bc | KSW 28 | qz. Pelit | m | 60 | 0,571 | S | 3,33 | 10 | o | 3,24 | 2 | ++ | viel rekrist. |
| 920130-3 | ac | KNW 31 | Rhyodazit | m | 115 | 0,593 | S | | | - | 2,44 | -1 | + | |
| | bc | | | | 117 | 0,627 | S | 2,58 | 3 | + | 2,58 | -2 | ++ | |
| 920728-3 | ac | WSE 32 | Grauwacke | m | 139 | 0,610 | S | | | - | 2,52 | 4 | ++ | |
| | xy | | | | 72 | 0,662 | R | | | - | 1,38 | -38 | o | |
| 920729-2 | ac | E 4 | arkos.Wacke | m | 136 | 0,584 | R | 1,42 | -41 | - | 1,68 | -38 | + | viel rekrist. |
| | bc | | | | 66 | 0,626 | S | | | - | 2,60 | 1 | + | |
| 920729-3 | yz | E 5 | Rhyolith | m | 114 | 0,680 | S | 1,98 | 11 | o | 1,78 | 10 | o | crenuiert |
| | xz | | | | 103 | 0,668 | S | 2,88 | 2 | + | 2,84 | 1 | + | |
| 920730-4 | ac | WSE 2 | sand. Pelit (TKE) | m | 231 | 0,628 | S | 2,50 | 2 | + | 2,82 | -2 | + | sandig peltisch |
| | ac | | | | 238 | 0,680 | S | 2,07 | 1 | o | 2,77 | -2 | + | |
| 920730-5 | ac | WSE 5 | pelit. Sdst. (TKE) | m | 336 | 0,617 | R | 1,73 | 5 | + | 1,72 | 4 | + | |
| | xy | | | | 209 | 0,652 | R | | | - | 1,25 | 4 | + | |
| 920805-3 | ac | KNE 1 | Rhyodazit | m | 151 | 0,632 | S | 2,04 | 11 | + | 1,59 | 1 | + | |
| | xy | | | | 201 | 0,705 | R | 1,61 | 24 | o | 1,65 | 22 | + | |
| 920805-6 | ac | KNE 15 | Rhyolith | m | 168 | 0,658 | R | | | - | 1,34 | 26 | o | crenuiert |
| | bc | | | | 67 | 0,612 | S | | | - | 2,28 | -5 | + | |
| 920805-8 | ac | KNE 17 | Rhyolith | m | 76 | 0,555 | S | | | - | 2,04 | 1 | o | crenuiert |
| | bc | | | | 109 | 0,636 | R | | | - | 2,65 | 5 | + | |
| 920806-1 | ac | FW 3 | Rhyolith | m | 159 | 0,694 | R | | | - | 1,10 | -40 | o | kaum geschief. |
| | bc | | | | 66 | 0,559 | S | | | - | 2,93 | -4 | + | |
| 920806-3 | yz | FW 4 | Rhyolith | m | 91 | 0,560 | S | | | - | 2,42 | 4 | + | viel rekrist. |
| | xz | | | | 76 | 0,624 | S | | | - | 3,50 | 2 | + | |
| 920806-5 | ac | HG 1 | Andesit | m | 374 | 0,700 | R | 1,26 | 4 | o | Einpunktmethode | | | kaum geschief. |
| 920808-6 | ac | KNE 19 | arkos.Wacke | m | 230 | 0,661 | S | 1,73 | 0 | o | 1,71 | -3 | o | |
| | xy | | | | 166 | 0,656 | R | 1,62 | 21 | + | 1,37 | 24 | + | |
| 920813-2 | ac | E 7 | arkos.Wacke | m | 141 | 0,645 | R | 1,78 | -58 | o | 1,85 | -53 | o | viel rekrist. |
| | bc | | | | 70 | 0,659 | S | | | - | 2,75 | 15 | + | |
| 920829-1 | ac | WSE 37 | Rhyodazit | m | 115 | 0,573 | S | | | - | 2,50 | -4 | + | (nur Quarz) |
| | ac | | | | 173 | 0,621 | S | 2,43 | 6 | o | 2,14 | -6 | + | |
| rams 250 | | | Oolith | k | 250 | 0,776 | R | 1,56 | 46 | ++ | 1,66 | 48 | + | Referenzprobe |

Tab. 3. Kenngrößen der Strainellipsoide und unter Annahme von Volumenkonstanz berechnete Folgewerte.

Alpha: Winkel zwischen der Spur der Linie und der xy-Ebene und der x-Achse; Beta: Winkel zwischen der Linie und der xy-Ebene; dLm, dLI, dLs bzw. Km, KI, Ks: Längenänderungen bzw. Korrekturfaktoren für Schichtmächtigkeiten und Schichtlängen parallel und senkrecht zur Profilebene, dL(hor): horizontale Verkürzung. Daten aus SCHÄFER (1993) (Nr. 31-33), KÄFER (1994) (Nr. 34-45) und eigene Daten

| Nr. Probe | finite Ellipsoide | | | | B3-korrigierte Ellipsoide | | | | xy-Ebene | x-Achse | Hauptextensionen | | | Alpha | Beta | Längenänderungen (%) | | | | Korrekturfaktoren | | |
|-------------|-------------------|------|------|--------|---------------------------|------|------|--------|----------|---------|------------------|-------|-------|-------|------|----------------------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| | Rxz | Ryz | Rxy | k-Wert | Rxz | Ryz | Rxy | k-Wert | | | 1+e1 | 1+e2 | 1+e3 | | | dLI | dLm | dLs | dL(hor) | KI | Km | Ks |
| 1 901122-5 | 2,80 | 2,00 | 1,40 | 0,404 | | | | | 318/75 | 51/18 | 1,577 | 1,126 | 0,563 | 70 | 0 | 16,0 | -43,7 | 49,5 | -42,2 | 0,86 | 1,78 | 0,67 |
| 2 901122-6 | 2,50 | 2,20 | 1,14 | 0,114 | 2,62 | 2,42 | 1,08 | 0,056 | 318/84 | 50/11 | 1,418 | 1,245 | 0,567 | 78 | 0 | 25,1 | -43,3 | 40,9 | -43,1 | 0,80 | 1,77 | 0,71 |
| 3 901127-2 | 2,25 | 1,65 | 1,36 | 0,550 | | | | | 334/60 | 264/31 | 1,452 | 1,067 | 0,646 | 52 | 0 | 17,4 | -45,4 | 26,2 | -28,9 | 0,85 | 1,55 | 0,79 |
| 4 910226-1 | 5,81 | 4,21 | 1,38 | 0,118 | | | | | 330/65 | 24/52 | 2,001 | 1,450 | 0,344 | 30 | 0 | 80,8 | -65,6 | 54,5 | -62,1 | 0,55 | 2,90 | 0,65 |
| 5 910313-1 | 2,80 | 1,70 | 1,65 | 0,933 | | | | | 136/88 | 225/25 | 1,666 | 1,010 | 0,594 | 65 | 0 | 7,2 | -40,6 | 45,7 | -40,5 | 0,93 | 1,68 | 0,69 |
| 6 910323-1 | 2,85 | 1,72 | 1,65 | 0,894 | 3,38 | 2,42 | 1,39 | 0,275 | 143/65 | 56/8 | 1,675 | 1,014 | 0,589 | 84 | 0 | 1,7 | -41,1 | 66,0 | -37,3 | 0,98 | 1,70 | 0,60 |
| 7 910328-5 | 1,60 | 1,33 | 1,20 | 0,600 | | | | | 326/50 | 28/29 | 1,243 | 1,035 | 0,777 | 48 | 0 | 11,4 | -22,3 | 13,6 | -12,4 | 0,90 | 1,29 | 0,88 |
| 8 910425-1 | 2,85 | 1,80 | 1,58 | 0,722 | | | | | 312/56 | 246/30 | 1,651 | 1,044 | 0,580 | 62 | 0 | 12,1 | -42,0 | 43,2 | -34,0 | 0,89 | 1,72 | 0,70 |
| 9 910504-1 | 3,14 | 1,90 | 1,65 | 0,721 | | | | | 148/72 | 213/52 | 1,730 | 1,048 | 0,551 | 33 | 0 | 40,7 | -44,9 | 16,3 | -42,5 | 0,71 | 1,81 | 0,86 |
| 10 910625-1 | 2,70 | 1,35 | 2,00 | 2,857 | 3,49 | 2,42 | 1,44 | 0,310 | 178/23 | 255/22 | 1,754 | 0,877 | 0,650 | 85 | 52 | -28,6 | -23,3 | -20,9 | -17,1 | 1,40 | 1,30 | 1,26 |
| 11 910630-1 | 2,70 | 1,54 | 1,75 | 1,395 | 3,26 | 2,25 | 1,45 | 0,360 | 158/62 | 243/10 | 1,678 | 0,958 | 0,622 | 83 | 0 | -3,7 | -37,8 | 65,3 | -33,4 | 1,04 | 1,61 | 0,61 |
| 12 910720-2 | 2,00 | 1,65 | 1,21 | 0,326 | 2,49 | 2,57 | 1,03 | 0,019 | 146/65 | 230/8 | 1,343 | 1,109 | 0,672 | 79 | 0 | 11,5 | -32,8 | 33,1 | -28,6 | 0,90 | 1,49 | 0,75 |
| 13 910922-3 | 3,20 | 2,22 | 1,44 | 0,361 | | | | | 310/52 | 310/52 | 1,664 | 1,155 | 0,520 | 13 | 0 | 62,1 | -48,0 | 17,1 | -36,0 | 0,62 | 1,92 | 0,85 |
| 14 910925-1 | 2,60 | 1,67 | 1,55 | 0,821 | | | | | 154/62 | 231/20 | 1,591 | 1,025 | 0,613 | 68 | 0 | 7,0 | -38,7 | 45,4 | -33,6 | 0,93 | 1,63 | 0,69 |
| 15 911024-2 | 2,60 | 2,40 | 1,08 | 0,060 | | | | | 330/80 | 239/2 | 1,411 | 1,305 | 0,543 | 88 | 0 | 30,5 | -45,7 | 41,1 | -45,0 | 0,77 | 1,84 | 0,71 |
| 16 920118-1 | 2,55 | 1,67 | 1,53 | 0,787 | 3,17 | 2,58 | 1,23 | 0,146 | 152/61 | 234/10 | 1,574 | 1,030 | 0,617 | 78 | 0 | 4,3 | -38,3 | 53,1 | -33,0 | 0,96 | 1,62 | 0,65 |
| 17 920118-3 | 3,47 | 1,83 | 1,90 | 1,089 | | | | | 331/70 | 21/58 | 1,875 | 0,988 | 0,540 | 24 | 0 | 56,8 | -46,0 | 5,2 | -37,7 | 0,64 | 1,85 | 0,95 |
| 18 920121-1 | 2,76 | 2,42 | 1,14 | 0,099 | | | | | 327/71 | 31/54 | 1,465 | 1,285 | 0,531 | 31 | 0 | 41,0 | -46,9 | 32,6 | -36,7 | 0,71 | 1,88 | 0,75 |
| 19 920121-2 | 3,42 | 2,36 | 1,45 | 0,331 | | | | | 335/65 | 49/32 | 1,705 | 1,176 | 0,499 | 57 | 0 | 28,0 | -50,1 | 48,0 | -45,9 | 0,78 | 2,01 | 0,68 |
| 20 920728-3 | 3,15 | 2,28 | 1,38 | 0,296 | 3,47 | 2,77 | 1,25 | 0,141 | 142/88 | 227/38 | 1,632 | 1,182 | 0,518 | 52 | 0 | 30,6 | -48,2 | 40,8 | -48,1 | 0,77 | 1,93 | 0,71 |
| 21 920729-2 | 2,60 | 1,68 | 1,55 | 0,805 | 2,82 | 1,98 | 1,43 | 0,439 | 329/88 | 242/26 | 1,591 | 1,027 | 0,612 | 64 | 0 | 9,0 | -38,8 | 41,3 | -38,8 | 0,92 | 1,63 | 0,71 |
| 22 920729-3 | 2,88 | 1,90 | 1,52 | 0,573 | | | | | 178/58 | 244/32 | 1,636 | 1,077 | 0,567 | 66 | 0 | 13,2 | -43,3 | 48,3 | -36,1 | 0,88 | 1,76 | 0,67 |
| 23 920730-5 | 2,15 | 1,72 | 1,25 | 0,348 | 2,62 | 2,57 | 1,02 | 0,013 | 333/80 | 247/27 | 1,390 | 1,112 | 0,647 | 62 | 0 | 15,9 | -35,3 | 31,1 | -34,7 | 0,86 | 1,55 | 0,76 |
| 24 920805-3 | 3,30 | 2,00 | 1,65 | 0,652 | | | | | 308/60 | 36/4 | 1,759 | 1,066 | 0,533 | 74 | 0 | 9,3 | -46,7 | 65,4 | -40,7 | 0,92 | 1,88 | 0,60 |
| 25 920805-6 | 2,28 | 1,34 | 1,70 | 2,063 | 2,64 | 2,44 | 1,12 | 0,083 | 164/48 | 247/7 | 1,571 | 0,924 | 0,689 | 89 | 0 | -7,6 | -31,1 | 57,0 | -23,0 | 1,08 | 1,45 | 0,64 |
| 26 920805-8 | 2,65 | 2,04 | 1,30 | 0,288 | 3,42 | 3,41 | 1,01 | 0,004 | 192/41 | 262/15 | 1,510 | 1,162 | 0,570 | 81 | 0 | 16,8 | -43,0 | 49,8 | -24,3 | 0,86 | 1,76 | 0,67 |
| 27 920806-1 | 2,65 | 1,10 | 2,41 | 14,100 | 3,86 | 2,34 | 1,65 | 0,485 | 148/80 | 250/22 | 1,855 | 0,770 | 0,700 | 70 | 36 | -23,4 | -26,7 | -0,1 | -29,7 | 1,30 | 1,36 | 1,00 |
| 28 920806-3 | 3,50 | 2,42 | 1,45 | 0,314 | 3,63 | 2,60 | 1,40 | 0,250 | 324/82 | 240/26 | 1,718 | 1,186 | 0,491 | 64 | 0 | 25,1 | -50,9 | 56,1 | -50,5 | 0,80 | 2,04 | 0,64 |
| 29 920808-6 | 2,63 | 1,64 | 1,60 | 0,931 | | | | | 155/58 | 235/17 | 1,614 | 1,008 | 0,614 | 73 | 0 | 3,6 | -38,6 | 51,6 | -32,1 | 0,97 | 1,63 | 0,66 |
| 30 920813-2 | 2,75 | 1,82 | 1,51 | 0,623 | 3,29 | 2,61 | 1,26 | 0,161 | 312/81 | 237/26 | 1,607 | 1,064 | 0,585 | 65 | 0 | 12,2 | -41,5 | 45,0 | -41,0 | 0,89 | 1,71 | 0,69 |
| 31 W 30-1 | 2,38 | 1,70 | 1,40 | 0,571 | | | | | 318/78 | 235/24 | 1,494 | 1,067 | 0,628 | 68 | 0 | 10,6 | -37,2 | 40,2 | -36,3 | 0,90 | 1,59 | 0,71 |
| 32 B 1-1 | 1,82 | 1,30 | 1,40 | 1,330 | 2,29 | 2,06 | 1,11 | 0,104 | 150/85 | 238/30 | 1,366 | 0,976 | 0,750 | 60 | 0 | 4,1 | -25,0 | 22,7 | -24,8 | 0,96 | 1,33 | 0,82 |
| 33 S 2-1 | 2,85 | 1,90 | 1,50 | 0,556 | | | | | 315/55 | 282/50 | 1,623 | 1,082 | 0,569 | 29 | 0 | 42,7 | -43,1 | 16,0 | -33,0 | 0,70 | 1,76 | 0,86 |
| 34 X 39-3 | 2,20 | 1,79 | 1,12 | 0,152 | | | | | 320/78 | 232/8 | 1,351 | 1,169 | 0,633 | 84 | 0 | 17,1 | -36,7 | 34,8 | -35,7 | 0,85 | 1,58 | 0,74 |
| 35 X 53-1 | 1,80 | 1,23 | 1,47 | 2,043 | | | | | 321/55 | 242/16 | 1,383 | 0,942 | 0,767 | 76 | 19 | -7,0 | -21,8 | 21,4 | -18,3 | 1,07 | 1,28 | 0,82 |
| 36 X 23-2 | 2,60 | 2,20 | 1,18 | 0,150 | | | | | 318/73 | 229/5 | 1,453 | 1,231 | 0,559 | 88 | 41 | -24,5 | -31,1 | -22,1 | -42,1 | 1,32 | 1,45 | 1,28 |
| 37 Q 9 | 1,63 | 1,34 | 1,22 | 0,647 | | | | | 311/66 | 40/6 | 1,258 | 1,032 | 0,771 | 76 | 62 | -18,8 | -4,2 | -17,1 | -19,9 | 1,23 | 1,04 | 1,21 |
| 38 X 52-3 | 2,79 | 2,23 | 1,25 | 0,203 | | | | | 328/67 | 249/25 | 1,516 | 1,213 | 0,544 | 64 | 31 | -14,3 | -38,6 | -10,6 | -41,9 | 1,17 | 1,63 | 1,12 |
| 39 X 8-1 | 1,52 | 1,37 | 1,11 | 0,297 | | | | | 325/64 | 328/64 | 1,190 | 1,073 | 0,783 | 1 | 16 | 13,5 | -19,9 | 3,9 | -17,0 | 0,88 | 1,25 | 0,96 |
| 40 X 62-1 | 1,43 | 1,34 | 1,07 | 0,206 | | | | | 330/40 | 330/40 | 1,152 | 1,078 | 0,805 | 0 | 30 | 2,6 | -13,8 | -1,5 | -3,7 | 0,97 | 1,16 | 1,02 |
| 41 X 29-2 | 1,81 | 1,56 | 1,16 | 0,286 | | | | | 143/68 | 226/18 | 1,280 | 1,104 | 0,708 | 68 | 0 | 12,4 | -29,2 | 25,1 | -26,0 | 0,89 | 1,41 | 0,80 |
| 42 X 11-4 | 1,37 | 1,28 | 1,07 | 0,250 | | | | | 321/33 | 338/32 | 1,136 | 1,062 | 0,829 | 7 | 0 | 13,5 | -17,1 | 6,3 | 1,1 | 0,88 | 1,21 | 0,94 |
| 43 X 43-3 | 2,22 | 1,82 | 1,22 | 0,268 | | | | | 316/45 | 244/18 | 1,394 | 1,143 | 0,628 | 65 | 17 | 6,8 | -35,2 | 17,2 | -21,6 | 0,94 | 1,54 | 0,85 |
| 44 X 35-1 | 2,21 | 1,86 | 1,19 | 0,221 | | | | | 300/59 | 214/7 | 1,380 | 1,161 | 0,624 | 82 | 0 | 16,4 | -37,6 | 37,5 | -30,7 | 0,86 | 1,60 | 0,73 |
| 45 X 47b-1 | 2,28 | 1,81 | 1,26 | 0,321 | | | | | 308/37 | 235/12 | 1,422 | 1,128 | 0,623 | 69 | 88 | -37,6 | 15,4 | -37,6 | -15,8 | 1,60 | 0,87 | 1,60 |

Tab. 4. Ergebnisse der B_3 -Verformungsmessung. Aus der entlang der gefalteten Hauptschieferungsflächen gemessenen, relativen Verkürzung bzw. der Extension e wird unter Berücksichtigung des Winkels Theta zwischen Haupt- und Crenulationsschieferung das Achsenverhältnis R der Strainellipse in der ac -Ebene berechnet ($dA = 0$: Flächenkonstanz, $dA = 0,15$: Flächenverlust 15 %)

| Probe | Lok. | s3 | Theta (Grad) | rel. Verkürzung | | | 1+e | R | |
|----------|---------|--------|-----------------|-----------------|-----|-----|-------|------|----------|
| | | | | Ø | +/- | (n) | | dA=0 | dA=-0,15 |
| 901122-6 | KNW 122 | 338/19 | 61 | 4,0% | 3,4 | (4) | 0,960 | 1,15 | 1,08 |
| 910117-1 | KNE 1 | 320/24 | 63 | 17,9% | 4,4 | (5) | 0,821 | 1,72 | 1,43 |
| 910323-2 | KSW 8 | 320/32 | 80 | 15,3% | 2,6 | (6) | 0,847 | 1,42 | 1,20 |
| 910403-1 | FW 2 | 340/60 | 85 | 8,4% | 2,7 | (5) | 0,916 | 1,19 | 1,01 |
| 910630-1 | KSW 49 | 328/30 | 88 | 17,2% | 2,4 | (4) | 0,828 | 1,46 | 1,24 |
| 910720-2 | KSW 63 | 329/26 | 81 | 19,3% | 2,9 | (6) | 0,807 | 1,56 | 1,32 |
| 910720-3 | KSW 65 | 310/20 | 60 | 7,8% | 3,4 | (4) | 0,922 | 1,32 | 1,07 |
| 910720-4 | KSW 69 | 312/27 | 60 | 12,7% | 4,4 | (4) | 0,873 | 1,53 | 1,26 |
| 920118-1 | KSE 7 | 328/46 | 66 | 16,9% | 4,0 | (9) | 0,831 | 1,61 | 1,35 |
| 920130-1 | KSW 82 | 327/30 | 73 | 14,7% | 2,8 | (9) | 0,853 | 1,44 | 1,21 |
| 920130-2 | KSW 28 | 319/55 | 89 | 26,1% | 1,1 | (3) | 0,739 | 1,83 | 1,56 |
| 920503-4 | KNE 11 | 344/52 | 82 | 20,7% | 3,4 | (8) | 0,793 | 1,61 | 1,37 |
| 920728-2 | WSE 31 | 142/34 | 90 | 2,9% | 0,4 | (3) | 0,971 | 1,06 | - |
| 920728-3 | WSE 32 | 138/30 | 54 | 6,9% | 0,7 | (4) | 0,931 | 1,38 | 1,08 |
| 920729-1 | WSE 33 | 167/21 | 63 | 15,7% | 1,8 | (4) | 0,843 | 1,61 | 1,34 |
| 910729-2 | E 4 | 256/36 | 75 | 13,6% | 1,2 | (3) | 0,864 | 1,38 | 1,17 |
| 920730-1 | WSE 34 | 145/45 | 53 | 13,8% | 1,8 | (4) | 0,862 | 1,79 | 1,46 |
| 920730-5 | WSE 5 | 313/35 | 49 | 15,4% | 2,5 | (4) | 0,846 | 2,09 | 1,71 |
| 920805-2 | KNE 14 | 330/29 | 45 | 4,4% | 0,1 | (2) | 0,956 | 1,54 | 1,24 |
| 920805-6 | KNE 15 | 333/68 | 64 | 29,0% | 1,4 | (7) | 0,710 | 2,35 | 1,98 |
| 920805-8 | KNE 17 | 338/48 | 88 | 22,6% | 4,9 | (3) | 0,774 | 1,67 | 1,42 |
| 920806-1 | FW 3 | 322/30 | 34 | 25,2% | 4,0 | (7) | 0,748 | 2,41 | 2,37 |
| 920806-3 | FW 4 | 324/8 | 70 | 3,3% | 0,5 | (2) | 0,967 | 1,09 | - |
| 920813-2 | E 7 | 250/26 | 52 | 13,4% | 5,8 | (4) | 0,866 | 1,81 | 1,54 |
| 920827-2 | KNE 21 | 327/43 | 57 | 20,8% | 3,4 | (4) | 0,792 | 2,06 | 1,72 |
| 920827-3 | KNE 24 | 339/46 | 50 | 17,9% | 2,7 | (7) | 0,821 | 2,21 | 1,82 |
| 920829-1 | WSE 37 | 295/10 | 70 | 5,9% | 2,7 | (9) | 0,941 | 1,17 | 1,03 |
| B1-1 | B 1 | 230/32 | 80 | 20,3% | 3,5 | (3) | 0,797 | 1,60 | 1,36 |

Tab. 5. Ergebnisse der Inkrementanalysen,

dargestellt auf den vorwiegend überkippten Hauptflotationsflächen und als Richtungsazimut mit relativer Längenangabe nach Rückrotation in die Horizontale ($r =$ rekristallisiert). Die Maxima der Orientierungsanalysen sind ebenfalls angegeben.

| Probe (Lok.) | Haupt- foliation | Streckungsinkremente | | Methode |
|------------------------|---------------------|----------------------|---------------------------------|--|
| | | Linear | Azimut Länge (zurückrotiert) | |
| 920728-2xy (WSE 31) | 319/56 | 10 | 66 | Quarzdruck- schattenhof um Pyrit |
| | | 60 | 20 | |
| | | 20 | 24 | |
| | | 65 | 23 | |
| | | 75 | 16 | |
| | | 350 | 7 | |
| Korn 1 | | 67 | 33 | |
| | | 49 | 21 | |
| | Korn 2 | 90 | 15 | |
| | | 56 | 17 | |
| | | 11 | 7 | |
| | | 350 | 73 | (r) |
| Korn 3 | | 30 | 52 | (r) |
| | | 57 | 29 | |
| | | 89 | 20 | |
| Korn 4 | | 43 | 8 | |
| | | 85 | 5 | |
| | | 45 | 13 | |
| | | 9 | 10 | |
| | | | 20 | 7 |
| Korn 5 | | 50 | 23 | |
| | | 10 | 20 | |
| | | 75 | 20 | |
| | | 50 | 5 | |
| | | | 345 | 29 |
| Korn 6 | | 354 | 36 | (r) |
| | | 15 | 17 | (r) |
| | | 69 | 7 | (r) |
| | | 35 | 7 | |
| | | 65 | 7 | |
| | | 45 | 11 | |
| | | | 13 | 15 |
| Korn 7 | | 20 | 13 | (r) |
| | | 35 | 9 | (r) |
| | | 72 | 13 | (r) |
| | | 63 | 7 | (r) |
| | | 25 | 7 | (r) |
| | | 51 | 13 | |
| | | 72 | 8 | |
| | | 45 | 10 | |
| | | 80 | 3 | |
| | | 51 | 5 | |
| | 95 | 13 | | |
| | 45 | 10 | | |
| Korn 8 | | 10 | 50 | (r) |
| | | 25 | 46 | (r) |
| | | 49 | 28 | (r) |
| | | 8 | 10 | (r) |
| | | 55 | 7 | (r) |
| | | 23 | 11 | (r) |
| | | 81 | 30 | |
| | | 65 | 12 | |
| | | 111 | 8 | |
| | | 65 | 30 | |

| Probe (Lok.) | Haupt- foliation | Streckungsinkremente | | Methode | |
|------------------------|---------------------|----------------------|---------------------------------|---------|--|
| | | Linear | Azimut Länge (zurückrotiert) | | |
| 920728-2xy (WSE 31) | 319/56 | 272/45 | 350 | 14 | Quarzdruck- schattenhof um Pyrit |
| | | 248/25 | 18 | 27 | |
| | | 43/8 | 59 | 16 | |
| | | 242/18 | 27 | 10 | |
| | | 39/14 | 66 | 30 | |
| Mittelwerte | | 258/36 | 4 | 3 | |
| 901112-4xy (KNW 1) | 334/55 | 10/50 | 312 | 45 | Chloritdruck- schattenhof um Pyrit |
| | | 317/54 | 344 | 22 | |
| | | 258/17 | 42 | 11 | |
| | | 333/55 | 333 | 11 | |
| | | 252/10 | 52 | 11 | |
| (KSW 15) | 164/75 | 232/56 | 14 | 14 | Dehnungs- risse |
| | | 97/56 | 314 | 52 | |
| | | 200/72 | 4 | 20 | |
| | | 248/23 | 50 | 14 | |
| (KNE 41) | 335/70 | 309/68 | 345 | 50 | Dehnungs- risse |
| | | 262/38 | 23 | 20 | |
| | | 252/18 | 57 | 20 | |
| | | 50/36 | 115 | 10 | |
| (FW 5) | 330/70 | 24/58 | 305 | 51 | Dehnungs- risse |
| | | 278/58 | 355 | 27 | |
| | | 240/0 | 60 | 22 | |
| (HG 1) | 342/60 | 310/56 | 355 | 60 | Dehnungs- risse |
| | | 260/12 | 55 | 15 | |
| | | 56/25 | 100 | 25 | |
| 910117-2xy (KNE 2) | 325/66 | 254/36 | 14 | - | Mg-Riebeckit |
| 910328-5xy (KNE 4) | 326/50 | 19/36 | 11 | - | Mg-Riebeckit |
| 910328-4xy (D 15) | 330/65 | 256/30 | 18 | - | Mg-Riebeckit |
| | | 52/16 | 64 | - | Aktinolith |
| 910328-6xy (KNE 5) | 315/34 | 250/16 | - | - | Aktinolith |
| 901112-1xy (KNE 6) | 320/76 | 50/2 | 56 | - | Aktinolith |
| 920118-3xy (KNW 35) | 340/76 | 33/49 | 98 | - | Aktinolith |
| 910313-2xy (E 1) | 318/65 | 40/18 | 260 | - | Aktinolith |
| 910328-6xy (KNE 5) | 315/34 | 45/0 | - | - | Stilpnomelan |

Tab. 6. K/Ar-Altersdaten und Illitkristallinitäten (gly = glykolisierte Proben) der Feinfraktion (<0,2, <2 und 6,3–10 Mikrometer)

| Probe | Lok. | Gestein (Meta-) | Fraktion | IK | IK(gly) | K2O (Gew%) | 40 Ar* (nl/g) | 40 Ar* (%) | Alter (Ma) | Fehler (Ma) |
|-----------|----------|--------------------|----------|-------|---------|---------------|------------------|---------------|---------------|----------------|
| 901112-1 | KNE 42 | Andesit | < 2 | - | - | 1,02 | 7,56 | 61,65 | 216,3 | 7,3 |
| | | | < 2 | - | - | 1,03 | 7,66 | 65,44 | 217,1 | 6,7 |
| | | | < 0,2 | - | - | 1,09 | 8,16 | 60,61 | 218,4 | 7,8 |
| 901112-2 | KNW 1 | Andesit | < 2 | - | - | 0,95 | 10,30 | 62,01 | 308,4 | 15,7 |
| | | | < 2 | 0,212 | 0,210 | 1,07 | 11,16 | 66,95 | 297,7 | 8,9 |
| | | | < 0,2 | - | - | 1,12 | 11,28 | 65,73 | 288,2 | 8,8 |
| 901112-3 | KNW 2 | Quarzit | < 2 | - | - | 5,18 | 58,07 | 96,10 | 318,1 | 6,6 |
| | | | < 2 | 0,210 | 0,210 | 5,24 | 58,87 | 96,35 | 318,7 | 6,7 |
| | | | < 0,2 | 0,217 | 0,232 | 5,22 | 58,31 | 95,54 | 317,0 | 6,8 |
| 901112-4 | KNW 3 | Subarkose | < 2 | - | - | 2,75 | 29,84 | 88,03 | 308,7 | 14,1 |
| | | | < 2 | 0,197 | 0,214 | 2,82 | 30,21 | 88,59 | 305,1 | 8,7 |
| | | | < 0,2 | 0,225 | 0,250 | 2,78 | 29,04 | 85,86 | 298,0 | 7,0 |
| 901112-5 | KNW 3 | Quarzit | < 2 | 0,140 | - | 5,92 | 67,79 | 96,99 | 324,5 | 7,1 |
| 901112-8 | KNW 4 | Pelit-Mylonit | < 2 | 0,135 | - | 6,07 | 66,40 | 97,89 | 310,8 | 7,7 |
| 901112-9 | KNW 122a | Pelit | < 2 | 0,160 | - | 5,86 | 66,04 | 98,23 | 319,9 | 8,5 |
| 901112-11 | KNW 122 | Rhyolith | < 2 | - | - | 6,26 | 60,77 | 93,68 | 278,7 | 8,7 |
| | | | < 2 | 0,227 | 0,225 | 6,38 | 61,38 | 91,90 | 276,2 | 6,5 |
| | | | < 0,2 | 0,202 | 0,202 | 6,32 | 60,32 | 90,85 | 274,2 | 6,1 |
| 901112-12 | KNW 116 | Rhyolith | < 2 | 0,110 | - | 9,76 | 53,53 | 95,39 | 162,6 | 3,5 |
| | | | < 2 | 0,195 | 0,220 | 9,46 | 52,56 | 93,60 | 164,6 | 3,5 |
| | | | < 0,2 | 0,234 | 0,379 | 8,72 | 48,95 | 92,57 | 166,3 | 3,6 |
| | | | 6,3-10 | - | - | 6,30 | 41,82 | 97,49 | 195,0 | 4,0 |
| 901113-1 | KSW 96a | Arkos. Wacke | < 2 | 0,180 | - | 4,52 | 52,41 | 93,08 | 327,8 | 18,6 |
| 901113-2 | KSW 96b | Pelit-Mylonit | < 2 | 0,190 | - | 5,46 | 62,26 | 98,19 | 323,2 | 7,0 |
| 901113-4 | E 1 | Andesit | < 2 | 0,155 | - | 4,95 | 53,71 | 95,38 | 308,7 | 9,6 |
| 901113-5 | E 1 | Andesit | < 2 | 0,160 | - | 7,49 | 82,27 | 98,38 | 312,0 | 6,3 |
| 901113-6 | E 2 | Pelit | < 2 | - | - | 9,78 | 114,27 | 98,59 | 330,3 | 9,5 |
| | | | < 2 | 0,210 | 0,205 | 9,89 | 111,99 | 98,03 | 321,0 | 6,6 |
| | | | < 0,2 | 0,232 | 0,225 | 8,02 | 84,26 | 95,54 | 299,6 | 6,4 |
| 901113-7 | E 2 | Rhyol.-Mylonit | < 2 | 0,120 | - | 6,02 | 37,82 | 92,28 | 185,1 | 4,2 |
| | | | < 2 | 0,207 | 0,257 | 6,02 | 37,67 | 89,12 | 184,4 | 4,2 |
| | | | < 0,2 | 0,227 | 0,235 | 5,88 | 37,71 | 88,50 | 188,7 | 4,3 |
| | | | 6,3-10 | - | - | 2,87 | 22,02 | 96,20 | 223,6 | 4,9 |
| 901113-8 | E 2 | Pelit (TKE) | < 2 | 0,180 | - | 6,51 | 73,24 | 98,79 | 319,2 | 6,6 |
| 901113-10 | E 11 | Pelit (TKE) | < 2 | 0,210 | - | 5,79 | 73,92 | 99,55 | 358,1 | 8,1 |
| 901113-11 | E 11 | Pelit (TKE) | < 2 | 0,235 | - | 5,10 | 57,74 | 99,09 | 321,2 | 13,3 |
| | | | < 2 | 0,312 | 0,370 | 5,00 | 54,75 | 98,44 | 311,3 | 6,3 |
| | | | < 0,2 | 0,395 | 0,457 | 4,98 | 49,92 | 97,82 | 286,9 | 6,4 |
| 910313-4 | E 3 | Rhyol.-Mylonit | < 2 | - | - | 6,87 | 38,13 | 84,50 | 164,5 | 4,2 |
| 910922-3 | E 12 | Rhyolith | < 2 | - | - | 8,42 | 91,43 | 98,65 | 308,9 | 6,3 |
| 911023-1 | WSE 18b | Rhyol.-Mylonit | < 2 | - | - | 6,81 | 40,96 | 92,11 | 177,6 | 4,2 |
| 920805-5 | KNE 4 | Andesit | < 2 | - | - | 6,32 | 57,32 | 90,15 | 261,5 | 6,8 |
| 920822-5 | WSW 12 | Rhyol.-Mylonit | < 2 | - | - | 5,42 | 42,59 | 92,91 | 228,7 | 6,2 |

Tab. 7. K/Ar-Altersdaten detritischer Hellglimmer (250-500 Mikrometer)

| Probe | Lok. | Gestein (Meta-) | K2O (Gew%) | 40 Ar* (nl/g) | 40 Ar* (%) | Alter (Ma) | Fehler (Ma) |
|-------|-------------|--------------------|---------------|------------------|---------------|---------------|----------------|
| ES 3 | KSW 74 | Arkos. Arenit | 10,09 | 221,57 | 99,38 | 578,0 | 11,6 |
| LS 1 | KSW 11 | Quarzwacke | 10,25 | 153,69 | 99,53 | 413,9 | 8,3 |
| LS 3 | KSW 13 | Quarzarenit | 8,99 | 144,09 | 99,77 | 439,2 | 10,7 |
| TQ 1a | Q 16 | Quarzarenit | 9,17 | 154,56 | 99,50 | 459,2 | 9,3 |
| TQ 1b | Q 16 | Quarzarenit | 9,34 | 155,92 | 99,16 | 455,3 | 9,6 |
| BS 3 | Wartenstein | Brekzie | 10,03 | 198,52 | 99,55 | 528,5 | 10,6 |
| WK | Wartenstein | Gneis | 10,38 | 202,47 | 99,35 | 521,9 | 11,0 |

Tab. 8. Ergebnisse der Detritusanalysen

Der sedimentäre Matrixgehalt ist wesentlich niedriger als der Anteil der Grundmasse aus Quarzkristallinat, metamorphen Hellglimmern, Erzphasen und unbestimmbaren Phasen. Daten aus KÄFER (1994), SCHÄFER (1993), WEISS (1993) und eigene Daten

| Probe | Lok. | Gestein (Meta-) | Quarz (%) | Feldspat (%) | Lithokl. (%) | Grundm. (%) |
|-------|----------|--------------------|--------------|-----------------|-----------------|----------------|
| ES 1 | KNE 19 | Fsp.-Grauwacke | 54,4 | 27,5 | 18,1 | 77,0 |
| ES 2 | KSW 12 | Arkos. Arenit | 54,9 | 31,2 | 13,9 | 78,4 |
| ES 5 | W 10 | Arkos. Wacke | 33,5 | 58,2 | 8,3 | 87,2 |
| ES 6 | B 1 | Arkos. Wacke | 39,0 | 59,7 | 1,3 | 59,0 |
| ES 7 | W 6 | Tonstein (sandig) | 73,3 | 24,0 | 2,7 | 92,4 |
| ES 8 | LB 3 | Arkos. Wacke | 58,6 | 36,6 | 4,8 | 84,2 |
| ES 9 | W 30 | Arkos. Wacke | 42,4 | 52,3 | 5,3 | 81,4 |
| ES 10 | B 10 | Arkos. Wacke | 49,7 | 49,2 | 1,1 | 85,1 |
| LS 1 | KSW 11 | Quarzwacke | 82,7 | 5,3 | 12,0 | 56,0 |
| LS 2 | KSW 77 | Subarkose | 85,9 | 9,7 | 4,4 | 73,8 |
| GP 1 | WSE 5 | Arkos. Wacke | 85,5 | 9,7 | 4,8 | 82,0 |
| EG 1 | Erbstadt | Litharenit | 28,6 | 38,5 | 32,9 | 15,6 |
| BS 1 | KNW 85 | Tonstein (sandig) | 88,0 | 9,2 | 2,8 | 83,0 |
| BS 2 | X 11 | Sublith. Grauw. | 85,5 | 0,0 | 14,5 | 44,6 |
| HK 1 | X 8 | Subarkose | 92,5 | 6,9 | 0,6 | 40,5 |
| HK 2 | X 33 | Sublitharenit | 92,5 | 1,7 | 5,8 | 14,9 |
| HK 3 | BW 44 | Sublitharenit | 78,8 | 1,6 | 19,4 | 34,0 |
| TQ 2 | X 42 | Sublitharenit | 93,3 | 1,1 | 5,6 | 35,9 |
| TQ 3 | X 23 | Quarzarenit | 97,6 | 2,4 | 0,0 | 41,6 |
| TQ 4 | X 22 | Sublitharenit | 84,0 | 0,0 | 16,0 | 15,8 |
| TQ 5 | X 39 | Quarzarenit | 99,2 | 0,8 | 0,0 | 34,1 |
| TQ 6 | X 53 | Quarzarenit | 99,2 | 0,0 | 0,8 | 32,4 |
| TQ 7 | BW 62 | Tonstein (sandig) | 69,6 | 10,8 | 19,4 | 48,0 |
| TQ 8 | BW 139 | Tonstein (sandig) | 72,9 | 11,2 | 15,8 | 54,0 |
| SG 1 | BW 137 | Lith. Grauwacke | 42,7 | 19,1 | 38,0 | 68,0 |
| SG 2 | BW 128 | Fsp.-Grauwacke | 35,6 | 33,3 | 31,0 | 65,0 |

ES: Eppsteiner Schiefer, LS: Lorsbacher Schiefer, GP: Graue Phyllite, WK: Wartenstein Kristallin
BS: Bunte Schiefer, HK: Hermeskeil-Schichten, TQ: Taunusquarzit, SG: Soonwald Grauwacke

Tab. 9. Mikrosondenanalysen

Tab. 9a. Metamorphe Hellglimmer aus zwei Metarhyolith-Myloniten (910313-4, 911023-1) und einem Metasediment der Phyllit-Zone (920728-3) (ohne Fe³⁺, 41 Analysen)

| Probe: 910313-4 (E3) | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | F1-4 | F1-5 | F1-6 | F1-8 | F2-2 | F2-3 | F2-4 | F2-5 | F3-1 | F3-8 |
| Punkt-Nr.: | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| SiO ₂ | 48,02 | 48,78 | 49,04 | 47,99 | 47,95 | 48,67 | 47,29 | 46,75 | 49,30 | 47,69 |
| TiO ₂ | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,18 | 0,19 | 0,13 | 0,20 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 23,71 | 23,98 | 24,29 | 24,36 | 23,24 | 24,11 | 22,87 | 23,99 | 24,90 | 22,22 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,44 | 0,39 | 0,45 | 0,61 | 0,64 | 0,67 | 0,53 | 0,67 | 0,77 | 0,75 |
| CaO | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,93 |
| MnO | 0,15 | 0,18 | 0,12 | 0,08 | 0,18 | 0,14 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,19 |
| FeO | 11,12 | 11,34 | 11,55 | 10,99 | 11,87 | 11,49 | 12,18 | 10,79 | 9,53 | 11,98 |
| BaO | 0,10 | 0,14 | 0,07 | 0,16 | 0,12 | 0,12 | 0,25 | 0,11 | 0,15 | 0,19 |
| Na ₂ O | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,13 | 0,11 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,17 | 0,15 |
| K ₂ O | 9,90 | 9,91 | 10,25 | 10,13 | 10,47 | 10,57 | 10,40 | 10,63 | 10,15 | 9,59 |
| Total: | 93,63 | 94,91 | 95,97 | 94,63 | 94,76 | 96,05 | 93,96 | 93,33 | 95,36 | 93,85 |
| Kationen (O=22) | | | | | | | | | | |
| Si | 6,832 | 6,844 | 6,817 | 6,763 | 6,802 | 6,784 | 6,791 | 6,714 | 6,825 | 6,833 |
| Ti | 0,013 | 0,014 | 0,013 | 0,016 | 0,014 | 0,019 | 0,020 | 0,014 | 0,021 | 0,017 |
| Al | 3,975 | 3,966 | 3,979 | 4,046 | 3,886 | 3,960 | 3,870 | 4,060 | 4,063 | 3,753 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Mg | 0,093 | 0,082 | 0,093 | 0,128 | 0,134 | 0,138 | 0,114 | 0,143 | 0,160 | 0,160 |
| Ca | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,005 | 0,007 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,143 |
| Mn | 0,019 | 0,021 | 0,014 | 0,010 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,020 | 0,021 | 0,023 |
| Fe | 1,323 | 1,331 | 1,342 | 1,296 | 1,408 | 1,339 | 1,462 | 1,296 | 1,103 | 1,436 |
| Ba | 0,006 | 0,008 | 0,004 | 0,009 | 0,006 | 0,007 | 0,014 | 0,006 | 0,008 | 0,010 |
| Na | 0,010 | 0,007 | 0,017 | 0,035 | 0,029 | 0,015 | 0,018 | 0,020 | 0,047 | 0,043 |
| K | 1,797 | 1,773 | 1,817 | 1,821 | 1,895 | 1,880 | 1,905 | 1,948 | 1,793 | 1,753 |
| Summe: | 14,072 | 14,049 | 14,098 | 14,129 | 14,203 | 14,162 | 14,215 | 14,224 | 14,043 | 14,171 |
| X(Fe) | 0,93 | 0,94 | 0,94 | 0,91 | 0,91 | 0,91 | 0,93 | 0,90 | 1,87 | 0,90 |
| Formelbesetzung (O=22) | | | | | | | | | | |
| Si | 6,832 | 6,844 | 6,817 | 6,763 | 6,802 | 6,784 | 6,791 | 6,714 | 6,825 | 6,833 |
| Al IV | 1,168 | 1,156 | 1,183 | 1,237 | 1,198 | 1,216 | 1,209 | 1,286 | 1,175 | 1,167 |
| Tetraeder: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 2,807 | 2,810 | 2,796 | 2,809 | 2,688 | 2,744 | 2,661 | 2,775 | 2,888 | 2,586 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,013 | 0,014 | 0,013 | 0,016 | 0,014 | 0,019 | 0,020 | 0,014 | 0,021 | 0,017 |
| Fe ₂ | 1,323 | 1,331 | 1,342 | 1,296 | 1,408 | 1,339 | 1,462 | 1,296 | 1,103 | 1,436 |
| Mn | 0,019 | 0,021 | 0,014 | 0,010 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,020 | 0,021 | 0,023 |
| Mg | 0,093 | 0,082 | 0,093 | 0,128 | 0,134 | 0,138 | 0,114 | 0,143 | 0,160 | 0,160 |
| Oktaeder: | 4,255 | 4,258 | 4,258 | 4,259 | 4,266 | 4,259 | 4,276 | 4,250 | 4,193 | 4,222 |
| Ba | 0,006 | 0,008 | 0,004 | 0,009 | 0,006 | 0,007 | 0,014 | 0,006 | 0,008 | 0,010 |
| Ca | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,005 | 0,007 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,143 |
| Na | 0,010 | 0,007 | 0,017 | 0,035 | 0,029 | 0,015 | 0,017 | 0,020 | 0,047 | 0,043 |
| K | 1,797 | 1,773 | 1,817 | 1,821 | 1,895 | 1,880 | 1,905 | 1,948 | 1,793 | 1,753 |
| Interlayer: | 1,817 | 1,791 | 1,840 | 1,870 | 1,937 | 1,903 | 1,938 | 1,975 | 1,850 | 1,949 |
| Summe: | 14,072 | 14,049 | 14,098 | 14,129 | 14,203 | 14,162 | 14,214 | 14,225 | 14,043 | 14,171 |
| Endglieder | | | | | | | | | | |
| Margarit: | 0,22 | 0,15 | 0,09 | 0,25 | 0,35 | 0,04 | 0,12 | 0,07 | 0,10 | 7,38 |
| Paragonit: | 0,53 | 0,42 | 0,93 | 1,88 | 1,52 | 0,80 | 0,95 | 1,00 | 2,53 | 2,19 |
| Celadonit: | 41,60 | 42,21 | 40,83 | 38,16 | 40,10 | 39,22 | 39,53 | 35,71 | 41,27 | 41,66 |
| Muskowit: | 57,65 | 57,22 | 58,15 | 59,72 | 58,04 | 59,94 | 59,39 | 63,21 | 56,10 | 48,76 |

Probe: 911023-1 (WSE12)

| P1 | P2 | P3 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| 48,57 | 46,80 | 47,25 | 45,76 | 46,09 | 46,56 | 48,93 | 46,26 | 45,46 | 46,59 |
| 0,00 | 0,13 | 0,07 | 0,14 | 0,09 | 0,13 | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,09 |
| 22,32 | 22,74 | 23,07 | 24,37 | 23,99 | 26,44 | 29,05 | 30,09 | 23,73 | 24,34 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1,17 | 1,15 | 1,02 | 0,96 | 0,71 | 1,30 | 0,68 | 0,74 | 0,54 | 0,97 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,12 | 0,09 | 0,11 |
| 0,20 | 0,27 | 0,11 | 0,17 | 0,13 | 0,16 | 0,10 | 0,11 | 0,16 | 0,23 |
| 11,15 | 11,72 | 11,58 | 9,87 | 12,12 | 8,08 | 4,66 | 6,05 | 12,31 | 10,31 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,20 | 0,21 | 0,23 | 0,19 | 0,22 | 0,19 | 1,54 | 0,16 | 0,15 | 0,15 |
| 10,91 | 10,84 | 10,34 | 9,32 | 9,74 | 9,10 | 5,31 | 5,91 | 9,21 | 9,08 |
| 94,52 | 93,86 | 93,67 | 90,88 | 93,09 | 91,96 | 90,43 | 89,51 | 91,74 | 91,87 |
| 6,897 | 6,736 | 6,772 | 6,672 | 6,651 | 6,614 | 6,758 | 6,518 | 6,652 | 6,714 |
| 0,000 | 0,014 | 0,008 | 0,015 | 0,010 | 0,014 | 0,007 | 0,007 | 0,010 | 0,010 |
| 3,735 | 3,857 | 3,897 | 4,188 | 4,080 | 4,426 | 4,729 | 4,997 | 4,092 | 4,134 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,248 | 0,247 | 0,218 | 0,209 | 0,153 | 0,275 | 0,140 | 0,155 | 0,118 | 0,208 |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,018 | 0,014 | 0,017 |
| 0,024 | 0,033 | 0,013 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,012 | 0,013 | 0,020 | 0,028 |
| 1,324 | 1,411 | 1,388 | 1,204 | 1,463 | 0,960 | 0,538 | 0,713 | 1,506 | 1,243 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,055 | 0,059 | 0,064 | 0,054 | 0,062 | 0,052 | 0,412 | 0,044 | 0,043 | 0,042 |
| 1,958 | 1,990 | 1,890 | 1,734 | 1,793 | 1,649 | 0,936 | 1,062 | 1,719 | 1,669 |
| 14,241 | 14,347 | 14,250 | 14,113 | 14,228 | 14,009 | 13,545 | 13,527 | 14,174 | 14,065 |
| 0,84 | 0,85 | 0,86 | 0,85 | 0,91 | 0,78 | 0,79 | 0,82 | 0,93 | 0,86 |
| 6,897 | 6,736 | 6,772 | 6,672 | 6,651 | 6,614 | 6,758 | 6,518 | 6,652 | 6,714 |
| 1,103 | 1,264 | 1,228 | 1,328 | 1,349 | 1,386 | 1,242 | 1,482 | 1,348 | 1,286 |
| 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| 2,633 | 2,593 | 2,668 | 2,860 | 2,731 | 3,040 | 3,486 | 3,516 | 2,744 | 2,848 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,000 | 0,014 | 0,008 | 0,015 | 0,010 | 0,014 | 0,007 | 0,007 | 0,010 | 0,010 |
| 1,324 | 1,411 | 1,388 | 1,204 | 1,463 | 0,960 | 0,538 | 0,713 | 1,506 | 1,243 |
| 0,024 | 0,033 | 0,013 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,012 | 0,013 | 0,020 | 0,028 |
| 0,248 | 0,247 | 0,218 | 0,209 | 0,153 | 0,275 | 0,140 | 0,155 | 0,118 | 0,208 |
| 4,229 | 4,298 | 4,295 | 4,309 | 4,373 | 4,308 | 4,183 | 4,404 | 4,398 | 4,337 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,018 | 0,014 | 0,017 |
| 0,055 | 0,059 | 0,064 | 0,054 | 0,062 | 0,052 | 0,412 | 0,044 | 0,043 | 0,042 |
| 1,958 | 1,990 | 1,890 | 1,734 | 1,793 | 1,649 | 0,936 | 1,062 | 1,719 | 1,669 |
| 2,013 | 2,049 | 1,954 | 1,804 | 1,855 | 1,701 | 1,361 | 1,124 | 1,776 | 1,728 |
| 14,242 | 14,347 | 14,249 | 14,113 | 14,228 | 14,009 | 13,544 | 13,528 | 14,174 | 14,065 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,87 | 0,00 | 0,00 | 0,98 | 1,61 | 0,79 | 0,98 |
| 2,73 | 2,86 | 3,27 | 2,98 | 3,32 | 3,08 | 30,29 | 3,89 | 2,40 | 2,43 |
| 44,86 | 36,78 | 38,59 | 33,62 | 32,55 | 30,69 | 37,89 | 25,92 | 32,58 | 35,70 |
| 52,41 | 60,36 | 58,14 | 62,54 | 64,13 | 66,24 | 30,84 | 68,58 | 64,23 | 60,89 |

Tab. 9a. Fortsetzung

| Probe: 911023-1 | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | P12 | P13 | P14 | P15 | P16 | P17 | P18 | P19 | P20 |
| Punkt-Nr.: | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 |
| SiO ₂ | 46,17 | 44,05 | 51,26 | 47,12 | 47,81 | 47,69 | 47,35 | 47,17 | 45,97 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,07 | 0,17 | 0,13 | 0,15 | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 23,30 | 21,80 | 22,18 | 22,26 | 25,71 | 24,79 | 24,35 | 24,94 | 24,03 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MgO | 1,39 | 0,84 | 1,15 | 0,99 | 1,24 | 1,40 | 0,99 | 1,35 | 0,74 |
| CaO | 0,14 | 0,05 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,25 | 0,20 | 0,19 | 0,19 | 0,24 | 0,17 | 0,19 |
| FeO | 9,37 | 11,20 | 9,28 | 12,85 | 8,45 | 8,99 | 10,45 | 9,28 | 11,11 |
| BaO | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na ₂ O | 0,27 | 0,25 | 0,28 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,17 |
| K ₂ O | 9,82 | 9,03 | 9,08 | 9,24 | 8,87 | 9,64 | 9,54 | 10,09 | 10,79 |
| Total: | 90,80 | 87,49 | 93,70 | 92,94 | 92,54 | 93,10 | 93,24 | 93,37 | 93,11 |
| Kationen (O=22) | | | | | | | | | |
| Si | 6,749 | 6,749 | 7,148 | 6,811 | 6,738 | 6,743 | 6,737 | 6,685 | 6,645 |
| Ti | 0,018 | 0,010 | 0,013 | 0,009 | 0,007 | 0,018 | 0,014 | 0,016 | 0,012 |
| Al | 4,014 | 3,936 | 3,645 | 3,792 | 4,270 | 4,131 | 4,083 | 4,166 | 4,094 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mg | 0,303 | 0,192 | 0,239 | 0,213 | 0,261 | 0,295 | 0,210 | 0,285 | 0,159 |
| Ca | 0,022 | 0,008 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Mn | 0,022 | 0,023 | 0,030 | 0,024 | 0,023 | 0,023 | 0,029 | 0,020 | 0,023 |
| Fe | 1,145 | 1,435 | 1,082 | 1,553 | 0,996 | 1,063 | 1,243 | 1,100 | 1,343 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na | 0,077 | 0,074 | 0,076 | 0,056 | 0,055 | 0,055 | 0,052 | 0,049 | 0,048 |
| K | 1,831 | 1,765 | 1,615 | 1,704 | 1,595 | 1,739 | 1,732 | 1,824 | 1,990 |
| Summe: | 14,181 | 14,192 | 13,863 | 14,162 | 13,945 | 14,072 | 14,100 | 14,151 | 14,314 |
| X(Fe) | 0,79 | 0,88 | 0,82 | 0,88 | 0,79 | 0,78 | 0,86 | 0,79 | 0,89 |
| Formelbesetzung (O=22) | | | | | | | | | |
| Si | 6,749 | 6,749 | 7,148 | 6,811 | 6,738 | 6,743 | 6,737 | 6,685 | 6,645 |
| Al IV | 1,251 | 1,251 | 0,852 | 1,189 | 1,262 | 1,257 | 1,263 | 1,315 | 1,355 |
| Tetraeder: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 2,763 | 2,685 | 2,793 | 2,604 | 3,008 | 2,874 | 2,820 | 2,851 | 2,739 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ti | 0,018 | 0,010 | 0,013 | 0,009 | 0,007 | 0,018 | 0,014 | 0,016 | 0,012 |
| Fe ₂ | 1,145 | 1,435 | 1,082 | 1,553 | 0,996 | 1,063 | 1,243 | 1,100 | 1,343 |
| Mn | 0,022 | 0,023 | 0,030 | 0,024 | 0,023 | 0,023 | 0,029 | 0,020 | 0,023 |
| Mg | 0,303 | 0,192 | 0,239 | 0,213 | 0,261 | 0,295 | 0,210 | 0,285 | 0,159 |
| Oktaeder: | 4,251 | 4,345 | 4,157 | 4,403 | 4,295 | 4,273 | 4,316 | 4,272 | 4,276 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ca | 0,022 | 0,008 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Na | 0,077 | 0,074 | 0,076 | 0,056 | 0,055 | 0,055 | 0,052 | 0,049 | 0,048 |
| K | 1,831 | 1,765 | 1,615 | 1,704 | 1,595 | 1,739 | 1,732 | 1,824 | 1,990 |
| Interlayer: | 1,930 | 1,847 | 1,706 | 1,760 | 1,650 | 1,799 | 1,784 | 1,879 | 2,038 |
| Summe: | 14,181 | 14,192 | 13,863 | 14,163 | 13,945 | 14,072 | 14,100 | 14,151 | 14,314 |
| Endglieder | | | | | | | | | |
| Margarit: | 1,14 | 0,44 | 0,88 | 0,00 | 0,00 | 0,25 | 0,00 | 0,32 | 0,00 |
| Paragonit: | 3,97 | 4,02 | 4,44 | 3,18 | 3,31 | 3,05 | 2,94 | 2,63 | 2,34 |
| Celadonit: | 37,44 | 37,43 | 57,40 | 40,57 | 36,90 | 37,14 | 36,83 | 34,27 | 32,26 |
| Muskowit: | 57,46 | 58,11 | 37,29 | 56,25 | 59,79 | 59,56 | 60,23 | 62,78 | 65,40 |

Probe: 920728-3 (WSE32)

| F1-1 | F1-2 | F1-4 | F1-5 | F1-6 | F1-7 | F1-8 | F2-1 | F2-2 | F2-3 | F2-4 | F2-5 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 |
| 49,80 | 50,28 | 49,43 | 47,99 | 49,52 | 49,46 | 49,45 | 49,01 | 48,49 | 48,52 | 48,23 | 49,46 |
| 0,21 | 0,37 | 1,86 | 0,11 | 0,13 | 0,18 | 0,17 | 0,41 | 0,41 | 0,33 | 0,45 | 0,34 |
| 31,08 | 31,01 | 30,37 | 32,06 | 30,76 | 30,73 | 30,83 | 34,80 | 34,43 | 34,10 | 34,27 | 33,48 |
| 0,01 | 0,03 | 0 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,003 | 0 | 0 | 0 | 0,02 | 0 |
| 1,29 | 1,34 | 1,50 | 2,55 | 2,18 | 1,95 | 1,49 | 1,01 | 1,01 | 1,03 | 0,98 | 1,01 |
| 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 |
| 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 3,48 | 3,17 | 2,94 | 4,78 | 4,36 | 3,95 | 3,69 | 2,42 | 2,42 | 2,53 | 2,61 | 2,60 |
| 0,24 | 0,1 | 0,2 | 0,24 | 0,22 | 0,25 | 0,18 | 0,32 | 0,32 | 0,32 | 0,34 | 0,29 |
| 0,22 | 0,24 | 0,18 | 0,16 | 0,20 | 0,17 | 0,16 | 0,44 | 0,44 | 0,30 | 0,40 | 0,28 |
| 9,78 | 10,26 | 9,85 | 8,23 | 8,78 | 9,42 | 10,19 | 9,83 | 9,83 | 10,12 | 9,96 | 9,96 |
| 96,17 | 96,85 | 96,38 | 96,21 | 96,28 | 96,24 | 96,18 | 98,27 | 97,38 | 97,25 | 97,27 | 97,45 |
| 6,588 | 6,605 | 6,527 | 6,352 | 6,543 | 6,55 | 6,564 | 6,322 | 6,318 | 6,341 | 6,306 | 6,436 |
| 0,02 | 0,037 | 0,185 | 0,011 | 0,013 | 0,018 | 0,016 | 0,04 | 0,04 | 0,032 | 0,044 | 0,034 |
| 4,845 | 4,802 | 4,726 | 5,001 | 4,789 | 4,795 | 4,823 | 5,291 | 5,287 | 5,253 | 5,281 | 5,135 |
| 0,001 | 0,003 | 0 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0 |
| 0,254 | 0,262 | 0,295 | 0,502 | 0,429 | 0,386 | 0,295 | 0,195 | 0,197 | 0,201 | 0,19 | 0,197 |
| 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,008 | 0,004 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0,003 |
| 0 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0 | 0 | 0 |
| 0,385 | 0,348 | 0,324 | 0,529 | 0,482 | 0,438 | 0,41 | 0,261 | 0,264 | 0,276 | 0,285 | 0,283 |
| 0,012 | 0,005 | 0,01 | 0,013 | 0,011 | 0,013 | 0,009 | 0,016 | 0,016 | 0,017 | 0,017 | 0,015 |
| 0,057 | 0,06 | 0,045 | 0,042 | 0,05 | 0,044 | 0,042 | 0,111 | 0,112 | 0,077 | 0,1 | 0,07 |
| 1,65 | 1,719 | 1,659 | 1,39 | 1,479 | 1,591 | 1,726 | 1,618 | 1,634 | 1,687 | 1,662 | 1,653 |
| 13,820 | 13,847 | 13,778 | 13,850 | 13,811 | 13,850 | 13,890 | 13,857 | 13,871 | 13,884 | 13,889 | 13,826 |
| 0,6 | 0,57 | 0,52 | 0,51 | 0,53 | 0,53 | 0,58 | 0,57 | 0,57 | 0,58 | 0,6 | 0,59 |
| 6,588 | 6,605 | 6,527 | 6,352 | 6,543 | 6,55 | 6,564 | 6,322 | 6,318 | 6,341 | 6,306 | 6,436 |
| 1,412 | 1,395 | 1,473 | 1,648 | 1,457 | 1,45 | 1,436 | 1,678 | 1,682 | 1,659 | 1,694 | 1,564 |
| 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| 3,433 | 3,407 | 3,252 | 3,353 | 3,332 | 3,345 | 3,387 | 3,613 | 3,605 | 3,593 | 3,587 | 3,571 |
| 0,001 | 0,003 | 0 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0 |
| 0,02 | 0,037 | 0,185 | 0,011 | 0,013 | 0,018 | 0,016 | 0,04 | 0,04 | 0,032 | 0,044 | 0,034 |
| 0,385 | 0,348 | 0,324 | 0,529 | 0,482 | 0,438 | 0,41 | 0,261 | 0,264 | 0,276 | 0,285 | 0,283 |
| 0 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0 | 0 | 0 |
| 0,254 | 0,262 | 0,295 | 0,502 | 0,429 | 0,386 | 0,295 | 0,195 | 0,197 | 0,201 | 0,19 | 0,197 |
| 4,093 | 4,060 | 4,057 | 4,402 | 4,263 | 4,198 | 4,112 | 4,112 | 4,109 | 4,102 | 4,108 | 4,085 |
| 0,012 | 0,005 | 0,01 | 0,013 | 0,011 | 0,013 | 0,009 | 0,016 | 0,016 | 0,017 | 0,017 | 0,015 |
| 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,008 | 0,004 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0,003 |
| 0,057 | 0,06 | 0,045 | 0,042 | 0,05 | 0,044 | 0,042 | 0,111 | 0,112 | 0,077 | 0,1 | 0,07 |
| 1,65 | 1,719 | 1,659 | 1,39 | 1,479 | 1,591 | 1,726 | 1,618 | 1,634 | 1,687 | 1,662 | 1,653 |
| 1,727 | 1,787 | 1,720 | 1,448 | 1,548 | 1,652 | 1,778 | 1,745 | 1,762 | 1,781 | 1,781 | 1,741 |
| 13,820 | 13,847 | 13,777 | 13,850 | 13,811 | 13,850 | 13,890 | 13,857 | 13,871 | 13,883 | 13,889 | 13,826 |
| 0,49 | 0,14 | 0,33 | 0,23 | 0,51 | 0,25 | 0,08 | 0 | 0 | 0 | 0,1 | 0,2 |
| 3,35 | 3,39 | 2,65 | 2,93 | 3,27 | 2,68 | 2,37 | 6,39 | 6,39 | 4,35 | 5,68 | 4,06 |
| 29,39 | 30,25 | 26,34 | 17,59 | 27,14 | 27,5 | 28,22 | 16,12 | 15,92 | 17,03 | 15,3 | 21,8 |
| 66,77 | 66,22 | 70,68 | 79,25 | 69,09 | 69,57 | 69,33 | 77,49 | 77,69 | 78,62 | 78,92 | 73,93 |

Tab. 9b. Metamorphe Hellglimmer aus zwei Metarhyolith-Myloniten (910313-4, 911023-1) und einem Metasediment der Phyllit-Zone (920728-3) und einem Metasediment der Taunuskamm-Einheit (901113-11) (mit Fe³⁺, 54 Analysen)

| Probe: 910313-4 (E3) | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | F1-1 | F1-2 | F1-4 | F1-5 | F1-6 | F1-8 | F2-2 | F2-3 | F2-4 | F2-5 | F3-1 | F3-8 |
| Punkt-Nr.: | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| SiO ₂ | 49,07 | 48,92 | 48,02 | 48,78 | 49,04 | 47,99 | 47,95 | 48,67 | 47,29 | 46,75 | 49,30 | 47,69 |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,17 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,18 | 0,19 | 0,13 | 0,20 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 24,51 | 23,79 | 23,71 | 23,98 | 24,29 | 24,36 | 23,24 | 24,11 | 22,87 | 23,99 | 24,90 | 22,22 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,40 | 7,15 | 6,18 | 6,07 | 6,70 | 7,04 | 7,88 | 7,44 | 8,19 | 7,61 | 4,63 | 8,00 |
| MgO | 0,41 | 0,43 | 0,44 | 0,39 | 0,45 | 0,61 | 0,64 | 0,67 | 0,53 | 0,67 | 0,77 | 0,75 |
| CaO | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,93 |
| MnO | 0,16 | 0,19 | 0,15 | 0,18 | 0,12 | 0,08 | 0,18 | 0,14 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,19 |
| FeO | 5,62 | 5,61 | 5,55 | 5,88 | 5,52 | 4,66 | 4,78 | 4,79 | 4,80 | 3,93 | 5,37 | 4,79 |
| BaO | 0,11 | 0,14 | 0,10 | 0,14 | 0,07 | 0,16 | 0,12 | 0,12 | 0,25 | 0,11 | 0,15 | 0,19 |
| Na ₂ O | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,13 | 0,11 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,17 | 0,15 |
| K ₂ O | 9,92 | 10,07 | 9,90 | 9,91 | 10,25 | 10,13 | 10,47 | 10,57 | 10,40 | 10,63 | 10,15 | 9,59 |
| Total: | 96,44 | 96,54 | 94,24 | 95,52 | 96,64 | 95,34 | 95,55 | 96,79 | 94,77 | 94,08 | 95,83 | 94,66 |
| Kationen (O=22) | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,712 | 6,715 | 6,731 | 6,746 | 6,710 | 6,650 | 6,674 | 6,666 | 6,657 | 6,591 | 6,751 | 6,702 |
| Ti | 0,016 | 0,017 | 0,012 | 0,014 | 0,013 | 0,015 | 0,013 | 0,019 | 0,020 | 0,013 | 0,021 | 0,017 |
| Al | 3,952 | 3,848 | 3,916 | 3,909 | 3,916 | 3,978 | 3,813 | 3,891 | 3,794 | 3,986 | 4,019 | 3,681 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ³ | 0,658 | 0,739 | 0,652 | 0,632 | 0,690 | 0,734 | 0,825 | 0,767 | 0,868 | 0,808 | 0,477 | 0,846 |
| Mg | 0,084 | 0,089 | 0,920 | 0,081 | 0,092 | 0,126 | 0,132 | 0,136 | 0,111 | 0,141 | 0,158 | 0,156 |
| Ca | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,007 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,140 |
| Mn | 0,018 | 0,022 | 0,018 | 0,021 | 0,013 | 0,010 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,019 | 0,020 | 0,022 |
| Fe ² | 0,643 | 0,644 | 0,651 | 0,679 | 0,631 | 0,540 | 0,556 | 0,549 | 0,565 | 0,464 | 0,615 | 0,563 |
| Ba | 0,006 | 0,008 | 0,006 | 0,007 | 0,004 | 0,009 | 0,006 | 0,007 | 0,014 | 0,006 | 0,008 | 0,010 |
| Na | 0,013 | 0,016 | 0,010 | 0,007 | 0,017 | 0,034 | 0,029 | 0,015 | 0,018 | 0,019 | 0,046 | 0,042 |
| K | 1,731 | 1,763 | 1,770 | 1,748 | 1,789 | 1,790 | 1,860 | 1,847 | 1,868 | 1,912 | 1,773 | 1,719 |
| Summe: | 13,838 | 13,863 | 14,690 | 13,847 | 13,877 | 13,890 | 13,937 | 13,917 | 13,936 | 13,962 | 13,890 | 13,898 |
| X(Fe) | 0,884 | 0,879 | 0,876 | 0,849 | 0,873 | 0,811 | 0,808 | 0,801 | 0,835 | 0,767 | 0,796 | 0,782 |
| Formelbesetzung (O=22) | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,712 | 6,715 | 6,731 | 6,746 | 6,710 | 6,650 | 6,674 | 6,666 | 6,657 | 6,591 | 6,751 | 6,702 |
| Al IV | 1,288 | 1,285 | 1,269 | 1,254 | 1,290 | 1,350 | 1,326 | 1,334 | 1,343 | 1,409 | 1,249 | 1,298 |
| Tetraeder: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 2,663 | 2,563 | 2,647 | 2,655 | 2,626 | 2,629 | 2,487 | 2,557 | 2,451 | 2,577 | 2,770 | 2,382 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ³ | 0,658 | 0,739 | 0,652 | 0,632 | 0,690 | 0,734 | 0,825 | 0,767 | 0,868 | 0,808 | 0,477 | 0,846 |
| Ti | 0,016 | 0,017 | 0,012 | 0,014 | 0,013 | 0,015 | 0,013 | 0,019 | 0,020 | 0,013 | 0,021 | 0,017 |
| Fe ² | 0,643 | 0,644 | 0,651 | 0,679 | 0,631 | 0,540 | 0,556 | 0,549 | 0,565 | 0,464 | 0,615 | 0,563 |
| Mn | 0,018 | 0,022 | 0,018 | 0,021 | 0,013 | 0,010 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,019 | 0,020 | 0,022 |
| Mg | 0,084 | 0,089 | 0,092 | 0,081 | 0,092 | 0,126 | 0,132 | 0,136 | 0,111 | 0,141 | 0,158 | 0,156 |
| Oktaeder: | 4,084 | 4,074 | 4,072 | 4,082 | 4,065 | 4,054 | 4,035 | 4,047 | 4,034 | 4,024 | 4,061 | 3,986 |
| Ba | 0,006 | 0,008 | 0,006 | 0,007 | 0,004 | 0,009 | 0,006 | 0,007 | 0,014 | 0,006 | 0,008 | 0,010 |
| Ca | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,007 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,140 |
| Na | 0,013 | 0,016 | 0,010 | 0,007 | 0,017 | 0,034 | 0,029 | 0,015 | 0,018 | 0,019 | 0,046 | 0,042 |
| K | 1,731 | 1,763 | 1,770 | 1,748 | 1,789 | 1,790 | 1,860 | 1,847 | 1,868 | 1,912 | 1,773 | 1,719 |
| Interlayer: | 1,753 | 1,789 | 1,790 | 1,765 | 1,812 | 1,837 | 1,902 | 1,870 | 1,902 | 1,938 | 1,829 | 1,911 |
| Summe: | 13,837 | 13,863 | 13,862 | 13,847 | 13,877 | 13,891 | 13,937 | 13,917 | 13,936 | 13,962 | 13,890 | 13,897 |
| Endglieder | | | | | | | | | | | | |
| Margarit: | 0,15 | 0,12 | 0,22 | 0,15 | 0,09 | 0,25 | 0,35 | 0,04 | 0,12 | 0,01 | 0,10 | 7,38 |
| Paragonit: | 0,72 | 0,91 | 0,53 | 0,42 | 0,93 | 1,88 | 1,52 | 0,80 | 0,95 | 1,00 | 2,53 | 2,19 |
| Celadonit: | 35,59 | 35,75 | 36,53 | 37,30 | 35,49 | 32,52 | 33,72 | 33,31 | 32,84 | 29,55 | 37,57 | 35,10 |
| Muskowit: | 63,54 | 63,22 | 62,71 | 62,14 | 63,49 | 65,36 | 64,41 | 65,85 | 66,08 | 69,37 | 59,80 | 55,33 |

Probe: 911023-1 (WSE18)

| P1 | P2 | P3 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 48,57 | 46,80 | 47,25 | 45,76 | 46,09 | 46,56 | 48,93 | 46,26 | 45,46 |
| 0,00 | 0,13 | 0,07 | 0,14 | 0,09 | 0,13 | 0,07 | 0,07 | 0,09 |
| 22,32 | 22,74 | 23,07 | 24,37 | 23,99 | 26,44 | 29,05 | 30,09 | 23,73 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 3,44 | 3,61 | 3,57 | 3,04 | 3,74 | 2,49 | 1,44 | 1,86 | 3,79 |
| 1,17 | 1,15 | 1,02 | 0,96 | 0,71 | 1,30 | 0,68 | 0,74 | 0,54 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,12 | 0,09 |
| 0,20 | 0,27 | 0,11 | 0,17 | 0,13 | 0,16 | 0,10 | 0,11 | 0,16 |
| 8,06 | 8,47 | 8,37 | 7,13 | 8,76 | 5,84 | 3,37 | 4,37 | 8,90 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,20 | 0,21 | 0,23 | 0,19 | 0,22 | 0,19 | 1,54 | 0,16 | 0,15 |
| 10,91 | 10,84 | 10,34 | 9,32 | 9,74 | 9,10 | 5,31 | 5,91 | 9,21 |
| 94,87 | 94,22 | 94,03 | 91,18 | 93,47 | 92,21 | 90,58 | 89,69 | 92,12 |
| 6,840 | 6,676 | 6,713 | 6,622 | 6,590 | 6,574 | 6,735 | 6,489 | 6,589 |
| 0,000 | 0,014 | 0,007 | 0,015 | 0,010 | 0,014 | 0,007 | 0,007 | 0,010 |
| 3,705 | 3,823 | 3,863 | 4,156 | 40,430 | 4,400 | 4,713 | 4,975 | 4,054 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,364 | 0,388 | 0,382 | 0,331 | 0,402 | 0,265 | 0,149 | 0,197 | 0,414 |
| 0,246 | 0,245 | 0,216 | 0,207 | 0,151 | 0,274 | 0,140 | 0,155 | 0,117 |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,018 | 0,014 |
| 0,024 | 0,033 | 0,013 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,012 | 0,013 | 0,020 |
| 0,949 | 1,010 | 0,994 | 0,863 | 1,047 | 0,690 | 0,388 | 0,513 | 1,078 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,055 | 0,058 | 0,063 | 0,053 | 0,061 | 0,052 | 0,411 | 0,044 | 0,042 |
| 1,942 | 1,973 | 1,874 | 1,721 | 1,777 | 0,639 | 0,932 | 1,058 | 1,703 |
| 14,125 | 14,220 | 14,125 | 14,005 | 50,484 | 12,927 | 13,500 | 13,469 | 14,041 |
| 0,794 | 0,805 | 0,822 | 0,807 | 0,874 | 0,716 | 0,735 | 0,768 | 0,902 |
| 6,840 | 6,676 | 6,713 | 6,622 | 6,590 | 6,574 | 6,735 | 6,489 | 6,589 |
| 1,160 | 1,324 | 1,287 | 1,378 | 1,410 | 1,426 | 1,265 | 1,511 | 1,411 |
| 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| 2,545 | 2,500 | 2,576 | 2,779 | 2,633 | 2,974 | 3,447 | 3,464 | 2,643 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,364 | 0,388 | 0,382 | 0,331 | 0,402 | 0,265 | 0,149 | 0,197 | 0,414 |
| 0,000 | 0,014 | 0,007 | 0,015 | 0,010 | 0,014 | 0,007 | 0,007 | 0,001 |
| 0,949 | 1,010 | 0,994 | 0,863 | 1,047 | 0,690 | 0,388 | 0,513 | 1,078 |
| 0,024 | 0,033 | 0,013 | 0,021 | 0,016 | 0,019 | 0,012 | 0,013 | 0,020 |
| 0,246 | 0,245 | 0,216 | 0,207 | 0,151 | 0,274 | 0,140 | 0,155 | 0,117 |
| 4,128 | 4,190 | 4,188 | 4,216 | 4,259 | 4,236 | 4,143 | 4,349 | 4,273 |
| - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,018 | 0,014 |
| 0,055 | 0,058 | 0,063 | 0,053 | 0,061 | 0,052 | 0,411 | 0,044 | 0,042 |
| 1,942 | 1,973 | 1,874 | 1,721 | 1,777 | 1,639 | 0,932 | 1,058 | 1,703 |
| 1,997 | 2,031 | 1,937 | 1,790 | 1,838 | 1,691 | 1,356 | 1,120 | 1,759 |
| 14,125 | 14,221 | 14,125 | 14,006 | 14,097 | 13,927 | 13,499 | 13,469 | 14,032 |
| 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,87 | 0,00 | 0,00 | 0,98 | 1,61 | 0,79 |
| 2,73 | 2,86 | 3,27 | 2,98 | 3,32 | 3,08 | 30,29 | 3,89 | 2,40 |
| 42,00 | 33,81 | 35,65 | 31,11 | 29,51 | 28,70 | 36,74 | 24,46 | 29,45 |
| 55,26 | 63,33 | 61,08 | 65,05 | 67,17 | 68,22 | 31,98 | 70,04 | 67,36 |

Tab. 9b. Fortsetzung

| Probe: 911023-1 | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | P11 | P12 | P13 | P14 | P15 | P16 | P17 | P18 | P19 | P20 |
| Punkt-Nr.: | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 |
| SiO ₂ | 46,59 | 46,17 | 44,05 | 51,26 | 47,12 | 47,81 | 47,69 | 47,35 | 47,17 | 45,97 |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,16 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,07 | 0,17 | 0,13 | 0,15 | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 24,34 | 23,30 | 21,80 | 22,18 | 22,26 | 25,71 | 24,79 | 24,35 | 24,94 | 24,03 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ₂ O ₃ | 3,18 | 2,89 | 3,45 | 2,86 | 3,96 | 2,60 | 2,77 | 3,22 | 2,86 | 3,42 |
| MgO | 0,97 | 1,39 | 0,84 | 1,15 | 0,99 | 1,24 | 1,40 | 0,99 | 1,35 | 0,74 |
| CaO | 0,11 | 0,14 | 0,05 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 |
| MnO | 0,23 | 0,18 | 0,18 | 0,25 | 0,20 | 0,19 | 0,19 | 0,24 | 0,17 | 0,19 |
| FeO | 7,45 | 6,77 | 8,09 | 6,71 | 9,29 | 6,11 | 6,50 | 7,55 | 6,71 | 8,03 |
| BaO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,27 | 0,25 | 0,28 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,17 |
| K ₂ O | 9,08 | 9,82 | 9,03 | 9,08 | 9,24 | 8,87 | 9,64 | 9,54 | 10,09 | 10,79 |
| Total: | 92,19 | 91,09 | 87,83 | 93,99 | 93,34 | 92,80 | 93,38 | 93,56 | 93,66 | 93,45 |
| Kationen (O=22) | | | | | | | | | | |
| Si | 6,662 | 6,700 | 6,688 | 7,100 | 6,745 | 6,696 | 6,698 | 6,684 | 6,639 | 6,589 |
| Ti | 0,010 | 0,017 | 0,010 | 0,013 | 0,009 | 0,007 | 0,018 | 0,014 | 0,016 | 0,012 |
| Al | 4,102 | 3,985 | 3,901 | 3,620 | 3,756 | 4,244 | 4,103 | 4,051 | 4,137 | 4,060 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ₃ | 0,342 | 0,315 | 0,394 | 0,298 | 0,427 | 0,274 | 0,293 | 0,342 | 0,303 | 0,369 |
| Mg | 0,207 | 0,301 | 0,190 | 0,237 | 0,211 | 0,259 | 0,293 | 0,208 | 0,283 | 0,158 |
| Ca | 0,017 | 0,022 | 0,008 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Mn | 0,028 | 0,022 | 0,023 | 0,029 | 0,024 | 0,023 | 0,023 | 0,029 | 0,020 | 0,023 |
| Fe ₂ | 0,891 | 0,822 | 1,028 | 0,777 | 1,112 | 0,715 | 0,763 | 0,892 | 0,789 | 0,963 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na | 0,042 | 0,076 | 0,074 | 0,075 | 0,056 | 0,054 | 0,054 | 0,052 | 0,049 | 0,047 |
| K | 1,656 | 1,818 | 1,749 | 1,604 | 1,687 | 1,585 | 1,727 | 1,718 | 1,812 | 1,973 |
| Summe: | 13,957 | 14,078 | 14,065 | 13,768 | 14,027 | 13,857 | 13,977 | 13,990 | 14,054 | 14,194 |
| X(Fe) | 0,812 | 0,732 | 0,844 | 0,766 | 0,840 | 0,734 | 0,722 | 0,811 | 0,736 | 0,859 |
| Formelbesetzung (O=22) | | | | | | | | | | |
| Si | 6,662 | 6,700 | 6,688 | 7,100 | 6,745 | 6,696 | 6,698 | 6,684 | 6,639 | 6,589 |
| Al IV | 1,338 | 1,300 | 1,312 | 0,900 | 1,255 | 1,304 | 1,302 | 1,316 | 1,361 | 1,411 |
| Tetraeder: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 2,764 | 2,686 | 2,589 | 2,720 | 2,501 | 2,940 | 2,801 | 2,736 | 2,777 | 2,649 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ₃ | 0,342 | 0,315 | 0,394 | 0,298 | 0,427 | 0,274 | 0,293 | 0,342 | 0,303 | 0,369 |
| Ti | 0,010 | 0,017 | 0,010 | 0,013 | 0,009 | 0,007 | 0,018 | 0,014 | 0,016 | 0,012 |
| Fe ₂ | 0,891 | 0,822 | 1,028 | 0,777 | 1,112 | 0,715 | 0,763 | 0,892 | 0,789 | 0,963 |
| Mn | 0,028 | 0,022 | 0,023 | 0,029 | 0,024 | 0,023 | 0,023 | 0,029 | 0,020 | 0,023 |
| Mg | 0,207 | 0,301 | 0,190 | 0,237 | 0,211 | 0,259 | 0,293 | 0,208 | 0,283 | 0,158 |
| Oktaeder: | 4,242 | 4,163 | 4,234 | 4,074 | 4,284 | 4,218 | 4,191 | 4,221 | 4,188 | 4,174 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ca | 0,017 | 0,022 | 0,008 | 0,015 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Na | 0,042 | 0,076 | 0,074 | 0,075 | 0,056 | 0,054 | 0,054 | 0,052 | 0,049 | 0,047 |
| K | 1,656 | 1,818 | 1,749 | 1,604 | 1,687 | 1,585 | 1,727 | 1,718 | 1,812 | 1,973 |
| Interlayer: | 1,715 | 1,916 | 1,831 | 1,694 | 1,743 | 1,639 | 1,786 | 1,770 | 1,867 | 2,020 |
| Summe: | 13,957 | 14,079 | 14,065 | 13,768 | 14,027 | 13,857 | 13,977 | 13,991 | 14,055 | 14,194 |
| Endglieder | | | | | | | | | | |
| Margarit: | 0,98 | 1,14 | 0,44 | 0,88 | 0,00 | 0,00 | 0,25 | 0,00 | 0,32 | 0,00 |
| Paragonit: | 2,43 | 3,97 | 4,02 | 4,44 | 3,18 | 3,31 | 3,05 | 2,94 | 2,63 | 2,34 |
| Celadonit: | 33,09 | 35,02 | 34,40 | 54,98 | 37,27 | 34,79 | 34,89 | 34,22 | 31,96 | 29,47 |
| Muskowit: | 63,50 | 59,88 | 61,13 | 39,71 | 59,55 | 61,89 | 61,81 | 62,85 | 65,08 | 68,19 |

Probe: 920728-3 (WSE32)

| F1-1 | F1-2 | F1-4 | F1-5 | F1-6 | F1-7 | F1-8 | F2-1 | F2-2 | F2-3 | F2-4 | F2-5 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 |
| 49,80 | 50,28 | 49,43 | 47,99 | 49,52 | 49,46 | 49,45 | 49,01 | 48,49 | 48,52 | 48,23 | 49,46 |
| 0,21 | 0,37 | 1,86 | 0,11 | 0,13 | 0,18 | 0,17 | 0,41 | 0,41 | 0,33 | 0,45 | 0,34 |
| 31,08 | 31,01 | 30,37 | 32,06 | 30,76 | 30,73 | 30,83 | 34,80 | 34,43 | 34,10 | 34,27 | 33,48 |
| 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 |
| 1,07 | 0,98 | 0,91 | 1,47 | 1,34 | 1,22 | 1,14 | 0,75 | 0,75 | 0,78 | 0,80 | 0,08 |
| 1,29 | 1,34 | 1,50 | 2,55 | 2,18 | 1,95 | 1,49 | 1,01 | 1,01 | 1,03 | 0,98 | 1,01 |
| 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 |
| 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 2,51 | 2,29 | 2,12 | 3,45 | 3,15 | 2,85 | 2,67 | 1,75 | 1,75 | 1,83 | 1,89 | 1,88 |
| 0,24 | 0,10 | 0,20 | 0,24 | 0,22 | 0,25 | 0,18 | 0,32 | 0,32 | 0,32 | 0,34 | 0,29 |
| 0,22 | 0,24 | 0,18 | 0,16 | 0,20 | 0,17 | 0,16 | 0,44 | 0,44 | 0,30 | 0,40 | 0,28 |
| 9,78 | 10,26 | 9,85 | 8,23 | 8,78 | 9,42 | 10,19 | 9,83 | 9,83 | 10,12 | 9,96 | 9,96 |
| 96,27 | 96,95 | 96,47 | 96,35 | 96,41 | 96,36 | 96,30 | 98,35 | 97,46 | 97,33 | 97,35 | 96,81 |
| 6,572 | 6,590 | 6,513 | 6,331 | 6,522 | 6,532 | 6,547 | 6,312 | 6,308 | 6,330 | 6,294 | 6,424 |
| 0,021 | 0,036 | 0,184 | 0,011 | 0,013 | 0,018 | 0,017 | 0,040 | 0,040 | 0,032 | 0,044 | 0,033 |
| 4,834 | 4,790 | 4,716 | 4,984 | 4,775 | 4,783 | 4,810 | 5,282 | 5,279 | 5,243 | 5,271 | 5,125 |
| 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| 0,106 | 0,096 | 0,090 | 0,146 | 0,133 | 0,121 | 0,113 | 0,072 | 0,073 | 0,077 | 0,079 | 0,078 |
| 0,254 | 0,262 | 0,295 | 0,501 | 0,428 | 0,384 | 0,294 | 0,194 | 0,196 | 0,200 | 0,191 | 0,196 |
| 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,008 | 0,004 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,004 |
| 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| 0,278 | 0,251 | 0,234 | 0,381 | 0,347 | 0,315 | 0,295 | 0,188 | 0,190 | 0,199 | 0,206 | 0,204 |
| 0,012 | 0,005 | 0,010 | 0,012 | 0,011 | 0,013 | 0,009 | 0,016 | 0,016 | 0,016 | 0,017 | 0,015 |
| 0,056 | 0,061 | 0,046 | 0,041 | 0,051 | 0,044 | 0,041 | 0,110 | 0,111 | 0,076 | 0,101 | 0,071 |
| 1,646 | 1,716 | 1,656 | 1,385 | 1,475 | 1,587 | 1,721 | 1,615 | 1,631 | 1,684 | 1,658 | 1,650 |
| 13,788 | 13,816 | 13,751 | 13,802 | 13,770 | 13,812 | 13,852 | 13,832 | 13,847 | 13,857 | 13,864 | 13,800 |
| 0,522 | 0,490 | 0,443 | 0,432 | 0,448 | 0,451 | 0,501 | 0,493 | 0,493 | 0,499 | 0,519 | 0,511 |
| 6,572 | 6,590 | 6,513 | 6,331 | 6,522 | 6,632 | 6,547 | 6,312 | 6,308 | 6,330 | 6,294 | 6,424 |
| 1,428 | 1,410 | 1,487 | 1,669 | 1,478 | 1,468 | 1,453 | 1,688 | 1,692 | 1,670 | 1,706 | 1,576 |
| 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,100 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| 3,405 | 3,380 | 3,229 | 3,315 | 3,297 | 3,315 | 3,357 | 3,595 | 3,586 | 3,573 | 3,565 | 3,550 |
| 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| 0,106 | 0,096 | 0,090 | 0,146 | 0,133 | 0,121 | 0,113 | 0,072 | 0,073 | 0,077 | 0,079 | 0,078 |
| 0,021 | 0,036 | 0,184 | 0,011 | 0,013 | 0,018 | 0,017 | 0,040 | 0,040 | 0,032 | 0,044 | 0,033 |
| 0,278 | 0,251 | 0,234 | 0,381 | 0,347 | 0,315 | 0,295 | 0,188 | 0,190 | 0,199 | 0,206 | 0,204 |
| 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| 0,254 | 0,262 | 0,295 | 0,501 | 0,428 | 0,384 | 0,294 | 0,194 | 0,196 | 0,200 | 0,191 | 0,196 |
| 4,065 | 4,031 | 4,033 | 4,361 | 4,225 | 4,164 | 4,080 | 4,092 | 4,088 | 4,081 | 4,087 | 4,061 |
| 0,012 | 0,005 | 0,010 | 0,012 | 0,011 | 0,013 | 0,009 | 0,016 | 0,016 | 0,016 | 0,017 | 0,015 |
| 0,008 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,008 | 0,004 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,004 |
| 0,056 | 0,061 | 0,046 | 0,041 | 0,051 | 0,044 | 0,041 | 0,110 | 0,111 | 0,076 | 0,101 | 0,071 |
| 1,646 | 1,716 | 1,656 | 1,385 | 1,475 | 1,587 | 1,721 | 1,615 | 0,631 | 1,684 | 1,658 | 1,650 |
| 1,722 | 1,785 | 1,718 | 1,441 | 1,545 | 1,648 | 1,772 | 1,741 | 0,758 | 1,776 | 1,777 | 1,740 |
| 13,787 | 13,816 | 13,751 | 13,802 | 13,770 | 13,912 | 13,852 | 13,833 | 12,846 | 13,857 | 13,864 | 13,801 |
| 0,50 | 0,16 | 0,33 | 0,20 | 0,55 | 0,26 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,24 |
| 3,29 | 3,43 | 2,69 | 2,86 | 3,33 | 2,66 | 2,33 | 6,37 | 6,37 | 4,31 | 5,75 | 4,09 |
| 28,58 | 29,50 | 25,64 | 16,53 | 26,11 | 26,59 | 27,34 | 15,61 | 15,39 | 16,49 | 14,71 | 21,22 |
| 67,64 | 66,91 | 71,33 | 80,41 | 70,01 | 70,49 | 70,25 | 78,02 | 78,24 | 79,20 | 79,46 | 74,45 |

Tab. 9b. Fortsetzung

| Probe: 901113-11 (E11) | | | | | | | | | | | |
|------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | P3 | P4 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P12 | P14 | P15 | P16 |
| Punkt-Nr.: | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | 54 |
| SiO2 | 47,57 | 48,46 | 47,24 | 45,00 | 43,61 | 50,45 | 49,11 | 43,28 | 44,76 | 40,93 | 45,06 |
| TiO2 | 0,08 | 0,06 | 0,05 | 0,50 | 0,39 | 0,05 | 0,21 | 0,06 | 0,30 | 0,05 | 0,05 |
| Al2O3 | 32,54 | 31,12 | 32,54 | 29,60 | 29,68 | 29,30 | 32,71 | 30,28 | 31,28 | 29,93 | 32,01 |
| Cr2O3 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe2O3 | 0,74 | 0,70 | 0,71 | 1,15 | 1,23 | 0,64 | 0,69 | 0,96 | 0,71 | 1,18 | 0,74 |
| MgO | 1,33 | 1,32 | 1,21 | 3,18 | 3,40 | 1,02 | 1,41 | 4,52 | 1,76 | 4,01 | 2,07 |
| CaO | 0,13 | 0,18 | 0,15 | 0,16 | 0,12 | 0,14 | 0,16 | 0,10 | 0,11 | 0,15 | 0,06 |
| MnO | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,03 |
| FeO | 1,73 | 1,64 | 1,67 | 2,69 | 2,88 | 1,50 | 1,63 | 2,24 | 1,67 | 2,77 | 1,73 |
| BaO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na2O | 0,67 | 0,73 | 0,69 | 0,75 | 0,65 | 0,74 | 0,68 | 0,74 | 1,05 | 0,91 | 0,91 |
| K2O | 9,37 | 9,01 | 9,63 | 7,53 | 6,68 | 8,60 | 9,82 | 8,05 | 8,65 | 7,30 | 8,76 |
| Total: | 94,16 | 93,24 | 93,91 | 90,60 | 88,69 | 92,44 | 96,42 | 90,30 | 90,36 | 87,32 | 91,42 |
| Kationen (O=22) | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,389 | 6,548 | 6,373 | 6,302 | 6,222 | 6,825 | 6,443 | 6,108 | 6,296 | 5,994 | 6,245 |
| Ti | 0,008 | 0,006 | 0,005 | 0,053 | 0,042 | 0,005 | 0,021 | 0,006 | 0,003 | 0,006 | 0,005 |
| Al | 5,151 | 4,956 | 5,174 | 4,885 | 4,990 | 4,672 | 5,057 | 5,036 | 5,186 | 5,166 | 5,230 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe3 | 0,074 | 0,071 | 0,072 | 0,121 | 0,132 | 0,065 | 0,068 | 0,101 | 0,075 | 0,130 | 0,077 |
| Mg | 0,266 | 0,266 | 0,243 | 0,664 | 0,723 | 0,206 | 0,276 | 0,951 | 0,369 | 0,873 | 0,428 |
| Ca | 0,019 | 0,026 | 0,022 | 0,024 | 0,018 | 0,020 | 0,022 | 0,015 | 0,017 | 0,024 | 0,009 |
| Mn | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,005 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,008 | 0,011 | 0,004 |
| Fe2 | 0,194 | 0,185 | 0,188 | 0,315 | 0,344 | 0,169 | 0,178 | 0,264 | 0,196 | 0,339 | 0,201 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na | 0,174 | 0,191 | 0,180 | 0,204 | 0,180 | 0,194 | 0,173 | 0,202 | 0,286 | 0,258 | 0,245 |
| K | 1,605 | 1,553 | 1,657 | 1,345 | 1,216 | 1,484 | 1,643 | 1,449 | 1,552 | 1,364 | 1,549 |
| Summe: | 13,880 | 13,804 | 13,916 | 13,918 | 13,873 | 13,640 | 13,881 | 14,140 | 13,988 | 14,165 | 13,993 |
| X(Fe) | 0,421 | 0,411 | 0,436 | 0,322 | 0,322 | 0,451 | 0,393 | 0,218 | 0,347 | 0,280 | 0,320 |
| Formelbesetzung (O=22) | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,389 | 6,548 | 6,373 | 6,302 | 6,222 | 6,825 | 6,443 | 6,108 | 6,296 | 5,994 | 6,245 |
| Al IV | 1,611 | 1,452 | 1,627 | 1,698 | 1,778 | 1,175 | 1,557 | 1,892 | 1,704 | 2,006 | 1,755 |
| Tetraeder: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 3,539 | 3,504 | 3,547 | 3,187 | 3,212 | 3,497 | 3,500 | 3,144 | 3,482 | 3,159 | 3,476 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe3 | 0,074 | 0,071 | 0,072 | 0,121 | 0,132 | 0,065 | 0,068 | 0,101 | 0,075 | 0,130 | 0,077 |
| Ti | 0,008 | 0,006 | 0,005 | 0,053 | 0,042 | 0,005 | 0,021 | 0,006 | 0,003 | 0,006 | 0,005 |
| Fe2 | 0,194 | 0,185 | 0,188 | 0,315 | 0,344 | 0,169 | 0,178 | 0,264 | 0,196 | 0,339 | 0,201 |
| Mn | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,005 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,008 | 0,011 | 0,004 |
| Mg | 0,266 | 0,266 | 0,243 | 0,664 | 0,723 | 0,206 | 0,276 | 0,951 | 0,369 | 0,873 | 0,428 |
| Oktaeder: | 4,081 | 4,034 | 4,057 | 4,345 | 4,459 | 3,942 | 4,043 | 4,474 | 4,133 | 4,518 | 4,191 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ca | 0,019 | 0,026 | 0,022 | 0,024 | 0,018 | 0,020 | 0,022 | 0,015 | 0,017 | 0,024 | 0,009 |
| Na | 0,174 | 0,191 | 0,180 | 0,204 | 0,180 | 0,194 | 0,173 | 0,202 | 0,286 | 0,258 | 0,245 |
| K | 1,605 | 1,553 | 1,657 | 1,345 | 1,216 | 1,484 | 1,643 | 1,449 | 1,552 | 1,364 | 1,549 |
| Interlayer: | 1,798 | 1,770 | 1,859 | 1,573 | 1,414 | 1,698 | 1,838 | 1,666 | 1,855 | 1,646 | 1,803 |
| Summe: | 13,879 | 13,804 | 13,916 | 13,918 | 13,873 | 13,640 | 13,881 | 14,140 | 13,988 | 14,164 | 13,994 |
| Endglieder | | | | | | | | | | | |
| Margarit: | 1,04 | 1,47 | 1,17 | 1,53 | 1,30 | 1,19 | 1,22 | 0,91 | 0,89 | 1,43 | 0,49 |
| Paragonit: | 9,70 | 10,80 | 9,71 | 12,95 | 12,72 | 11,43 | 9,41 | 12,15 | 15,44 | 15,70 | 13,57 |
| Celadonit: | 19,44 | 27,39 | 18,65 | 15,09 | 11,08 | 41,26 | 22,13 | 5,40 | 14,81 | 0,00 | 12,26 |
| Muskowit: | 69,82 | 60,33 | 70,48 | 70,44 | 74,90 | 46,12 | 67,25 | 81,55 | 68,86 | 82,87 | 73,68 |

Tab. 9c. Detritische Hellglimmer aus einer meta-arkosischen Wacke der Phyllit-Zone (ohne Fe³⁺)

| Probe: 910728-3 (WSE32) | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | F3-1 | F3-2 | F3-3 | F3-4 | F4-2 | F4-3 | F4-4 | F4-5 |
| Punkt-Nr.: | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 48,00 | 48,85 | 48,17 | 48,80 | 49,53 | 49,71 | 49,72 | 49,36 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,61 | 0,56 | 0,12 | 0,59 | 0,66 | 0,62 | 0,38 |
| Al ₂ O ₃ | 35,22 | 33,29 | 32,94 | 35,49 | 31,71 | 31,52 | 31,97 | 33,79 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| MgO | 0,49 | 0,99 | 1,10 | 0,44 | 1,56 | 1,59 | 1,44 | 1,24 |
| CaO | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 |
| FeO | 3,05 | 2,73 | 2,78 | 2,65 | 1,82 | 1,93 | 2,01 | 2,05 |
| BaO | 0,13 | 0,96 | 0,84 | 0,24 | 0,39 | 0,45 | 0,41 | 0,29 |
| Na ₂ O | 0,21 | 0,78 | 0,65 | 0,19 | 0,41 | 0,50 | 0,24 | 0,33 |
| K ₂ O | 9,96 | 9,06 | 9,29 | 9,74 | 10,21 | 9,96 | 10,01 | 8,63 |
| Total: | 97,19 | 97,27 | 96,38 | 97,70 | 96,22 | 96,34 | 96,42 | 96,15 |
| Kationen (O=22) | | | | | | | | |
| Si | 6,273 | 6,391 | 6,372 | 6,319 | 6,528 | 6,543 | 6,530 | 6,440 |
| Ti | 0,010 | 0,060 | 0,056 | 0,012 | 0,058 | 0,065 | 0,062 | 0,037 |
| Al | 5,425 | 5,134 | 5,136 | 5,416 | 4,926 | 4,890 | 4,949 | 5,197 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| Mg | 0,096 | 0,194 | 0,216 | 0,084 | 0,307 | 0,311 | 0,282 | 0,240 |
| Ca | 0,005 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 |
| Fe | 0,333 | 0,298 | 0,308 | 0,287 | 0,201 | 0,212 | 0,221 | 0,224 |
| Ba | 0,007 | 0,049 | 0,044 | 0,012 | 0,020 | 0,023 | 0,021 | 0,015 |
| Na | 0,053 | 0,197 | 0,166 | 0,046 | 0,105 | 0,127 | 0,061 | 0,084 |
| K | 1,660 | 1,512 | 1,568 | 1,609 | 1,716 | 1,673 | 1,677 | 1,437 |
| Summe: | 13,862 | 13,835 | 13,872 | 13,788 | 13,861 | 13,847 | 13,803 | 13,683 |
| X(Fe) | 0,780 | 0,610 | 0,590 | 0,770 | 0,400 | 0,410 | 0,440 | 0,480 |
| Formelbesetzung (O=22) | | | | | | | | |
| Si | 6,273 | 6,391 | 6,372 | 6,319 | 6,528 | 6,543 | 6,530 | 6,440 |
| Al IV | 1,727 | 1,609 | 1,628 | 1,681 | 1,472 | 1,457 | 1,470 | 1,560 |
| Tetraeder: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| Al VI | 3,698 | 3,525 | 3,508 | 3,735 | 3,454 | 3,433 | 3,479 | 3,637 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| Ti | 0,010 | 0,060 | 0,056 | 0,012 | 0,058 | 0,065 | 0,062 | 0,037 |
| Fe ₂ | 0,333 | 0,298 | 0,308 | 0,287 | 0,201 | 0,212 | 0,221 | 0,224 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 |
| Mg | 0,096 | 0,194 | 0,216 | 0,084 | 0,307 | 0,311 | 0,282 | 0,240 |
| Oktaeder: | 4,137 | 4,077 | 4,090 | 4,119 | 4,020 | 4,024 | 4,044 | 4,141 |
| Ba | 0,007 | 0,049 | 0,044 | 0,012 | 0,020 | 0,023 | 0,021 | 0,015 |
| Ca | 0,005 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 |
| Na | 0,053 | 0,197 | 0,166 | 0,046 | 0,105 | 0,127 | 0,061 | 0,084 |
| K | 1,660 | 1,512 | 1,568 | 1,609 | 1,716 | 1,673 | 1,677 | 1,437 |
| Interlayer: | 1,725 | 1,758 | 1,782 | 1,669 | 1,841 | 1,823 | 1,759 | 1,542 |
| Total: | 13,862 | 13,835 | 13,872 | 13,788 | 13,861 | 13,847 | 13,803 | 13,683 |
| Endglieder | | | | | | | | |
| Margarit: | 0,27 | 0,02 | 0,25 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,41 |
| Paragonit: | 3,08 | 11,53 | 9,56 | 2,80 | 5,78 | 7,03 | 3,49 | 5,48 |
| Celadonit: | 23,65 | 19,57 | 18,61 | 15,93 | 26,41 | 27,16 | 26,50 | 22,02 |
| Muskowit: | 83,00 | 68,87 | 71,57 | 81,13 | 67,81 | 65,80 | 70,01 | 72,08 |

Tab. 9d. Na-Amphibole aus zwei Metaandesiten

| Probe: 910328-5 (KNE4) | | | | | | | | |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Analyse: | P4 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
| Punkt-Nr.: | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 54,71 | 55,06 | 54,74 | 54,21 | 55,06 | 54,26 | 54,06 | 54,69 |
| TiO ₂ | 0,12 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,08 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 2,34 | 2,54 | 2,35 | 2,08 | 3,59 | 1,97 | 1,78 | 1,23 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,99 | 12,13 | 14,54 | 12,31 | 9,86 | 13,63 | 15,14 | 15,74 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MgO | 9,71 | 6,71 | 8,24 | 7,34 | 7,12 | 8,37 | 6,81 | 8,76 |
| CaO | 2,85 | 0,35 | 0,33 | 1,00 | 1,39 | 0,92 | 0,43 | 0,57 |
| MnO | 0,45 | 0,40 | 0,34 | 0,45 | 0,40 | 0,37 | 0,43 | 0,43 |
| FeO | 11,64 | 13,89 | 10,28 | 13,54 | 14,48 | 10,88 | 12,57 | 9,44 |
| Na ₂ O | 5,34 | 7,38 | 7,09 | 6,26 | 6,59 | 6,73 | 6,88 | 6,77 |
| K ₂ O | 0,53 | 0,14 | 0,12 | 0,39 | 0,35 | 0,21 | 0,17 | 0,15 |
| Total: | 96,68 | 98,61 | 98,05 | 97,60 | 98,86 | 97,41 | 98,35 | 97,86 |
| Kationen (O=23) | | | | | | | | |
| Si | 8,013 | 8,012 | 7,941 | 7,990 | 7,975 | 7,948 | 7,933 | 7,960 |
| Ti | 0,013 | 0,013 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,008 | 0,009 | 0,009 |
| Al | 0,404 | 0,436 | 0,402 | 0,361 | 0,613 | 0,340 | 0,308 | 0,211 |
| Fe ₃ | 0,991 | 1,328 | 1,588 | 1,365 | 1,075 | 1,502 | 1,671 | 1,724 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mg | 2,120 | 1,456 | 1,782 | 1,613 | 1,537 | 1,828 | 1,490 | 1,901 |
| Ca | 0,447 | 0,055 | 0,051 | 0,158 | 0,216 | 0,144 | 0,068 | 0,089 |
| Mn | 0,056 | 0,049 | 0,042 | 0,056 | 0,049 | 0,046 | 0,053 | 0,053 |
| Fe ₂ | 1,426 | 1,691 | 1,247 | 1,668 | 1,754 | 1,332 | 1,543 | 1,149 |
| Na | 1,516 | 2,082 | 1,994 | 1,789 | 1,851 | 1,911 | 1,957 | 1,910 |
| K | 0,099 | 0,026 | 0,022 | 0,073 | 0,065 | 0,039 | 0,032 | 0,028 |
| Summe: | 15,085 | 15,148 | 15,071 | 15,075 | 15,137 | 15,098 | 15,064 | 15,034 |
| Formelbesetzung (O=23) | | | | | | | | |
| T | | | | | | | | |
| Si | 8,013 | 8,012 | 7,941 | 7,990 | 7,975 | 7,948 | 7,933 | 7,960 |
| Al | 0,000 | 0,000 | 0,059 | 0,010 | 0,025 | 0,052 | 0,067 | 0,040 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Summe: | 8,013 | 8,012 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| C | | | | | | | | |
| Al | 0,404 | 0,436 | 0,342 | 0,351 | 0,588 | 0,288 | 0,241 | 0,171 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Fe ₃ | 0,991 | 1,328 | 1,588 | 1,365 | 1,075 | 1,502 | 1,671 | 1,724 |
| Ti | 0,013 | 0,013 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,008 | 0,009 | 0,009 |
| Mg | 2,120 | 1,456 | 1,782 | 1,613 | 1,537 | 1,828 | 1,490 | 1,901 |
| Fe ₂ | 1,426 | 1,691 | 1,247 | 1,668 | 1,754 | 1,332 | 1,543 | 1,149 |
| Mn | 0,046 | 0,049 | 0,039 | 0,000 | 0,044 | 0,042 | 0,047 | 0,047 |
| Summe: | 5,000 | 4,973 | 5,000 | 4,999 | 5,000 | 5,000 | 5,001 | 5,001 |
| B | | | | | | | | |
| Fe ₂ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mn | 0,009 | 0,000 | 0,003 | 0,056 | 0,005 | 0,004 | 0,007 | 0,006 |
| Ca | 0,447 | 0,055 | 0,051 | 0,158 | 0,216 | 0,144 | 0,068 | 0,089 |
| Na | 1,516 | 1,945 | 1,946 | 1,786 | 1,779 | 1,852 | 1,926 | 1,905 |
| Summe: | 1,972 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,001 | 2,000 |
| A | | | | | | | | |
| Na | 0,000 | 0,137 | 0,049 | 0,003 | 0,072 | 0,059 | 0,032 | 0,005 |
| K | 0,099 | 0,026 | 0,022 | 0,073 | 0,065 | 0,039 | 0,032 | 0,028 |
| Summe: | 0,099 | 0,163 | 0,071 | 0,076 | 0,137 | 0,098 | 0,064 | 0,033 |
| Na auf B | 1,516 | 1,945 | 1,946 | 1,786 | 1,779 | 1,852 | 1,926 | 1,905 |
| Fe ₂ /Fe ₂ +Mg | 0,402 | 0,537 | 0,412 | 0,508 | 0,533 | 0,422 | 0,509 | 0,377 |
| Fe ₃ /Fe ₃ +Al | 0,710 | 0,753 | 0,823 | 0,795 | 0,646 | 0,839 | 0,874 | 0,910 |
| ln(Ca/Na)M4 | -1,22 | -3,57 | -3,64 | -2,43 | -2,11 | -2,55 | -3,35 | -3,07 |

Probe: 910117-2 (KNE2)

| F1-1 | F1-2 | F1-3 | F1-4 | F2-1 | F2-2 | F2-3 | F2-5 | F2-6 | F2-7 | F2-8 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| 53,47 | 54,00 | 54,31 | 53,90 | 55,11 | 54,62 | 54,27 | 54,44 | 54,44 | 54,64 | 54,55 |
| 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,19 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| 2,12 | 2,09 | 2,00 | 2,04 | 1,79 | 1,61 | 1,06 | 1,17 | 1,01 | 1,09 | 1,08 |
| 12,56 | 14,07 | 13,72 | 12,19 | 14,43 | 14,90 | 10,86 | 11,92 | 9,48 | 8,64 | 7,83 |
| 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,07 | 0,13 | 0,00 | 0,12 | 0,13 | 0,09 | 0,14 |
| 9,64 | 9,45 | 9,67 | 10,73 | 8,87 | 8,96 | 11,78 | 12,33 | 14,09 | 13,63 | 14,49 |
| 2,55 | 1,41 | 2,06 | 3,69 | 0,88 | 1,12 | 2,67 | 5,05 | 7,48 | 7,18 | 8,95 |
| 0,32 | 0,31 | 0,25 | 0,41 | 0,27 | 0,27 | 0,35 | 0,49 | 0,58 | 0,58 | 0,68 |
| 10,43 | 9,95 | 10,10 | 9,73 | 11,51 | 10,97 | 11,02 | 8,43 | 7,88 | 9,13 | 8,61 |
| 5,36 | 5,95 | 5,73 | 4,86 | 6,27 | 6,19 | 4,54 | 4,22 | 2,97 | 3,03 | 2,24 |
| 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,07 |
| 96,53 | 97,29 | 97,95 | 97,66 | 99,31 | 99,03 | 96,61 | 98,24 | 98,17 | 98,08 | 98,64 |
| 7,871 | 7,881 | 7,876 | 7,826 | 7,923 | 7,884 | 7,947 | 7,828 | 7,796 | 7,845 | 7,783 |
| 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,009 | 0,021 | 0,003 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| 0,368 | 0,359 | 0,342 | 0,349 | 0,303 | 0,273 | 0,182 | 0,198 | 0,171 | 0,185 | 0,181 |
| 1,391 | 1,545 | 1,497 | 1,332 | 1,561 | 1,618 | 1,197 | 1,289 | 1,022 | 0,933 | 0,841 |
| 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,008 | 0,015 | 0,000 | 0,014 | 0,014 | 0,010 | 0,016 |
| 2,116 | 2,056 | 2,090 | 2,322 | 1,900 | 1,928 | 2,571 | 2,644 | 3,008 | 2,918 | 3,083 |
| 0,403 | 0,221 | 0,321 | 0,574 | 0,135 | 0,173 | 0,419 | 0,779 | 1,147 | 1,105 | 1,368 |
| 0,040 | 0,038 | 0,031 | 0,050 | 0,032 | 0,033 | 0,044 | 0,060 | 0,070 | 0,071 | 0,082 |
| 1,284 | 1,214 | 1,225 | 1,181 | 1,385 | 1,324 | 1,350 | 1,013 | 0,944 | 1,096 | 1,028 |
| 1,530 | 1,684 | 1,612 | 1,368 | 1,747 | 1,733 | 1,290 | 1,178 | 0,826 | 0,843 | 0,619 |
| 0,007 | 0,002 | 0,007 | 0,011 | 0,005 | 0,012 | 0,006 | 0,012 | 0,014 | 0,013 | 0,013 |
| 15,014 | 15,005 | 15,009 | 15,019 | 15,008 | 15,014 | 15,009 | 15,015 | 15,015 | 15,019 | 15,014 |
| 7,871 | 7,881 | 7,876 | 7,826 | 7,923 | 7,884 | 7,947 | 7,828 | 7,796 | 7,845 | 7,783 |
| 0,129 | 0,119 | 0,124 | 0,174 | 0,077 | 0,116 | 0,053 | 0,172 | 0,171 | 0,155 | 0,181 |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,014 | 0,000 | 0,016 |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,018 | 0,000 | 0,020 |
| 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 7,999 | 8,000 | 8,000 |
| 0,239 | 0,240 | 0,218 | 0,175 | 0,226 | 0,157 | 0,129 | 0,027 | 0,000 | 0,030 | 0,000 |
| 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,008 | 0,015 | 0,000 | 0,014 | 0,000 | 0,010 | 0,000 |
| 1,391 | 1,545 | 1,497 | 1,332 | 1,561 | 1,618 | 1,197 | 1,289 | 1,004 | 0,933 | 0,821 |
| 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,009 | 0,021 | 0,003 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| 2,116 | 2,056 | 2,090 | 2,322 | 1,900 | 1,928 | 2,571 | 2,644 | 3,008 | 2,918 | 3,083 |
| 1,250 | 1,154 | 1,187 | 1,166 | 1,296 | 1,261 | 1,100 | 1,013 | 0,944 | 1,096 | 1,028 |
| 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,041 | 0,013 | 0,069 |
| 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,001 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,001 |
| 0,035 | 0,060 | 0,038 | 0,016 | 0,088 | 0,064 | 0,250 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| 0,040 | 0,038 | 0,031 | 0,050 | 0,032 | 0,033 | 0,044 | 0,047 | 0,029 | 0,058 | 0,014 |
| 0,403 | 0,221 | 0,321 | 0,574 | 0,135 | 0,173 | 0,419 | 0,779 | 1,147 | 1,105 | 1,368 |
| 1,523 | 1,681 | 1,611 | 1,360 | 1,744 | 1,730 | 1,287 | 1,174 | 0,824 | 0,837 | 0,618 |
| 2,001 | 2,000 | 2,001 | 2,000 | 1,999 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| 0,007 | 0,003 | 0,001 | 0,007 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0,006 | 0,001 |
| 0,007 | 0,002 | 0,007 | 0,110 | 0,005 | 0,012 | 0,006 | 0,012 | 0,014 | 0,013 | 0,013 |
| 0,014 | 0,005 | 0,008 | 0,117 | 0,008 | 0,015 | 0,008 | 0,016 | 0,016 | 0,019 | 0,014 |
| 1,523 | 1,681 | 1,611 | 1,360 | 1,744 | 1,730 | 1,287 | 1,174 | 0,824 | 0,837 | 0,618 |
| 0,378 | 0,371 | 0,370 | 0,337 | 0,422 | 0,407 | 0,344 | 0,277 | 0,239 | 0,273 | 0,250 |
| 0,853 | 0,866 | 0,873 | 0,884 | 0,874 | 0,912 | 0,903 | 0,979 | 1,000 | 0,969 | 1,000 |
| -1,33 | -2,03 | -1,61 | -0,86 | -2,56 | -2,30 | -1,12 | -0,41 | 0,33 | 0,28 | 0,79 |

Tab. 9c. Neugebildete Feldspäte aus einem Metarhyolith-Mylonit (910313-4, 911023-1) und einem Metaandesit (910117-2)

| Analyse: Punkt-Nr.: | Probe: 910117-2 (KNE2) | | | | Probe: 910313-4 (E3) | | | |
|--------------------------------|------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|-----------|-----------|-----------|
| | F1-1 1 | F1-2 2 | F1-3 3 | F1-4 4 | F2-1 5 | F3-1 6 | F3-2 7 | F3-3 8 |
| SiO ₂ | 66,94 | 65,46 | 68,86 | 68,45 | 62,87 | 67,22 | 66,02 | 65,70 |
| Al ₂ O ₃ | 20,88 | 20,18 | 21,34 | 21,44 | 19,35 | 21,06 | 18,98 | 18,18 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,08 | 0,01 | 0,00 | 0,16 |
| CaO | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 1,78 | 0,03 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 |
| FeO | 0,12 | 0,12 | 0,11 | 0,11 | 2,27 | 0,03 | 0,13 | 1,85 |
| BaO | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,34 | 0,13 | 0,10 | 0,44 |
| Na ₂ O | 10,93 | 10,91 | 10,53 | 10,78 | 0,29 | 6,28 | 4,86 | 0,17 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 14,78 | 7,55 | 8,02 | 13,32 |
| Total: | 99,01 | 96,75 | 100,89 | 100,83 | 99,98 | 102,31 | 99,89 | 99,88 |
| Kationen (O=8) | | | | | | | | |
| Si | 2,949 | 2,953 | 2,965 | 2,954 | 2,927 | 2,943 | 2,976 | 3,017 |
| Al | 1,084 | 1,073 | 1,083 | 1,090 | 1,062 | 1,087 | 1,008 | 0,984 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,006 | 0,001 | 0,000 | 0,011 |
| Ca | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,086 | 0,002 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Fe | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,088 | 0,001 | 0,005 | 0,071 |
| Ba | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,002 | 0,002 | 0,008 |
| Na | 0,933 | 0,954 | 0,879 | 0,902 | 0,026 | 0,533 | 0,425 | 0,015 |
| K | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,878 | 0,422 | 0,461 | 0,780 |
| Summe: | 4,975 | 4,988 | 4,935 | 4,953 | 4,993 | 4,990 | 4,963 | 4,889 |
| Si+Al | 4,033 | 4,026 | 4,048 | 4,044 | 3,989 | 4,030 | 3,984 | 4,001 |
| Na+Ca+K | 0,937 | 0,958 | 0,882 | 0,905 | 0,904 | 0,956 | 0,972 | 0,797 |
| AN(Si/Al) | 8,12 | 7,07 | 7,90 | 8,63 | 0,18 | 4,69 | 0,44 | -0,03 |
| AB(Si/Al) | 91,57 | 92,61 | 91,89 | 91,16 | 2,70 | 51,09 | 52,01 | 2,14 |
| AN(Na/Ca) | 0,22 | 0,10 | 0,07 | 0,10 | 0,01 | 0,15 | 8,83 | 0,20 |
| AB(Na/Ca) | 99,46 | 99,58 | 99,73 | 99,69 | 2,87 | 55,63 | 43,62 | 1,90 |
| OR | 0,23 | 0,32 | 0,21 | 0,21 | 96,44 | 43,99 | 47,38 | 96,91 |
| CE | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,69 | 0,23 | 0,18 | 0,99 |

Tab. 9f. Chlorit und Stilpnomelan aus zwei Metaandesiten

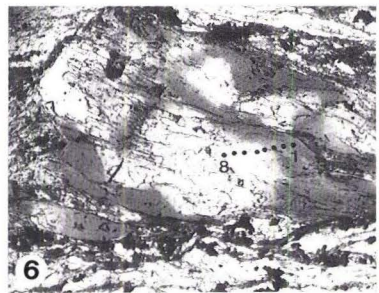
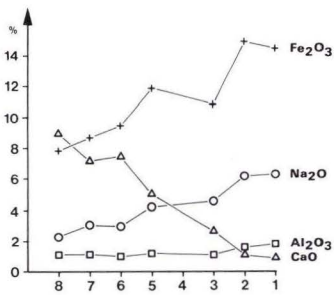
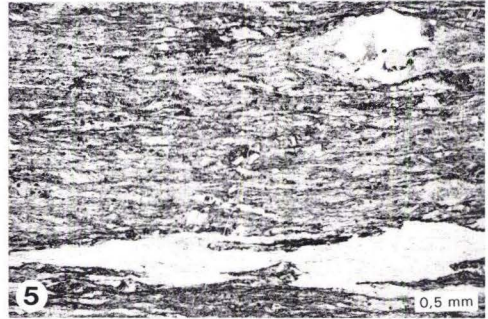
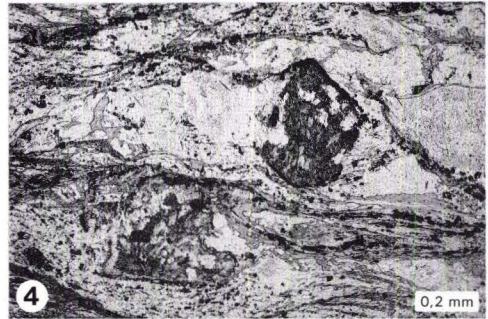
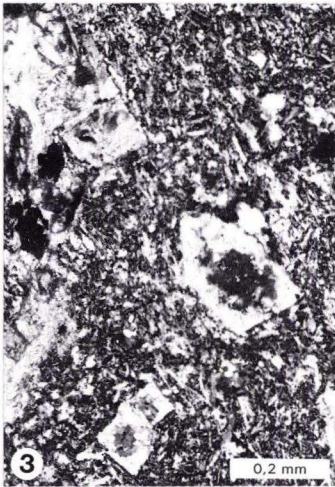
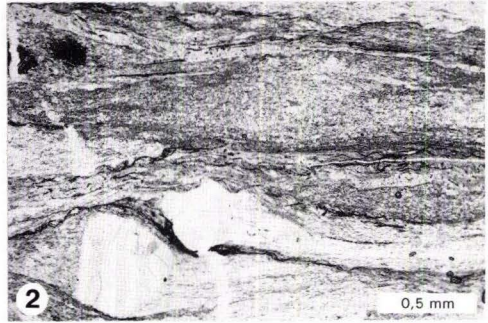
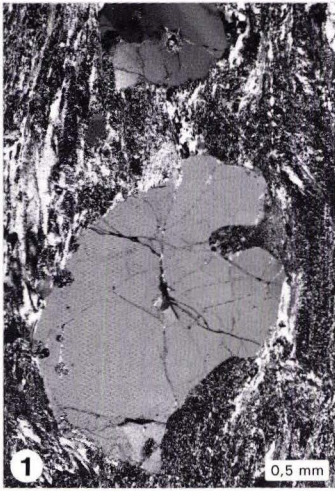
| Analyse: | Probe: 910313-2 (E1) | | Probe: 910117-2 | | Probe: 910117-2 (KNE2) | | |
|--------------------------------|----------------------|--------|-----------------|--------|------------------------|---------|---------|
| | Chl-3 | Chl-4 | Chl-5 | Chl-6 | Stilp-1 | Stilp-3 | Stilp-7 |
| Punkt-Nr.: | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 27,88 | 27,24 | 28,79 | 28,00 | 49,93 | 51,04 | 51,03 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 18,02 | 18,12 | 18,72 | 17,58 | 5,99 | 7,35 | 14,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,43 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | 0,01 | 0,00 | - |
| MgO | 18,87 | 18,36 | 20,22 | 19,71 | 9,96 | 10,02 | 8,98 |
| CaO | 0,04 | 0,02 | 0,12 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,18 |
| MnO | 0,91 | 0,96 | 0,74 | 0,85 | 3,67 | 2,90 | 0,25 |
| FeO | 19,23 | 19,77 | 20,80 | 20,40 | 21,26 | 21,25 | 13,45 |
| Na ₂ O | 0,14 | 0,13 | 0,10 | 0,21 | 0,01 | 0,03 | 0,15 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 0,18 | 0,77 | 2,81 |
| Total: | 85,13 | 84,65 | 89,57 | 87,29 | 91,06 | 93,46 | 91,26 |
| Kationen (O=28) | | | | | | | |
| Si | 5,878 | 5,802 | 5,794 | 5,812 | | | |
| Ti | 0,002 | 0,008 | 0,001 | 0,003 | | | |
| Al | 4,478 | 4,549 | 4,440 | 4,302 | | | |
| Mg | 5,930 | 5,829 | 6,067 | 6,099 | | | |
| Ca | 0,009 | 0,005 | 0,026 | 0,009 | | | |
| Mn | 0,163 | 0,173 | 0,126 | 0,150 | | | |
| Fe ²⁺ | 3,391 | 3,522 | 3,501 | 3,550 | | | |
| Fe ³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,068 | | | |
| Na | 0,057 | 0,054 | 0,039 | 0,085 | | | |
| K | 0,008 | 0,000 | 0,018 | 0,012 | | | |
| Summe: | 19,916 | 19,942 | 20,012 | 20,090 | | | |
| Formelbesetzung (O=28) | | | | | | | |
| Si | 5,878 | 5,802 | 5,794 | 5,812 | | | |
| Al(IV) | 2,122 | 2,198 | 2,206 | 2,188 | | | |
| Summe: | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | | | |
| Al(VI) | 2,356 | 2,351 | 2,235 | 2,115 | | | |
| Rest | 9,550 | 9,568 | 9,752 | 9,967 | | | |
| Summe: | 11,906 | 11,919 | 11,987 | 12,082 | | | |
| Total: | 19,906 | 19,919 | 19,987 | 20,082 | | | |
| X(Fe) | 0,364 | 0,377 | 0,366 | 0,368 | | | |
| A(Ms): | 0,190 | 0,192 | 0,185 | 0,178 | | | |
| A(Kf): | 0,193 | 0,196 | 0,188 | 0,181 | | | |
| F: | 0,364 | 0,377 | 0,366 | 0,372 | | | |
| M: | 0,636 | 0,623 | 0,634 | 0,628 | | | |

Anhang B: Fototafeln

Tafel 1. Petrographie der Metavulkanite

- Fig. 1.** Quarz-Phänokrist in einem Metarhyolith mit typisch vulkanischen Korrosionsbuchten und Abschrecksprüngen; X Ni.
- Fig. 2.** Langgestreckte Körper aus einem feinkristallinen Gemenge aus Quarz, Hellglimmer und ?Alkalifeldspat werden als ehemalige Pyroklasten (z.B. Lapilli) gedeutet. Metavulkanit nahe der NPZ-Scherzone (KNW 6, vgl. Abb. 12). σ -Klast unten links gibt einen nach NW abschiebenden Schersinn an; ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 3.** Kaum deformierter Metaandesit mit im Kern albitisierten Plagioklas-Phänokristen und netzartig angeordneten Plagioklasleisten in der Grundmasse (Intersertalgefüge); X Ni.
- Fig. 4.** Feinkörnige Aggregate aus Epidot, Aktinolith, Chlorit, Albit und Erzphasen zeichnen Kornformen magmatischer Hornblenden nach; Metaandesit, // Ni.
- Fig. 5.** Stark deformierter Metaandesit mit von Erzsäumen umgebenen Körpern aus feinkörnigem Quarz- (Albit?) Hellglimmer-Rekristalliat, die evtl. ehemalige Pyroklasten (Glasteilchen?) darstellen; // Ni.
- Fig. 6.** Zonierter Amphibolkristall mit Mikrosondenprofil (1-2: Mg-Riebeckit, 3-7: Winchit, 8: Aktinolith). In den meisten Fällen erfolgt die Wachstumszonierung von Mg-Riebeckit (innen) nach Aktinolith (außen), in diesem Fall scheint es umgekehrt zu sein (Anschnitteffekt?); // Ni.

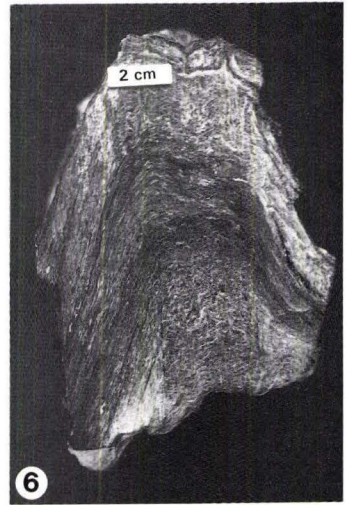
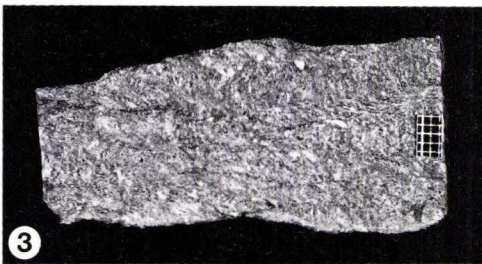
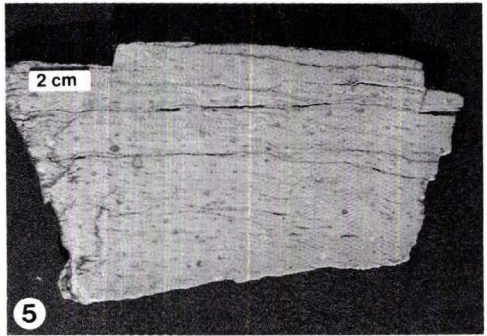
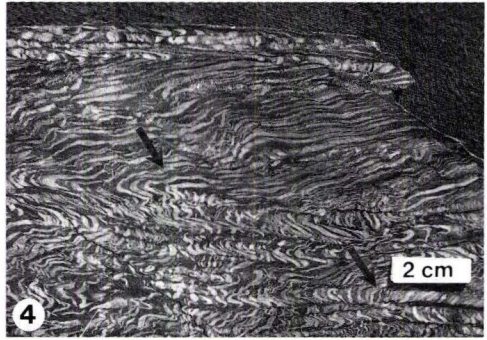
Tafel 1



Tafel 2. Lithologien, Kontakte

- Fig. 1.** Bleistiftspitze deutet auf die hier eindeutig sedimentäre Grenze zwischen rötlichen Metapeliten der Eppsteiner Schiefer-Folge (links) und gelblichen Metarhyolithen (rechts). Steinbruch Fischbacher Kopf (KSW 96a).
- Fig. 2.** Sedimentäre Metavulkanit-Einschaltung (rechts, V) in Metapeliten der basalen Eppsteiner Schiefer (links, S). Die geometrische Beziehung zwischen der Schichtgrenze (Bleistift und schwarze Linie) und der 1. Schieferung (vertikal) ergibt eine stratigraphische Verjüngung nach SE.
- Fig. 3.** Schlecht sortierte Metaarkosische Wacke der Eppsteiner Schiefer-Folge mit groben Komponenten und undeutlicher Schichtung. Die Hauptschieferung verläuft von links oben nach rechts unten, die Crenulationsschieferung (s_2) liegt horizontal. Aus SCHÄFER (1993), Maßstab in mm.
- Fig. 4.** Metapelit der Lorsbacher Schiefer-Folge mit tektonischem Lagenbau parallel zur 2. Schieferung (s_1 nur reliktsch, s. Pfeile). Die beiden jüngeren Flächenscharen (links oben - rechts unten und horizontal) gehören beide zur Crenulationsschieferung (s_2), die in der unteren Bildhälfte einen tektonischen Lagenbau zu bilden beginnt.
- Fig. 5.** Typischer Metarhyolith („Serizitgneis“) mit mm-großen Quarz- und Feldspat-Phänokristen in hellbeiger Grundmasse. Die Hauptfoliation (horizontal) ist leicht crenuliert.
- Fig. 6.** Grünlicher Metaandesit („Grünschiefer“) in Wechsellagerung mit bläulicher Metaandesit-Varietät. Die Hauptfoliation (// zur Schichtung) ist intensiv gefältelt (s_2 vertikal). Die bläuliche Lage in der Mitte ist kompetenter und weist eine Scharnierverdickung auf.

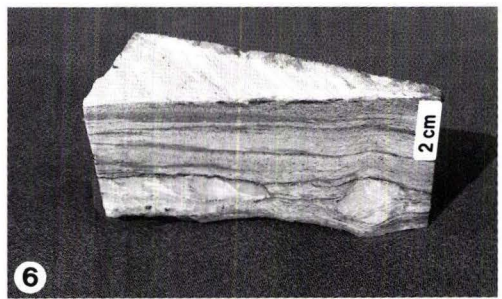
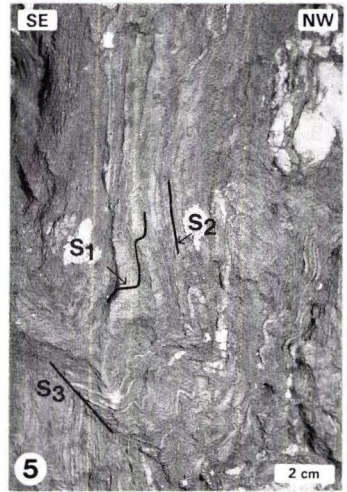
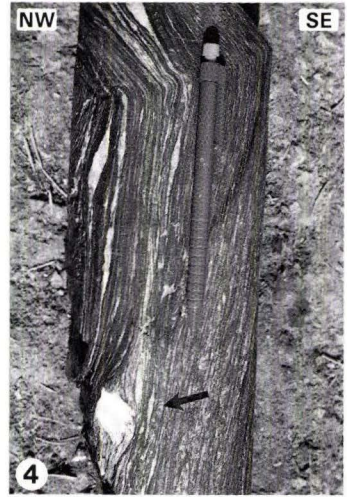
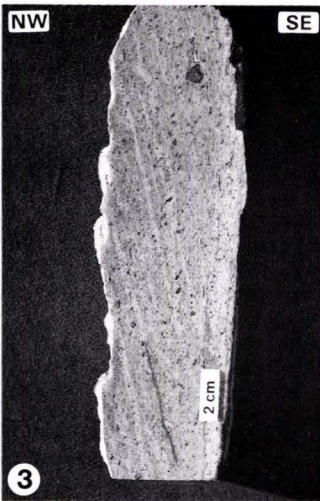
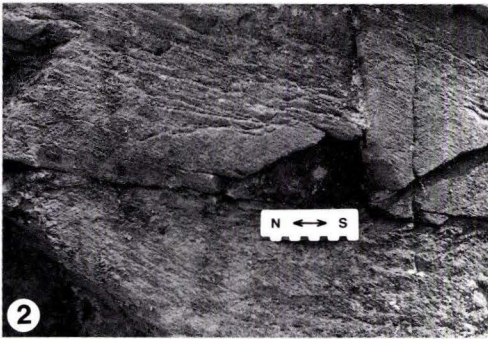
Tafel 2



Tafel 3. Makrogefüge der Hauptdeformation

- Fig. 1.** NW-vergente B_1 -Falte in Quarzit der Lorsbacher Schiefer-Folge mit ausgedünntem Liegendschenkel.
- Fig. 2.** Geometrische Beziehung zwischen Schichtung (fast horizontal) und 1. Schieferung (etwas steiler) zeigt normale Lagerung an. Unreiner Quarzit der Eppsteiner Schiefer-Folge am Walterstein oberhalb KSW 43.
- Fig. 3.** Metaandesit vom Falkensteiner Hain. Die hellgrünen Bänder werden als Schichtung angesehen (z.B. Aschelagen). In Kombination mit der 1. Schieferung (vertikal) ergibt sich eine stratigraphische Verjüngung nach SE.
- Fig. 4.** Metapelit-Mylonit der Lorsbacher Schiefer aus einer Erkundungsbohrung der Bundesbahn-Neubaustrecke Frankfurt-Köln, Bohrung BKM 017. σ -Klasten geben einen Schersinn des ehemals Hangenden (im SE) nach NW an. In Schieferungslamellen der mylonitischen Foliation ist eine reliktsche Foliation erkennbar (Pfeil). Die Reorientierung erfolgte anhand der konstanten Raumlage der s_3 -Schieferungsflächen (oben).
- Fig. 5.** 3 Schieferungen in einem quarzitären Metapelit der Eppsteiner Schiefer-Folge (KSW 96a). S_1 findet sich reliktsch und stark rotiert in s_2 -Schieferungslamellen. Beide Schieferungen werden von s_3 verfalltet.
- Fig. 6.** Metarhyolith-Mylonit der Rambach-Nauroder Scherzone, Basaltsteinbruch Naurod-Erbsenacker (WSE 18b). Im Anschnitt stumpfwinklig zum flachliegenden Streckungslinear gibt ein σ -Klast reliktsch einen heute nach NW abschiebenden Schersinn an. Dies suggeriert eine Anlage der Blattverschiebungszone als NW-gerichtete Überschiebung.

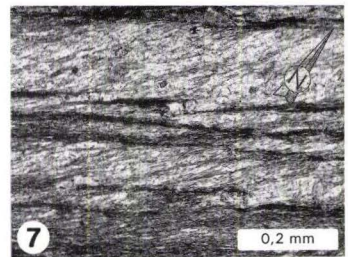
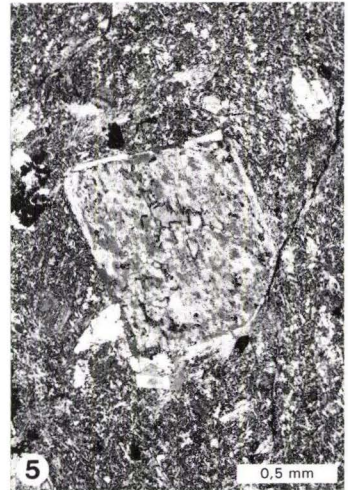
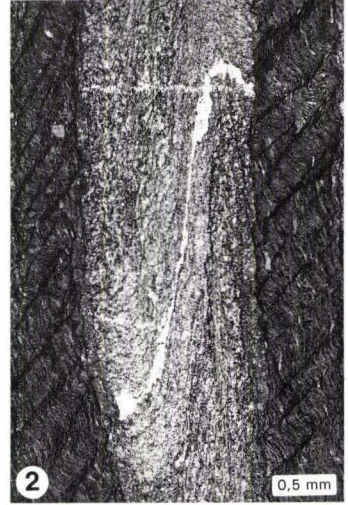
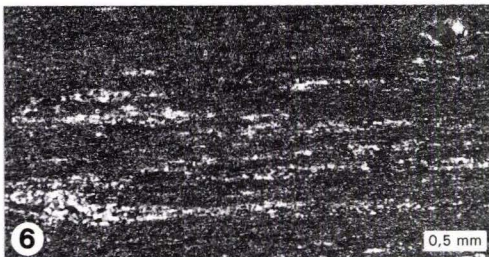
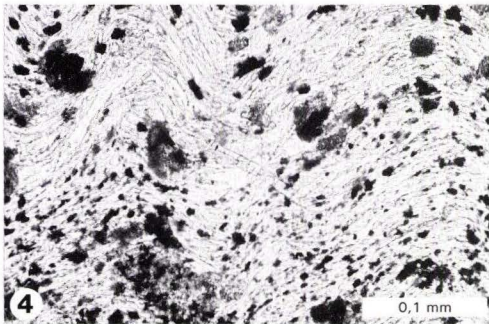
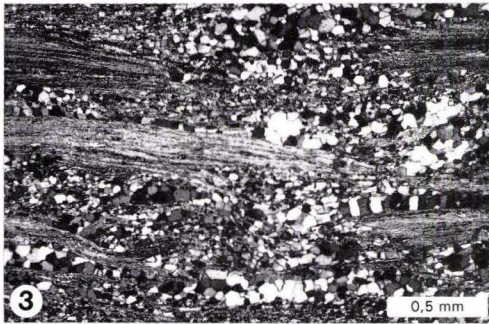
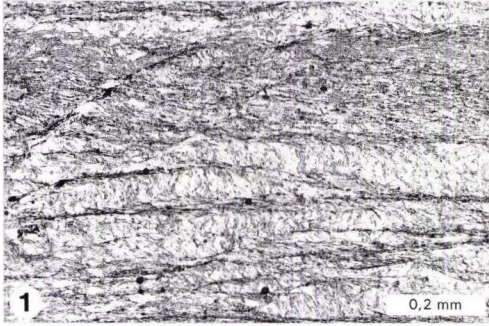
Tafel 3



Tafel 4. Mikrogefüge der Hauptdeformation

- Fig. 1.** 3 Schieferungen in einem Metapelit der tiefen Eppsteiner Schiefer (KSW 65, ac-Schnitt, // Ni). Die penetrative 1. Schieferung wird von s_2 spitzwinklig geschnitten und in den Schieferungslamellen in einen stumpfen Winkel zu s_2 rotiert. Außerhalb der s_2 -Lamellen kommt es zu intensiver Quarz-Drucklösung.
- Fig. 2.** Fortschreitende Drucklösung führt zu einer Separation in glimmerreiche und quarzreiche Lagen parallel zu s_2 , in denen s_1 reliktmäßig erhalten sein kann. S_3 (von rechts oben nach links unten) nur in glimmerreichen Lagen. Metapelit der tiefen Eppsteiner Schiefer, ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 3.** Equilibriertes Quarzkorngefüge in einem Metapelit-Mylonit innerhalb der Metavulkanit-Serie (920730-2, vgl. Abb. 13); X Ni.
- Fig. 4.** In bezug zur Hauptdeformation postkinematisch gewachsener Aktinolith, der im Zuge der B_3 -Faltung spröde deformiert wurde; ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 5.** Druckgelöster Feldspat-Phänokrist (mit Albit-Domänen und Anwachssaum) in einem ansonsten kaum deformierten Metaandesit; Hauburgstein (HG 1), X Ni.
- Fig. 6.** Metarhyolith-Ultramylonit mit sehr feinkörnig rekristallisierter Grundmasse aus Kalifeldspat, Quarz und Hellglimmer. Quarzdomänen (ehem. Phänokristen und synkinematische Risse) sind gröber rekristallisiert. Ehemaliger Steinbruch am Ochsenhag nahe der NPZ-Scherzone (E3), Schnitt // zum Streckungslinear, X Ni.
- Fig. 7.** S_1/S_2 -Gefügerelation in der Kartenaufsicht zeigt, daß δ_{S_1/S_2} nicht homoaxial zu δ_{S_1/S_3} (hier horizontal) verläuft; bc-Schnitt, // Ni.

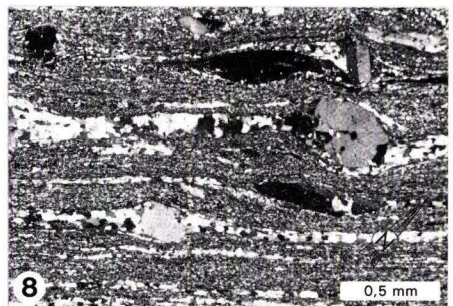
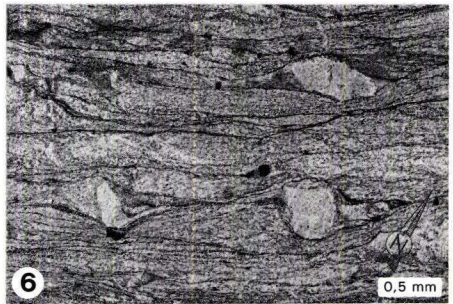
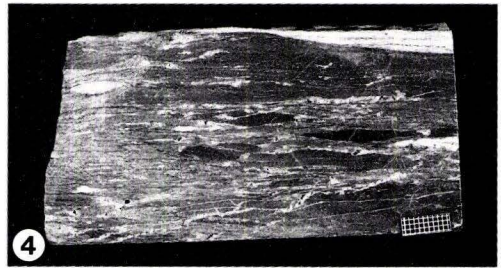
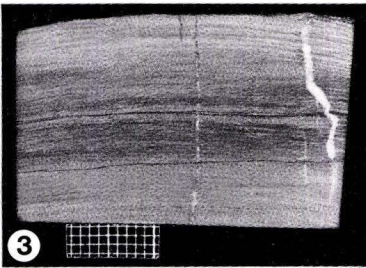
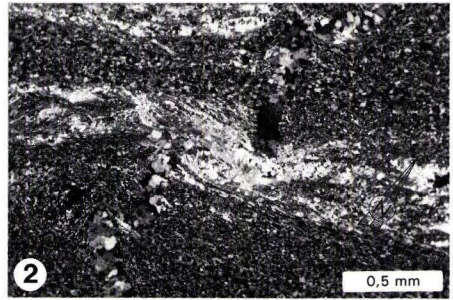
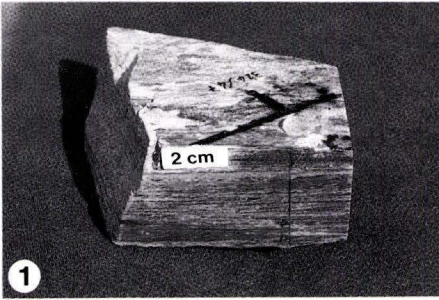
Tafel 4



Tafel 5. Scherzonen

- Fig. 1.** Metarhyolith-Mylonit aus der Schlangenbader M \acute{e} lange (901113-7, vgl. Abb. 11) mit flach SW-fallendem Streckungslinear. Mylonitische Foliation f \acute{a} llt halbsteil nach NW ein.
- Fig. 2.** In der gleichen Probe wird durch den Versatz eines synkinematischen Quarzganges sp \acute{a} te, dextrale Scherung angezeigt; Schnitt // zum Streckungslinear, X Ni.
- Fig. 3.** Mylonitischer Metaandesit aus der Schlangenbader M \acute{e} lange. Trotz feldspatreicher Grundmasse erfuhr das Gestein eine starke Streckung und synkinematische Kornverkleinerung. Aus SCH \acute{A} FER (1993), Ma \acute{s} stab in mm.
- Fig. 4.** Geschieferter Kataklasit aus der Schlangenbader M \acute{e} lange. Die kataklastische Zersch \acute{e} rung des Metaandesits erfolgte w \acute{a} hrend einer Fr \ddot{u} hphase der Deformation. Aus SCH \acute{A} FER (1993), Ma \acute{s} stab in mm.
- Fig. 5.** Metapelit-Mylonit der Bunten Schiefer aus der Eppenhainer M \acute{e} lange (KNW 4, vgl. Abb. 12) mit straff geregelter, mylonitischer Foliation aus quarz- und phyllosilikatreichen Lagen.
- Fig. 6.** In der gleichen Probe geben σ -Klasten einheitlich einen sinistralen Schersinn wieder; Schnitt // zum flachliegenden Streckungslinear, // Ni.
- Fig. 7.** Tempor \acute{a} rer Aufschlu β in Wi-Rambach (vgl. Abb. 13) mit seifigen, r \ddot{o} tlichen Metapelit-Myloniten innerhalb der Metarhyolithe (ganz links). Die Mylonite zeigen sinistrale Blattverschiebungskinetik und werden als Teil der Rambach-Nauroder Scherzone angesehen.
- Fig. 8.** Metarhyolith-Mylonit aus der Rambach-Nauroder Scherzone (vgl. Taf. 3, Fig. 6) mit feink \ddot{o} rnig rekristallisierter Grundmasse und lang ausgezogenen Druckschattenh \ddot{o} fen. Die Quarzkorn Grenzen sind \ddot{u} berwiegend equilibriert. σ -Klasten geben \ddot{u} bereinstimmend einen sinistralen Schersinn an; Schnitt // zum flachliegenden Streckungslinear, X Ni.

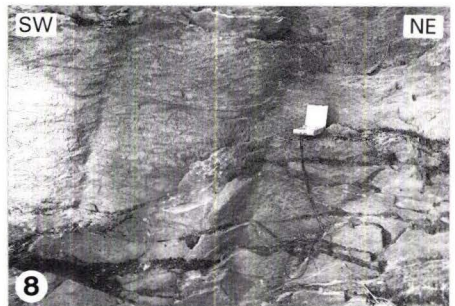
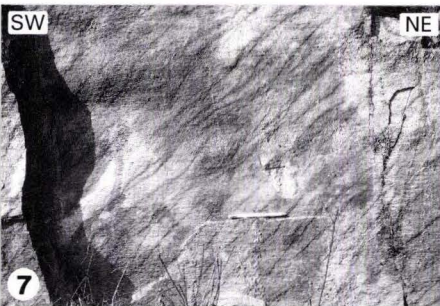
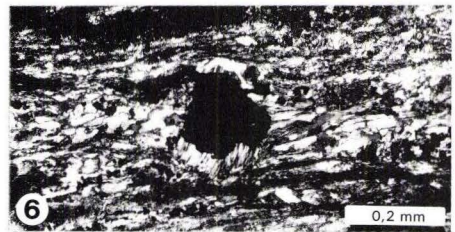
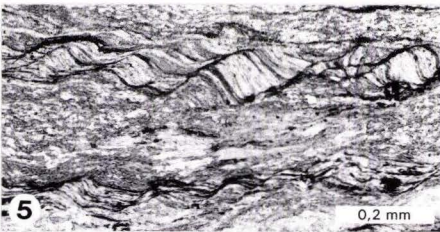
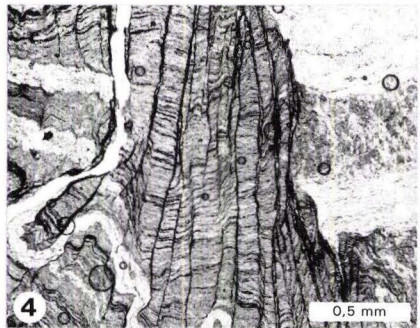
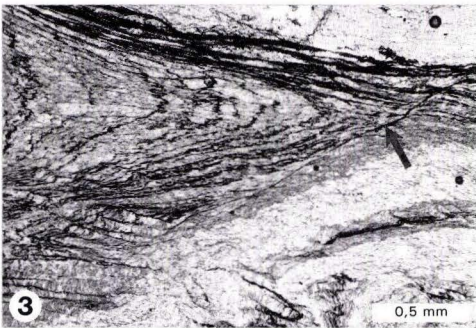
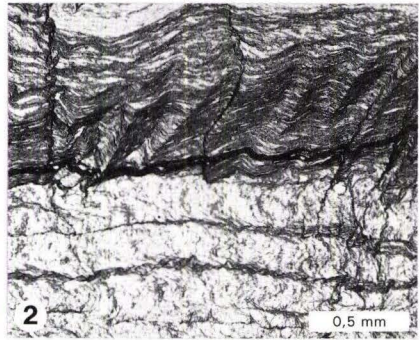
Tafel 5



Tafel 6. Gefüge der Crenulation, post- s_3 Gefüge

- Fig. 1.** 2 Runzelschieferungen in einem pelitischen Quarzit der Lorsbacher Schiefer-Folge (KSE 10). Eine verläuft von rechts oben nach links unten und legt die Hauptfoliation in nur leicht asymmetrische Falten. Die andere (von links oben nach rechts unten) ähnelt in Raumlage und Ausprägung dem regionalen s_3 und bildet stark asymmetrische Mikrofallen (z.B. unten links). Beide scheinen gleichalt zu sein (s. Übergang oben rechts); ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 2.** 3 Schieferungen in einem Metapelit der Lorsbacher Schiefer-Folge (KSW 82). S_2 bildet einen tektonischen Lagenbau (horizontal) mit s_1 -Relikten in den Schieferungslamellen. S_3 tritt nur in den phyllosilikatreichen Domänen auf, hier als „zonal crenulation cleavage“ ausgebildet; ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 3.** Intensiv crenulierter Metapelit der Lorsbacher Schiefer-Folge (vgl. Taf. 2, Fig. 4). Im Kern der B_3 -Mikrofalte sind Glimmerlagen eng bis subisoklinal gefaltet. Im unteren Faltschenkel verläuft s_3 transversal zur Hauptfoliation (hier s_2), im oberen Schenkel parallel dazu. Beachte antithetisch zu s_3 verlaufende Scherfläche (Pfeil); ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 4.** In der gleichen Probe wird die Hauptfoliation (horizontal) von s_3 -Drucklösungssäumen abgeschnitten („discrete crenulation cleavage“). Durch intensive Drucklösung beginnt sich ein tektonischer Lagenbau // s_3 auszubilden; ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 5.** S_3 in einem Metavulkanit (vgl. Taf. 1, Fig. 2) im spitzen Winkel zur Hauptfoliation. Dadurch kommt es in der Summe zu einer Streckung der Foliation; ac-Schnitt, // Ni.
- Fig. 6.** Quarz-Druckschattenhof um Erzkorn zeigt neben dem Inkrement der Hauptdeformation (horizontal, rekristallisiert) zusätzlich ein jüngeres Streckungsinkrement senkrecht dazu (nicht rekristallisiert), welches geometrisch mit der Crenulation korreliert. Mylonitischer Metapelit der Lorsbacher Schiefer-Folge (KSW 96b); Schnitt // zur Hauptfoliation, X Ni.
- Fig. 7.** Blick auf die Hauptfoliationsfläche eines Metarhyoliths zeigt flache Runzeln und offene Falten der Crenulation (B_3) und halbsteil nach SW einfallende Knickbänder (B_4). Steinbruch Fischbacher Kopf (KSW 96b).
- Fig. 8.** Offene Knickfallen (B_4) in einem Quarzit der Bunten Schiefer nahe der NPZ-Scherzone (KNW 9).

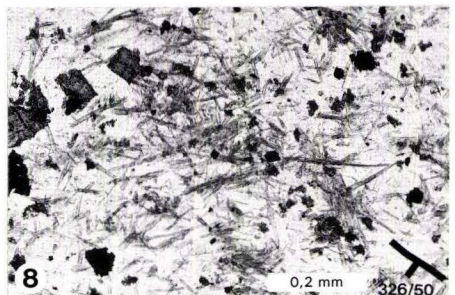
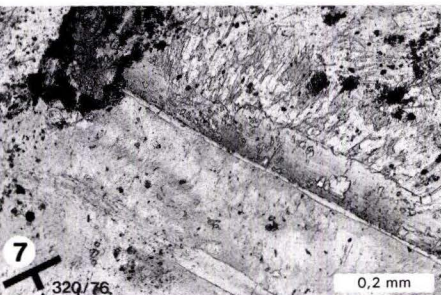
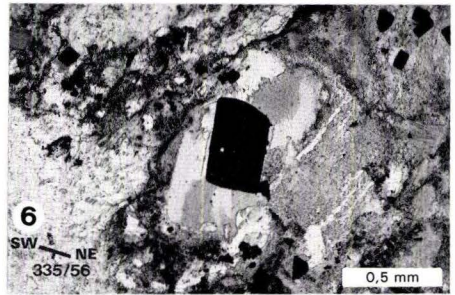
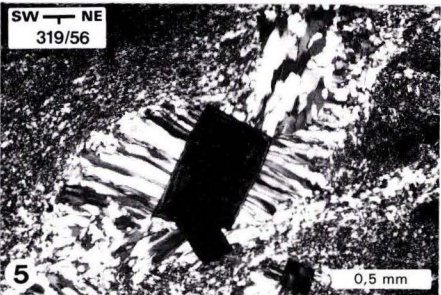
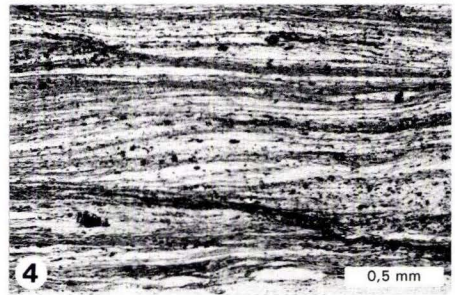
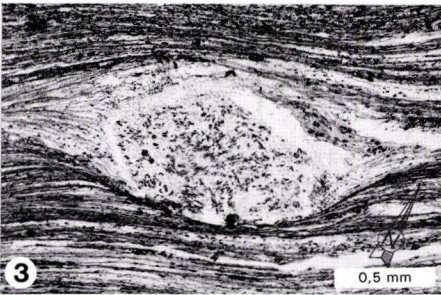
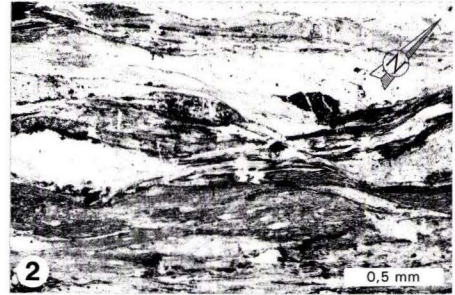
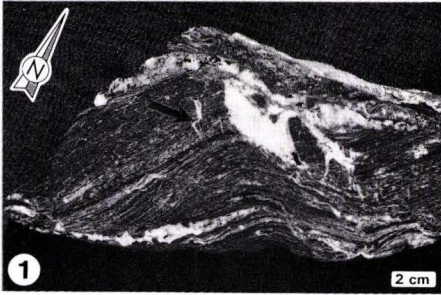
Tafel 6



Tafel 7. Verformungsinkremente

- Fig. 1.** Konglomeratischer Metapelit der Bunten Schiefer nahe Kloster Eberbach (E 11). Parallel zu einem dextral seitenverschiebenden Quarzharnisch (rechte Oberseite) verlaufen halbduktile, dextrale Scherbänder. Ein versetzter Quarzgang (Pfeil) zeigt auch auf den Hauptfoliationsflächen dextrale Scherung an.
- Fig. 2.** Dextrales Scherband (von links oben nach rechts unten) in einem Dünnschliff der gleichen Probe. σ -Klasten (Mitte links) zeigen sinistrale Scherung während der duktilen Deformation an; bc-Schnitt, // Ni.
- Fig. 3.** σ -Klasten in einem mylonitischen Metaandesit (Mohrs Mühle, KNW 121) belegen einen sinistralen Schersinn während der Hauptdeformation; Schnitt // zum flachen Streckungslinear, // Ni.
- Fig. 4.** In der gleichen Probe treten jüngere, dextrale Scherbänder auf (unten mit Eisenoxid-Mineralisation und oben links). Beachte asymmetrischen Druckschattenhof um Erzkorn unten links.
- Fig. 5.** Quarz-Druckschattenhof um ehemaliges Pyritkorn (oberflächenkontrollierter Typ) in einem Metapelit der Lorsbacher Schiefer-Folge (WSE 31). Die Suturlinie zwischen den senkrecht zur Kornoberfläche orientierten Quarzfaserdomänen gibt den Streckungspfad wieder; Schnitt // zur Hauptfoliation, X Ni.
- Fig. 6.** Chlorit-Druckschattenhof um ehemaliges Pyritkorn (oberflächenkontrollierter Typ) in einer Metasubarkose nahe der NPZ-Scherzone (KNW 3, vgl. Abb. 12) dokumentiert die gleiche Inkrementabfolge wie in Abb. 5: nach einem frühen Wachstumsinkrement in Fallrichtung der Foliation erfolgt ein Wechsel zu Streckung parallel zum Streichen; Schnitt // zur Hauptfoliation, // Ni.
- Fig. 7.** Reaktionsgefüge zwischen blauem Mg-Riebeckit (neben Chlorit) und Aktinolith + Albit + Chlorit. Das Aktinolithwachstum erfolgt subparallel zum Streichen. Metaandesit aus dem Falkensteiner Hain; Schnitt // zur Hauptfoliation, // Ni.
- Fig. 8.** Mg-Riebeckit in einem Metaandesit aus dem Falkensteiner Hain (KNE 4) mit Vorzugsorientierung in Fallrichtung der Foliation (s. Streckungsrichtung des zerbrochenen Epidot-Aggregates oben links); Schnitt // zur Hauptfoliation, // Ni.

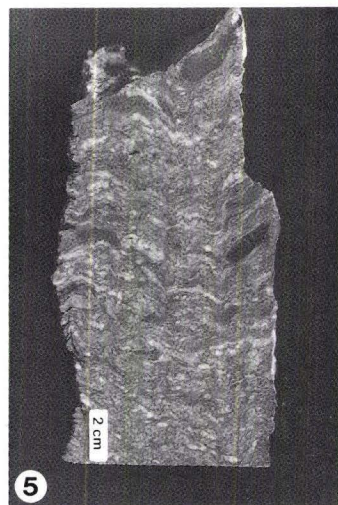
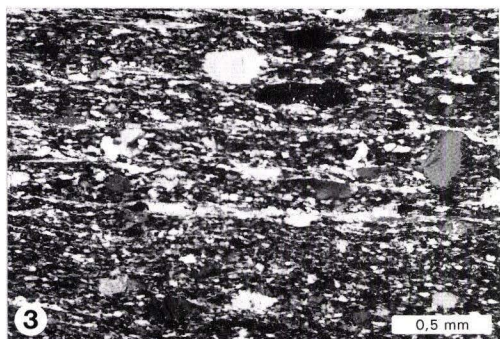
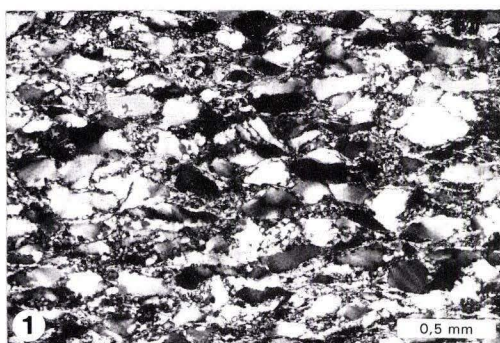
Tafel 7



Tafel 8. Detritusanalysen

- Fig. 1.** Quarzarenit aus der Taunuskamm-Einheit (Unterer Taunusquarzit aus dem Steinbruch Wambacher Mühle, q 16) mit hoher struktureller und kompositioneller Reife. Am Rand der Quarzkörner beginnende Rekristallisation. Die Größe der detritischen Hellglimmer (G) gewährleistet für die Datierung eine quantitative Abtrennung der metamorphen Hellglimmer; X Ni.
- Fig. 2.** Quarzwacke der Lorsbacher Schiefer-Folge („Staufenarkose“, KSW 11). Im matrixgestütztem Kornverband sind die Quarzkörner von der Rekristallisation nur wenig betroffen; X Ni.
- Fig. 3.** Arkosischer Arenit der Eppsteiner Schiefer-Folge (KSW 12). Der hohe Grad der Quarzrekristallisation ist auf intensive kristallplastische Deformation der Quarzkörner im korngestützten Gefüge zurückzuführen; X Ni.
- Fig. 4.** Unmetamorpher, kaum deformierter Litharenit aus dem Erbstädter Aufbruch zeigt die für synorogene Sandsteine typische, geringe strukturelle und kompositionelle Reife; X Ni.
- Fig. 5.** Konglomerat von der Basis der Lorsbacher Schiefer (KNE 37) mit bis mehreren cm großen Geröllen u.a. aus Milchquarz, grünlichem Quarzit, Turmalinquarzit und zahlreichen intraformationellen Geröllen.

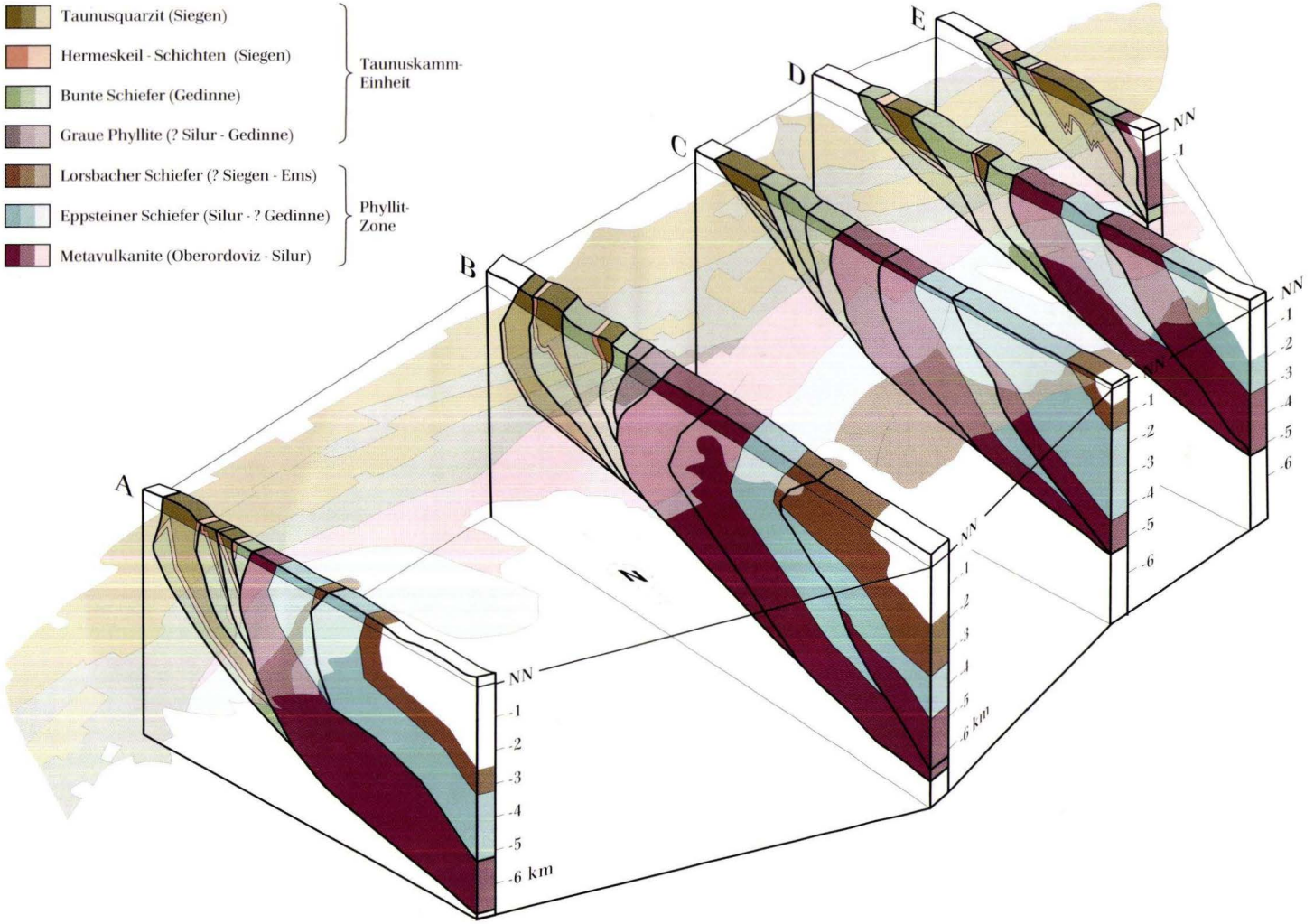
Tafel 8



Anhang C: 3D-Strukturmodell

- Taunusquarzit (Siegen)
 - Hermeskeil - Schichten (Siegen)
 - Bunte Schiefer (Gedinne)
 - Graue Phyllite (? Silur - Gedinne)
 - Lorsbacher Schiefer (? Siegen - Ems)
 - Eppsteiner Schiefer (Silur - ? Gedinne)
 - Metavulkanite (Oberordoviz - Silur)
- } Taunuskamm-
Einheit

 } Phyllit-
Zone



Kurzfassung des Inhalts

Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze

Die Phyllit-Zone am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges markiert die Plattengrenze zwischen der Rhenoharzynischen und der Saxothuringischen Zone. Eine detaillierte strukturelle und kinematische Analyse und die Konstruktion von bilanzierten Querprofilen im Bereich des Südtanuns erlauben eine Rekonstruktion der Deformationsgeschichte und der dreidimensionalen Struktur des südlichen rhenoharzynischen Plattenrandes.

Krustenstapelung während der Kollision der saxothuringischen Mikroplatte mit dem rhenoharzynischen passiven Kontinentalrand führt gegen Ende des Unterkarbons zur Bildung einer penetrativen Schieferung parallel zu Achsenflächen NW-vergenter Falten und NW-gerichteten Überschiebungen. K/Ar-Analysen synkinematischer Hellglimmer datieren das Ereignis auf ca. 323 Ma. In Fallrichtung orientierte Mg-Riebeckite (4–5 kb, < 300 °C) und phengitische Hellglimmer in überschiebenden Myoliten (4,2–5,8 kb) deuten auf SE-gerichtete Subduktion. Das etwas jüngere Deformationsalter in der Taunuskamm-Einheit (ca. 318 Ma) resultiert aus der NW-propagierenden Deformationsfront. Das Aufhören der Überschiebung und die gleichzeitige Temperaturzunahme wird als Zeitpunkt der Akkretion an den Keil der Oberplatte angesehen. Sinistrale Seitenverschiebungen an den steilgestellten Anisotropieflächen (ca. 308 Ma) und Aktinolithwachstum mit subhorizontaler Vorzugs-

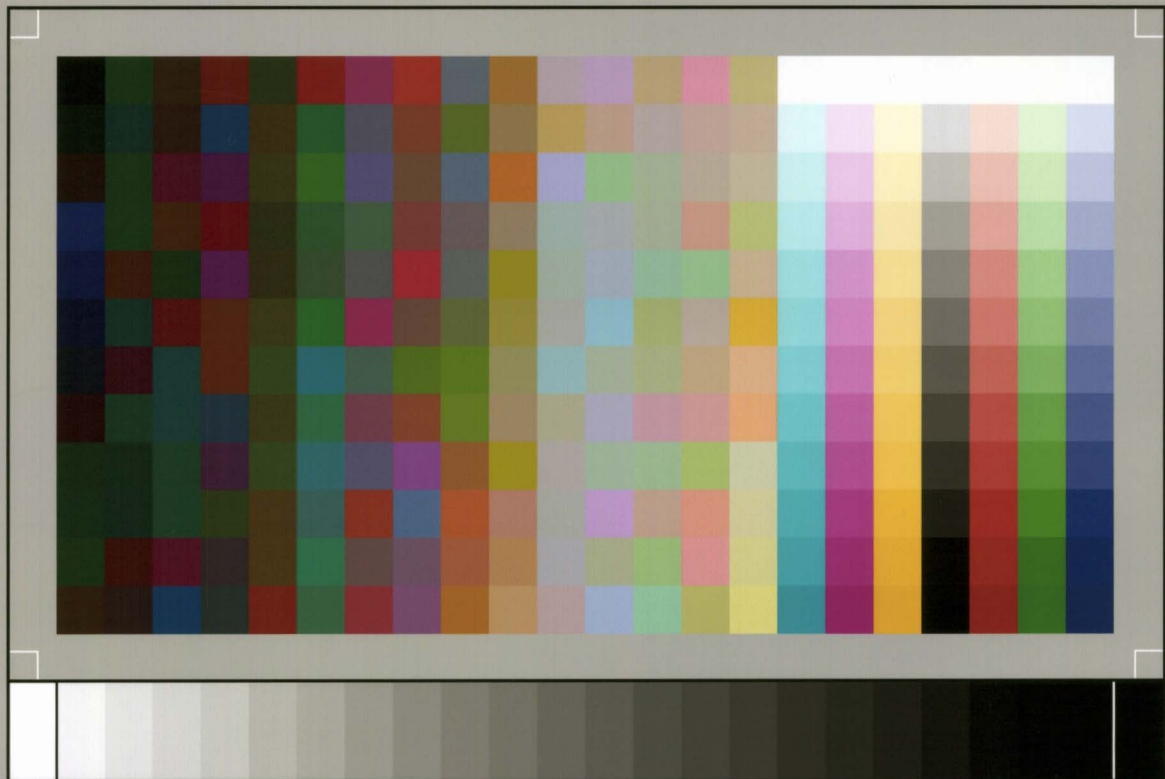
orientierung erfolgt nun am thermischen Maximum (300–330 °C, Quarz rekristallisiert statisch, Mg-Riebeckit nicht mehr stabil, kein Biotit). „Out-of-sequence“-Seitenverschiebungen in der Phyllit-Zone und gleichzeitig NW-gerichtete Überschiebung im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge deuten auf eine Strain-Partitionierung und mechanische Entkopplung zwischen Ober- und Unterplatte am südlichen Plattenrand.

Tanuskamm-Einheit und Phyllit-Zone sind Schuppenstapel mit intern SE-gerichteter stratigraphischer Verjüngung und besitzen einen gemeinsamen Abscherhorizont und eine gemeinsame Dachüberschiebung (Basis der Gießen-Ostharz-Decke). Sie zeigen die Geometrien steiler bis überkippter „antiformal stack“- (Taunuskamm-Einheit) bzw. „hinterland dipping duplex“-Systeme (Phyllit-Zone). Neben lateralen Änderungen der Schuppegeometrien wird die dreidimensionale Struktur durch eine nach SW abtauchende Rückfalte bestimmt, die auf den Südrand des Rhenoharzynikums beschränkt ist. Nach der Profilabwicklung beträgt die ursprüngliche Beckenbreite senkrecht zum Streichen 15–25 km für jede Einheit. Die Gesamtverkürzung am Südrand des Rhenoharzynikums beträgt 65–75 %.

Die Ergebnisse weisen darauf hin, daß sich die Phyllit-Zone während des variszischen Zyklus in paläogeographischer Nähe der Taunuskamm-Einheit befunden hat.

Herausgabe und Vertrieb:
Hessisches Landesamt für Bodenforschung,
Leberberg 9, 65193 Wiesbaden





SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0