

# Die tektono-metamorphe Entwicklung der sehr niedergradigen paläozoischen Sedimente der Montagne Noire (Südfrankreich)

Dissertation zur Erlangung des  
Doktorgrades der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften/Geographie  
der Johann Wolfgang Goethe-Universität  
in Frankfurt am Main

von Michael Patrick Doublier  
aus Giessen

Frankfurt 2007  
(D30)

vom Fachbereich Geowissenschaften / Geographie der  
Johann Wolfgang Goethe-Universität als Dissertation angenommen

Dekan: Prof. Dr. G. Brey

Gutachter: Prof. Dr. W. Franke, PD. Dr. H. Echtler, Dr. S. Potel

Datum der Disputation: 04.7.2007

### Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde in der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. W. Franke angefertigt. Ihm gilt mein besonderer Dank für die Anregung zu dieser Arbeit, die Unterstützung während der Durchführung des Projektes sowie die fachliche und kulinarische Weiterbildung. Er hat es mir ermöglicht, den Großteil der Arbeit zunächst im Rahmen eines DFG-Projektes und später als wissenschaftlicher Angestellter finanziell abgesichert durchzuführen. Ich möchte mich bei ihm für das freundschaftliche und offene Arbeitsverhältnis bedanken.

Dr. Sébastien Potel gilt mein bester Dank für seine fachliche Unterstützung und Anregungen vor allem in methodischen Fragen, seine immerwährende Ansprechbarkeit bei Problemen und seine Freundschaft.

Dr. Klaus Wemmer (GZG) danke ich herzlich für die Durchführung der K-Ar-Messungen, den Einblicken in diese Methode und die freundschaftliche Zusammenarbeit.

Herzlich bedanken möchte ich mich bei Herrn Dr. Helmut Echtler (GFZ) für seine Unterstützung und die immerwährende Ansprechbarkeit und Diskussionsbereitschaft.

Mein Dank gilt Dr. Rainer Petschick für seine Hinweise und Tips zur Methodik und Auswertung, der zudem mit MacDiff die sehr komfortable Software zur Verfügung stellte, mit der die Auswertung der Röntgendiffraktogramme durchgeführt wurde.

Herzlich möchte ich mich bei Dr. Wolfgang Dörr und Dr. Eckardt Stein für die Unterstützung in vielerlei Hinsicht, viele interessante und konstruktive Diskussionen über die Geologie (nicht nur) der Montagne Noire und die schönen und lehrreichen Exkursionen bedanken. Gleichfalls gilt mein Dank meiner Kollegin Brigitte Rotthaus sowie allen Diplomanden und Diplomkartierern der Montagne Noire für die schönen Geländeaufenthalte, die Zusammenarbeit und viele interessante Diskussionen. Besonders erwähnt seien hier Illya Brandt, Lars Wagner, Axel Blatt, Klemens Link und Joachim Krause.

Herbert Kirch danke ich ausdrücklich für die Dünnschliffe und die Hilfe beim Messen und der Präparatherstellung. Janina Schastok danke ich für die Hilfe bei allen möglichen Laborfragen. Ausserdem möchte ich mich bei beiden für das gute Arbeitsverhältnis und die angenehmen und unterhaltsamen Stunden in der "Kaffeerunde" bedanken.

Kurt Bürger danke ich für den Reparaturservice an der RDA, ohne den die Durchführung der Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Auch Thomas Ramsch danke ich für seine Hilfe bei der RDA-Kalibration und die gute Zusammenarbeit.

Meinen "Hiwis" Michael Jung und Jürgen Zahrer möchte ich für die gewissenhafte Aufbereitung der Proben danken.

Auch die DFG hat durch die finanzielle Unterstützung einen wichtigen Beitrag zum Gelingen dieses Projekts geleistet (Projekt Fr 668/24-1).

Dr. Rüdiger Borchardt (Uni Giessen) danke ich für die Einführung in die Mikrosondenanalytik und diverse Hilfestellungen während der Durchführung der Messungen. Marianne Grünhäuser (Uni Giessen) danke ich für die Durchführung der RFA-Analysen.

## Danksagung

---

Frau Brigitte Becker-Lins, Frau Susanne Fondacaro und Annette Schlapp danke ich für die Hilfe bei verwaltungstechnischen Fragen.

Herzlich bedanken möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Gerhard Brey für die Bereitstellung der Mikrosonde und bei Dr. Heidi Höfer für die Durchführung der Mikrosonden-Mappings.

Ein großes Dankeschön gilt meinen Eltern, die mich in allen Belangen nach Kräften bei der Durchführung dieses Projektes unterstützt haben.

Den größten Dank schulde ich meiner lieben Negin. Sie war mir in stressigen Phasen eine große Stütze und hat in der ganzen Zeit immer voll hinter mir gestanden.

## Zusammenfassung

Die Montagne Noire am Südrand des französischen Zentralmassivs gehört in das Vorland der französischen Varisziden. Es handelt sich um einen metamorphen Kernkomplex mit einem Kern ("Axialzone") aus Graniten sowie teilweise migmatisierten Ortho- und Paragesteinen. Die Axialzone wird im Norden ("Nordflügel") und Süden ("Südflügel") von paläozoischen Sedimenten umrahmt. Der Nordflügel wird in die "westlichen Monts de Lacaune" (im Westen) und die "Nördliche Schuppenzone" (im Osten) unterteilt und besteht aus Gesteinen mit kambrischem bis silurischem Alter. Der Südflügel wird von einem Stapel aus mehreren Deckeneinheiten aufgebaut, deren stratigraphisches Alter vom Kambrium bis ins Karbon reicht. Die Deckeneinheiten heißen (von oben nach unten im Stapel): Pardailhan-Decke, Minervois-Decke, Mont Peyroux-Decke, Faugères-Decke und Parautochthon. Die Montagne Noire repräsentiert den seltenen Fall eines "heißen" metamorphen Kernkomplexes, ist aber auch ein ideales Gebiet für vergleichende methodische Studien der sehr niedriggradigen Metamorphose: unterschiedliche Gesteinstypen (Sand- und Siltsteine, Tonschiefer, verschiedene Karbonate) lassen sich quer zur Metamorphosezonierung vom Bereich der Diagenese bis in die Grünschieferfazies verfolgen.

In der vorliegenden Arbeit wurde die tektono-metamorphe Entwicklung der niedriggradigen paläozoischen Sedimente untersucht. Dazu wurde eine flächenhafte Studie der Schichtsilikantentwicklung in den Peliten durchgeführt. Es wurden folgende Methoden angewandt: Kübler Index ("Illitkristallinität"), Árkai-Index ("Chloritkristallinität"), "b<sub>0</sub>-Index" (zur Bestimmung des geothermischen Gradienten), Polytypie-Untersuchungen, sowie an ausgesuchten Proben Mikrosondenanalytik und Röntgenfluoreszenzanalyse. Ferner wurden von K. Wemmer (Göttingen) an einigen Proben K-Ar-Datierungen der Feinfraktionen (<2 µm und <0,2 µm) durchgeführt, um die Entwicklung auch zeitlich zu erfassen. Die petrologischen und geochronologische Daten wurden zur Deformation in Bezug gesetzt. Dabei wurden sowohl Literaturdaten als auch eigene strukturgeologische Befunde verwendet. Es konnten drei tektono-metamorphe Hauptphasen nachgewiesen werden:

Die erste Phase (D<sub>1</sub>) entspricht dem variszischen Deckenbau. Dabei wurde eine M<sub>1</sub>-Metamorphose angelegt, die durch den b<sub>0</sub>-Index als Mitteldruck-Metamorphose charakterisiert werden kann. Das Strukturinventar belegt einen etwa südgerichteten tektonischen Transport während D<sub>1</sub>. Diese Phase ist in der Nördlichen Schuppenzone sowie im W-Teil der Pardailhan-Decke erhalten. Das Alter dieser Phase konnte in kambro-ordovizischen Gesteinen mit der K-Ar-Methode auf 340 bis 330 Ma datiert werden. Diese Alter zeigen eine gute Übereinstimmung mit Ar/Ar-Datierungen aus den im N angrenzenden grünschieferfaziellen Decken des Albigeois. In den tieferen Decken des Südflügels, die ursprünglich weiter im Süden gelegen haben, kann die D<sub>1</sub>-Deformation erst nach Ende der Flyschsedimentation an der Grenze Visé/Namur (≤320 Ma) stattgefunden haben.

Die zweite Phase (D<sub>2</sub>) entspricht dem Aufstieg des metamorphen Kernkomplexes. Im Kontakt mit dem aufsteigenden, heißen Kern ist der größere Teil der paläozoischen Hüllschichten kinematisch und thermisch geprägt wurden. Dabei sind Strukturen und Mineralbestand von D<sub>1</sub> und M<sub>1</sub> ganz oder teilweise gelöscht worden. Die Extensions-bedingte penetrative S<sub>2</sub>-Schieferung ist im größten Teil des Südflügels das dominante Flächensystem: dies gilt für das Parautochthon, die gesamte Faugères-Decke, den westlichen Teil der Mont Peyroux-Decke, den östlichen Teil der Pardailhan-Decke und wahrscheinlich auch die Minervois-Decke. Der Grad der M<sub>2</sub>-Metamorphose, die auch in den westlichen Monts de Lacaune (Nordflügel) die prägende Metamorphose ist, nimmt generell mit zunehmender Entfernung von der Axialzone ab. Der b<sub>0</sub>-Index belegt Niederdruck-metamorphe Bedingungen. K-Ar-Datierungen aus verschiedenen Decken des Südflügels ergeben für D<sub>2</sub>/M<sub>2</sub> Werte zwischen 310 und 300 Ma.

Dieses Altersspektrum entspricht Ar/Ar-Datierungen (etwa 311 bis 303 Ma; synkinematischer Biotit und Muskovit; Maluski et al. 1991) aus Scherzonen am S-Rand der Axialzone, die während der Exhumierung angelegt wurden. Die K-Ar-Alter der paläozoischen Decken passen auch sehr gut zu U/Pb-Altern aus Paragneisen (308 Ma, Monazit; Gebauer et al. 1988), Graniten (308 Ma, Monazit) und migmatischen Gneisen (313 Ma; beide Krause et al. 2004) der Axialzone, die eine starke thermische Aktivität zu dieser Zeit belegen.

Die drittes metamorphe Ereignis ( $M_3$ ) ist unter Anderem im Stephanbecken von Graissessac, nachgewiesen, das im Zuge der Extensionstektonik ( $D_2$ ) am ENE-Ende der Axialzone entstanden ist. Nach dem bisherigen Kenntnisstand ist diese Metamorphose statisch. Der  $b_0$ -Index belegt – wie auch bei  $M_2$  – eine LP-Metamorphose. Sie wurde vermutlich durch magmatische Intrusionen hervorgerufen.  $M_3$  muss jünger sein als das U-Pb-Alter eines Tuffes im tiefen Teil der Stefan-Abfolge (c. 295 Ma). Dazu passen Rb-Sr Mineralisochronen von 292 bis 277 Ma aus zwei benachbarten Granitplutonen. Ähnliche Alter treten auch in Pegmatiten der Axialzone auf.

Nicht alle der untersuchten Bereiche können eindeutig einer der drei tektono-metamorphen Hauptphasen zugeordnet werden (St. Gervais-Einheit im NE der Axialzone, östlicher Teil der Mont Peyroux-Decke). Dies liegt vielfach an einer unzureichenden strukturgeologischen Datenlage. Teilweise haben aber auch Alterationsprozesse stattgefunden, welche die K-Ar-Alter verjüngt haben, oder der regionale Metamorphosegrad ist sehr niedrig. Schließlich ist in schwach anchimetamorphen oder nur diagenetisch beeinflussten Gesteinen die  $b_0$ -Index-Methode nicht anwendbar.

Insgesamt bestätigen die regionalen Untersuchungen das Bild eines heißen Gneiskerns, der während seines Extensions-bedingten Aufstieges seine Hüllschichten syntektonisch aufheizt.

Zusätzlich zur geodynamischen Fragestellung wurden in dieser Arbeit auch methodische Aspekte verfolgt. Der Schwerpunkt lag hierbei auf der Untersuchung der K-Na-Verteilung in den Illiten bzw. Muskoviten. Es hat sich gezeigt, dass einige Proben Paragonit und/oder K/Na-Illit führten. Diese Minerale stören die Bestimmung der Illitkristallinität im Röntgendiffraktogramm, da sich ihre Peaks mit denen des Illit überlagern. Es wurden daher verschiedene "Peak-Fittings" durchgeführt, bei denen sich zum einen zeigte, dass der 10 Å-Peak besser für das Fitting von Illit und diskretem Paragonit geeignet ist als der 5 Å-Peak. Es wurde zudem festgestellt, dass es nur schwer oder gar nicht möglich ist, Illit und eine K/Na-Phase mit einer zufriedenstellenden Qualität zu fitten, da die Peakmaxima zu nahe beieinander liegen. Eine Mikrosondenanalyse (teilweise auch Mikrosonden-Mapping) der betreffenden Proben zeigte, wie unterschiedlich die K-Na-Verteilung in den Illiten im anchimetamorphen Bereich sein kann. Es wurden diskrete Mineralphasen, eine domänenartige Verteilung und auch relativ homogene Mischkristalle beobachtet.

## Abstract

The Montagne Noire at the southern margin of the French Massif Central is a metamorphic core complex in the foreland of the French Variscides. The core of the structure (Zone Axiale) consists of granites and migmatic ortho- and paragneisses. The Zone Axiale is bounded to the N (N flank) and to the S (S flank) by Palaeozoic sediments. The N flank is subdivided into the "Western Monts de Lacaune" (in the W) and the "Northern Imbricate Zone" (to the E). The N flank consists of Cambrian through to Silurian sedimentary rocks. The S flank originated as a pile of nappes composed of Cambrian through to Early Namurian sedimentary rocks. These nappes are (in order from top to bottom): Pardailhan, Minervois, Mont Peyroux, Faugères and Parautochthon.

The Montagne Noire is not only an example of a hot metamorphic core complex, but also very well suited for methodological studies: various rock units can be traced, across the metamorphic zonation, from diagenetic into greenschist grade.

The present study deals with the tectono-metamorphic evolution of the very-low-grade mantle of the Zone Axiale. It is based upon an areally extensive survey of phyllosilicate evolution in metapelites. The methods applied comprise the Kübler Index ("illite crystallinity"), the Árkai Index ("chlorite crystallinity"), the  $b_0$  Index as a proxy of the geothermal gradient, analysis of polytypes, and – in part of the samples – microprobe and X-ray fluorescence. K-Ar age determinations of fine fractions ( $<2 \mu\text{m}$  and  $<0,2 \mu\text{m}$ ) were carried out by K. Wemmer (Göttingen). Correlation between deformation and metamorphism is based upon literature data as well as upon new observations.

It is possible to define three stages of the tectonometamorphic evolution:

The first phase (D<sub>1</sub>) corresponds to Variscan folding and southward-directed nappe stacking.  $b_0$  data reveal a medium-pressure regime for the accompanying M<sub>1</sub> metamorphism. D<sub>1</sub>/M<sub>1</sub> are preserved on the N flank and in the western part of the Pardailhan nappe. K-Ar-ages document cleavage formation at 340-330 Ma, which corresponds to cooling ages of the greenschist-grade Albigeois nappes adjacent to the N. In the lower nappes of the S flank, D<sub>1</sub>/M<sub>1</sub> post-date the termination of flysch sedimentation at about the Viséan/Namurian boundary ( $\leq 320$  Ma).

The second phase (D<sub>2</sub>) corresponds to the exhumation and uplift of the Zone Axiale. Decrease of M<sub>2</sub> with increasing distance from the Zone Axiale demonstrates that the hot core has effected syntectonic metamorphism in most of the Palaeozoic mantle. Structures, fabrics and metamorphic parameters acquired during D<sub>1</sub>/M<sub>1</sub> were largely overprinted by D<sub>2</sub>/M<sub>2</sub>. The extensional S<sub>2</sub> cleavage is the dominant fabric in most of the S flank (Parautochthon, Faugères, western Mont Peyroux, eastern Pardailhan, and probably also the Minervois). M<sub>2</sub> is also the dominant metamorphism in the western Monts de Lacaune on the N flank. K-Ar dating from various parts of the S flank yields ages of 310 and 300 Ma for D<sub>2</sub>/M<sub>2</sub>. This agrees with Ar-Ar ages from the literature, which date extensional shear zones at the southern flank of the Zone Axiale at c. 311 to 303 Ma (Maluski et al. 1991). Thermal activity during this time span is documented by U-Pb ages from the Zone Axiale (308 Ma, monazite, paragneiss, Gebauer et al. 1988; 308 Ma, monazite, granite; 313 Ma, monazite, migmatic gneiss, both Krause et al. 2004).

A third metamorphic event (M<sub>3</sub>) is documented in the Stephanian Graissessac Basin, which was formed at the eastern termination of the Zone Axiale during a late stage of the D<sub>2</sub>

extension. In these sediments,  $M_3$  is static and was formed – according to  $b_0$  indices – in a low-pressure environment. These features suggest contact metamorphism caused by a magmatic body.  $M_3$  must post-date the U-Pb zircon age of a felsic tuff in the basal part of the Stephanian sequence (c. 295 Ma). This is compatible with Rb-Sr mineral isochrons of 292 to 277 Ma in late micas of nearby granite plutons. Similar ages are also known from the Zone Axiale.

In some parts of the study area, it has proved impossible to identify the main tectono-metamorphic event with certainty (St. Gervais Unit NE of the Zone Axiale, eastern Mt. Peyroux unit). This is partly due to a lack of detailed structural studies. In other areas, alteration processes have caused younging of the K-Ar ages. Lastly, the  $b_0$  parameter is not applicable in the lower anchizone or diagenetic stage.

Taken altogether, the regional studies confirm the model of a hot gneissic core, which effects, during its extensional uplift, syntectonic metamorphism in its mantle.

In addition to the geodynamic problem, the present study also addresses methodological questions. Stress was laid on the distribution of K and Na in the illites and muscovites. It turned out that some samples contain paragonite and/or K/Na-illite. These phases impede the determination of illite crystallinity, since their peaks overlap with those of illite. Various attempts of peak fitting revealed that the 10 Å peak is easier to correct than the 5 Å peak. Fitting of co-existing illite and K/Na-illite turned out to be very difficult or impossible, because the peaks lie too close together. Microprobe studies (partly microprobe mapping) of such samples revealed the the distribution of K and Na in anchimetamorphic illites is highly variable: some samples are homogeneous mixtures, while others reveal domains of differing composition, or else areally separate discrete phases.



<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>Seite</b>
1 Geologischer Rahmen .....	1
1.1 Einführung .....	1
1.1.1 Varisziden .....	1
1.1.2 Zentralmassiv .....	2
1.1.3. Montagne Noire .....	3
1.2 Paläogeographie und Stratigraphie .....	5
1.2.1 Paläogeographische Entwicklung des Sedimentationsraumes .....	5
1.2.1.1 Präkollisionsabfolge (Kambrium und Ordovizium) .....	6
1.2.1.2 Prätektonische variszische Sedimente (Silur bis Unterkarbon III).....	6
1.2.1.3 Flysch (Unterkarbon III und Namur) .....	7
1.2.2 Stratigraphie des Südflügels .....	7
1.2.2.1 Kambrium .....	7
1.2.2.2 Ordoviz .....	8
1.2.2.3 Devon und Unterkarbon .....	9
1.2.2.4 Visé/Namur .....	10
1.2.3 Lithostratigraphie des Nördlichen Schuppenzone .....	12
1.3 Vulkanismus .....	14
1.3.1 Südflügel .....	14
1.3.2 Nordflügel .....	14
1.3.3 Albigeois .....	16
1.4 Stratigraphischer Inhalt, Struktur und Metamorphose der tektonischen Einheiten..	17
1.4.1 Südflügel .....	17
1.4.1.1 zur Erforschungsgeschichte .....	17
1.4.1.2 Pardailhan-Decke .....	18
1.4.1.3 Minervois-Decke .....	24
1.4.1.4 Mont Peyroux-Decke .....	28
1.4.1.5 Faugères-Decke .....	30
1.4.1.6 Parautochthon .....	33
1.4.1.7 St. Ponais .....	34
1.4.1.8 Klippen von Cabrières .....	35
1.4.1.9 Deformationsentwicklung der einzelnen Deckeneinheiten .....	35
1.4.1.10 Synthese der Deformationsentwicklung .....	41
1.4.1.11 Metamorphose .....	43
1.4.2 Monts de Lacaune .....	46
1.4.2.1 Zur Erforschungsgeschichte .....	47
1.4.2.2 Die Struktureinheiten der Nördlichen Schuppenzone und ihre westlichen Äquivalente .....	48
1.4.2.3 Die tektonische Entwicklung der Nördlichen Schuppenzone .....	57
1.4.2.4 Die metamorphe Entwicklung der Nördlichen Schuppenzone .....	59
1.4.2.5 Die tektono-metamorphe Entwicklung der westlichen Monts de Lacaune ..	60
1.4.2.6 Die kristallinen Anteile der Monts de Lacaune .....	61
1.4.3 Axialzone .....	66
1.4.3.1 Somail-Gruppe und Puech Plo-Serie .....	67
1.4.3.2 St. Pons-Cabardès- und Salvetat -Gruppe .....	68
1.4.3.3 Roc Suzadou-Gruppe .....	69
1.4.3.4 Alter der Schistes X .....	69
1.4.3.5 Migmatite und Diatexite .....	69
1.4.3.6 Granite .....	69
1.4.3.7 Pegmatite und Aplite .....	70

1.4.3.8	Die Beziehung zwischen Orthogneisen und Metasedimenten .....	71
1.4.3.9	Strukturinventar .....	71
1.4.3.10	Begrenzende Störungen .....	74
1.4.3.11	Deformationsgeschichte .....	75
1.4.3.12	Metamorphose .....	78
1.4.4	St. Salvi de Carcavès-Decke .....	81
1.4.5	St. Sernin sur Rance-Decke .....	81
1.4.6	Der Leptyno-Amphibolit-Komplex von Réalmont .....	82
1.5	Spätvariszische Entwicklung .....	82
1.5.1	Stephan .....	82
1.5.2	Perm .....	85
1.6	Geochronologie .....	87
1.7	Modelle Montagne Noire .....	90
1.7.1	Einleitung .....	90
1.7.2	diapirischer Aufstieg .....	90
1.7.3	kompressive Antiklinale .....	93
1.7.4	Extension .....	96
2	Methodik .....	102
2.1	Röntgen-Pulver-Diffraktometrie .....	102
2.1.1	Illitkristallinität .....	102
2.1.1.1	Definition von Illit .....	102
2.1.1.2	Die Methode der Illitkristallinität .....	103
2.1.1.3	Entwicklung dioktaedrischer (2:1) Phyllosilikate bei ansteigender Metamorphose .....	104
2.1.1.4	Faktoren mit Einfluss auf die Illitkristallinität .....	108
2.1.1.5	Bestimmung der Illitkristallinität .....	109
2.1.1.6	Durchführung der Messung und Auswertung .....	110
2.1.1.7	Eichung der Illitkristallinität an Standards .....	113
2.1.1.8	Probennahme .....	116
2.1.1.9	Probenaufbereitung .....	119
2.1.1.10	Präparatherstellung .....	122
2.1.1.11	Reproduzierbarkeit der Illitkristallinitäts-Messungen .....	123
2.1.2	Chlorit .....	126
2.1.2.1	Definition von Chlorit .....	126
2.1.2.2	Die Methode der Chloritkristallinität .....	126
2.1.2.3	Entwicklung trioktaedrischer (2:1+1) Phyllosilikate bei ansteigender Metamorphose .....	127
2.1.2.4	Eichung der Chloritkristallinität an Standards .....	127
2.1.2.5	Reproduzierbarkeit der Methode .....	130
2.1.3	Qualitative Phasenanalyse .....	132
2.1.3.1	Probenaufbereitung .....	132
2.1.3.2	Minerale .....	132
2.1.3.3	Akzessorische Mineralien .....	136
2.1.4	$b_0$ -Geobarometrie .....	136
2.1.4.1	Herstellung der Präparate für die $b_0$ -Geobarometrie (und Polytypie- bestimmung) .....	137
2.1.4.2	Sassi-Methode .....	137
2.1.4.3	METRIC-Methode .....	137
2.1.4.4	Elektronstrahl-Mikrosonde .....	138
2.1.4.5	Reproduzierbarkeit der Methode .....	138
2.1.5	Polytypiebestimmung .....	139

2.2	Röntgenfluoreszenzanalyse .....	140
2.2.1	Physikalische Grundlagen .....	140
2.2.2	Präparatherstellung .....	140
2.2.3	Durchführung der Messung .....	141
2.3	Elektronenstrahl-Mikrosonde .....	141
2.3.1	Physikalische Grundlagen .....	141
2.3.2	Präparatherstellung .....	142
2.3.3	Durchführung der Messungen .....	142
2.3.3.1	Qualitative WDS-Analytik .....	143
2.3.3.2	Mikrosonden-Mapping .....	143
2.4	K-Ar-Geochronologie .....	144
2.4.1	Aufbereitung .....	144
2.4.2	Durchführung der Messung .....	144
3	Ergebnisse .....	145
3.1	Illit- und Chloritkristallinität .....	145
3.1.1	Südflügel .....	146
3.1.1.1	E-Pardailhan .....	147
3.1.1.2	W-Pardailhan .....	153
3.1.1.3	Minervois .....	158
3.1.1.4	Mont Peyroux- und Faugères-Decke .....	160
3.1.2	Nordflügel .....	164
3.1.2.1	Nördliche Schuppenzone .....	165
3.1.2.2	Gervais- und Haute Mare-Einheit .....	168
3.1.3	Multi-Peak-Fitting .....	168
3.1.4	Ergebnisse des 5 Å- und des 14 Å-Peak .....	170
3.1.5	Esquevin-Index .....	171
3.1.6	Chlorit-Index .....	171
3.2	Polytypie .....	172
3.3	b <sub>0</sub> -Geobarometrie .....	174
3.3.1	Methodenvergleich b <sub>0</sub> -Index: Sassi- und METRIC-Methode .....	174
3.3.2	Der b <sub>0</sub> -Index in den tektonischen Einheiten des Südflügels .....	175
3.3.2.1	Pardailhan-Decke .....	175
3.3.2.2	Minervois-Decke und St. Ponais .....	177
3.3.2.3	Mont Peyroux-Decke .....	177
3.3.2.4	Faugères-Decke .....	178
3.3.2.5	Einfluss der Stratigraphie .....	178
3.3.3	Der b <sub>0</sub> -Index auf dem Nordflügel .....	179
3.3.3.1	Monts de Lacaune .....	179
3.3.3.2	St. Gervais- und Haute Mare-Einheit .....	180
3.4	Geochronologie .....	181
3.4.1	Geologische Signifikanz der K-Ar-Daten .....	181
3.4.2	K-Ar Alter auf dem Südflügel .....	184
3.4.2.1	Pardailhan-Decke .....	184
3.4.2.2	Minervois-Decke .....	184
3.4.2.3	Mont Peyroux-Decke .....	185
3.4.2.4	Faugères-Decke .....	185
3.4.2.5	Andere Einheiten .....	185
3.4.3	K-Ar Alter auf dem Nordflügel .....	186
3.4.3.1	Nördliche Schuppenzone inklusive der St. Gervais-Einheit .....	186
3.4.3.2	St. Gervais-Einheit .....	186
3.4.3.3	westliche Monts de Lacaune und Sorézois .....	186

3.5	Röntgenfluoreszenzanalyse .....	186
3.6	Elektronenstrahl-Mikrosonde .....	188
3.6.1	Die chemische Zusammensetzung der Illite/Muskovite.....	188
3.6.1.1	Pardailhan-Decke .....	189
3.6.1.2	Minervois-Decke und Verrieres-Einheit .....	190
3.6.1.3	Mont Peyroux-Decke und Parautochthon .....	191
3.6.1.4	Faugères-Decke .....	193
3.6.1.5	Nördliche Schuppenzone und St. Gervais-Einheit .....	194
3.6.2	Der $b_0$ -Index nach der Methode von Guidotti und Sassi (1986) .....	195
3.6.3	Mikrosonden Mapping .....	197
3.7	Strukturgeologische Untersuchung im Karbonflysch der Faugères-Decke .....	202
4	Interpretation .....	204
4.1	Südflügel.....	204
4.1.1	Pardailhan-Decke .....	204
4.1.1.1	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	204
4.1.1.2	Interpretation .....	206
4.1.2	Minervois-Decke .....	210
4.1.2.1	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	210
4.1.2.2	Interpretation .....	210
4.1.3	Mont Peyroux-Decke.....	212
4.1.3.1	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	212
4.1.3.2	Interpretation .....	213
4.1.4	Faugères-Decke .....	214
4.1.4.1	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	214
4.1.4.2	Interpretation .....	214
4.1.5	St. Ponais und Parautochthon .....	216
4.1.5.1	St. Ponais .....	216
4.1.5.2	Parautochthon .....	216
4.2	Nördliche Schuppenzone.....	217
4.2.1	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	217
4.2.2	Interpretation .....	218
4.3	St. Gervais- und Haute Mare-Einheit .....	221
4.3.1	Zusammenfassung der Ergebnisse.....	221
4.3.2	Interpretation .....	222
4.4	Die tektono-metamorphe Entwicklung des Südflügels - eine Synthese.....	223
4.5	Die tektono-metamorphe Entwicklung des Nordflügels - eine Synthese.....	227
5	Ausblick.....	230
6	Literaturverzeichnis:.....	231
7	Anhang .....	254

# 1 Geologischer Rahmen

## 1.1 Einführung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der tektono-metamorphen Entwicklung der paläozoischen Sedimente der Montagne Noire im südlichen Zentralmassiv. Diese Region ist seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ein klassisches Arbeitsgebiet. Dies hat zu zahlreichen (weit über 500) Publikationen in verschiedenen geologischen Fachrichtungen (z.B. Sedimentologie, Paläontologie und Biostratigraphie, Petrologie, Geodynamik u.a.m.) geführt, die z.T. nur schwer zu überschauen sind. In diesem Kapitel wird daher die vorhandene Literatur aufgearbeitet und synthetisiert und der rezente Kenntnissstand erarbeitet. Darüber hinaus fließen auch eigene Befunde und Überlegungen ein und es werden Probleme und offene Fragen aufgezeigt. Die hier vorgestellten Daten bilden die Grundlage für die Beschreibung und Interpretation der Ergebnisse.

### 1.1.1 Varisziden

Beim variszischen Gebirgsgürtel handelt es sich um ein alpinotypes Orogen, das bei der Kollision von mehreren Mikrokontinenten (Avalonia und armorikanische Terrane-Gruppe) und Gondwana im S mit dem Old-Red-Kontinent (Laurentia und Baltica) im N etwa vom späten Unterdevon an entstanden ist. Eine detaillierte Beschreibung der Entwicklung liefern Matte (1986, 1991, 2001), Franke (2000, 2006) sowie Franke et al. (2004).

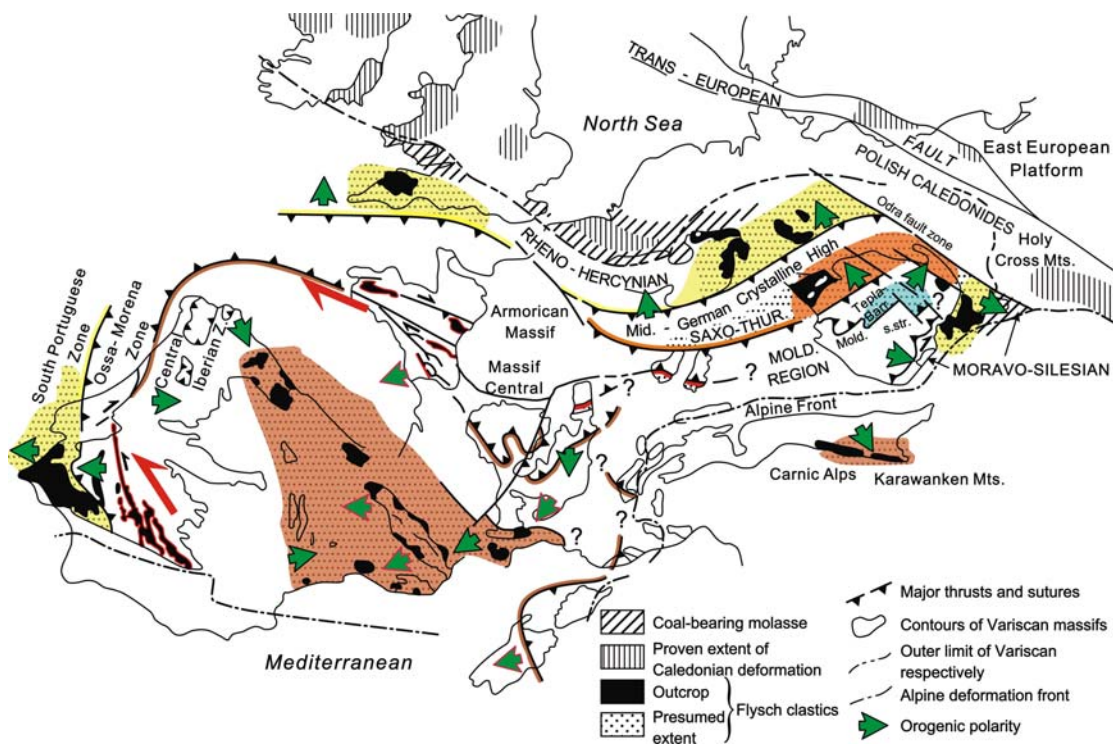


Abb. 1: Strukturkarte der europäischen Varisziden (Franke 2006). Die Vorlandbecken zeichnen die Haupt-Suturzonen nach (gelb - Rheno-Hercynikum - Moravo-Silesikum; blau - Retro-Arc Becken der Moldanubischen Zone; braun - mediterranes und alpidisches Becken).

Die Varisziden spielen in der plattentektonischen Entwicklung Mittel- und Südeuropas eine wichtige Rolle. Ihnen zugeordnete Gesteine sind in mehreren großen Massiven aufgeschlossen (z. B. Iberisches Massiv, Armorikanisches Massiv, Zentralmassiv, Rheno-Hercynikum, Böhmisches Masse). Das Orogen hat eine bilaterale Symmetrie. Eine Scheitelzone, die sich vom Tepla-Barrandium im Kern der böhmischen Masse, über Teile des Schwarzwaldes, der Vogesen und das Armorikanische Massiv bis nach Zentralspanien zieht, stellt den Kernbereich des Orogens dar. Nördlich dieser Zone sind die Schüttungsrichtung und das Vorwandern syntektonischer Flyschsedimente, die Vergenz der Falten und auch der Deckenbau nordgerichtet, südlich der Scheitelzone nach S (Abb. 1).

### 1.1.2 Zentralmassiv

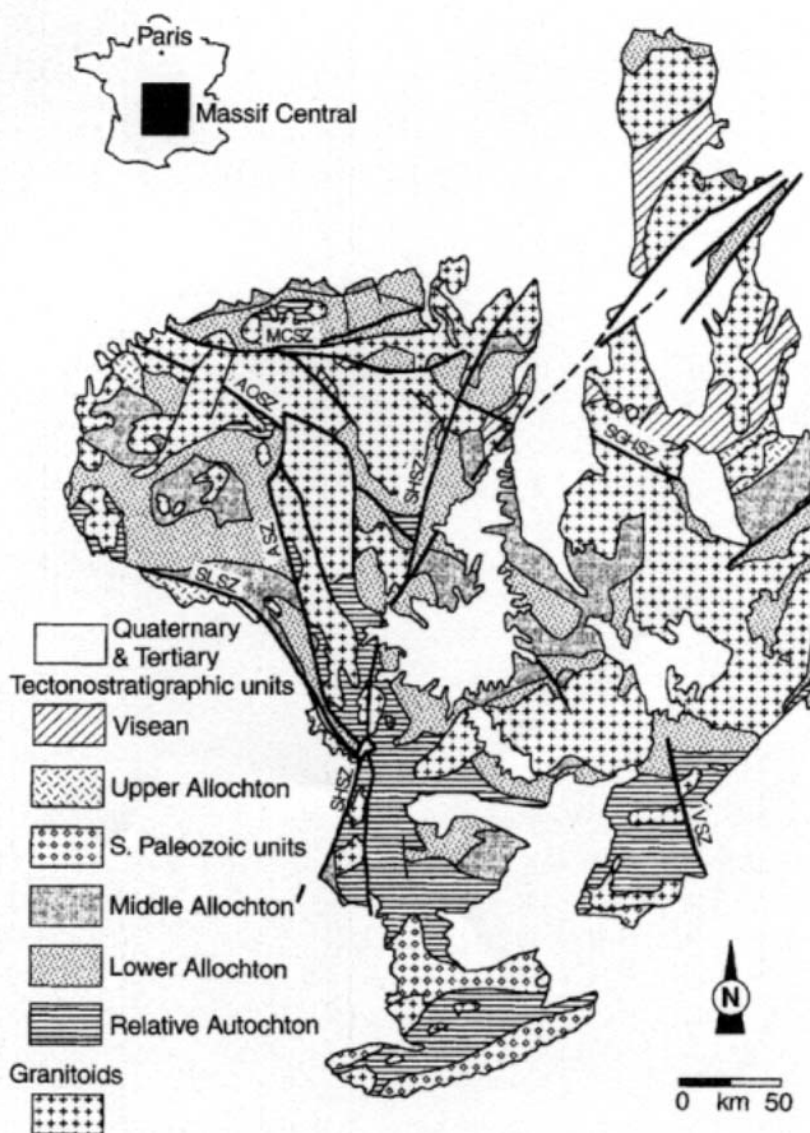


Abb. 2: Geologische Karte der Litho-tektonischen Einheiten des Zentralmassiv (Marignac und Cuney 1999). MCSZ - Marche-Combrailles-Scherzone; AOSZ - Arrènes-Ouzilly-Scherzone; ASZ - Argentat-Scherzone; SHSZ - Sillon Houiller-Scherzone; SGHSZ - Saint-Germain l'Hermitage-Scherzone; SLSZ - Süd-Limousin-Scherzone; VSZ - Villefort-Scherzone.

Das Zentralmassiv gehört zum Südflügel des variszischen Kollisionsorogens. Es hat die für diesen Gebirgstyp klassischen Phasen eines Wilson-Zyklus durchlaufen (nach der Zusammenfassung von Santallier 1994):

- Eine erste, extensionale Phase zu Zeiten des Kambro-Ordoviz (530 - 480 Ma) ist durch Rifting und ein weitverbreitetes Auftreten von basischen Magmatiten charakterisiert ist.

- Während einer zweiten, konvergenten Phase (eo-variszische Phase nach Ledru et al. 1989) kommt es zu einer Hochdruckmetamorphose im Silur (450 - 410 Ma), verursacht durch Subduktion nach N.
- In einer dritten Phase (meso-variszische Phase nach Ledru et al. 1989), geprägt durch Kollisionstektonik während des Devons und Unterkarbons (400 - 320 Ma), wird ein Deckenstapel angelegt, der sich im Laufe des Unterkarbons bis in die Montagne Noire verbaut.
- In einer spätörogenen Phase (neo-variszische Phase nach Ledru et al. 1989) im Karbon (330 - 295 Ma) erfolgt die Anlage von großen Scherzonen und Krustendehnung in Verbindung mit erneuter Aufheizung, welche eine Niederdruckmetamorphose mit Granitbildung bewirkte.

Das Zentralmassiv wird von einem Deckenstapel aufgebaut. Santellier (1994) unterscheidet vom Hangenden ins Liegende fünf litho-tektonische Einheiten, die durch Überschiebungen (angelegt in Phase drei) oder Scherzonen (angelegt in Phase vier) voneinander abgegrenzt werden (Abb. 2):

- Das Obere Allochthon ("Obere epizonale Einheit" nach Ledru et al. 1989)
- Das Mittlere Allochthon ("Obere Gneisseinheit" nach Ledru et al. 1989)
- Das Untere Allochthon ("Untere Gneisseinheit" nach Ledru et al. 1989)
- Die Relativ Autochthonen Einheiten
- Die Externen Paläozoischen Deckeneinheiten, zu denen auch die paläozoischen Sedimente der Montagne Noire gehören.

Eine Zusammenfassung der Entwicklung des Zentralmassivs geben Ledru et al. (1989), sowie Faure et al. (2005). Eine sehr ausführliche Beschreibung des gesamten Zentralmassivs liefert der von Keppie (1994) herausgegebene Band.

### 1.1.3. Montagne Noire

Die Montagne Noire befindet sich in der Region Languedoc in Südfrankreich. Dieses Mittelgebirge hat eine E-W Erstreckung von etwa 120 km und eine maximale N-S-Ausdehnung von gut 30 km.

Sie wird von mehreren geologischen Einheiten aufgebaut, die teilweise weiter unterteilt werden (Abb. 3). Dies sind von S nach N:

- Der S-Teil ("Südflügel") der Montagne Noire wird von den "Südlichen Paläozoischen Decken" aufgebaut (Kap. 1.4.1).
- Den zentralen Bereich der Montagne Noire stellt die kristalline Axialzone dar (Kap. 1.4.3), welche aus dem Agout-Massiv im NE, sowie dem Nore-Massiv und dem Cabardès-Massiv im SW besteht.
- Die Monts de Lacaune bilden den sog. "Nordflügel" der Montagne Noire (Kap. 1.4.2) und stellen gleichzeitig die tiefste Einheit des Albigeois Deckenstapels dar (Abb. 33).
- Weiter N' folgt mit der St. Salvi de Carcavès-Decke die nächsthöhere Decke im Albigeois Deckenstapel (Kap. 1.4.4), welche Ledru et al. (1989) den Externen Paläozoischen Decken zuordnen.
- Sie wird überlagert von der St. Sernin sur Rance-Decke (Kap. 1.4.5), die Ledru et al. (1989) zu den Relativ Autochthonen Einheiten stellen.
- Im W und weiter im N (nicht auf Abb. 3 dargestellt) folgt der Leptyno-Amphibolit-Komplex von Réalmont (Kap. 1.4.6), die höchste Einheit des Albigeois-Deckenstapels.

Die drei letztgenannten Einheiten gehören nicht mehr zur Montagne Noire. Im Folgenden werden die drei erstgenannten Einheiten einzeln und ausführlich beschrieben.

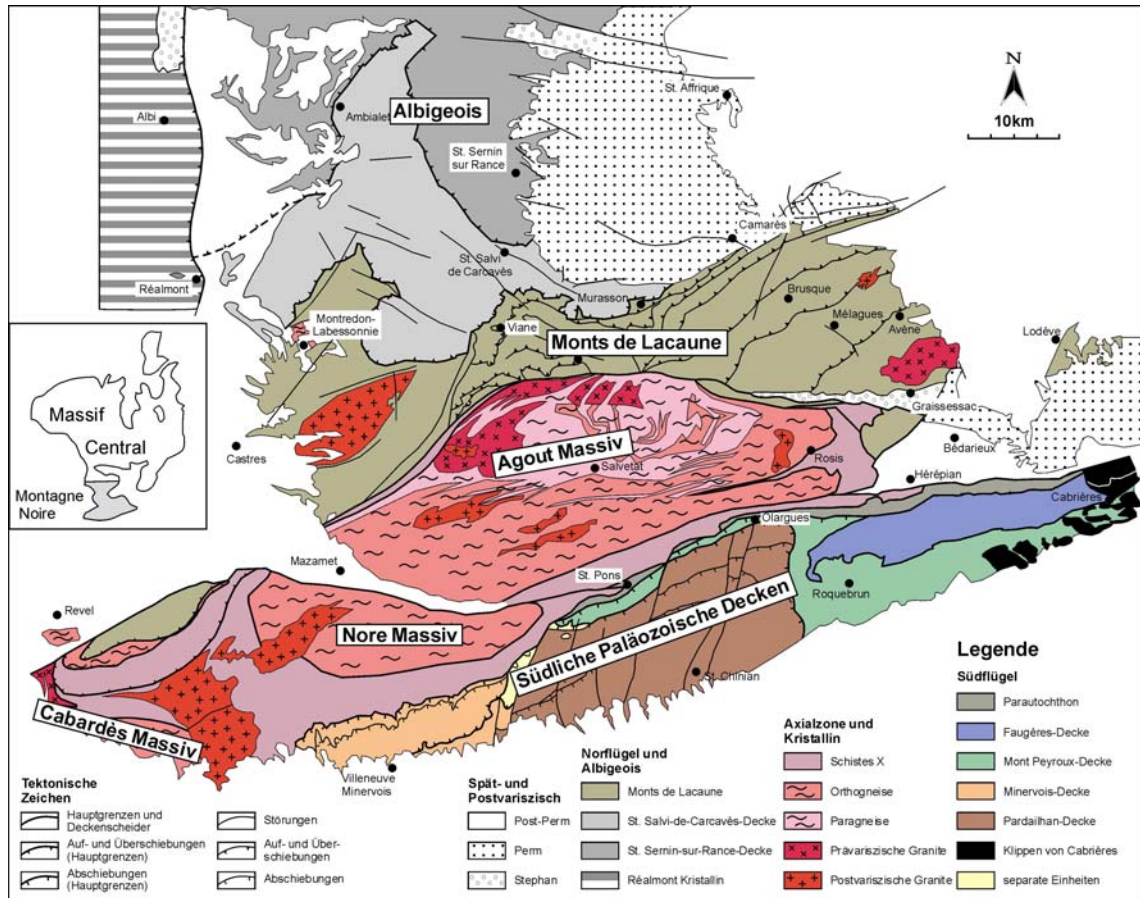


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Montagne Noire und des Albigeois (nach Doublier et al. 2006).

Die Montagne Noire erstreckt sich geographisch über Teilbereiche von 4 verschiedenen Departements:

- Weite Bereiche des Agout-Doms, der zentrale und östliche Teil des Südflügels und der Region Lodève befinden sich im nördlichen Teil des Departements Hérault.
- Der südliche Teil des Nore-Massivs, das Cabardès-Massiv und Teile der Minervois-Decke liegen im Departement Aude.
- Der nördliche Teil des Nore-Massivs, das Sorézois, die westlichen Monts de Lacaune und westliche Teile der Albigeois-Decken befinden sich im Departement Tarn.
- Weite Teile der östlichen Monts de Lacaune, der Albigeois-Decken und das Perm Becken von St. Affrique liegen im Departement Aveyron.



## 1.2 Paläogeographie und Stratigraphie

### 1.2.1 Paläogeographische Entwicklung des Sedimentationsraumes

In der Montagne Noire ist eine paläozoische Sedimentsequenz von mehreren 1000 m Mächtigkeit abgelagert worden. Detaillierte sedimentologische und biostratigraphische Untersuchungen (Referenzen in Feist und Echtler 1994, Demange 1994, Feist 1985) zeigen, dass die paläozoischen Anteile der gesamten Montagne Noire (und auch die der Cevennen und des Albigeois) in einem zusammenhängenden Faziesraum sedimentiert wurden (Abb. 4). Dieser Faziesraum wird dem Nordrand von Gondwana oder einem vorgelagerten Block (dem "Katalanischen Kraton") zugeordnet. Die Sedimente spiegeln die geodynamische Entwicklung dieser Region im Kontext der variszischen Orogenese wieder und können nach Feist und Echtler (1994) drei orogenen Stadien zugeordnet werden:

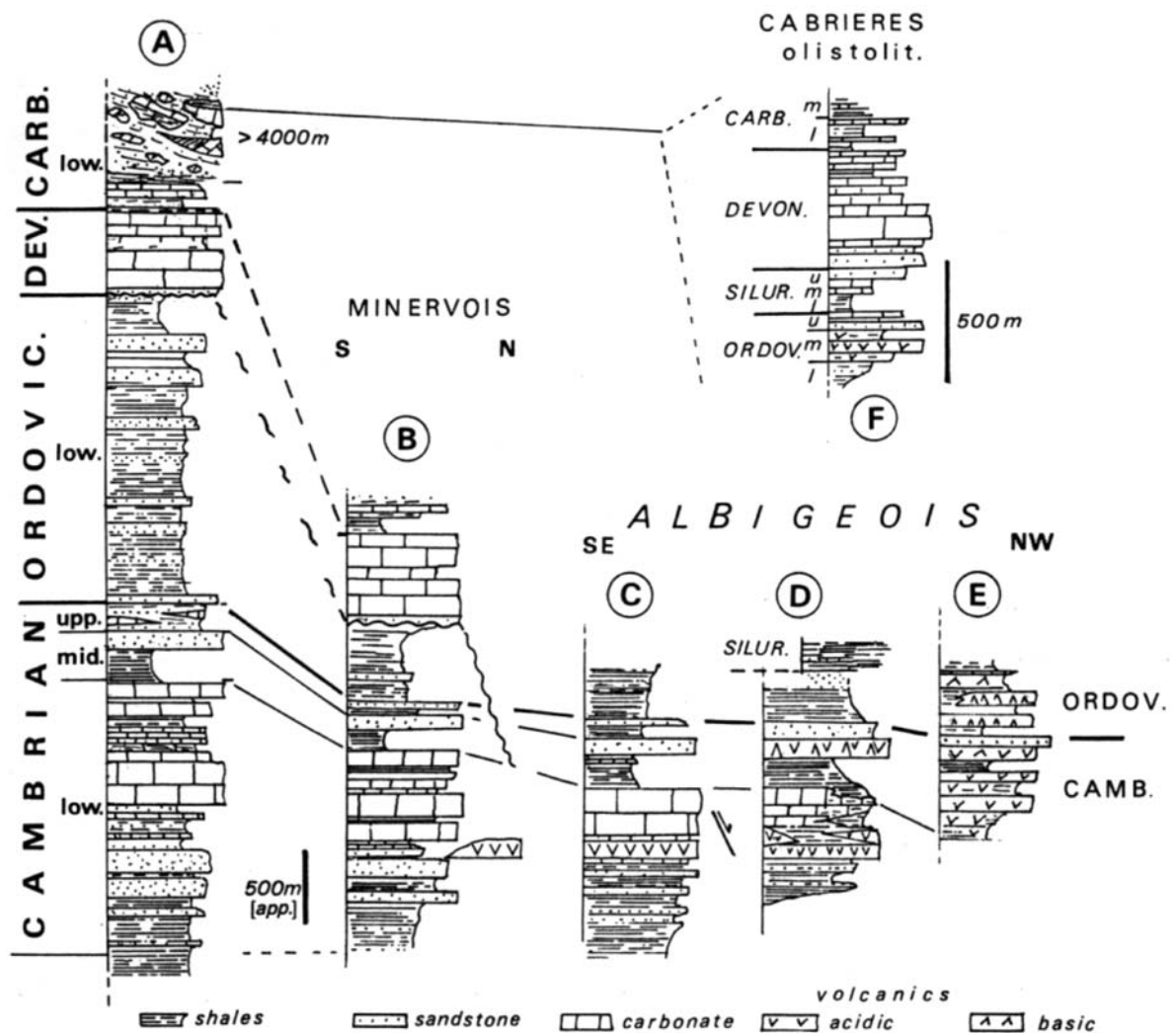


Abb. 4: Zusammenfassende Darstellung der paläozoischen Sedimentabfolge im südlichen Zentralmassiv nach Feist und Echtler (1994). Lokalitäten: A) Pardailhan- und Mont Peyroux-Decke; B) Minervois-Decke; C) Mendic-Schuppe; D) Merdelou-Schuppe; E) St. Salvi de Carcavès-Decke.

### **1.2.1.1 Präkollisionsabfolge (Kambrium und Ordovizium)**

Die Abfolge beginnt mit Sandsteinen, die über den gesamten Faziesraum relativ homogen ausgebildet sind. Ihre hangenden Anteile sind stratigraphisch dem tiefen Unterkambrium zuzuordnen, aber es ist unklar, ob und wie weit diese Lithologie ins Präkambrium reicht.

Im höheren Unterkambrium entsteht im S-Teil des Sedimentationsraumes eine Karbonatplattform ("Archaeocyathiden-Kalk"). Diese karbonatische Formation zeigt in Raum (von S nach N) und Zeit eine Entwicklung in der Sedimentation, bei der die Wassertiefe zunimmt: Beginnend mit supratidalen Ablagerungen entwickelt sich die Sequenz über eine Lagunen-Fazies und den Bereich einer inneren Plattform zu Sedimenten aus dem äußeren Plattformbereich. Im Albigeois und den nördlichen Einheiten der Monts de Lacaune geht diese Plattform-Fazies lateral in Sedimente eines distalen, anoxischen Beckens über (Abb. 4). Es ist eine zunehmende vulkanische Tätigkeit zu beobachten.

Diese Entwicklung wird als Hinweis auf ein beginnendes Rifting - die Öffnung des Moldanubikum-Zentralmassiv-Ozeans - im N des Sedimentationsraumes interpretiert (z.B. Feist und Echtler 1994; Demange 1994). Nachdem die Karbonatsedimentation mit Beginn des Mittelkambrium stark nachlässt und schließlich aufhört, besteht die Abfolge bis ins Arenig aus einer relativ monotonen, tonig-sandigen Sequenz. Mittleres und oberes Ordoviz sind nur in den Klippen von Cabrières überliefert: Es folgt eine vulkanosedimentäre Abfolge, deren Top dem mittleren Ordoviz zugeordnet wird. Über den Vulkaniten folgen Klastika (Konglomerate, Sandsteine) aus dem späten Caradoc. Die Sequenz schließt mit der Ablagerung von Mergeln und bioklastischen Karbonaten im Ashgill ab.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Entwicklung im Kambro-Ordoviz der eines passiven Epikontinentalrandes entspricht. Die Sedimentationsbedingungen im südlichen Teilraum waren stabil, im N aufgrund der Subsidenz und des Riftingprozesses zunehmend instabil.

### **1.2.1.2 Prätektonische variszische Sedimente (Silur bis Unterkarbon III)**

Die Entwicklung im Silur ist nicht sehr gut belegt, da Sedimente dieses Alters selten vorkommen. In den Monts de Lacaune gibt es ein isoliertes Vorkommen, das aus anoxischen Karbonaten und Mergeln besteht. In der südlichen Montagne Noire ist das Silur nur in den Klippen von Cabrières überliefert, wo es mit Graptholithen-Schiefer im tiefen Silur beginnt, die im Hangenden in Karbonate übergehen.

Die Sedimente des Devon und Unterkarbon sind ausschließlich in der südlichen Montagne Noire zu finden, wo sie meist Gesteine des Arenig diskordant überlagern. Diese Winkeldiskordanz, wie auch die Schichtlücke, wird auf eine spätsilurische Kippschollentektonik mit anschließender Erosion zurückgeführt. Die Sedimente zeichnen insgesamt einen transgressiven Großzyklus nach, wobei vom Liegenden ins Hangende folgende Sedimentationsräume durchquert werden (Feist 1985):

- ufernahe Fazies
- intertidale Fazies
- Riff-Fazies
- subtidale Fazies
- tieferer Schelf bis zum Schelfrand
- Kontinentalhang.

Die fortschreitende Eintiefung des Sedimentationsraumes (durch Transgression) erfolgte nicht stetig. Feist (1985) konnte wenigstens vier Unterzyklen nachweisen. Innerhalb eines jeden Unterzyklus nimmt die Wassertiefe mit der Zeit zu.

Die gesamte Abfolge wird einem epikontinentalen Becken zugeordnet, das im südlichen Vorland des variszischen Orogens angelegt wird. Die mit der Zeit zunehmende Eintiefung des

Beckens ist wahrscheinlich auf das Herannahen der nach S migrierenden Orogenfront zurückzuführen.

### **1.2.1.3 Flysch (Unterkarbon III und Namur)**

Die Entwicklung dieses Vorlandbereiches im Unterkarbon ist geprägt durch die endgültige Schließung des Moldanubikum-Zentralmassiv-Ozeans. Während der Orogenese und dem Vorwandern der variszischen Deckenfront nach S wurden kontinuierlich klastische Sedimente vom aktiven Plattenrand in das südliche Vorlandbecken geschüttet. Es kam zur Ablagerung einer etwa 4000 m mächtigen klastischen Sequenz (Engel et al. 1978, 1981). Diese syntektonischen Klastika werden in der regionalen Literatur als Flysch bezeichnet, wurden aber auf kontinentaler Kruste abgelagert. Die Korngröße dieser Klastika nimmt mit wachsender Entfernung zum Liefergebiet ab. Ein Propagieren der Flyschfront in Raum und Zeit Richtung S dokumentiert hierbei den fortschreitenden Subduktions/Kollisionsprozess und das Wandern der Deckenfront (Engel 1984).

Im Folgenden werden die stratigraphischen Abfolgen für den Nord- und den Südflügel getrennt vorgestellt.

## **1.2.2 Stratigraphie des Südflügels**

### **1.2.2.1 Kambrium**

Die Beschreibung der kambrischen Abfolge basiert auf der Grundlage der Arbeiten von Alabouvette et al. (1981), Courtessole et al. (1988), Alabouvette und Demange (1993), Alabouvette et al. (2003) und der sehr detaillierten Review von Álvaro et al. (1998). Es ist anzumerken, dass je nach Bearbeiter und Region die Mächtigkeit der einzelnen Schichtpakete variieren kann. Die hier angegebenen Mächtigkeiten stellen Mittelwerte dar. Die älteste Lithologie (tiefes Unterkambrium,  $K_1$ ) ist mehr als 1000 m mächtig und besteht aus einer relativ monotonen Wechselfolge aus Sandsteinen mit zwischengeschalteten Schieferlagen. Sie wird in der regionalen Literatur als "Grès de Marcory" bezeichnet und schließt mit einem 100 bis 200 m mächtigen Paket grüner und violetter Schiefer ab.

Im höheren Unterkambrium ( $K_{2a}$  bis  $K_{2e}$ ) wird die Abfolge zunehmend karbonatreicher (Abb. 5). Zuerst werden in die sandig-schiefrigen Grès de Marcory gelbe Kalke eingeschaltet, die ins Hangende zunehmen ( $K_{2a}$ ) und bereits Archaeocyathiden führen. Darüber folgen die eigentlichen sog. "Archaeocyathiden-Kalke" ( $K_{2b}$ ), die von massigen Kalken und Dolomiten aufgebaut werden. Meistens zeigt ein Schieferhorizont den Übergang zur nächsten Formation ( $K_{2c}$ ) an, die von massigen, gelben Dolomiten (frühdiagenetisch), oft mit Stromatolithen, gebildet wird. Darüber folgt eine Wechsellagerung von Dolomitbänken und Schiefen, im höheren Teil auch mit sandigen Partien ( $K_{2d}$ ). Das Unterkambrium wird von einer charakteristischen Formation schwarzer Kalke, die Hyolithen führen, abgeschlossen ( $K_{2e}$ ). Das höhere Unterkambrium ist 450 bis 750 m mächtig.

Das Mittelkambrium beginnt mit einem Paket heterogen ausgebildeter Kalkmarmore ( $K_{3a}$ ), die allmählich in eine ebenfalls relativ heterogene Formation von gelben und grünen Schiefen und Kalkknollenschiefern des "Paradoxides"-Niveaus übergeht ("Paradoxides-Schiefer",  $K_{3b}$ ). Darüber folgen die homogenen, massigen "Quarzite von Ferrals" ( $K_{4a}$ ). Das Mittelkambrium wird von einer im Detail sehr variablen Wechselfolge aus Sanden, Schiefen und siltigen Partien ("Wechselfolge von Guardie",  $K_{4b}$ ) abgeschlossen und ist etwa 350 bis 400 m mächtig (Courtessole et al. 1988).

Das Oberkambrium ( $K_5$ ) zeigt eine variable Mächtigkeit von 15 bis 60 m und besteht aus Schiefen mit Kalklinsen und vereinzelt Kalkbänken (Álvaro et al. 1998).

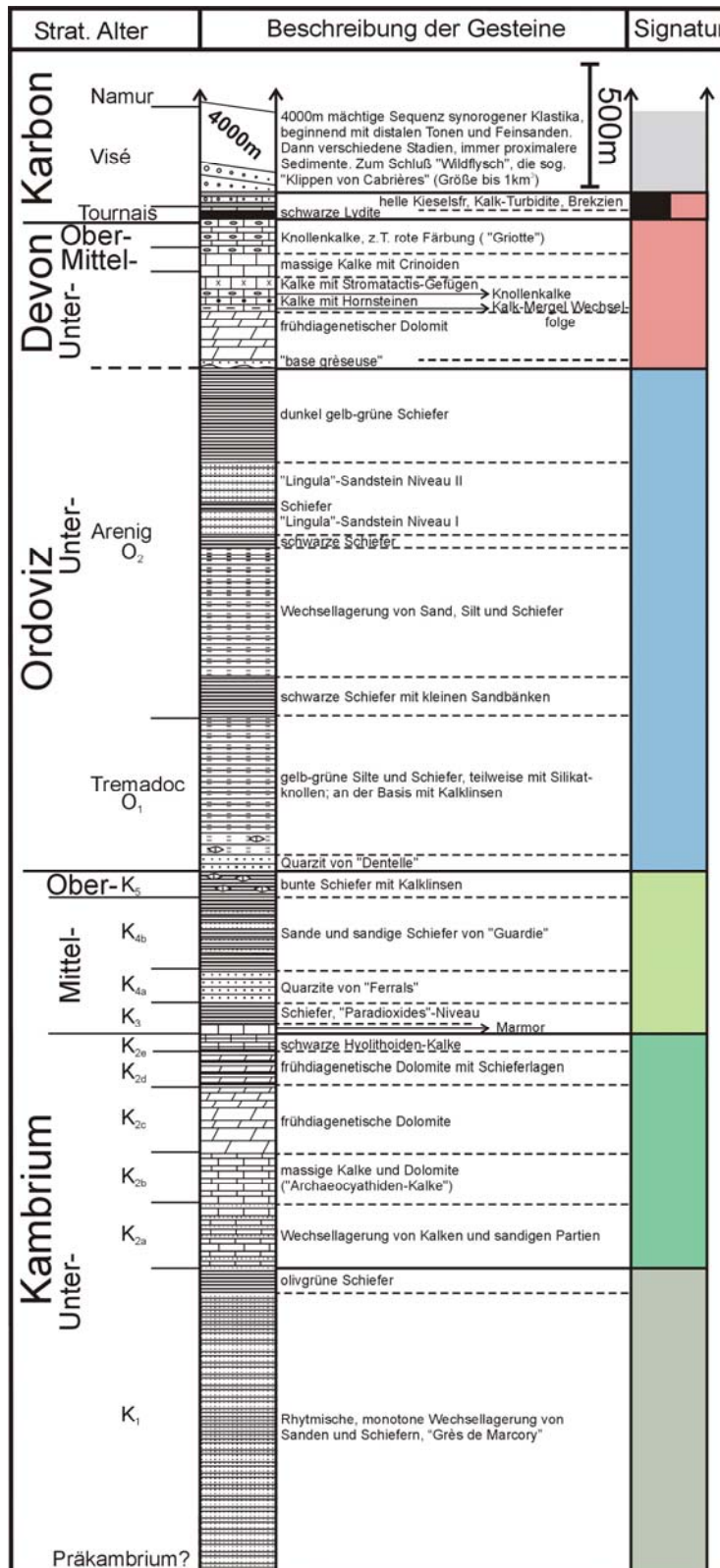


Abb. 5: Stratigraphische Abfolge des Südflügels der Montagne Noire (Zusammenfassung nach Courtessole et al. 1981 und 1983; Alabouvette und Demange 1993; Alabouvette et al. 2003; Feist 1985). Dazu ist die Farbgebung, welche in den geologischen Karten und Profilen des Südflügels in dieser Arbeit verwendet wird, dargestellt.

### 1.2.2.2 Ordoviz

Das Ordoviz der Pardailhan- und Mont Peyroux-Decke ist sehr ähnlich ausgebildet und detailliert von Carpera et al. (1978), sowie Courtessole et al. (1981, 1983) beschrieben und gegliedert worden. Die Sequenz setzt im Tremadoc mit den "Quarziten der Dentelle" ein (O<sub>1</sub>), die z.T. Glimmer führen. Darüber folgt eine relativ monotone klastische Sequenz, über

1500 m mächtig, die in der regionalen Literatur als "Flysch von Cassagnoles" (O<sub>1-2</sub>) zusammengefasst wird. Die Bezeichnung Flysch steht allerdings nicht im Zusammenhang mit einer synorogenen Sedimentation, sondern ist aus der älteren regionalen Literatur übernommen. Die Abfolge beginnt mit gelb-grünen Silten und Schiefern, die an der Basis Kalklinsen und im höheren Teil Silikatknollen führen. Darüber, im tiefen Arenig, folgen schwarze Schiefer mit dünnen Sandbänken (O<sub>2</sub>). Diese werden von einer Wechsellagerung von Sand, Silt und Schiefer überlagert und durch eine Partie schwarzer Schiefer gegen die sog. "Lingula-Sandsteine" (massige quarzitisches Sandsteine) abgegrenzt (Abb. 5). Die jüngsten ordovizischen Sedimente, welche auch dem Arenig zuzuordnen sind (Courtessole et al. 1981 und 1983), stellen eine relativ monotone Abfolge dunkler, gelb-grüner Schiefer dar.

Ist die kambrische Stratigraphie der Minervois- und der Pardailhan-Decke noch sehr ähnlich ausgebildet, unterscheidet sich die Abfolge im Ordoviz (Berger et al. 1993). Sie setzt in der Minervois-Decke (und auch in der St. Ponais Einheit) mit glimmerführenden Sandsteinen und Quarziten ein, die wahrscheinlich ein Äquivalent der "Quarzite der Dentelle" darstellen. Darüber folgt der sog. "Flysch von Caunes-Minervois", eine Wechselfolge schwarzer Sandsteine und Schiefer. Auch hier ist der Begriff Flysch irreführend und deutet nicht auf eine synorogene Sedimentation hin. Weite Bereiche dieser Einheit sind biostratigraphisch auf oberes Tremadoc datiert (Courtessole und Pillet 1975), die höchsten Anteile reichen wahrscheinlich bis ins tiefe Arenig. Im Minervois (und auch St. Ponais) ist das gesamte Ordoviz nur etwa 500 m mächtig.

Sedimente des mittleren und oberen Ordoviz sind in der Montagne Noire nur in den Klippen von Cabrières überliefert.

### **1.2.2.3 Devon und Unterkarbon**

Außer in den Klippen von Cabrières, wo eine silurische Abfolge überliefert ist (Abb. 4), transgredieren die devonischen Sedimente auf die dunklen Schiefer des Arenig (O<sub>2</sub>). Die etwa 800 m mächtige Abfolge ist in der Mont Peyroux-Decke von Feist (1985) beschrieben und biostratigraphisch mit Conodonten gegliedert worden:

Vom Gedinne bis ins hohe Ems wurden hauptsächlich Karbonate in relativ flachem Wasser abgelagert. Die Abfolge beginnt mit der Transgression roter Mikrokonglomerate und Sande ("base greseuse"), die in eine über 250 m mächtige Abfolge frühdiagenetischen Dolomits übergehen. Darüber wurde eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln, sowie hornsteinführende Kalke abgelagert. Sie werden von Knollenkalken und mikritischen Kalken mit Stromatactis-Gefügen überlagert, die allerdings aufgrund ihrer Entstehung als sog. "Mudmounds" lateral stark in ihrer Mächtigkeit schwanken oder auch in manchen Profilen ganz fehlen können.

Etwa ab dem Oberems werden neben Crinoidenkalken auch Flaser- und Knollenkalke, die zum Teil Cephalopoden führen, sedimentiert. Sie zeigen eine zunehmende Wassertiefe an. Diese Knollenkalke werden in "infra"-, "vraie"- und "supra-griotte" unterteilt. Während "infra"- und "supra-griotte" grau sind, hat die "vraie griotte" eine charakteristische rote Eigenfarbe. Die Devon/Karbon-Grenze liegt innerhalb der "supra-griotte" (Abb. 5).

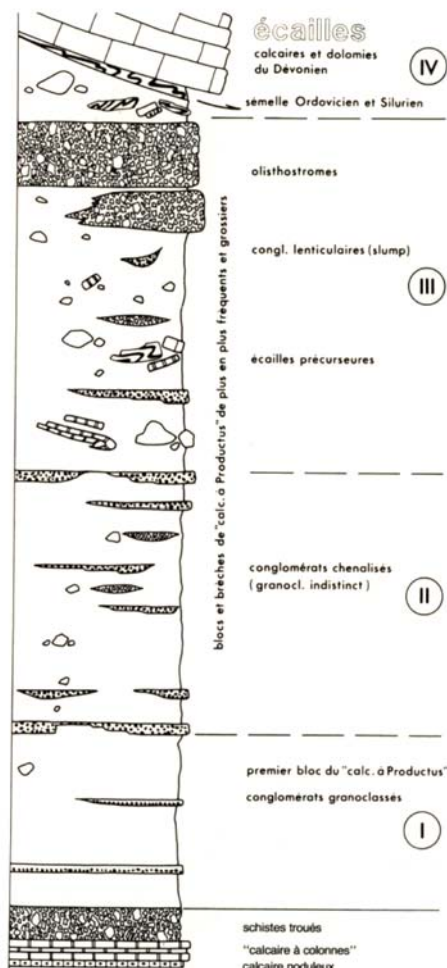
Auf die Knollenkalke folgen die schwarzen Lydite und Tone des Tournai, deren schwarze Farbe durch ein O<sub>2</sub>-Defizit im Sediment und im Bodenwasser entsteht.

Ab der Mitte des Tournai wechselt das O<sub>2</sub>-Milieu wieder, und es kommt zur Ablagerung der "seconde griotte", einem geringmächtigen grauen Flaserkalk an der Basis des Visé. Darüber folgt eine Abfolge von hellen Kieselschiefern, Tonschiefern, Kalkturbiditen und Kalkbrekzien, die in der regionalen Literatur als "calcaire à colonnes" bezeichnet werden. Engel et al. (1981) leiten für diese Kalkturbidite ein Liefergebiet im N ab.

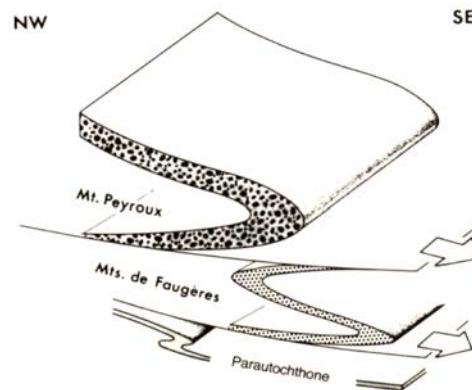
Darüber ist lokal ein dunkles Schlammstromsediment, welches Kalkkomponenten führt, abgelagert. Die herauswitternden Kalke hinterlassen Hohlräume in den Schiefern, weswegen diese Lithologie auch "schistes troués" (Löcherschiefer) genannt wird. Darüber beginnt die Ablagerung der syntektonischen Klastika.

#### 1.2.2.4 Visé/Namur

Die synorogenen Klastika sind heute im Parautochthon, der Faugères-Decke und der Mt. Peyroux-Decke aufgeschlossen. Engel et al. (1981) haben vor allem in der Mt. Peyroux-Decke detaillierte Untersuchungen in Verbindung mit einer hochauflösenden Kartierung der Region durchgeführt.



a)



b)

Abb. 6: a) stratigraphisches Profil des Karbonflysches der Mt. Peyroux-Decke mit der Einteilung der verschiedenen Zonen (Engel et al. 1981); b) schematisches Blockbild des Deckentransports. Dargestellt ist auch die unterschiedliche Korngröße der syntektonischen Klastika der verschiedenen Deckeneinheiten (Engel et al. 1981).

Sie unterteilen die Abfolge in dieser Decke in vier Zonen (Abb. 6a): Die Flyschsedimentation setzt mit feinkörnigen Grauwacken und Tonsteinen ein (Zone 1, Abb. 6a). In Zone 2 werden die Tonschiefer siltiger und es treten vermehrt Konglomerate auf. Die Zahl größerer allochthoner Komponenten (Kalkblöcke) nimmt zu. In Zone 3 werden die Block-Komponenten, die aus Gesteinen des Karbon, Ordoviz und Devon bestehen, deutlich zahlreicher. Sie werden vor allem als Gleitschollen oder Schlammstrom-Komponenten transportiert. Zone 4 beinhaltet neben weiteren Konglomeraten und Schlammströmen auch einige Gleitdecken, die "Klippen von Cabrières". Diese haben eine Grundfläche von bis zu 10 km<sup>2</sup> und bis zu 600 m Mächtigkeit. Sie sind im E-Teil des Südflügels aufgeschlossen.

Man kann also eine Zunahme der Korngröße ins Hangende feststellen, die in der Platznahme der Klippen als sog. Wildflysch gipfelt (Abb. 7). Kleinere "Vorboten" der Klippen stellen die Kalkblöcke in den Zonen 2 und 3 dar.



Abb. 7: Platznahme der Klippen von Cabrières am Top der Flyschsequenz (Engel et al. 1981).

Insgesamt zeigt die Mt. Peyroux-Decke eine sehr proximale Flyschsequenz aus dem Schelffußbereich. Sie belegt, in welchem engen zeitlichen Zusammenhang Deckenbau und Flyschsedimentation stehen. Während vor der sich annähernden Deckenfront die synorogenen Klastika abgelagert werden, steigt die Korngröße der Komponenten am Ende der Sedimentation fast auf Deckenmaßstab. Zumindest in diesem Stadium sind Deckenbau und Sedimentation ± zeitgleich. Trotzdem wurde natürlich ein Großteil des Flysch weiter vor der Deckenfront im Vorland abgelagert.

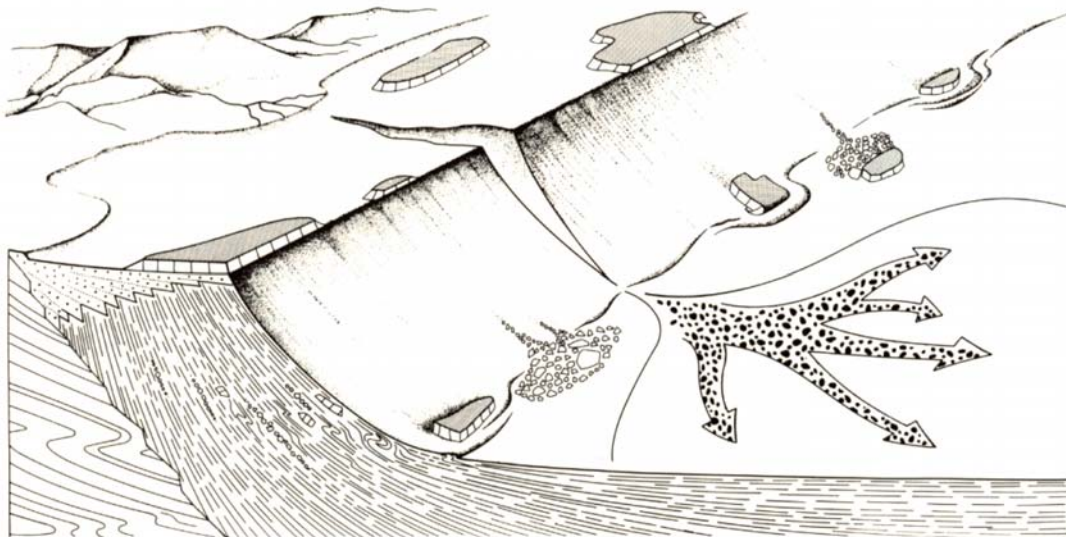
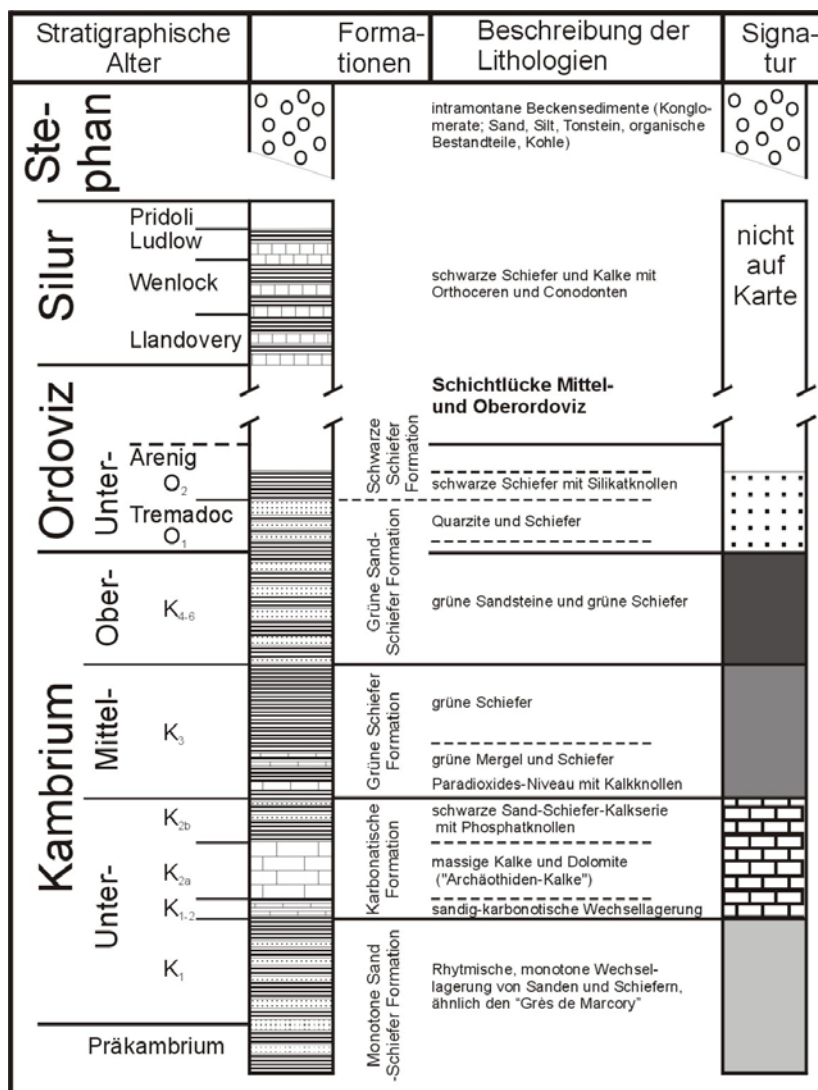


Abb. 8: Rekonstruktion des klastischen Schelfs im Karbon mit der Darstellung eines "Tiefsee"-Fächers. In diesem Szenario nimmt der Sedimentationsraum des heutigen Parautochton eine distale Position ein (Engel et al. 1981).

Engel et al. (1981) ordnen die feinkörnigen Tone des Parautochthon-Flysch einem distalen Beckenbereich zu. Der Faugères-Flysch besteht überwiegend aus distalen Grauwacken eines „outer fan“- Bereiches (Abb. 6b). Diesen Befunde stellen die Grundlage für eine palinspastische Rekonstruktion dieser drei südlichen Deckeneinheiten dar: Demnach muss das Parautochthon mit seinen distalen Sedimenten am weitesten im S gelegen haben (Abb. 8). Weiter im N folgten dann die Faugères-Decke und die Mt. Peyroux-Decke mit ihrer proximalen Sedimentsequenz unmittelbar am Schelfhang. Während der Deckenstapelung ist das Parautochthon von den Decken "überfahren" worden und bildet heute ihr Unterlager (Abb. 6b). Nach dieser Rekonstruktion hat die Mt. Peyroux-Decke die größte Transportweite. Sie lag früher im N, und liegt heute am weitesten im S. Der überwiegende Teil des Flysch wurde im spätesten Visé abgelagert. Die jüngsten Anteile wurden von Feist und Galtier (1985) biostratigraphisch auf Namur A datiert

### 1.2.3 Lithostratigraphie des Nördlichen Schuppenzone

Die Vorstellung der Schichtenfolge der Nördlichen Schuppenzone erfolgt auf Grundlage der zusammenfassenden Beschreibungen von Guérangé-Lozes und Burg (1990) und Guérangé-Lozes und Alsac (1986). Hierbei werden die Schichtenfolgen der einzelnen Schuppen kompiliert. Die Abfolge in jeder einzelnen Schuppe kann daher im Detail leicht von der zusammenfassenden Darstellung in Abbildung 9 abweichen.



**Abb. 9: Zusammenfassung der stratigraphischen Abfolge der Monts de Lacaune (Doublie et al. 2006, kompiliert nach Guérangé-Lozes und Burg 1990). Dazu sind die Signaturen, welche in den geologischen Karten und Profilen der Monts de Lacaune in dieser Arbeit verwendet werden, dargestellt.**



Die Mächtigkeit der kompletten Abfolge beträgt wahrscheinlich über 3000 m. Die vulkanischen Anteile und ihre Verteilung werden gesondert beschrieben (Kap. 1.3). Die Vorstellung der Schichtglieder erfolgt vom stratigraphisch Liegenden ins Hangende:

Die Sequenz beginnt mit der "sandig-tonigen, monotonen Abfolge" ( $K_1$ , Abb. 9), die sehr ähnlich wie die "Grès de Marcory" vom Südflügel der Montagne Noire ausgebildet ist. Der Name "Grès de Marcory" findet daher auch in der regionalen Literatur der Monts de Lacaune Verwendung. Sie sind mindestens 1000m mächtig. Ihre Basis ist nirgendwo aufgeschlossen, reicht aber stratigraphisch wahrscheinlich bis ins späte Präkambrium. Die Abfolge wird z.T. von Vulkaniten, sog. "Blavieriten" überdeckt (Kap. 1.4.2.2).

Im späteren Unterkambrium ( $K_{1-2}$ ) werden die Sedimentationsbedingungen unruhiger. Die Abfolge nimmt Karbonate auf und geht in die "sandig-karbonatische Wechselfolge" ( $K_{1-2}$ ) über. Sie stellt die Basis des "Archaeocyathiden-Kalk"-Niveaus dar. Eine Karbonatplattform entsteht, die "karbonatische Formation ( $K_2$ )" wird abgelagert. Sie besteht aus massigen Kalken und Dolomiten ( $K_{2a}$ ) im Liegenden und einer Wechselfolge aus sandigen, tonigen und karbonatischen Schichten und Knollenkalken im Hangenden ( $K_{2b}$ ), die im externen Plattformbereich abgelagert wurden. Sie sind schwarz und können Phosphatknollen führen.

Da, wie bereits oben angesprochen (Kap. 1.2.1.1), diese Plattform-Fazies im Albigeois und den nördlichen Einheiten der Monts de Lacaune lateral in Sedimente eines distalen, anoxischen Beckens übergeht, variiert die Abfolge in den einzelnen Schuppen. Zudem ist lokal ein bimodaler Vulkanismus ausgebildet (Merdelou Schuppe; Kap. 1.3).

Vom Mittelkambrium bis ins Unterordoviz ( $K_3$  bis  $O_2$ ) wird eine Abfolge relativ monotoner klastischer Sedimente unter neritischen Bedingungen abgelagert, die sich aber in Farbe und Zusammensetzung unterscheiden (Demange 1994a):

Das Mittelkambrium ( $K_3$ ) besteht aus grünen Schiefern, im tieferen Teil auch mit Karbonaten vergesellschaftet. Es sind Kalkknollenlagen (Paradoxides-Niveau, Acadien) eingeschaltet.

Das Oberkambrium ( $K_{4,6}$ ) besteht aus einer Wechselfolge grüner Sande und Schiefer.

Sie gehen im Hangenden in grünliche Quarzite und Schiefer ( $O_1$ ) über, die stratigraphisch wahrscheinlich dem tiefsten Ordoviz (Tremadoc) zuzuordnen sind. Das Arenig ( $O_2$ ) besteht aus schwarzen Schiefern, in die Silikatknollen eingeschaltet sind. Die Knollen können Acritarchen und Trilobiten enthalten. Die Sedimente des Ordoviz können eine Mächtigkeit von 1500 m erreichen. Ab dem mittleren Arenig existiert ein Sedimentationslücke bis ins Silur.

Das Silur (S) ist in einer Wechselfolge aus schwarzen Kalken und Schiefern bei Murasson nachgewiesen. Die Kalke enthalten Conodonten silurischen Alters (Llandlovery bis Ludlow, Centène 1977). Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt etwa 120 bis 150 m (Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999). Die Beziehung dieser silurischen Sedimente zu den Beckensedimenten des Ordoviz und auch die paläogeographische Lage dieses Bereichs innerhalb des Faziesraumes ist noch unklar (Demange 1994a). Wichtig ist aber anzumerken, dass diese Abfolge sich sehr stark von der des Südflügels der Montagne Noire (Klippen von Cabrières) unterscheidet (Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999).

Sedimente devonischen Alters sind in den Monts de Lacaune, im Gegensatz zum Südflügel der Montagne Noire (z.B. Feist 1985), nicht bekannt.

## 1.3 Vulkanismus

### 1.3.1 Südflügel

In den Decken des Südflügels sind Vulkanite sehr selten. Im NW der Minervois-Decke, im Bereich der Salsigne-Goldmine, sind alkaline Metabasite im Unterkambrium beschrieben (Lépine et al. 1988, in Feist und Echtler 1994; nicht in Abb. 10 dargestellt).

In der zum Parautochthon gehörenden Margal-La Trivalle-Einheit sind Keratophyre beschrieben, für die ein ordovizisches Alter (Caradoc) vermutet wird (Bogdanoff et al. 1984; nicht in Abb. 10 dargestellt).

In den Klippen von Cabrières sind die jüngsten Vulkanite des Kambro-Ordoviz abgelagert. Sie beginnen wahrscheinlich im späten Arenig und reichen bis ins Caradoc. Die Abfolge ist 150 m mächtig und besteht vom Liegenden ins Hangende aus pyroklastischen Brekzien, Tuffen mit eingeschalteten Rhyoliten, chloritisierten Porphyren und einer vulkano-sedimentären Wechselfolge.

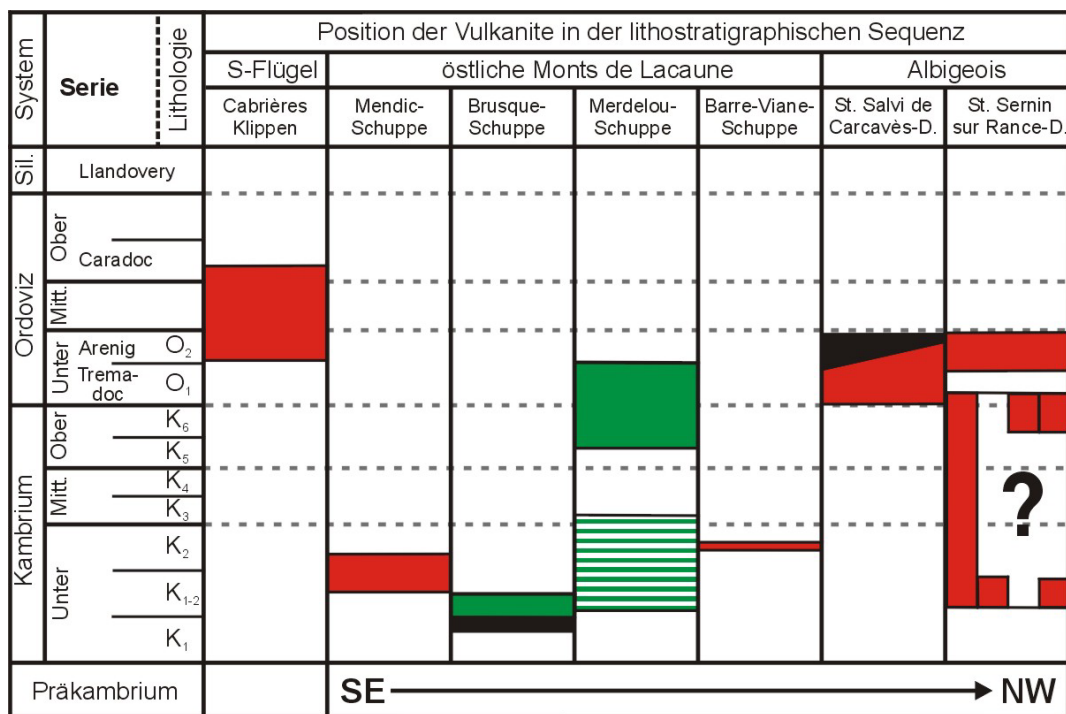


Abb. 10: Schematische Darstellung der Vulkanite in der Montagne Noire und im Albigeois. Schwarz - Basalt; grün - intermediäre bis basische Vulkanite; grün gestreift - frühere stratigraphische Position (nach Guérangé-Lozes 1987); rot - Rhyolithe.

### 1.3.2 Nordflügel

In die paläozoischen Sedimente der Monts de Lacaune sind verschiedene Vulkanite eingeschaltet, deren Verbreitung räumlich und zeitlich variiert (Abb. 10). Hier soll eine kurze Beschreibung erfolgen, da diese Vulkanite wichtig für die Zuordnung der Einheiten untereinander und die paläogeographische Rekonstruktion sind. Eine Zusammenfassung dieser Entwicklung in den Monts de Lacaune geben Guérangé-Lozes und Alsac (1986). Die Entwicklung und Ausbildung des Vulkanismus in den einzelnen Schuppeneinheiten, von SE nach NW, wird im Folgenden vorgestellt (Abb. 10):

### **Mendic-Schuppe**

Hier sind vier Typen vulkanischer und subvulkanischer Formationen bekannt (Brunel 1972, Rolet 1973):

- Mikrogranite: Sie werden als Apophysen des Mendic-Granit interpretiert.
- Basische alterierte Gänge: Ähnliche Gänge sind auch aus der St. Gervais-Einheit und der Merdelou-Schuppe bekannt.
- Rhyolitische Tuffe: Sie sind ein Leitniveau und regional als "Blavierite" bekannt. Diese sind der Abfolge im oberen Teil der Grès de Marcory ( $K_1$ ) zwischengeschaltet. Ihre Mächtigkeit variiert von 50 bis 200 m (Guérangé-Lozes und Alsac 1986). Die Blavierite sind in diesem Niveau auch im Lodevois, der Durfort-Einheit und in der Murat-Castanet-, Bois de Marc- und der Cambous-Subeinheit ausgebildet, die der Mendic-Schuppe zugeordnet werden.
- Eine vulkano-detritische Abfolge: Sie wird lokal als "Schistes de Layrac" bezeichnet und kann 50 bis 250m mächtig werden (Bogdanoff et al. 1984). Sie tritt im Hangenden der "Blavierite" an der Grenze  $K_1/K_{1-2}$  auf.

### **Mélagues-Schuppe**

Hier ist keine vulkanische Tätigkeit bekannt.

### **Brusque-Schuppe**

Die Ausbildung der vulkanischen Formationen ist in dieser Schuppe offenbar von der  $D_1$ -Antiformstruktur, oder genauer gesagt deren offenbar vorhandener paläogeographischer Vorzeichnung gesteuert. Die Vulkanite auf dem normalen Flügel sind nur geringmächtig ausgebildet (10 bis 20 m) und zeigen ausschließlich saure Gesteine. Die Vulkanite sind auf dem inversen Flügel der  $D_1$ -Antiformstruktur sehr viel mächtiger (bis zu 500 m, Guérangé-Lozes 1987). Auf diesen Teil der Schuppe bezieht sich die folgende Beschreibung. Die vulkanische Abfolge besteht aus zwei Einheiten, von denen eine weiter untergliedert ist:

- Basaltische Brekzien und Laven: Regional als "Agglomerat von Ensèges" bezeichnet, setzen die Schichten im Hangenden der Grès de Marcory ( $K_1$ ) ein und werden etwa 300 m mächtig (Guérangé-Lozes und Alsac 1986).
- Vulkano-sedimentäre Wechsellagerungen ("Wechsellagerungen von Moulerges-Lacan",  $K_{1-2}$ ): Die Abfolge überlagert das Agglomerat von Ensèges und wird untergliedert in die "Lacan-Wechsellagerung" (im Hangenden) und die "Moulerges-Wechsellagerung" (im Liegenden). Die Lacan-Abfolge besteht vorwiegend aus spilitischen Tuffen und Keratophyren, denen Dolomite und Schiefer zwischengeschaltet sind. Sie wird etwa 50 m mächtig. Die Moulerges-Abfolge führt an ihrer Basis eine wenige 10er m mächtige Wechsellagerungen von Tuffen und Karbonaten, die von einem 100 m mächtigen effusiven Quarzkeratophyrkomplex überlagert werden.

### **Merdelou-Schuppe**

Die vulkanischen Anteile dieser Einheit wurden detailliert von Prian (1980) beschrieben und von Guérangé-Lozes und Alsac (1986) zusammengefasst. Da sich das Alter der Sedimente dieser Einheit verändert hat (z.B. Demange et al. 1995; zur Erläuterung siehe Kap. 1.4.2.2), muss sich auch die stratigraphische Position der Vulkanite ändern, was in Abbildung 10 dargestellt ist. Die Beschreibung bezieht sich auf die neue stratigraphische Zuordnung der Sedimente. Leider ist die daher die zeitliche Einstufung nicht sehr exakt. Auch in der Merdelou-Schuppe zeigen die beiden Flanken der  $D_1$ -Synform verschiedene Abfolgen, die offenbar eine zeitliche Entwicklung -sie werden nach N jünger- aufweisen. Man unterscheidet drei verschiedene Gruppen:

- Laven und Tuffe: Den Strömen und Vulkanoklastika sind karbonatisch-schiefrige Sedimente zwischen geschaltet. Sie setzen in sandig-karbonatischen Wechsellagerungen

(wahrscheinlich Oberkambrium, vorher  $K_{1-2}$ ; Abb. 10) ein und sind auf dem normalen Flügel der Synform 200 bis 300 m mächtig (Demange et al. 1995). Es treten basische und saure Laven auf (Bogdanoff et al. 1984).

- Basische bis intermediäre Gänge: Vorwiegend Dolerite und Gabbros. Sie durchschlagen die kambrische Stratigraphie, werden aber selbst mitgefaltet. Ihr Alter ist daher postkambrisch und prähercynisch.
- Rhyolitische und porphyrische Gänge: Sie sind spät-hercynisch.

Der bimodale Vulkanismus ist außerdem aus verschiedenen Subeinheiten der westlichen Monts de Lacaune bekannt, die der Merdelou Schuppe zugeordnet werden: Thioys, Farayruc, Sagne, Bessière, Besselbes und Cuillé-Teil.

### **Barre-Viane-Schuppe**

Die vulkanische Tätigkeit ist in dieser Subeinheit sehr begrenzt. Die einzigen bekannten Vulkanite beschreibt Prian (1980). Es handelt sich um Tuffite mit Phosphatklasten, die eine Mächtigkeit im cm- bis m-Bereich aufweisen. Sie sind in die Karbonate des tiefen Kambrium ( $K_2$ ) eingeschaltet.

### **1.3.3 Albigeois**

In der St. Salvi de Carcavès-Decke sind in die Quarzit-Formation ( $O_{1a-b}$ ) im überkippten Flügel der Dadou-Synklinalen rhyolitische Tuffe eingeschaltet, für die ein ordovizisches Alter (U-Pb, Zirkon) ermittelt wurde (Calvez 1987 in Guérangé-Lozes 1987). Außerdem treten im oberen Bereich der schwarzen Schieferserie ( $O_{1c}$  bis  $O_2$ , Obertremadoc und Arenig) vereinzelt Metadolerite und Metabasalte auf, die in die schwarzen Schiefer eingeschaltet sind.

In der St. Sernin sur Rance-Decke sind die bis zu 500 m mächtigen rhyolithischen Tuffe und Laven der "Larroque-Formation" ausgebildet. Diese werden in ihrem hangenden Teil ausnahmsweise (in der Lagarde la Bessière-Synform) lateral von einer Serie grüner Sandsteine und Schiefer vertreten, die von Guérangé-Lozes et al. (1999) ins  $K_{3-6}$  gestellt werden. Dennoch sind die Länge und der genaue Zeitpunkt der vulkanischen Tätigkeit bisher nicht eindeutig geklärt. Guérangé (1987) schlägt vier unterschiedliche Alternativen vor, die in Abbildung 10 dargestellt sind. Die Autorin präferiert das Model eines durchgehenden Vulkanismus vom tiefen Kambrium ( $K_{1-2}$ ) bis ins Ordoviz ( $O_1$ ). Ein durchgehende vulkanische Tätigkeit von solcher Zeitdauer (etwa 40 Ma) ist in meinen Augen jedoch unwahrscheinlich. Weiter im Hangenden sind in die schwarze Serizitschieferserie ("Vère-Formation", vermutlich  $O_{1c}$ - $O_2$ ) rhyolitische Tuffe eingeschaltet.

Zusammenfassend läßt sich sagen, dass die vulkanische und subvulkanische Aktivität räumlich, zeitlich und auch mineralogisch heterogen ist. Generell scheint sich ein schwacher Trend abzuzeichnen, bei dem nach NW die vulkanischen Perioden immer länger und jünger zu werden scheinen. Außerdem variiert die Ausbildung der Vulkanite teilweise innerhalb einer Schuppe in Abhängigkeit von der  $D_1$ -Struktur. Dies deutet darauf hin, dass die Anlage der  $D_1$ -Faltenachsen durch Paläostrukturen (Schwellen o.ä.) gesteuert wurde, die auch die räumliche Verteilung der Vulkanite stark beeinflussten. Die geochemischen Daten der basischen Anteile sind inhomogen und nicht eindeutig. Guérangé-Lozes und Alsac (1986) interpretieren die geochemischen Daten und stellen entweder die Nähe zu einem aktiven Plattenrand oder ein intrakontinentales Rifting als Alternativen vor.

## 1.4 Stratigraphischer Inhalt, Struktur und Metamorphose der tektonischen Einheiten

### 1.4.1 Südflügel

Der Südflügel der Montagne Noire wird von mehreren Deckeneinheiten, die zumeist aus liegenden Falten bestehen, aufgebaut (z.B. Arthaud et al. 1966; Arthaud 1970). Diese Einheiten heißen von oben nach unten im Deckenstapel (Abb. 11):

- Pardailhan-Decke (im zentralen und W-Teil)
- Mont Peyroux-Decke (im zentralen und E-Teil)
- Minervois-Decke (im W)
- Faugères-Decke (im NE)
- Parautochthon (am N-Rand des Südflügels)

Eine weitere Einheit sind die Klippen von Cabrières im E-Teil des Südflügels (tektonische Klippen; Kap. 1.2.1.3), die keine Deckeneinheit im eigentlichen Sinn darstellen. Dazu kommen mehrere kleinere Einheiten, die z.T. aufgrund sedimentologischer und strukturgeologischer Kriterien den Deckeneinheiten zugeordnet werden können. Im Folgenden werden die Deckeneinheiten separat beschrieben (von oben nach unten im Deckenstapel):

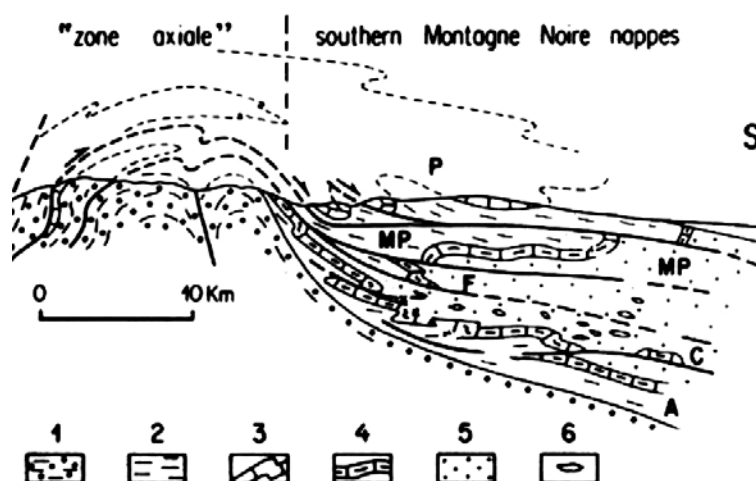


Abb. 11: Schematisches Profil durch den zentralen und südlichen Bereich der Montagne Noire (nach Burg und Matte 1978). P - Pardailhan-D.; MP - Mont Peyroux-D.; F - Faugères-D.; C - Cabrières; A - Parautochthon; 1 - Gneise und Glimmerschiefer; 2 - klastisches Unterkambrium; 3 - unterkambrische Karbonate, 4 - devonische Karbonate, 5 - Karbonflysch, 6 - Olistolithe (Klippen von Cabrières).

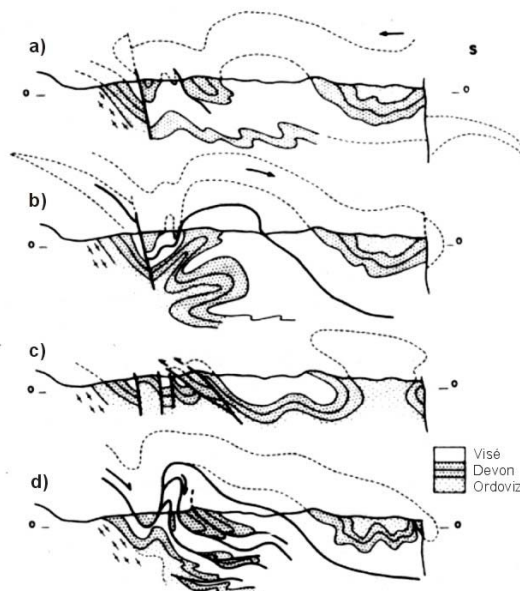
#### 1.4.1.1 zur Erforschungsgeschichte

Die südliche Montagne Noire ist ein klassisches Arbeitsgebiet im französischen Zentralmassiv. Die ersten Arbeiten zur Lithostratigraphie stammen von Bergeron (1889) und Miquel (1884, 1912). Eine Verbesserung der stratigraphischen Gliederung erfolgte durch die Arbeiten von Thorat (1935) und Gèze (1949).

Gegenstand von Untersuchungen war auch schon früh die strukturelle Entwicklung des Südflügels. Bergeron (1904) hat als erster die Existenz von drei Deckeneinheiten beschrieben. Von Gaertner (1937) hat diese Beobachtungen bestätigt und eine südgerichtete Platznahme vorgeschlagen. Da diese beiden Autoren aber keine detaillierte tektonische Studie durchgeführt haben, galt die Existenz der Decken für längere Zeit als nicht sicher nachgewiesen. Diesen Nachweis erbrachte Gèze (1949), der in einer detaillierten Kartierung die Existenz großräumiger invers gelagerter Bereiche nachweisen konnte, welche nur mit der

Existenz liegender Falten zu erklären waren. Aus dieser Beobachtung ergaben sich vier verschiedene Hypothesen, die Arthaud (1970) wie folgt zusammenfasst (Abb. 12):

- a) Gèze (1949) schlug eine nordgerichtete Tektonik vor, sowie die Existenz eines autochthonen Bereichs (Minervois, äußere Schistes X), zweier großer Decken (Pardailhan- und Faugères-Decke) sowie der Klippen von Cabrières.
- b) De Sitter und Trümpy (in Gèze et al. 1952) schlugen eine südgerichtete, gravitativ bedingte Deckenplatznahme vor. Sie beschrieben zudem als erste die Mont Peyroux-Decke.
- c) Denizot (1953, 1954) und Maurel (1965) lehnten die Idee von Decken mit größeren tektonischen Transportweiten ab und vertraten den Standpunkt, dass alle Strukturen (außer den Klippen von Cabrières) verwurzelt, d.h. autochthon sind.
- d) Vor allem die Arbeitsgruppe um M. Mattauer aus Montpellier (u.a. Mattauer et al. 1960, 1962; Arthaud 1964) konnten in verschiedenen Regionen des Südflügels mit einem interdisziplinären Ansatz (sedimentologisch, stratigraphisch, mikrotektonisch) die Existenz von mehreren großen, südgerichteten Deckenfalten nachweisen.



**Abb. 12: Darstellung verschiedener älterer Strukturmodelle, zusammengefasst von Arthaud (1970): a) nach Gèze (1949); b) nach De Sitter und Trümpy (1952, in Gèze et al.); c) nach Denizot (1953, 1954) und Maurel (1965); d) nach Mattauer et al. (1960, 1962) sowie Arthaud (1964).**

In den Arbeiten etwa ab 1965 wird die Existenz großer, liegender Falten akzeptiert. Sie versuchen vornehmlich, die strukturellen Entwicklung genauer aufzulösen und werden im Kapitel 1.4.1.9 vorgestellt.

### 1.4.1.2 Pardailhan-Decke

Die Pardailhan-Decke besteht aus Gesteinen kambrischen bis devonischen Alters. Im E und NE überlagert sie die Mont Peyroux-Decke. Im NW grenzt die Decke an das St. Ponais, im W an zwei weitere Einheiten (Cesse-Einheit, südliche Minervois-Decke), deren Zuordnung später diskutiert wird. Im S wird sie transgressiv von tertiären Sedimenten überlagert. Die Pardailhan-Decke wird in der klassischen Gliederung nach Gèze (1949) und Arthaud (1970) in drei Einheiten unterteilt, welche durch E-W bis NE-SW-streichende Abschiebungen von einander getrennt sind (Abb. 13). Diese heißen von N nach S:

- Ferrals-Malvies-Einheit ("Malvies-Einheit")
- Lucarnis-Naudet-Einheit ("Naudet-Einheit")
- Camplong-Poussarou-Einheit ("Camplong-Einheit")

In neueren Arbeiten werden die beiden letztgenannten Einheiten zum "Süd-Pardailhan" zusammengefasst (Echtler 1989, 1990; Berger et al. 1990), wodurch sich eine Unterteilung in Nord-Pardailhan (entspricht der Malvies-Einheit) und Süd-Pardailhan ergibt.

Arthaud (1970) beschreibt die Pardailhan-Decke als einen großen, invers gelagerten Flügel einer liegenden Falte, der aus südvergenten Tauchfalten ("têtes plongeantes") besteht. Die Großstrukturen sind fast über den gesamten Deckenbereich - also mehrere 10er km - im Streichen zu verfolgen. Das Liegende des inversen Flügels bilden Gesteine des Ordoviz. Als jüngste Gesteine werden an der heutigen Basis der Decke teilweise devonische Karbonate aufgenommen. Der strukturelle Großbau wird von der kambrischen Abfolge nachgezeichnet. Den Kern der großen Synformstrukturen bilden Gesteine des K<sub>1</sub> (Grès de Marcory). Die Faltenachsen streichen E bis ENE (Abb. 16) und fallen flach nach WSW ein, nach Arthaud (1970) maximal mit 20°. Daher und wegen eines Vertikalversatzes an den N-S-streichenden, sinistralen Blattverschiebungen werden im Streichen nach SW immer höhere strukturelle Niveaus erschlossen (Abb. 14). Die wichtigsten dieser Blattverschiebungssysteme, bei denen es sich teilweise auch um eine Störungsschar handeln kann, werden zur besseren Übersicht bei der regionalen Beschreibung mit regionalen Namen versehen. Diese lauten von E nach W: Campels-Störung, Condades-Störung und Faveyrolles-Störung (Abb. 13). Zusätzlich wurde die Störung, welche die Pardailhan-Decke im W begrenzt, Cassagnols-Störung genannt. Im E-Teil der Decke streichen die kambrischen Gesteine aus und zeigen ein umlaufendes Streichen. Aufgrund des tiefen Anschnittniveaus in unmittelbarer Nähe zur "queue de cochon", der heutigen Basis der Decke, erfasst der Profilschnitt C-D den strukturellen Bau nicht vollständig.

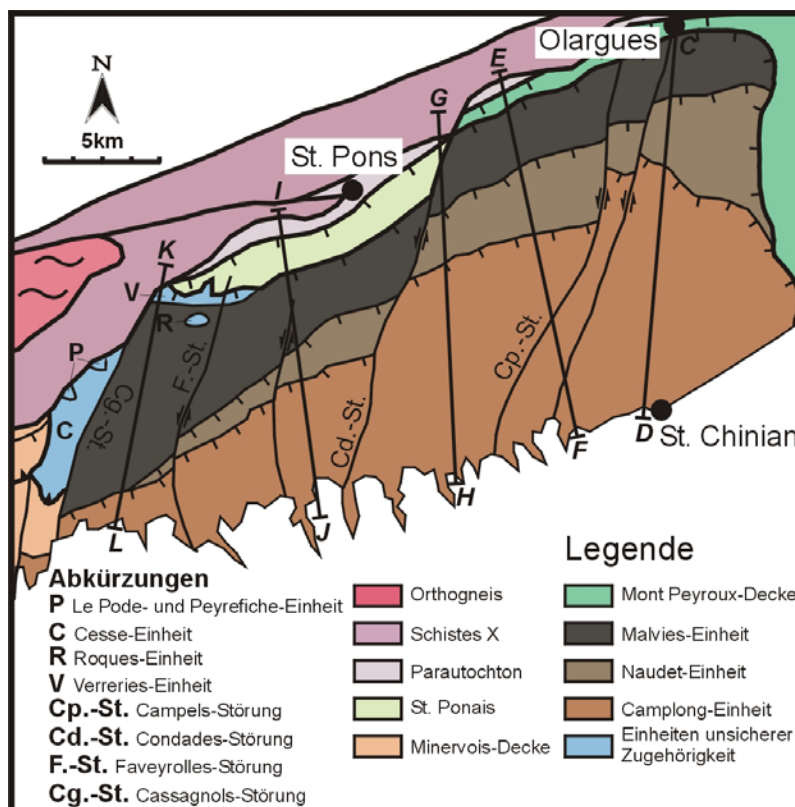


Abb. 13: Schematische geologische Karte der Pardailhan-Decke (im Zentrum) mit der Gliederung der Decke nach Arthaud (1970) und Gèze (1971) in Malvies-, Naudet- und Camplong-Einheit, sowie der Darstellung der "separaten Einheiten".

Die heutige Basis der Decke stellt sich in diesem östlichen Bereich als ein flachliegender, Bereich von mehreren Scherzonen dar, der einige 10er m mächtig ist (Sauniac 1980). Sie wird im E und NE durch mehrere eingeschuppte Karbonatboudins, die "queue de cochon", nachgezeichnet. Sauniac (1980) und Harris et al. (1983) leiteten einen südgerichteten Bewegungssinn während des Deckenbaus ab. Nach Echtler (1990) wird diese Kinematik durch eine SSW-gerichtete Detachment-Tektonik überprägt (Abb. 15). Für den steilstehenden

N-Teil der heutigen Basis der Decke, der WSW streicht, ergibt sich somit eine dextrale Blattverschiebungskomponente. Eine Untersuchung von Fluideinschlüssen im Bereich der heutigen Deckenbasis ergab P/T Bedingungen für die Platznahme im Grenzbereich von Anchi- und Epizone (275°C; 1,85 kbar; Guiraud et al. 1981) mit einem geothermischen Gradienten von etwa 45°C/km. Im Folgenden soll der strukturelle Bau der Decke, bzw. der einzelnen Einheiten anhand von geologischen Querprofilen vorgestellt und beschrieben werden (Abb. 14). Die Lage der einzelnen Profile ist Abbildung 13 zu entnehmen.

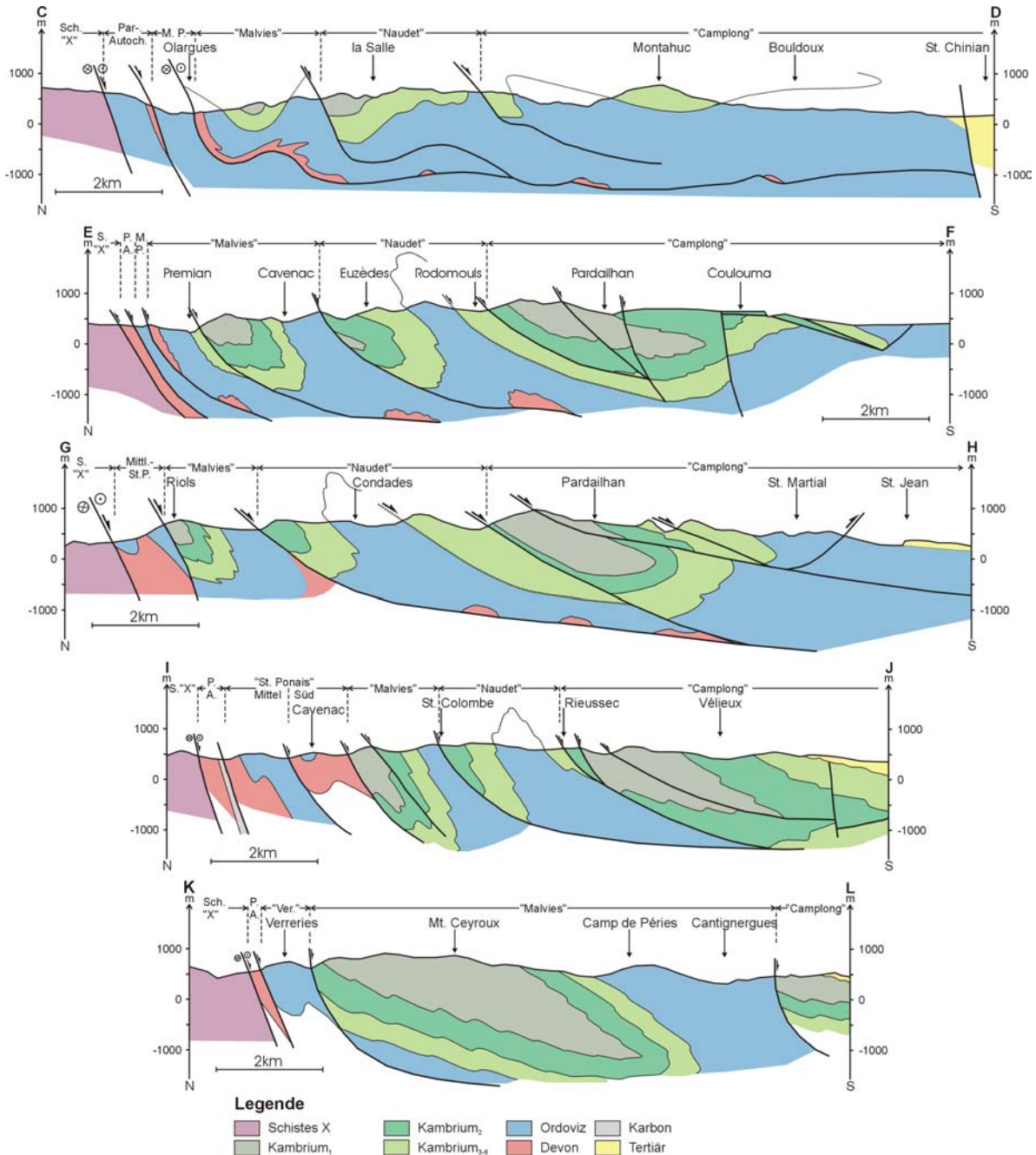


Abb. 14: Geologische Profile durch die Pardailhan-Decke von E (oben) nach W (unten). Die Lage der Profile ist in Abb. 13 dargestellt. Profil C-D – nach Arthaud (1970) und Alabouvette et al. (1981); Profil E-F – nach Alabouvette et al. (1993); Profil G-H – nach Echtler (1990); Profil I-J – Südteil nach Echtler (1990). S.X. - Schistes X; P.A. - Parautochton; St.P. - St. Ponais; M.P. - Mont Peyroux-Decke.



### Malvies-Einheit (Nord-Pardailhan)

Im NE überlagert die Malvies-Einheit die Mont Peyroux-Decke. Im NW grenzt sie an das St. Ponais und die Verreries-Einheit, im W direkt an die Schistes X oder die Cesse-Einheit. Im S wird sie durch eine Abschiebung von Naudet- und Camplong-Einheit abgegrenzt, welche im Mittel mit etwa 50° nach S einfällt.

Die Malvies-Einheit besteht aus einer großen Synformstruktur ("Malvies-Synform"). Es fällt auf, dass sich die Synform im W öffnet, und die Deformation weniger intensiv ist (Abb. 14, Profil K-L). Die Struktur steht im E und im zentralen Teil der Decke relativ steil (Abb. 14, z.B. Profile E-F und G-H) und zeigt östlich der Faveyrolles-Störung ein moderateres Einfallen (Abb. 14, Profil K-L). Der Strukturkern der Synform wird von Grès de Marcory gebildet. Im zentralen Bereich sind weite Teile des inversen Flügels weggestört, sodass die Gesteine der Grès de Marcory direkt an die heutige Basis der Decke grenzen (Abb. 14, Profile G-H und I-J). Im Profil C-D (Abb. 14) ist eine Störung ausgebildet, die überfaltet wird. Sie muss sehr früh in der tektonischen Entwicklung angelegt worden sein.

### Naudet-Einheit

Die Naudet-Einheit wird durch Abschiebungen von der Malvies-Einheit im N und der Camplong-Einheit im S begrenzt. Im E überlagert sie die Mont Peyroux-Decke.

Die Einheit zeigt in ihrem zentralen Bereich eine Antiformstruktur ("Naudet-Antiform") mit Gesteinen des Ordoviz im Kern (Abb. 14, Profil I-J). Sie ist nach der klassischen Interpretation von Arthaud (1970) eine Falte zweiter Ordnung auf dem liegenden Flügel der Großfalte. Daran schließt sich nach N eine Synform an, von welcher der nördliche, inverse Flügel nicht erhalten ist. Im Verlauf nach W verschmälert sich der Ausbiss der Naudet-Einheit und keilt schließlich westlich der Faveyrolles-Störung aus. Im W der Pardailhan-Decke grenzt daher die Malvies-Einheit direkt an die Camplong-Einheit (Abb. 14, Profil K-L).

### Camplong-Einheit

Die Camplong-Einheit ist die südlichste Einheit der Pardailhan-Decke und wird im S von Tertiär überlagert. Im W grenzt sie an das Minervois, im E an die Mont Peyroux-Decke.

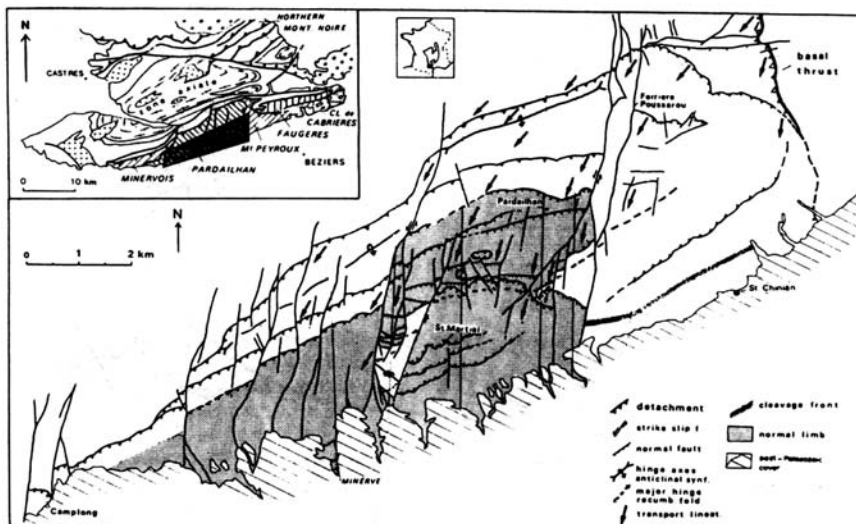


Abb. 15: Darstellung der normal gelagerten Bereiche der Camplong Einheit (grau schattiert). Die Pfeile zeigen die SSW-orientierte Streckungslineation, welche die tektonische Transportrichtung zu Zeiten der Extension angibt (Echtler 1990).

Echtler (1990) konnte im S-Teil dieser Einheit das Hauptscharnier der Pardailhan-Decke nachweisen (wenn man von der Existenz einer einzigen Großfalte ausgeht; Arthaud 1970). Der Scharnierbereich besteht aus einer großen Synformstruktur mit einer relativ flach nach S einfallenden Achsenebene. Von der Synform ist im südlichen Bereich der Einheit der normal

gelagerte Flügel erhalten, der dem normalen Flügel der Deckenstruktur zugeordnet wird (Abb. 15).

Der Scharnierbereich ist im Streichen über etwa 25 bis 30 km aufgeschlossen (Abb. 14, Profile E-F, G-H, I-J). Am E-Ende der Decke liegt der Anschnitt zu tief, sodass nur der liegende Flügel erfasst wird (Abb. 14, Profil C-D). Im W öffnet sich die Malvies-Synform stark, und ihr Ausbiss verbreitert sich deutlich westlich der Faveyrolles-Störung. Von der Camplong-Einheit fehlt hier der Großteil des inversen Flügels, und nur der Strukturkern aus Grès de Marcory ist erhalten (Abb. 14, Profil K-L). Der normal gelagerte Flügel wird vermutlich transgressiv von Sedimenten des Tertiär überlagert.

Der Versatz zwischen Naudet-Einheit und der südlich angrenzenden Camplong-Einheit ist sehr gering, fast immer ist die komplette stratigraphische Abfolge erhalten (Abb. 14, Profile E-F, G-H, I-J). Auch strukturell stellt die Naudet-Antiform den nördlichen Anschluss an die Camplong-Synform dar. Es daher plausibel, diese beiden Einheiten zu einer ("Süd-Pardailhan") zusammenzufassen.

Es ist nicht klar, ob es sich bei Nord- und Süd-Pardailhan um zwei getrennte Großfalten handelt, oder ob die Malvies-Synform eine Falte zweiter Ordnung auf dem inversen Flügel einer großen, liegenden Falte ist wie von Arthaud (1970) vorgeschlagen.

### Strukturinventar

Das Strukturinventar der Pardailhan-Decke variiert in Ausbildung und Intensität von N nach S und vom Liegenden ins Hangende der Decke. Echtler (1990) unterteilt die Decke daher zur Strukturbeschreibung in Nord-Pardailhan (Malvies-Einheit) und Süd-Pardailhan (Naudet- und Camplong-Einheit). Das Süd-Pardailhan ist durch den Deckenbau geprägt: zu den oben beschriebenen Großfalten sind Falten niedriger Ordnung angelegt ( $D_1$  nach Arthaud 1970), deren Achsen E-W streichen. Ihre Ausbildung wird vorwiegend durch lithologische Unterschiede gesteuert (Echtler 1990): während zylindrische Falten mit gleichbleibender Schichtmächtigkeit für kompetente Gesteine typisch sind, zeigen pelitische Lagen die Ausbildung ähnlicher Falten mit verdickten Scharnierbereichen (Typ 2 nach Ramsay). Diese Falten sind auf dem normalen Flügel der Großfalte harmonisch mit größerem Öffnungswinkel, und werden in Richtung der heutigen Basis der Decke auf dem inversen Flügel zunehmend disharmonischer und enger.

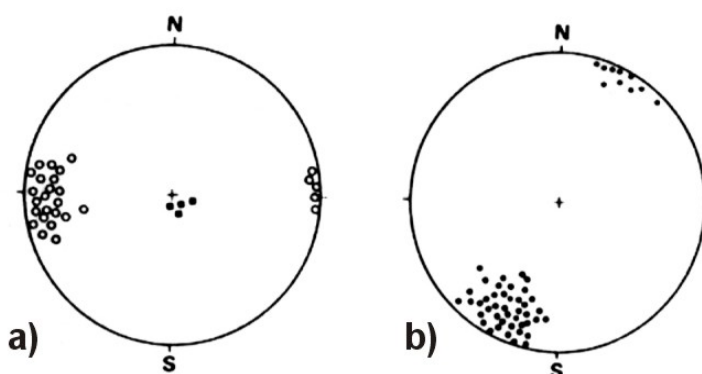


Abb. 16: Schmidnetz-Darstellung verschiedener Gefüge aus der Pardailhan-Decke (untere Hemisphäre; Echtler 1990). a)  $D_1$  Faltenachsen und  $S_0/S_1$  Schnittkantentangenten (Kreise) und  $S_1$  Polpunkte (Quadrate); b) Streckungslineationen.

Die penetrative Schieferung ( $S_1$ ) im Süd-Pardailhan stellt nach Arthaud (1970) und Echtler (1990) die Achsenebenschieferung zu den  $D_1$ -Falten dar und liegt meist relativ flach (Abb. 16a). Ganz lokal ist eine spätere Schieferung in Verbindung mit Schlepffalten an späten Aufschiebungen im Bereich der Deckenfront angelegt (z.B. in der Region St. Martial; Abb. 14, Profil G-H; Echtler 1990). Die Intensität von  $S_1$  nimmt von S nach N und von oben nach unten in der Decke zu, wobei  $S_1$  leicht auffächert (Echtler 1990). In der Decke ist eine SSW-NNE-streichende Streckungslineation ausgebildet (Abb. 16b). Kinematische

Indikatoren (z.B. S-C Gefüge, asymmetrische Boudinage, asymmetrische Druckschatten, Einrotieren von Falten in die Scherebene) bestätigen eine S- bis SSW-gerichtete Tektonik während  $D_1$ , mit einer S-gerichteten einfachen Scherung orthogonal zu den  $D_1$  Faltenachsen. Dieser Befund steht im Widerspruch zu den Ergebnissen einer Strainanalyse von Harris et al. (1983) unter Verwendung von Texturgoniometrie und der Untersuchung deformierter Trilobiten. Sie ermittelten einen niedrigen finiten Strain von 1,3 bis 2,2 (X/Y), der parallel zu den  $D_1$ -Achsen (E-W) orientiert ist. Außerdem konnten Harris et al. (1983) innerhalb der Decke keinen Straingradienten feststellen, was in Anbetracht der stark unterschiedlichen Schieferungsintensität unrealistisch erscheint.

In der Malvies-Einheit (und auch im Süd-St. Ponais) ist  $S_1$  nicht erhalten und eine steilstehende  $S_2$ -Schieferung penetrativ. Auf den  $S_2$ -Schieferungsflächen ist eine ENE-streichende subhorizontale Streckungslineation ausgebildet, parallel orientiert zu  $D_2$ -Faltenachsen. Diese Gefüge führt Echtler (1990) auf eine WSW-gerichtete, extensionale Schertektonik am S-Rand der Axialzone zurück, die eine starke dextrale Blattverschiebungskomponente aufweist. Ist die Ausbildung der penetrativen  $S_2$ -Schieferung und von  $D_2$  allgemein in der von Echtler (1990) bearbeiteten Region (zentrale Pardailhan-Decke) klar belegt, gibt es im westlichsten Teil der Malvies-Einheit meiner Meinung nach Hinweise auf eine Erhaltung von  $D_1$ -Strukturen: Im zentralen und E-Teil der Decke zeigt die Malvies-Synform eine homogene Ausbildung als relativ enge Tauchfalte mit kurzer Wellenlänge, einer steil stehenden Achsenebene (Abb. 14, Profile E-F, G-H und I-J) und einer intensiven Schieferung ( $S_2$ ). Im W jedoch öffnet sich die Struktur, die Deformation scheint weniger intensiv und die Achsenebene fällt moderat nach S (Abb. 14, Profil K-L). In diesem Bereich könnten daher  $D_1$ -Strukturen erhalten sein.

Die Decke wird durch verschiedene späte Abschiebungen zergliedert (z.B. Abb. 14, Profil G-H). Auf diesen z.T. mylonitischen Abschiebungsflächen ist eine Streckungslineation ausgebildet: Diese streicht SSW ganz im südlichen, höchsten Teil der Decke und rotiert in Richtung SW an der Grenze zum Nord-Pardailhan. Dieses Einrotieren interpretiert Echtler (1990) als Hinweis auf eine dextrale blattverschiebende Kinematik im N-Teil der Decke. Verschiedene kinematische Indikatoren (z.B. Druckschatten, S-C Gefüge) belegen einen Top-SSW Transport an diesen extensionalen Störungen, parallel zur Streckungslineation.

Die einzigen geochronologischen Untersuchungen im Südflügel haben Gebauer und Grünenfelder (1974) im zentralen Teil der Pardailhan-Decke durchgeführt. Sie ermittelten in der Naudet-Einheit an Gesteinen des Tremadoc ein Alter von  $326 \pm 17$  Ma (Rb-Sr an Gesamtgestein), und in der Camplong-Einheit an Gesteinen des mittleren Kambrium mit derselben Methode ein Alter von  $333 \pm 17$  Ma. Obwohl die Interpretation dieser Alter aufgrund der hohen Fehler schwierig ist, ist es doch bemerkenswert, dass in den sehr schwach metamorphen Sedimenten, in denen teilweise nur eine weitständige Schieferung ausgebildet ist, offenbar das Rb/Sr System umgestellt worden ist. Auch die im Gestein reichlich vorhandenen detritischen Glimmer, die älter als mittleres Kambrium sein müssen, haben offenbar geringen Einfluss auf das Alter und sind scheinbar umgestellt worden.

### **Einheiten unsicherer Zugehörigkeit**

Im W und NW der Pardailhan-Decke gibt es verschiedene kleinere Einheiten ("separate Einheiten"), die nicht zweifelsfrei einer der größeren Einheiten zugeordnet werden können. Da sie alle unmittelbar an die Pardailhan-Decke grenzen, erfolgt an dieser Stelle eine kurze Beschreibung:

- Die "Einheit des sources de la Cesse" (hier kurz Cesse-Einheit) wird im E durch die Cassagnols-Störung von der Pardailhan-Decke getrennt. Sie grenzt zudem an die Minervois-Decke sowie die Schistes X (Abb. 13). Sie zeigt eine inverse Lagerung mit einer Antiformstruktur und einer intensiven Deformation. Die Einheit führt Gesteine des basalen Devon sowie des mittleren und unteren Kambrium (Karbonate des  $K_2$ ),

Ordovizium ist nicht bekannt. Das Devon überlagert diskordant die Gesteine des Kambrium, ähnlich wie im zentralen Minervois. Die Cesse-Einheit ist daher am ehesten mit dem zentralen Minervois korrelierbar (Alabouvette et al. 1993).

- Die "Verreries-Einheit" grenzt an die Malvies-Einheit und das Süd-St. Ponais. Sie zeigt eine intensive Deformation und führt überwiegend klastische Gesteine (Schiefer, Sande, Quarzite), die dem mittleren und oberen Kambrium zugeordnet werden. Da Abfolge und Deformationsstil mit der Cesse-Einheit vergleichbar sind, werden beide Einheiten von Alabouvette et al. (1993) zu den sog. "intermediären Einheiten" zusammengefasst.
- Bei "Le Pode" und "Peyrefiche" handelt es sich um zwei kleine Einheiten, die im N an die Schistes X grenzen und an den anderen Seiten von der Cesse-Einheit umrahmt werden. Sie führen beide Gesteine des Unterdevon und vermitteln zwischen Fournes-Einheit und dem Nord-St. Ponais (Alabouvette et al. 1993).
- Die "Klippen von Roques" stellen eigenständige Einheiten dar, die im NW die Grès de Marcory ( $K_1$ ) der Malvies-Einheit (Pardailhan-Decke) überlagern, welche in dieser Region relativ schwach deformiert sind. Es handelt sich um zwei Schuppen, von denen die nördliche eine Sequenz aus Kalken und Dolomiten führt, die ins Unterkambrium gestellt werden ( $K_{2a-b}$ ; Alabouvette et al. 1993). Sie hat einen Durchmesser von nur 200 m und ist daher in Abbildung 13 nicht dargestellt. Etwa 500 m SSW davon befindet sich die südliche Klippe von Roques. Sie hat eine E-W Erstreckung von etwa 700 m und ist 250 m breit. Sie besteht aus Quarziten mit einer weißen oder lila Farbe, die stark foliiert und im m-Maßstab gefaltet sind. Da beide Einheiten als tektonische Klippen der Pardailhan-Decke als höchste des Südflügels auflagern, sind sie als höchste tektonische Einheiten der südlichen Montagne Noire anzusehen. Vielleicht sind sie dem normal gelagerten Flügel der Malvies-Einheit oder der Pardailhan-Decke selbst zuzuordnen

### 1.4.1.3 Minervois-Decke

Die Minervois-Decke ist die westlichste Decke des Südflügels und unterlagert die Pardailhan-Decke. Sie nimmt daher eine ähnliche Position im Deckenstapel wie die Mont Peyroux-Decke ein und wird von manchen Autoren als deren westliches Äquivalent aufgefasst (Arthaud 1970).

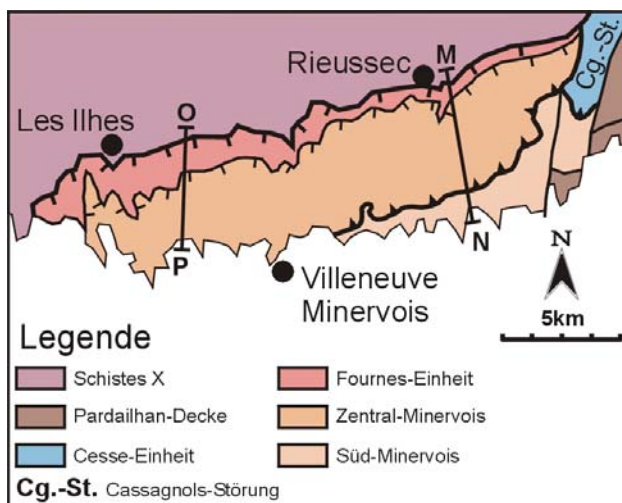
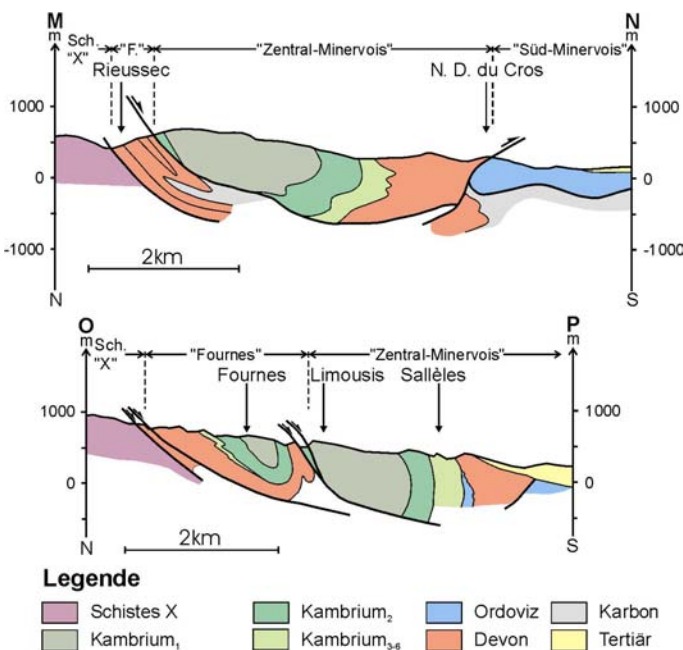


Abb. 17: Schematische Darstellung der geologischen Einheiten der Minervois-Decke mit der Lage der geologischen Querprofile (siehe Abb. 18).

Die Minervois-Decke wird von drei Einheiten aufgebaut. Von N nach S sind dies (Abb. 17):

- Fournes-Einheit oder Nord-Minervois
- Zentral-Minervois
- Süd-Minervois (auch Abeuradou-Einheit)

Die beiden nördlichen Einheiten der Minervois-Decke werden von zwei großen südvergenten Synformstrukturen geprägt, deren Kern, ähnlich wie in der Pardailhan-Decke, von Grès de Marcory gebildet wird (Abb. 18, Profil O-P; Arthaud 1970). Im Gegensatz zur Pardailhan- und Mont Peyroux-Decke ist in diesen beiden Einheiten kein Ordoviz überliefert. Die Sedimente des basalen Devon transgredieren auf Gesteine des Kambrium. Das Zentral-Minervois wird im S von einer Störung gegen das Süd-Minervois abgegrenzt. Im Folgenden sollen die einzelnen Einheiten kurz vorgestellt werden:



**Abb. 18: Geologische Querprofile durch die Minervois-Decke. Die Lage der Profile ist in Abb. 17 dargestellt. Profil M-N nach Arthaud (1970); Profil O-P nach Berger et al. (1993). F - Fournes-Einheit; Sch.X - Schistes X.**

### Fournes-Einheit (Nord-Minervois)

Die Fournes-Einheit hat in ihrem E-Teil einen relativ schmalen Ausbiss, der nur Gesteine des Devon aufschließt (Abb. 18; Profil M-N). Nach W verbreitert sie sich und schließt ihre Hauptstruktur auf, eine enge, südvergente Tauchfalte ("Synform von Salsigne"). Ihr inverser, nördlicher Flügel zeigt ein moderates Einfallen nach S, der normal gelagerte Südflügel steht deutlich steiler. Zu der Synformstruktur sind Parasitärfaalten verschiedener Ordnung angelegt. Dazu gehören die "Antiform von Lastours" und die "Synform von Mourel du Crabié" (Abb. 18; Profil O-P), die sich nach S anschließen. Die Einheit wird durch eine relative steil (60 bis 70°) nach S einfallende Störung vom Zentral-Minervois abgetrennt. Während diese Störung klassisch als Abschiebung angesehen wurde (Arthaud 1970), interpretieren Cassard et al. (1993) sie als spätvariszische Aufschiebung mit einem Versatz von mehreren km.

In meinen Augen ist die klassische Interpretation vor allem deswegen wahrscheinlicher, weil in den anderen Decken des Südflügels keine nordgerichtete Überschiebungstektonik (mit solchen Versatzweiten) nachzuweisen ist. Beide Möglichkeiten sollen jedoch mit Hilfe der Metamorphoseverteilung in dieser Arbeit untersucht werden. Am Kontakt der beiden großen Einheiten sind lokal kambrische Sandsteine eingeschuppt, die regional als "Écailles supérieures" bezeichnet werden.

Alabouvette et al. (1993) sehen das Nord-St. Ponais ("Einheit de la source du Jaur", in dieser Arbeit dem Parautochton zugeordnet) als die östliche Fortsetzung der Fournes-Einheit.

### **Zentral-Minervois**

Das Zentral-Minervois ist die flächenmäßig größte Teil-Einheit der Minervois-Decke. Sie wird im SW von Tertiär bedeckt, im SE grenzt sie an das Ordoviz des Süd-Minervois und im E an die Cesse-Einheit. Sie besteht aus einer großen liegenden Synformstruktur, deren Achse 070 bis 080° streicht und mit 10° nach W einfällt (Cassard et al. 1993). Sie öffnet sich daher nach W und wird als Scharnierbereich einer großen, liegenden (Decken-) Falte interpretiert (Arthaud 1970). Sie hat einen moderat südfallenden inversen Flügel im N und einen relativ steilen normalen Flügel im S (Abb. 18; Profil O-P). Die Synform wird durch die Störung, welche die Einheit im N begrenzt, in spitzem Winkel zur Faltenachse geschnitten. Daher ist nur im E der Decke ein Teil des inversen Flügels erhalten (Abb. 18; Profil M-N). Im W sind nur der Strukturkern aus Grès de Marcory und der steil stehende normale Flügel überliefert. Die Störung zum Süd-Minervois ist im Detail komplex, vor allem da sie kein konstantes Einfallen zeigt und z.T. überfaltet ist. Arthaud (1970) interpretiert sie als eine südgerichtete Aufschiebung, wie im Profil M-N (Abb. 18) dargestellt. Es gibt aber im Bereich von Abeuradou auch Hinweise für eine Aufschiebung des Süd-Minervois nach N, denn hier ist in einem tektonischen Fenster das Devon der Zentral-Minervois unter dem Ordoviz des Süd-Minervois erhalten (Berger et al. 1990). Es ist also nicht vollständig geklärt, ob das Süd-Minervois vor der Anlage der Störung das Hangende (Arthaud 1970, Profil M-N) oder das Liegende des Zentral-Minervois darstellte (Berger et al. 1990). In jedem Falle ist diese Aufschiebung jünger als die Grenze zur Fournes-Einheit (und auch die Grenze Fournes-Einheit zu den Schistes X), da sie diese relativ flach liegenden Scherzonen schneidet (Arthaud 1970).

### **Süd-Minervois**

Das Süd-Minervois grenzt im N an das Zentral-Minervois, nach E an die Pardailhan-Decke und wird im S von Tertiär überlagert. Es besteht aus Gesteinen des Ordoviz, welche eine relativ flache Lagerung zeigen. Es ist umstritten, ob das Süd-Minervois eine eigenständige Einheit darstellt (Alabouvette et al. 1993), oder ob es sich um die laterale Fortsetzung der Malvies-Einheit handelt und somit dem Nord-Pardailhan zuzuordnen ist (Berger et al. 1990). Da sich das Ordovizium des Süd-Minervois ("Flysch von Caunes-Minervois") faziell vom Ordoviz der Pardailhan-Decke ("Flysch von Cassagnoles") unterscheidet, muss man für das Modell der lateralen Fortsetzung einen Fazieswechsel annehmen, der an der Cassagnols-Störung stattfindet (Abb. 13). Dies ist in meinen Augen eher unwahrscheinlich, aber nicht auszuschließen. Durch die Metamorphoseuntersuchungen in dieser Arbeit soll dieser Fragestellung nachgegangen werden.

### **Strukturinventar**

Nach Arthaud (1970) zeigt die Minervois-Decke eine relativ einfache Gefügeentwicklung. Es wurde zum südgerichteten Faltenbau eine penetrative Achsenebenenschieferung angelegt, die vorwiegend moderat bis flach nach S einfällt. Im S-Teil der Decke beschreibt Arthaud lokal eine flache, zweite Schieferung, welche die ältere schneidet. Generell wird die penetrative Schieferung in Richtung N intensiver, die Falten werden enger (Arthaud 1970).

Nach Cassard et al. (1993) entsteht der Faltenbau erst nach der Überkipfung der Sedimentsequenz (D<sub>1</sub>), gehört also zur Deformationsphase D<sub>2</sub>. Diese "D<sub>2</sub>-Falten" (und die Schieferung S<sub>2</sub>) entstehen synchron zu einer dextralen Schertektonik, die im N an der Grenze zwischen Minervois (Fournes-Einheit) und Schistes X, sowie der Grenze zwischen Schistes X und Axialzone stattfindet (Cassard et al. 1993).

Im Gegensatz zu Cassard et al. (1993) beschreiben Demange et al. (1986) sowie Issard (1984) zwei fast koaxiale Faltungsphasen im Minervois. Zur ersten Phase gehört der Großfaltenbau samt Parasitärfaalten sowie eine penetrative Schieferung (S<sub>1</sub>). Die Achsen fallen 250/5-15°

(Abb. 19a). Zur zweiten Phase gehören Falten im 10er m bis m Maßstab, mit flachen Achsenebenen und einer subhorizontalen Schieferung  $S_2$ .

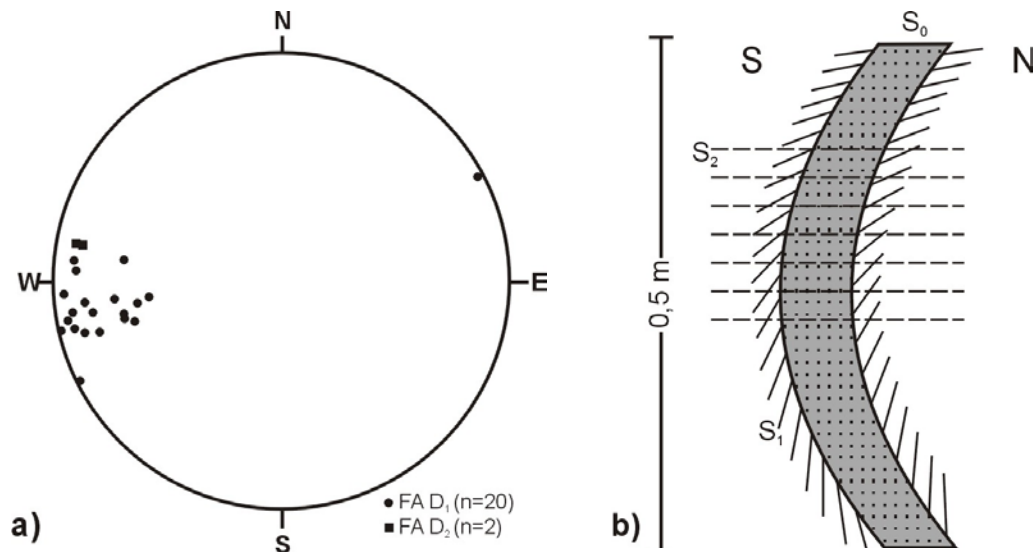


Abb. 19: a) Schmidtnetz-Darstellung der Faltenachsen beider Faltungsphasen im Nord- und Zentral-Minervois ( $D_1$ -Achsen nach Issard 1984). b) Schematisierte Geländeskizze einer  $D_2$ -Falte aus dem Cabrespine-Talprofil, welche die Überfaltung von  $S_1$  und die weitständige  $S_2$ -Schieferung zeigt.

Eigene Beobachtungen bestätigen die Abfolge nach Issard (1984) und Demange et al. (1986). Eine Aufschluss-Skizze aus dem Talprofil von Cabrespine verdeutlicht die Beobachtungen (Abb. 19b): Es sind zwei Schieferungen ausgebildet, wobei die spätere ( $S_2$ ) subhorizontal und weniger penetrativ (bruchhaft) ist. Dazu gehören relativ offene Falten, welche die Schichtung ( $S_0$ ) und die ältere Schieferung ( $S_1$ ) überfalten. Beide schließen einen konstanten Winkel von etwa  $30^\circ$  ein. Die  $D_2$  Faltenachsen fallen flach nach WNW (Abb. 19a).

### Salsigne-Mine

Eine Besonderheit der nördlichen Minervois-Decke ist die Mine von Salsigne, die größte Goldmine Frankreichs. Sie befindet sich im NW der Fournes-Einheit und in den südlichen Schistes X ("Roc Suzadou-Gruppe"). Neben Gold (etwa 2t/Jahr) wird hier Silber, Kupfer, Bismuth, und Arsen (größte Arsen-Mine der Welt) gewonnen. Die Entstehung der Lagerstätte war immer wieder Gegenstand von Untersuchungen (z.B. Issard 1984; Lépine et al. 1990). Das Modell von Le Guen et al. (1992), nachdem die Vererzung während eines spätvariszischen hydrothermalen Phase in weiten Teilen des Zentralmassivs stattgefunden hat, ist heute allgemein akzeptiert (Bouchot et al. 1997, 2000). Das Alter der Lagerstättenbildung wird bei etwa 300 Ma angenommen, da in den basalen stephanischen Sedimenten des Argentat-Beckens bereits Gold nachgewiesen wurde. Dies ist insofern wichtig, als dass die Lagerstätte nicht mehr wesentlich von der dextralen Scherkinematik versetzt wurde, welche die Grenze zwischen Fournes-Einheit und Roc Suzadou-Gruppe prägt. Sie versiegelt also diese Scherkinematik.

### 1.4.1.4 Mont Peyroux-Decke

Die Mont Peyroux-Decke besteht im Gegensatz zu Pardailhan- und Minervois-Decke nicht aus mehreren Einheiten (Abb. 20). Sie unterlagert im W die Pardailhan-Decke, und überlagert E' des Orbtals die Faugères-Decke (Abb. 21). Im NW setzt sie sich als schmaler, etwa 1 km breiter Streifen nach W fort. Im N grenzt sie an Einheiten des Parautochthon oder der Schistes X. Im S und W wird sie von Tertiär überdeckt. E' der "queue de cochon" hat sie mit 10 bis 12 km ihre größte N-S-Erstreckung. E' davon beißt die Faugères-Decke aus, und die Mont Peyroux-Decke ist schmaler (etwa 5 km, Abb. 20).

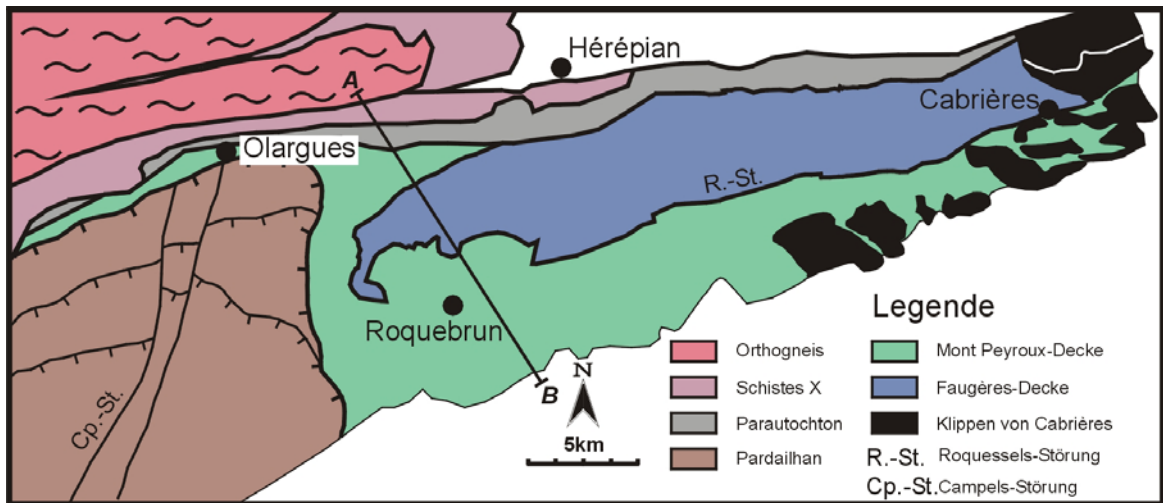


Abb. 20: Schematische Darstellung von Mont Peyroux- und Faugères-Decke und den Klippen von Cabrières mit der Lage des geologischen Querprofils (Abb. 21).

Im Orbtal im W-Teil der Mont Peyroux-Decke ist die Lagerung der Gesteine, die stratigraphisch vom Ordovizium bis ins Karbon reichen, invers (Abb. 21). Das Kartenbild dieses Bereiches prägen zwei späte Großstrukturen. Die "Antiform von Vieussan" im N schließt in ihrem Kern vorwiegend karbonische Flyschsedimente der Mont Peyroux- und

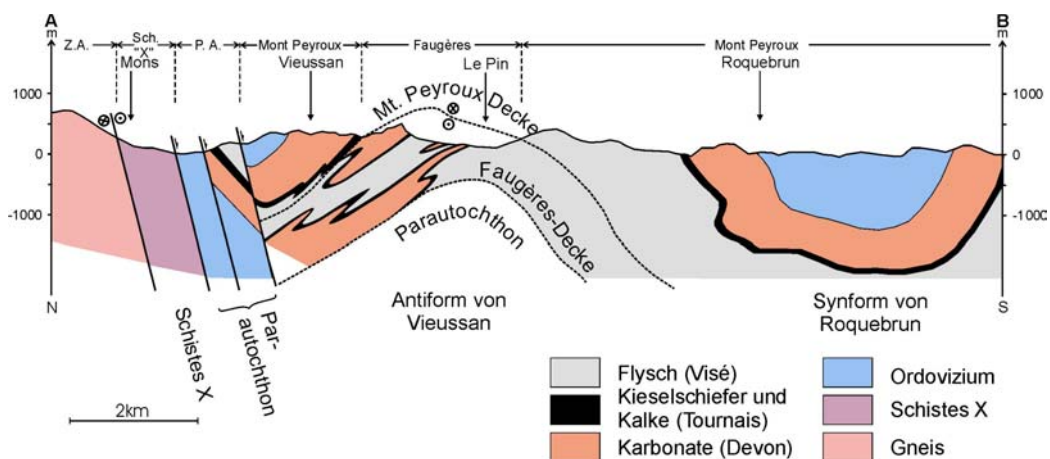


Abb. 21: Schematischer Profilschnitt durch die Faugères-Decke, Mont Peyroux-Decke und das Parautochthon (nach Wiederer et al. 2002). Z.A. Axialzone; Sch.X - Schistes X; P.A. - Parautochthon.

Faugères-Decke auf, die "Synform von Roquebrun" im S führt in ihrem Kern Gesteine des Ordoviz. Weiter nach E gibt die Decke immer jüngere Einheiten des Flyschs frei, der eine



normale Lagerung zeigt. Seine jüngsten Anteile sind dem Namur A zuzuordnen (Feist und Galthier 1985). Die Flyschsequenz wird zum stratigraphisch Hangenden hin immer proximaler und schließt mit den Gleitdecken von Cabrières ab, welche entweder als "finale" Olistolithe oder als ultraproximale, synsedimentäre Gleitdecken aufgefasst werden können (Engel et al. 1981; siehe Kap. 1.2.1.3).

Der Kontakt zwischen Faugères- und Mont Peyroux-Decke ist tektonisch. Der Verlauf und die Kinematik des Kontaktes sind komplex und noch nicht ganz geklärt. Im W werden die Decken durch eine spröde Störung getrennt, die bei der Anlage der Antiform von Vieussan mit überfaltet wurde, also älter ist. Nach Wiederer et al. (2002) stellt diese Störung eine ursprüngliche Abschiebung mit einem Bewegungssinn Top-ENE dar. Sie wird im N von einer jüngeren dextralen Störung, welche das Parautochthon von den anderen Decken des Südflügels trennt, abgeschnitten.

Die überfaltete Störung ist nach neueren Kartierbefunden mit der Roquessels-Störung korrelierbar, welche die Decken im E trennt. Sie streicht etwa ENE und wird oft durch einen

Quarzgang nachgezeichnet. Nach Engel et al. (1981) handelt es sich bei der Roquessels-Störung um eine sekundäre, steil nach SSE einfallende Störung. Sie maskiert den flach nach SSE einfallenden Kontakt zwischen Mont Peyroux- und Faugères-Decke (Abb. 22).

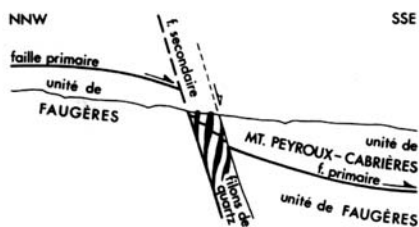


Abb. 22: Schematische Darstellung der Kinematik der Roquessels-Störung (Engel et al. 1981).

### Strukturinventar

Der strukturelle Bau der Mt. Peyroux-Decke ist komplex. Nach Arthaud (1970) handelt es sich um den inversen Flügel einer großen Deckenfalte, welche zu Syn- und Antiformstrukturen mit steilen Achsebenen überfaltet wird. Seine Beschreibung basiert vorwiegend auf dem Bereich des Orbtais im W der Decke, wo die Schichten eine inverse Lagerung zeigen und nach W einfallen.

Engel et al. (1978 und 1981) konnten durch eine detaillierte Kartierung des Karbonflyschs der gesamten Decke nachweisen, dass E' des Barractales, welches sich etwa 2 km E' des Ausstriches der devonischen Karbonate der Synform von Roquebrun befindet, der normal gelagerte Flügel der Decke aufgeschlossen ist. Der Übergang vom inversen zum normal gelagerten Flügel zeigt sich unter anderem dadurch, dass die Schichten auf dem normal gelagerten Flügel nach E einfallen (Engel et al. 1978). Der Scharnierbereich der Deckenfalte (Deformationsphase B<sub>1</sub> nach Engel et al. 1981) ist über mehrere km zu verfolgen (Abb. 23), und verändert im Verlauf nach E seine Streichrichtung (von NNW-SSW nach E-W). Er grenzt im N gegen die Faugères-Decke und wird im S wahrscheinlich von Sedimenten des Tertiär überdeckt (Engel et al. 1981). Im Bereich des Barrac-Tals stehen die B<sub>1</sub>-Faltenachsen steil und zeigen weiter E' ein Einfallen nach ENE. Diese Gefügeorientierung ist dadurch zu erklären, dass das ursprünglich etwa SW-NE orientierte Großscharnier der B<sub>1</sub>-Falte spitzwinklig überfaltet wird. Bei dieser Überfaltung (B<sub>2</sub> nach Engel et al. 1981) entstehen die späten Syn- und Antiformstrukturen, deren Achsebenen etwa ENE streichen, und die zum Teil von der Synform von Roquebrun bis in den Bereich der Klippen von Cabrières zu verfolgen sind (Abb. 23). Die B<sub>2</sub>-Faltenachsen fallen auf dem überkippten Flügel der B<sub>1</sub>-Falte nach WSW, auf dem normalen Flügel moderat nach ENE ein. Engel et al. (1978) folgern, dass die B<sub>1</sub>-Falte einen gewissen Öffnungswinkel gehabt haben muss (Abb. 23).

Sowohl Arthaud (1970) als auch Engel et al. (1981) beschreiben zwei Schieferungen in der Mont Peyroux-Decke. Es ist eine penetrative Schieferung S<sub>1</sub> ausgebildet, die als

Achsenebenschieferung zu den Deckenfalten ( $B_1$ ) interpretiert wird. Ihre Intensität nimmt von N nach S ab: Sie ist im N lokal als enge Transversalschieferung ausgebildet, im S-Teil der Decke aber nur als Bruchschieferung in  $B_1$ -Scharnierbereichen vorhanden (Engel et al. 1981). Zu den  $B_2$ -Falten ist nur ganz lokal im N-Teil der Decken eine sehr weitständige Bruchschieferung  $S_2$  ausgebildet. In weiten Teilen der Decke ist zudem ein Schnittkantenlinear  $L_{0/1}$  ausgebildet (Engel et al. 1981).

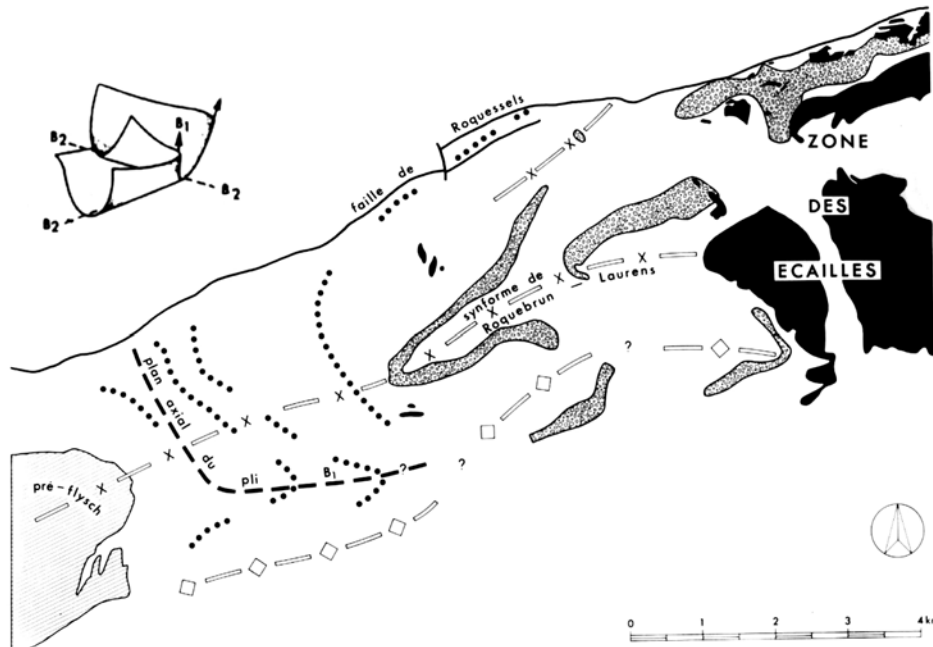


Abb. 23: Karte der Internstruktur der Mont Peyroux-Decke nach Engel et al. (1981), mit der schematisierten Darstellung der Überfaltungsbeziehungen (oben links, nach Engel et al. 1978). Die Strukturen werden durch Konglomerathorizonte (gepunktet) und Kalkstein-Brekzien nachgezeichnet. Außerdem sind die Spur der Achsenebene der Deckenfalte (hier  $B_1$ ) und der Überfaltung in Synformen (X) und Antiformen (Raute, hier  $B_2$ ) dargestellt.

Neuere Arbeiten leiten eine komplexere Deformationsabfolge ab (z.B. Doublier 2000, Wiederer et al. 2002). Sie basiert ursprünglich auf Beobachtungen aus der Faugères-Decke und wird daher in Kap. 1.4.1.5 beschrieben. Sie hat aber auch für die Mont Peyroux-Decke Gültigkeit (freundl. mündl. Mitt. Prof. Dr. W. Franke). Die Korrelation von Deformationsabfolge und Schieferungen nach Arthaud (1970) und Engel et al. (1981) hat sich daher geändert und wird im Kapitel 1.4.1.9 vorgestellt.

#### 1.4.1.5 Faugères-Decke

Die Faugères-Decke befindet sich im NE des Südflügels, grenzt an die Mont Peyroux-Decke und im N an das Parautochthon. Sie ist etwa 30 bis 35 km lang und im Mittel 5 km breit. Die Decke führt Gesteine des Devon und Karbon, wobei im S-Teil fast ausschließlich Flyschsedimente des Karbon aufgeschlossen sind. Im N dominieren im E-Teil der Decke Sedimente des Devon und des Tournai. Nur im W-Teil, der im Profil A-B (Abb. 21) dargestellt ist, sind Flyschsedimente auch im N der Decke häufig. Die Konturen der Decke werden durch die begrenzenden Störungen bestimmt, deren Kinematik im Kapitel 1.4.1.4 vorgestellt wurde. Diese bewirken, dass der Ausbiss der Decke im Bereich der Ortschaft Ceps als schmales nach N gelängtes Halbfenster beginnt, welches sich nach E hin rasch bis auf die maximale Deckenbreite öffnet. Neuste Kartierbefunde (freundl. mündl. Mitt. Prof. Dr. W.

Franke) zeigen, dass in Antiklinalstrukturen das Parautochthon in verschiedenen Fenstern unter der Faugères-Decke auftaucht. Diese Fenster scheinen nach E häufiger zu werden. Obwohl die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind deutet vieles darauf hin, dass die Grenze zwischen Faugères-Decke und Parautochthon eine ähnliche Kinematik hat wie diejenige zwischen Faugères-Decke und Mt. Peyroux-Decke. Eine wichtige Konsequenz dieser Beobachtungen ergibt sich für die Mächtigkeit der Faugères-Decke: Diese ist demnach viel geringer als die kumulative Sedimentmächtigkeit (wahrscheinlich deutlich größer als 2000 m) und beträgt weniger als 1 km.

### Strukturinventar

Die interne Struktur der Decke ist komplex und noch nicht vollständig geklärt. Nach Arthaud (1970) besteht die Decke aus zwei großen südvergenten  $D_1$ -Tauchfallen, die in ihrem Kern Sedimente des Devon führen. Diese sind mit den  $D_1$ -Deckenfalten der anderen Decken korrelierbar (Abb. 24). Zu den Großfalten ist nach Arthaud (1970) eine penetrative Achsenebenenschieferung  $S_1$  ausgebildet.

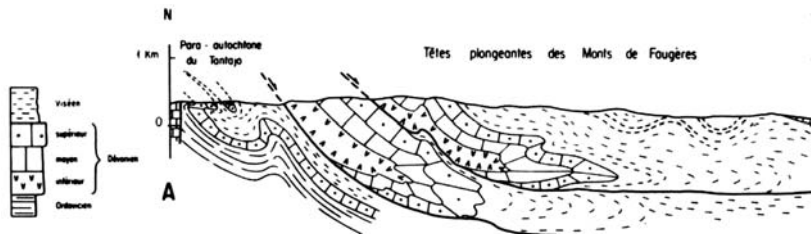


Abb. 24: Profilschnitt durch den zentralen Bereich der Faugères-Decke nach Arthaud (1970).

Pinna und Prunac (1976) haben jedoch gezeigt, dass der Internbau der Decke wesentlich komplexer ist und aus mehreren engen Syn- und Antiformstrukturen besteht, die im Streichen nicht immer zu verfolgen sind. Auch diese Autoren führen den Faltenbau auf einen tektonischen Transport aus Richtung N zurück.

Eigene Kartierarbeiten (Maßstab 1:10.000 und 1:5.000) belegen einen polyphasen Faltenbau mit intensiver Deformation in der Faugères-Decke (Doublie 2000). Die folgende Beschreibung bezieht sich vor allem auf die relativ anisotrope Gesteinssequenz zwischen den massigen Detrituskalken (Mitteldevon) im Liegenden und dem Karbonflysch im Hangenden. In diesen Gesteinen (hauptsächlich Knollenkalke, Lydite und Tonschiefer; Kap. 1.2.2.3) sind die Falten meist sehr eng und zeigen eine selbstähnliche Geometrie unabhängig vom Maßstab.

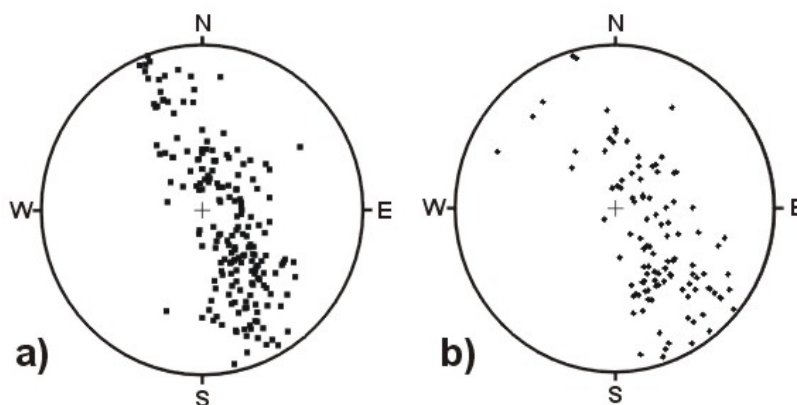


Abb. 25: Schmidt-Netz Darstellung von Gefügen aus der Faugères-Decke (untere Hemisphäre). a) Schichtung (Quadrate); b) penetrative ( $S_2$ ) Schieferung (Kreise) in der Region Le Lau (Doublie 2000).

Die Faltenachsen streichen meist ENE. Die feinkörnigen Grauwacken dagegen, die weite Anteile des Flysch ausmachen, reagieren bruchhaft (mit Störungen) oder zeigen offenere Faltenstrukturen mit einer variablen Orientierung der Faltenachsen. Eine systematische Untersuchung der Faltenachsen erfolgt im Rahmen dieser Arbeit. Die Ergebnisse werden in

Kap. 3.7 vorgestellt. Auf den Langschenkeln der engen Faltenstrukturen kann die lithostratigraphische Abfolge auf weniger als ein Zehntel ihrer ursprünglichen Mächtigkeit reduziert sein, ohne dass Schichtglieder fehlen. Zu den Falten ist eine penetrative Achsenebenenschieferung ausgebildet. Sie streicht meist ENE und ist subparallel zur Schichtung orientiert (Abb. 25a und 25b). Auf den  $S_2$ -Schieferungsflächen ist eine Crenulations-Schieferung ausgebildet, die meist ENE streicht. Eine Streckung ist vor allem in den Kalkknollen der Griotte-Kalke zu beobachten ( $X/Z$ -Achsenverhältnis  $>5$ ), die im undeformierten Zustand (etwa in der südlichen Mont Peyroux-Decke) annähernd rund sind. Oft sind in tonigen Lagen, kogenetisch zur Streckung in den Kalkknollen, Zerrklüfte angelegt worden. Auch die Orientierung der Streckungslineare ist ENE, parallel zur Crenulations-schieferung und den Faltenachsen.

Wenn diese Falten, wie von Arthaud (1970) sowie Pinna und Prunac (1976) vermutet, zum Deckenbau (also  $D_1$ ) gehören würden, sollten sie alle ein nach S-gerichtetes "Facing" (Richtung ins stratigraphisch Hangende entlang der Faltenachsebene) zeigen, da der tektonische Transport in Richtung S erfolgte. Detaillierte Kartierungen in der Region La Lau haben aber gezeigt, dass es auch weite Bereiche gibt, in denen das Facing nordgerichtet ist (Abb. 26). Ein N-Facing ist mittlerweile auch in anderen Regionen der Faugères-Decke (und auch Mont Peyroux-Decke) beobachtet worden (div. Diplomkartierungen Universität Giessen). Dieser Beobachtungen sind mit einem südgerichteten Deckentransport nicht zu erklären.

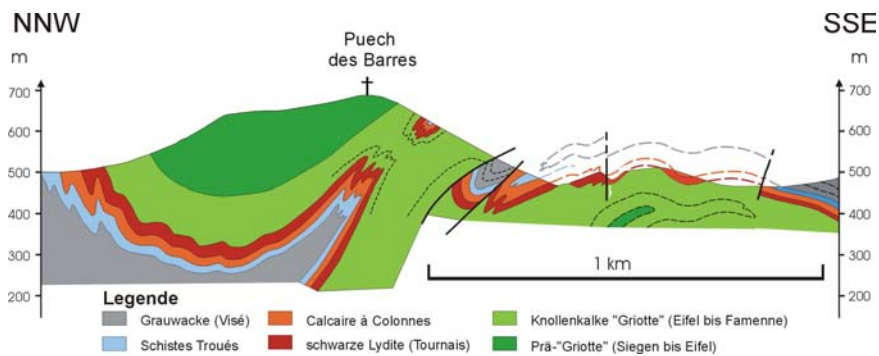


Abb. 26: Profilschnitt durch den Scheitelbereich der Antiform von Vieussan im Bereich westlich von Le Lau (Doublrier 2000).

Doublrier (2000) hat diese Falten daher als die Flanken nicht-zylindrischer Falten interpretiert. Bei nicht-zylindrischen Falten ist die stratigraphische Polarität auf den Flanken entgegengesetzt. Der Begriff stratigraphische Polarität beschreibt die Richtung, in der die Gesteine in der  $X - Y - Z$  - Ebene des Strainellipsoids in  $Y - Z$  - Achsenrichtung jünger werden (Abb. 27). Bei einem monophasen zylindrischen Deckenbau ist das nicht der Fall. In der anisotropen Gesteinssequenzen der Faugères-Decke ist die Streckung entlang der  $X$ -Achse so stark, dass die Orientierung der Flanken subparallel ist. Dies drückt sich auch dadurch aus, dass man im Gelände kaum Stellen findet, in denen der Strukturschluss, die "Nase" einer nicht zylindrischen Falte aufgeschlossen ist. Es gibt aber einige Aufschlüsse, wo die Schichtung ein NW Streichen quer zur Streckung der Knollenkalke zeugt.

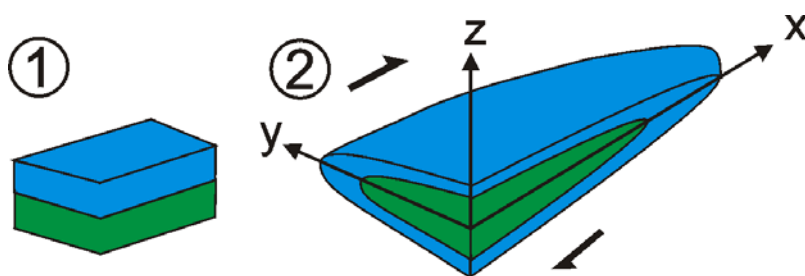


Abb. 27: Schematische Darstellung einer nicht zylindrischen Falte durch einfache Scherung mit der Lage der Achsen des finiten Strainellipsoids (Doublrier 2000). 1) Ausgangszustand; 2) Endzustand.

Es ergibt sich nach Doublier (2000) eine neue Deformationsabfolge:

- D<sub>1</sub>: Anlage von liegenden Großfalten mit überkippten Schenkeln während des Deckenbaus.
- D<sub>2</sub>: Anlage von engen bis isoklinalen Falten mit flachen Achsenebenen und Ausbildung einer penetrativen Schieferung S<sub>2</sub>. Hierbei handelt es sich um nicht-zylindrische Falten. Sie zeigen bei gleicher Faltenvergenz einen Wechsel in der stratigraphischen Polarität auf den Flanken.
- D<sub>3</sub>: Als letzte tektonische Hauptphase führt eine Überfaltung zur Ausbildung weitständiger, aufrechter Syn- und Antiformstrukturen mit steil stehenden Achsenebenen. Eine Achsenebenenschieferung S<sub>3</sub> zu dieser späten Überfaltung ist nur ganz lokal als weitständiges Flächensystem abgebildet. Die Wellenlängen der D<sub>3</sub>-Falten liegen zwischen einigen 10er cm und mehreren km (z.B. Antiform von Vieussan). Eine D<sub>3</sub>-Überfaltung im 100er m-Bereich ist im S-Teil der Abbildung 26 dargestellt.

Eine vergleichende Diskussion mit den Deformationsabfolgen anderer Autoren erfolgt im Kapitel 1.4.1.9.

### **1.4.1.6 Parautochthon**

Das sogenannte Parautochthon befindet sich am S-Rand der Axialzone, hat einen relativ schmalen Ausbiss und streicht etwa NNE-SSW. Es stellt die tiefste Deckeneinheit des Südflügels dar, welche es im N von den höheren Schistes X abgrenzt. Im S grenzt es an die Faugères- und die Mt. Peyroux-Decke. Das Parautochthon hat eine maximale Breite von 1,5 km, ist im Streichen aber relativ lang. In dieser Arbeit werden dem Parautochthon auch die nördlichen Anteile des St. Ponais zugeordnet, sodass sich eine Gesamtlänge von etwa 60 km ergibt. Es erstreckt sich vom E-Rand der Faugères-Decke bis zum W-Rand des St. Ponais, also fast bis ans W' Ende der Pardailhan-Decke (Abb. 3). Das Parautochthon wird durch steilstehende variszische Scherzonen mit dextraler Kinematik begrenzt, aber auch von der pyrenäischen Mazamet-Störung beeinflusst. Die unterschiedlichen Störungen bewirken, dass das Parautochthon nur in seinem E-Teil durchgehend aufgeschlossen ist. Neueste Kartierbefunde (freundl. mündl. Mitt. Prof. W. Dr. Franke) zeigen zudem, dass das Parautochthon auch in verschiedenen Fensterstrukturen unter der Faugères-Decke auftaucht.

Das stratigraphische Inventar des Parautochthon reicht vom Ordoviz bis ins Karbon. Die Lagerungsverhältnisse sind fast ausschließlich normal, wodurch es sich von den übrigen Decken unterscheidet. Von diesen unterscheidet es sich zudem durch einen höheren Metamorphosegrad (zumindest lokal Biotit-Zone; eigene Beobachtungen) sowie eine stärkere Deformation (Quarz zeigt duktile Deformationsgefüge, freundl. mündl. Mitt. Prof. Dr. W. Franke). Bogdanoff et al. (1984) ordnen dem E-Teil des Parautochthon verschiedene Subeinheiten zu, die im Folgenden kurz beschrieben werden sollen:

- Die Margal-La Trivalle-Einheit besteht aus mehreren Gesteinstypen, welche z.T. durch Störungen getrennt sind. Neuere Kartierbefunde zeigen allerdings, dass lokal auch eine komplette, also ungestörte stratigraphische Abfolge erhalten ist. Die Einheit besteht von N nach S aus den "Schistes de Margal", die ins obere Ordoviz gestellt werden (Bogdanoff et al. 1984; oSM in Abb. 43). Bei den Schistes de Margal handelt es sich vorwiegend um grüne phyllitische Schiefer, die mit sandigen Lagen wechsellagern. Sie sind etwa 500 m mächtig. Darüber folgt die "vulkano-detritische Formation" (oVD in Abb. 43), die zusätzlich saure Vulkanite führt (Keratophyre). Auch für diese Formation wird ein oberordovizisches Alter (Caradoc) angenommen. Über diesen klastischen Serien folgt die devonische Karbonatsequenz. Diese ist zwar stärker deformiert als in den anderen südlichen Decken, dennoch sind alle Schichtglieder zu erkennen. Im Hangende der Karbonate findet man die typische Abfolge des Unterkarbon mit den schwarzen Lyditen, den "calcaires à colonnes", den "Schistes Troués" und dem

Karbonflysch. Letzterer führt fast ausschließlich feinkörnige Klastika, woraus Engel et al. (1981) eine distale Position zum Zeitpunkt der Sedimentation ableiten. Der Sedimentationsraum des heutigen Parautochthon lag nach ihrem Modell am weitesten entfernt vom Liefergebiet der synorogenen Klastika (im S). Es hat als tiefste Einheit des Deckenstapels im Vergleich mit Faugères- und Mt. Peyroux-Decke den kürzesten Transportweg und ist insofern "relativ autochthon". Die "Schuppe von La Braunhe" im NE des Parautochthon wird als ein strukturelles Äquivalent der Margal-La Trivalle-Einheit interpretiert (Pinna und Prunac 1976).

- Die Einheit von Saint Michel grenzt im N an die La Braunhe-Schuppe und im S an die Faugères-Decke. Sie besteht nach Pinna und Prunac (1976) aus drei kleineren Subeinheiten (ohne Eigennamen) und wird von diesen Autoren dem Parautochthon zugeordnet. Von der Faugères-Decke unterscheidet es sich vor allem durch seine etwas andere Lithostratigraphie vom Oberdevon an bis ins Visé: Die karbonatische Abfolge ist generell schlechter differenziert (z.B. gibt es keine Untergliederung in die einzelnen Modifikationen der Griotte-Kalke), die Flyschsedimente sind sehr homogen und feinkörnig ausgebildet.
- Die Ornac-Einheit befindet sich S' der Ortschaft La Trivalle und besteht aus blauschwarzen Schiefen und helleren sandigen Lagen, die wahrscheinlich dem Ordoviz zuzuordnen sind.
- Das Nord-St. Ponais ("Einheit de la source du Jaur") besteht aus einer normal gelagerten Abfolge aus devonischen Karbonaten und Flysch (Vignard 1976; Abb. 14, Profil I-J). Alabouvette et al. (1993) sehen das Nord-St. Ponais als die östliche Fortsetzung der Fournes-Einheit (Nord-Minervois).

#### **1.4.1.7 St. Ponais**

Die Region um die Stadt St. Pons umfasst von N nach S drei Einheiten, wobei die nördliche "Einheit de la source du Jaur" (Nord-St. Ponais) dem Parautochthon zugeordnet und auch dort beschrieben wird.

Die beiden folgenden Einheiten werden der geologischen Einheit "St. Ponais" zugeordnet und führen im Gegensatz zum Nord-St. Ponais keine Gesteine des Karbon:

- Das mittlere St. Ponais führt Gesteine des Ordoviz (homogene schwarze Schiefer) und eine differenzierte devonische Karbonatabfolge, mit einer relativ mächtigen Stromatactis-Fazies (Mitteldevon). Die Einheit zeigt überkippte Lagerungsverhältnisse mit einem engen Faltenbau, wobei die Schichten und die Achsenebenen steil nach S einfallen (Abb. 14, Profil I-J).
- Auch das Süd-St. Ponais führt Gesteine des Devon und des Ordoviz. Die Lagerung der Schichten ist invers, die Schichten und auch die Faltenachsenebenen fallen moderat nach S ein (Abb. 14, Profil I-J).

Alle Einheiten des St. Ponais zeigen eine intensive Deformation, wie sie für den nördlichen Bereich des Südflügels typisch ist, und sind durch Abschiebungen voneinander getrennt. Die penetrative Schieferung ist nach Ehtler (1990) jünger als der Deckenbau ( $D_1$ ) und auf eine extensionale Schertektonik ( $D_2$ ) am S-Rand der Axialzone zurückzuführen. Aufgrund der Faltsymmetrien und der Lagerungsverhältnisse lassen sich beide Einheiten dem überkippten Flügel einer südvergenten Tauchfalte zuordnen, und sind somit gut in das strukturelle Bild des Südflügels zu integrieren. Es ist allerdings schwierig, die beiden Einheiten lateral zu korrelieren. Aufgrund der gut ausgebildeten Devonabfolge und der strukturellen Position zwischen Parautochthon und Pardailhan-Decke könnte das mittlere St. Ponais eine Fortsetzung der Mont Peyroux-Decke darstellen, was auch Alabouvette et al. (1993) vorschlagen. Aufgrund dieser Kriterien könnte man aber auch das Süd-St. Ponais dieser Decke zuordnen, und es als tektonische Wiederholung auffassen. Es ist aber auch nicht auszuschließen, dass die

devonischen Karbonate des Süd-St. Ponais mit denen der "queue de cochon" zu vergleichen sind. Die Einheit wäre demnach der Pardailhan-Decke zuzuordnen. Eine andere Möglichkeit wäre, dass überhaupt kein Äquivalent vorhanden ist. Die Frage der Zuordnung ist daher nicht zweifelsfrei zu lösen.

#### 1.4.1.8 Klippen von Cabrières

Die Klippen von Cabrières befinden sich im E-Teil des Südflügels und sind detailliert von Engel et al. (1978 und 1981) bearbeitet und kartiert worden. Es handelt sich hierbei um isolierte Blöcke oder Schollen, die eine Fläche von bis zu 10 km<sup>2</sup> einnehmen und bis 600 m mächtig werden können (Abb. 23). Die Lagerungsverhältnisse sind fast ausschließlich normal. Die Klippen lagern auf Karbonflysch der Mont Peyroux-Decke. Sie werden meist als sog. "Wildflysch" interpretiert (z.B. Gèze et al. 1952; Engel et al. 1978), wobei ihre Platznahme zumindest zeitnah zum Deckenbau erfolgt (siehe Kap. 1.2.2.4).

Sie führen Gesteine vom Ordoviz bis ins Devon, wobei als regionale Besonderheit sowohl Mittel- und Oberordoviz als auch das Silur vorhanden sind (Abb. 4). Die porphyrischen Andesite (bis 100 m mächtig) und die darüber folgende vulkano-sedimentäre Abfolge (bis 100 m mächtig) reichen vom Unter-Arenig bis ins Caradoc (Berger et al. 1980) und sind, von der Salsigne-Region und der Margal-La Trivalle-Einheit (Parautochthon) abgesehen, die einzigen gut belegten Magmatite im Südflügel.

#### 1.4.1.9 Deformationsentwicklung der einzelnen Deckeneinheiten

Die Deformationsgeschichte der südlichen paläozoischen Decken ist polyphas, variiert von Decke zu Decke und ist auch deckenintern heterogen. In diesem Kapitel sollen zuerst die Gemeinsamkeiten in der Entwicklung vorgestellt werden. Anschließend wird die Deformationsabfolge der einzelnen Decken beschrieben und, soweit möglich, eine Synthese versucht.

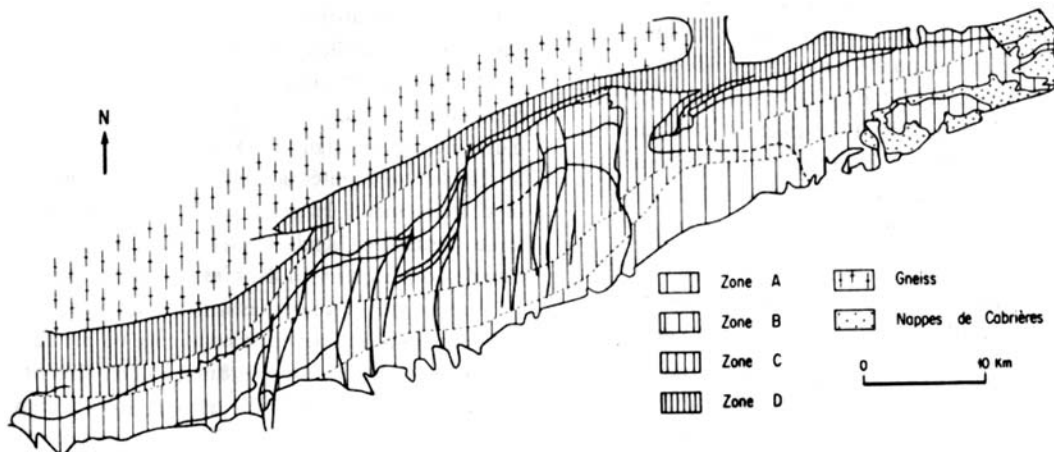


Abb. 28: Schematische Karte der südlichen Montagne Noire mit der Darstellung der Deformations- und Schieferungsintensität, eingeteilt in die Zonen A (keine Schieferung) bis D (intensiv Foliation; Arthaud 1970).

Generell nimmt der Deformationsgrad und die Schieferungsintensität auf dem Südflügel der Montagne Noire von S nach N zu. Arthaud (1970) unterscheidet in der südlichen Montagne Noire von S nach N vier Zonen (Abb. 28):

- In Zone A werden isopache Falten ohne Schieferung angelegt.
- Zone B zeigt lokal eine Achsenebenenschieferung, oft weitständig und nur in Scharnierbereichen ausgebildet.

- In Zone C ist überall eine penetrative Schieferung vorhanden.
- Zone D zeigt eine penetrative ("metamorphe") Foliation mit intensiver Rekristallisation der Schichtsilikate.

Obwohl die Karte von Arthaud (1970) mit der Situation im Gelände meist übereinstimmt, bedarf sie zusätzlicher Erläuterung:

- Arthaud (1970) unterscheidet nicht zwischen unterschiedlichen Schieferungsgenerationen, und führt die Hauptdeformation auf den variszischen Deckenbau zurück.
- Die Grenzen seiner "Deformationszonierung" queren zum Teil die tektonischen Grenzen zwischen den einzelnen Decken (z.B. die Grenze zwischen Pardailhan- und Mont Peyroux-Decke im Bereich der "queue de cochon"). Sie erwecken so den Eindruck, als wäre die Deformation jünger als die Deckenplatznahme, was nicht der Fall ist.
- Die im Gestein überlieferte Schieferungsbildung wird vor allem im sehr niedertemperaturierten Bereich stark durch rheologische Unterschiede gesteuert. In diesem Sinne sind Bereiche gleicher Schieferungsintensität nicht als Bereiche homogener Deformationsintensität zu verstehen.

Eine weitere Gemeinsamkeit aller Decken ist das Vorkommen von großen überkippten Flügeln. Diese Bereiche belegen, dass alle Decken vom Deckenbau erfasst wurden.

### **Mont Peyroux-Decke und Faugères-Decke**

Zunächst werden Mont Peyroux- und Faugères-Decke gemeinsam vorgestellt, die für die Beschreibung der anderen Decken gewissermaßen als Referenz dienen sollen. Dies hat folgende Gründe:

- Beide Decken haben dieselbe tektonische Entwicklung.
- Als klassisches Gebiet gibt es in diesem Bereich die meisten Arbeiten bzw. die meiste Literatur.
- Eigene Kartierarbeiten und strukturgeologische Untersuchungen fanden überwiegend in diesem Gebiet statt.

In Abbildung 29 ist die Abfolge der Deformationsphasen nach verschiedenen Autoren dargestellt. Obwohl sich im Detail Unterschiede ergeben, stimmt die relative Abfolge meist überein. Auf der Grundlage eigener Kartierarbeiten und Beobachtungen konnte in der Faugères-Decke eine neue Deformationsabfolge erarbeitet werden (siehe Kap. 1.4.1.5; Doublier 2000, Wiederer et al. 2002), welche auch für die Mont Peyroux-Decke (und evtl. auch für die "Margal-La Trivalle-Einheit", die zum Parautochthon gehört) verbindlich ist (eigene Befunde und diverse Diplomkartierungen, Universität Giessen). Diese Abfolge integriert recht gut die Beobachtungen der anderen Bearbeiter. Für den folgenden Vergleich zwischen verschiedenen Autoren dient sie daher als Referenz:

D<sub>1</sub>: Von allen Bearbeitern wird D<sub>1</sub> auf einen mehr oder weniger südgerichteten Deckenbau zurückgeführt. Es kommt zur Anlage von südvergenten, liegenden Großfalten mit überkippten Schenkeln, den sogenannten Decken. Nach Engel et al. (1978, 1981) war das Scharnier der Mont Peyroux-Decke, welches eine D<sub>1</sub>-Faltenachse darstellt, ursprünglich SW-NE orientiert. Kontrovers wird die Zuordnung der penetrativen Schieferung im N-Teil der Decken diskutiert: Ältere Arbeiten (Arthaud 1970, Burg und Matte 1978, Engel et al. 1978, 1981) interpretieren sie als Achsenebenenschieferung zu den D<sub>1</sub>-Falten, also als S<sub>1</sub>. Nach Doublier (2000) und Wiederer et al. (2002) ist die zu den D<sub>1</sub>-Falten gehörende S<sub>1</sub>-Schieferung im N überprägt, weiter südlich auf dem Nordflügel der Synform von Roquebrun aber lokal erhalten (freundl. mündl. Mitteilung Prof. Dr. W. Franke). Mattauer et al. (1996) schließen die Anlage einer S<sub>1</sub>-Schieferung nicht aus, sehen sie aber als nicht überliefert an.



D<sub>2</sub>: Nach Doublier (2000) und Wiederer et al. (2002) ist D<sub>2</sub> im N der Deckeneinheiten die dominante Deformation. Es werden während D<sub>2</sub> enge bis isoklinale Falten mit flachen Achsenebenen angelegt. Dazu ist die penetrativen Schieferung S<sub>2</sub> als Achsenebenschieferung ausgebildet. Bei den D<sub>2</sub>-Falten handelt es sich um nicht-zylindrische Falten. Sie zeigen bei gleicher Faltenvergenz einen Wechsel in der stratigraphischen Polarität auf den Flanken (Abb. 26). In der rheologisch relativ weichen, anisotropen Gesteinssequenz im Bereich Oberdevon bis tiefes Visé ist die Verformung so stark, dass die beiden Flanken subparallel orientiert sind. Die D<sub>2</sub>-Faltenachsen streichen dann ENE. Auf den S<sub>2</sub>-Flächen ist eine Crenulation ausgebildet, deren Lineare parallel zu den D<sub>2</sub>-Faltenachsen ENE orientiert sind. Zudem ist eine ENE-streichende Streckungslineation L<sub>2</sub> ausgebildet, meist in Form von gelängten Kalkknollen. Da sowohl die D<sub>2</sub>-Falten als auch S<sub>2</sub> und L<sub>2</sub> mit wachsender Entfernung zur Axialzone weniger intensiv werden, scheint die D<sub>2</sub>-Kinematik durch die Exhumierung der Axialzone kontrolliert zu werden. Nach Doublier (2000) und Wiederer et al. (2002) werden die D<sub>2</sub>-Falten während einer extensionalen Schertektonik am Rande des Gneisdoms angelegt. Belege für eine starke Scherkomponente während D<sub>2</sub> sind Zerrklüfte, orthogonal zu L<sub>2</sub> orientiert, rotierte Klasten und asymmetrische Pyrit-Druckschatten. Das "Facing" (Richtung ins stratigraphisch Hangende) entlang der X-Achse deutet auf einen Schersinn Top-ENE hin, ähnlich wie in den Schistes X am E-Ende der Axialzone (Kap. 1.4.3.9). Während sich D<sub>1</sub> im nördlichen Teil der Decken nur indirekt durch weiträumige inverse Lagerungsverhältnisse nachweisen lässt und alle engen bis isoklinale Falten D<sub>2</sub> zuzuordnen sind, sind im südlichen Teil der Mont Peyroux-Decke vor allem D<sub>1</sub>-Falten erhalten. Sie haben lokal eine S<sub>1</sub>-Achsenebenschieferung und zeigen eine Südvergenz.

	Doublier (2000); Wiederer et al. (2002)	Burg und Matte (1978)	Arthaud (1970)	Engel et al. (1978, 1981)	Mattauer et al. (1996)
	Mont Peyroux- und Faugères-Decke	vorwiegend Mont Peyroux- und Faugères-Decke	vorwiegend Mont Peyroux-, Pardailhan- und Faugères-D	Mont Peyroux-Decke	N-Teil Mont Peyroux- und Faugères-Decke
D1	D <sub>1</sub> : Anlage von liegenden (Decken) Falten mit großen überkippten Flügeln während des Deckenbaus. Eine S <sub>1</sub> -Achsenebenen-Sfrg. ist auf dem Nordflügel der Synform von Roquebrun erhalten.	D <sub>1</sub> : Anlage von liegenden Falten mit überkippten Flügeln, die als Decken verfrachtet wurden. Sie haben ein S-Facing. Der Faltenstil variiert zwischen Biegegleitfalten ohne/mit weitständiger Sfrg., die meist in kompetenten Gesteinen im höheren, S-Teil des Stapels vorherrschten und engen, ähnlichen Falten im N mit zunehmend deutlicher Sfrg.	D <sub>1</sub> : Anlage von liegenden Falten mit subhorizontaler Achsenebenen-Sfrg. Die Falten streichen E-W bis ENE-WSW.	D <sub>1</sub> : Anlage der Deckenfalte mit einer S <sub>1</sub> -Sfrg. Die D <sub>1</sub> -Faltenachse der Mont Peyroux-Decke war ur- sprünglich NNE orientiert.	D <sub>1</sub> : Anlage der großen Deckenfalten während einer südgerichteten Tektonik. Wahrscheinlich war zu diesen Falten auch eine S <sub>1</sub> -Sfrg. aus- gebildet, die jedoch nicht erhalten ist.
D2	D <sub>2</sub> : Anlage von engen bis isoklinale Falten mit flachen Achsenebenen und penetrativer Sfrg. (S <sub>2</sub> ). Es handelt sich um nicht-zylindrische Falten, welche eine wechselnde stratigraphische Polarität auf den Flanken zeigen. Ihre Anlage erfolgt während der Exhumierung der Axialzone. Die D <sub>2</sub> -Faltenachsen und die L <sub>2</sub> -Streckungslineation streichen ENE.	D <sub>2</sub> : Späte, kompressive Phase mit aufrechten, offenen Falten, die 050 - 080° streichen. Die großen Syn- und Antiformstrukturen sind dieser Phase zuzuordnen.	D <sub>2</sub> : Schwache Deformation, welche eine Virgation der lie- genden Falten bewirkt. Sie ist einem späten Stadium des Deckentransports zuzuordnen. Teilweise ist eine lokale Reaktivierung der D <sub>1</sub> -Bewegun- gen parallel zu S <sub>1</sub> -Flächen zu beobachten.	D <sub>2</sub> : Überfaltung der D <sub>1</sub> - Strukturen um WSW streichen- de D <sub>2</sub> -Faltenachsen. Anlage der Syn- und Anti- formstrukturen. In Scharnier- bereichen ist lokal eine weit- ständige S <sub>2</sub> -Bruchschieferung ausgebildet.	D <sub>2</sub> : Anlage von engen Falten mit einer intensiven Achsenebenen-Sfrg. S <sub>2</sub> , welche S <sub>1</sub> über- prägt. Zu diesen Falten ist im N der Decken eine Lineation L <sub>2</sub> ausgebildet. Sie streicht E bis ENE, parallel zu den D <sub>2</sub> -Faltenachsen. Diese Phase ist synchron zu einer HT/BP Metamor- phose in der Axialzone. Die Deformation wäh- rend D <sub>2</sub> ist überwiegend coaxial. Die L <sub>2</sub> -Linea- tion wird daher auf eine starke N-S Einengung während D <sub>2</sub> zurückgeführt und nicht auf eine E-W gerichtete Scherkinematik.
D3	D <sub>3</sub> : Eine späte Überfaltung führt zur Ausbildung von offenen, auf- rechten Syn- und Antiformstruk- turen mit ENE streichenden Falten- achsen, welche das Kartenbild prägen. Ganz lokal ist eine weit- ständige Sfrg. S <sub>3</sub> ausgebildet.		D <sub>3</sub> : Lokale, südvergente Überfaltung der liegenden Falten. Teilweise ist eine flach nach N einfallende S <sub>3</sub> -Sfrg. ausgebildet.	post-D <sub>2</sub> : Anlage der Roques- sels Störung als E-W streichen- de, südfallende Ab- schiebung.	
D4			D <sub>4</sub> : eine kompressive Einengung der früheren Strukturen. Anlage großer Syn- und Antiformen mit steilen Achsenebenen und lokal ausgebildeter S <sub>4</sub> -Sfrg.		

Abb. 29: Zusammenfassung der Deformationsabfolgen in Mont Peyroux- und Faugères-Decke nach verschiedenen Autoren.

Auch Mattauer et al. (1996) interpretieren die penetrative Schieferung im N-Teil der Decken als Achsenebenschieferung zu engen D<sub>2</sub>-Falten, also als S<sub>2</sub>. Unterschiede zu Doublier (2000) und Wiederer et al. (2002) ergeben sich aber im tektonischen Regime: Die Deformation findet nach diesen Autoren in einem kompressiven Spannungsfeld unter einer starken N-S Einengung statt. Sie ist überwiegend coaxial, d.h. einfache Scherung spielt nur eine untergeordnete Rolle.



Echtler (1990) führte eine detaillierte strukturgeologische Bearbeitung der Decke durch (siehe Kap. 1.4.1.2). Die von ihm vorgeschlagene Entwicklung ist allgemein akzeptiert und stellt die Grundlage für die folgende Beschreibung dar (Abb. 30):

D<sub>1</sub>: In dieser Phase erfolgt die Anlage der südvergenten Deckenfalten. Die D<sub>1</sub>-Faltenachsen liegen flach und streichen EW (Abb. 16). Zu diesen Falten ist eine S<sub>1</sub>-Schieferung als Achsenebenenschieferung angelegt (Echtler 1990; Arthaud 1970), welche eine Fächerstellung zeigt. Es ist zudem eine L<sub>1</sub>-Streckungslineation ausgebildet, welche SSW-NNE orientiert ist (Abb. 16) und eine Streckung in dieser Richtung anzeigt. Nach Echtler (1990) ist S<sub>1</sub> nur im Süd-Pardailhan (Camplong- und Naudet-Einheit) erhalten, für Arthaud (1970) auch in der Malvies-Einheit ausgebildet. Als spätes Inkrement der Deckentektonik wird die basale Störung der Pardailhan-Decke angelegt. Sauniac (1980), Guiraud et al. (1981) und Harris et al. (1983) leiteten unter anderem aus Schleppfalten einen südgerichteten Bewegungssinn für die Platznahme ab.

Nach Echtler (1990) erfolgt die Überkipfung der Falten vorwiegend durch passive Rotation. Progressive, einfache Scherung (wie in den Helvetischen-Decken in den Alpen) spielt in einem späteren Stadium eine Rolle.

Auch für Lee et al. (1988) spielt einfache Scherung während des Deckenbaus nur eine untergeordnete Rolle, und die Anlage der D<sub>1</sub>-Großfalten mit einer S<sub>1</sub>-Achsenebenenschieferung erfolgt durch koaxiale Verformung. Dazu ist im oberen Teil (Camplong-Einheit) eine N-S orientierte Streckungslineation ausgebildet.

D<sub>2</sub>: D<sub>2</sub> stellt nach Echtler (1990) eine Phase extensionaler, dextraler Schertektonik dar, die mit der Exhumierung der Axialzone zusammenhängt. D<sub>2</sub> führt in der Malvies-Einheit und im Süd-St. Ponais zur Anlage einer steilstehenden, penetrativen S<sub>2</sub>-Schieferung, die S<sub>1</sub> vollständig überprägt. Dazu sind isoklinale D<sub>2</sub>-Falten mit ENE-streichenden Faltenachsen und einer ebenfalls ENE-streichenden L<sub>2</sub>-Streckungslineation ausgebildet. Im Süd-Pardailhan ist S<sub>2</sub> nach Echtler (1990) nicht ausgebildet. Die intensive dextrale Schertektonik scheint die Basis der Decke im Bereich der "queue de cochon" nicht zu überprägen, und ist auch in der unterlagernden Mont Peyroux-Decke bisher nicht belegt. Ausserdem wird die Decke nicht durch die Anlage der Syn- und Antiformstrukturen überfaltet (D<sub>3</sub> in Mont Peyroux- und Faugères-Decke). Dies sind Belege dafür, dass die Pardailhan-Decke ihre D<sub>2</sub>-Gefügeprägung nicht in ihrer heutigen Position erfahren hat.

Auch nach Lee et al. (1988) entspricht die penetrative Schieferung im Nord-Pardailhan einem S<sub>2</sub>, entsteht aber während einer sinistralen Schertektonik, welche die Autoren in den Schistes X und dem nördlichen, inversen Flügel der Malvies Synform (D<sub>1</sub>-Struktur) beschreiben. Interessanterweise ist der Schersinn auf dem normalen Flügel der Malvies Synform aber dextral. Diese Daten sind in sich widersprüchlich: Die (offenbar überfaltete) Schertektonik müsste älter als die Anlage der D<sub>1</sub>-Synform von Malvies, d.h. als der Deckenbau, sein. Zudem ergibt sich nach Rücknahme der Faltung ein dextraler Schersinn in der Decke, während er in den benachbarten Schistes X sinistral ist.

D<sub>3</sub>: Während D<sub>3</sub> erfolgt die extensionale Platznahme der Pardailhan-Decke entlang ihrer basalen Störung ("queue de cochon"). Da die basale Störung nicht bei der Anlage der großen Syn- und Antiformen in Mont Peyroux- und Faugères-Decke überfaltet wurde (D<sub>3</sub> nach Doublier 2000 und Wiederer et al. 2002), muss die finale Platznahme der Pardailhan-Decke jünger sein. Die basale Störung konserviert auch Relikte des südgerichteten Deckentransports (D<sub>1</sub>; z.B. Sauniac 1980). Sie stellt daher wahrscheinlich die primäre Deckengrenze dar, die während D<sub>3</sub> extensional reaktiviert wurde.

D<sub>4</sub>: Es werden während einer extensionalen Tektonik ENE-streichende, mit 40 bis 70° nach S einfallende Detachments angelegt (Echtler 1990). Sie gliedern die Decke und überprägen das

basale Detachment. Die  $L_4$ -Streckungslineare sind in den Scherzonen im südlichen, höheren Teil der Decke NNE orientiert. Weiter nach N, im basalen Teil der Decke rotieren sie in Richtung NE bis ENE. Die Haupt-Streckungsrichtung während der Detachmenttektonik (Extension) und während des Deckenbaus (Kompression) ist subparallel (Echtler 1990).

$D_5$ : Es entstehen N-S-streichende, sinistrale Schrägabschiebungen. Sie sind im S-Teil der Decke spröde und werden nach N zunehmend duktil (Vernay 1983). Auch sie stehen noch mit der Entwicklung der Axialzone in Verbindung, da zum Zeitpunkt ihrer Entstehung noch immer eine Temperaturzunahme in Richtung N zu beobachten ist.

### **Minervois-Decke**

Die strukturelle Entwicklung der Minervois-Decke ist vor allem in ihrem N-Teil und im Kontaktbereich zu den Schistes X untersucht worden, da sich die Salsigne-Goldlagerstätte in dieser Region befindet. Dennoch wird die Deformationsabfolge kontrovers diskutiert:

$D_1$ : Nach Issard (1984), Demange et al. (1986) und Arthaud (1970) entstehen während  $D_1$  die überkippten Falten. Es entstehen auch Falten niederer Ordnung, isoklinal oder leicht geöffnet, im m bis 10er m Maßstab, deren Achsen flach nach ENE einfallen. Dazu ist eine penetrative  $S_1$ -Achsenebenenschieferung ausgebildet, die mit 20 bis 40° nach S einfällt. Die Verformung ist koaxial.

Nach Cassard et al. (1993) dagegen findet während  $D_1$  die Überkipfung der großen Faltenflügel statt, wobei jedoch keine interne Deformation der Decke stattfindet.

$D_2$ : Nach Issard (1984) und Demange et al. (1986) werden isoklinale Falten mit einer subhorizontalen Achsenebenenschieferung  $S_2$  angelegt, die allerdings weitständiger ist als  $S_1$ . Auch diese Verformung ist koaxial.

Cassard et al. (1993) sehen in  $D_2$  das Hauptdeformationsereignis im Minervois. Es entstehen ENE-streichenden Falten, deren penetrative Achsenebenenschieferung als  $S_2$  interpretiert wird.  $D_2$  ist nach Cassard et al. (1993) eng mit einer dextralen, WSW-gerichteten Blattverschiebungskinetik verknüpft.

$D_3$ : Nach Issard (1984) und Demange et al. (1986) entstehen während  $D_3$  offene Falten mit variabel einfallenden Achsenebenen. Lokal ist eine  $S_3$ -Bruchschieferung ausgebildet.

Für Cassard et al. (1993) findet in dieser Phase die finale Platznahme des Zentral-Minervois während einer kompressiven Kinetik statt. Es werden ältere Störungen reaktiviert. Die Goldmineralisation in der Region Salsigne ist synkinematisch zu  $D_3$ .

$D_4$ : Es entstehen Chevronfalten mit sehr variabler Größe (cm bis 100er m Maßstab; Issard 1984, Demange et al. 1986).

In der Minervois-Decke ist die tektonische Entwicklung bis heute umstritten. Erste eigene Befunde aus der zentralen Minervois-Decke scheinen die Modelle von Issard (1984) und Demange et al. (1986) zu unterstützen (siehe Kap. 1.4.1.3). Andererseits ist eine Schertektonik im nördlichen Teil der Decke, wie von Cassard et al. (1993) vorgeschlagen, auch von anderen Decken bekannt (Echtler 1990, Doublie 2000, Wiederer et al. 2002). Eine Lösungsmöglichkeit für die widersprüchlichen Befunde bietet meiner Meinung nach eine Korrelation mit der Pardailhan-Decke. In diesem Falle wäre das Nord-Minervois (Fournes-Einheit) vor allem durch eine Schertektonik geprägt, ähnlich wie das Nord-Pardailhan (Echtler 1990). Im Zentral-Minervois könnte die Deckenbaukinematik erhalten sein (analog zum Süd-Pardailhan). Ohne eine detaillierte strukturgeologische Untersuchung ist die Entwicklung der Minervois-Decke nicht zu klären.

#### **1.4.1.10 Synthese der Deformationsentwicklung**

In diesem Kapitel soll die strukturelle Entwicklung des Südflügels zusammengefasst und eine gemeinsame Deformationsabfolge für Pardailhan, Mont Peyroux und Faugères-Decke vorgestellt werden. Diese wird vor allem aus Überprägungsbeziehungen abgeleitet. Die Integration der Minervois-Decke ist wegen der stark voneinander abweichenden Modelle (Kap. 1.4.2.9) schwierig, wird aber diskutiert. Die vorgestellte Deformationsabfolge wird in dieser Arbeit für die Beschreibung und Diskussion der Ergebnisse benutzt.

**D<sub>1</sub>:** D<sub>1</sub> werden alle Strukturen und Gefüge zugeordnet, die auf eine südgerichtete Deckentektonik im externen Bereich des Zentralmassivs zurückzuführen sind. Charakteristisch für diese Phase ist die Existenz weiträumiger, überkippter Bereiche durch die Bildung großer, liegender Deckenfalten (z.B. Arthaud 1970, Engel et al. 1981, Echtler 1990). Der Mechanismus für diese stratigraphische Inversion ist wahrscheinlich eine passive Rotation monokliner Großfalten (Echtler 1990). D<sub>1</sub> ist im N-Teil der Decken entweder nur indirekt durch weiträumige inverse Lagerung (wie in der Mont Peyroux-Decke), oder durch die Existenz großer D<sub>1</sub>-Synformstrukturen (Malvies-Synform, Fournes-Synform) nachzuweisen. D<sub>1</sub>-Falten niederer Ordnung sind zumindest im N-Teil von Pardailhan-, Mont Peyroux- und Faugères-Decke nur selten oder gar nicht erhalten (Doublie 2000, Wiederer et al. 2002, Echtler 1990). Die zu D<sub>1</sub> gehörenden Falten zeigen eine Südvergenz (z.B. Arthaud 1970), und dominieren im S-Teil der Decken (Echtler 1990). Die D<sub>1</sub>-Faltenachsen streichen meist E-W bis NE-SW (Arthaud 1970, Engel et al. 1981, Echtler 1990). Zu diesen Falten kann eine mehr oder weniger gut ausgebildete Achsenebenenschieferung S<sub>1</sub> angelegt sein. Dies ist in der Pardailhan-Decke (Echtler 1990) und wahrscheinlich auch im Zentral-Minervois (Arthaud 1970, Issard 1984, Demange et al. 1986) der Fall. In der Mont Peyroux-Decke ist S<sub>1</sub> lokal auf dem Nordflügel der Synform von Roquebrun ausgebildet (freundl. mündl. Mitteilung Prof. Dr. W. Franke).

**D<sub>2</sub>:** Zu D<sub>2</sub> gehören alle Gefüge, die durch eine extensionale Scherkinematik während der Exhumierung der Axialzone angelegt werden. Generell ist die D<sub>2</sub>-Deformation intensiver als D<sub>1</sub>, auch weil die Temperaturen höher sind (Wiederer et al. 2002). Im N-Teil von Mont Peyroux- und Pardailhan-Decke sowie und in der Faugères-Decke ist D<sub>2</sub> nachgewiesen und penetrativ.

In der Pardailhan-Decke werden während D<sub>2</sub> isoklinale Falten mit einer steil nach S einfallenden Achsenebenenschieferung S<sub>2</sub> angelegt (Echtler 1990). Die Faltenachsen streichen, wie auch eine L<sub>2</sub>-Streckungslineation, ENE-WSW. Im Süd-Pardailhan sind nach Echtler (1990) keine D<sub>2</sub>-Gefüge bekannt.

In Mont Peyroux und Faugères-Decke werden während D<sub>2</sub> nicht zylindrische Falten angelegt. In der anisotropen Gesteinssequenz vom Oberdevon bis ins tiefe Visé ist die Verformung so stark, dass die Flanken der nicht zylindrischen Falten subparallel orientiert sind und die Mächtigkeit der Sequenz auf 10 % des Ursprungwertes reduziert ist, ohne dass Schichtglieder fehlen. Die Faltenachsen (Flanken) streichen ENE-WSW, es ist eine zu den Faltenachsen subparallele L<sub>2</sub>-Streckungslineation ausgebildet (Doublie 2000, Wiederer et al. 2002). S<sub>2</sub> ist auch im südlichen Teil der Mont Peyroux-Decke ausgebildet, wird aber mit wachsender Entfernung zur Axialzone immer weitständiger und verschwindet auf dem Südflügel der Synform von Roquebrun ganz (Abb. 28). Als spät-D<sub>2</sub> wird die Anlage der Störung eingeordnet, welche Faugères- und Mont Peyroux-Decke von einander trennt (Wiederer et al. 2002).

Auch im Nord-Minervois (Fournes-Einheit) beschreiben Cassard et al. (1993) eine D<sub>2</sub>-Scherdeformation mit einer penetrativen S<sub>2</sub>-Schieferung als Hauptdeformation, wobei die Gefüge von Issard (1984) und Demange et al. (1984) als koaxial interpretiert werden.

Zu der D<sub>2</sub>-Scherverformung gibt es scheinbar widersprüchliche Angaben zum Schersinn. Während Echtler (1990) in der Malvies-Einheit und im Süd-St. Ponais sowie Cassard et al. (1993) in der Fournes-Einheit und den angrenzend Schistes X einen dextralen Schersinn ableiten, sehen Doublier (2000) und Wiederer et al. (2002) im Orbtal Hinweise für einen Top-ENE Schersinn, was in einer steilstehenden Flankenlage am S-Rand der Axialzone einem sinistralen Schersinn entspricht.

Eine mögliche Erklärung ist folgende: Die Top-ENE Kinematik, welche Mont Peyroux- und Faugères-Decke prägt, ist der Top-ENE Detachmentkinematik am E-Ende der Axialzone zuzuordnen (freundl. mündl. Mitteilung Prof. Dr. W. Franke). Diese wird am S-Rand der Axialzone von einer dextralen Scherkinematik überprägt, welche den finalen Aufstieg der Axialzone ermöglicht (Echtler und Malavieille 1990, Kap. 1.7.4) und die nördliche Pardailhan-Decke (und evtl. auch die Minervois-Decke) deformiert. In diesem Sinne stellt die D<sub>2</sub>-Deformation der Mont Peyroux und Faugères-Decke ein älteres Inkrement ("D<sub>2a</sub>") der extensionalen Scherkinematik dar als D<sub>2</sub> in der Pardailhan-Decke ("D<sub>2b</sub>"). Ein weiterer Unterschied zeigt sich in der Orientierung der Schieferung: Während in Mont Peyroux- und Faugères-Decke der Schieferung ("S<sub>2a</sub>") vor der D<sub>3</sub>-Überfaltung flach nach S eingefallen ist, steht die Schieferung im Süd-St. Ponais, Malvies- und Fournes-Einheit ("S<sub>2b</sub>") steil. Die Möglichkeit, dass D<sub>2</sub> in der Pardailhan-Decke jünger ist als die Anlage der Antiform von Vieussan, also jünger als D<sub>3</sub>, ist sehr unwahrscheinlich: Die dextrale Scherkinematik überprägt weder die heutige Basis der Decke im Bereich der "queue de cochon", noch die unterlagernde Mont Peyroux-Decke. Außerdem ist D<sub>3</sub> bereits spröde. Die D<sub>2</sub>-Deformation in der Pardailhan-Decke ist daher sehr wahrscheinlich nicht autochthon. Es ist anzumerken, dass dieser Erklärungsversuch lediglich eine Arbeitshypothese darstellt, die in dieser Arbeit weiter untersucht werden soll.

**D<sub>3</sub>:** Die D<sub>3</sub>-Deformation ist nur in Mont Peyroux- und Faugères-Decke ausgebildet. Sie führt zur Anlage von offenen Falten mit steil stehenden, ENE-WSW-streichenden Achsenebenen. Sie variieren im Maßstab von wenigen 10er cm bis in den km-Bereich (z.B. Synform von Roquebrun, Antiform von Vieussan). Die Faltenachsen fallen auf dem inversen Flügel der Mont Peyroux-Decke nach ENE, auf dem normal gelagerten Flügel nach WSW ein (Engel et al. 1978 und 1981).

**D<sub>4</sub>:** Während D<sub>4a</sub> wird die nördliche Randstörung der Mont Peyroux- und Faugères-Decke angelegt, welche die D<sub>3</sub>-Strukturen abschneidet. Die hier als D<sub>4b</sub> eingeordnete Deformationsphase entspricht D<sub>3</sub> nach Echtler (1990). Während D<sub>4b</sub> erfolgt die extensionale, südgerichtete Platznahme der Pardailhan-Decke (D<sub>4b</sub>) mit Anlage der basalen Scherzone. Da diese Scherzone nicht von D<sub>3</sub> überfaltet wird, muss die Platznahme jünger sein.

**D<sub>5</sub>:** Es werden ENE-streichende, moderat nach S einfallende Detachments angelegt, welche die Decke gliedern und die basale Scherzone überprägen. Die L<sub>4</sub>-Streckungslineare streichen NNE (im S-Teil der Decke) und rotieren im tieferen Teil der Decke in Richtung NE bis ENE (Echtler 1990). Diese Phase ist in der Pardailhan-Decke sicher nachgewiesen (Echtler 1990). Es ist schwierig, die Platznahme des Zentral-Minervois in diesem Schema einzuordnen. Unter der Annahme, dass die Pardailhan-Decke die Minervois-Decke überlagert, ist eine Platznahme während D<sub>4</sub>, kurz vor der finalen Platznahme der Pardailhan-Decke, wahrscheinlicher als während D<sub>5</sub>.

**D<sub>6</sub>:** Es entstehen N-S-streichende, sinistrale Blattverschiebungen mit einer vertikalen Komponente (E Seite nach oben) in der Pardailhan-Decke (Vernay 1983).

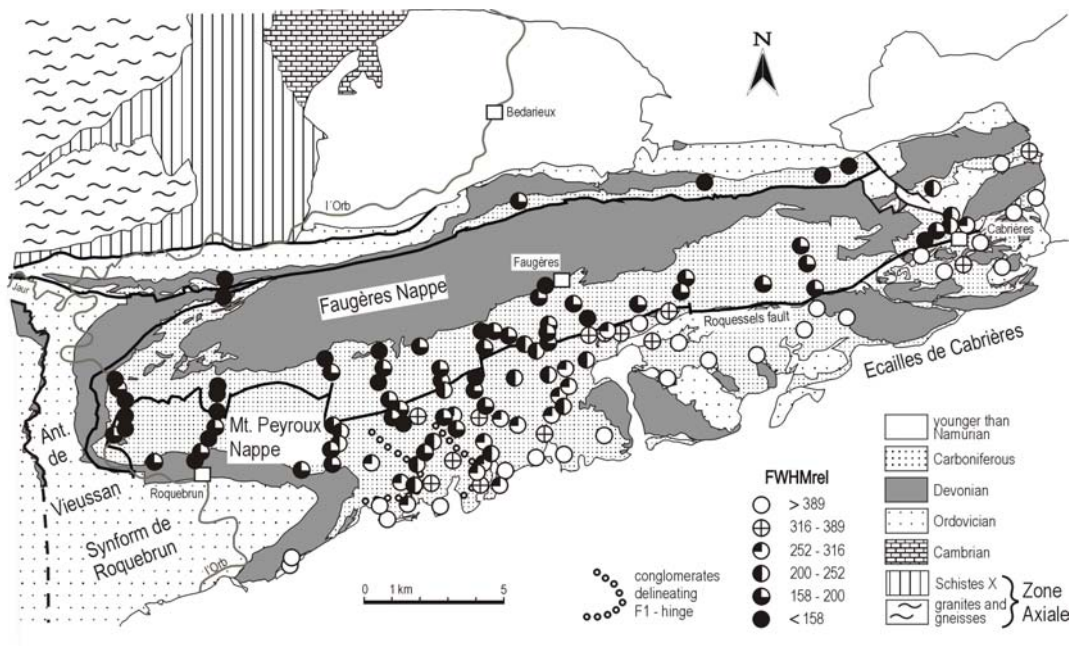
#### 1.4.1.11 Metamorphose

Die Metamorphoseentwicklung der südlichen paläozoischen Decken ist ein Schwerpunkt dieser Arbeit. In diesem Kapitel werden daher die bisherigen Arbeiten zu diesem Thema vorgestellt. Die meisten Daten liegen aus der östlichen Montagne Noire vor. Engel et al. (1981) haben dort eine Studie der Illitkristallinität in karbonischen Flyschsedimenten durchgeführt. Die Daten wurden nach der Methode von Weber (1972a) erzeugt. Es ergeben sich daher einige methodische Unterschiede im Vergleich zu dieser Arbeit (siehe auch Kap. 2.1.1.5):

- Bei der Präparatherstellung wurde auf eine Kontrolle der Belegdichte verzichtet.
- Die Proben wurden nicht an einem externen Standard (z.B. Warr und Rice 1994) geeicht, zeigen daher nur relative Unterschiede und keine absoluten Werte im Sinne von Metamorphosegraden.
- Die Ergebnisse wurden im Weber-Index (relative Halbhöhenbreiten oder "Hb<sub>rel</sub>") ausgedrückt, einem logarithmischen Parameter, der einen internen Quarzstandard mit integriert.

Dieser Parameter (Hb<sub>rel</sub>) ist heute nicht mehr gebräuchlich. Die Daten wurden von Wiederer et al. (2002) neu ausgewertet und als Halbhöhenbreiten (FWHM, siehe Kap. 2.1.1.5) ausgedrückt (Abb. 31).

Die Ergebnisse der Studie der Illitkristallinität von Engel et al. (1981) lassen sich wie folgt



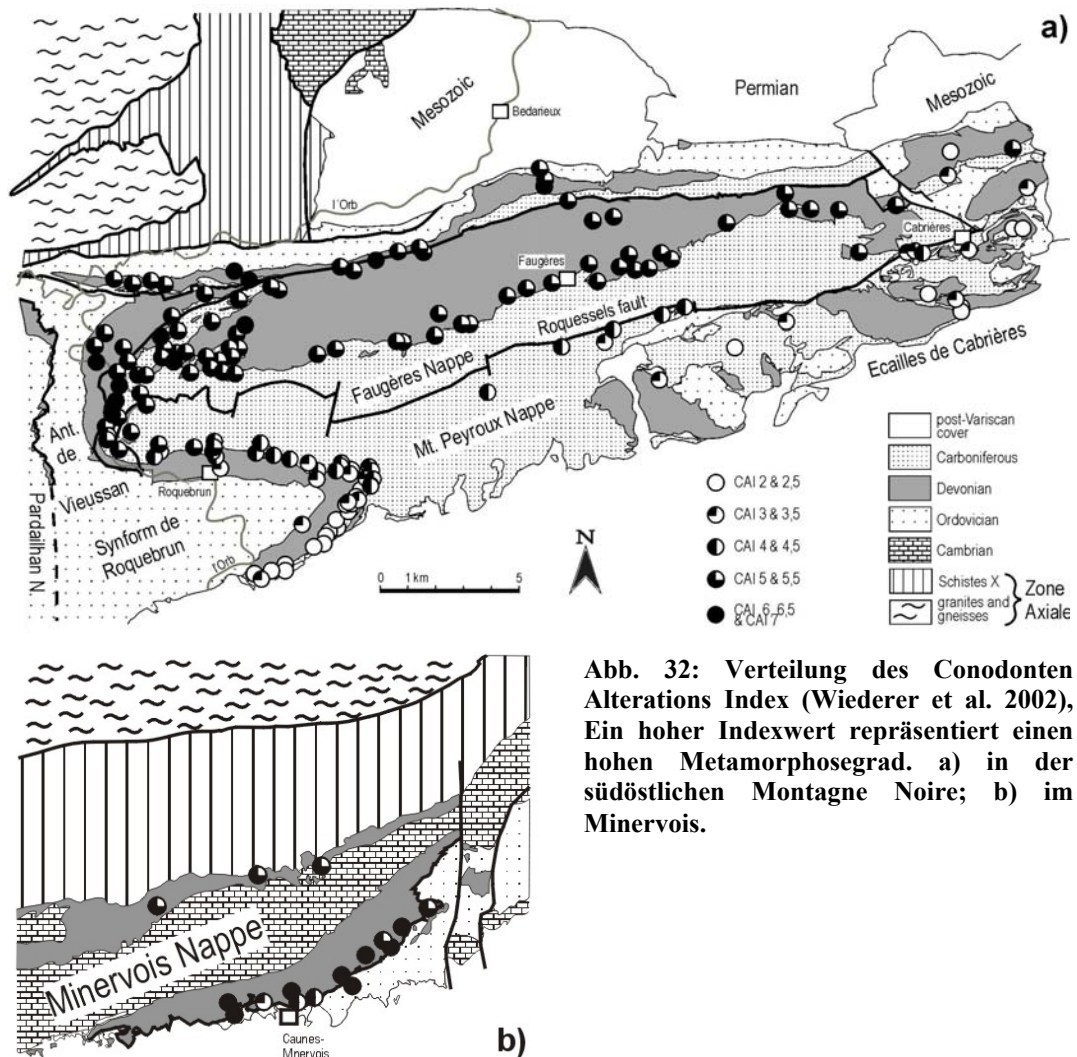
**Abb. 31: Verteilung der Illitkristallinität (FWHM) in den Flyschsedimenten der östlichen Montagne Noire (Wiederer et al. 2002; überarbeitet nach Engel et al. 1981).**

zusammenfassen:

- Der Metamorphosegrad nimmt mit wachsender Entfernung zu Axialzone ab.
- Innerhalb der Faugères-Decke bleibt der Metamorphosegrad in etwa gleich, eine leichte Abnahme nach E hin ist zu beobachten.
- Das Parautochthon zeigt den höchsten Metamorphosegrad.

- Die Metamorphose scheint jünger zu sein als der Deckenbau D<sub>1</sub>, da die metamorphen Isograden den inversen Flügel der Mont Peyroux-Decke schneiden. Die Autoren vermuten daher, dass die Metamorphoseverteilung zu einer zweiten Metamorphose gehört.
- Während der W-Teil von Faugères- und Mont Peyroux-Decke einen ähnlichen Metamorphosegrad aufweisen, ist nach E hin ein Metamorphosesprung zu beobachten. Die Störung, welche heute die Decken begrenzt, ist demnach postmetamorph.

Engel et al. (1981) vermuten weiterhin, dass in diesem E-Teil der Mont Peyroux-Decke, wo die Illitkristallinitäten am niedrigsten sind, die erste M<sub>1</sub>-Metamorphose, welche zum Deckenbau gehört, erhalten sein könnte.



Wiederer et al. (2002) führten eine Metamorphosestudie in den devonischen Karbonaten des Südflügels unter Verwendung des Conodonten Alterations Index (CAI) durch. Die CAI Verteilung in der östlichen Montagen Noire (Abb. 32a) bestätigt die Befunde von Engel et al. (1981). Auch hier nimmt die Metamorphose nach S ab, was besonders gut an den Devonkalken entlang des Orbtals (Mont Peyroux-Decke), zu sehen ist: Zeigt der CAI im Bereich der Antiform von Vieussan durchgehend Werte  $\geq 5$ , wird am S-Rand der Synform von Roquebrun lediglich ein CAI von 2 bis 2,5 erreicht (entspricht der niedrigen Diagenesezone). Auch die CAI-Zonierung quert den liegenden Flügel der Mont Peyroux D<sub>1</sub>-Falte. Die Faugères-Decke zeigt generell eine gleichbleibende Metamorphose (CAI 5 bis 5,5), wobei in



Ihrem W-Teil im Bereich der Antiform von Vieussan lokal auch Werte  $>5,5$  erreicht werden. Der Metamorphosekontrast im E der beiden Decken zeigt sich auch im CAI, wenn auch nicht ganz so deutlich wie in der Verteilung der Illitkristallinität (Abb. 31). Der CAI im Parautochthon ist homogen ( $\geq 5$ ) und unterscheidet sich nicht von der Faugères- und der nördlichen Mt. Peyroux-Decke.

Wiederer et al. (2002) leiten eine zweiphasige Metamorphoseentwicklung für diesen östlichen Teil des Südflügels ab:

- Zuerst erfolgt eine Metamorphose  $M_1$  während der Deckenstapelung  $D_1$ . Während Engel et al. (1981) in der östlichen Mont Peyroux-Decke eine Überlieferung von  $M_1$  vermuten, schließen Wiederer et al. (2002) eine Überlieferung von  $M_1$  aus.
- Die prägende Metamorphose ist nach diesen Autoren  $M_2$ . Sie ist eng mit der Exhumierungskinetik der Axialzone ( $D_2$ ) und deren Gefügen verknüpft.  $M_2$  wird als "dynamische Kontaktmetamorphose" charakterisiert.

Wiederer et al. (2002) haben auch die devonischen Karbonate weiter im W untersucht. Der Bereich der Region St. Pons südlich der Axialzone (N-Rand der Pardailhan-Decke, mittleres St. Ponais, Parautochthon) zeigt homogene CAI-Werte (CAI 5 bis 5,5), vergleichbar mit dem Werten im N des Südflügels weiter östlich. Auch die Fournes-Einheit (Nord-Minervois) zeigt einen CAI von 5-5,5 (Abb. 32b).

Interessanterweise werden die höchsten Metamorphosewerte (CAI 6-7) im Zentral-Minervois erreicht. Allerdings zeigen die Proben eine starke regionale Streuung (CAI 3 bis 7). Zudem ist auch der CAI innerhalb einer Probe sehr variabel. Dies deutet darauf hin, dass die Proben durch hydrothermale Fluide alteriert wurden (Wiederer et al. 2002). Insofern nimmt dieser Bereich der Minervois-Decke eine Sonderstellung unter den Decken des Südflügels ein.

Eine Studie der Illitkristallinität im W der Minervois-Decke (Issard 1984; Demange et al. 1986) ergab sehr stark streuende Ergebnisse, welche die Autoren auf einen starken Eintrag von detritischem Glimmer während der Aufbereitung zurückführen. Trotz der starken Streuung deuten die Ergebnisse auf einen Anstieg der Metamorphose nach N hin.

### 1.4.2 Monts de Lacaune

Die Monts de Lacaune sind Teil eines Deckenstapels, der sich geographisch über das südliche Rouergue, das Albigeois und die nördliche Montagne Noire erstreckt. Man unterscheidet von N nach S und oben nach unten folgende Struktureinheiten im "Albigeois-Deckenstapel", die durch Auf- und Überschiebungen voneinander getrennt sind (Abb. 33; Guérangé-Lozes und Burg 1990):

- die Leptyno-Amphibolit-Komplexe von Réalmont, Carmaux und Najac
- St. Sernin sur Rance-Decke
- St. Salvi de Carcavès-Decke
- Monts de Lacaune

Obwohl die drei erstgenannten Einheiten in dieser Arbeit nicht untersucht wurden, sind sie für die Interpretation der Ergebnisse im Zusammenhang mit der Entwicklung des Zentralmassiv wichtig. Sie werden daher gesondert beschrieben (s. Kap. 1.4.4, 1.4.5 und 1.4.6). Die Deckeneinheiten werden im E von Sedimenten des Perm und W von Tertiär begrenzt (Abb. 3). Im Folgenden werden zuerst die Monts de Lacaune vorgestellt, deren E-Teil in dieser Arbeit untersucht wurde. Die Beschreibung der Einheiten basiert vorwiegend auf zusammenfassenden Arbeiten von Guérangé-Lozes und Alsac (1986) und Guérangé-Lozes und Burg (1990).

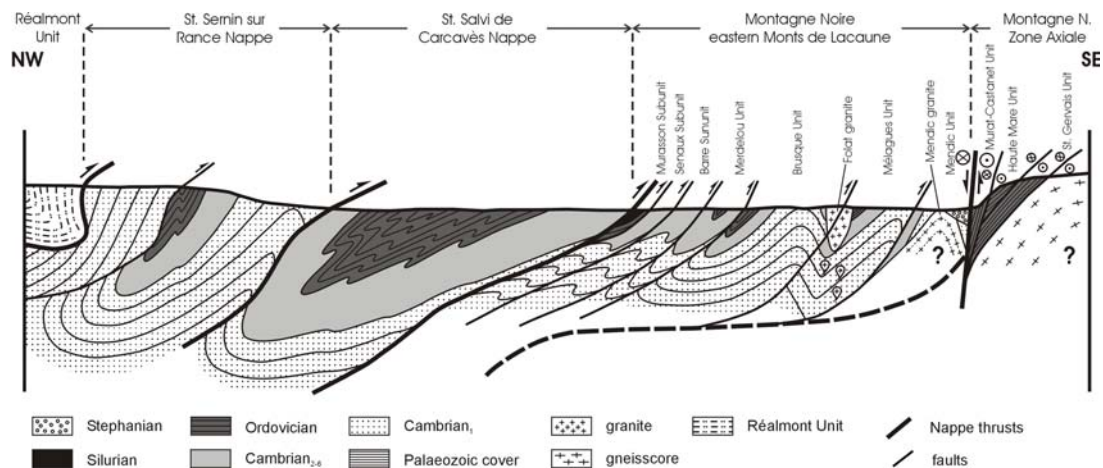


Abb. 33: Schematisches Querprofil durch den südvergente Albigeois Deckenstapel (Doublie et al. 2006).

Die Monts de Lacaune stellen die südlichste und tiefste Einheit im Deckenstapel dar und gehören nach Ledru et al. (1989) zu den südlichen paläozoischen Decken des Zentralmassiv. Im Albigeois-Deckenstapel könnten sie entweder das auffiedernde Ende einer Überschiebungsfrent oder ein durch die Deckenplatznahme deformiertes Parautochton darstellen (Guérangé-Lozes und Burg 1990). Sie bestehen vorwiegend aus (Meta-)Sedimenten mit (prä?)-kambrischem bis silurischem Alter, in die teilweise Vulkanite eingeschaltet sind (Kap. 1.3). Die kristallinen Anteile und spätvariszischen Sedimente werden gesondert vorgestellt (Kap. 1.4.2.6 und 1.5).

Man unterscheidet die westlichen Monts de Lacaune ("Monts d'Ouest de Lacaune") und die östlichen Monts de Lacaune ("Monts d'Est de Lacaune" oder "Nördliche Schuppenzone"), deren tektono-metamorphe Entwicklung in dieser Arbeit untersucht wird. Dem östlichen Bereich wird zudem die St. Gervais-Einheit im NE der Axialzone zugeordnet (Abb. 34).

Die Monts de Lacaune werden von einem Mosaik verschiedener tektonischer "Klippen" und Schuppen aufgebaut, die sich für die beiden Teilgebiete in ihrer tektonischen Entwicklung unterscheiden. In dieser Arbeit werden sie zur besseren Übersicht in den westlichen Monts de Lacaune als (Sub-)Einheiten, in der nördlichen Schuppenzone als Schuppen bezeichnet. Die Vorstellungen über Zusammenhänge zwischen den einzelnen Schuppen (z.B. Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999, Demange et al. 1995), sowie die paläogeographische Rekonstruktion (Demange 1998, 1999) basieren vor allem auf lithostratigraphischen und strukturgeologischen Beobachtungen. Neben vielen Gemeinsamkeiten etwa in der Lithostratigraphie oder der regionalgeologischen Stellung unterscheiden sich die beiden Teileinheiten der Monts de Lacaune z.T. beträchtlich, vor allem in Bezug auf ihre Metamorphose-Entwicklung und strukturellen Bau. Da in dieser Arbeit nur die Nördliche Schuppenzone untersucht wurde, wird sie im Folgenden ausführlich beschrieben.

#### **1.4.2.1 Zur Erforschungsgeschichte**

Nach der ersten geologischen Karte des Aveyron von Boisse (1852), der bereits die größeren tektonischen Einheiten der Region unterschied, war es Bergeron (1889, 1905), der das erste Strukturschema für die Monts de Lacaune als Ergänzung zur geologischen Karten der Region im Maßstab 1:80.000 beschrieb (Kartenblätter Bédarieux, Rodez, Saint Affrique).

Thoral (1935), der die Region erneut kartierte, bearbeitete vor allem die Lithostratigraphie des Gebietes weiter, lieferte aber auch grundlegende Erkenntnisse zur Struktur der "Nördlichen Schuppenzone". Die letzte Auflage der 1:80.000er Karten wurde ab etwa 1950 vor allem von Gèze erstellt, der die relative zeitliche Abfolge der tektonischen Phasen präziserte und die im wesentlichen bis heute gültige Gliederung der Groseinheiten vornahm (Gèze 1949). Er bearbeitete auch das Gebiet der Cevennen und verglich beide Regionen.

Detaillierte Untersuchungen von einzelnen Einheiten der Monts de Lacaune fanden ab Ende der 60er statt:

- Latouche (1968, 1969) untersuchte die Monts de St. Gervais-Einheit, die zwar von den Monts de Lacaune durch das Stephanbecken von Graissessac getrennt ist, ihnen aber aufgrund der Lithostratigraphie zugeordnet wird (Donnot und Guérangé 1978). Er beschreibt eine zweiphasige Faltung sowie eine post-stephanische Metamorphose im NE der Axialzone. Arthaud (1970) beschreibt eine erste Faltungsphase  $D_1$  mit Falten kleiner Amplitude, in der die Schieferung angelegt wird. Die großen Falten und die Schuppengrenzen entstehen während  $D_2$ .
- Brunel (1972, 1974) untersuchte die Mendic-Schuppe und stellte eine dreiphasige Tektonik vor, wobei die penetrative Schieferung in Phase  $D_1$  angelegt wird. Er versuchte die Phasen mit den Cevennen und dem Südflügel der Montagne Noire zu korrelieren, sah aber auch Probleme in der Gleichzeitigkeit von  $D_1$  auf dem Nordflügel und dem Südflügel.
- Rolet (1973) arbeitete in der Mendic-Schuppe und der Mélagues-Schuppe. Er beschreibt eine ähnliche Tektonik wie Brunel (1972), geht aber auch auf die spät- und postvariszische Entwicklung ein.
- Becq-Giraudon (1972) untersuchte das Stephanbecken von Graissessac und beschreibt als erster eine post-stephanische, prä-permische Faltung mit flachen E-W-streichenden Achsen. Da die Faltenausbildung sehr stark von der Anwesenheit von Kohleflözen abhängt, ist eine starke gravitative Komponente bei der Anlage dieser Falten sehr wahrscheinlich. Er beschreibt außerdem die Anlage und Ausrichtung der späten Störungen sowie der Südrandstörung, welche das Becken im S begrenzt.

Neuere, zusammenfassende Arbeiten, die auch das Gebiet des Albigeois und Rouergue mit einschließen, sind im Zusammenhang mit der Erstellung der 1:50.000er Kartenblätter der Region entstanden (Guérangé-Lozes und Alsac 1986, Guérangé-Lozes und Burg 1990).

### 1.4.2.2 Die Struktureinheiten der Nördlichen Schuppenzone und ihre westlichen Äquivalente

Im folgendem werden die Hauptschuppeneinheiten der Nördlichen Schuppenzone von N nach S und oben nach unten im Schuppenstapel beschrieben. Es wird außerdem, basierend auf lithostratigraphischen Kriterien, eine Korrelation mit den Einheiten westlichen Monts de Lacaune vorgeschlagen (Abb. 34; Demange et al. 1995, Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999). Die Subeinheiten der westlichen Monts de Lacaune werden daher gemeinsam mit ihren Äquivalenten der Nördlichen Schuppenzone beschrieben.

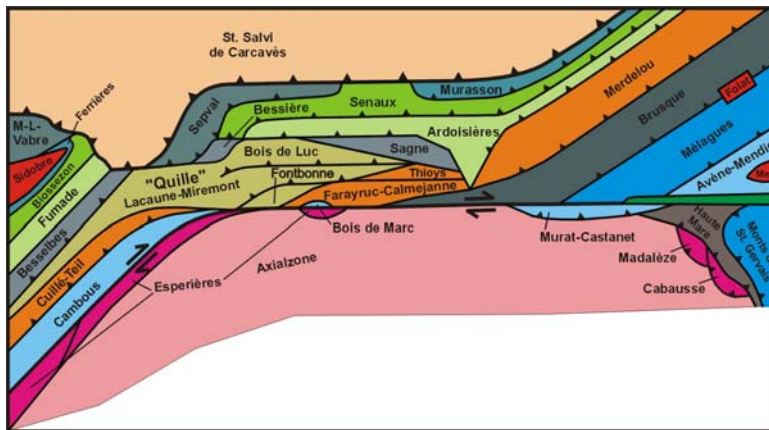


Abb. 34: Schematische Darstellung der Monts de Lacaune, welche die laterale Korrelation zwischen den verschiedenen Schuppen der nördlichen Schuppenzone und den anderen tektonischen Einheiten verdeutlicht (nach Demange et al. 1995, Guérangé-Lozes & Alabouvette 1999). Die Ardoisière-Einheit wird auch Barre-Subeinheit genannt.

Generell zeigt die Nördliche Schuppenzone einen gleichmäßigen tektonischen Bau. Sie besteht aus tektonischen Schuppen, die alle durch nach NW einfallende, etwa SE-streichende Störungen (die sog. "Schuppenbahnen") voneinander getrennt sind (Abb. 34). Sie haben vor allem einen aufschiebenden Versatz. Klassisch werden fünf Einheiten, von NW nach SE und oben nach unten im Schuppenstapel unterschieden (Gèze 1949; es wird eine vereinfachte Nomenklatur verwendet):

- V. komposite Barre-Viane-Schuppe, die von mehreren Subeinheiten aufgebaut wird (Guérangé-Lozes und Guérangé 1991)
- IV. Merdelou-Schuppe
- III. Brusque-Schuppe
- II. Mélagues-Schuppe
- I. Mendic-Schuppe

Es ist anzumerken, dass in einigen neueren Arbeiten (Demange et al. 1995, Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999) die früheren Schuppen IV und V (Gèze 1949) zu einer einzigen zusammengefasst werden. In dieser Arbeit wird aber der klassischen Nomenklatur nach Gèze (1949) gefolgt.

Die internen Grenzen in der Barre-Viane-Schuppe biegen in ihrem Verlauf nach W ein und grenzen auch in den westlichen Monts de Lacaune Subeinheiten gegeneinander ab. Die eigentlichen Schuppenbahnen streichen etwa NE-SW und werden meist von der Nordrandstörung der Axialzone abgeschnitten.

Die Großfalten und Schichten streichen in allen Schuppen etwa NE-SW. Sie enthalten Gesteine von ähnlichem Alter und ähnlicher Fazies, wobei im S die Gesteine des Unterkambrium (K<sub>1</sub>, reicht wahrscheinlich bis ins Präkambrium) dominieren, und nach N immer jüngere Gesteinstypen mit aufgenommen werden und in den Vordergrund treten. Als jüngste Gesteine sind ganz im NW Sedimente des Silur in der Murasson-Schuppe aufgeschlossen. Jede der Schuppenbahnen, die alle als Auf- bzw. Überschiebungen angelegt sind, exhumierte an ihrer Basis die tieferen Bereiche der Schuppe. Die Gesteine werden daher meist auch innerhalb einer Schuppe nach NW jünger.

### I. Mendic-Schuppe

Die Mendic-Schuppe ist die südwestlichste Einheit der Nördlichen Schuppenzone. Sie wird im S von den Sedimenten des Stephanbeckens von Graissessac transgressiv überlagert. Im E und NE grenzt sie an postvariszische Sedimente. Im NW ist die Mélagues-Schuppe aufgeschoben (Abb. 35). Sie besteht zum einen aus einer Sequenz präkambrischer bis kambrischer Sedimente ( $K_1$  bis  $K_2$ ), in die im Hangenden der Grès de Marcory ( $K_1$ ) eine 50 bis 200 m mächtige Abfolge rhyolitischer Tuffe, in der regionalen Literatur als "Blavierite" bezeichnet, eingeschaltet ist (Kap. 1.3). Im SE der Schuppe ist mit einem Ausbiss von etwa 4,5 mal 6,5 km der wahrscheinlich spät-präkambrisch bis kambrisch intrudierte Mendic Pluton aufgeschlossen (Brunel 1972, Rolet 1973; Kap. 1.4.2.6). Der Metamorphosegrad erreicht nach Alabouvette et al. (2003) in weiten Teilen die Biotit-Zone. Donnot und Guérangé (1978) interpretieren die Mendic-Schuppe (und auch die Mélagues-Schuppe) als die relativ autochthonen Einheiten der Monts de Lacaune.

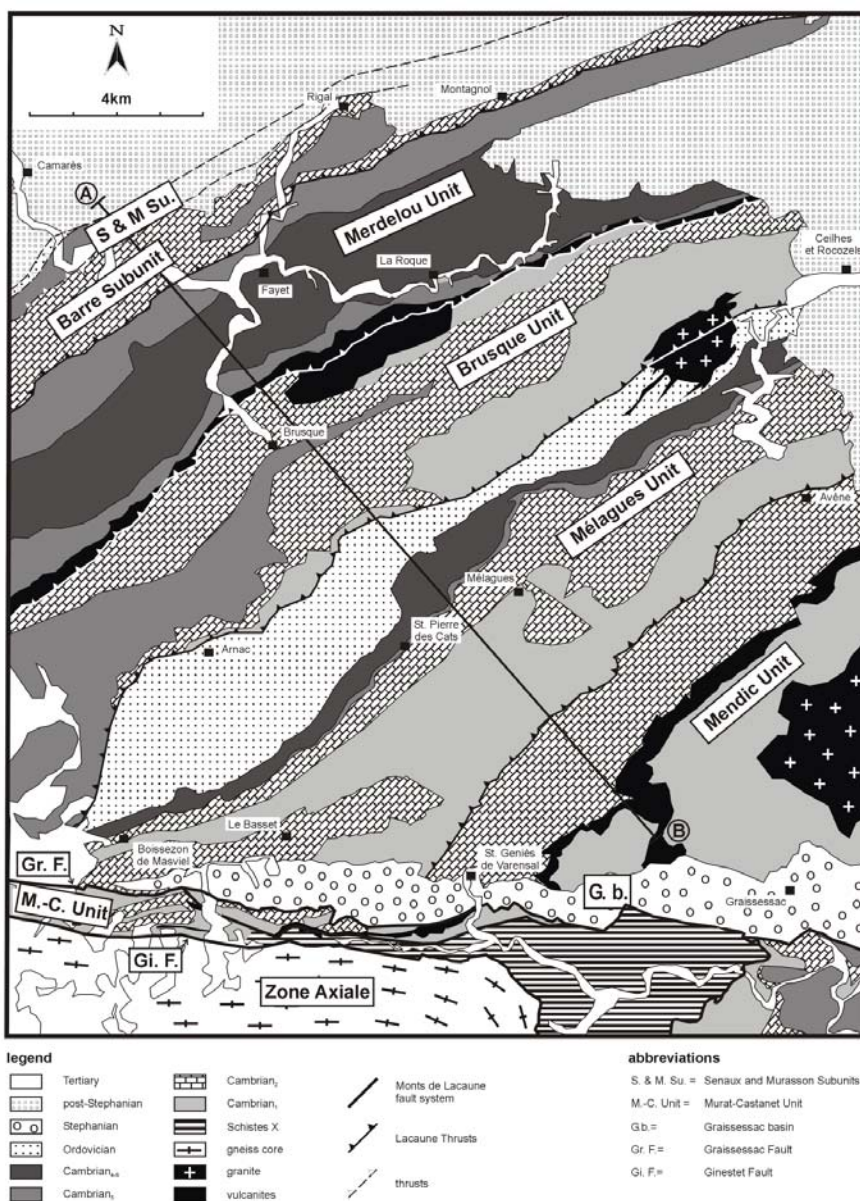


Abb. 35: Geologische Karte der nördlichen Schuppenzone (nach den offiziellen geologischen 1:50.000 Kartenblättern Bédarieux und Camarès, Doublier et al. 2006).

Die Schuppe wird durch eine D<sub>1</sub>-Antiform geprägt, deren Strukturkern vom Mendic-Granit eingenommen wird. Er intrudierte in den tieferen Teil der Grès de Marcory und ist in die

Faltung mit einbezogen. Die Faltenachse der D<sub>1</sub>-Großfalte ("Antiklinale von Mendic") und die Lithologien streichen etwa NE, wobei die Grès de Marcory das "Gerüst" der Sattelstruktur darstellen (Bogdanoff et al. 1984). Die älteren Gesteine sind im SW der Schuppe aufgeschlossen. Weiter nördlich werden an der NW-Flanke der Mendic-Synform die kambrischen Karbonate (K<sub>2</sub>) von der Schuppenbahn der nächsthöheren Mélagues-Schuppe abgeschnitten.

Der Mendic-Schuppe wird aufgrund der ähnlichen lithostratigraphischen Abfolge die Einheit von Murat-Castanet zugeordnet, welche ebenfalls die rhyolithischen Tuffe oberhalb der Grès de Marcory führt (Demange et al. 1995). Ihr Übergang zur Mendic-Schuppe wird heute vom Stephanbecken von Graissessac maskiert. Die nördliche Grenze der Einheit im weiteren Verlauf nach W stellt die Nordrandstörung ("Faille de Lacaune") dar. Im S trennt eine nach N einfallende Abschiebung die Einheit vom Kristallin der Axialzone. Die Schichten streichen im W-Teil etwa E-W und folgen im Verlauf nach E den Konturen der Axialzone. Nach Alabouvette et al. (2003) erreicht die metamorphe Prägung der gesamten Einheit die Biotit-Zone.

E' der eigentlichen Monts de Lacaune, nördlich des Perm Beckens von Lodève ist als eine weitere paläozoische Einheit, das "Lodevois" aufgeschlossen. Das Lodevois zeigt eine südvergente Muldenstruktur und führt Gesteine des K<sub>1</sub> bis K<sub>2</sub>, wobei oberhalb des K<sub>1</sub> Blavierite eingeschaltet sind. Die Einheit wird daher der Mendic-Schuppe zugeordnet.

Die Fortsetzung der Mendic-Schuppe in den westlichen Monts de Lacaune stellen die Subeinheiten von Cambous im W und Bios de Marc, südlich von Lacaune am Rand der Axialzone gelegen, dar (Abb. 34). Beide werden im SW bzw. S von der Nordrandstörung gegen Subeinheiten der "Espérières"-Einheit abgegrenzt (Demange et al. 1995).

Die Cambous-Subeinheit zeigt dasselbe stratigraphische Inventar (K<sub>1</sub> bis K<sub>2</sub>) wie die Mendic-Schuppe, sowie die charakteristischen Blavierite. Sie weißt einen von SW nach NE ansteigenden Metamorphosegrad von der Cordierit- zur Silimanit-Muskovit-Zone auf (Demange et al. 1995). Die Bois de Marc-Subeinheit führt Gesteine der Grès de Marcory (K<sub>1</sub>) in Andalusit-Fazies und die charakteristischen Blavierite.

Ganz im W der Montagne Noire, dem Sorézois, wird der Mendic-Schuppe noch die Durfort-Einheit zugeordnet.

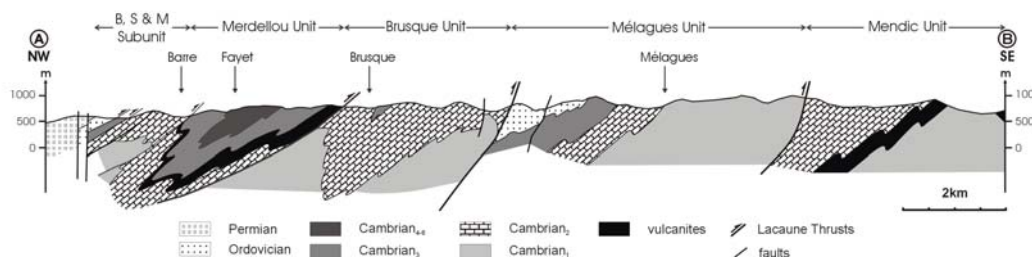


Abb. 36: Geologisches Profil durch die Nördliche Schuppenzone (Doublie et al. 2006). Die Lage des Profilschnittes ist in Abb. 35 dargestellt.

## II. Mélagues-Schuppe

Diese Schuppe wird von der Brusque-Schuppe im NW und der Mendic-Schuppe im SE begrenzt. Sie führt Gesteine des Kambro-Ordoviz (K<sub>1</sub> bis O<sub>1-2</sub>), wobei vor allem die lithologische Ausbildung des K<sub>1</sub> (Grès de Marcory) sehr starke Ähnlichkeiten mit der Mendic-Schuppe zeigt. Es fehlen allerdings die für die Mendic-Schuppe so typischen Blavierite im Hangenden der Grès de Marcory. Donnot und Guérangé (1978) ordnen die Mélagues-Schuppe, wie auch die Mendic-Schuppe, den relativ autochthonen Einheiten der Nördlichen Schuppenzone zu. Eine Besonderheit stellt der Folat-Granit dar (Kap. 1.4.2.6), der

im N der Einheit die Schuppenbahn der Brusque-Schuppe "versiegelt" und in der Mélagues-Schuppe in Gesteine des oberen Kambrium und Ordoviz intrudiert (Abb. 36).

Die Mélagues-Schuppe zeigt als Großstruktur eine  $D_1$ -Antiklinale im SE-Teil, an die sich weiter im NW eine  $D_1$ -Synklinale anschließt, wobei auch hier die Grès de Marcory ( $K_1$ ) das strukturelle Rückgrad bilden. Die S-Flanke des Sattels, der weiträumig Gesteine des  $K_1$  aufschließt, wird von der Schuppenbasis begrenzt. Auch in dieser Schuppe werden die Gesteine nach NW jünger. Im Kern der Synklinale sind Sedimente des Ordoviz aufgeschlossen, die von der Grenze zur Brusque-Schuppe abgeschnitten werden. Die  $D_1$ -Faltenachsen und auch die Lithologien streichen etwa SW-NE. Im S biegen die Schichten in ein E-W Streichen ein, wahrscheinlich bedingt durch die dextrale Scherkinematik am N-Rand der Axialzone (Bogdanoff et al. 1984). In den rheologisch relativ harten Gesteinen des  $K_1$  sind  $D_2$ -Falten nicht überall zu beobachten, und die  $S_2$ -Schieferung ist nur als Bruchschieferung angelegt. In den jüngeren Gesteinen ( $K_2$  bis  $O_{1-2}$ ) sind die  $D_2$ -Falten dominant. Eine penetrative Schieferung  $S_2$  ist ausgebildet, die in dieser Einheit meist nach N einfällt (Rolet 1973, Guérangé-Lozes und Burg 1990).

Zur Mélagues-Schuppe sind keine äquivalenten Einheiten in den westlichen Monts de Lacaune aufgeschlossen. Sie sind entweder nicht ausgebildet oder von der intensiven Schertektonik unterdrückt (Demange et al. 1995, Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999).

### **IIa. St. Gervais-Einheit**

Der Mélagues-Schuppe wird aufgrund der Ähnlichkeiten in der stratigraphischen Abfolge die St. Gervais-Einheit am NE-Rand der Axialzone zugeordnet, die von den eigentlichen Monts de Lacaune durch das Stephanbecken von Graissessac getrennt ist (Latouche 1968, 1969, Donnot und Guérangé 1978).

Die St. Gervais-Einheit führt Gesteine des Unter- und Mittelkambrium ( $K_1$  bis  $K_3$ ) in einer mindestens 1300m mächtigen Abfolge (beschrieben von Latouche 1968). Ihre Ausbildung ähnelt sehr stark derjenigen der Mélagues-Schuppe (Bogdanoff et al. 1984). Es ist keine vulkanische Tätigkeit bekannt. Die St. Gervais-Einheit zeigt nach Latouche (1968) eine zweiphasige Tektonik, nämlich:

- "Nebuzon"-Phase (ältere Phase, mit  $135^\circ$  streichenden Faltenachsen)
- "Rosis"-Phase (Anlage einer Lineation, die etwa  $70^\circ$  streicht; später eventuell Falten mit  $020^\circ$  streichenden Achsen)

Zwischen diesen beiden Phasen sieht Latouche (1968) die Anlage von Scherbahnen, die von der Abschiebung, welche die Einheit im W begrenzt, abgeschnitten werden. Nach Demange und Herrera Urbina (1989) wird diese Konstellation von der weiteren Exhumierungstektonik der Axialzone überprägt, wobei diese Autoren eine Anlage der Scherzonen nach der Rosis-Phase nicht ausschließen.

Die Einheit besteht aus einer normal gelagerten, schüsselartigen Synklinallstruktur, die sich nach E öffnet (geologische Karte Bédarieux, 1:50000). Die Faltenachse ist etwa E-W orientiert, die jüngsten Gesteine im Kern der Struktur sind mittelkambrisch ( $K_3$ ). Die Schichten werden von E nach W immer älter, die begrenzende Störung gegen die Haute Mare-Einheit verläuft im Niveau der Grès de Marcory ( $K_1$ ).

Die St. Gervais-Einheit ist, relativ zur kristallinen Axialzone, die externste tektonische Klippe in einer Serie von Klippen am E-Rand des Espinouse-Dom. Diese sind von E nach W, also in Richtung Axialzone (Demange und Herrera Urbina 1989):

- St. Gervais-Einheit
- Haute Mare-Einheit
- Cabausse-Einheit
- Madaleze-Einheit

Alle diese Einheiten sind durch Abschiebungen voneinander getrennt und überlagern die Schistes X der Axialzone. Die beiden letztgenannten Einheiten sind höher metamorph und

wurden nach Demange und Herrera Urbina (1989) während einer intensiven Schertektonik von den autochthonen Schistes X abgeschert. Sie werden mit der Espérière-Einheit korreliert (Abb. 34, Alabouvette et al. 2003). Die beiden erstgenannten Klippen stellen allochthone Einheiten dar, die gut mit den Monts de Lacaune korrelierbar sind. Der Metamorphosegrad in der Haute Mare-Einheit erreicht die Biotit-Zone, die St. Gervais-Einheit zeigt eine sehr niedergradige Metamorphose (Demange und Herrera Urbina, 1989).

### III. Brusque-Schuppe

Die Brusque-Schuppe liegt zwischen Mélagues- und Merdelou-Schuppe und führt kambrische Gesteine ( $K_1$  bis  $K_{4a}$ ). An ihrem S-Rand wird sie von der Nordrandstörung gegen die Gneise der Axialzone bzw. die Murat-Castanet-Einheit abgegrenzt (Abb. 34). Sie besteht aus einer großen Synformstruktur, der sog. "Brusque-Synform" ( $D_1$  nach Donnot und Guérangé 1978), an die sich im NE die nächste Sattelstruktur (mit Grès de Marcory im Kern) anschließt. Deren Achse wird von der Schuppenbasis gekappt. Die Brusque-Synform hat eine etwa NE-streichende Faltenachse. Sie ist SE vergent, öffnet sich nach SW und schließt in ihrem Strukturkern immer jüngere Lithologien auf. Ganz im S stehen Gesteine des  $K_{4a}$  an, die nach NE auslaufen. Im NW von Brusque verengt sich der Ausbiss des  $K_3$  und wird schließlich von einer Störung abgeschnitten. Die Grès de Marcory sind nur im NE aufgeschlossen, wo der Folat-Granit in sie intrudiert. Mit dem Granit sind einige Gänge, NE-streichend, verbunden. Im NW werden basaltische Laven und Tuffe ( $K_{1-2}$ , "Ensèges Agglomerat"; Kap. 1.3) von der Basisstörung der Merdelou-Schuppe abgeschnitten.

In der Brusque-Schuppe ist eine penetrative Schieferung  $S_2$  (nach Donnot und Guérangé 1978) ausgebildet. Diese Schuppe nimmt eine Sonderstellung innerhalb der Monts de Lacaune ein, da Donnot und Guérangé (1977, 1978) hier eine Strukturentwicklung ableiteten (Kap. 1.4.2.3), die so oder ähnlich für die gesamten Monts de Lacaune angenommen wird. Interessanterweise basiert auch ein neueres Modell von Turpaud und Matte (2003), welches die Phasen  $D_1$  bis  $D_3$  nach Donnot und Guérangé (1978) zu einer Phase zusammenfasst, auf Beobachtungen aus der Brusque-Schuppe. Donnot und Guérangé (1978) beschreiben im NE der Schuppe eine klare Schnittbeziehung zwischen der Achsenebene der Großfalte (Brusque-Synform) und  $S_2$ . Dies macht eine Entstehung als "Monophase Scherfalte" unwahrscheinlich. Dennoch scheint eine starke sinistrale Scherkomponente, auch an der Schuppenbasis, belegt.

Generell ist die Deformation hier stärker als in den beiden südlicheren Schuppen, was die zunehmend intensivere Deformation in Richtung Albigeois belegt. Nicht nur die Intensität, auch die Orientierung der Schieferung ändert sich:  $S_2$  fällt in der gesamten Einheit nach NW, aber mit  $60^\circ - 45^\circ$  im N und  $30^\circ$  im S (Guérangé-Lozes und Guérangé 1991). Dies ist ein Ausdruck des generellen Verflachens der Strukturen nach W, nachdem die Grès de Marcory etwa auf Höhe der Ortschaft Saussières nach S abgetaucht sind.

Die Brusque-Schuppe hat keine Fortsetzung in den westlichen Monts de Lacaune.

### IV. Merdelou-Schuppe

Im Zuge der Neukartierung der paläozoischen Einheiten der Monts de Lacaune, (vor allem durch J. Guérangé-Lozes) ab Anfang der letzten Dekade ist eine neue Interpretation der Merdelou-Schuppe etabliert worden. Dieses neue Modell hat gravierende Konsequenzen in Bezug auf die Struktur, Lithostratigraphie und die regionalgeologische Zuordnung dieser tektonischen Einheit. Da die zugrundeliegende Struktur auch für die Interpretation der Ergebnisse der Untersuchungen in dieser Arbeit sehr wichtig ist, sollen beide Modelle kurz vorgestellt und diskutiert werden:

- das klassische Modell (Gèze 1949, Donnot und Guérangé 1978): Beim klassischen Modell wird die Merdelou-Schuppe als eigenständige Schuppe, deren Hauptanteil von der sog. Merdelou-Antiform ( $D_1$ ) aufgebaut wird, interpretiert. Diese Antiform schließt



in ihrem Kern Gesteine des  $K_1$  (der Grès de Marcory) auf. Wie auch in der Brusque-Schuppe ist erst nach dem Abtauchen der Grès de Marcory nach S ein flacheres Einfallen der Strukturen zu beobachten, worin Donnot und Guérangé (1978) eine Fortsetzung des "tektonischen Schemas" der drei südlichen Schuppen sehen.

- das aktuelle Model (Guérangé-Lozes und Burg 1990, Demange et al. 1995, Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999, Alabouvette et al. 2003): Die ( $D_1$ )-Großstruktur wird von diesen Autoren als Synform interpretiert ("Merdelou-Synform), mit einem Kern aus Gesteinen des Oberkambrium und tiefen Ordoviz ( $K_{4-6}$ - $O_1$ ). Dies ist mittlerweile durch biostratigraphische Datierungen an Acritarchen bestätigt (Demange et al. 1995). Diese Abfolge zeigt sehr starke Ähnlichkeiten mit der St. Salvi de Carcavès-Decke, wo diese monotone Abfolge aus grünen Sandsteinen und Schiefen 1000 bis 1500 m mächtig ist.

Die aktuelle Interpretation hat den Vorteil, dass sie eine elegante Lösung für ein "Problem" in der Sedimentationsgeschichte bietet: Die klassisch als  $K_1$  interpretierten Bereiche der Merdelou-Schuppe zeigen im Vergleich zu den südlicheren Schuppen eine leicht veränderte Sedimentologie. Man musste daher bisher ein komplexes Sedimentationsmilieu annehmen (mit einem Schwellenbereich), um diese Gesteine, die einen weiten Teil der Einheit ausmachen, mit der typischen Ausbildung der Grès de Marcory lateral korrelieren zu können (Donnot und Guérangé 1978), die in der restlichen Montagne Noire relativ homogen ausgebildet sind. Außerdem zeigt die Abfolge große Ähnlichkeiten mit der Abfolge in der St. Salvi de Carcavès-Decke, wobei wie auch in dieser die Karbonate des  $K_2$  nicht so mächtig ausgebildet sind wie weiter südlich gelegenen Schuppen. Als letztendlichen Beweis jedoch sind die Fossilatierungen zu werten. Diese machen die neue stratigraphische Zuordnung verbindlich. Dies hat weitreichende Konsequenzen:

- a) Die Umkehr der  $D_1$ -Struktur von einer Anti- in eine Synform.
- b) Das Baumuster ist daher nicht mehr mit dem der südlicheren Schuppen zu vergleichen, wo immer die Grès de Marcory als strukturelle Rückgrad der  $D_1$ -Antiformstrukturen wirken (z.B. Brusque-Schuppe).
- c) Das stratigraphische Inventar der Einheit umfasst jetzt Gesteine des Kambro-Ordoviz ( $K_1$  bis  $O_1$ ), wobei das  $K_2$  grobklastischer ausgebildet ist als in den südlicheren Schuppen.
- d) Wie bereits in der Einführung angesprochen, werden in der neuesten Literatur die Merdelou-Schuppe und die komposite Barre-Viane-Schuppe zu einer Schuppe ("Merdelou-Barre-Viane-Schuppe") zusammengefasst, deren Bestandteile in den östlichen Monts de Lacaune nur durch geringen tektonischen Versatz voneinander getrennt sind. Sie haben allesamt eine sehr ähnliche lithostratigraphische Abfolge, die gut mit der St. Salvi de Carcavès-Decke korreliert. Der besseren Übersicht wegen wird in dieser Arbeit aber die klassische Gliederung nach Gèze (1949) verwendet.

Die Gesteine der Schuppe streichen etwa NE-SW, wie auch die Achse der Synform. Die Mulde gibt nach S immer jüngere Gesteine frei. In der gesamten Einheit ist eine penetrative  $S_2$ -Schieferung ausgebildet, die nach NW bis N einfällt. Nach S wird das Einfallen der Strukturen flacher (von etwa  $60^\circ$  auf  $30^\circ$ ). Die Einheit wird im SW und auch im S von der Brusque-Schuppe unterlagert. Im NE grenzt sie an die Ardoisières-Subeinheit (auch Barre-Subeinheit genannt). In der Einheit ist vor allem im inversen Flügel der  $D_1$ -Synform ein Vulkanismus ausgebildet (Kap. 1.3).

Die Fortsetzung in die westlichen Monts de Lacaune stellen folgende Subeinheiten dar (von E nach W; Abb. 34):

- Thioys: diese Subeinheit ist relativ klein und in der Nähe von Lacaune gelegen. Sie besteht aus Gesteinen des mittleren Kambrium ( $K_3$ ), wobei auch der doleritische Vulkanismus der Merdelou-Schuppe ausgebildet ist. Sie zeigt eine südvergente Synformstruktur und ist epimetamorph (Demange et al. 1995). Sie wird von der Quille-Subeinheit im N und der Farayruc und S begrenzt.
- Farayruc: in der Farayruc-Subeinheit sind Gesteine des Unterkambrium ( $K_{2a}$  bis  $K_{2b}$ ) aufgeschlossen. Das Strukturbild prägt eine S-vergente Synformstruktur mit den Schiefen des  $K_{2b}$  im Kern. Metamorphoseuntersuchen weisen die Cordierit-Zone im N und die Andalusit-Zone im S nach (Demange et al. 1995). Die Einheit grenzt im S gegen die Nordrandstörung der Axialzone. Die Zuordnung dieser Schuppe ist nicht zweifelsfrei geklärt.
- Cuillé-Teil: Im SW der Monts de Lacaune liegt die Cuillé-Teil-Subeinheit. Sie überlagert die Cambous-Subeinheit und wird ihrerseits von der Lacaune-Miremont-Subeinheit, einem Teil der Quille-Einheit, überlagert. Sie zeigt dieselbe Stratigraphie ( $K_3$ ) wie auch die Thioys-Subeinheit und führt auch die charakteristischen Vulkanite. Die Einheit besteht aus mehreren Isoklinalfalten mit vertikalen Achsenebenen und NE-streichenden Achsen. Der Metamorphosegrad bewegt sich an der Grenze Grünschiefer- zu Amphibolit-Fazies (Demange et al. 1995).

Als nächste sollen drei Subeinheiten vorgestellt werden, die aufgrund lithologischer Ähnlichkeit und ähnlicher Position im regionalgeologischen Bau zusammengefasst werden. Allerdings ist ihre Zuordnung zu einer der Einheiten (Schuppen) der Nördlichen Schuppenzone nicht ganz klar. Sie führen alle Gesteine des Unter- und Mittelkambrium ( $K_{2b-3}$ ) und zeigen den für die Merdelou-Schuppe typischen Vulkanismus.

#### **Sagne**

Diese Subeinheit liegt am weitesten im E und ist auf die Quille-Subeinheit im S aufgeschoben. Demange et al. (1995) interpretieren sie als tieferen, abgescherten Teil des inversen Flügels der Antiformstruktur der Ardoisières-Subeinheit. In dieser Arbeit wird diese Einheit aber wegen des Vulkanismus zur Merdelou-Schuppe gestellt. Dasselbe gilt auch für die beiden folgenden Einheiten.

#### **Bessière**

Auch diese Subeinheit ist auf die Quille-Subeinheit nach S überschoben, liegt aber weiter im W als die Sagne-Subeinheit.

#### **Besselbes**

Diese Subeinheit begrenzt die Quille-Subeinheit im NW. Sie ist langgestreckt und streicht etwa NNE.

### **V. Die komposite Barre-Viane-Schuppe**

Die höchste und am weitesten nördlich gelegene Einheit des Stapels ist die komposite Barre-Viane-Schuppe. Sie nimmt eine Sonderstellung ein, da sie von verschiedenen Subeinheiten aufgebaut wird, die alle durch NE-streichende Überschiebungen von einander getrennt sind. In diesen Scherzonen konnte keine sinistrale Scherkomponente nachgewiesen werden wie in den Hauptschuppenbahnen weiter südlich. Im S wird die Schuppe von der Merdelou-Schuppe und deren Verlängerung in den westlichen Monts de Lacaune begrenzt, im N von der St. Salvi de Carcavès-Decke überschoben. Als Besonderheit erstrecken sich die Subeinheiten bis weit in die westlichen Monts de Lacaune wo sie in ein E-W Streichen umbiegen. Sie sind somit die einzigen Einheiten, die in beiden Regionen der Monts de Lacaune ausgebildet sind. Diese Subeinheiten sind (von SE nach NW, Guérangé-Lozes und Alabouvette, 1999):

- Barre (auch Ardoisières; Demange et al. 1995): Diese Einheit liegt am weitesten im S und besteht aus Gesteinen des Unterkambrium ( $K_{2b}$ ), welches hier im oberen Bereich relativ karbonatreich ausgebildet ist. Im Bereich von Lacaune besteht die Großstruktur aus einer großen Antiklinalen, die SE vergent ist.
- Senaux : Die Senaux-Subeinheit zeigt eine SE vergente Monoklinalstruktur und wird z.T. als abgescherter, normal gelagerter Flügel der Barre-Antiform interpretiert (Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999). Sie führt Gesteine des mittleren Kambrium ( $K_3$ ), wie durch verschiedene Trilobitenfunde belegt ist. Auch sie erstreckt sich bis 12 km W' von Lacaune. Im N grenzt sie z.T. direkt an die St. Salvi de Carcavès-Decke. Sie zeigt eine epizonale Metamorphose (Demange et al. 1995).
- Murasson (Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999): Diese Einheit enthält als absolute Besonderheit als einzige in den Monts de Lacaune Sedimente des Silur, die in dieser Subeinheit den Kern einer Synformstruktur bilden. Sie führt außerdem Sedimente des Ordoviz ( $O_{1-2}$ ) und zeigt epizonale Metamorphosebedingungen.
- Sepval: Hier sind Gesteine des  $K_{2b}$  aufgeschlossen, wobei die stratigraphische Obergrenze nicht zweifelsfrei geklärt ist. Die Sepval-Subeinheit stellt eine Art Halbfenster unter die St. Salvi de Carcavès-Decke dar und zeigt eine epizonale Metamorphose.

Die Fortsetzung in die westlichen Monts de Lacaune bildet ganz im NW der Montagne Noire die Boissezon-Subeinheit s.l. In sie erfolgte die Intrusion des Sidobre-Granit (Kap. 1.4.2.6). Nach Alabouvette et al. (2003) besteht sie aus vier Subeinheiten (Abb. 34). Leider gibt es noch keine moderne geologische Karte dieser Gegend (das Blatt Castres, 1:50000, wird zur Zeit kartiert). Daher ist die interne Strukturierung und die Abgrenzungen der Subeinheiten noch nicht umfassend beschrieben. Die hier vorgestellte Beschreibung stützt sich daher auf andere Kartenblätter (1:250.000, Blatt Montpellier, Berger et al. 2001, Alabouvette et al. 2003; 1:80.000, Blatt Castres, Gèze et al. 1954) sowie auf die Arbeiten von Beziat (1973) und Darrozes et al. (1994), die sich beide mit der Strukturentwicklung im Einflussbereich des Sidobre-Granit beschäftigt haben. Nach Beziat (1973) ist der gesamte S-Teil der Boissezon-Subeinheit s.l. von einer späten Tektonik, die mit der Platznahme des Sidobre-Granit zusammenhängt, überprägt. Die Anlage der dominanten Falten ( $D_{1-2}$ ) erfolgte vor der Intrusion.

Die vier Untereinheiten der Boissezon-Subeinheit s.l. sind von SE nach NW (Alabouvette et al. 2003):

- Fumades: Hier scheint die Abgrenzung der Subeinheit durch eine Aufschubung gut definiert. Sie wird von Gesteinen des Unter- und Mittelkambrium aufgebaut ( $K_{2b}$  bis  $K_3$ ). In ihr sind relativ enge Falten mit NE-SW-streichenden Achsen angelegt ( $D_{1-2}$ ). Die Achsenebenen und  $S_{1-2}$  fallen nach NW ein (Beziat, 1973).
- Boissezon s.s.: Diese Subeinheit grenzt im SE an die Fumades-Subeinheit. Sie führt die jüngsten Sedimente ( $K_{4-6}$ ) der gesamten Boissezon-Subeinheit s.l., insgesamt aber auch ältere Gesteine des Kambrium ( $K_{2b}$  bis  $K_{4-6}$ ). Auch hier sind überfaltete  $D_1$ -Falten ausgebildet, die etwa NE streichen. Die Schieferung  $S_2$  stellt Richtung Sidobre-Granit an, wird subvertikal (Beziat, 1973). Dies ist ein Effekt der intrusionsbezogenen späten Tektonik. Die Erstreckung der Subeinheit ist unklar, verläuft nach Alabouvette et al. (2003) aber zwischen Fumades- und Ferrières-Subeinheit.
- Ferrières: Diese Subeinheit ist scheinbar durch eine S-fallende Aufschubung von der Boissezon s.s.-Subeinheit abgetrennt und grenzt im N an den Sidobre-Granit (Beziat, 1973). Sie zeigt eine starke Kontaktmetamorphose.  $S_2$  ist hier meist nach S einfallend und folgt den Konturen des Plutons. Die Gesteine haben nach Alabouvette et al. (2003) ein unterkambrisches Alter ( $K_{2?}$ ).

- Montredon-Labessonié-Vabre: Diese Subeinheit befindet sich im N des Sidobre-Granit und besteht aus Gesteinen des  $K_1$  und  $K_{2a}$ . Sie ist gegen S durch eine Störung, die etwa parallel zum N-Rand des Sidobre-Granit streicht, abgegrenzt.

### **Subeinheiten ohne eindeutige Zuordnung:**

#### **Die komposite Quille-Subeinheit**

Sie wird von drei Subeinheiten aufgebaut, die eine charakteristische Abfolge verbindet. Sie führen Gesteine des Unterkambrium ( $K_1$  bis  $K_{2a}$ ). Es ist keine vulkanische Tätigkeit bekannt. Dies macht die Abfolge am ehesten mit der Mélagues- oder St. Gervais-Einheit vergleichbar. Dieser Vergleich führt jedoch zu Problemen bei der lateralen Korrelation der Einheiten (Abb. 34). Die Subeinheiten sind (von S nach N):

- Fontbonne: Sie grenzt im S an die Axialzone und wird auf allen anderen Seiten von der Lacaune-Miremont-Subeinheit begrenzt, die auf sie aufgeschoben ist. Sie zeigt eine Monoklinalstruktur mit Gesteinen des  $K_{1-2a}$ . Ihr Metamorphosegrad erreicht im N die Cordierit-Zone und im S die Sillimanit-Zone (Demange et al. 1995)
- Lacaune-Miremont: Weiter im N liegt die größte Teileinheit der Quille-Subeinheit und erstreckt sich von Lacaune nach W. Sie weist eine Monoklinalstruktur auf (Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999), an die sich im W-Teil einige Synformen mit Gesteinen des  $K_{2b}$  im Kern anschließen. Die Subeinheit wird ausschließlich von Gesteinen des Unterkambrium ( $K_{1-2b}$ ) aufgebaut. Die metamorphe Prägung erreicht im N-Teil die Biotit-Zone und im S die Andalusit-Zone (Demange et al. 1995).
- Bois de Luc: Diese Subeinheit liegt am weitesten im N und grenzt dort gegen die Sagne-, Ardoisières- und Bessière-Subeinheiten. Im S grenzt sie eine Aufschiebung, die nach W ausläuft, gegen die Lacaune-Miremont-Subeinheit ab. Auch sie führt Gesteine des Unterkambrium ( $K_{1-2a}$ ) und zeigt eine südvergente Monoklinalstruktur (Guérangé-Lozes und Alabouvette, 1999). Der Metamorphosegrad steigt von N (Chlorit-Zone) nach S (Biotit-Zone) an (Demange et al. 1995).

#### **Haute Mare-Einheit**

Sie führt Gesteine des Kambro-Ordoviz ( $K_{3-6}$  bis  $O_1$ ) und wird durch mylonitische, abschiebende Scherzonen begrenzt. Sie zeigt ansteigende Metamorphosebedingungen nach W. Sie erreicht die Chlorit-Zone in den höheren Teilen der Einheit und die Biotit-Zone näher an der Axialzone (Demange und Herrera Urbina 1989). Ihrer lithostratigraphischen Abfolge nach passt die Haute Mare-Einheit wohl am ehesten zur Mélagues-Schuppe, doch ist ihre Zuordnung unklar. Sie wird daher gesondert behandelt.

#### **Parautochthone Einheiten**

Zu den Parautochthonen Einheiten zählen mehrere längliche Schuppen, die alle südlich der Nordrandstörung liegen und direkt an die Axialzone grenzen (Alabouvette et al. 2003). Sie alle werden von den Schistes X abgeleitet und sind nach Demange und Herrera Urbina (1989) in einer späten Phase der Tektonik von diesen abgeschert worden. Man unterscheidet im W die Einheit von Espérières. Sie baut sich aus drei Teileinheiten auf, die alle etwa NE-SW streichen. Am E-Rand des Espinouse-Dom befinden sich die Madaleze- (epizonale Metamorphose) und die Cabausse-Einheit (Andalusit-Staurolit-Fazies Demange und Herrera Urbina 1989). Sie streichen NNW-SSE.

### **1.4.2.3 Die tektonische Entwicklung der Nördlichen Schuppenzone**

Donnot und Guérangé (1978) leiteten vorwiegend in der Brusque-Schuppe eine dreiphasige tektonische Abfolge ab, die so oder leicht modifiziert für die gesamte Schuppenzone akzeptiert ist (z.B. Guérangé-Lozes und Burg 1990, Guérangé-Lozes und Alsac (1986):

- I. In Phase 1 ( $D_1$ ) erfolgt die Anlage von großmaßstäblichen, südostvergenten Mulden und Sätteln mit Amplituden im km-Bereich (Abb. 37). Ihre Orientierung wird auf vulkanische Paläoschwellen zurückgeführt (Guérangé-Lozes, 1987). Die Faltengeometrie wird durch Vulkanite unterschiedlichen Alters kontrolliert (Kap. 1.3), die rheologisch steifer sind als die sie umlagernden Sedimente. Zudem hat die räumliche Verteilung der als strukturelles Gerüst dienenden Grès de Marcory einen starken Einfluss auf die  $D_1$ -Falten. Zu diesen Falten ist keine penetrative Schieferung angelegt, z.T. eine weitständige Bruchschieferung erhalten ( $S_1$ ).
- II. In der zweiten Phase ( $D_2$ ) entsteht die regionale Schieferung ( $S_2$ ), zusammen mit Falten im Hektometerbereich. Ihre Achsen sind etwa ENE orientiert (Demange et al. 1995). Die Falten sind meist S-vergent, ihre Amplitude ist mindestens eine Größenordnung niedriger als die der  $D_1$ -Falten. Die Intensität von  $D_2$  nimmt in Richtung NW zu.  $D_2$ -Faltung und die Schieferung  $S_2$  werden intensiver. Ist  $S_2$  in der Mendic- und Mélagues-Schuppe nur in inkompetenten Lithologien als penetrative Schieferung entwickelt, ist sie in der Merdelou-Schuppe überall ausgebildet. Es ist eine generelle Verflachung der Strukturen nach NW zu beobachten, die Deformation wird horizontaler. Dies wird offenbar auch durch das Zurücktreten der Grès de Marcory im NW-Teil der Nördlichen Schuppenzone begünstigt.
- III. Die Anlage der Schuppenbahnen, als sinistrale Überschiebungen ausgebildet (Guérangé-Lozes und Burg, 1990), mit der Einteilung der tektonischen Einheiten schließen die hauptvariszische Entwicklung ab ( $D_3$ ). Die sinistrale Komponente verliert sich nach N: Sie ist an der Basis der Brusque-Schuppe gut belegt, aber an den Grenzen der Subeinheiten der Barre-Viane-Schuppe ist dieser sinistrale Versatz nicht mehr nachzuweisen (Demange et al. 1995).

Guérangé-Lozes und Alsac (1986) und Guérangé-Lozes und Burg (1990) beschreiben zwei späte Phasen (nach Guérangé-Lozes und Guérangé 1984), die sich in den Monts de Lacaune wie folgt äußern:

- IV. Phase 4 ( $D_4$ ) führt in der Nördlichen Schuppenzone zu einer weiträumigen Wellung, die vor allem die Schieferhülle des Mendic Pluton deformiert. In den westlichen Monts de Lacaune wird nach Guérangé-Lozes und Burg (1990) in der Schieferhülle des Sidobre-Granits eine Faltengeneration mit dazugehöriger Schieferung synchron zur Platznahme des Plutons angelegt. Die Anlage des Orthogneisdoms von Montredon erfolgt wahrscheinlich auch in dieser Phase.
- V. In Phase 5 erfolgt eine weiträumige Wellung und die Anlage von Chevron Falten mit N S-streichenden Achsen.  $D_5$  führt in den mittleren Monts de Lacaune zur Anlage der Antiform von Lacaune-Viane und im NW zur Anlage der großen Antiform von Montredon. Guérangé-Lozes (1987) vermutet, dass die Platznahme eines verdeckten Granits in der Region Montredon für diese Faltung verantwortlich ist.

Eine komplexere Entwicklung beschreiben Turpaud und Matte (2003) und integrieren dabei auch Teile der westlichen Monts de Lacaune. Sie leiten ab, dass zumindest die Brusque-Schuppe nicht die vorgestellte, "typische" Entwicklung der Schuppen aufweist (Guérangé-Lozes und Alsac 1986), sondern eine mehrere km mächtige, duktile, sinistrale Scherzone mit einer SW-gerichteten Aufschiebungskomponente darstellt. Es werden südvergente Falten mit

einer penetrativen Schieferung angelegt. Turpaud und Matte (2003) interpretieren diese Faltung bzw. Scherung als erste Hauptdeformationsphase (D<sub>1</sub>) in den Monts de Lacaune. Nach diesen Autoren sind weiter westlich nahe Lacaune (d.h. im SE-Teil der westlichen Monts de Lacaune) die dominanten Strukturen jünger und im Zusammenhang mit einer NE-gerichteten Detachmenttektonik (D<sub>2</sub>) zu sehen. Es ist eine intensive Top-NE Scherbewegung belegt (Kriterien: Glimmerfische, synkinematische Cordierite, asymmetrische Boudinage, Schlepffalten), die auch die Exhumierung der Axialzone begünstigt. Diese ist synchron mit einer LP/MT Metamorphose (M<sub>2</sub>), deren Isograden etwa konzentrisch zur Axialzone verlaufen. M<sub>2</sub> ist nach Turpaud und Matte (2003) älter als die Entstehung des

Region	Donnot & Guérangé 1978		Turpaud & Matte 2003		Brunel 1972 & 1974, Rolet 1973	Guérangé-Lozes & Alsac 1986, Guérangé-Lozes & Burg 1990, Demange et al. 1995, Guérangé-Lozes et al 1995		St. Salvi de Carcavès	St. Sernin sur Rance
Phase	Monts de Lacaune ost west		Monts de Lacaune ost west		Monts d. L. ost	Monts de Lacaune ost west	St. Salvi de Carcavès	St. Sernin sur Rance	St. Sernin sur Rance
Spätvariszische Phase	Dspät die späte Tektonik zeigt sich durch zwei wahrscheinlich konjugierte Blattverschiebungssysteme aus: - ein sinistres, D10-020° orientiert - ein dextrales, E/W orientiert		in der Region Lacaune: Top nach E Detachment-Tektonik belegt durch verschiedene Indikatoren, LP/HT Metamorphose. Diese Tektonik prägte auch den Nordrand der Axialzone und ist älter als die Anlage der Stephanbeckens.		Dspät Anlage von Mikrorüchchen. Reaktivierung der Schuppenbahnen. Dextrale Scherung an der Nordrandstörung der Axialzone.	D5 großräumige Wellungen, etwa N/S orientiert (Antiform von Lacaune-Viane) D4 Wellungen großer Amplitude (Achsen streichen NE), die die Schieferthülle des Mendic Granit deformieren	D5 2. - aufrechte Falten mit einer Achsenbenennungsschieferung, Größe im mm bis m Bereich, Achsen streichen N/S - Bruchschieferung D4 1. - aufrechte Falten mit einer Achsenbenennungsschieferung, mit etwa 020° streichenden Achsen (Antiform von Montredon-Laberssonie), wahrscheinlich gleichzeitig mit der Platznahme eines verdeckten Granites - Bruchschieferung (S.) D4 Großfallen ohne zugehörige Schieferung		
	D3 "Schuppentechnik", mit Anlage der Scherbahnen Richtung SE und der Einteilung der tektonischen Einheiten.		D2 die Brusque Schuppe (eventuell auch andere?) ist keine südvergente Symmetrie sondern eine km mächtige, sinistrale Scherzone. Diese Scherkinematik stellt die Hauptdeformation in den Monts de Lacaune dar.		D3 Anlage der Schuppengrenzen.	D3 Albigeois - primäre Anlage der Nordrandstörung der Axialzone? - primäre Anlage der "Faille de Mazamet" D3 Knickzonen, die die meist flache Schieferung steil stellen. Lokal mit Schieferung S3, die von den späten Phasen überprägt wird (Demange et al 1995).	D3 zusammengefasst zu D.: - später Anlage der Schuppengrenzen (sinistral aufschubend in der Brusque Schuppe, tritt in Richtung NW und W immer mehr die aufschubende Komponente in den Vordergrund) D2 - zuerst Faltung mit Anlage der symmetrischen, penetrativen Schieferung (S <sub>1</sub> ), die nach N einfällt und Richtung NW immer intensiver wird. Falten max. im hm-Bereich.	D3 - Wellungen mit NWSE streichenden Achsen - evtl. dextrale Scherung?	D3 im nördlichen Teil: - offene Falten mit Crenulationschieferung - dextrale Scherung (in Verbindung mit der Platznahme des Pinet Granit) In der Region St. Sernin sur Rance: - Falten mit Bruchschieferung S - Chevron-Falten, mit nach SW angekippten Achsenbenennung
Hauptvariszische Phase	D2 Falten im hm-Bereich mit penetrativer Schieferung, S bis SE vergent		D1 Großfallen im km Maßstab ohne Schieferung, ursprünglich SE-vergent.		D2 Falten mit relativ steilen Achsenbenennung. SE-vergent. Achsen streichen NE /SW. Lokal mit Bruchschieferung.	D2 - zuerst Faltung mit Anlage der symmetrischen, penetrativen Schieferung (S <sub>1</sub> ), die nach N einfällt und Richtung NW immer intensiver wird. Falten max. im hm-Bereich.	D2 - erst Anlage von Falten (maximal im hm-Bereich). Sie haben gekrümmte Achsen (streichend N/S) und bilden die penetrative Schieferung S <sub>1</sub> aus, die nach N einfällt.	D2 zusammengefasst zu D.: - später horizontale Schertektonik mit Anlage der Deckenüberschiebung und diverser interner Scherzonen D1 - erst Anlage von Falten (maximal im hm-Bereich). Sie haben gekrümmte Achsen (streichend N/S) und bilden die penetrative Schieferung S <sub>1</sub> aus, die nach N einfällt.	D2 zusammengefasst zu D.: - später horizontale Schertektonik mit Anlage der Deckenüberschiebung und diverser interner Scherzonen D1 - erst Anlage von Falten (maximal im hm-Bereich). Sie haben gekrümmte Achsen (streichend N/S) und bilden die penetrative Schieferung S <sub>1</sub> aus, die nach N einfällt.
	D1 Großfallen im km Maßstab ohne Schieferung, ursprünglich SE-vergent.		D1 Isoklinalfalten mit nach SW angekippten Achsenbenennung. Spezozonaler Metamorphose. Penetrative Schieferung S <sub>1</sub> wird angelegt.		D1 Großfallen im km Maßstab in allen Einheiten der Monts de Lacaune. Sie sind SE-vergent, mit NE/SW streichenden Achsen.	D1 Anlage großmaßstäblicher Isoklinalfalten mit einer symmetrischen Foliation S <sub>1</sub> . Die Achsen streichen NE bis E, die Falten sind SE-vergent.	D1 Anlage einer symmetrischen Foliation S <sub>1</sub> .	D1 Anlage einer symmetrischen Foliation S <sub>1</sub> .	D1 Anlage einer symmetrischen Foliation S <sub>1</sub> .

Abb. 37: Vergleich der Deformationsphasen in den Monts de Lacaune nach verschiedenen Autoren. Dazu ist die Deformationsgeschichte von St. Salvi de Carcavès- und St. Sernin sur Rance-Decke dargestellt (nach Guérangé-Lozes und Burg 1990).

Stephanbeckens.

Abbildung 37 zeigt die von verschiedenen Autoren vorgestellten tektono-metamorphen Phasenabfolgen. Auch die älteren, bis dahin verbindlichen Modelle von Brunel (1972, 1974), sowie Rolet (1973) werden vorgestellt. Diese Autoren leiten in der Mélagues- und Mendic-Schuppe ab, dass die das Kartenbild prägenden Großfallen jünger sind als die Schieferung und die Falten im hm-Maßstab (D<sub>2</sub> nach Donnot und Guérangé 1978).

Des Weiteren ist eine Korrelation mit den überlagernden Deckeneinheiten von St. Salvi des Carcavès und St. Sernin sur Rance dargestellt (nach Guérangé-Lozes und Alsac 1986, Guérangé-Lozes und Burg 1990, Demange et al. 1995). Diese Autoren fassen die Phasen D<sub>2</sub> und D<sub>3</sub> nach Donnot und Guérangé (1978) zu einer einzigen Phase D<sub>2</sub> zusammen und beschreiben eine weitere Phase D<sub>3</sub>, die nur in der St. Salvi de Carcavès- und St. Sernin sur Rance-Decke überliefert ist.

Prian (1980) fasst die drei ersten Phasen von Donnot und Guérangé (1978) als eine einzige große Phase mit einer zeitlichen Entwicklung auf, die nur von der späten Tektonik überprägt wird.

Die großen D<sub>1</sub>-Syn- und Antiformstrukturen, die wahrscheinlich in den gesamten Monts de Lacaune älter als die Schieferung sind (Donnot und Guérangé 1978), bestehen trotz der anschließenden Schuppentektonik fort. Man unterscheidet daher von SE nach NW:

- Antiklinale von Mendic und dem E-Teil von Mélagues, mit einem Strukturkern aus Grès de Marcory (K<sub>1</sub>).
- Synklinale von W-Mélagues und Brusque, mit einem Kern aus Ordoviz.
- Synklinale von "Mont Merdelou/Pic de Roste" mit Kambro-Ordoviz im Kern (K<sub>4</sub>-O<sub>1</sub>).
- Synklinale von Murasson, mit einem Kern aus Silur.

Innerhalb der Schuppenzone nimmt die Transportweite nach NW zu (Donnot und Guérangé 1978). Dies wird vor allem an der nach NW zunehmenden Intensität von S<sub>2</sub> festgemacht. Die Mendic- und die Mélagues-Schuppe sind daher nach Donnot und Guérangé (1978) innerhalb der Nördlichen Schuppenzone als relativ autochthone Einheiten zu sehen, die Barre-Viane-Schuppe ist die am weitesten transportierte Einheit.

#### **1.4.2.4 Die metamorphe Entwicklung der Nördlichen Schuppenzone**

Die Metamorphoseentwicklung der Monts de Lacaune ist polyphas. Hier erfolgt eine Beschreibung der verschiedenen Phasen, die im wesentlichen der von der Demange et al. (1995) vorgeschlagenen Entwicklung folgt:

- Phase 1 (M<sub>1</sub>): Hierbei handelt es sich um eine Mitteldruck-Regionalmetamorphose. Sie ist überwiegend epizonal, wobei lokal auch die Biotit-Zone erreicht wird (z.B. an der Basis der Ardoisières-Subeinheit; Demange et al. 1995). Die M<sub>1</sub>-Isograden werden von den Störungen, welche die Schuppen begrenzen, abgeschnitten und scheinbar nicht überfaltet. Das Alter dieser Metamorphose ist nach Donnot und Guérangé (1978) syn- bis post-D<sub>2</sub> und prä-D<sub>3</sub>.
- Phase 2 (M<sub>2</sub>): Demange (1998) beschreibt in der Axialzone eine Niederdruck(LP)-Metamorphose M<sub>2</sub>. Sie ist nach Demange (1998) gleichzeitig mit der Intrusion des migmatischen Laouzas-Granit. Eine Niederdruckmetamorphose im "Viane-Dom" in den westlichen Monts de Lacaune (z.B. in den Subeinheiten von Quille, Farayruc, Sagne und Cuillé-Teil), welche die Sillimanit-Muskovit-Fazies erreicht, ordnet Demange (1998) aber M<sub>1</sub> zu. Diese Zuordnung ist nicht nachvollziehbar, da zum einen die M<sub>1</sub> Metamorphose (MP) in den östlichen Monts de Lacaune und den Albigeois-Decken maximal die Biotit-Zone erreicht, zum anderen weil die LP-Metamorphose in jeder der oben genannten Subeinheiten einen Anstieg in Richtung der Axialzone zeigt (Abb. 52). Die LP-Metamorphose im Viane-Dom wird daher in dieser Arbeit M<sub>2</sub> zugeordnet. Die M<sub>2</sub>-Isograden werden von D<sub>4</sub> und D<sub>5</sub> deformiert. Auch nach Guérangé-Lozes und Guérangé (in Demange et al. 1995) ist die Anlage der LP-Metamorphose im Viane-Dom jünger als M<sub>1</sub>, also M<sub>2</sub>. Nach diesen Autoren ist sie aber zeitgleich mit der Phase, die im Folgenden als späte, separate Phase M<sub>3</sub> vorgestellt wird. Die tektonische Zergliederung der Region und der M<sub>2</sub>-Isograden sehen diese Autoren während der ganz späten dextralen Tektonik an der Nordrandstörung der Axialzone. Es ist bisher keine LP Metamorphose in der Nördlichen Schuppenzone bekannt. Es soll in dieser Arbeit u.a. untersucht werden, ob auch Teile der Nördlichen Schuppenzone durch M<sub>2</sub> geprägt wurden.
- späte Phase 3 (M<sub>3</sub>): Diese späte Metamorphose wurde das erste mal von Latouche (1969) untersucht, der im Stephanbecken von Graissessac den Reifungsgrad der organischen Materie untersuchte. Er beschreibt eine thermische Zonierung, die in etwa parallel zum NE-Rand der Axialzone verläuft. Becq-Giraudon und Gonzales (1986) untersuchten die Vitrinitreflektivität in den Kohleflözen des Stephanbeckens von Graissessac. Zwar stellten auch sie eine abnehmende Temperatur mit wachsender

Entfernung zur Axialzone fest, jedoch konnten sie zwei thermische Dome mit Zentren innerhalb des Beckens selbst nachweisen. Sie interpretieren diese Anomalien als die thermische Aufheizung durch zwei Granitplutone in der Tiefe. Obwohl die genaue thermische Zonierung unklar scheint, ist damit eine spät-syn- bis post-stephanische thermische Überprägung klar nachgewiesen. Sie scheint in der Nähe zur Axialzone intensiver, eventuell ist sie aber auch ausschließlich durch die räumliche Verteilung später Plutone im Untergrund kontrolliert. Sie ist letztendlich für die Inkohlung der Flöze im Stephanbecken verantwortlich. Ein Einfluss der Metamorphose auf die Sedimente des Perm ist nicht bekannt.

#### **1.4.2.5 Die tektono-metamorphe Entwicklung der westlichen Monts de Lacaune**

In diesem Kapitel soll die tektono-metamorphe Entwicklung der westlichen Monts de Lacaune zusammengefasst werden. Der tektonische Bau der westlichen Monts de Lacaune ist unregelmäßiger als derjenige der Nördlichen Schuppenzone (Abb. 34). Auch die Metamorphose-Entwicklung ist polyphas (Demange et al. 1995):

- $M_1$  entspricht einer Regionalmetamorphose, wahrscheinlich zu  $D_2$  gehörig. Die Metamorphose ist epizonal (untere Grünschiefer-Fazies) und erreicht lokal die Biotit-Zone.
- Weite Teile, vor allem im Bereich der "Viane-Dom", sind von einer LP-Metamorphose  $M_2$  überprägt. Die Isograden von  $M_2$  werden von den Störungen, welche die Einheiten begrenzen, abgeschnitten.

Die  $M_2$ -Metamorphose zeigt generell einen Temperaturanstieg in Richtung der Axialzone. Durch Störungen wiederholen sich z.T. die Metamorphosezonen. Unmittelbar am Rand der Axialzone erreicht diese Metamorphose die Sillimanit-Muskovit-Zone. Nach N schließen sich Andalusit-, Cordierit- und Biotit-Zone an. Eine im weiteren Sinne kontaktmetamorphe Prägung durch die in der Axialzone beschriebene LP/HT Metamorphose, die dort nach Demange et al. (1995) in Zusammenhang mit der Intrusion des Laouzas-Granit steht, ist daher in meinen Augen belegt.

In der Abbildung 34 ist unter anderem die unterschiedliche Form und Größe der Subeinheiten ersichtlich. Generell zeigen die westlichen Monts de Lacaune eine ähnliche tektono-metamorphe Entwicklung wie die Nördliche Schuppenzone (Donnot und Guérangé 1978). Es gibt aber signifikante Unterschiede: Man kann in Abbildung 34 ersehen, dass einige der Schuppen kein Äquivalent im W besitzen. Das ist neben lateralen Fazieswechseln offenbar auf eine Schertektonik zurückzuführen, die für die Anlage der die Subeinheiten begrenzenden Störungen verantwortlich ist. Nach Demange et al. (1995) ist diese Schertektonik entweder monophas, dann aber über einen relativ langen Zeitraum aktiv, oder aber zweiphasig:

- Eine erste Phase, spät-synkinematisch zur Anlage der penetrativen Schieferung ( $D_3$  nach Donnot und Guérangé 1978).
- Eine zweite Phase, die später als  $M_2$  sein muss, da die Scherzonen die  $M_2$ -Isograden abschneiden.

Obwohl die tektono-metamorphe Entwicklung in den westlichen Monts de Lacaune noch nicht abschließend geklärt ist, ist die Prägung weiter Bereiche durch eine jüngere Metamorphose  $M_2$  sehr wahrscheinlich. Auch die Schertektonik (Detachmenttektonik?), die sowohl die  $M_1$ - als auch  $M_2$ -Metamorphosemuster zergliedert, ist klar belegt. Diese späten Störungen sind in der Nördlichen Schuppenzone nur untergeordnet ausgebildet, was den wichtigsten Unterschied zwischen den beiden Regionen darstellt.



### 1.4.2.6 Die kristallinen Anteile der Monts de Lacaune

#### Folat-Granit

Der subvulkanische Mikrogranitkörper von Folat befindet sich auf der Schuppenbahn zwischen Mélagues- und Brusque-Schuppe, im N-Teil dieser beiden Schuppen südlich der Ortschaft Rocozels (Carron 1960). Er bildet verschiedene Gänge aus, die alles NE-SW streichen und hat eine kleine Kontaktaureole. Er versiegelt gewissermaßen die Schuppenkinematik (Abb. 38) und wird nur noch von den ganz späten, kataklastischen Bewegungen an der Schuppenbahn versetzt. Seine Platznahme wäre demnach post-D<sub>3</sub> (nach Donnot und Guérangé 1978), d.h. später als die Anlage der Schuppenbahnen.

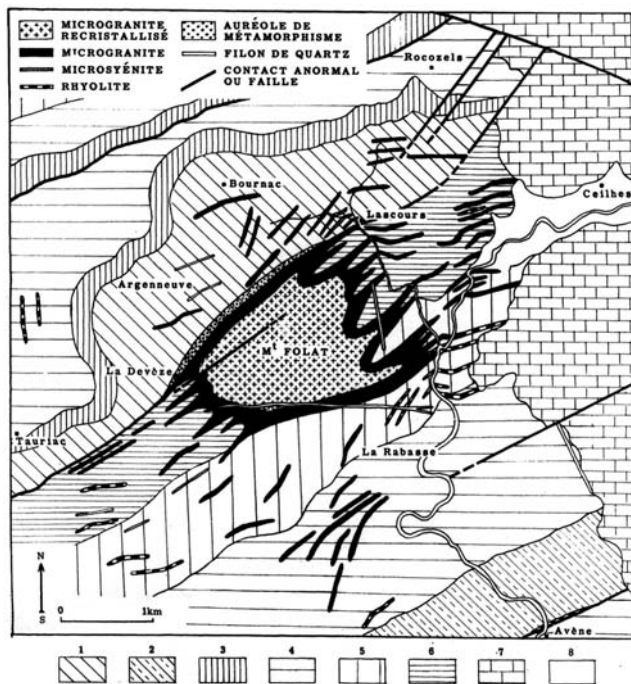


Abb. 38: Geologische Karte des Folat-Granit und seiner Umgebung nach Carron (1960). 1 - Päkambrium; 2 - "Sandstein von Avène", 3 - Blavierit, 4 - Archaeocyathidenkalk, 5 - Acado-Postdamien, 6 - Ordoviz, 7 - Mesozoikum, 8 - Quartär.

Geochronologische Datierungen von Leveque (1986) ergaben ein Intrusionsalter von 314±8 Ma (U Pb an synmagmatischen Zirkon-Fraktionen). Dieses Alter ist als Minimalalter von D<sub>3</sub> (nach Donnot und Guérangé 1978) zu verstehen. Ältere Daten aus dem Folat-Granit, vorwiegend mit der Rb-Sr Methode erzeugt (Gesamtgestein und Biotit-Mineralisochronen), ergeben meist jüngere Alter zwischen 278 und 290 Ma (z.B. Hamet und Allègre 1976). Albarède (1978) untersuchte Kalifeldspäte und ermittelte <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar Plateau Alter von 278-288 Ma. Der Folat-Granit gehört also zu den jüngeren, späten Graniten, die nach der variszischen Hauptphase intrudiert sind.

Geochronologische Datierungen von Leveque (1986) ergaben ein Intrusionsalter von 314±8 Ma (U Pb an synmagmatischen Zirkon-Fraktionen). Dieses Alter ist als Minimalalter von D<sub>3</sub> (nach Donnot und Guérangé 1978) zu verstehen. Ältere Daten aus dem Folat-Granit, vorwiegend mit der Rb-Sr Methode erzeugt (Gesamtgestein und Biotit-Mineralisochronen), ergeben meist jüngere Alter zwischen 278 und 290 Ma (z.B. Hamet und Allègre 1976). Albarède (1978) untersuchte Kalifeldspäte und ermittelte <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar Plateau Alter von 278-288 Ma. Der Folat-Granit gehört also zu den jüngeren, späten Graniten, die nach der variszischen Hauptphase intrudiert sind.

#### Sidobre-Granit

Der Sidobre-Granit liegt im NW der Monts de Lacaune in der Boissezon-Subeinheit s.l. (Kap. 1.4.2.2). Er ist in NE-Richtung gelängt und zeigt einen zonierten Aufbau (Didier 1964, in Hamet und Allègre 1976; Abb. 39):

- Der sog. "blaue Granit" liegt im Zentrum und ist von relativ dunkler Eigenfarbe (Zus.: 39 % Qtz, 12 % Mkl, 39 % Plag, 10 % Bio).
- Ein heller Granit umschließt den zentralen Bereich (Zus.: 36 % Qtz, 23 % Mkl, 34 % Plag, 6 % Bio).

Die Intrusionsgeschichte des Sidobre-Granit ist relativ gut untersucht. Beziat (1973) hat vor allem die paläozoischen Lithologien am SE-Rand des Plutons untersucht (Subeinheiten von Boissezon s.s., Ferrières und Fumade). Er konnte nachweisen, dass die Intrusion nach D<sub>2</sub> stattgefunden hat, wobei D<sub>3</sub> (alle nach Donnot und Guérangé 1978), die Anlage der Schuppengrenzen, vom Autor nicht als eigenständige Phase definiert wird.

Die späten Phasen D<sub>4</sub> und D<sub>5</sub> überprägen Andalusit-Mineraie innerhalb der gut ausgebildeten Kontaktaureole. Die Intrusion findet also nach D<sub>2</sub> und vor D<sub>4</sub> statt. Darrozes et al. (1994) untersuchten den Granitpluton selbst mit der AMS- und der SPO-Methode. Sie konnten eine sehr gute Regelung der magnetischen Foliation feststellen, die vorwiegend orthogonal zur Langachse des Doms ausgebildet ist. Nur in der Nähe des Plutonrandes folgt die Foliation den Konturen des Doms. Die Mikrostrukturen innerhalb des Plutons sind fast ausschließlich magmatisch, und auch an den Rändern des Plutons konnte keine durchgreifende sub-Solidus-Deformation nachgewiesen werden. Diese Autoren leiten daher eine Platznahme während einer dehrenden Tektonik, die Richtung NNE ausgerichtet ist, vor. Zusätzlich zur NNE-Streckung ist eine dextrale Scherkomponente zu dieser Zeit belegt, die sich durch gescherte Gänge und eine Rotation der magmatischen Lineare im Uhrzeigersinn an den Rändern des Plutons nachweisen läßt.

Es liegen verschiedene geochronologische Daten aus dem Pluton vor: Zirkondatierungen von Monié (U-Pb; unveröffentlicht in Simien et al. 1999) ergaben ein Alter 310±2 Ma Jahren, was als Intrusionsalter interpretiert wird. Andere Methoden ergaben deutlich jüngere Alter: Hamet und Allègre (1976) ermittelten Rb-Sr Alter: 285±13 Ma (Gesamtgestein), bzw. 292 Ma (Biotit Mineralisochrone). Auch Albarède (1978) ermittelte mit der <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar Technik an Biotit ein Alter von 292 Ma.

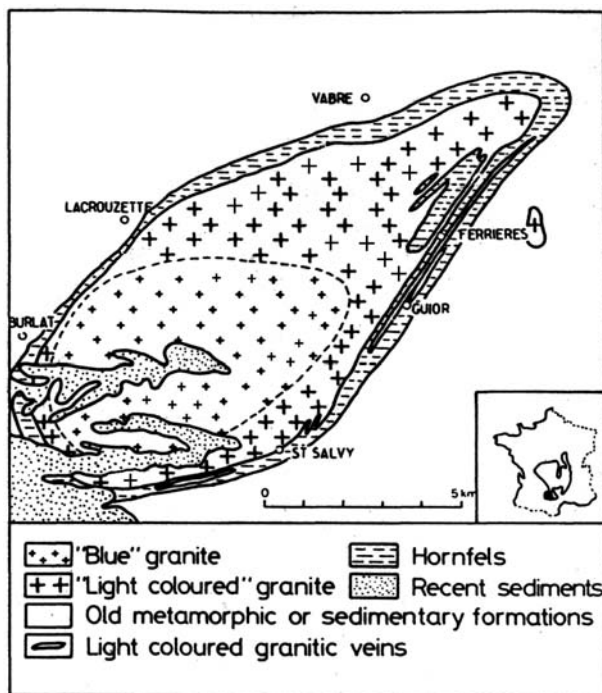


Abb. 39: Vereinfachte geologische Karte des Sidobre Granit nach Hamet und Allègre (1976).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass auch der Sidobre-Granit zu den jungen Graniten gehört. Ebenso wie beim Folat-Granit scheinen Rb-Sr und <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar Datierungen konsistent etwa 20 Ma Jahre jüngere Alter zu ergeben wie die Zirkondatierungen. Die Ergebnisse der U-Pb-Untersuchungen sind in meinen Augen methodisch besser zu kontrollieren als die anderer Methoden, obwohl nicht gänzlich ausgeschlossen werden kann, dass die Zirkone ererbt sind. In dieser Arbeit werden die Zirkondatierungen als das Intrusionsalter interpretiert. Daher scheinen beide Granite zumindest sehr zeitnah intrudiert zu sein.

### **Der Orthogneisdom von Montredon-Labessonnie**

Im NW der Monts de Lacaune ist der Orthogneis von Montredon-Labessonnie aufgeschlossen. Dieser ehemalige Granit wird von präkambrischen bis kambrischen Sedimenten überdeckt und steckt in einer Schieferhülle aus Glimmerschiefer, ähnlich den "Schistes X" der Axialzone. Die Matrix des Augengneises ist meist equigranular, zeigt z.T. ein porphyrisches Gefüge. Er ist von der variszischen Deformation überprägt worden, ist also prävariszisch. Guérangé-Lozes (1987) fasst die regionale Literatur zusammen und beschreibt drei Deformationsphasen:

- D<sub>1</sub>: Während einer ersten Phase mit horizontaler Schertektonik wird die penetrative Foliation (S<sub>1</sub>) angelegt. Diese Phase entspricht D<sub>1-2</sub> nach Donnot und Guérangé (1978), die Foliation ist komposit. Der Höchststand der Metamorphose M<sub>1</sub> und die Anlage der Hauptfoliation wird nach Guérangé-Lozes (1987 und Zitate darin) bei der späteren der zwei kompositen Faltungsphasen erreicht, wobei die Anlage einer zweiten, älteren Schieferung nicht auszuschließen ist. Wenn man diese Entwicklung zugrunde legt, ähnelt die Entwicklung dieser Region eher derjenigen der St. Salvi des Carcavès-Decke als der Nördlichen Schuppenzone.
- D<sub>2</sub>: In einer zweiten Phase wird S<sub>1</sub> zu aufrechten Falten überfaltet. Nach Guérangé-Lozes (1987) entspricht diese Phase der späten Phase D<sub>4</sub> in den Monts de Lacaune (nach Guérangé-Lozes und Burg 1990).
- D<sub>3</sub>: Diese Phase überfaltet die Region Montredon zu einer großen N-S-streichenden Antiformstruktur (entspricht D<sub>5</sub> nach Guérangé-Lozes und Burg 1990). Guérangé-Lozes (1987) vermutet, dass diese Phase mit der Platznahme eines großen, verdeckten Granitplutons in der Region um Montredon zusammenhängt.

Guérangé-Lozes (1987) bietet zwei Hypothesen zur Entstehung des Gneisdoms an:

Zum einen könnten die Glimmerschiefer das stratigraphisch Liegende der paläozoischen Sedimente repräsentieren, wären also präkambrisch. Alternativ könnten die Orthogneise eine Basement-Schuppe darstellen, die erst während der variszischen Schertektonik im Gesteinsverband Platz genommen hat.

Eine U-Pb Datierung an Monazit ergab ein Alter von 330 Ma (nicht publiziertes Alter von Lancelot, in Guion 1984). Dieses Alter könnte entweder die magmatische Kristallisation oder die regionale Metamorphose M<sub>1</sub> widerspiegeln und den Zeitpunkt der Anlage der Foliation wiedergeben, d.h. D<sub>1-2</sub>.

Die neuesten Daten liefert Costa (1990), die <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>A-Untersuchungen an den Schichtsilikaten der Gneise und der Schieferhülle durchführte. In den Orthogneisen ergaben neugebildete Muskovite (aus Scherbahnen, welche die Foliation schneiden) ein Alter von 300,3±3,1 Ma. Biotite, die während der Scherung wahrscheinlich retrograd überprägt wurden, liefern ein ähnliches Alter von 303,2±3,2 Ma (Kap. 1.6).

Die Probe aus der Schieferhülle ist aus dem Bereich einer Wolframvererzung entnommen, die während der Intrusion des vermuteten, verdeckten Granits entstanden sein soll (Guérangé-Lozes 1987). Die Existenz dieses vermuteten Granits ist aber nach wie vor nicht klar nachgewiesen. Für diese Datierung wurden Biotite selektiert, die synchron zu einer späten Schertektonik gewachsen sind. Die Scherbahnen schneiden die Foliation (S<sub>1</sub>). Die Biotite geben ein Alter von 297,9±3 Ma. Für die späte Entwicklung ergibt sich also eine Schertektonik um die 300 Ma.

### Mendic-Granit

Der Mendic-Granit befindet sich im SE der Monts de Lacaune in der Mendic-Schuppe. Er hat einen Ausbiss von etwa 4,5 mal 6,5 km und ist in NE-Richtung gelängt (Abb. 40a). Er ist in Gesteine des Präkambrium bis Kambrium ( $K_1$ ) intrudiert. Zur Intrusion ist eine Kontaktmetamorphose mit Aureole ausgebildet (Brunel 1972). Diese Metamorphose wird von Rolet (1973) allerdings als erste Regionalmetamorphose aufgefasst. Letztere Vorstellung hat sich in der regionale Literatur allerdings nicht durchgesetzt. Der tektonische Entwicklung des Granits ist detailliert von Brunel (1972), Brunel und Maliakof (1972) und Rolet (1973) untersucht worden, die folgende tektonische Abfolge vorschlagen:

- $D_1$ : Anlage der Schieferung  $S_1$  in der Schieferhülle und den kambrischen Sedimenten zusammen mit der Anlage von südwestvergente bis liegenden Falten, welche auch die kambrischen Rahmengesteine und die Kontaktaureole des Plutons deformieren. Gleichzeitig entsteht eine Foliation im Granit selbst. Parallel zu  $S_1$  sind zudem Scherbänder ausgebildet, welche die Plutongrenze queren. Während dieser Phase sehen Brunel und Maliakof (1972) den Höhepunkt der regionalen Metamorphose, welche hier die Biotit-Zone erreichte.
- $D_2$ : Diese Phase überfaltet im gesamten Dom die Foliation und die zugehörigen Lineare zu einer Mega-Antiformstruktur mit einer ENE-streichenden Faltenachse (Abb. 40b). Zu dieser Phase sind keine Mikrostrukturen im Granit ausgebildet. Sie steht nach Brunel und Maliakof (1972) wahrscheinlich mit der Anlage der Schuppenbahnen in Zusammenhang ( $D_3$  nach Donnot und Guérangé 1978).
- $D_3$  (späte Phase): Spröde Reaktivierung der alten Störungsbahnen als dextrale Blattverschiebungen. Im Granit entstehen steile Mikrobrüche und eine flachliegende Striemung.

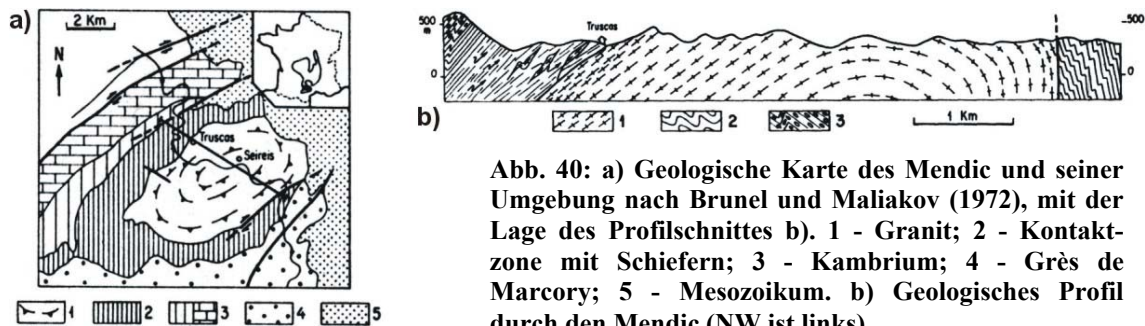


Abb. 40: a) Geologische Karte des Mendic und seiner Umgebung nach Brunel und Maliakov (1972), mit der Lage des Profilschnittes b). 1 - Granit; 2 - Kontaktzone mit Schiefen; 3 - Kambrium; 4 - Grès de Marcory; 5 - Mesozoikum. b) Geologisches Profil durch den Mendic (NW ist links).

Wenn diese Abfolge zutreffend ist, hat dies einige Konsequenzen für die regionale Geologie:

- 1) In der Mendic-Schuppe wird die Mega-Antiformstruktur nach der penetrativen Schieferung angelegt, in den anderen Schuppen davor (Donnot und Guérangé 1978).
- 2) In der Mendic-Schuppe ist keine  $D_1$ -Großstruktur (nach Donnot und Guérangé 1978) ausgebildet, was sie gleichfalls von allen anderen Schuppen unterscheidet.
- 3) Nur in der Mendic-Schuppe führte die Anlage der Schuppenbahnen gleichzeitig zur Auffaltung einer Großstruktur.

Diese Besonderheiten haben zur Folge, dass die vorgeschlagene Abfolge nur schwer mit der zu korrelieren ist, die Donnot und Guérangé (1978) in der Brusque-Schuppe beschrieben und für die gesamten Monts de Lacaune vorgeschlagen haben. Diese Autoren interpretieren auch die Mendic-Antiform als  $D_1$ -Struktur. In dem Querprofil von Brunel und Maliakof (1972; Abb. 40b) jedoch ist die penetrative Foliation eindeutig zu einer Antiform überfaltet, was durch strukturgeologische Messungen belegt wird. Dieser Widerspruch ist hier leider nicht

zweifelsfrei zu klären. Generell steht aber fest, dass die Phase der Schieferungsanlage ( $D_1$  nach Brunel und Maliakof 1972) der Phase  $D_2$  nach Donnot und Guérangé (1978) entspricht. Es liegen verschiedene geochronologische Daten aus dem Pluton und seiner Schieferhülle vor: Leveque (1990) ermittelte ein U-Pb Alter an Zirkonen von 603 Ma. Das erfordert, dass die Sedimente, in die der Granit intrudierte, ebenfalls präkambrisch sind. Die liegenden Anteile der Grès de Marcory ( $K_1$ ) wären demnach proterozoisch. Mit der Rb-Sr Methode (Gesamtgestein) ermittelten Hamet und Allègre (1973) ein Alter von  $510 \pm 20$  Ma für die Platznahme.

Neuere  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  Untersuchungen von Costa (1990) datieren Glimmer, die in der penetrativen Foliation ( $D_2$  nach Donnot und Guérangé 1978) neu gewachsen sind. Sie ermittelte an einem von mylonitischen Scherzonen geprägten Bereichs des Granits (Scherzonen parallel zur penetrativen Foliation) ein Alter von  $333 \pm 3,4$  Ma, was als Alter für die Hauptdeformation in der Nördlichen Schuppenzone interpretiert wird. Eine andere Probe stammt aus der Schieferhülle am W-Ende des Granits. Hier wurden Biotite, die parallel zur penetrativen Schieferung ausgerichtet sind, separiert und ein Alter von  $352,3 \pm 3,5$  Ma ermittelt. Dieses im Verhältnis zu der Probe im Granit sehr hohe Alter erklärt Costa (1990) mit der Beteiligung einer ererbten Ar-Komponente, welche evtl. aus der Zeit der Kontaktmetamorphose stammt.

## Sorézois

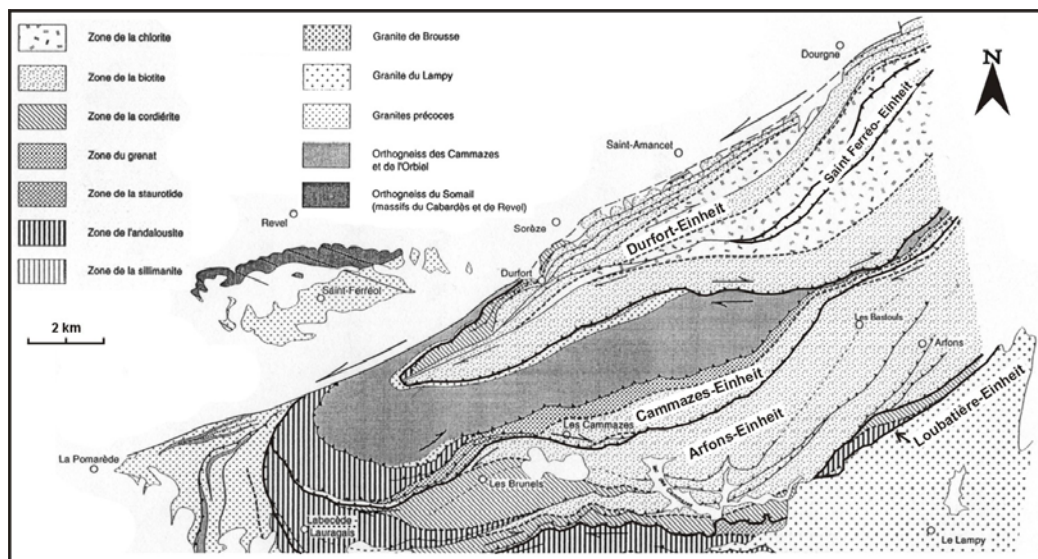


Abb. 41: Geologische Karte des Sorézois im W der Montagne Noire nach Demange (1998).

Das Sorézois liegt im NW der westlichen Montagne Noire. Demange (1994b) beschreibt hier fünf tektonische Einheiten, die alle durch E-W-streichende Aufschiebungen voneinander und dem Autochthon der Axialzone getrennt sind (von N nach S extern nach intern, Demange et al. 1997; Abb. 41):

- Durfort-Einheit: Sie wird von Gesteinen des unteren Kambrium aufgebaut ( $K_1$  bis  $K_2$ ). In die Formation sind im Hangenden der Grès de Marcory ( $K_1$ ) Blavierite eingeschaltet, wie sie in der Mendic-Schuppe typisch sind. Diese Einheit wird daher der Mendic-Schuppe zugeordnet (Demange 1994b). Sie ist intern polyphas gefaltet und wird von mehreren Subeinheiten aufgebaut, die alle durch E-W-streichende Störungen voneinander getrennt sind. Alle haben die charakteristischen Blavierite in der Abfolge. Die Durfort-Einheit zeigt überwiegend epizonale Metamorphosebedingungen der

Chlorit-Zone und der Biotit-Zone (Demange et al. 1997). Die metamorphen Isograden sind mitgefaltet und werden von den Störungen versetzt.

- Saint Ferréol-Einheit: In die Durfort-Einheit eingeschaltet ist die Saint Ferréol-Einheit, die von Störungen begrenzt wird. Auch sie zeigt eine epizonale Metamorphose, welche älter als die penetrative Deformation ist. Sie führt Gesteine des unteren und mittleren Kambrium ( $K_1$  bis  $K_3$ ), aber im Unterschied zur Durfort-Einheit keine Blavierite. Die Einheit zeigt eine Abfolge, die mit der Mélagues-Schuppe zu vergleichen ist und wird ihr daher zugeordnet (Demange et al. 1997).
- Cammazes-Einheit: Die Einheit wird von Gesteinen der Schistes X aufgebaut und ist höher metamorph (maximal Andalusit-Zone). In die Abfolge ist der "Gneis von Cammazes" eingeschaltet. Diese Einheit wird den parautochthonen Einheiten zugeordnet.
- Arfons-Einheit: Die Arfons-Einheit wird von großen Isoklinalfalten aufgebaut, die NE-streichende Faltenachsen haben. Sie zeigen eine prograde Metamorphoseentwicklung von der Chlorit-Zone bis zur Staurolith-Zone (Demange 1994b). Demange (1998) ordnet diese Einheit einer südlicheren parautochthonen Einheit zu, die sich südlich von Cammazes-Einheit und Espérières-Einheit erstreckt haben soll.
- Loubatière-Einheit: Diese Einheit ist stark von der Kontaktmetamorphose des Lampy-Granit im SW geprägt. Ihr Regionalmetamorphosegrad hat wahrscheinlich die Biotit-Zone nicht überschritten (Demange et al. 1997). Die ist ungewöhnlich für eine Einheit, die so "intern" platziert ist! Ihre Zuordnung ist unklar (südliche Decken?).

Das Sorézois wird nach Demange et al. (1997) von einer 4-phasigen Tektonik geprägt. Die große Synformstruktur im NW-Teil entsteht dabei in Phase drei und überfaltet die penetrative Schieferung.

### 1.4.3 Axialzone

Die Axialzone der Montagne Noire ist etwa 100 km lang und bis zu 25 km breit. Ihre

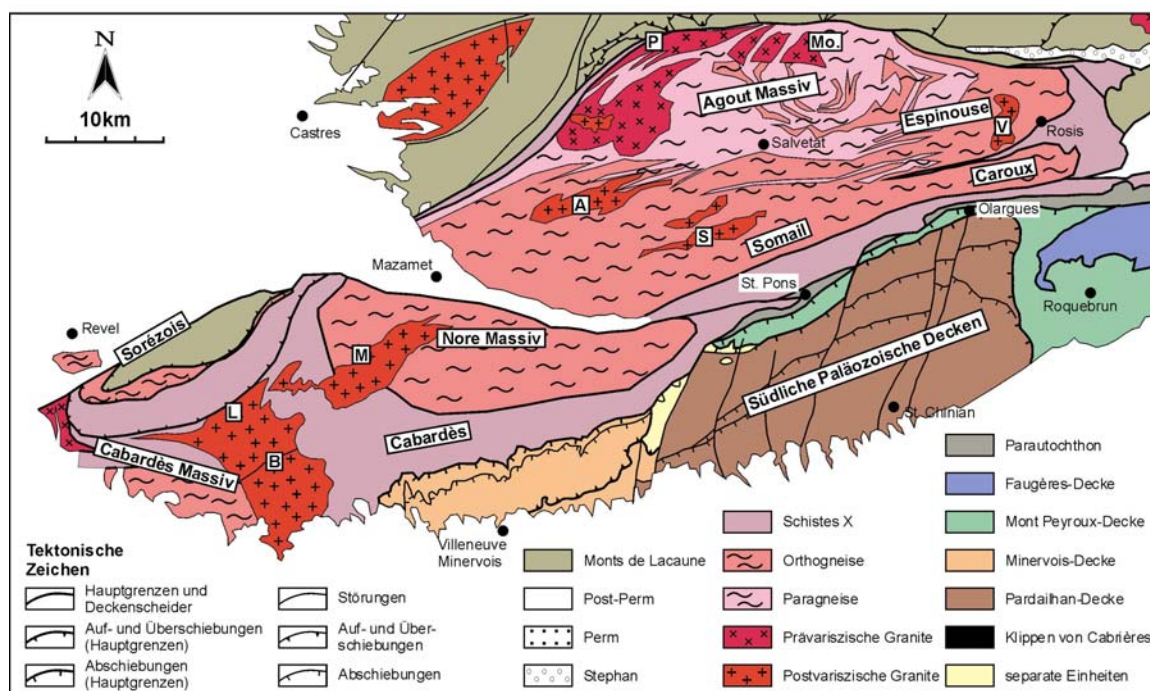


Abb. 42: Geologische Übersichtskarte der Axialzone (nach Doublier et al. 2006). V - Vialais; Mo. - Montalet; S - Salvetat; P - Plaisance; A - Angles; M - Martys; L - Lamy; B - Brousse.

Langachse streicht ENE-WSW. Im N und S grenzt sie an die paläozoischen Sedimente des Nord- und Südflügels, im WSW an tertiäre Sedimente und im E gegen das Mesozoikum des "Grabens von Bédarieux". Die Axialzone besteht in ihrem zentralen Bereich aus migmatischen Gneisen, die von einer Hülle aus Metasedimenten und Metavulkaniten, regional als "Schistes X" bezeichnet, umrahmt werden. In diese Konstellation sind verschiedene Granite intrudiert. Die pyrenäische Mazamet-Störung (Kap. 1.4.3.10) teilt die Axialzone in einen größeren östlichen und einen westlichen Teil. In der Literatur finden sich z.T. unterschiedliche regionale Namen und Definitionen der einzelnen Teileinheiten. In dieser Arbeit wird die folgende Terminologie für die Gneismassive verwendet:

Im O befindet sich das Agout-Massiv, das von mehreren Teileinheiten aufgebaut wird: im östlichen Teil, der aus einer Doppelantiklinalstruktur besteht, befinden sich Espinouse-Dom (im NE) und Caroux-Dom (im SE). Der Somail-Dom (im S) stellt die streichende Verlängerung des Caroux-Dom dar. Im N und NW befindet sich der eigentliche Agout-Dom. Der Bereich westlich der Mazamet-Störung besteht aus dem Nore-Massiv, dem Cabardès-Massiv ganz im W und dem Sorézois im NW (Abb. 42).

Die Axialzone besteht aus verschiedenen Gesteins-Einheiten, die Demange (1982) detailliert bearbeitet hat. Er hat die verschiedenen klassischen (petrographischen) Einteilungen der Schistes X Einheiten (Gèze 1949, geol. Karte Bédarieux 1:80.000; Ellenberger und Santarelli 1974, Bogdanoff et al. 1984, geol. Karte Bédarieux 1:50.000; Debat et al. 1979, geol. Karte Mazamet, 1:50.000) neu gegliedert. In dieser Arbeit wird der modernen Gliederung von Demange (1998) gefolgt. Im Folgenden werden die Einheiten kurz vorgestellt.

#### **1.4.3.1 Somail-Gruppe und Puech Plo-Serie**

Diese Einheit baut weite Teile des Gneiskerns der Axialzone auf und besteht größtenteils aus Orthogneisen. Demange (1982) unterscheidet zwei Gneistypen, zum einen den "Gneis von Héric" (Ortho-Augengneiss), zum anderen den "Gneis von Larn" (ein gebänderter Gneis). Beide sind nach Demange et al. (1995) in der gesamten Axialzone relativ homogen ausgebildet und geochemisch sehr ähnlich zusammengesetzt (alkaliner bis kalkalkaliner Chemismus). Das Alter der Gneise war bis vor kurzem noch nicht klar. Ältere Arbeiten geben z.T. Hinweise auf ein präkambrisches bis unterkambrisches Basement (z.B. Ducrot et al. 1979,  $532 \pm 13$  Ma, U-Pb an Zirkon). Eine neue Arbeit von Roger et al. (2004) ergab ein Alter von  $456 \pm 3$  Ma (Gneis von Larn, U-Pb an Zirkonfraktionen, ID-TIMS). Die Autoren interpretieren dies als Platznahmealter der granitischen Protolithe. Etwas höhere Alter ermittelten Cocherie et al. (2005,  $471 \pm 4$  Ma, U-Pb an Zirkon, Ionensonde) am sog. Plaisance-Orthogneis im NW der Axialzone. Be Mezeme (2005) datierte Monazite (U-Th-Pb, Mikrosonde) aus migmatisierten Orthogneisen und Graniten. Seine Alter bestätigen die bisherigen Datierungen: Col de l'Ourtigas -  $458 \pm 9$  Ma und  $524 \pm 7$  Ma, Montalet-Granit -  $499 \pm 6$  Ma (Kap. 1.6). Zudem ermittelte er in einer Probe aus dem Salvetat ein Alter von  $540 \pm 7$  Ma, eine Probe aus dem Laouzas-Granit ergab  $552 \pm 6$  Ma (beide Alter U-Pb an Zirkon, SIMS). Es ist daher klar, dass die Orthogneise zumindest in Bezug auf das Intrusionsalter ihrer Protolithe nicht so homogen sind wie von Demange (1982) vermutet. Vielmehr scheint sich eine kontinuierliche oder gepulste magmatische Tätigkeit etwa von der Grenze Proterozoikum-Kambrium an bis ins Oberordoviz abzuzeichnen.

Unklar ist die geodynamische Ursache der Intrusionen zumindest im jüngeren Ordoviz: während Roger et al. (2004) und auch Laumonier et al. (2004) vermuten, dass sie an ein extensionales Regime gebunden sind (Riftingprozess während der Öffnung des Massif-Central-Ozeans), sehen Valverde-Vaquero und Dunning (2000; Untersuchungen in Zentralspanien) Hinweise für einen kontinentalen magmatischen Bogen im Ordoviz.

In die Orthogneise sind Paragneisbänder ("Z1-Bänder" nach Gèze 1949), die mit der Puech Plo-Serie vergleichbar sind, eingefaltet. Diese Paragneisserie ist im mittleren und nördlichen

Bereich der Axialzone aufgeschlossen (Demange 1982). Die Metasedimente der Puech Plo-Serie werden nach Demange als die ältesten Sedimente der sog. "Salvetat-Gruppe" interpretiert und zeigen eine sandig-pelitisches Abfolge (Demange et al. 1995).

### 1.4.3.2 St. Pons-Cabardès- und Salvetat -Gruppe

Demange (1982) hat die Schistes X in der St. Pons-Cabardès-Gruppe neu gegliedert. Seine Einteilung und Beschreibung bezieht sich auf die Gesteine, die am S-Rand bzw. im SW der Axialzone aufgeschlossen sind. Eine kurze Beschreibung der einzelnen Gesteinseinheiten sowie eine nomenklatorische Korrelation mit den älteren Arbeiten (z.B. der klassischen Schistes X Gliederung von Gèze 1971) zeigt die Abbildung 43. Die St. Pons-Cabardès-Gruppe ist immer durch einen tektonischen Kontakt von der Somail-Gruppe abgegrenzt.

Die Salvetat-Gruppe stellt nach Demange (1982) ein Äquivalent zur St. Pons-Cabardès-Gruppe dar und ist in der mittleren und nördlichen Axialzone (Agout-Dom) ausgebildet. Als Hauptunterschied zur St. Pons-Cabardès-Gruppe führt sie in ihrem unteren Bereich die Klastika der bereits vorgestellten Puech Plo-Serie. Die Korrelation beider Gruppen nach Demange (1998) zeigt die Abb. 43. Der Vergleich zwischen beiden Gruppen ist im Gelände nicht immer nachvollziehbar. Das liegt vor allem daran, dass die Region, in welcher die Salvetat-Gruppe aufgeschlossen ist, sehr stark migmatisiert ist (Kap. 1.4.3.5).

Gruppe	geol. Karte Formationen	St. Pons (1:50.000, Alabouvette & Demange, 1993) und Carcassonne (1:50.000, Berger et al., 1993)	Bédarieux (1:50.000, Bogdanoff et al., 1984)	Mazamet (1:50.000) Debat et al., 1976)	Bédarieux (1:80.000) Gèze et al., 1971)	Lacaune (1:50.000) Demange et al., 1995)			
Roc-Suzadou Gruppe		SRh: Quarzite und Kieselsfr. mit Muskoviten	X11 (Metapelite von Castanet)		S <sup>1-1</sup>				
Cabardès Sub-Gruppe	Olargues	SRk: Basiskonglomerate und Quarzite	X10 (Metapelite von St. Gervais)		aξX	S <sub>10</sub> -X			
		SPi: dunkle Schiefer und Tuffite	X9 (Metapelite von Barry)						
	Verdières	SPi: violette Schiefer, z.T. helle Sandsteine	(X5) Cabausse						
		SPh: Sandsteine mit Klasten und Schiefen	X8 (Metatuff von Lamalou)						
		SPg2: dunkle, gebänderte Schiefer	X7 (Glimmerschiefer von Sénas - Le Cros)	oVD					
		SPg1b: dunkle Sfr. mit hellen Sandsteinlagen							
	SPg1a: dunkle, gebänderte Schiefer								
	St. Pons Sub-Gruppe	Madede-Rieu	SPe: sandig-karbonatische Fmn. mit Graphit	X6 (Glimmers. vom Col de Madale)			X15	ζ <sup>2</sup>	Cabanelle Formation
			SPd: sandig - schiefr. Fmn. mit Karbonaten	X5 (Glimmers. von Torteillan X4 (Combes))			X14		Nages Formation
	Somail Gruppe		SPe: vulkano-sedimentäre Formation	X3 Gneis von Vernet				ζ-ξX	ζ <sup>1-1</sup>
SPb: schiefrig-sandige Basisformation							o. Puech Plo, sandig		
		ζ Augen-Orthogneis gebänderter Orthogneis	ζ Augengneise und Migmatite		ζ	ζ <sup>III</sup>	m. Puech Plo, pelit. u. Puech Plo, sandig		

Abb. 43: Korrelation der Metasedimentserien ("Schistes X") der Axialzone auf der Grundlage diverser geologischer Kartenblätter (nach Berger et al. 1993).



### **1.4.3.3 Roc Suzadou-Gruppe**

Die Roc Suzadou-Gruppe (SR<sub>k-s</sub>) ist entlang des Südflügels der Axialzone im Hangenden der St. Pons-Cabardès-Gruppe aufgeschlossen. Berger et al. (1993) beschreiben zwischen beiden Gruppen eine sedimentäre Winkeldiskordanz von über 10°, bevor die Abfolge mit einer Konglomeratsequenz einsetzt. Die Einheit stellt das höchste Niveau der klassischen Schistes X am S-Flügel der Axialzone dar.

### **1.4.3.4 Alter der Schistes X**

Das stratigraphische Alter der unterschiedlichen Einheiten ist nicht geklärt. Es wird angenommen, dass zumindest in den Profilen am S-Rand der Axialzone die Einheiten der Schieferhülle nach außen jünger werden. Lescuyer und Cocherie (1992) haben die Tuffite der SPj-Einheit ("Tuff von Sériès", entsprechen nach Demange 1982 etwa den Schistes X9) nahe der Ortschaft Fumades auf 545±15 Ma datiert. Nach Blatt et al. (2005) könnten diese Tuffe ein höheres Stockwerk zum Plaisance Orthogneis (Ducrot et al. 1979; 532±13 Ma) darstellen. Die Einheiten im Liegenden (SP<sub>b-i</sub>) sollten älter sein und reichen wahrscheinlich bis ins Präkambrium.

Im Gegensatz dazu vermuten Demange et al. (1995) für die gesamte St. Pons-Cabardès-Gruppe ein kambro-ordovizisches Alter. Die Roc Suzadou-Gruppe (SR<sub>k-s</sub>) ist noch jünger, die Autoren halten ein oberordovizisches bis silurisches Alter für wahrscheinlich. Sedimente dieses Alters sind in der gesamten Montagne Noire nur in den Klippen von Cabrières und der Murasson-Einheit in den Monts de Lacaune überliefert. Ein ordovizisches Alter vermuten Bogdanoff et al. (1984) ebenfalls für die "Schistes de Margal" (OSM) und die "vulkanodetritische Formation" (OVD), die südlich des Caroux-Doms unmittelbar an die Decken des Südflügels grenzen und dem Parautochthon zugeordnet werden (Kap. 1.4.1.6). Die Altersangaben von Demange et al. (1995) basieren auf dem Versuch, das sedimentäre Ausgangsmaterial der Schistes X mit den Sedimentabfolgen der paläozoischen Decken zu korrelieren. Wenn man die Alter des Tuffs von Sériès akzeptiert, ist dieser Ansatz unzulässig, da die stratigraphischen Alter von Schistes X und Sedimenten kaum überlappen. Dieser Widerspruch ist ohne weitere Datierungen nicht aufzulösen.

### **1.4.3.5 Migmatite und Diatexite**

Weite Bereiche des Gneiskerns, sowohl Ortho- als auch Paraserien, sind migmatisiert worden und liegen heute z.T. als Dia- und Metatexite vor. Soula et al. (2001) beschreiben einen Schmelzanteil von bis zu 40 %. Der höchste Migmatisierungsgrad ist im zentralen Bereich der Axialzone, dem Agout-Dom, zu beobachten. Die starke Migmatisierung erschwert zum einen die Zuordnung der Gesteine nach der Gliederung von Demange (1982), zum anderen auch die Charakterisierung der Kontakte zwischen den einzelnen Einheiten (sedimentär, intrusiv oder tektonisch). Das Alter der Migmatisierung ist unklar: Be Mezeme (2005) hat U-Th-Pb Mikrosondendatierungen an Monaziten aus migmatisierten Bereichen durchgeführt und ermittelte Alter zwischen 327±7 Ma (Salvetat) und 322±7 Ma (Espinouse); eine Probe vom Col de l'Ourtigas ergab 326±4 Ma. Krause et al. (2004, U-Pb an Monazit) untersuchten Migmatite aus dem Espinouse und ermittelten Alter von 313 Ma und 308 Ma (Kap. 1.6).

### **1.4.3.6 Granite**

In die Axialzone sind verschiedene Granite und Granodiorite intrudiert, wobei klassisch zwei Gruppen unterschieden werden: "Prävariszische" Granite sind deformiert und in die Axialzonen-Kinematik mit einbezogen. Sie sind hauptsächlich im N des Agout-Massiv

beschrieben (z.B. Montalet-Granit). Das Alter der prävariszischen Granite ist nicht genau bekannt. Man kann aber ein Maximalalter abschätzen, indem man die jüngsten Orthogneisalder mit einbezieht. Da nach Roger et al. (2004) deren granitische Protolithe mit einem Alter um 450 Ma vollständig vergneist sind, sollten die Granite jünger sein. Be Mezeme (2005) datierte die granatführende Variation des Montalet-Granit auf  $327\pm 7$  Ma (U-Th-Pb, Mikrosonde) bzw.  $325\pm 5$  Ma (U-Pb, Zirkon, Ionensonde).

"Spätsyn- bis postvariszischen" Granite sind nur schwach bis gar nicht deformiert und später als die Hauptdeformationsphase  $D_1$  (Deckenbau nach Arthaud 1970) intrudiert. Im Nore-Massiv sind aus dieser Gruppe die Plutone von Brousses (Granit), Lampy und Martys (beides Granodiorite) aufgeschlossen (Abb. 3). Hamet und Allègre (1976) ermittelten für diese drei Plutone ein Alter von  $330\pm 17$  Ma (Rb-Sr, Gesamtgestein-Isochrone). Interessanterweise liegen die Glimmeralter aller drei Plutone zwischen 282 und 273 Ma (Rb-Sr, Mineralisochronen, Muskovit und Biotit), was die Autoren als Metamorphosealter (Metamorphose B nach Bard und Rambeloson 1973) interpretieren. Albarède (1978) ermittelte im Brousses-Granit ein Alter von 322 Ma an Biotit und 298 Ma an Muskovit (Ar/Ar Plateau-Alter).

Im Agout-Massiv zählen die anatektischen Granite von Angles (Monzogranit), Soulie (Granit), Raviege, sowie der Vialais-Granit zur Gruppe der spätsyn- bis postvariszischen Granite. Hamet und Allègre (1976) ermittelten für die drei erstgenannten Plutone ein Alter von  $330\pm 16$  Ma (Rb-Sr, Gesamtgesteinsisochrone). Die Glimmeralter (Rb-Sr, Mineralisochronen, Muskovit und Biotit) im Soulie- und Angles-Granit bewegen sich zwischen 286 bis 282 Ma und sind auch hier deutlich jünger als die Gesamtgesteinsalter.

Der Vialais-Granit ist nach Matte et al. (1998) syn- bis postkinematisch in Bezug auf die Auffaltung der penetrativen Foliation zur Domstruktur. U-Pb Datierungen (Monazit und Zirkon) an derselben Probe ergaben ein Alter von jeweils  $327\pm 5$  Ma, welches die Autoren als Intrusionsalter interpretieren. Be Mezeme (2005, U-Th-Pb, Mikrosonde) ermittelten für den Vialais-Granit ein etwas jüngeres Alter von  $320\pm 3$  Ma. Der Angles-Granit ergab ein Alter von  $325\pm 7$ , der Laouzas-Granit scheint mit  $333\pm 6$  Ma etwas älter (beide U-Th-Pb, Mikrosonde).

Brunel und Lansigu (1997) haben Sillimanit-Quarz-Knollen, die hauptsächlich in der Kontaktaureole des Vialais-Granit vorkommen, untersucht und leiten eine extensionale Schertektonik mit der Anlage flacher Scherzonen ab. Das Intrusionsalter des Vialais-Granit datiert diesen Prozess, der demnach fast gleichzeitig mit der Flyschsedimentation und finalen Deckenstapelung auf dem Südflügel ist. Dieser Befund steht im Widerspruch zu Matte et al. (1998), nach denen die Platznahme des Vialais spätsyn- bis posttektonisch ist.

Bei Modellen, welche die Datierungen des Vialais im Sinne von Matte et al. (1998) integrieren, sind die Anlage der Domstruktur und auch die temperaturbetonte Metamorphose  $M_2$ , die von verschiedenen Autoren in direktem Zusammenhang mit der Platznahme der anatektischen Granite gesehen wird (Kap. 1.4.3.12), daher älter als 320 Ma (z.B. Soula et al. 2001; Kap. 1.7).

#### **1.4.3.7 Pegmatite und Aplite**

In die Axialzone sind verschiedene Pegmatite und Aplite intrudiert, deren Beziehung zur Tektonik im Caroux-Dom von Collot (1980-81) untersucht wurde. Er leitet ab, dass ihre Platznahme nach der Anlage der penetrativen Foliation und vor der Auffaltung der Domstruktur erfolgte. Eigene Geländebeobachtungen deuten jedoch auf eine heterogene Intrusionsgeschichte hin, da einige Gänge nicht überfaltet werden.

### 1.4.3.8 Die Beziehung zwischen Orthogneisen und Metasedimenten

Demange et al. (1995) schlägt drei mögliche Modelle für die Beziehung zwischen den Orthogneisen, der Puech Plo-Serie und den überlagernden Metasedimenten vor (Abb. 44):

- Die Orthogneise intrudieren in die gesamte Metasedimentsequenz.
- Die Orthogneise intrudieren in die untere und mittlere Puech Plo-Formation, und beide bilden dann gemeinsam das Basement für die folgenden Metasedimente.
- Die Orthogneise stellen das Basement für alle Metasedimente dar.

Aufgrund der neuen Datierungen von Roger et al. (2004) kann Modell c ausgeschlossen werden, da zumindest Teile der Orthogneise jünger sind als Teile der St. Pons und Salvetat-Gruppe (Lescuyer und Cocherie 1992). Die Tatsache, dass bis jetzt nirgendwo ein Kontakt von Orthogneisen mit den Metasedimenten SPb oder jünger beschrieben ist, macht die Variante b wahrscheinlich, wobei der Kontakt zwischen Sockel und Metasedimenten tektonisch sein muss, da auch weite Teile der St. Pons-Cabardès und Salvetat-Gruppe älter als etwa 450 Ma sind (Lescuyer und Cocherie 1992).

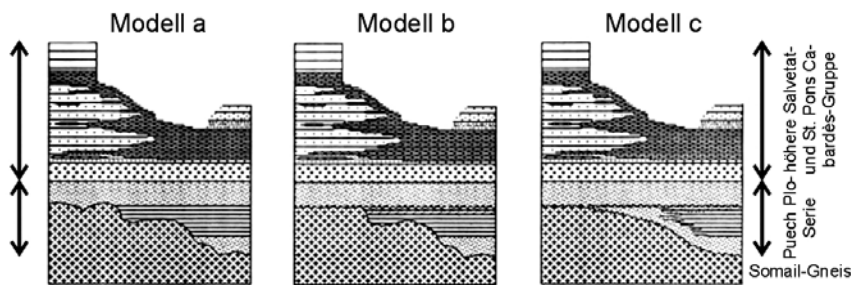


Abb. 44: Verschiedene Modelle für die Beziehung zwischen den Gneisen der Somail-Gruppe und den Metasedimenten (nach Demange et al. 1995).

### 1.4.3.9 Strukturinventar

In diesem Kapitel soll eine Zusammenfassung der wichtigsten Gefüge der Axialzone gegeben werden. Die Vorstellung der Deformationsphasen erfolgt im Kapitel 1.4.3.11. Die Axialzone ist als elliptische Domstruktur ausgebildet, deren Langachse etwa  $070^\circ$  streicht. Die penetrative Foliation, welche nach Van Den Driessche und Brun (1991-1992) in Caroux- und Espinouse-Dom ein unterschiedliches Alter haben soll (Kap. 1.4.3.11), ist gefaltet und zeigt ein umlaufendes Streichen um den Dom. In ihrem E-Teil besteht sie aus zwei aufrechten Antiklinalen, dem Caroux- und dem Espinouse-Dom, deren Achsen parallel zu der Langachse des Doms orientiert sind. Sie werden durch eine Struktur getrennt, die in der regionalen

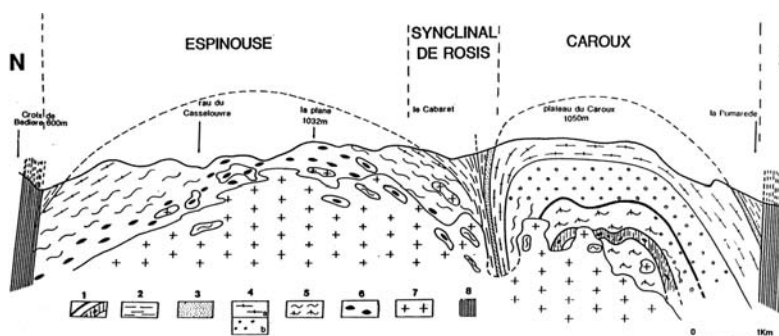


Abb. 45: Querprofil durch die östliche Axialzone (Beaud 1985). 1 - Paragneis; 2 - Schistes X; 3 - untere Schistes X; 4a & 5 - Orthogneis; 4b - Migmatit mit Sillimanitknollen; 6 - sillimanitführende Gneise; 7 - Granit; 8 - späte dextrale Scherzonen.

Literatur als "Synform von Rosis" bezeichnet wird (Abb. 45; Bogdanoff et al. 1984). Der kinematische Charakter dieser Struktur ist nicht klar. Bisherige Modelle sehen sie als enge Synformstruktur (z.B. Faure und Cottreau 1988; Echlter und Malavieille 1999; Aerden

1998), als Scherzone (z.B. Soula et al. 2001) oder als Kombination von beidem (Bard und Rambeloson 1973; Beaud 1985). Die Synform von Rosis wird durch das Einfalten verschiedener Schistes X nachgezeichnet, welche nach W ausstreichen. Daher ist ihr Verlauf nach W nicht gesichert. In Richtung W behalten der Caroux-Dom, dessen streichende Verlängerung Somail-Dom und auch der S-Teil des Espinouse-Dom ihre ENE-WSW-Orientierung parallel zur Langachse des Doms bei. Nördlich davon, im Agout-Dom, herrschen domartige Strukturen vor (Abb. 42). Im Nore-Massiv E' der Mazamet-Störung ist die Foliation zu einer großen Antiklinalen aufgefaltet.

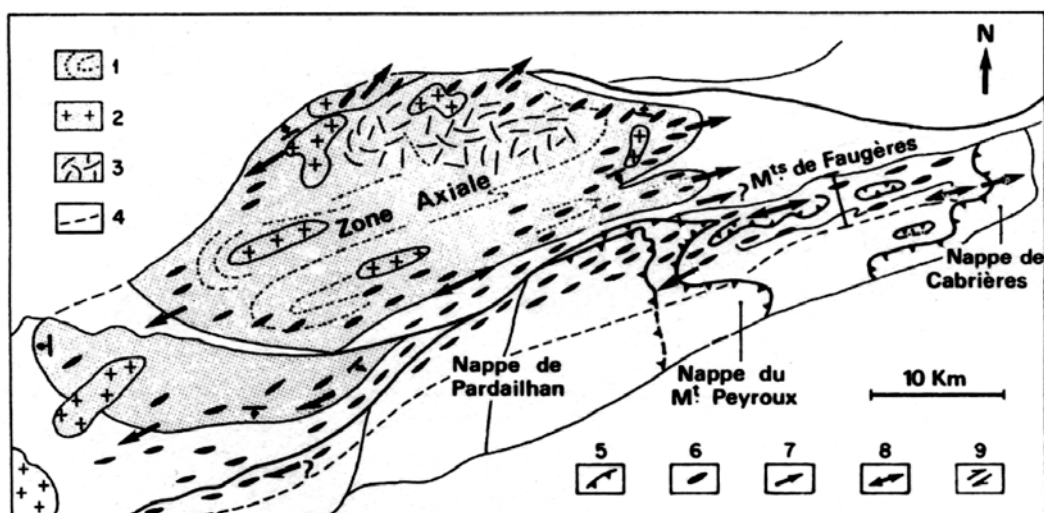


Abb. 46: Darstellung der Streckungslination in der Montagne Noire (Mattauer et al. 1996). 1 - Gneise und Glimmerschiefer der Axialzone; 2 - Granit; 3 - Anatexis; 4 - Grenze der S<sub>2</sub>-Schieferungsfront; 5 - basale Störungen der südlichen Decken; 6 - Streckungslination; 7 - Schersinn; 8 - koaxiale Streckung; 9 - Blattverschiebungen.

Es sind auch Falten niederer Ordnung ausgebildet, die von verschiedenen Autoren beschrieben werden (z.B. Demange 1998; siehe Zusammenfassung in Abb. 50). In vielen Aufschlüssen stellen offene Falten mit flachen Achsenebenen die jüngsten Falten dar. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Kollapsstrukturen. Die zugehörige Achsenebenschieferung ist im spröde/duktile Grenzgebiet angelegt (freundliche mündliche Mitteilung Prof. Dr. W. Franke).

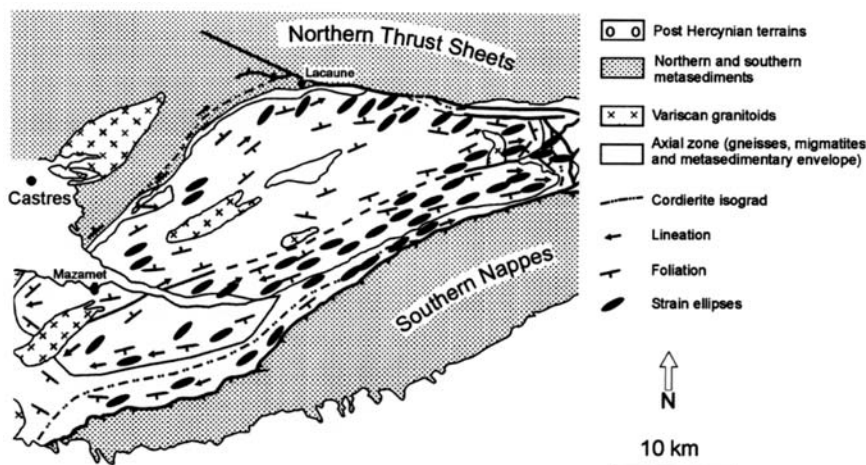


Abb. 47: Orientierung der Strainellipsoide in der Axialzone (Soula et al. 2001).

Im gesamten Dom ist eine Streckungslineation ausgebildet. Diese ist nach Matte et al. (1998) parallel zu den Faltenachsen, d.h. ENE orientiert. Nur am NE-Rand des Espinouse streichen sie NE (Abb. 46; Van Den Driessche und Brun 1991-1992). Die Orientierung der Strainellipsoide ist parallel zu den Streckungslinearen (Abb. 47).

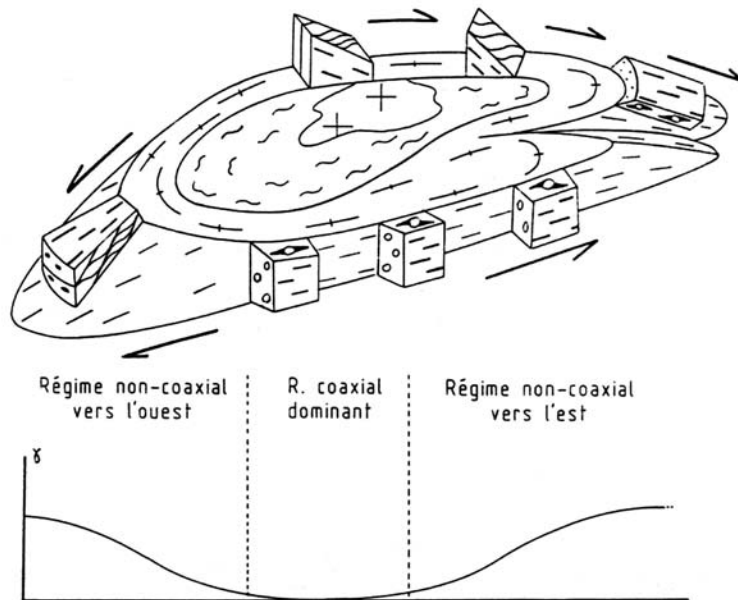


Abb. 48: Entwicklungsmodell der Axialzone nach Faure and Cottureau (1988) mit der Darstellung des Deformationsregimes (unten). Der Graph zeigt eine qualitative Darstellung der Scherverformung ( $\gamma$ ) entlang der Langachse des Doms.

Das Deformationsregime variiert nach Faure und Cottureau (1988) entlang der Langachse des Doms (Abb. 48). Während im zentralen Teil die Deformation rein coaxial ist, nimmt zu den Rändern die "simple shear" -Komponente stark zu. Der Schersinn ist dabei an beiden Enden des Domes gegenläufig und abschiebend: Top-ENE am E-Ende und Top-WSW am W-Ende. Zu dieser Schertektonik sind am Ostrand, der sehr gut aufgeschlossen ist, verschiedene Detachments und Scherzonen mit einem Schersinn Top-ENE ausgebildet. Diese Scherzonen grenzen die Ortho- und Paragneise gegen die Schistes X und auch die Schistes X untereinander ab.

### 1.4.3.10 Begrenzende Störungen

Die Axialzone wird im N und S durch Scherzonen von den Monts de Lacaune bzw. vom Südflügel abgegrenzt. Im N ist dieser Kontakt relativ diskret entlang einer (kompositen) Hauptstörung, der Nordrandstörung oder "Monts de Lacaune fault" (Demange 1993; Abb. 49). Sie grenzt das Kambro-Ordoviz des Nordflügels im N gegen die Schistes X oder direkt gegen die Gneise ab. Im E-Teil streicht sie E-W und zweigt in die Graissessac-Störung und die Ginestet-Störung auf. Weiter im W streicht sie NE-SW und wird im Sorézois von verschiedenen Nebenstörungen flankiert. Die Kinematik der Störung wird kontrovers diskutiert: Demange (1993) interpretiert sie als dextrale Blattverschiebung mit einer Aufschubungskomponente, deren ursprüngliche Anlage auf die Platznahme der verschiedenen allochthonen Einheiten (Decken) zurückzuführen ist. Indem er die Blavierite (Kap. 1.3) als Leitniveau benutzt, schätzt er einen blattverschiebenden Versatz von etwa 30km entlang der Störung ab. Echtler und Malavieille (1990) konnten in den basalen Sedimenten des Beckens von Graissessac eine dextral-schrägabschiebende Kinematik nachweisen. Maluski et al. (1991) datierten synkinematische Glimmer in dextralen Schrägabschiebungen nahe Murat-Castanet auf  $297 \pm 3$  Ma (Proben OS10 und OS11, Ar/Ar, Biotit und Muskovit). Van Den Driessche und Brun (1989, 1991-1992), sowie Brun und Van Den Driessche (1994) betonen den extensionalen Charakter der Störung (Kap. 1.7.4) und interpretieren sie zumindest im E-Teil als eine Top-NE Abschiebung ("Espinouse Detachment Zone"). Als spätestes Ereignis ist die Störung pyrenäisch reaktiviert worden (Demange 1993).

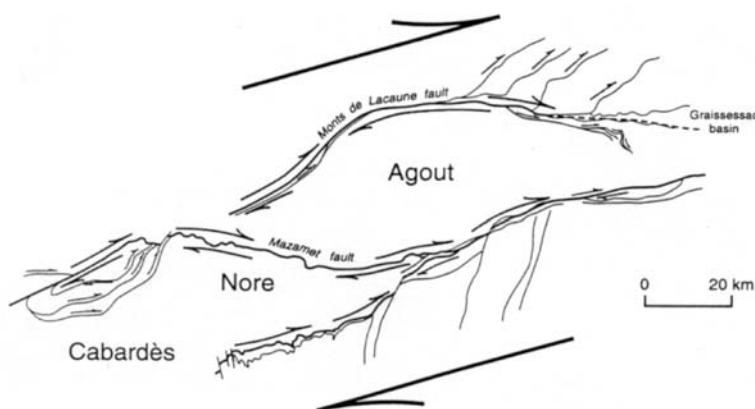


Abb. 49: Darstellung der die Axialzone begrenzenden Störungen (Demange 1999).

Die Abgrenzung im S ist diffus. Sie besteht aus einer etwa 1 km breiten Deformationszone ("transcurrent wrench zone", Maluski et al. 1991), die im äußeren Teil der Orthogneise beginnt und bis an die basalen Störungen der südlichen Decken heranreicht. Sie besteht aus mylonitischen Bereichen und einer Schar von diskreten Scherzonen bzw. Störungen. Die Störungen streichen subparallel NE bis ENE. Sie grenzen den Gneiskern gegen die Schistes X, sowie die Schistes X gegen den Südflügel ab. Teilweise trennen sie auch die einzelnen Schistes X-Einheiten. Die intensive syn- bis postmetamorphe Schertektonik in dieser Zone führt zu einer starken Ausdünnung der Schichten. Außerdem werden Teile des Metamorphoseprofils tektonisch unterdrückt oder ausgedünnt (Kap. 1.4.3.12). Der Schersinn ist nicht immer eindeutig: obwohl es lokal Hinweise für eine sinistrale Scherung gibt (Mattauer et al. 1998), ist in der Literatur eine übergeordnete dextrale Kinematik etabliert (z.B. Echtler und Malavieille 1990). Maluski et al. (1991) haben eine Ar/Ar Studie an synmetamorphen und syntektonischen Glimmern in einem Profil von den Orthogneisen im N bis zu der Störung, welche das Parautochton nach S abgrenzt, durchgeführt. Die meisten Proben aus dieser Scherzone ergaben konsistente Alter zwischen  $311 \pm 4$  Ma und  $308 \pm 3$  Ma (Proben TR9, TR8, TR7, TR6, TR5; Biotit und Muskovit; Kap. 1.6). Auch ein Ar/Ar-Alter an

Hornblenden liegt in diesem Bereich ( $314 \pm 3$ , Probe TR7). Diesen Zeitraum interpretieren die Autoren als das Peakalter der Scherdeformation. Eine Probe (OS2), die aus den höheren Schistes X stammt, datierten sie auf  $303 \pm 3$  Ma (Biotit und Muskovit) und interpretieren dies als untere Altersgrenze für die Schertektonik. In diesen Bereich fällt auch ein Alter von  $300 \pm 3$  Ma an postkinematischem Muskovit (Probe Ca2) aus dem Dachbereich des Caroux-Dom. Die jüngsten paläozoischen Alter wurden in der basalen Störung der Mont Peyroux-Decke ermittelt (Probe TR4,  $297 \pm 3$  Ma, Muskovit). Nach Echtler (1990) ist die Kinematik dieser Störung extensional nach WSW abschiebend und hängt mit der finalen Deckenplatznahme zusammen. Ein Biotit aus der Probe Ca2 (Dachbereich Caroux-Dom) ergab ein Alter von  $316 \pm 4$  Ma und gibt nach Maluski et al. (1991) das Ende der kompressiven Tektonik an.

Während im Bereich N' der Minervois-Decke und dem W-Teil der Pardailhan-Decke wahrscheinlich die paläozoische Kinematik in Reinform erhalten ist, wird sie etwa von der Ortschaft Labastide-Rouairoux an nach E durch die pyrenäische Mazamet-Störung überprägt (Demange und Jamet 1986; Abb. 49). Die Mazamet-Störung ist an der Nordflanke des Sorézois und an der Südflanke des Agout-Massiv E' der Ortschaft St. Pons eine sinistrale Blattverschiebung (z.T. Schrägaufschiebung) und streicht ENE. Im Bereich dazwischen traversiert sie den Gneis Dom und die Schistes X und biegt als Relais-Störung nach SW ein. Sie schiebt in diesem Bereich das Nore-Massiv auf das Agout-Massiv und tertiäre Sedimente auf, führt W' und NW' von St. Pons zu einer Schichtwiederholung von Teilen der Schistes X und kappt einige paläozoische Scherzonen. Nach Demange und Jamet (1986) stellt sie von St. Pons an nach E immer die N-Grenze der südlichen Decken bzw. der Pujol-Margal-Einheit dar. Diese Autoren vermuten, dass die Mazamet-Störung eine ältere Störung am S-Rand der Axialzone reaktiviert. Diese jungen Störungen können auch zu einer Störung des Ar/Ar-Systems führen, wahrscheinlich da sie eine Wegsamkeit für Fluide darstellen. Maluski et al. (1991) ermittelten an einer Probe aus diesem Bereich ein Ar/Ar Alter von  $258 \pm 2.5$  Ma (Ar/Ar an Muskovit), was deutlich jünger ist als die Deformationsalter im Bereich der "transcurrent wrench zone".

#### **1.4.3.11 Deformationsgeschichte**

Die Deformationsgeschichte der Axialzone wird seit den Arbeiten von Gèze (1949) und Arthaud et al. (1966, 1967) kontrovers diskutiert, und bis heute hat sich keine einheitliche Deformationsabfolge durchgesetzt. Dies liegt einerseits daran, dass die Entwicklung komplex ist, andererseits variieren die Arbeitsgebiete und die verwendeten Methoden der verschiedenen Autoren. Nur selten wurde die gesamte Axialzone untersucht (wie etwa von Demange in diversen Arbeiten), meistens wird von einer detaillierten Studie eines kleineren Gebietes auf die Gesamtentwicklung geschlossen. Die meisten der vorgeschlagenen Deformationsabfolgen basieren auf Untersuchungen in der östlichen Axialzone, vorwiegend dem Caroux- und Espinouse-Dom (z.B. Laumonier und Marignac 1996; Beaud 1985). Trotzdem differieren die Ergebnisse z.T. erheblich. Es ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, eine detaillierte Diskussion der verschiedenen Veröffentlichungen zu diesem Thema durchzuführen. Daher werden Arbeiten, die eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Deformationsphasen geben, in einer Übersichtstabelle vorgestellt (Abb. 50), teilweise werden die sie auch mit den Modellvorschlägen der Autoren vorgestellt (Kap. 1.7). Die Nomenklatur, welche in der Tabelle verwendet wird, richtet sich nach der Originalliteratur. Es können daher mit demselben Namen ganz unterschiedliche Deformationen beschrieben werden (siehe z.B. die Phase "D<sub>3</sub>").

# Geologischer Rahmen - Axialzone

	Aerden (1988)	Aerden & Malavielle (1999)	Soula et al. (2001)	Demange (1998)	Laumonier & Marignac (1996)	Beaud (1985)	Arthaud et al. (1966, 1967)
D1	D <sub>1</sub> : "Thrust and nappes tectonic" Isoklinale Falten im cm bis km Maßstab. Die penetrative Foliation ist die AE-Schieferung zu diesen Falten (S <sub>1</sub> ), doch sind auch ältere Gefüge in den Scharnieren enthalten (S <sub>2</sub> ). D <sub>1</sub> = erster Kollaps	S <sub>1</sub> und S <sub>2</sub> ist nur als reliktsche Crenulation in Microolithons und Granatopyroblasten erhalten. Sie sind nicht zu unterscheiden und werden zu S <sub>2</sub> zusammengefasst. Diese Schieferung entspricht der penetrativen Foliation in den paläozoischen Sedimenten	Starke Vorzugsorientierung der metamorphen Minerale und Anlage von geplatteten isoklinen Microolithen. Von D <sub>1</sub> definierte Scharnierbereiche werden als das Ergebnis fortlaufender Deformation interpretiert, und nicht als eine eigenständige, frühere Phase.	Anlage aufrechter Falten mit einer S <sub>1</sub> -Crenulation, gut ausgebildet im zentralen Teil der AZ und den Schistes X <sub>1</sub> . Die D <sub>1</sub> -FA und die L <sub>1</sub> -Streckungslineation sind subparallel zur Langachse des Doms orientiert.	Zwei Deformationsphasen D <sub>1</sub> und D <sub>2</sub> , mit der gleichen N-gereichten Tektonik. Die Falten sind isoklin und haben eine AE-Schieferung. Die Falten (b.z.w. deren Scharnierbereiche) sind am besten im Agout-Dom zu erkennen. Weiter im S ist das schwieriger, da man sich in einer Flankenposition befindet.	Anlage der Gneisfoliation S <sub>1</sub> , die sich aus S <sub>2</sub> und S <sub>3</sub> zusammensetzt. Beide Foliationen verlaufen subparallel und sind nur in D <sub>1</sub> Scharnieren zu unterscheiden. Diese kompositen Foliation ist auch in den Metasedimenten zu beobachten. D <sub>2</sub> wird auf den sudgerichteten Deckentbau zurückgeführt.	Während D <sub>1</sub> ("Deckenbau") wird die Foliation in den Gneisen und Metasedimenten angelegt. Wahrscheinlich gibt es auch D <sub>2</sub> Falten, aber keine penninischen Decken in der Axialzone.
D2				Die D <sub>2</sub> Falten zeigen ebenfalls eine N-gereichte Tektonik an. Sie sind offener als die D <sub>1</sub> Falten und haben keine penetrative AE-Schieferung. Die Caroux-Sornail Antiform ist ein Beispiel für eine D <sub>2</sub> Struktur. Die Metamorphose ist synchthon zu D <sub>2</sub> .	Phase "D <sub>2</sub> ": Anlage von Falten (FA streichen 070 bis 090°) mit einer nach S einfallenden AE-Sfzg (S <sub>2</sub> ) und Anlage der monoklinen Rosas Synklinale.	N-S Kompression führt in der östlichen Syntform von Rosas zu engen bis isoklinen Falten mit flach nach ENE einfallenden Achsen und einer mit ca. 60° nach S einfallenden AE-Sfzg. S <sub>2</sub> Anlage von Esprouise- und Caroux-Dom sowie der Rosas Synform.	nur für den Sudflügel beschrieben
D3	D <sub>3</sub> : steep folding Anlage aufrechter Falten mit steilen AE, die das Kartenbild prägen (Caroux und Esprouise). Dazu gibt es Parasarfalten im cm bis m Maßstab mit subvertikaler Cren. und Streckung parallel zu den FA.	Anlage aufrechter Falten mit steilen AE. Es gibt eine subvertikale Crenulation S <sub>3</sub> und eine subhorizontale Streckungslineation L <sub>3</sub> . Das bedeutet Verkürzung in N-W-SSE, und gleichzeitige Streckung parallel L <sub>3</sub> .	Offene bis enge Falten mit Wellenlängen von wenigen cm bis m, dazu existiert eine S <sub>3</sub> -Crenulation. S <sub>3</sub> ist subparallel zu S <sub>1</sub> im zentralen Teil der AZ und stellt zu den Flanken hin an. Die D <sub>3</sub> -FA sind subparallel zu den Domkonturen, aber L <sub>3</sub> ist subparallel zur Langachse des Doms und zu L <sub>2</sub> . Die D <sub>3</sub> Falten gehen z. T. in mesoskopische duktile SZ über.	Relativ offene Falten, die einzigen S <sub>3</sub> -gereichten Falten in der Axialzone. Sie sind fast nur im S-Teil der Axialzone zu sehen. Dort haben sie in Scharnierbereichen eine Schieferung. Diese Deformation erfolgt mit der Platznahme der südlichen paläozoischen Decken (Zeit Visé bis Namur), später als M <sub>1</sub> .	Phase "D <sub>3</sub> ": Kleine, seltene Falten (FA 060 bis 090°) mit einem S-Facing und einer AE-Sfzg.	nur für den Sudflügel beschrieben	nur für den Sudflügel beschrieben
D4	D4: Detachment tectonics In der Hülle und dem höheren Gneisniveau wird eine ca. 2km breite SZ, die "S <sub>3</sub> strain zone" mit verschiedenen Gefügen angelegt: -ENE Streckung -überkippte Falten -subhorizontale Cren. (S <sub>3</sub> ) Die obere Grenze der "S <sub>3</sub> SZ" am E-Rand ist da, wo die Schistes X ans Kambrium grenzen. Strainpartitioning. Hoher Strain am Gneis-Cover Kontakt und in diversen mylonitischen Zonen in den Schistes X. An den E und W Rändern des Doms abschiebende Bewegungen parallel zur Streckung. Nach Aerden fast reiner coaxialer Strain (pure shear) ab. Zweiter Kollaps!	Ca. 2km breite SZ im Hangenden der Gneise. Gefüge: - Scherbänder - jüngere Cren (S <sub>3</sub> ?) - makroskopische Mylonitonen Außerdem werden hier die metamorphen Isograden angelegt (spät-D <sub>3</sub> bis früh-syn-D <sub>4</sub> ) und ausgedünnt ("ductile thinning").	Anlage mittelsteiler, später Scherzone am SE-Ende des Doms. Der Scherzinn ist abschiebend. Sie sind nicht so stark mit eingefaltet wie die D <sub>3</sub> -Scherzonen.	Monokline Falten mit einer nordfallenden AE-Schieferung (z. T. Bruchschiefen). Sie bewirken einen aufgestellten Korridor im S des Agout-Massivs und im N des Nore Massivs, wobei der zentrale und nördliche Bereich des Agout Massivs um 8 km herausgehoben wird.	Phase "D <sub>4</sub> ": aufrechte Falten mit 075/60° orientierten AE. drei Falten im km Maßstab: Caroux Antikline, Rosas Syntform II und Esprouise Antikline. Nördlich des Caroux ist "S <sub>3</sub> " gut entwickelt und transportiert "S <sub>3</sub> " in den Gneisen.	Die letzte Hauptphase D <sub>4</sub> führt am Rand der Axialzone und in den Schistes X zur Anlage aufrechter Parasarfalten (sub-isoklinale), S <sub>3</sub> crenuliert. In dieser Phase entstehen die großen Antiklinalstrukturen von Esprouise- und Caroux-Dom und die eingeengte Syntform von Rosas.	
D5	D <sub>5</sub> : ist wie D <sub>4</sub> orientiert. Man kann beide nur voneinander abgrenzen, wo D <sub>4</sub> durch D <sub>5</sub> verdrängt wurde. D <sub>5</sub> ist etwas spröder mit der Anlage von Strömungs- und Knickebenen. Die Verformung ist vor allem in der "Poujol Fault Zone" lokalisiert, wo die Decollements ansetzen.	Anlage der "Poujol Fault Zone" (PFZ, dextrale Blattverschiebung am S-Rand der AZ). Anlage einer Cren und von Falten, die ähnlich wie D <sub>4</sub> orientiert und z. T. schwer zu unterscheiden sind.	Späte, aufrechte Falten. Vertikale, duktile LT-Scherzonen nahe der NE-Störung werden entweder als Kombination aus Blattverschiebung oder spröde-duktilen Abschiebungen interpretiert. Angeblich gibt es keine großen Blattverschiebungen.	Die Phasen D <sub>4</sub> bis D <sub>5</sub> erzeugen alle offene, aufrechte Falten im km Maßstab, die sich gegenseitig überprägen und so die Becken- und Domstrukturen im Kern der Axialzone bilden. Die Faltenachsen haben unterschiedliche Orientierungen: D <sub>4</sub> : ENE D <sub>5</sub> : SE D <sub>6</sub> : SSE	Phase "D <sub>5</sub> ": zwei Gefügetypen: a) offene überkippte Falten (wo S <sub>3</sub> steil steht) b) kleine Scherzonen (wo S <sub>3</sub> flach liegt) beide Gefüge zeigen eine vertikale Verkürzung und Streckung in E-W Richtung an.		
D6	Späte Dehnung mit der Anlage von Sedimentbecken an der Nordflanke, Dehnung in N/S Richtung.	N-S-Extension mit Harrischlindaren und Bildung der Stephan- und Permbecken.					

**Abb. 50: Zusammenfassung der Deformationsabfolge der Axialzone nach verschiedenen Autoren. AE - Achsebene; AZ - Axialzone; FA - Faltenachse; LT - Niedertemperatur.**



Im Folgenden wird eine zusammenfassende, vereinfachte Deformationsabfolge abgeleitet, welche im Detail sicher komplexer ist. Sie stellt den Versuch dar, möglichst viele der verschiedenen Geländebefunde zu integrieren ohne zu stark ins Detail zu gehen:

- **D<sub>1</sub>:** In einer ersten Hauptphase ( $D_1$ ) wird die penetrative Foliation ( $S_1$ ) angelegt. Sie wird von manchen Autoren als komposite Foliation interpretiert (z.B. Aerden 1998, Demange 1998, Beaud 1985). Bis auf Demange (1998), der eine nordgerichtete Tektonik postuliert, sehen alle Autoren diese Phase im Zusammenhang mit der südgerichteten variszischen Deckentektonik. Es ist umstritten, ob während dieser Phase in der Axialzone Deckenfalten penninischen Typs angelegt wurden (z.B. Demange 1998, Ellenberger 1967a und b) oder nicht (Arthaud 1966, Arthaud et al. 1967). Diese ältere Foliation ist nach Van Den Driessche und Brun (1991-1992) und Brun und Van Den Driessche (1994) im Caroux erhalten.
- **D<sub>2</sub>:** Die penetrative Foliation  $S_1$  wird anschließend zu aufrechten Großfalten überfaltet ( $D_2$ ), die das Kartenbild prägen (Espinouse-Dom, Caroux-Dom, eventuell auch Rosis-Synform). Zu diesen Großfalten existieren Parasitärfaalten niederer Ordnung bis in den cm-Bereich. Die  $D_2$ -Faltenachsen streichen ENE, wobei in der Axialzone weiträumig eine Streckungslineation  $L_2$  parallel zu diesen Faltenachsen angelegt wird (Abb. 46; Aerden 1998, Soula et al. 2001). Aerden und Malavieille (1999) schlagen daher in dieser Phase eine Kinematik mit einer NNW-SSE-gerichtete Kompression und einer synchronen Streckung parallel  $L_2$  vor. Zu den  $D_2$ -Falten ist eine (subvertikale) Crenulationsschieferung  $S_2$  ausgebildet.
- **D<sub>3</sub>:** Diese Phase ist von Schertektonik geprägt. Es kommt entlang des N- und S-Rand des Doms zur Anlage von duktilen dextralen Scherzonen (Kap. 1.4.3.10). Diese gehen teilweise (z.B. Ginestet-Störung) in relativ flache Top-ENE Abschiebungen am NE-Ende der Axialzone über, welche die verschiedenen Schistes X und auch höhere Einheiten (z.B. Haute Mare- und St. Gervais-Einheit) begrenzen. Es ist nicht klar, inwiefern  $D_2$  und  $D_3$  zeitlich getrennt waren, und ob die ENE-Streckung, während der die  $L_2$ -Lineation entstand, nicht auch schon zur Anlage von Top-ENE Scherzonen führte. Echtler und Malavieille (1990) konnten in den basalen Sedimenten des Stephanbeckens von Graissessac (Stephan B nach Becq-Giraudon 1972) eine dextrale Kinematik nachweisen. Nach Van Den Driessche und Brun (1991-1992) werden im Espinouse-Dom während einer extensionaler Top-NE Schertektonik die penetrative Foliation und Scherbänder (Abb. 65) zeitgleich angelegt.
- **D<sub>4</sub>:** Diese Phase ist durch Extension geprägt. Die Extensionsrichtung ist wahrscheinlich N-S orientiert (Aerden 1998, Aerden und Malavieille 1999, Van Den Driessche und Brun 1991-1992). Es werden die Permbecken angelegt (Lodève, St. Affrique).

### 1.4.3.12 Metamorphose

Die Metamorphoseentwicklung der Axialzone wurde zuerst von Schuiling (1960, 1963), sowie Schuiling und De Witt (1962) genauer untersucht. Schuiling (1960) beschreibt die metamorphen Isograden an der Südflanke von den höheren Schistes X (Chlorit-Zone) über die unteren Schistes X (von außen nach innen: Biotit-, Granat-, Andalusit- und Staurolith-Zone) bis in die Gneise. Auch Sillimanit und Cordierit werden beschrieben. Schuiling (1960) und Schuiling und De Witt (1963) beschreiben eine konzentrische metamorphe Zonierung um den Gneiskern. Sie weisen darauf hin, dass man innerhalb von etwa 1 km Entfernung von der Chlorit-Zone in migmatische Gneise gelangt und leiten daraus einen hohen geothermischen Gradienten (sie sprechen von Kontaktmetamorphose) ab. Schuiling (1963) schätzt den geothermischen Gradienten auf 200°C/km.

Bard und Rambelosen (1973) haben den Caroux-Dom untersucht und eine dreiphasige Tektonik (D<sub>1</sub> bis D<sub>3</sub>) mit der Anlage von drei Schieferungen (S<sub>1</sub> bis S<sub>3</sub>) abgeleitet. Die ersten beiden Phasen sind homoaxial, die zugehörigen Schieferungen S<sub>1</sub> und S<sub>2</sub> sind subparallel orientiert und bilden die (komposite) penetrative Foliation. Während D<sub>3</sub> erfolgt die Anlage der Domstrukturen (entspricht D<sub>4</sub> nach Arthaud 1970; Abb. 50) und eine Crenulationsschieferung S<sub>3</sub> wird angelegt. Bard und Rambelosen (1973) haben die metamorphen Indexminerale den unterschiedlichen Deformationsphasen zugeordnet und eine zweiphasige Metamorphoseentwicklung festgestellt. Die Paragenese ist in Abbildung 51 dargestellt. Die erste Phase M<sub>1</sub> ist D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> (und damit angeblich dem Deckenbau) zuzuordnen. Nach den Autoren ist M<sub>1</sub> eine Mitteldruckmetamorphose (Staurolith, Granat, ± Disthen) mit einem Gradienten von 30±10°/km. M<sub>2</sub> interpretieren sie als eine Niederdruckmetamorphose (durch Andalusit und Cordierit angezeigt) mit einem Gradienten von 60±10°/km. Daraus ergibt sich ein P-T-t Pfad im Uhrzeigersinn.

Minerale	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>
Chlorit	[Barren]		
Muskovit	[Barren]		
Biotit	[Barren]		
Andalusit	[Barren]		[Barren]
Cordierit			[Barren]
Staurolith	[Barren]		
Granat	[Barren]		
Sillimanit			[Barren]
Disthen	[Barren]		
	■	■	■

Abb. 51: Die metamorphen Indexminerale und ihre Einordnung in die Deformationsabfolge nach Bard und Rambelosen (1973).

Thompson und Bard (1982) haben am E-Ende der Axialzone gearbeitet. Sie stellten fest, dass das Metamorphoseprofil durch postmetamorphe Störungen kondensiert ist. Daher ist die Abschätzung von Gradienten nach der von Schuiling (1963) verwandten Methode unzulässig. Die Autoren bestätigen den P-T-t Pfad im Uhrzeigersinn, wobei M<sub>1</sub> nur reliktsch erhalten ist (Granat, Staurolith). Ihre Daten bestätigen das Modell einer diapirischen Entwicklung, wobei sie einen geothermischen Gradienten von 37°C/km für den M<sub>2</sub>-Temperaturpeak ableiten (Cordierit-Sillimanit-Fazies).

Demange (1985) beschreibt ausführlich die bekannten Eklogit-Vorkommen der Montagne Noire. Als P-T Bedingungen für das Vorkommen von Le Jounié gibt Demange (1985)

800-900°C und 9±2 kbar an. Die Eklogite interpretiert er als Relikte einer druckbetonten Metamorphose M<sub>0</sub>, die älter als der Deckenbau (und damit M<sub>1</sub>) ist.

Demange (1998) gibt eine Zusammenfassung der tektono-metamorphen Entwicklung der Axialzone und zeigt den Verlauf der metamorphen Isograden in der gesamten Montagne Noire (Abb. 52). Er stellt drei metamorphe Phasen vor:

- M<sub>0</sub>: Wie in Demange (1985) werden dieser Phase die Eklogite und Disthen-Vorkommen zugeordnet. Sie stellen nach Demange (1998) Relikte einer älteren druckbetonten Metamorphose dar und sind älter als D<sub>1</sub> (nach seiner Gliederung, Abb. 50). Der Autor weist darauf hin, dass sämtliche Vorkommen im S-Teil der Axialzone zu finden sind. Die Eklogite zeigen eine retrograde amphibolithfazielle Metamorphose, die auf M<sub>1</sub> zurückgeführt wird.
- M<sub>1</sub>: Bei M<sub>1</sub> handelt es sich nach Demange (1998) meist um eine Mitteldruckmetamorphose (MP), die bis in die Sillimanit-Muskovit-Fazies reicht und ihren Höhepunkt während D<sub>2</sub> (nach Demange 1998, Abb. 50) erreicht. Diese Metamorphose prägt weite Teile der Axialzone und der umlagernden Schistes X (Abb. 52). M<sub>1</sub> greift außerdem im Bereich des Viane-Doms weit in die Monts de Lacaune vor, ist hier allerdings eine Niederdruckmetamorphose (Abb. 52). Sie führt zum Auftreten von Sillimanit in kambro-ordovizischen Sedimenten, welche ansonsten in der gesamten Montagne Noire und im Albigeois maximal die Biotit-Zone erreichen. Nach Demange (1998) nimmt der Druck von S (Region Labastide-Rouairoux) nach N um 3 kbar ab.
- M<sub>2</sub>: Diese Metamorphose ist nach Demange (1998) räumlich sehr eng begrenzt (Abb. 52) und an die Intrusion des migmatischen Laouzas-Granits im Zentrum des Agout-Doms gebunden. Da sie nach Demange (1998) zu schwach ist um M<sub>1</sub> regional zu überprägen, ist sie im Caroux- und Somail-Dom und im Nore-Massiv nicht ausgebildet. Es handelt sich hierbei um eine Niederdruckmetamorphose (Peakbedingungen: 600°C und 2 kbar), die zur Bildung von Cordierit führt.

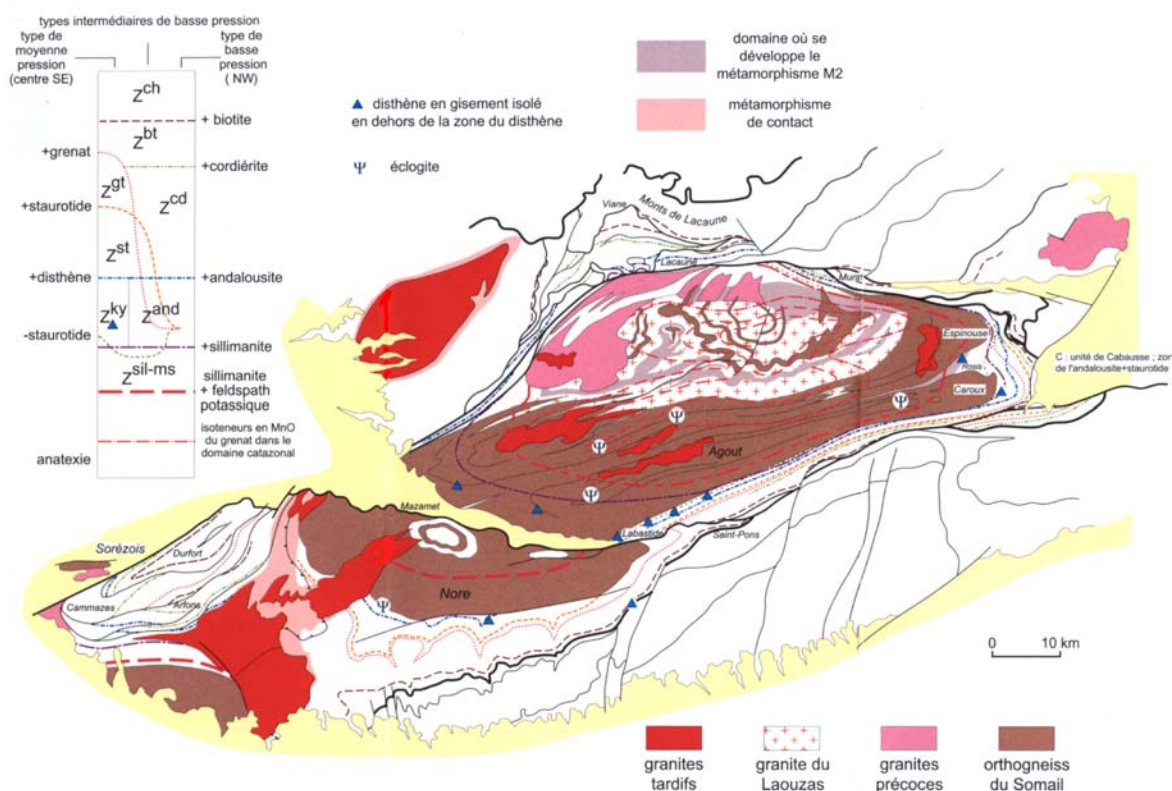


Abb. 52: Darstellung der metamorphen Isograden und der regionalen Verteilung der Metamorphosephasen (Alabouvette et al. 2003).

Zusammenfassend ist zu sagen, dass außer wahrscheinlich reliktschen Eklogiten und Disthen ( $M_0$ ) zwei Metamorphosephasen ( $M_1$  und  $M_2$ ) nachgewiesen sind.  $M_1$  ist eine Mitteldruck (MP)-Metamorphose und wird im Zusammenhang mit der Deckentektonik gesehen. Bei  $M_2$  handelt es sich um eine Niederdruck (LP)-Metamorphose, die wahrscheinlich synchron zur Exhumierung stattfindet. Nimmt man die  $M_2$  Metamorphosebedingungen von Demange (1998, 600°C und 2 kbar), entsprechen 2 kbar einer Krustentiefe von etwa 7 km.

Schwierig nachvollziehbar ist aus meiner Sicht die regionale Zuordnung der verschiedenen Metamorphosephasen nach Demange (1998):

Im Viane-Dom (westliche Monts de Lacaune) erreichen kambro-ordovizische Gesteine die Sillimanit-Muskovit-Fazies einer LP-Metamorphose, werden aber von Demange (1998)  $M_1$  (MP-Metamorphose) zugeordnet. Zudem erreichen diese Gesteine in den unmittelbar benachbarten östlichen Monts de Lacaune sowie in den überlagernden Deckeneinheiten des Albigeois während  $M_1$  maximal die Biotit-Zone. Diese Argumente belegen meiner Meinung nach eine metamorphe Prägung dieser Region während  $M_2$  (Doublie et al. 2006).

Im zentralen Bereich des Agout-Doms, der den höchsten Migmatisierungsgrad erreicht und nach Demange (1998) vom migmatischen Laouzas-Granit aufgebaut wird, ist  $M_2$  nur in einem relativ schmaler elliptischen Korridor (Demange 1998; Abb. 52) die penetrative Metamorphose. Auch hier ist die Abgrenzung zwischen  $M_1$  und  $M_2$  nicht nachvollziehbar, der von Demange (1998) beschriebene räumliche Zusammenhang zwischen dem sog. Laouzas-Granit und  $M_2$  ist nicht klar. Es ist in diesem Zusammenhang auffällig, dass nach Demange (1998) der Druck im Agout-Dom 3 kbar niedriger ist als im Caroux- und Somail-Dom. Demnach hat der Agout-Dom seine metamorphe Prägung offenbar in einem höheren (bereits exhumierten) Krustenstockwerk (3 kbar entsprechen etwa 11 km) erfahren. Auch das spricht in meinen Augen dafür, dass weite Bereiche des Agout (und auch die Migmatisierung)  $M_2$  zuzuordnen sind. In dieser Arbeit wird dieser neuen Zuordnung gefolgt.

Ein weiteres Argument für eine weite räumliche Ausdehnung von  $M_2$  bietet eine Datierung von Gebauer et al. (1988). Diese Autoren haben an einem Paragneis aus der sog. "Staurolith-Zone" nördlich von St. Pons ein Alter von 308 Ma ermittelt (U-Pb an Monazit). Diese Probe, die unmittelbar an den Somail-Dom angrenzt, stellt das einzige gesicherte Alter für  $M_2$  dar und zeigt zudem, dass offenbar auch dieser südliche Bereich der Axialzone von  $M_2$  erfasst wurde.

Carpena (1980, 1981) hat in der Montagne Noire eine Fission Track Studie durchgeführt, welche das letzte Inkrement der thermischen Entwicklung der Axialzone auflöst. Er ermittelte in der Nähe die Ortschaft Héric ein Alter von  $275 \pm 16$  (Zirkon), bei Nages ein Alter von  $282 \pm 31$  Ma (Apatit) und im Plaisance-Orthogneis ein Alter von 272 Ma (Apatit). Trotz der teilweise relativ großen Fehler scheint im unteren Perm eine sehr weiträumige Abkühlung des Kristallin stattgefunden zu haben.

#### 1.4.4 St. Salvi de Carcavès-Decke

Diese Deckeneinheit befindet sich im mittleren und südlichen Teil des Albigeois. Sie ist polyphas deformiert (Abb. 37) und besteht aus einer Mega-Synformstruktur (Synklinale von Dadou), an die sich im Bereich der Ortschaft Réalmont zwei Faltenstrukturen zweiter Ordnung anschließen (Antiklinale von Trivale und Synklinale von Bousquet). Diese Strukturen werden von der Deckenbasis abgeschnitten (Guérangé-Lozes und Burg 1990), die mit 15 bis 20° nach N einfällt. Der Metamorphosegrad der Decke erreicht nicht die Biotit-Zone (Guérangé-Lozes und Alabouvette 1999). Nach Ledru et al. (1988) gehört die Decke zu den südlichen paläozoischen Einheiten.

Lithostratigraphisch besteht sie aus zwei Großeinheiten, der "grünen sandigen Schieferserie" und der "schwarzen Schieferserie" (Guérangé-Lozes 1987):

1. Die grüne sandige Schieferserie wird von drei Formationen aufgebaut:

- a) Die "sandig-schiefrige Formation" (K<sub>3</sub> bis K<sub>5</sub>): Diese Formation besteht aus gelb-grünen Glimmersandsteinen und Schiefern. Es können vereinzelt Kalkknollen auftreten (Guérangé-Lozes und Burg 1990). Sie erreicht eine Mächtigkeit von 500 m.
- b) Die "homogene Schiefer-Formation" (K<sub>5</sub> bis O<sub>1a</sub>): Sie zeigt eine monotone Abfolge von gelben bis grünen Schiefern und kann bis zu 200 m mächtig werden.
- c) Die "Quarzit-Formation" (O<sub>1a-b</sub>): Diese Formation aus Sandsteinen und Schiefern führt drei charakteristische Quarzitbänke und zeigt einen Übergang zur folgenden Serie, mit ersten Farbumschlägen ins schwarze. Sie ist etwa 20 bis 30 m mächtig. In diese klastische Formation sind im überkippten Flügel der Dadou-Synklinale rhyolitische Tuffe eingeschaltet, für die ein ordovizisches Alter (U-Pb, Zirkon) ermittelt wurde (Calvez 1987). Die Quarzitbänke setzen wahrscheinlich schon im Oberkambrium ein und reichen bis ins hohe Tremadoc, sind also auch im tiefen Teil der schwarzen Schieferserie ausgebildet.

2. Die schwarze Schieferserie (O<sub>1c</sub> bis O<sub>2</sub>, Obertremadoc und Arenig):

Diese Serie besteht vorwiegend aus schwarzen Schiefern, im tieferen Teil mit sandigen Partien (Guérangé-Lozes 1987). Sie werden auch "Schistes de l'Albigeois" genannt und sind zwischen 500 und 1000 m mächtig. Im oberen Bereich der Abfolge treten vereinzelt Metadolerite und Metabasalte auf, die in die schwarzen Schiefer eingeschaltet sind. Des weiteren gibt es Kalkbänke mit einer Mächtigkeit im dm-Bereich (Guérangé-Lozes und Burg 1990).

Costa (1990) ermittelte an synkinematischen Muskoviten ein Alter von 333,4±3,8 Ma (Probe ALB5; Ar/Ar Plateau Alter, Kap. 1.6), welches sie als Alter für den Deckenbau in der St. Salvi de Carcavès-Decke interpretiert.

#### 1.4.5 St. Sernin sur Rance-Decke

Diese Deckeneinheit überlagert die St. Salvi de Carcavès-Decke im N und erstreckt sich geographisch vom nördlichen Albigeois ins südliche Rouergue. Sie ist von einer polyphasen Tektonik geprägt (Abb. 37) und stark durch große Aufschiebungen zergliedert. Es sind lokal bis zu drei Schieferungen ausgebildet, die teilweise transponiert sind (Guérangé-Lozes und Alsac 1986). Da die Lithologien stark deformiert und zerschert sind ist es schwierig, eine detaillierte Lithostratigraphie zu erstellen. Man unterscheidet daher lediglich von S nach N vier unterschiedliche Serien (Guérangé-Lozes 1987, Guérangé-Lozes und Burg 1990, Guérangé-Lozes et al. 1999):

1. Die gelbe sandige Schieferserie ("St. Sernin sur Rance-Formation") entspricht wahrscheinlich dem Niveau der Grès de Marcory (K<sub>1</sub>) und ist auch ähnlich monoton ausgebildet. Sie ist etwa 1000 m mächtig.

2. Die rhyolithischen Tuffe und Flows ("Larroque-Formation"), die bis zu 500 m mächtig sein können, werden in ihrem hangenden Teil ausnahmsweise (in der "Lagarde la Bessière-Synform") lateral von einer Serie grüner Sandsteine und Schiefer vertreten, die von Guérangé-Lozes et al. (1995) ins  $K_{3-6}$  gestellt werden und im Hangenden in die sie überlagernde weiße Quarzitserie übergehen. Die Länge und der genaue Zeitpunkt der vulkanischen Tätigkeit ist nicht eindeutig geklärt. Guérangé (1987) schlägt vier unterschiedliche Alternativen vor (Abb. 10). Die Autorin präferiert das Model eines durchgehenden Vulkanismus vom tiefen Kambrium ( $K_{1-2}$ ) bis ins Ordoviz ( $O_1$ ). Ein vulkanische Tätigkeit von solcher Dauer (etwa 40 Ma) ist aus meiner Sicht aber unwahrscheinlich.
3. Die weiße Quarzitserie ("Puy-Saint-Georges-Formation", vermutlich  $O_{1a-b}$ ) stellt einen guten Leithorizont dar und ist innerhalb der gesamten Decke ausgebildet. Sie überlagert meist die Larroque-Formation und erreicht eine Mächtigkeit von 10-30 m.
4. Die schwarze Serizitschiefer-Serie ("Vère-Formation", vermutlich  $O_{1c-O_2}$ ) ist relativ monoton. Vereinzelt sind sandige Bänke eingeschaltet. In ihrem mittleren Teil führt diese Formation rhyolitische Tuffe.

Ledru et al. (1988) ordnen die Decke dem "relativen Autochthon" (in der Gliederung des Zentralmassiv, nicht der Montagne Noire) zu. Costa (1990) ermittelte an synkinematischen Muskoviten Alter von  $337,1 \pm 3,4$  Ma (Probe ALB17) und  $343,6 \pm 3,5$  Ma (Probe ALB15; Ar/Ar Plateau Alter, Kap. 1.6), welche sie als Deckenbualter in der St. Sernin sur Rance-Decke interpretiert.

#### 1.4.6 Der Leptyno-Amphibolit-Komplex von Réalmont

Etwa 500 m W' der Ortschaft Réalmont ist dieses kleine Gneissmassiv direkt unter Gesteinen des Tertiär aufgeschlossen. Seine weitere Erstreckung Richtung N ist durch Bohrungen im Kohlebecken von Carmaux belegt. Seine Fortsetzung im N stellt wahrscheinlich das "Massiv von Najac" dar. Es handelt sich hierbei um Vergesellschaftungen mafischer und felsischer Gesteine magmatischer und sedimentärer Herkunft, die auf die unterlagernde St. Sernin sur Rance-Decke aufge- bzw. überschoben sind. Protolithalter liegen aus dem benachbarten Komplex von Marvejols für felsische und basische Magmen vor ( $480 \pm 10$  Ma, U-Pb, Zirkon, Pin und Lancelot 1982). HP-Relikte sind oft in Boudins erhalten ( $>12$ kbar, Nicollet 1978, zitiert in Guérangé-Lozes und Burg 1990) und im Marvejols auf  $415 \pm 6$  Ma datiert (Pin und Lancelot 1982). Sie werden auf eine Subduktion zu dieser Zeit zurückgeführt.

Bezüglich der Gliederung des Zentralmassiv nach Ledru et al. (1988) sind diese Kristallin-Komplexe der Oberen Gneis-Einheit zuzuordnen, gehören also zu den "Interniden".

### 1.5 Spätvariszische Entwicklung

Die spätvariszische Entwicklung in der Montagne Noire und im Albigeois überprägt die älteren Strukturen. Glücklicherweise sind im Stephan und Perm Sedimente in intrakontinentalen Becken abgelagert worden (Stephanbecken von Graissessac, Carmaux, Roujan-Neffiès und Brousse sowie die Permbecken von Lodève, St. Affrique und Neffiès). Sie haben ausschließlich diese späte Phase registriert und sind wichtig, um den Einfluss der späten Phase auf die älteren Lithologien abschätzen zu können. Die Sedimentbecken und ihre tektono-metamorphe Entwicklung werden daher kurz vorgestellt.

#### 1.5.1 Stephan

Die ältesten spätvariszischen Sedimente in den Monts de Lacaune sind im Stephanbecken von Graissessac überliefert. Das Becken befindet sich im SE der Monts de Lacaune. Seine

Sedimente überlagern im N transgressiv Gesteine der Mendic- und Mélagues-Schuppe (Abb. 3). Im S wird das Becken von einer steilstehenden Störung gegen (von W nach E) die Murat-Castanet-, die Haute Mare- und die St. Gervais-Einheit abgegrenzt. Im E transgredieren die Sedimente des Permbeckens von Lodève auf die stephanischen Sedimente. Das Becken ist 22 km lang und im Mittel 2 km breit. Es ist E-W orientiert. Becq-Giraudon (1972, 1973) stellt eine Beschreibung vor, welche auch ältere Arbeiten, die in diesem klassischen (kohleführenden) Gebiet vorhanden sind, mit integriert. In dieser Arbeit wird daher seiner Beschreibung gefolgt. Das Becken besteht aus zwei etwa gleich großen Faziesbereichen (Abb. 53):

- Östlicher "flözführender" Faziesbereich ("Plaisance-Teilbecken"; Becq-Giraudon und Gonzales 1986): Vorwiegend fluvio-lakustrine bis fluvio-palustrine Sedimente, die in mehrere sekundäre synklinale Senken unterteilt sind. Außer im SE um die Ortschaft Camplong ist die gesamte Einheit reich an Kohleflözen, die als tektonische Abscherhorizonte aktiviert werden und so eine gravitative Faltung ermöglichen. Die Sedimentation wird von 100° streichenden Blattverschiebungen beeinflusst, und auch syndimentäre Abschiebungen sind nicht selten.
- Westlicher "konglomeratischer" Faziesbereich ("Camplong-Teilbecken"): Hier dominiert grober Detritus, wobei fluvio-palustrale Bedingungen lokal zu pflanzenreichen Ablagerungen führen. Eine genaue lithostratigraphische Beschreibung gibt Becq-Giraudon (1973). Die Abfolge führt keine Kohleflöze. Den Bereich prägen offene Falten mit E-W-streichenden Achsen und reaktivierte ältere Störungen wie die Aufschiebung von Bessou, welche die Fortsetzung der Mélagues-Schuppenbasis darstellt (Becq-Giraudon und Gonzales 1986).

Die "Schwelle von St. Genies de Varansal" trennt die beiden Sektoren. Sie wird von einer Schar von Aufschiebungen kontrolliert. Beide Faziestypen sind hier miteinander verzahnt. Das Becken selbst zeigt eine große Synklinalstruktur, mit einem flacheren nördlichen und einem steileren S-Flügel. Der Faltenstil wird dabei von der Anwesenheit von Kohleflözen kontrolliert, die lokal sogar zur Anlage von überkippten Faltenflügeln führen können (Becq-Giraudon 1973).

Die Metamorphoseentwicklung des Beckens ist inhomogen: Latouche (1968, 1969), der den Reifungsgrad der organischen Materie in den Sedimenten untersuchte, beschrieb als erster innerhalb des Stephanbeckens eine thermische Zonierung, die nach NE abnimmt. Ihre Isograden verlaufen in etwa parallel zum NE-Rand der Axialzone.

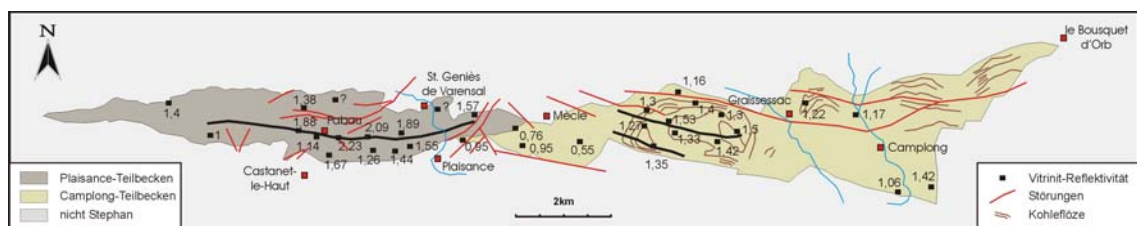
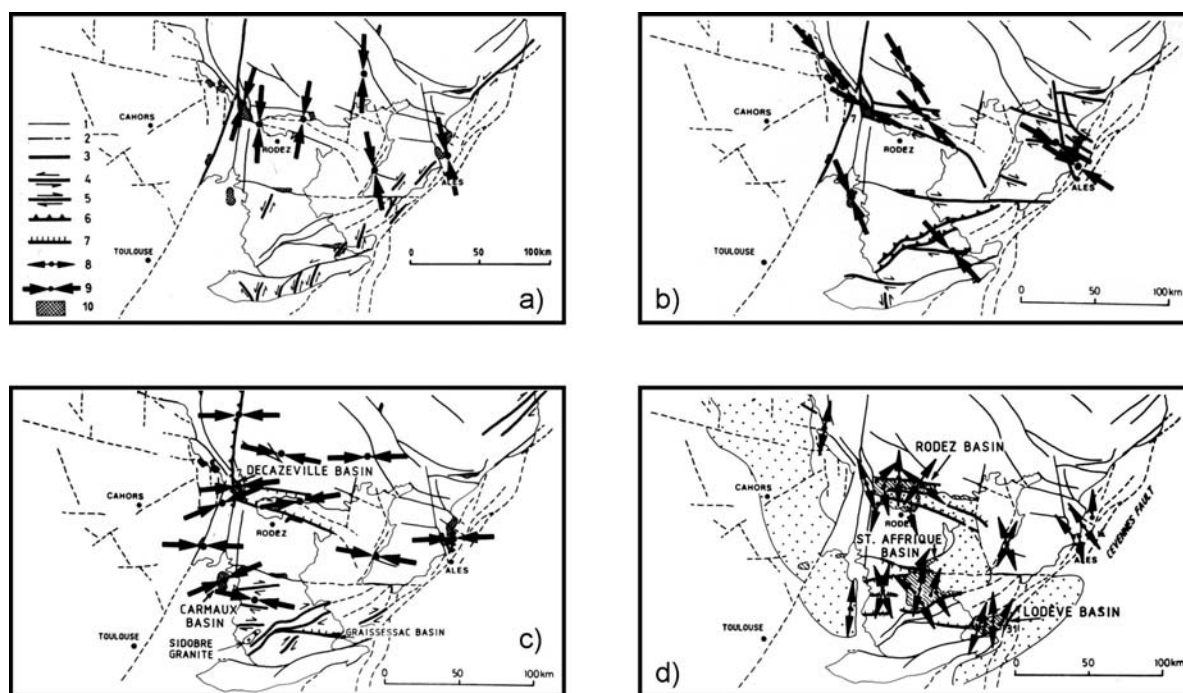


Abb. 53:: Geologische Karte des Stephanbeckens von Graissessac, mit der Verteilung der Vitritreflektivität nach Becq-Giraudon und Gonzales (1986).

Becq-Giraudon und Gonzales (1986) führten Messungen der Vitritreflektivität durch und stellten auch generell eine abnehmende Temperatur mit wachsender Entfernung zur Axialzone fest (Abb. 53). Durch ihr hochauflösendes Probennetz konnten sie zwei thermische Dome mit Zentrum innerhalb des Beckens selbst (Kap. 1.4.2.4) nachweisen, die sie auf die Platznahme verdeckter Plutone zurückführen. Die räumliche Verteilung und die Abgrenzung der thermischen Dome untereinander wird von den Störungen kontrolliert, die das Becken strukturieren. Die thermischen Dome (Plutone) sind daher entlang einer etwa 100° bis 110°

streichende Linie angeordnet, parallel zur südlichen Randstörung des Beckens. Becq-Giraudon und Gonzales (1986) interpretieren diesen erhöhten Wärmefluss mit Anfang wahrscheinlich im frühen Perm als den späten Ausdruck einer älteren Metamorphose ( $M_2?$ ) in der Axialzone. Der Zeitunterschied zwischen dem Alter der metamorphen Minerale in der Axialzone und dem Eintreffen des thermischen Pulses im Autun (frühes Perm) entspricht nach diesen Autoren der Zeit, die der erhöhte Wärmefluss braucht um die Decksedimente zu erreichen ("thermische Relaxation"). Der zu der Metamorphose gehörende Plutonismus ist nach diesen Autoren also präpermisch. Es gibt verschiedene Abschätzungen des geothermischen Gradienten zu dieser Zeit: Becq-Giraudon (1973) beschreibt im W des Beckens einen Temperaturanstieg von  $170^\circ\text{C}$ , abgeschätzt an der Maturation der organischen Materie bei Plaisance, auf Temperaturen der Biotit-Zone (etwa  $430^\circ\text{C}$ ) im metamorphen Basement innerhalb von 800m. Auch Copard et al. (2000), die in verschiedenen Stephanbecken eine Untersuchung der Kohle (Vitrinitreflektivität, Rock-Eval Pyrolyse) durchgeführt haben, stellten im Becken von Graissessac einen erhöhten Paläo-Wärmefluss von  $180 \text{ mWm}^{-2}$  fest. Sie schätzen mit verschiedenen Methoden einen geothermischen Gradienten von  $170 \pm 10^\circ\text{C}$  (Wärmefluss-Modellierung) bis  $180 \pm 10^\circ\text{C}$  (Vitrinitreflektivität) im Perm ab.



**Abb. 54: Karte der Paläospannungsfelder nach Blès et al. (1989): a) frühes bis mittleres Stephan; b) mittleres bis spätes Stephan; c) spätes Stephan; d) Perm. 1 - Grenze Basement; 2 - Störung im Basement; 3 - aktive Störung im jeweiligen Zeitraum; 4 & 5 Blattverschiebung; 6 - Auf- und Überschiebungen; 7 - Abschiebungen; 8 - Orientierung von  $\sigma_3$  (Extension); 9 - Orientierung von  $\sigma_1$ ; 10 - Stephanbecken; 11 - Granit.**

Die Altersentwicklung des Beckens ist geochronologisch recht gut belegt. Maluski et al. (1991) datierten die dextrale Kinematik, welche zur Anlage des Beckens führt, auf  $297 \pm 3 \text{ Ma}$  (Kap. 1.4.3.10). Bruguier et al. (2003a) untersuchten eine Tufflage, die an der Basis der Sedimentsequenz eingeschaltet ist, und ermittelten ein Alter von  $295,5 \pm 5,1 \text{ Ma}$  (U-Pb, Zirkon), was den Befund von Becq-Giraudon stützt. Ähnliche Alter von 295 bis 300 Ma in Tuffen erhalten Bruguier et al. (2003a, 2003b) auch in fünf anderen Stephanbecken im Zentralmassiv und können so eine Phase vulkanischer Tätigkeit nachweisen. Analysen der "seltenen Erden" (REE-Analysen) an Apatiten aus dem Becken von Roujan-Neffiès in der südlichen Montagne Noire deuten auf einen S-Typ Granit-Magmatismus in diesem S-Teil des



Zentralmassiv hin (Bruguier et al. 2003a). Ob diese Phase erhöhter Magmenaktivität auch die späte Metamorphose in den Becken bewirkt, ist in der Literatur bisher nicht diskutiert worden. Die geochronologischen Datierungen stehen im Widerspruch zur biostratigraphischen Einstufung der Sedimente auf Stephan B und C (Becq-Giraudon 1972, 1973), da die Basis des Stephan B bei 303 Ma und die des Stephan C bei 301,5 Ma liegt (Menning et al. 2006). Dies zeigt die schlechte Kalibration der absoluten Zeitskala in diesem Bereich, ist aber ansonsten für diese Arbeit unerheblich.

Die Orientierung der spät- bis postvariszischen Spannungsfelder im Zentralmassiv, die u.a. zur Anlage der stephanischen und permischen Becken führt, wird kontrovers diskutiert: Bonijoly und Castaing (1984) sowie Blès et al. (1989) leiteten an spröden Mikrostrukturen die Orientierung der Paläospannungsfelder für verschiedene Zeitabschnitte ab (Abb. 54). Im Stephan ist die Spannung nach diesen Autoren immer kompressiv und rotiert von einer N-S-Orientierung im Stephan A und B über NW-SE (im Stephan B bis C) in eine E-W-Orientierung im späten Stephan C. Erst im Perm ist die Spannung extensional ("Permische Extension") und etwa N-S orientiert (Blès et al., 1989).

Nach Bonijoly und Castaing (1984) und Becq-Giraudon und Gonzales (1986) entsteht das Becken von Graissessac als transtensives Becken entlang einer E-W-streichenden Seitenverschiebung, der Nordrandstörung der Axialzone. Durch das NW-SE orientierte Spannungsfeld zu dieser Zeit (Stephan B bis C, Abb. 54b) entsteht am östlichen Ende eine komplexe Subsidenzzone, in der die Sedimente abgelagert werden.

Neuere Arbeiten (Echtler 1990, Echtler und Malavieille 1990; Malavieille et al. 1990) leiten am Graissessac-Becken und am Kohlebecken von St. Etienne eine Beckenbildung unter krustaler Extension ab. Auch für Van Den Driessche und Brun (1989, 1991-1992) und Brun und Van Den Driessche (1994) erfolgt die Anlage des Graissessac Becken durch Krustendehnung.

## 1.5.2 Perm

### St. Affrique-Becken

Das Perm Becken von St. Affrique erstreckt sich im N der Nördlichen Schuppenzone (Abb. 3). Es wird im W und N von der St. Salvi de Carcavès-Decke und St. Sernin sur Rance-Decke begrenzt. Im E überlagert das Mesozoikum von Causses die permischen Sedimente.

Legrand et al. (1991, 1994) beschreiben detailliert die tektono-sedimentäre Entwicklung. Das Becken zeigt einen asymmetrischen Querschnitt, mit einer Vertiefung nach S. Verschiedene Abschiebungssysteme kontrollieren die Beckengeometrie und die Sedimentation. Sie streichen im N E-W, im zentralen Bereich NW-SE und ENE-WSW im S-Teil des Beckens. Die Abschiebungen resultieren oft aus älteren variszischen Störungen, die extensional reaktiviert werden.

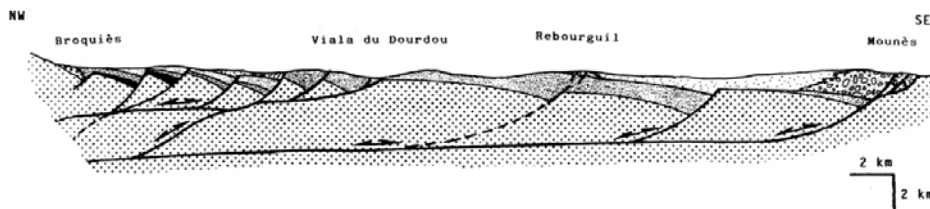


Abb. 55: Geologisches Profil durch das Permbecken von St. Affrique (nach Legrand et al. 1991).

Das Depotzentrum des Beckens war instabil und migrierte nach S (Abb. 55). Die Sedimentation erfolgte in Form von zwei Zyklen mit insgesamt 5 Formationen. Die Sedimente haben ein Alter vom späten Autun bis ins Thuringium (Rolando et al. 1988). Während der extensionalen Tektonik fanden Blockrotationen mit einer Ankipfung der Schichten nach S statt und sedimentäre "roll-over"-Strukturen wurden angelegt. Legrand et al.

(1991, 1994) fassen auch das St. Affrique Becken selbst als "roll-over"-Komplex von regionalem Maßstab auf.

### Lodève-Becken

Das Perm Becken von Lodève ist als syntektonisches Halbgrabenbecken mit einer Muldenstruktur angelegt (Alabouvette et al. 1982). Die Muldenachse streicht E-W und erstreckt sich nahe dem südlichen Beckenrand. Das Becken wird nach N also immer flacher, und transgrediert auf die kambrischen Sedimente des "Lodevois". Das Becken selbst führt Sedimente des Perm (Autun bis Thuringium). Im S wird das Becken durch eine steil nach S einfallende Abschiebung, die etwa entlang der Muldenachse verläuft, gegen mesozoische Sedimente abgegrenzt. Dieses Becken zeigt einen einfacheren Bau als das von St. Affrique, die Störungen sind sehr einheitlich orientiert.

### Paläomagnetik

Eine interessante paläomagnetische Untersuchung stellten Cogné et al. (1990, 1993) vor. Sie verglichen Proben aus den Becken von Lodève und St. Affrique und stellten fest, dass das Becken von St. Affrique relativ zum Lodève-Becken eine Rotation von mindestens 20° gegen

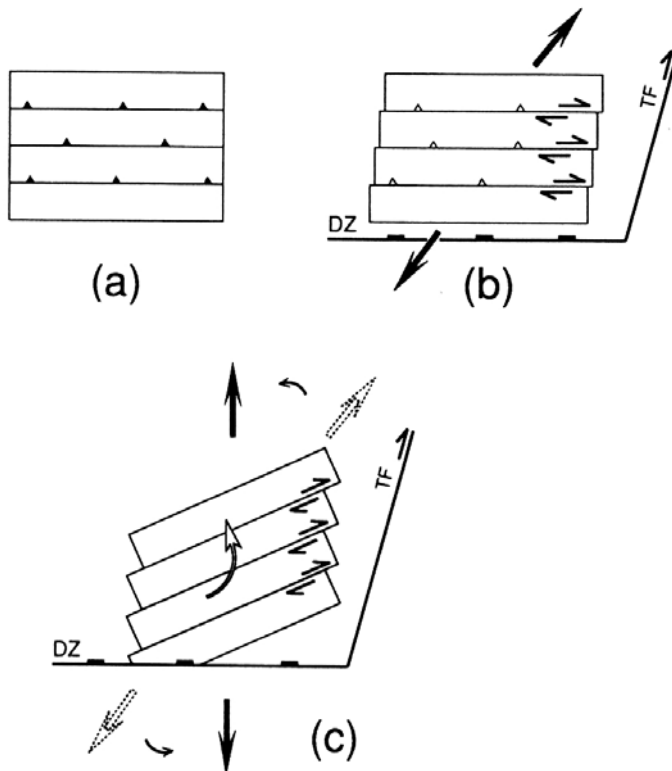


Abb. 56: Schema der permischen Entwicklung nach Cogné et al. (1993), basierend auf paläomagnetischen Untersuchungen: a) kompressives Stadium; b) NE-SW Extension im Stephan mit der Anlage der "Espinouse Detachment Zone"; c) Rotation der Extensionsrichtung in N-S Richtung, dextrale Scherung entlang der Schuppenbahnen.

den Uhrzeigersinn vollzogen hat. Cogné et al. (1990) schlagen vor, dass die Rotation bis zu 45° betragen und zur Orientierung der Schuppenbahnen Richtung NE geführt hat (Abb. 56). Diese Relativbewegung der Schuppen zueinander ist mit einer dextralen Reaktivierung der Schuppenbahnen verbunden.

## 1.6 Geochronologie

In diesem Abschnitt soll eine Übersicht über die geochronologischen Daten aus der Montagne Noire gegeben werden. Der gesamte Datensatz wurden in den geologischen Kontext der vorangehenden Kapitel eingearbeitet und wird daher nicht erneut diskutiert. Die Daten werden in Listenform präsentiert (Tabelle 1). In dieser Liste sind verschiedene für das jeweilige Alter relevante Informationen zusammengefasst, wie die Publikation, die Probenbezeichnung, die benutzte Methode und der Gesteinstyp (wie in den Publikationen angegeben). Die Probenlokalitäten sind in Abbildung 57 dargestellt.

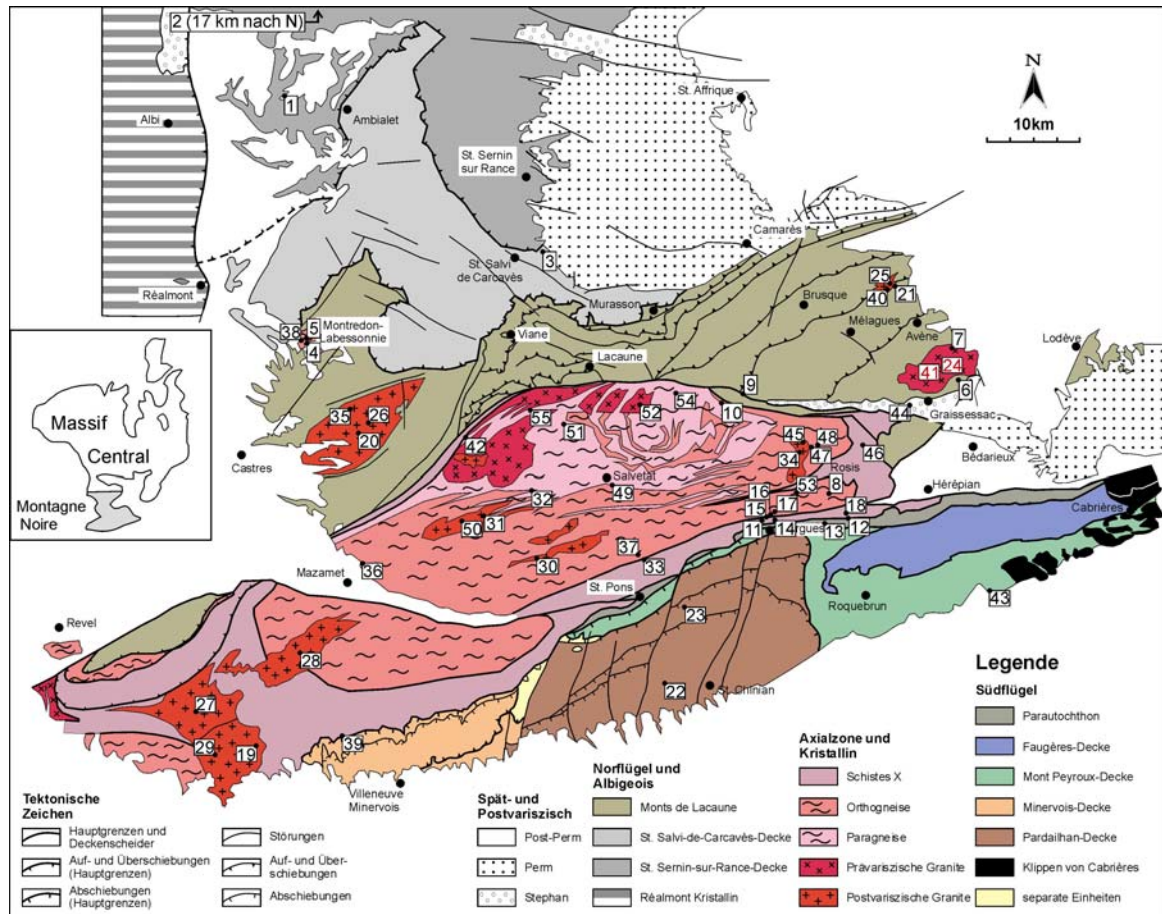


Abb. 57: Lage der Probenpunkte der Geochronologie-Proben (Tabelle 1). Bei den roten Nummern ist die exakte Lage der Probenpunkte der Literatur nicht genau zu entnehmen.

Die Nummern in Abbildung 57 beziehen sich auf die Nummerierung der Proben in Tabelle 1. Zusätzlich ist das Kapitel angegeben, in welchem das jeweilige Alter in dieser Arbeit zitiert wurde.

## Geologischer Rahmen - Geochronologie

Nr.	Name	Alter (Ma)	Methode	Min.	Arbeit	Gestein	Kapitel
1	ALB13	343.6±3.5	Ar/Ar	Ms	Costa (1990)	Muskovitquarzit	1.4.5
2	ALB17	337.1±3.4	Ar/Ar	Ms	Costa (1990)	kambr. Tonschiefer	1.4.5
3	ALB5	333.4±3.9	Ar/Ar	Ms	Costa (1990)	oroviz. Sandsteine	1.4.4
4	ALB19	297,9±3,0	Ar/Ar	Bt	Costa (1990)	Schieferhülle	1.4.2.6
5	M	300,3±3,1	Ar/Ar	Ms	Costa (1990)	Orthogneis	1.4.2.6
5	M	303,2±3,2	Ar/Ar	Bt	Costa (1990)	Orthogneis	1.4.2.6
6	MD3	352,2±3,5	Ar/Ar	Bt	Costa (1990)	kambr. Schiefer	1.4.2.6
7	MD5	333,0±3,4	Ar/Ar	Ms	Costa (1990)	Mylonit/Granit	1.4.2.6
8a	CA2	316±4	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	Orthogneis	1.4.3.10
8b	CA2	300±3	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	Orthogneis	1.4.3.10
9	OS10	297±2,7	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	kalkiger Sandstein	1.4.3.10
10	OS11	297±2,8	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	mylonit. Gneis	1.4.3.10
11a	OS2	303±3	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	Paragneis	1.4.3.10
11b	OS2	303±3	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	Paragneis	1.4.3.10
12	TR10	258,0±2,5	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	ordoviz. Schiefer	1.4.3.10
13	TR4	297,3±2,7	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	Marmor Oberdevon	1.4.3.10
14	TR5	309±2,8	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	Marmor Oberdevon	1.4.3.10
15a	TR6	311±4	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	Bändergneis	1.4.3.10
15b	TR6	309±2,9	Ar/Ar	Ms	Maluski et al. (1991)	Bändergneis	1.4.3.10
16a	TR7	311±2,9	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	Amphibolith	1.4.3.10
16b	TR7	314±3	Ar/Ar	Hbl	Maluski et al. (1991)	Amphibolith	1.4.3.10
17	TR8	308±2,9	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	Bändergneis	1.4.3.10
18	TR9	308±2,8	Ar/Ar	Bt	Maluski et al. (1991)	Staurolith-Schiefer	1.4.3.10
19a	BR1	322	Ar/Ar	Bt	Albarède (1978)	Granit	1.4.3.6
19b	BR1	298	Ar/Ar	Ms	Albarède (1978)	Granit	1.4.3.6
20	SI	292	Ar/Ar	Bt	Albarède (1978)	Granodiorit	1.4.2.6
21	F0	278-288	Ar/Ar	Kfs	Albarède (1978)	Granodiorit-Gang	1.4.2.6
22	Zone B	333±16	Rb-Sr	WR	Gebauer & Grün. (1974)	kambr. Schiefer	1.4.1.2
23	Zone C	326±17	Rb-Sr	WR	Gebauer & Grün. (1974)	ordoviz. Schiefer	1.4.1.2
24	diverse	510±20	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1973)	Granit	1.4.2.6
25a	Folat	290±30	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.2.6
25b	γB	280	Rb-Sr	Bt	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.2.6
26a	Sidobre	285±13	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.2.6
26b	Sidobre	291	Rb-Sr	Bt	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.2.6
27	L1-5	330±17	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Granodiorit	1.4.3.6
28a	M1-5	330±17	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Granodiorit	1.4.3.6
28b	M1-5	274	Rb-Sr	Bt	Hamet & Allegre (1976)	Granodiorit	1.4.3.6
29a	SD	330±17	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.3.6
29b	SD	275	Rb-Sr	Ms	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.3.6
29c	SD	278	Rb-Sr	Bt	Hamet & Allegre (1976)	Granit	1.4.3.6
30a	Soulie	330±16	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Anatexit	1.4.3.6
31a	Angles	330±16	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Anatexit	1.4.3.6
32	Rav1-3	330±16	Rb-Sr	WR	Hamet & Allegre (1976)	Anatexit	1.4.3.6
30b	Soulie	286	Rb-Sr	Ms	Hamet & Allegre (1976)	Anatexit	1.4.3.6
30c	Soulie	282	Rb-Sr	Bt	Hamet & Allegre (1976)	Anatexit	1.4.3.6
31b	Angles	283	Rb-Sr	Bt	Hamet & Allegre (1976)	Anatexit	1.4.3.6
33	Stau Z.	308	U-Pb	Mnz	Gebauer et al.(1988)	Paragneise	1.4.3.12
34a	Vialais	327±4	U-Pb	Zrn	Matte et al. (1998)	Granit	1.4.3.6
34b	Vialais	327±4	U-Pb	Mnz	Matte et al. (1998)	Granit	1.4.3.6
35	Si1	310±2	U-Pb	Zrn	Monié in Simien (1999)	Granit	1.4.2.6
36	MN15	456±3	U-Pb	Zrn	Roger et al. (2003)	Orthogneiss	1.4.3.1
37	SOM 1	471±4	U-Pb(SHRIMP)	Zrn	Cocherie et al. (2005)	Meta-Monzogranit	1.4.3.1
38	Mon	330	U-Pb	Mnz	Lancelot in Guion (1984)	Gneis?	1.4.2.6
39	F	545±15	Pb-Pb (Eva)	Zrn	Lescuyer & Co. (1992)	Metadacite	1.4.3.4
40	Fo1	314±8	U-Pb	Zrn	Leveque (1986)	Granit	1.4.2.6
41	Mendic	608±3	U-Pb	Zrn	Leveque (1990)	Granit	1.4.2.6
42	Ducrot	532±13	U-Pb	Zrn	Ducrot et al. (1979)	Orthogneis	1.4.3.1

**Tabelle 1: Zusammenfassung der Geochronologiedaten aus der Literatur. Alle verwendeten Mineralabkürzungen sind nach Kretz (1983). Soweit bekannt, wurden die originalen Probenamen aus der Literatur verwandt. Die Nummern ermöglichen die Lokalisierung der Probe in Abb. 57. In der letzten Spalte sind die Kapitel aufgeführt, in denen die Alter im geologischen Kontext in dieser Arbeit vorgestellt wird. WR - Gesamtgestein; FT - Spaltspuren.**

Fortsetzung von Tabelle 1:

Nr.	Name	Alter (Ma)	Methode	Min.	Arbeit	Gestein	Kapitel
43	Ci7	297,9±5,1	U-Pb	Zrn	Bruguier et al. (2003a)	Vulkanit	1.4.2.6
44	Ci9	295,3±4,8	U-Pb	Zrn	Bruguier et al. (2003a)	Vulkanit	1.4.2.6
45	KR1	308	U-Pb (TIMS)	Mnz	Krause et al. (2004)	Granit	1.4.3.5
46	KR2	313	U-Pb (TIMS)	Mnz	Krause et al. (2004)	migm. Orthogneiss	1.4.3.5
47a	OURT1	326±4	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Migmatite	1.4.3.5
47b	OURT1	458±9	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Migmatite	1.4.3.1
47c	OURT2	524±7	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Migmatite	1.4.3.1
48	ESPI	322±6	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Migmatite	1.4.3.5
49a	SALV	327±7	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Migmatite	1.4.3.5
50	ANG	325±7	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Granit	1.4.3.6
34c	VIA	320±3	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Granit	1.4.3.6
51a	LAOU	333±6	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Granit	1.4.3.6
52a	MON	327±7	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Granit (Granat-Faz.)	1.4.3.6
52b	MON	499±6	U-Pb (EMPA)	Mnz	Be Mezeme (2005)	Granit (Biotit-Faz.)	1.4.3.1
49b	SALV	540±7	U-Pb (SIMS)	Zrn	Be Mezeme (2005)	Granit	1.4.3.1
52c	MON	325±5	U-Pb (SIMS)	Zrn	Be Mezeme (2005)	Granit (Granat-Faz.)	1.4.3.6
51b	LAOU	552±6	U-Pb (SIMS)	Zrn	Be Mezeme (2005)	Granit	1.4.3.5
53	HER	275±16	FT	Zrn	Carpena (1980/81)	Gneis?	1.4.3.12
54	NAG	282±31	FT	Ap	Carpena (1980/81)	Gneis?	1.4.3.12
55	PLAI	277	FT	Ap	Carpena (1980/81)	Gneis?	1.4.3.12

Nicht in Abb. 57 dargestellt:

Marvejols	480±10	U-Pb	Zrn	Pin & Lancelot (1982)	div. Magmen	1.4.6
Marvejols	415±6	U-Pb	Zrn	Pin & Lancelot (1982)	HP-Boudins	1.4.6

## 1.7 Modelle Montagne Noire

### 1.7.1 Einleitung

Der geodynamische Mechanismus, der die Exhumierung der Axialzone bewirkt, wird bis heute kontrovers diskutiert (z.B. Soula et al. 2001). Die Ansätze, die dabei verfolgt werden, reichen von reinen "Endgliedmodellen", d.h. Modellen, die einen Mechanismus mehr oder weniger in Reinform bemühen, bis hin zu solchen, die verschiedene Mechanismen kombinieren. Obwohl sich in den verschiedenen Modellen auch der chronologische Wissenszuwachs widerspiegelt ist es nicht so, dass den jeweiligen Ansätzen besondere Zeiträume zuzuordnen sind. So wurde etwa die Idee eines diapirischen, d.h. im wesentlichen durch Dichteunterschiede induzierten, Aufstiegs schon von Schuiling (1962) vorgestellt, aber auch in moderneren Arbeiten weiter verfolgt (z.B. Faure und Cottreau 1988). Aus diesem Grund wird in der folgenden Kurzzvorstellung der verschiedenen Modelle auf eine chronologische Abfolge verzichtet. Sie werden nach ihren geodynamischen Ansätzen gegliedert. Es ergeben sich drei Hauptgruppen von Modellen:

- a) Diapirischer Aufstieg, d.h. durch Körperkräfte (Dichte) induziert.
- b) Exhumierung durch kompressive Auffaltung ("kompressive Antiklinale").
- c) Exhumierung in einer extensionalen Kinematik ("Metamorpher Kernkomplex").

Es ist anzumerken, dass vor allem die jüngeren Arbeiten ab etwa Mitte der Achtziger in ihrem geodynamischen Konzept (z.B. Echtler und Malavieille 1990; Aerden 1998) zunehmend komplexer werden und verschiedene Mechanismen kombinieren. Die hier vorgenommene Zuordnung ist daher teilweise stark vereinfachend.

### 1.7.2 diapirischer Aufstieg

#### Schuiling (1960), Schuiling und De Widt (1962)

Nach Schuiling (1960) sowie Schuiling und De Widt (1962) erfolgt die Platznahme der Axialzone als heißer Gneiskern verbunden mit einer Volumenzunahme, unter gleichzeitiger Subsidenz der umlagernden Schistes X. Die Relativbewegung der Schieferhülle zum Gneiskern ist immer abschiebend (Abb. 58). Die Domstruktur resultiert dabei entweder aus einer "vertikalen Kraft" unterhalb der Gneise (welche die Autoren nicht näher beschreiben), oder aus einer Aufwölbung der Gneise selbst. Die Gneise werden als heiß mit einem zentralen anatektischen Bereich beschrieben und bewirken eine kontaktmetamorphe konzentrische Zonierung um den Dom. In diesem Model ist, wenn auch nicht explizit von den Autoren benannt, der diapirische Aufstieg der kontrollierende Mechanismus.

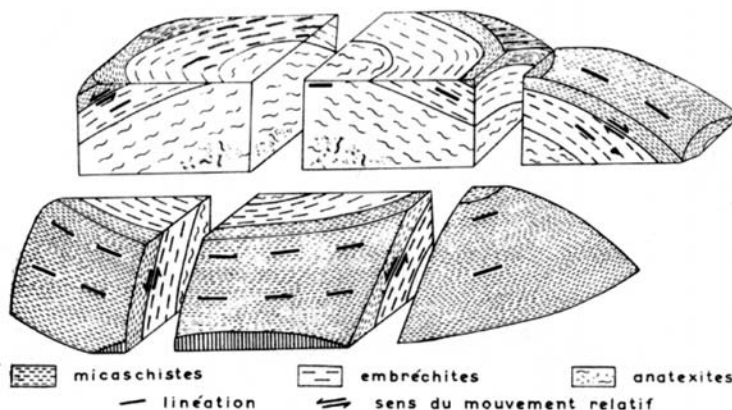


Abb. 58: Schematische Darstellung der Axialzone nach dem Modell von Schuiling und De Widt (1962) mit der Orientierung der Linéation und den Relativbewegungen zwischen den Gneisen und der Schieferhülle.

### Den Tex (1975)

Den Tex (1975) diskutiert in seiner Arbeit verschiedene krustale Wärmetransportmechanismen in Bezug auf die Entstehung thermischer Gneisdome und stellt als Beispiel auch die Montagne Noire vor. Er leitet einen Wärmetransport durch Konduktion und Konvektion ab, der dann zu einem diapirartigen Aufstieg führt. Grundvoraussetzung für sein Modell ist eine vorherige Krustenverdickung durch die Anlage von Decken penninischen Typs. Diese Deckenstapelung erfolgte nach Den Tex (1975) in der Montagne Noire während der variszischen Orogenese.

### Debat und Vidal (1981)

Debat und Vidal (1981) haben in der westlichen Montagne Noire gearbeitet. Die Ergebnisse ihrer strukturgeologischen und petrologischen Untersuchungen lassen sich gut in die Diapir-Modelle von Schuiling (1960), Schuiling und De Witt (1962) und Den Tex (1975) integrieren und werden von den Autoren auch in diesem Sinne interpretiert.

### Beaud (1985)

Beaud (1985) hat vor allem im E-Teil der Axialzone (Espinouse- und Caroux-Dom) gearbeitet und leitet folgende Entwicklung ab: In einer ersten Phase erfolgt ein S-gerichteter Deckenbau, der sowohl die Foliation der Gneise der Axialzone als auch die Schieferung des Südflügels bewirkt. Während einer zweiten Phase findet ein thermisches Ereignis (HT/LP-Metamorphose) statt, dass zur Migmatisierung und Bildung der Gneisdome führt. Die parallele Ausrichtung der Strukturen (Faltenachsen, Lineare, Axialzone; Abb. 59) ist dabei auf eine diapirische Platznahme zeitgleich zu einer regionalen NNW-SSE-gerichteten Kompression zurückzuführen.

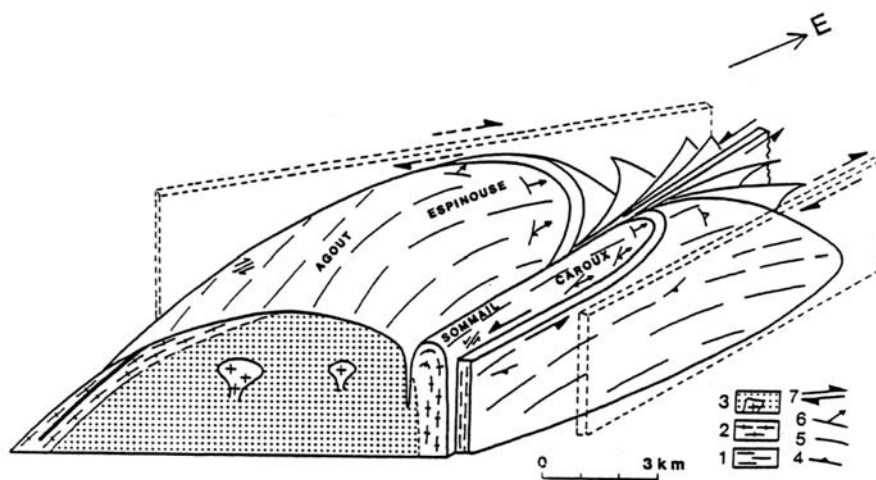


Abb. 59: Schematisches Blockdiagramm der Axialzone nach Beaud (1985). 1 - Schistes X; 2 - Orthogneise; 3 - anatektische Gneise und Granite; 4 - Anschiebungen?; 5 - Lineation; 6 - Foliation, 7 - Blattverschiebungen

### Faure und Cottureau (1988)

Faure und Cottureau (1988) beschreiben die Axialzone als einen migmatistischen Dom, der typische Merkmale eines sog. "unreifen" Diapirs aufweist. Von einer fertig entwickelten Diapirstruktur unterscheidet sie sich durch ihre längliche Form (Achsenverhältnis 1:2,8), sowie ihren flachen Dachbereich im Zentrum, der keine "Staukuppe" oder konkave Aufwölbung zeigt, wie sie für fertig entwickelte Diapire typisch ist. Ein weiterer Unterscheid zu klassischen, runden Diapiren, die eine radialständige Lineation aufweisen, ist die Linearorientierung subparallel zur Langachse der Domstruktur.

Die Entwicklung beschreiben Faure und Cottureau (1988) wie folgt: zunächst erfolgt die Anlage isoklinaler Falten zu Zeiten des (variszischen) Deckenbaus. Im Dom selbst werden die Gefüge dieser Phase fast vollständig durch die anschließende Migmatisierung und

Exhumierung überprägt, welche auch zu einer konzentrischen Kontaktmetamorphose mit einem hohen geothermischen Gradient führt. Die Axialzone zeigt heute im zentralen Bereich eine koaxiale Deformation, die entlang der Langachsen kontinuierlich in eine nicht-koaxiale Deformation übergeht (im ENE ist der Schersinn Top-ENE, im WSW Top-WSW; Abb. 48). Die Autoren leiten aus diesen Beobachten eine Exhumierung durch "Ballooning" entlang einer ENE-WSW-streichenden Achse ab, deren Orientierung wahrscheinlich durch ältere Strukturen kontrolliert wird (z.B. Deckenbau).

**Soula et al. (2001)**

Eine der neueren Arbeiten zur Entwicklung der Axialzone stammt von Soula et al. (2001). Neben einer Aufarbeitung der Literatur werden neue Daten zur Migmatisierung und Leukosombildung sowie deren Bezug zur Deformationsabfolge vorgestellt. Auf Grundlage dieser Daten diskutieren die Autoren sowohl die Dichteunterschiede zwischen Gneiskern (mit einem variablen Anteil an Migmatiten) und Schieferhülle, als auch die Viskositäten. Sie leiten aus dieser Diskussion ab, dass ein diapirischer Aufstieg physikalisch möglich ist.

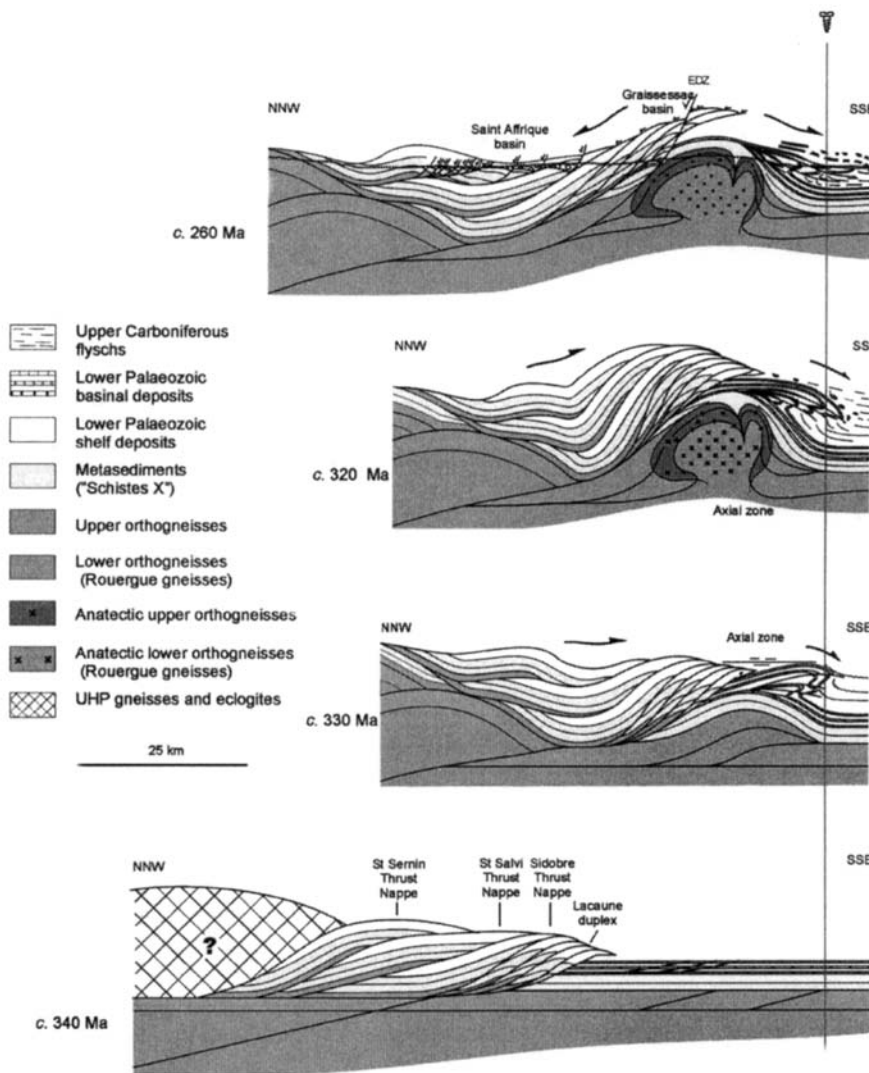


Abb. 60: Soula et al. (2001): Bilanzierte Profilschnitte durch den externen Bereich des Zentralmassiv, welche die verschiedenen Entwicklungsstadien zeigen (nach Soula et al. 2001): a) und b) Anlage des "Antiformal Stack"; c) diapirischer Aufstieg des oberen Basement und Flyschsedimentation; d) extensionaler Kollaps mit Beckenbildung.



Soula et al. (2001) schlagen daher ein Modell vor, dass im Wesentlichen Diapirismus und gleichzeitige N-S Kompression kombiniert. Der Ablauf ist dabei wie folgt (Abb. 60):

- Anlage eines "Antiformal Stack" in der Oberkruste im Hangenden einer antiklinalen Rampe (in der Unterkruste) aufgrund der südgerichteten variszischen Deckentektonik, was zur Krustenverdickung einer zuvor ausgedünnten Lithosphäre führt. Dies begünstigt die Bildung von Schmelzen bzw. die Migmatisierung. Dieser Stacking-Prozess kontrolliert letztendlich die Sedimentation der älteren Flyschsedimente in den südlichen Decken (Abb. 60a und b).
- Diapirischer Aufstieg des anatektischen oberen Basement (Abb. 60c), was die HT-Dekompression und PTt-Pfade im Uhrzeigersinn bedingt. Während des Aufstiegs läuft die Deckentektonik weiter. Der Aufstieg verursacht zudem die weiträumig überkippte Lagerung der paläozoischen Sedimente im S, gleichzeitig erfolgt die Ablagerung der jüngeren Flyschsedimente.
- Im Stephan und Perm erfolgt ein extensionaler Kollaps, während dem die Stephan- und Permbecken angelegt und alte Überschiebungsbahnen extensional reaktiviert werden (Abb. 60d). Diese Extension trägt aber nicht oder nur untergeordnet zur Exhumierung der Axialzone bei.

#### **Nicolas et al. 1977**

Auch für Nicolas et al. (1977) ist der Diapirismus die Ursache für die Exhumierung der Axialzone. Die dazu benötigte Wärme, die auch zur Entstehung der metamorphen Isograden und Schmelzen führt, entsteht in ihrem Model durch "Shear-Heating", also Reibungswärme entlang einer Scherzone. Diese streicht ENE und bewirkt auch das ENE-Streichen der Lineare. Die Scherzone teilt den Dom in zwei etwa gleiche Hälften. Der Wärmetransport von der Scherzone in das Rahmengestein erfolgt durch Konduktion.

### **1.7.3 kompressive Antiklinale**

#### **Arthaud et al. 1966, Arthaud 1970, Gèze, de Sitter und Trümpy (1952)**

Arthaud et al. (1966) sowie Arthaud (1970) griffen die bereits von Gèze, de Sitter und Trümpy (1952) publizierte Vorstellung auf, welche die Entstehung der Axialzone in Verbindung mit der Anlage von Großfalten ("Decken") penninischen Typs sah, und präzisierten sie weiter. Während Gèze, de Sitter und Trümpy (1952) die Wurzelzone der Decken ohne einheitlichen Befund noch kontrovers diskutieren, sehen Arthaud et al. (1966) eindeutige Belege für einen südgerichteten Deckenvorschub. Sie leiteten eine 4-phasige Deformationsabfolge ab, welche die heutige Ausbildung der Axialzone als polyphase, kompressive Antiklinale interpretiert. Arthaud (1970) wendete die für die Axialzone abgeleitete Phasenabfolge auf den Südflügel an.

#### **Demange (1975)**

Demange (1975) hat den E-Teil der Axialzone neu kartiert. Er beschreibt fünf große Deckenfalten penninischen Typs in diesem Bereich und stellt eine 5-phasige Deformationsabfolge vor. Ein wesentlicher Unterschied zu dem Modell von Arthaud et al. (1966) ist, dass nach Demange (1975) in der ersten Phase, während der die Hauptfoliation und die Deckenfalten angelegt werden, die Tektonik und damit der Deckenvorschub nordgerichtet ist. Er verläuft damit entgegengesetzt der orogenen Polarität im französischen Zentralmassiv (Matte 1986). Nachdem die zweite Phase die Deckenfalten mit spitzem Winkel (meist  $<10^\circ$ ) überfaltet und die dritte Phase regional sehr eng begrenzt vorkommt, wird die heutige

Ausbildung des Doms nach Demange (1975) in einer vierten Phase angelegt. Diese zeichnet sich durch offene, E-W-streichende Falten in z.T. sehr großem Maßstab aus.

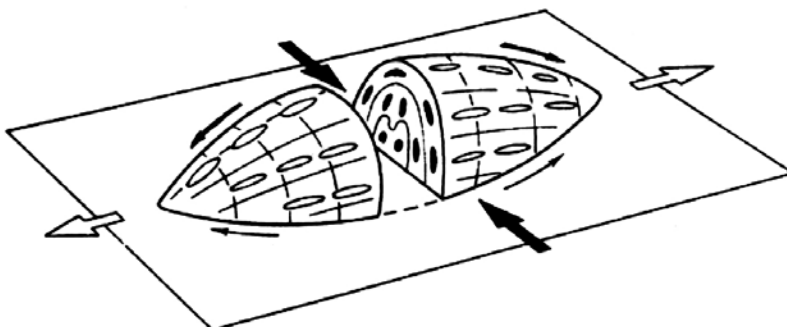
#### **Laumonier und Marignac (1996)**

Laumonier und Marignac (1996) haben im Caroux-Dom und der Rosis-Synform gearbeitet und beschreiben eine 5-phasige Deformation. Die ersten 4 Phasen sind kompressiv, wobei die Hauptfoliation in der ersten Phase angelegt ("D<sub>p</sub>") wird. Wie bei Demange (1975) erfolgt die Ausbildung der beiden Domstrukturen am E-Ende der Axialzone (Caroux- und Espinouse-Dom) in der vierten Phase (hier "D<sub>T3</sub>"). Die Rosis-Synklinale ist nach Laumonier und Marignac (1996) eine komposite Struktur: Ursprünglich als nordvergente Muldenstruktur mit monokliner Symmetrie während der zweiten Phase ("D<sub>T1</sub>") angelegt, wird sie während D<sub>T3</sub> zu einer engen Synform überfaltet. Während der fünften Phase ("D<sub>H</sub>") erfolgen eine vertikale Verkürzung und eine E-W-gerichtete Extension (angezeigt durch Scherbänder). Die Autoren weisen mit Nachdruck darauf hin, dass vor dem Einsetzen der Extension der Dom in seiner heutigen Form durch kompressive Faltung angelegt wurde. Sie schließen daher die Entstehung als Diapir (z.B. Faure und Cottureau 1988) oder durch "shear-heating" (Nicolas et al. 1977) genauso aus wie eine Entstehung als "extensionaler Gneisdom" (z.B. Van Den Driessche und Brun 1991-1992; Kap. 1.7.4).

#### **Mattauer et al. (1996)**

Mattauer et al. (1996) haben in den paläozoischen Sedimenten der Monts de Faugères, (Faugères-Decke, SE' der Axialzone) eine Studie zur Kinematik durchgeführt (Indikatoren: Druckschatten, rotierte Crinoidenstielglieder, gestreckte Goniatiten). Sie haben dabei überwiegend eine koaxiale Verformung mit ganz lokal einer sinistralen Scherkomponente festgestellt. Die E-W Streckung interpretieren sie daher als Ergebnis einer Überfaltung (D<sub>2</sub>, unter N-S Kompression) des südvergenten Deckenbaus (D<sub>1</sub>) und nicht als durch eine E-W-streichende Scherzone verursacht (Abb. 61). Diese Beobachtung hat nach Mattauer et al. (1996) sowohl für den gesamten Südflügel als auch für die Axialzone Gültigkeit, die demnach durch zwei tektono-metamorphe Phasen ausgestaltet wird:

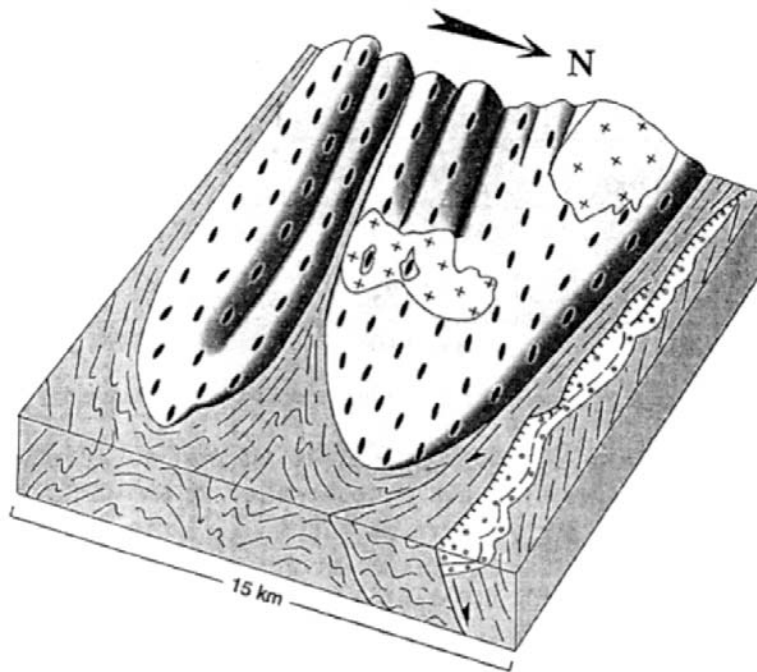
- Als erstes eine S-gerichtete Deckentektonik (D<sub>1</sub>), während der in der Axialzone die penetrative Foliation angelegt und die von einer amphibolithfaziellen MP/MT-Metamorphose begleitet wird.
- In einer zweiten Phase D<sub>2</sub> mit N-S Kompression und HT/MP-Metamorphose werden die D<sub>1</sub>-Strukturen überfaltet. Das sorgt für die E-W bis ENE-WSW-streichende Streckungslination und die domartige Ausbildung der Axialzone. Sie kann daher als "Anticlinal Stack" im Krustenmaßstab aufgefasst werden. Diese Faltung ist auch für die abschiebende Kinematik an den Langenden den Doms und die sinistralen und dextralen Scherzonen an der S-Flanke des Domes, wo die Foliation steil steht, verantwortlich (Abb. 61). Die Aufdomung wird wahrscheinlich von einer diapirischen Komponente unterstützt.



**Abb. 61: Beispiel der Beziehungen zwischen der Orientierung der Streckungslination, Strainellipsoid, Schersinn und Auffaltung der Antiklinalstruktur nach Mattauer et al. (1996).**

**Matte et al. 1998)**

Matte et al. (1998) schließen argumentativ an die Arbeit von Mattauer et al. (1996) an. Sie leiten dieselbe Phasenabfolge aus strukturellen Beobachtungen aus der Axialzone selbst und dem Nordrand der Axialzone ab (Orientierung der Lineation und des Faltenbaus; Abb. 62). Von einer U/Pb-Datierung an Monazit und Zirkon aus dem in Bezug zu D<sub>2</sub> (nach Mattauer et al. 1996) spät- bis posttektonischen Vialais Granit von 327±5 Ma leiten die Autoren zudem ab, dass die Entwicklung der Axialzone zeitlich zumindest dicht auf den variszischen Deckenbau folgte und somit eine Entwicklung als "extensionaler Kernkomplex" stephanischen Alters (z.B. Van Den Driessche und Brun 1991-1992; Kap. 1.7.4) auszuschließen ist. Dazu passt nach Auffassung der Autoren auch die Beobachtung, dass das Stephanbecken von Graissessac nicht unmittelbar an die Axialzone grenzt, sondern durch ein Band niedergradig Metamorpher Sedimente von diesem getrennt ist (Abb. 62).



**Abb. 62: Schematisches Blockdiagramm, das den Aufbau der östlichen Axialzone und die Orientierung der Lineation zeigt (nach Matte et al. 1998).**

**Demange (1998, 1999)**

Demange (1998, 1999) stellt ein Modell für die Gesamtentwicklung der Montagne Noire in einem transpressiven Regime vor. Er bezieht eine großräumige regionalgeologische Gliederung mit ein, wobei er die heute aufgeschlossenen Gesteine im wesentlichen zwei verschiedenen "Domänen" zuordnet (Demange 1994a):

- Die "Occitan"-Domäne (im N) umfasst die paläozoischen Decken des Nord- und Südflügels, das Albigeois und Teile des Sorézois. Sie grenzen im N an die internen Einheiten des französischen Zentralmassiv.
- Die "Catalan"-Domäne (im S, abgeleitet vom "Catalanischen Kraton") umfasst die Gesteine der Axialzone einschließlich der Schistes X.

Die beiden Domänen sind paläogeographisch durch den "Centralian"-Ozean getrennt. Die regionale Entwicklung erfolgt bei der Schließung dieses Ozeans. Demange (1999) beschreibt sie wie folgt:

- In einem frühen Stadium (spätes Devon bis Unterkarbon) entstehen im Catalanischen Kraton nordvergente Falten penninischen Typs, die heute den Kern der Axialzone bilden. Die Kollision erfolgte lateral mit einer transpressiven Komponente.
- Anschließend (Visé bis tiefes Namur, Abb. 63) werden an der Front der internen Einheiten des Zentralmassiv die Sedimente des "Centralian"-Ozean und seines S-Randes

gefaltet und auf den Catalanischen Kraton überschoben. Auch hier erfolgt die Platznahme in einem transpressiven Regime.

- Im Namur und Westphal wird der gesamte Stapel in mehreren kompressiven Phasen zu den großen Domstrukturen gefaltet (z.B. Caroux-Dom). Diese Dome stellen nach Demange (1999) "en-échelon"-Antiklinalstrukturen dar, die zwischen zwei großen dextralen Scherzonen entstanden sind (der Nordrandstörung und der Südrandstörung). Diese dextralen Scherzonen weisen auf das transpressive Regime hin.
- Im Stephan entwickelten sich spröde dextrale Blattverschiebungen, die ältere Störungen reaktivieren und dazu führen, dass die Axialzone als Ganzes von dextralen Scherzonen begrenzt wird.

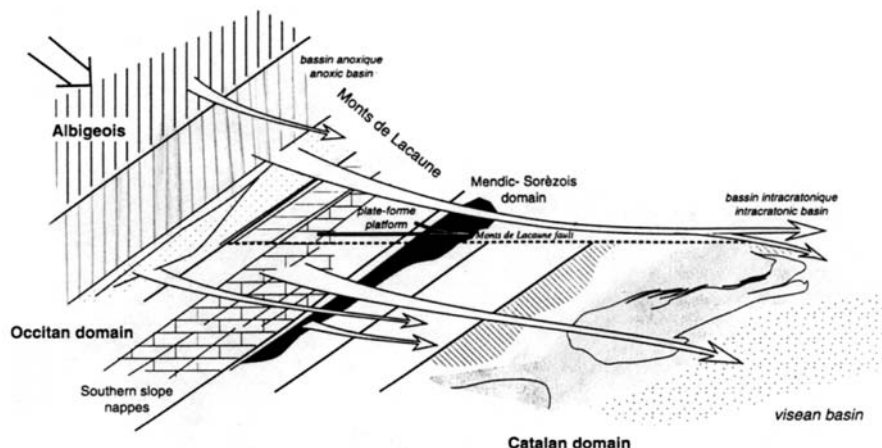


Abb. 63: Darstellung des Deckenplatznahme-Modells nach Demange (1999; Zeitraum Visé bis tiefes Namur).

### 1.7.4 Extension

#### Van Den Driessche und Brun (1989, 1991-1992), Brun und Van Den Driessche (1994)

Van Den Driessche und Brun (1989, 1991-1992), Brun und Van Den Driessche (1994) haben vor allem im Caroux- und Espinouse-Dom gearbeitet und integrieren in ihr Model auch die

Beckenentwicklung im Stephan und Perm. Sie beschreiben die Montagne Noire als einen asymmetrischen metamorphen Kernkomplex ("MCC") nach Typ der "Basin and Range" Provinz in den USA.

Diesen Mechanismus schematisieren Van Den Driessche und Brun (1991-1992) wie folgt: eine zuvor verdickte Kruste (20 km spröde Oberkruste, 40 km duktile Mittel- und Unterkruste; Abb. 64a) entwickelt mit Beginn der Dehnung eine "roll-under" Struktur, wobei bei fortwährender Extension entlang eines Detachmenthorizonts immer neue Abscherflächen angelegt werden, sobald ein kritischer (d.h. mechanisch uneffektiver) Winkel erreicht wird (Abb. 64b). Die alte(n) Scherfläche(n) werden inaktiv, der Versatz wird von den neu angelegten Abschiebungen aufgenommen (Abb.64c). Durch die Ausdünnung der Oberplatte kommt es zu Aufstieg und

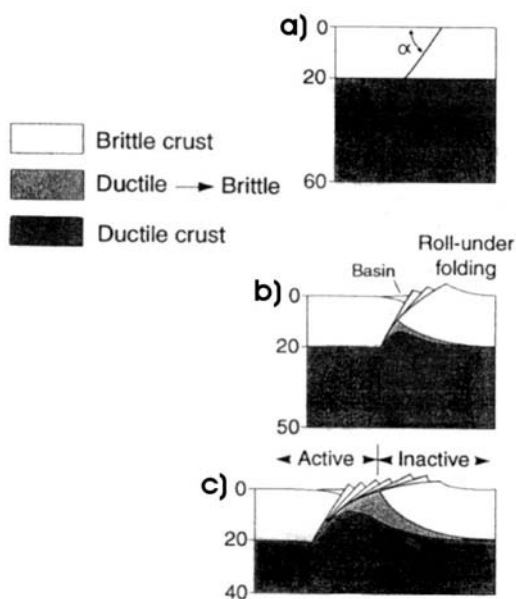


Abb. 64: Schema der Entwicklung eines extensionalen Gneisdoms nach Van Den Driessche und Brun (1991) und Brun und Van Den Driessche (1994).

Aufwölbung tieferer Krustenstockwerke entlang des Detachments. Das führt dazu, dass Gesteine der Unter- und Oberkruste unmittelbar nebeneinander vorkommen.

In der Montagne Noire ist der Ablauf im Detail komplexer, vor allem da nach Meinung der Autoren die Extensionsrichtung rotiert (nach Brun und Van Den Driessche 1994):

Die Extension beginnt in ENE-WSW Richtung, nachdem die variszische Krustenverkürzung abgeschlossen ist. Das Einfallen des Caroux-Doms und der überlagernden Sedimente (auch des Südflügels) war flach bis horizontal zu dieser Zeit. Diese extensionale Top-ENE Scherung ist in den Schistes X konzentriert, die als extensionales Decollement zwischen zwei kompetenteren Blöcken, den Gneisen des Caroux und dem Südflügel, fungieren. Als Beleg für diesen Prozess sehen die Autoren die enge Abfolge der metamorphen Isograden am heutigen S-Rand der Axialzone, sowie die E-W Orientierung von Scherbändern und Lineation im Caroux-Dom (Abb. 65).

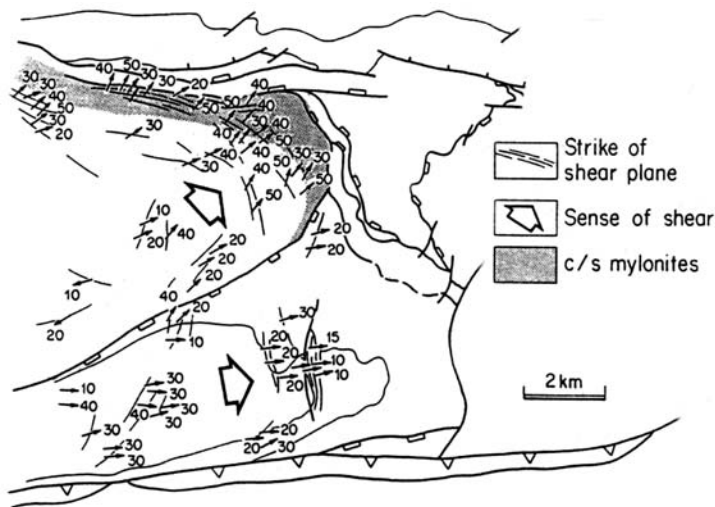


Abb. 65: Einfallsrichtung und Einfallswinkel von Harnischlinearen und Scherbändern (Van Den Driessche und Brun, 1991).

Vom Stephan an rotiert die Extensionsrichtung entgegen dem Uhrzeigersinn, und die roll-under Struktur und damit die Aufdomung der Axialzone entwickeln sich. Während der Sedimentation im Stephanbecken von Graissessac ist die Extensionsrichtung NE-SW. Die Südrandstörung des Beckens wird als Abschiebung mit einer dextralen Scherkomponente angelegt. Diverse Schersinnindikatoren im Espinouse-Dom zeigen eine NE-SW Ausrichtung. Im Perm ist die Extensionsrichtung etwa N-S, die Permbecken (Lodève, St. Affrique) werden als Halbgräben angelegt.

Abbildung 66 zeigt einen Profilschnitt durch die östliche Montagne Noire, aus der die Interpretation der Autoren deutlich wird: Am Nordrand der Axialzone wird das nach N einfallende Detachment angelegt, die "Espinouse Detachment Zone" (E.D.Z.). Sie trennt Ober- und Unterplatte. Im Hangenden des Detachments werden die Becken angelegt.

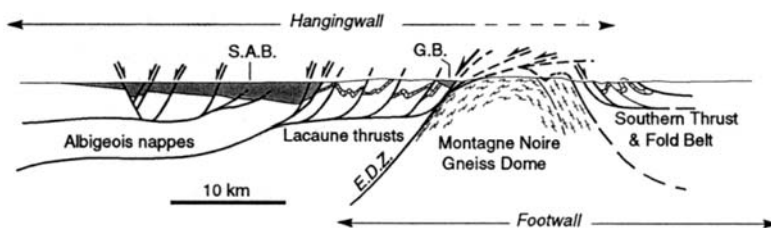


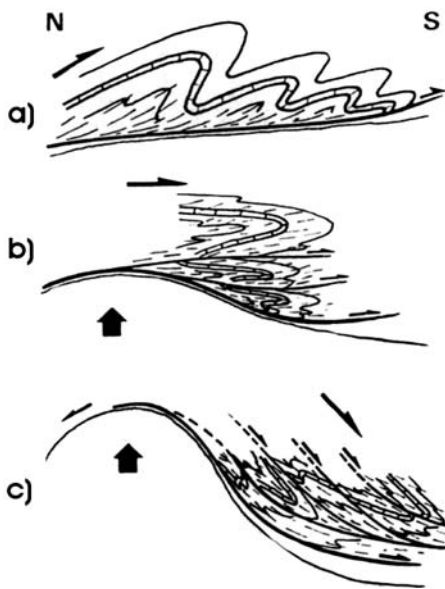
Abb. 66: Schematisches Querprofil mit der Gliederung nach Brun und Van Den Driessche (1994). S.A.B. - Becken von St. Affrique; G.B. - Graissessac-Becken; E.D.Z. - Espinouse Detachment Zone; BDT - spröduktile Grenze.

Ein wesentlicher Unterschied zu dem Modell von Echtler und Malavieille (1990) ist, dass die Autoren kein Detachment am S-Rand der Axialzone sehen.

**Echtler und Malavieille (1990), Echtler (1990)**

Echtler (1990) untersuchte weite Bereiche der Pardailhan-Decke, der höchsten Decke im Stapel des Südflügels. Bei der Pardailhan-Decke, einer liegende Faltenstruktur, ist im N-Teil nur der überkippte Flügel erhalten. Im S sind auch Teile des normal gelagerten Flügels und das Großfaltenscharnier aufgeschlossen, welches etwa ENE streicht und über mehrere Kilometer verfolgt werden kann. Er stellt eine detaillierte Rekonstruktion der kinematischen Entwicklung vor (Abb. 67):

- Strukturgeologische Untersuchungen (Strainanalyse, Mikrostrukturen) belegen eine  $\pm$ S-gerichtete Schertektonik, die dem variszischen Deckenbau zuzuordnen ist. Diese Schertektonik führt zur Anlage südvergenter, monoklinaler Großfalten mit langen normalen Flügeln und steil nach N einfallenden Faltenachsen (Abb. 67a).
- Im weiteren Verlauf überlagern sich zwei Prozesse: kontinuierliche Verkürzung und das beginnende Aufsteigen des heißen, migmatischen Basements an einer Scherzone mit einer deutlichen dextralen Scherkomponente bewirken ein "Flattening" der monoklinen Faltenstruktur und eine passive Rotation der Achsenebenen, was zur Überkippfung der Falten führt (Abb. 67b). Echtler (1990) vergleicht diesen Mechanismus mit den "Helvetischen Decken" und stellt fest, dass im Gegensatz zum Beispiel aus den Alpen, wo vor allem eine starke tangentielle Schertektonik (einfache Scherung) für die Rotation der Achsenebenen verantwortlich ist, in der Montagne Noire eine zunehmende reine Scherung ("Pure Shear") in Kombination mit der Aufstiegs kinematik des relativ heißen Basements für die Entstehung der liegenden Großfalte verantwortlich ist.
- Die endgültige Platznahme der Decke erfolgt während des finalen Aufstiegs der Axialzone (Abb. 67c) extensional in SW-Richtung. In dieser späten Phase erfolgt auch die Anlage der listrischen, WSW-streichenden Abschiebungen, welche die Decke heute segmentieren.



**Abb. 67:** Schematische Darstellung der kontinuierlichen Entwicklung des Großfaltenbaus in Wechselwirkung mit dem Aufstieg des anatektischen Basements nach Echtler (1990). Die einzelnen Stadien (a bis c) sind im Text beschrieben.

Der Aufstieg der kristallinen Axialzone ist eng mit der Entwicklung der Decken verknüpft und nach Echtler und Malavieille (1990) an die spät-orogene Extension gebunden:

- Zuerst führt Kompression zur Anlage von Falten (z.B. Pardailhan-Decke), Krustenverdickung und letztlich der Anlage der antiformalen Struktur der Axialzone.
- Nach dem Ende der orogenen Verkürzung beginnt der "Kollaps" der verdickten Kruste mit Krustendehnung und Extension. Am N- und am S-Rand der Axialzone werden duktile Scherzonen angelegt, die Oberplatte und Unterplatte (Gneise und Migmatite) trennen. Diese Scherzonen haben eine dextral-schrägabschiebende Kinematik (Abb. 68). Diese Kinematik ermöglicht den Aufstieg der Axialzone, wobei dieser Prozess durch die Anwesenheit von Migmatiten und anatektischen Graniten unterstützt wrd.

- Der Aufstieg des Komplexes durch die Kruste führt dazu, dass die ursprünglich steilen, duktilen Scherzonen immer flacher und spröder werden. Im NE der Axialzone erfolgt die Anlage des Stephanbeckens von Graissessac. In den basalen Sedimenten des Beckens ist eine NE-gerichtete, synsedimentäre Extensionstektonik (dextrale Schrägabschiebungen) nachzuweisen. Diese Richtung ist parallel zu der duktilen Streckung in den unterlagernden Lithologien und Scherzonen (Abb. 69). Dies interpretieren die Autoren als Nachweis dafür, dass zu Zeiten der Beckenbildung der Aufstieg des Domes noch andauerte.
- Im letzten Stadium der Extension entstehen die Permbecken, die als Halbgräben an steil stehenden, spröden Abschiebungen angelegt werden.

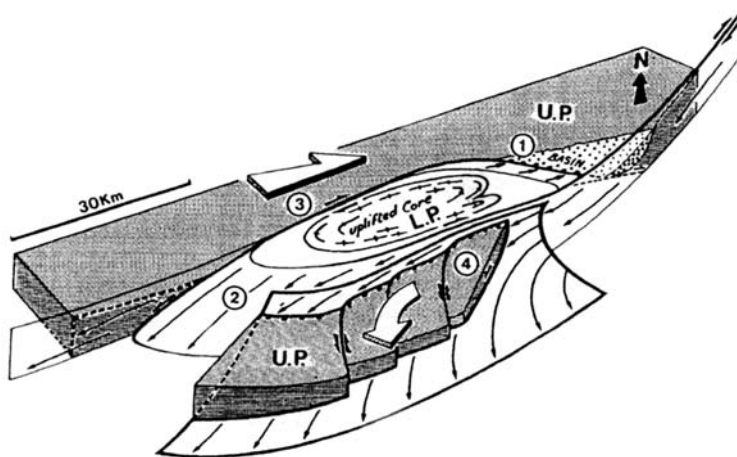


Abb. 68: Blockdiagramm des kinematischen Modells zur spätvariszischen Extensionstektonik nach Echtler und Malavieille (1990). U.P. - Oberplatte; L.P. - Unterplatte.

Im Gegensatz zum Model einer Exhumierung entlang nur eines extensionalen Detachments mit einer "roll under" Struktur am N-Rand der Axialzone (z.B. Brun und Van Den Driessche 1994), sehen Echtler und Malavieille (1990) die Montagne Noire als "symmetrischen metamorphen Kernkomplex". Die Axialzone wird im N und S von Scherzonen bzw. Detachments begrenzt, die Oberplatte (paläozoische Sedimente) und Unterplatte (Gneise und Migmatite) trennen und den Aufstieg ermöglichen. Im kristallinen Kern findet keine Rotationsbewegung um die Längachse des Domes statt. Die Flanken des Domes werden von der dextralen Kinematik dieser Scherzonen geprägt.

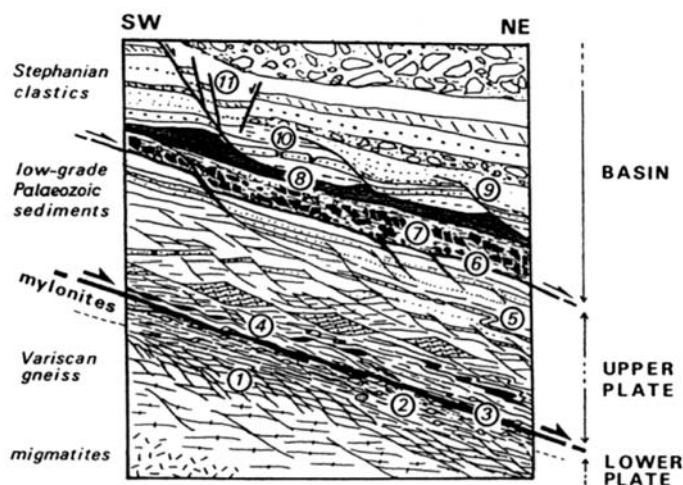
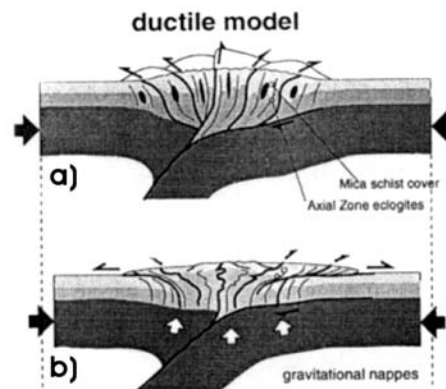


Abb. 69: Schematisches Diagramm zur Verdeutlichung der verschiedenen Mikrostrukturen und Deformationsstile im Zusammenhang mit der Extensionstektonik im Stephan am NE-Rand der Axialzone nach Echtler und Malavieille (1990). 1- extensionale Scherbänder; 2 - rotierte Klaster; 3 - sprödes Detachment (überprägt eine mylonitische Scherzone); 4 - asymmetrische Boudinage; 5 - Schlepplagen; 6 - Detachment; 7 - gestreckte Gerölle; 8 - flaches Decollement in einem Kohleflöz; 9 - synsedimentäre hydroplastische Störung; 10 - auseinandergezerrte Schichten; 11 - steile Abschiebungen.

**Aerden (1998)**

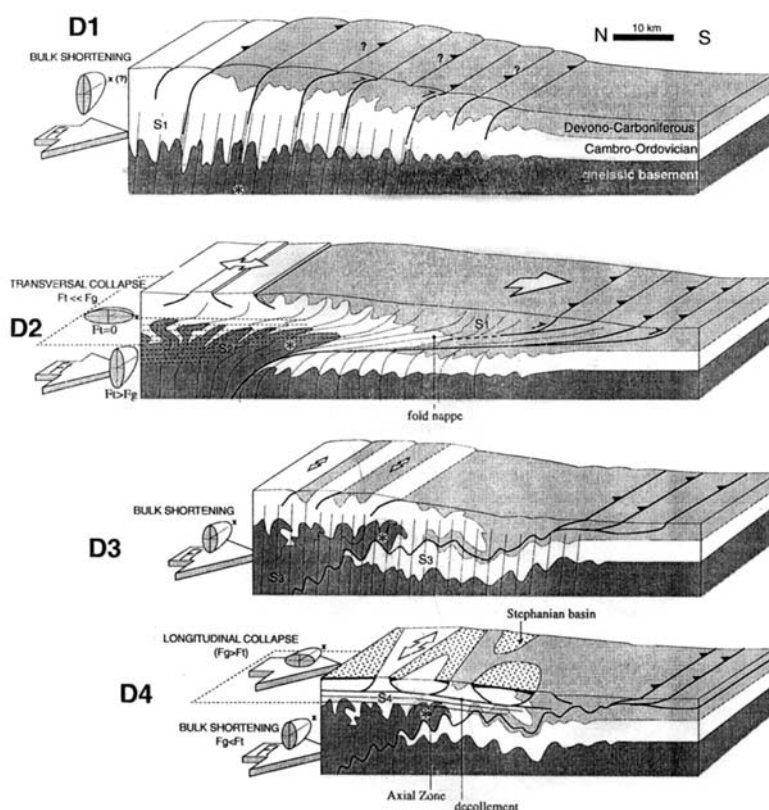
Aerden (1998) stellt eine 6-phasige Deformationsentwicklung (D<sub>1</sub> bis D<sub>6</sub>; Abb. 50) vor, die sich vor allem auf eine Studie von Fluideinschluß-Spuren ("Fluid Inclusion Trails") stützt. In seinem Modell findet bei anhaltender Konvergenz in der Unterplatte eine gravitative Extension in der verdickten Oberplatte statt (Abb. 70). Bezogen auf die Montagne Noire leitet er drei gravitative Extensionsphasen ("Kollaps") ab (D<sub>2</sub>, D<sub>4</sub> und D<sub>6</sub>). Die regionale Foliation der Gneise wird während D<sub>1-2</sub> angelegt und durch D<sub>3</sub> zu der Doppelantiklinalstruktur gefaltet, die am E-Ende der Axialzone zu sehen ist (Caroux- und Espinouse-Dom).



**Abb. 70: Model einer Krustenverkürzung mit Akkretionskeil bei duktiler Rheologie der Kruste nach Aerden (1998). a) Verformungspartitionierung in subvertikale Scherzonen, b) gravitativer Kollaps der Oberkruste, was Materialaufstieg aus der Unterkruste ermöglicht.**

**Aerden und Malavieille (1999)**

Aerden und Malavieille (1999) greifen das von Aerden (1998) vorgestellte Modell erneut auf und verfeinern es weiter. Abbildung 71 verdeutlicht das Prinzip einer kinematischen Entkopplung von Basement und Oberkruste (Aerden 1998), wobei im Basement die kompressive Horizontaltektonik weiter läuft. Die Autoren beschäftigen sich ausführlich mit der Entstehung der liegenden Großfalten auf dem Südflügel. Diese Falten entstehen in ihrem Modell extensional und erst relativ spät in der Gesamtentwicklung während D<sub>4</sub>. Das ist später als die Antiformstrukturen in der Axialzone und gleichzeitig mit der Entstehung des Stephanbeckens von Graissessac. Die Phasen D<sub>5</sub> und D<sub>6</sub> sind in der Abbildung 50 vorgestellt.



**Abb. 71: Schematische Blockdiagramme, welche die ersten 4 tektonischen Phasen der Montagne Noire nach Aerden und Malavieille (1999) darstellen. Das Sternsymbol zeigt den Strukturpfad der Axialzone. Ft - horizontale tektonische Kraft; Fg - Gravitationskraft.**



**Wiederer et al. (2002)**

Wiederer et al. (2002) haben eine Untersuchung des Conodonten Alterations Index (CAI) und strukturgeologische Untersuchungen auf dem Südflügel durchgeführt. Sie stellten dabei fest, dass der Deformationsstil und die Kinematik des N-Teils des Südflügels mit dem der Axialzone übereinstimmt und nicht mit einer S-gerichteten Deckenstapelung zu erklären ist (Kap. 1.4.1.9). Sie leiten ab, dass dieser nördliche Teil der Decken seine tektono-metamorphe Prägung während der extensionalen Exhumierung der Axialzone ( $D_2$ ) erfahren hat, und nicht während des eigentlichen Deckenbaus ( $D_1$ ). Auch die Metamorphosezonierung schneidet die  $D_1$ -Großfaltenstrukturen und gehört demnach zu  $D_2$ . Diese Metamorphose ( $M_2$ ) stellt nach Wiederer et al. (2002) eine "dynamische Kontaktmetamorphose" dar, die durch Schmelzintrusionen in die aufsteigende Axialzone, synkinematisch zu  $D_2$ , verursacht wird. Da die Axialzone heute durch eine späte, dextrale Blattverschiebung vom Südflügel getrennt ist schlagen Wiederer et al. (2002) vor, dass das "Extensionsfenster", in dem die Axialzone exhumiert wurde, früher größer war und auch Teile des Südflügels umfasst hat. Später kontrahierte es in seine heutigen Konturen. Die Autoren schlagen vor, dass diese Kontraktion durch die sukzessive Abkühlung der Axialzone gesteuert wird.

**Franke et al. (submitted)**

Franke et al. (submitted) integrieren die Beobachtungen von Wiederer et al (2002) und schlagen als geodynamisches Modell die Exhumierung der Axialzone in einer transpressiven Pull-Apart-Struktur vor. Hierbei erfolgt eine N-S gerichtete Verkürzung gleichzeitig zu einer ENE-WSW gerichteten Dehnung, die innerhalb des Pull-Apart stattfindet ("pinched pull-apart"). Wie auch von Wiederer et al.(2002) vorgeschlagen, erfolgt die Aufheizung durch synkinematisch intrudierende Schmelzen. Entstehung und Aufstieg der Schmelzen sind dabei nicht im Zusammenhang mit der Deckenstapelung zu sehen, sondern unabhängig von der Orogenese an eine krustalen Scherzone gebunden.

## 2 Methodik

Der methodische Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Untersuchung der Phyllosilikate in den paläozoischen Sedimenten der Montagne Noire. Ziel dieser Untersuchung ist es, die tektono-metamorphe Entwicklung dieser Region besser zu verstehen.

Der Metamorphosegrad der untersuchten Gebiete bewegt sich im Bereich der Diagenese und der sehr niedergradigen Metamorphose ("very low-grade metamorphism"). Er erreicht damit maximal die untere Epizone. Die Untersuchung der Minerale wurde vorwiegend mit der Röntgen-Pulver-Diffraktometrie durchgeführt (Kap. 2.1). Ergänzend erfolgten Untersuchungen mit dem Röntgenfluoreszenz-Spektrometer (Kap. 2.2), der Elektronenstrahl-Mikrosonde (Kap. 2.3) sowie geochronologische Altersdatierungen (Kap. 2.4).

### 2.1 Röntgen-Pulver-Diffraktometrie

Einen ausführlichen Überblick über die physikalischen Grundlagen dieser klassischen Methode bieten z.B. Klug und Alexander (1974) und Allmann (1994). Der allgemeine Aufbau der Phyllosilikate ist sehr ausführlich in den Textbüchern von Bailey (1984) und Mottana et al. (2002) dargestellt und wird in dieser Arbeit nicht weiter diskutiert.

Nach Árkai (2002) zeigen sowohl dioktaedrische (Kap. 2.1.1.3) als auch trioktaedrische Phyllosilikate (Kap. 2.1.2.3) im Bereich der Diagenese und Anchimetamorphose eine prograde Entwicklung, die mit dem dioktaedrischen Illit bzw. dem trioktaedrischen Chlorit abschließt. Die meisten Metamorphose-Parameter werden von den dioktaedrischen Phyllosilikaten abgeleitet, wie die "Illitkristallinität" (Weaver 1960), oder der "b<sub>0</sub>-Index" (Sassi und Scolari 1974) und finden schon seit langer Zeit Verwendung. Die Methodik hat sich ständig weiter entwickelt, und vor allem durch die Möglichkeiten der elektronischen Datenverarbeitung weitere Fortschritte gemacht. Die Verwendung trioktaedrischer Phyllosilikate als Metamorphose-Parameter ist vergleichsweise jung ("Chloritkristallinität"; Árkai 1991), und stellt meist eine ergänzende Methode dar. Im Folgenden werden die mineralogisch-petrologischen Grundlagen sowie die verwendeten Methoden selbst vorgestellt.

#### 2.1.1 Illitkristallinität

##### 2.1.1.1 Definition von Illit

Der Begriff Illit wurde erstmals von Grim et al. (1937, 1953) für glimmerartige Tonminerale gebraucht, die sehr feinkörnig (Ton-Korngröße) sind und eine c-Periodizität von etwa 10 Å zeigen. Da diese Autoren keine genaue chemische Zusammensetzung vorgaben, steht der Begriff nach ihrer Definition für eine Mineralgruppe, und nicht für ein diskretes Mineral. Im Laufe der Zeit wurde der Begriff immer weiter präzisiert, aber auch diskutiert. So beinhaltet nach Meunier und Velde (1989) und Srodon et al. (1992) Illit keine quellfähigen Komponenten, während nach Moore und Reynolds (1989) bis zu 5 % Smektit enthalten sein kann.

Im heutigen Sprachgebrauch steht der Begriff Illit für ein Muskovit-ähnliches Mineral, welches ein Kalium-Defizit hat und im Bereich der sehr niedergradigen Metamorphose auftritt. Es stellt es das metastabile Endglied der Entwicklung dioktaedrischer Phyllosilikate dar, wobei er für Rosenberg (2002) eine stabile Phase unterhalb 360°C darstellt. Verschiedene Vorstufen dieser Entwicklung, auch als "illitische Minerale" ("illitic material") bezeichnet, werden aber bei einer etwas weiter gefassten Definition mit eingeschlossen. Meunier und Velde (2004) fassen dies wie folgt zusammen:

- Illit gehört zu den dioktaedrischen Phyllosilikaten und hat eine 2:1 Struktur (zwei Tetraeder- und eine Oktaederschicht).
- Er beinhaltet keine quellfähigen Lagen (wie z.B. Smektit).
- Die Lagen-Ladung (Kalium) beim Endglied Illit ist 0,9 (pro  $O_{10}(OH)_2$ ), wodurch er sich von den "echten Glimmern" wie Muskovit (Lagen-Ladung = 1) unterscheidet.
- Die minimale Lagen-Ladung für Illit ist 0,75 (pro  $O_{10}(OH)_2$ ; Hower und Mowatt 1966).
- Eisen- und Magnesium-Gehalt sind variabel und vom Bildungsmilieu abhängig.
- Er hat eine c-Periodizität von 10 Å.

Die chemische Zusammensetzung von Illit ist daher sehr variabel, zumal andere Autoren vor allem die Grenzen für die minimale und maximale Lagen-Ladung weiter fassen als von Meunier und Velde (2004) vorgeschlagen. Einige Beispiele sind in Abbildung 72 dargestellt.

Vom Illit existieren verschiedene Polytypen, die eine prograde Entwicklung mit einer zunehmend besseren Ordnung des Kristallgitters zeigen (z.B. Maxwell und Hower 1967; Lee et al. 1986; Dalla Torre et al. 1994): 1Md (ungeordnet - "disordered"), 1M und 2M<sub>1</sub>. Die Existenz des 1Md-Polytyp wird kontrovers diskutiert (Dong und Peacor 1996), und von Meunier und Velde (2004) abgelehnt.

Eine umfassende Definition von Illit ist bis heute nicht existent. In dieser Arbeit wird der zusammenfassenden Definition von Meunier und Velde (2004) wie oben vorgestellt gefolgt.

Formula unit	References
K <sub>74</sub> NH <sub>04</sub> <sup>4+</sup> Ca <sub>05</sub> (Al <sub>1.71</sub> Fe <sub>07</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>05</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>16</sub> ) [Si <sub>3.36</sub> Al <sub>0.64</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Nadeau and Bain (1986)
K <sub>91</sub> (Al <sub>1.72</sub> Fe <sub>12</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>16</sub> ) [Si <sub>3.25</sub> Al <sub>1.75</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Lanson and Champion (1991)
K <sub>79</sub> (Al <sub>1.67</sub> Fe <sub>15</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>17</sub> ) [Si <sub>3.40</sub> Al <sub>1.60</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Lanson and Champion (1991)
K <sub>72</sub> (Al <sub>1.63</sub> Fe <sub>20</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>17</sub> ) [Si <sub>3.45</sub> Al <sub>1.55</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Zöller and Brockamp (1997)
K <sub>83</sub> (Al <sub>1.65</sub> Fe <sub>19</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>16</sub> ) [Si <sub>3.34</sub> Al <sub>1.66</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Zöller and Brockamp (1997)
K <sub>83</sub> Ca <sub>02</sub> (Al <sub>1.66</sub> Fe <sub>15</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>29</sub> Mn <sub>03</sub> ) [Si <sub>3.21</sub> Al <sub>1.79</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Peacor et al. (2002)
K <sub>78</sub> Na <sub>16</sub> (Al <sub>1.79</sub> Fe <sub>05</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>15</sub> ) [Si <sub>3.35</sub> Al <sub>1.65</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Peacor et al. (2002)
K <sub>68</sub> Na <sub>01</sub> (Al <sub>1.43</sub> Fe <sub>30</sub> <sup>3+</sup> Mg <sub>27</sub> ) [Si <sub>3.48</sub> Al <sub>1.52</sub> ] O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Cuadros and Altaner (1998)

**Abb. 72: Auflistung der chemischen Zusammensetzung von verschiedenen Illiten aus der Literatur (Meunier und Velde 2004).**

### 2.1.1.2 Die Methode der Illitkristallinität

Weaver (1960) benutzte als erster den 10 Å-Peak (001-Peak) des Illit als Indikator für den Diagenese- und Metamorphosegrad von Tonschiefern. Der Begriff der "Kristallinität" wurde später von Kübler (1967a) eingeführt, der darunter einen Ordnungsgrad eines Kristallgitters verstand. Dieser Ordnungsgrad kontrollierte nach Kübler (1967a) die Form des 10 Å Illit-Peaks. Kübler (1967a) definierte als Maßeinheit die Breite des Peaks auf halber Höhe ("Halbhöhenbreite", oder "Full width at half maximum" FWHM), die er auch "Scherrer-Breite" nannte. Weitere Maßeinheiten für die Kristallinität werden in Kap. 2.1.1.5 vorgestellt. Sind die FWHM-Werte an einem Standard kalibriert (z.B. "Crystallinity Index Standard", Warr und Rice 1994) entsprechen sie dem Kübler Index (Guggenheim et al. 2002). Obwohl sich der Begriff der Kristallinität sehr schnell etabliert hatte (z.B. Kisch 1983), war lange Zeit nicht klar was genau unter diesem Ordnungsgrad zu verstehen ist, bzw. welche Prozesse genau die Form des 10 Å-Peaks kontrollieren.

Vor allem die Anwendung der modernen Transmissions-Elektronenmikroskopie (TEM) führte zu einem Wissenszuwachs in Bezug auf die Entwicklung der Kristallgitter und die Verbesserung des Ordnungsgrades der Illite (z.B. Lee et al. 1985). Merriman et al. (1990, 1995) kombinierten die Röntgen-Pulver-Diffraktometrie mit Transmissions-Elektronenmikroskop-Messungen (TEM) und konnten zeigen, dass die Illitkristallinität im wesentlichen von der Größe der kohärent beugenden Gitterbereiche ("coherent scattering domains" CSD), welche auch als "Kristallite" oder "Kristalldomänen" bezeichnet werden, abhängt. Merriman et al. (1990) konnten nachweisen, dass sich die Kristallit-Größe und die Halbhöhenbreite

antiproportional zueinander verhielten, wie aufgrund der "Scherrer-Gleichung" (Kap. 2.1.1.5) zu erwarten war (Abb. 73a). Andere Arbeiten leiteten die Kristallitgröße aus dem Röntgendiffraktogramm direkt ab und bestätigten diese Ergebnisse. Dazu zählen z.B. Árkai et al. (1996, 1997, 2000; Abb. 73b) und Jiang et al. (1997), welche die "Voigt-Methode" (Langford 1978) in Kombination mit einer Einzellinien-Fourier-Analyse benutzten, sowie Nieto und Sánchez-Navas (1994) unter Verwendung der Varianz-Methode nach Wilson (1963). Bei der Vergrößerung der Kristalldomänen reduziert sich auch der Gitter-Strain, was als untergeordneter Bestandteil auch zur Verbesserung der Illitkristallinität beiträgt (Merriman und Peacor 1999).

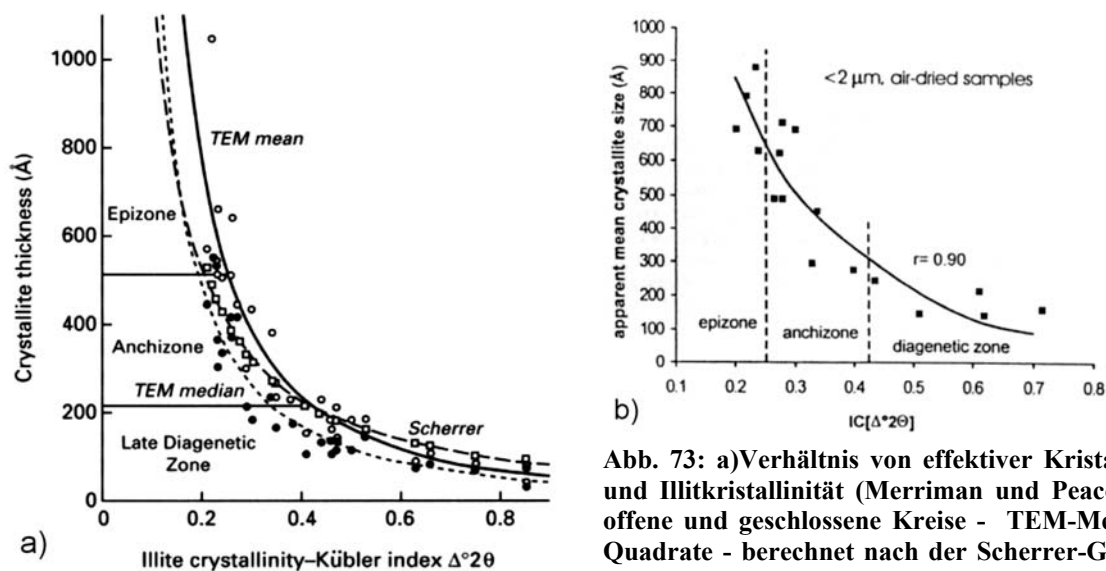


Abb. 73: a) Verhältnis von effektiver Kristallitgröße und Illitkristallinität (Merriman und Peacor 1999); offene und geschlossene Kreise - TEM-Messungen; Quadrate - berechnet nach der Scherrer-Gleichung; b) Verhältnis von Kristallitgröße (Voigt-Methode) und Kübler-Index (Árkai 2002).

Die Illitkristallinität wird generell an der  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion bestimmt. Man geht dabei davon aus, dass diese Fraktion vor allem von authigenen, d.h. bei der Diagenese und niedergradigen Metamorphose neu gewachsenen, Phyllosilikaten besteht (Kap. 2.1.1.4). In jedem Fall stellen Kristallinitätswerte einen groben, gewichteten Mittelwert der Kristallinitäten aller in der jeweiligen Fraktion enthaltenen Phyllosilikate dar.

### 2.1.1.3 Entwicklung dioktaedrischer (2:1) Phyllosilikate bei ansteigender Metamorphose

#### Mineralentwicklungs-Reihe und Prozesse

Dioktaedrische Phyllosilikate zeigen bei ansteigender Metamorphose eine charakteristische Mineral-Entwicklung, die Merriman und Peacor (1999) sowie Árkai (2002) wie folgt zusammenfassen:

a) dioktaedrischer Smektit  $\rightarrow$  b) Wechsellagerungs- oder Mixed-Layer-Minerale Illit/Smektit (regellos oder geordnet)  $\rightarrow$  c) Illit  $\rightarrow$  d) K-Hellglimmer (Muskovit).

Während dieser Entwicklung verbessert sich generell der Ordnungsgrad im Gestein, sowohl kristallographisch als auch mineralogisch. Peacor (1992) beschreibt im einzelnen folgende Prozesse:

- Die Kristallitgröße steigt.
- Die Gitter-Defekte werden weniger (und damit auch der Gitter-Strain).
- Die chemische Variabilität bzw. die Anzahl der Minerale nimmt ab.

- Die mikrotexturale Ausbildung wird einheitlicher, da Mixed-Layer-Minerale abnehmen.

Árkai (2002) ergänzt weiter:

- Der Ordnungsgrad der Mixed-Layer-Minerale ("Reichweite", siehe unten) verbessert sich.
- Es erfolgt eine prograde Polytypie-Entwicklung: 1Md (dessen Existenz diskutiert wird; Dong und Peacor 1996)  $\rightarrow$  1M  $\rightarrow$  2M<sub>1</sub>. Nach Dalla Torre und Frey (1997) beträgt der Gehalt an 1M-Illit an der Grenze Diagenese-Anchizone maximal 40 %, der 1Md Polytyp ist nicht mehr zu finden. In der Anchizone beträgt der Gehalt an 2M<sub>1</sub>-Illit 70 bis 90 % und ist in der Epizone 100 %.
- Die Lagenladung wird negativer ("net negative layer charge"), vor allem durch die Substitution Al<sup>3+</sup> für Si<sup>4+</sup> auf der Tetraeder-Position, aber auch durch die Substitution Mg<sup>2+</sup> für Al<sup>3+</sup> auf der Oktaeder-Position (Moore und Reynolds 1997).
- Stabilisierung der Zwischenschicht durch K<sup>+</sup>-Substitution (untergeordnet auch NH<sub>4</sub><sup>+</sup> und Na<sup>+</sup>). Wasser aus den Zwischenschichten wird abgegeben.

Diese Änderungen laufen kontinuierlich und parallel ab und bedingen letztendlich die allmähliche Entwicklung eines Tonsteins bis hin zum Phyllit.

### Smektit

Smektit gehört zu den 2:1-Schichtsilikaten, und zeichnet sich vor allem durch seine relativ geringe Lagenladung (0,2 bis 0,6; Velde 1992) und seine große chemische Variabilität aus. Da die Bindung zwischen den Schichten relativ schwach ist, ist das Mineral "quellfähig" und kann eine bis mehrere Lagen Wasser sowie verschiedene hydratisierte Zwischenschicht-Kationen (Na, K, Ca, Mg) einbauen, bzw. auch wieder abgeben. Das Mineral ist also reaktiv. Welche Kationen eingebaut werden hängt vom Ionenangebot und der chemischen Zusammensetzung der fluiden Phase ab. Der basale Gitterabstand ist in Abhängigkeit von der Menge des eingebauten Wassers sehr variabel (10 bis 18 Å; Chamley 1989). Smektite entstehen entweder als Verwitterungsprodukte von Schichtsilikaten oder als Mineral-Neubildungen während der Diagenese.

Die dioktaedrischen Smektite unterscheiden sich vor allem durch ihren Al und Fe<sup>3+</sup> Gehalt. Man unterteilt zwei Gruppen, die Nontronite (Fe<sup>3+</sup>-reich) und die Montmorillonit-Beidellit-Gruppe (Al-reich; Velde 1992).

Die trioktaedrischen Smektite (Kap. 2.1.2.3) unterscheiden sich vor allem durch ihren Al-Gehalt. Man unterscheidet 2 Gruppen, die Saponite (Al-arm) und die Hektorit-Stevensit-Gruppe (Al-reich).

### Illit/Smektit-Wechselagerungs-Minerale

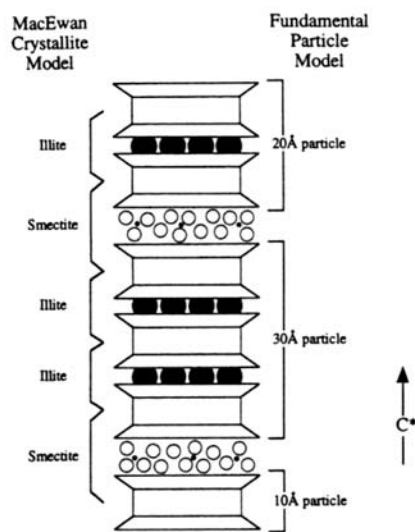
Wie oben bereits angesprochen, sind Illit/Smektit Wechselagerungs- oder Mixed-Layer-Minerale Bestandteil der Entwicklungsreihe dioktaedrischer Schichtsilikate. Ein solches Mixed-Layer-Mineral besteht aus Illit (I)- und Smektit (S)-Schichten. Die Abfolge der einzelnen Schichten kann regellos oder geordnet sein. Der Grad der Ordnung wird durch die sog. "Reichweite" angegeben (z.B. Moore und Reynolds 1997), welche bei ansteigender Metamorphose folgende Entwicklung zeigt:  $R = 0 \rightarrow R = 1 \rightarrow R > 1$ . Dabei bedeutet ein Wert von 0 eine chaotische, ungeordnete Abfolge, ein Wert von 1 eine regelmäßige Abfolge, wobei beide Schichten gleich häufig vorkommen (ISIS). Höhere Werte geben das Illit zu Smektit-Verhältnis in einer geordneten Abfolge an,  $R = 3$  bedeutet also: ISIIISII.

Es ist nicht klar, wie die Mixed-Layer Minerale genau aufgebaut sind. Es werden im wesentlichen zwei Modelle diskutiert (z.B. Árkai 2002):

- Nadeau et al. (1984), sowie Nadeau (1985, 1998) entwickelten das Konzept der "fundamentalen Partikel", wonach das Röntgendiffraktogramm sog. "Interpartikel-

Diffraktion" abbildet. Die Illite bestehen nach diesem Modell aus mindestens 20 Å dicken 2:1-Schichten, sog. "fundamentalen Partikeln", und sind durch K als Zwischenschicht-Ion gebunden (Abb. 74). Die Anzahl dieser 2:1-Schichten variiert zwischen 1 und 5. Die Smektite stellen die "Enden" einer solchen Illit-Schicht dar, und sind aufgrund ihrer reaktiven Oberflächen quellfähig. Die Illit-Schichten werden an diesen Enden unregelmäßig aufeinander gestapelt. Der Übergang von Illit- zu Smektit-Schicht ist inkohärent und für die "Interpartikel-Diffraktion" verantwortlich.

- In dem anderen Modell ("Markov-Modell") bestehen die Mixed-Layer Minerale aus "MacEwan-Kristalliten" (z.B. Reynolds 1980; Abb. 74). Dabei handelt es sich um Partikel, welche 5 bis 15 2:1-Schichten dick sind. Die Smektit-Lagen befinden sich innerhalb des Kristalls, und die Übergänge sind kohärent. Veblen et al. (1990) sowie Dong und Peacor (1996) konnten solche kohärenten Lagengrenzen in TEM-Untersuchungen nachweisen. Sie interpretieren die "fundamentalen Partikel" als Artefakte, die bei der Aufbereitung bestehen.



**Abb. 74: Strukturmodelle von Illit/Smektit Mixed-Layer Mineralen (Altaner und Ylagan 1997). Große schwarze Kreise - fixiertes K; große offene Kreise - Wassermoleküle; kleine schwarze Kreise - austauschbare Kationen (Na, K, Ca, Mg).**

### Transformationsmechanismen

Im Gegensatz zur höhergradigen Metamorphose stehen Metapelite unterhalb der Grünschiefer-Fazies, d.h. unterhalb einer Temperatur von 300 bis 350°C, nicht im thermodynamischen Gleichgewicht (z.B. Lippmann 1981, 1982; Árkai 2002). Das Konzept der metamorphen Fazies und von stabilen Mineralparagenesen ist daher nicht anwendbar. Die Minerale dieses Metamorphosebereiches sind meist metastabil (Jiang et al. 1990, Essene und Peacor 1995, Merriman und Peacor 1999). Der Grund für die Bildung von metastabilen Phasen (oder "Übergangs-Phasen") liegt in den niedrigen Reaktionsraten in diesem Metamorphosebereich (Merriman und Peacor 1999), weswegen die Reaktionen in den Peliten sehr träge sind. Morse und Casey (1988) stellten fest, dass zwischen den metastabilen Tonmineralen, welche sich bei niedrigen Temperaturen bilden (wie z.B. Smektit) und Mineralen, welche unter den Bedingungen eines thermodynamischen Gleichgewichts entstehen (wie z.B. Muskovit), eine kontinuierliche Entwicklungsreihe struktureller und chemischer Entwicklungszustände existiert.

Wie genau die Umwandlung von Smektit in Illit abläuft ist noch nicht abschließend geklärt. Nach der neueren Literatur scheint es klar, dass zumindest drei Transformations-Mechanismen beteiligt sind (Altaner und Ylagan 1997, Kübler und Jaboyedoff 2000):

- Festkörper-Transformation ("solid-state transformation" SST). Hierbei haben Mutter- und Tochterkristall einen ähnlichen Polytyp und ähnliche Kornform (Baronnet 1992). Die Fixierung von K als Zwischenschicht-Ion ist z.B. ein SST-Mechanismus.

- Lösung und Fällung ("dissolution and crystallisation" DC; z.B. Jiang et al. 1997). Dabei können gänzlich andere Polytypen und neue Kornformen entstehen.
- Ostwald-Reifung (OR; z.B. Essene und Peacor 1995), wobei die kleinsten Kristalle von einem größeren assimiliert werden um die freie Oberflächenenergie zu minimieren.

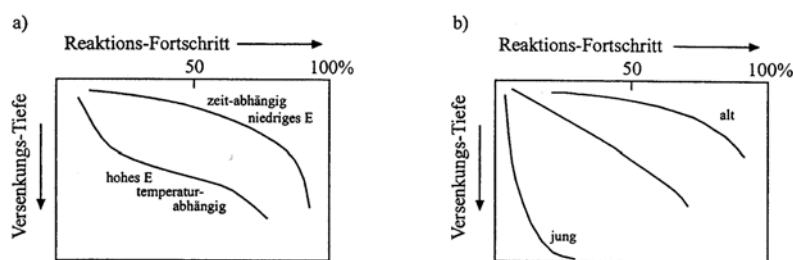
Es ist noch umstritten, wie die einzelnen Mechanismen zu gewichten sind. Nach Altaner und Ylagan (1997) beschreibt das SST-Modell in Kombination mit lokaler Lösung und Fällung sehr gut den Illitisierungsprozess in Bentoniten. Das DC-Modell ist gut auf hydrothermale Prozesse und Gesteine mit offenen Porenräumen (Sandsteine) anwendbar. In Peliten sind nach diesen Autoren beide Mechanismen beteiligt. In HRTEM-Untersuchungen gibt es Belege, das SST und DC in ein und derselben Probe auftreten können (z.B. Yau et al. 1987). Eberl und Srodon (1988) und Inoue et al. (1988) schlagen vor, dass die Rekristallisation nach der Lösung von einem OR-Prozess kontrolliert wird. Es gibt auch Modelle, bei denen der dominante Mechanismus von der Reichweite kontrolliert wird, bzw. sich in Abhängigkeit von der Reichweite ändert (Drits 1987; Whitney und Northrop 1988).

### Steuerungsfaktoren

Die Parameter, welche die Entwicklung von Smektit zu Illit steuern, beschreiben Frey (1987) und Huang et al. (1993):

- die Temperatur (der wichtigste Steuerungsparameter)
- die Zeit (Velde und Vasseur 1992)
- geologische Faktoren (z.B. Gesteinsart, Verformung; Kap. 2.1.1.4)
- das K-Ionen-Angebot

Da es sich bei Mineralumwandlungen um kinetische Prozesse handelt, ist der Einfluss von Zeit und Temperatur immer auch von der Aktivierungsenergie abhängig. Dies wird im Schema von Velde (1992) deutlich: Bei niedriger Aktivierungsenergie ist die Zeit ein wichtiger Parameter (Abb. 75), bei hoher Aktivierungsenergie ist die Reaktion vor allem temperaturgesteuert. Bei langer Zeitdauer kann die Reaktionen auch bei geringeren Versenkungstiefen (und Temperaturen) ablaufen. Dies bestätigt auch eine Studie von Lasson



**Abb. 75: Reaktionsfortschritt der Entwicklung von Smektit zu Illit (nach Velde 1992). a) in Abhängigkeit von der Aktivierungsenergie; b) in Abhängigkeit von der Zeit.**

et al. (1998), die mehrere Bohrkerne aus verschiedenen alten Becken verglichen haben. Sie stellten fest, dass bei gleichem Metamorphosegrad die jüngeren Becken mehr Illit/Smektit Mixed-Layer Minerale führten als die älteren (mehr diskreter Illit).

### **2.1.1.4 Faktoren mit Einfluss auf die Illitkristallinität**

#### **geologische Faktoren**

Neben Temperatur, Zeit und K-Ionenangebot beeinflussen noch weitere geologische Faktoren die Ausbildung der Illitkristallinität (Frey 1987):

Der wichtigste Störfaktor ist der Eintrag von detritischem Hellglimmer (Dunoyer de Segonzac 1970). Diese Hellglimmer haben in ihrem Liefergebiet eine höhere metamorphe Prägung erfahren als die authigenen Neubildungen und führen in der Probe so zu einer Überschätzung des Metamorphosegrades. Diesem Problem versucht man durch eine schonende Aufbereitung (Kisch 1991), die das mechanische Verkleinern der größeren Hellglimmer auf Tonkorngröße verhindern soll, aus dem Weg zu gehen (Kap. 2.1.1.9). Zudem werden Bestimmungen der Illitkristallinität generell an der Kornfraktion <2 µm durchgeführt, auch weil der Detritus-Einfluss mit wachsender Korngröße zunimmt. Dieser Zusammenhang wurde von Reuter (1985) auch geochronologisch nachgewiesen. Bei der Probenauswahl werden, wo möglich, Handstücke ausgewählt die möglichst arm an detritischem Glimmer sind (Kap. 2.1.1.8). Der Einfluss detritischer Komponenten wird mit steigendem Metamorphosegrad geringer und ist nach Kübler (1967, 1984) und Frey (1970) in der Anchizone meist zu vernachlässigen.

Die Gesteinsart des Ausgangsmaterials spielt eine wichtige Rolle, da Körngröße und Korngefüge den Porenwasser-Fluss steuern und die Illitkristallinität beeinflussen könne (Hunziger et al. 1986). Eine Verkieselung oder bituminöse Substanzen verringern den Porenraum des Gesteins und können so den Ionentransport behindern (Weber 1972a und b).

Der Gesteins-Chemismus steht in enger Wechselwirkung mit dem Ionenangebot der Porenwässern. In K-armen Gesteinen (z.B. Metakarbonate) kann es so zu einem K-Mangel und einer verlangsamten Illitbildung kommen.

Der Chemismus steuert zudem die Mineralparagenese. Es kann zur Ausbildung von Schichtsilikaten (wie Paragonit) oder von Illit-Paragonit Mixed-Layer-Mineralen kommen, welche den Illit-Peak überlagern. Sie beeinflussen zwar nicht die Illitkristallinität, erschweren aber eine objektive, genaue Bestimmung der Halbhöhenbreite im Diffraktogramm (Kap. 2.1.1.6). Geringere Gehalte an "störenden" Zwischenschicht-Kationen wie Na und Ca können im Diffraktogramm sehr schwer zu erkennen sein und trotzdem zu einer Verbreiterung des Illit-Peaks führen (Árkai 2002).

Der Einfluss von Verformung auf die Illitkristallinität ist sehr schwer zu quantifizieren, scheint aber belegt: Synmetamorphe Deformation (Ausbildung einer Schieferung) beschleunigt das Wachstum der Kristalldomänen (Merriman et al. 1990) und reduziert den Gitter-Strain. Beides führt zu einer Erhöhung der Illitkristallinität. Jaboyedoff (1999) konnte zeigen, dass in einem kalkigen Schiefer bei epizonaler Metamorphose in ungeschieferten Bereichen noch Smektit erhalten sein kann, welcher in geschieferten Bereichen nicht mehr nachzuweisen ist.

Aufgrund der primären geologische "Streuung" ist es möglich, dass unterschiedliche Gesteine bei gleicher Metamorphosegeschichte eine unterschiedliche Illitkristallinität aufweisen. Es ist daher sinnvoll, die geologischen Unterschiede innerhalb des Probensatzes zu minimieren, und im Hinblick auf Gesteinstyp und stratigraphisches Alter möglichst einheitlich zu beproben.

#### **Mess-Parameter und Konfiguration des Diffraktometers**

Auch die Mess-Einstellung des Röntgen-Diffraktometers können die Illitkristallinität beeinflussen. Kisch (1990) konnte zeigen, dass eine hohe Zeirate in Verbindung mit einer hohen Scanrate eine starke Peakverbreiterung zur Folge hat. Um diesen Effekt zu vermeiden, muss die Zeirate ("time constant" TC) die folgende Gleichung erfüllen (Kisch 1990, 1991):

$$TC(\text{sec}) \leq 0,5 * [\text{Weite der Divergenzblende (}^\circ\text{)}/\text{Scanrate (}^\circ\text{/min)}] * 60$$



Auch die apparative Ausstattung des Diffraktometers, wie z.B. das Vorhandensein eines Monochromators, kann die Illitkristallinität beeinflussen (Kübler 1987).

### Präparation

Neben der schonenden Aufbereitung, die zur Vermeidung des Eintrags detritischer Komponenten wichtig ist, können auch andere Bereiche der Präparation die Illitkristallinität beeinflussen. Nach Kisch und Frey (1987) sowie Kisch (1991) sind dies Ultraschall- bzw. Säurebehandlungen, die Methode der Korngrößentrennung, Kationen-Sättigung und die Art des Präparates (Schmierpräparat oder Sedimentationspräparat). Die in dieser Arbeit durchgeführte Präparation ist in Kapitel 2.1.1.10 beschrieben.

### Auswertung

Die computergestützte Auswertung ermöglicht eine sehr flexible und komfortable Auswertung der Diffraktogramme. Die für die Auswertung vorgenommene Bearbeitung der Diffraktogramme (z.B. Glättung, Festlegung eines Untergrundes,  $K_{\alpha}$ -Stripping) beeinflusst aber auch die Werte für die Illitkristallinität (Kisch 2004). Die in dieser Arbeit durchgeführte Auswertung wird in Kapitel 2.1.1.6 vorgestellt.

### 2.1.1.5 Bestimmung der Illitkristallinität

Wie in Kapitel 2.1.1.2 bereits angesprochen, gibt es verschiedene Methoden die Illitkristallinität anhand der Form des 10 Å-Peak des Illit zu bestimmen, wobei die heute gebräuchlichste die Halbhöhenbreite ist, welche auch in dieser Arbeit verwendet wird. Die verschiedenen Methoden werden im Folgenden in chronologischer Reihenfolge vorgestellt:

#### Weaver-Index

Die erste Methode für die Quantifizierung der 10 Å-Illit-Peakform ist die von Weaver (1960) vorgestellte "sharpness ratio" ("Weaver-Index"). Sie ist als Quotient der Intensitäten bei 10 Å und bei 10,5 Å definiert. Der Zahlenwert der "sharpness ratio" nimmt mit steigendem Metamorphosegrad zu. Sie liefert bei breiten Peaks (d.h. im Bereich der Diagenese) sehr genaue Werte, bei steileren Peakflanken ist die Bestimmung zunehmend schwerer, die Methode also ungenauer. Schwierig ist die Anwendung bei verschobenen Peaklagen, wenn diese z.B. nicht am (evtl. nicht vorhandenen) Quartz-Peak geeicht werden können. In diesem Fall ist nicht definiert, um welchen Betrag die beiden Messpunkte verschoben werden müssen (Krumm 1992).

#### Halbhöhenbreite

Die Halbhöhenbreite wird bestimmt als der mittlere Abstand der inneren und äußeren Grenzen des (001)-Illitpeaks auf halber Strecke ("halber Höhe") zwischen Untergrund und Peakspitze (Abb. 76). Vom englischen Begriff "Full Width at Half Maximum" leitet sich die allgemein gebräuchliche Abkürzung FWHM ab, die auch in dieser Arbeit verwendet wird. Maßeinheit der Halbhöhenbreite ist die Differenz in Winkelgrad ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ ), die zuerst von Kübler (1967) verwendet wurde. Der schon damals eingeführte Begriff des "Kübler-Index" impliziert im heutigen Gebrauch, dass die Messwerte an einem Standard geeicht sind (Kap. 2.1.1.7). Der Zahlenwert des Kübler-Index,

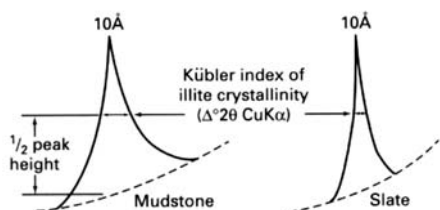


Abb. 76: Bestimmung der Halbhöhenbreite am 10 Å-Illit-Peak (Merriman und Peacor 1990). Der Zahlenwert wird bei ansteigendem Metamorphosegrad kleiner ("Slate").

und auch der Fehler in der Bestimmung der Halbhöhenbreite, nehmen mit zunehmender Kristallinität ab. Außerdem ist die Halbhöhenbreite relativ unempfindlich gegen

Schwankungen in der Untergrundkorrektur (Krumm 1992). Ein Nachteil der Halbhöhenbreite ist, dass Peakverbreiterungen auf den Flanken nur unzureichend oder zumindest schlechter erfasst werden als etwa beim "Weaver-Index".

Die Halbhöhenbreite hat sich international durchgesetzt und wird in dieser Arbeit als Maßzahl für die Illitkristallinität benutzt. Mit Hilfe der Scherrer-Gleichung (Scherrer 1918) ist sie wie folgt definiert:

$$\text{FWHM} = \Delta^2\Theta = K \cdot \lambda / N \cdot d \cdot \cos\Theta$$

Wobei:

FWHM	=	Halbhöhenbreite in rad $2\Theta$
K	=	Konstante; Werte von 0,89 und 0,94 (Klug und Alexander 1974)
$\lambda$	=	Strahlungs-Wellenlänge
N	=	Anzahl der Flächen
d	=	Abstand der Gitterebenen
$\Theta$	=	Bragg-Winkel einer bestimmten Reflexion

### **Weber-Index (relative Halbhöhenbreite)**

Weber (1972a, b) führte die dimensionslose relative Halbhöhenbreite ( $\text{FWHM}_{\text{rel}}$ ) ein, die den Einfluss unterschiedlicher Messparameter ausgleichen sollte, den sog. "Weber-Index". Sie ergibt sich als Quotient der Halbhöhenbreite des (001)-Illitpeaks zu der des (100)-Quarzpeaks multipliziert mit dem Faktor 100:

$$\text{FWHM}_{\text{rel}} = \text{FWHM (001)-Illit [mm]} / \text{FWHM (100)-Quarz [mm]} \cdot 100$$

Da die relative Halbhöhenbreite direkt von der Halbhöhenbreite abgeleitet wird, hat sie auch dieselben Nachteile (Peakverbreiterung auf den Flanken wird nicht richtig erfasst). Außerdem wird durch die vermeintliche Eichung hier eine Genauigkeit vorgetäuscht, die nicht besteht (Krumm 1992). Vor allem der Quarzpeak scheint zur Eichung ungeeignet, da auch dessen Peakform und -breite von der kristallographischen Ausbildung, wie etwa Gitterstörungen, die durch den Mahlprozess oder die geologische Vorgeschichte bedingt sind, abhängig ist. In dieser Arbeit wurde der Weber-Index nicht berücksichtigt.

### **Integralbreite**

Die Integralbreite als Maß für die Breite einer Röntgeninterferenz hat, obwohl in Metallurgie und Kristallographie schon länger gebräuchlich, den Übergang in die geologische Methodik erst spät gefunden. Wilson (1963, 1965) definierte sie als Quotient der integrierten Peakintensität und der Intensität am Scheitelpunkt der Interferenz. Der Vorteil gegenüber der Halbwertsbreite besteht darin, dass auch Verbreiterungen an den Peakflanken erfasst werden.

#### **2.1.1.6 Durchführung der Messung und Auswertung**

Von jeder Probe wurden zwei Präparate (A und B) hergestellt, von denen jedes zwei mal gemessen wurde (Messung 1 und 2). Die Illitkristallinität einer Probe entspricht dem Mittelwert aus diesen vier Diffraktogrammen.

### **Aparative Bedingungen**

Die Steuerung der Messungen erfolgte computergestützt mit dem Programm Diffract 3000 (Siemens). Die folgende Konfiguration des Röntgendiffraktometers wurde für alle Messungen in dieser Arbeit, also auch für die Messung der Gesamtgesteins- und  $b_0$ -Präparate, verwendet:

Generator:	Siemens D501
Anregungsspannung und Heizstromstärke:	40 kV/30 mA
Strahlung:	CuK $\alpha$
Aperturdiaphragmen:	1°
Detektordiaphragmen:	1°
Divergenzblende:	0,5°
Graphit-Monochromator:	

Die Präparate für die Bestimmung der Illitkristallinität und Chloritkristallinität wurden mit folgenden Einstellungen gemessen:

Zeitkonstante:	2s
Scanbereich:	2 bis 70°2 $\theta$ (Präparat A1) 2 bis 25°2 $\theta$ (Präparat A2, B1 und B2)
Schrittweite:	0,02°

Die glykolierten und hitze-behandelten Präparate wurden mit denselben Einstellungen wie Präparat A2 gemessen.

### Auswertung

Die Auswertung der Messungen am Röntgen-Diffraktogramm erfolgte mit dem Programm MacDiff 4.2.5 von Dr. Rainer Petschick (Universität Frankfurt). Das Programm ermöglicht eine komfortable und schnelle vorbereitende Bearbeitung aller Diffraktogramme, bevor der eigentliche Messvorgang am Peak beginnt. Im einzelnen wurden die unbearbeiteten Messdaten ("Rohdaten") wie folgt modifiziert:

- Ausreißer, wie sie etwa bei kurzzeitiger Schwankung der Strom- oder Wasserversorgung entstehen können, wurden eliminiert (mit der Routine "Kill Outliers"). Als Ausreißer wurden dabei alle Werte definiert, deren Intensität (Count-Anzahl) sich durch einen Wert größer als die  $\sqrt{\phantom{x}}$  der Untergrundintensität (an dieser Stelle) vom Nachbarwert unterscheidet.
- Die Peaklagen wurde nach dem Quarz-Peak bei 4,257 Å korrigiert.
- Das Profil wurde mathematisch geglättet, unter Verwendung des MacDiff-Standard-Algorithmus. Es handelt sich um einen 17-Term-Algorithmus, der auf dem Prinzip gewichteter Mittelwerte basiert (Petschick 2000).
- Es wurde eine Routine zur Festlegung des Untergrundes durchgeführt, dessen Intensität für die Bestimmung aller Peak-Parameter (z.B. FWHM, Intensität) subtrahiert werden muss. Die Routine wurde mit den Default-Einstellungen von MacDiff durchgeführt (Petschick 2000), welche für den gesamten Datensatz die besten Ergebnisse lieferte. Zusätzlich wurde eine Untergrund Reduktion ("Noise Reduction" Routine; Default-Einstellung: 10 %) durchgeführt.
- Es wurde kein sog.  $\alpha_2$ -Stripping (Entfernen des Anteils an K $\alpha_2$ -Strahlung) durchgeführt.

Eine Grundvoraussetzung bei einer statistischen Methode wie der Illitkristallinität ist es, eine subjektive, d.h. vom Bearbeiter abhängige Auswertung soweit wie möglich zu vermeiden. Diesem Grundsatz folgend wurden in dieser Arbeit alle Diffraktogramme (mathematisch) gleich behandelt. Dies erfordert in der Praxis Kompromisse: So liefert z.B. die Untergrund-Routine bei manchen Diffraktogrammen nur eine gute aber nicht optimale Anpassung.

Auch bei der Durchführung der Messungen wurde versucht diese Grundvoraussetzung zu erfüllen. So ist es z.B. sehr wichtig, dass Probe und verwendeter Standard gleich ausgewertet werden und auch, dass Proben die direkt miteinander verglichen werden sollen, gleich behandelt werden. In dieser Arbeit wurden die Proben nach zwei Methoden ausgewertet. Die eine Methode wurde bei den Proben der Monts de Lacaune und der St. Gervais-Einheit, die andere bei den Proben vom Südflügel angewandt.

### **Monts de Lacaune und der St. Gervais-Einheit**

Die Proben aus dieser Region zeigen eine gleichmäßige und relativ einfache Mineral-Paragenese (meist Quarz, Illit, Chlorit; siehe Tabelle A). Es kommen keine Minerale vor, welche Illit bzw. Illit/Smektit im Diffraktogramm überlagern. Die Peaks konnten daher direkt mit der von MacDiff zur Verfügung gestellten Routine gemessen werden.

### **Südflügel**

Die Mineral-Paragenese vieler Proben des Südflügels ist komplexer. In vielen Proben kommen diskreter Paragonit, und/oder K/Na Illit vor (im Folgenden auch als "Paragonit-Phase" zusammengefasst; Kap. 2.1.3). Diese Mineral-Paragenese erfordert eine computergestützte, mathematische "Dekomposition" der sich überlagernden Peaks, ein sog. "Peak-Fitting".

Beim Peak-Fitting gibt es zwei unterschiedliche Arten: beim "Einzel-Peak-Fitting" passt das Fit-Programm einen gemessenen Peak unter Verwendung eines Algorithmus einer idealen Peakform an. Störungen während der Messung oder zu unscharfe Peakkonturen werden so eliminiert. Beim "Multi-Peak-Fitting" errechnet das verwendete Programm aus einem kompositen Peak, d.h. einem Peak der aus der Überlagerung mehrere Phasen besteht, die einzelnen Peaks unter Verwendung eines Algorithmus (z.B. Gauss, Cauchy, Lorentz, Pseudovoigt, Pearson). Diese Methoden sind prinzipiell für alle Bereiche der Röntgen-Diffraktometrie anwendbar, von denen die Kristallinitätsbestimmungen an Phyllosilikaten im Bereich der sehr niedergradigen Metamorphose und Diagenese nur einen kleinen Teil darstellten. Eine ausführliche Einführung zur Mathematik und den kristallographischen Grundlagen der Peak-Dekomposition geben Howard und Preston (1989) und Jones (1989).

Für den Bereich der niedergradigen Metamorphose und Diagenese von Phyllosilikaten lassen sich die bisherigen Arbeiten in zwei Gruppen einteilen, welche den hohen methodischen Wert des Multi-Peak-Fitting widerspiegeln und die beide kurz vorgestellt werden sollen. Eine Gruppe stellt die (ton-) mineralogischen Fragestellungen (Mineralentwicklung) in den Vordergrund, die andere beschäftigt sich mit der Anwendung von Peak-Fitting Verfahren für die Messung petrologischer Parameter wie z.B. der Illitkristallinität.

Zur ersten Gruppe zählt die Dissertation von Lanson (1990), und verschiedene Arbeiten die darauf aufbauen: Die Untersuchungen beschäftigten sich vor allem mit der Entwicklung von Illit/Smektit im Bereich der Diagenesezone, und versuchten die Entwicklung der beteiligten Phasen mit Hilfe des Peak-Fitting (Programm: DECOMPXR von Lanson) und Simulationen (Programme: NEWMOD von Reynolds; CALC von Besson) nachzuvollziehen. Für die Dekomposition wird ein Gauss-Algorithmus (symmetrisch) verwendet (Lanson und Besson 1992). Im Pulverdiffraktogramm hat der Peak im 10 Å-Bereich oft keine symmetrische Form, sondern z.B. Ausbuchtungen an den Flanken. Lanson (1990), Lanson und Champion (1991), Lanson und Besson (1992) und Lanson und Velde (1992) erklären dies u.a. damit, dass in einer Probe zusätzlich zu einer Illit/Smektit-Phase fast nie nur eine Phase Illit vorhanden ist, sondern mindestens zwei. Eine Phase wird als schlecht-kristallisierter Illit ("poorly-crystallized illite" PCI), die andere als gut-kristallisierter Illit ("well-crystallized illite" WCI) bezeichnet. Beide überlagern sich und bedingen so die Asymmetrie des Peaks. Diese Modellvorstellung hat sich vor allem bei den französischen Autoren durchgesetzt (z.B. Renac und Meunier 1995; Lanson et al. 1996; Lanson et al. 1998; Meunier und Velde 2004), wird von anderen Autoren aber durchaus kritisch gesehen (z.B. Stern et al. 1991).

Es gibt leider nur wenige Arbeiten über die Anwendung der Dekomposition und des Peak-Fitting zur Ermittlung der FWHM des Illit. Die Arbeiten von Stern et al. (1991) und Wang et al. (1995) beschäftigen sich mit Proben, bei denen sich Illit und eine Smektit-Phase im Bereich um 10 Å überlagern. Stern et al. (1991) beschreiben die Notwendigkeit, einen flexiblen Algorithmus anzuwenden, der die stark unterschiedlichen Peakformen von gut kristallisierten (z.B. Muskovit) und schlecht kristallisierten Mineralien beschreiben kann. Sie

schlagen den Pearson-Algorithmus vor. Wang et al. (1995) haben einen Muskovitkristall in der Scheibenschwingmühle zermahlen und stellten fest, dass der Peak eine zunehmende Asymmetrie aufwies. Sie führten dies auf den Mahlprozess zurück. Die Autoren argumentierten weiter, dass durchaus auch monomineralische Peaks eine Asymmetrie im Diffraktogramm aufweisen können oder anders gesagt, dass ein asymmetrischer Peak kein Nachweis einer (oder mehrerer) zusätzlichen Phase ist. Um der Peakform gerecht zu werden empfehlen sie die Verwendung eines Split-Pearson-Algorithmus der es erlaubt, asymmetrische Peaks zu fitten.

Battaglia et al. (2004) verglichen gefittete (Multi-Peak-Fitting) Daten von 10 Å und 5 Å Peak bei unterschiedlichen Mineral-Paragenesen (Illit + Chlorit + Paragonit; Illit + Chlorit + K/Na-Illit/Muskovit; Illit + Chlorit + Illit/Smektit; Illit + Chlorit + Illit/Smektit+K/Na-Illit/Muskovit). Sie verwendeten das Programm WINFIT (Krumm 1996) und einen Pearson Algorithmus. Das Ziel der Studie war zu vergleichen, welcher Peak für die Bestimmung der FWHM besser geeignet ist, vor allem wenn die Mineral-Paragenese ein Fitting erfordert. Die Autoren leiten ab, dass der 5 Å-Peak verlässlichere FWHM-Daten liefert, vor allem für den Bereich der späten Diagenese bis zur mittleren Anchizone, da hier Illit/Smektit Mixed-Layer-Minerale und K/Na Illit/Muskovit relativ häufig sind. Im Bereich um 5 Å liegen die Peaks weiter auseinander und sind somit besser zu fitten. Als schwierig beschreiben die Autoren das Fitten von intermediärem K/Na Illit/Muskovit, da dieser im Röntgen-Diffraktogramm keine diskreten Peaks zeigt.

Da einige Proben auf dem Südflügel der Montagne Noire diskreten Paragonit (teilweise zusammen mit K/Na Illit) führen, wurde an diesen Proben ein Multi-Peak-Fitting durchgeführt. Illit und Illit/Smektit, welcher nur selten vorhanden war (Gehalt fast immer <10 %; Kap. 2.1.3.2) wurden dabei zu einer Phase zusammengefasst, an der auch die FWHM bestimmt wurde. Die Paragonit-Phase wurde rausgefittet. Um die Ergebnisse mit den anderen Proben vergleichen zu können, wurde bei den Proben ohne eine der Paragonit-Phasen sowie den Standards (Kap. 2.1.1.7) ein Einzel-Peak-Fitting durchgeführt. Um die von Battaglia et al. (2004) vorgeschlagene Vorgehensweise zu testen, wurden sowohl 10 Å- als auch 5 Å-Peak gefittet. Bei 10 Proben war nur K/Na-Illit vorhanden. Sie wurden durch Einzel-Peak-Fitting ausgewertet, da es nicht möglich war ein qualitativ zufriedenstellendes Multi-Peak-Fitting durchzuführen. Die KI-Werte dieser Proben sind mit hoher Wahrscheinlichkeit zu hoch, d.h. der ermittelte Metamorphosegrad zu niedrig. Bei der Präsentation der Ergebnisse sind die betreffenden Proben durch einen weissen Umriss kenntlich gemacht.

Für alle Peak-Fittings wurde das Fitting-Subprogramm von MacDiff mit einem Split-PearsonVII-Algorithmus benutzt (Einstellungen: Least Residuum Reduction - 0,01; Largest Loop - 20; Peak-Range -  $0,1^\circ 2\theta$ ).

### **2.1.1.7 Eichung der Illitkristallinität an Standards**

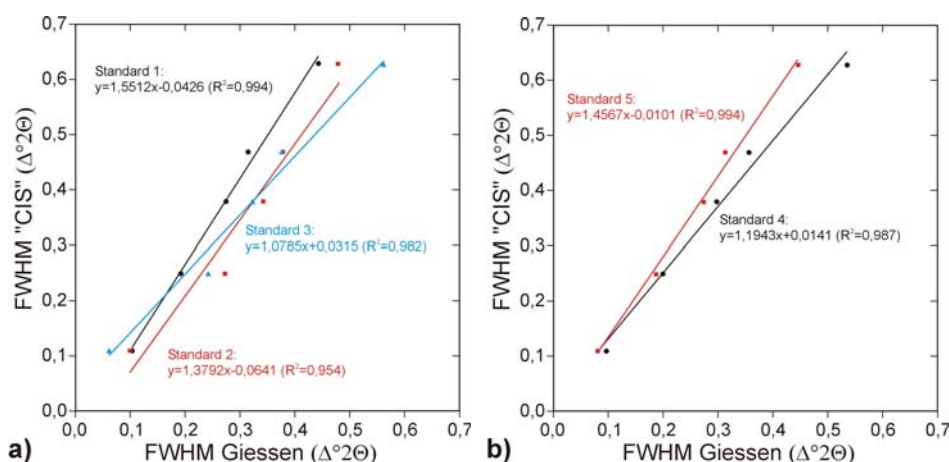
Um die Unterschiede zwischen den einzelnen Diffraktometern (Auflösung, Ausstattung), die verschiedene Messbedingungen und Aufbereitungsverfahren auszugleichen, ist die Verwendung von externen Standards notwendig (Kisch und Frey 1987, Kisch 1991). In dieser Arbeit wurde der "Crystallinity Index Standard"-Standard ("CIS") von Warr und Rice (1994) verwendet, welcher die Kalibration der 10 Å-Peak (Illit) und des 7 Å-Peak (Chlorit; Kap. 2.1.2.4) ermöglicht. Es handelte sich hierbei um fünf Standardproben, vier Tonschiefer-Granulate ("SW1", "SW2", "SW4", "SW6") mit einer Korngröße von etwa 5 mm und einen großen Muskovit-Kristall ("MF1"). Diese Standardproben sind nach der in Gießen üblichen Methode aufbereitet und sedimentiert worden (Kap. 2.1.1.9 und 2.1.1.10). Dies hat den Vorteil, dass die Eichpräparate nach dem gleichen Verfahren hergestellt wurden wie die Proben selbst.

Während der Durchführung der Messungen haben sich einige Veränderungen am Röntgen-Diffraktometer (Röhrenwechsel, mechanische Rejustierung) ergeben. Jede dieser

Veränderungen machte eine erneute Kalibration am CIS-Standard notwendig. Außerdem unterscheiden sich die Standards für den Südflügel und die nördliche Schuppenzone (inklusive der St. Gervais -Einheit) in der Art der Auswertung (siehe unten). So ergeben sich insgesamt fünf Standard-Korrelationen (Tabelle 2 und Abb. 77), die allesamt an luftgetrockneten Präparaten gemessen wurden.

Name	SW1	SW2	SW4	SW6	MF1 <sub>c</sub>	Korrelation	R <sup>2</sup>	n	Auswert.
Std. 1	0,443	0,314	0,274	0,191	0,102	$y = 1,5512x - 0,0426$	0,994	269	gefittet
Std. 2	0,478	0,377	0,342	0,272	0,098	$y = 1,3792x - 0,0641$	0,954	82	gefittet
Std. 3	0,561	0,377	0,322	0,241	0,06	$y = 1,0785x + 0,0315$	0,982	33	gefittet
Std. 4	0,536	0,356	0,297	0,198	0,096	$y = 1,1943x + 0,0141$	0,987	62	nicht gefit.
Std. 5	0,445	0,312	0,274	0,186	0,081	$y = 1,4567x - 0,0101$	0,994	15	nicht gefit.

**Tabelle 2: Name des Standards in dieser Arbeit (Nummer 1 bis 5), Messwerte, Korrelation, Bestimmtheitsmaß R<sup>2</sup>, Probenanzahl und Auswertungsmethode des CIS-Standards (Warr und Rice 1994) für den 10Å Illit-Peak.**



**Abb. 77: Graphische Darstellung der Kalibration der Illitkristallinität am CIS-Standard (Warr und Rice 1994). a) Südflügel; b) Monts de Lacauene und St. Gervais-Einheit.**

### Südflügel

Für die Kalibration der Proben des Südflügels wurden die Standards 1 bis 3 verwendet, wobei für den größten Teil der Proben ( $n = 269$ ) Standard 1 benutzt wurde. Da die Auswertung aller Proben vom Südflügel mit Hilfe eines Peak-Fittings erfolgte (Kap. 2.1.1.6), wurden auch die Standards mit einem Single-Peak-Fitting ausgewertet. Dabei wurden dieselben Parameter wie für die Proben selbst benutzt (siehe Kap. 2.1.1.6). Die Messungen der Standards sind in Tabelle 2 und Abbildung 77a dargestellt. Sie zeigen alle eine sehr gute lineare Korrelation mit einem Korrelationskoeffizienten  $R^2 > 0,95$ .

### Nördliche Schuppenzone und St. Gervais-Einheit

Diese Proben wurden an den Standards 4 und 5 kalibriert. Da aufgrund der relativ einfachen Mineral-Paragenese kein Peak-Fitting erforderlich war, wurde die Halbhöhenbreite an den Proben und den Standards direkt gemessen. Auch hier zeigen die Messungen eine sehr gute lineare Korrelation ( $R^2 > 0,985$ ; Tabelle 2 und Abb. 77b).

### Kalibration an der Kübler Skala ("Kübler Index")

Kübler (1967a und b, 1968) definierte anhand der Illitkristallinität die sog. "Anchizone", eine Übergangszone zwischen der Diagenese und der niedergradigen Metamorphose (Grünschiefer-Fazies). Die obere und untere Grenze der Anchizone legte Kübler (1967) bei einer Halbhöhenbreite von  $0,25 \Delta^{\circ}2\theta$  und  $0,42 \Delta^{\circ}2\theta$  fest (Kap. 2.1.1.5). Der Bereich der sehr niedergradigen Metamorphose wird heute noch weiter unterteilt (z.B. Merriman und Peacor

1999). Man unterscheidet hohe und niedrige Anchizone (Grenze bei  $0,30 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), sowie hohe und niedrige Diagenesezone (Grenze bei  $1,00 \Delta^{\circ}2\Theta$ ).

Außer der Vergleichbarkeit von Werten aus verschiedenen Laboren sollte der CIS-Standard zudem ermöglichen, die eigenen Werte direkt an der Skala von Kübler (und dessen oben genannten Grenzwerten) zu kalibrieren und sie im "Kübler Index" auszudrücken (Warr und Rice 1994). Zu diesem Zweck wurde das CIS-Probenet in Heidelberg an polierten Gesteinsanschliffen von Kisch (1980; "Kisch-Standard") geeicht. Der Kisch-Standard ergibt im Vergleich mit den von Kübler in Neuchatel benutzten Standards konstant um  $0,04 \Delta^{\circ}2\Theta$  geringere Werte, stellt also ein "Kübler-Äquivalent" dar (Kisch 1980, 1990). Warr und Rice (1994) ermittelten eine lineare Korrelation von  $IC_{\text{Heidelberg}} = 1,511558 * IC_{\text{Kisch}} - 0,029329$  ( $R^2 = 0,945$ ). Durch ein Aufaddieren von  $0,04 \Delta^{\circ}2\Theta$  auf die nach dieser Korrelation umgerechneten Werte wurden die Standards in den Kübler Index transformiert, sodass die von Kübler (1967a und b) festgelegten Grenzwerte gelten.

Kisch et al. (2004) haben aufgrund von Vergleichsmessungen in verschiedenen Laboren festgestellt, dass die von Warr und Rice (1994) angegebenen Werte für den CIS-Standard sehr große FWHM ergeben, sodass der ermittelte Metamorphosegrad zu niedrig ist. Sie führten eine erneute Kalibration des CIS-Standards am Kisch-Standard durch, welcher die Vermutung bestätigt. Es ergeben sich für am CIS-Standard geeichte Proben neue Grenzwerte, die deutlich von denen Küblers abweichen. Die obere und untere Grenze der Anchizone liegen nach dieser neuen Kalibration bei einer Halbhöhenbreite (alle Werte aufgerundet) von  $0,29 \Delta^{\circ}2\Theta$  und  $0,5 \Delta^{\circ}2\Theta$ , die Unterteilung der Anchizone erfolgt bei  $0,35 \Delta^{\circ}2\Theta$ , die der Diagenesezone bei  $1,2 \Delta^{\circ}2\Theta$ . In dieser Arbeit werden die neuen Grenzwerte nach Kisch et al. (2004) verwendet.

### Kalibration des 5 Å-Peak

Da der CIS-Standard für den 5 Å-Peak keine Standardwerte angibt, erfolgte dessen Kalibration durch eine Korrelation mit der FWHM des 10 Å-Peak. dabei wurden Proben, welche Paragonit und/oder K/Na-Illit führten, ausgespart. Die Werte zeigen eine gute lineare Korrelation ( $R^2 = 0,8457$ ; Abb. 78). Mit Hilfe der Korrelationsgleichung  $FWHM_{10\text{Å}} = 1,4711 * FWHM_{5\text{Å}} - 0,0919$  wurden die FWHM des 5 Å-Peak zuerst in ein "10 Å-Äquivalent" und anschließend in den Kübler-Index (im Folgenden "Kübler-Index-Äquivalent" KIÄ) umgerechnet. Es gelten demnach dieselben KI-Grenzwerte wie für den 10 Å-Peak.

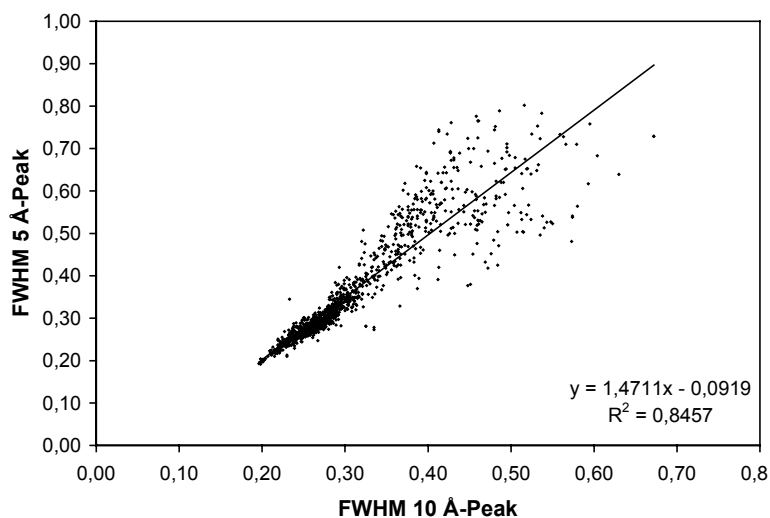


Abb. 78: Korrelation der FWHM-Werte des 10 Å- und des 5 Å-Peaks des Illit (n = 1180).

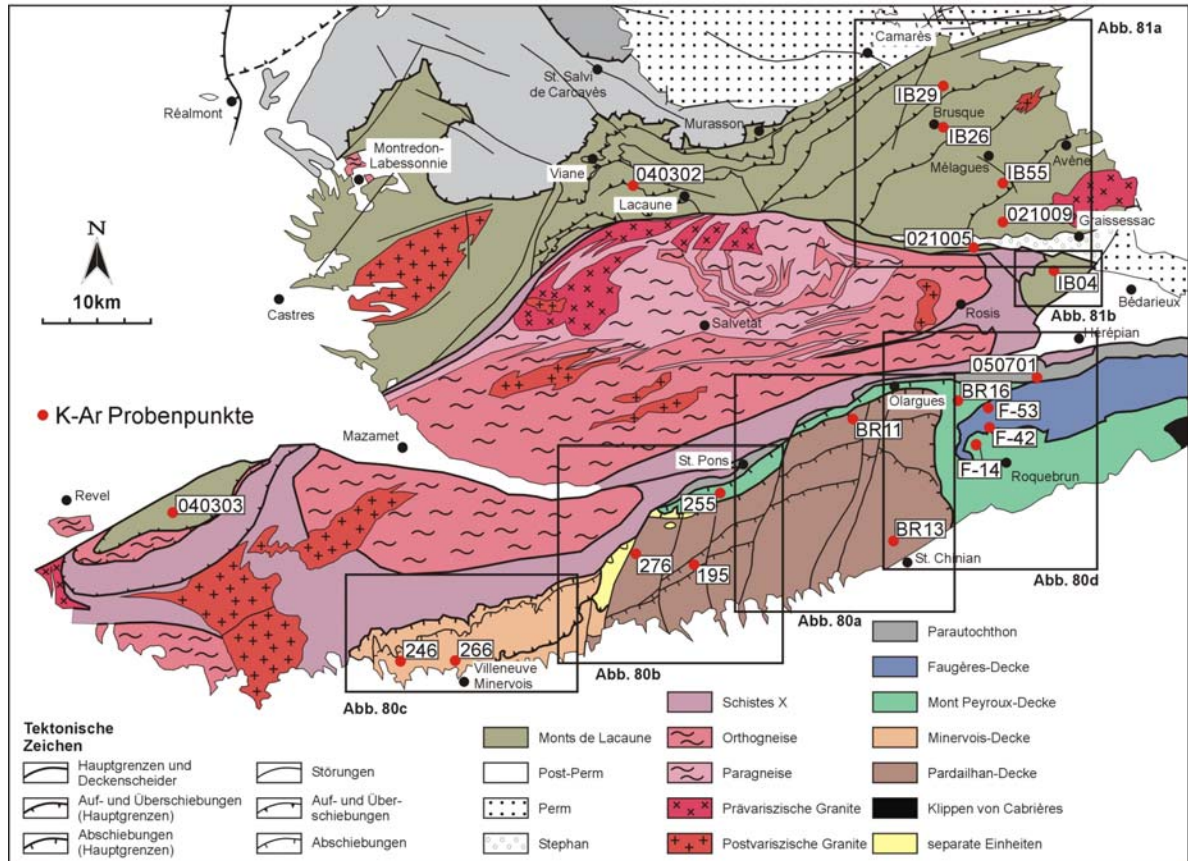
ausgespart. Die Werte zeigen eine gute lineare Korrelation ( $R^2 = 0,8457$ ; Abb. 78). Mit Hilfe der Korrelationsgleichung  $FWHM_{10\text{Å}} = 1,4711 * FWHM_{5\text{Å}} - 0,0919$  wurden die FWHM des 5 Å-Peak zuerst in ein "10 Å-Äquivalent" und anschließend in den Kübler-Index (im Folgenden "Kübler-Index-Äquivalent" KIÄ) umgerechnet. Es gelten demnach dieselben KI-Grenzwerte wie für den 10 Å-Peak.

### Interne Standards

Interne Standards dienen zum einen der Überwachung der Intensität der Röntgenröhre und zum anderen der Korrektur der Peakposition. In dieser Arbeit wurde bei den Texturpräparaten auf die Einbringung eines internen Standard verzichtet. Dafür gibt es folgende Gründe: Die Intensität der Röntgenröhre wurde durch wiederholte Kontrollmessungen des CIS-Standards kontrolliert. Zudem enthielten die Proben eine ausreichende Menge an natürlichem Quarz. Es konnte daher auf die Einbringung von zusätzlichem Quarzpulver in die Präparate der Fraktion

< 2µm verzichtet werden. Die Eichung der Peakpositionen in den Röntgendiffraktogrammen erfolgte mit Hilfe des (001)-Quartzpeaks bei  $d = 4,257 \text{ \AA}$ . Eichungen an anderen Quartzpeaks wurden wegen Peak-Interferenzen durch andere Mineralphasen nicht durchgeführt.

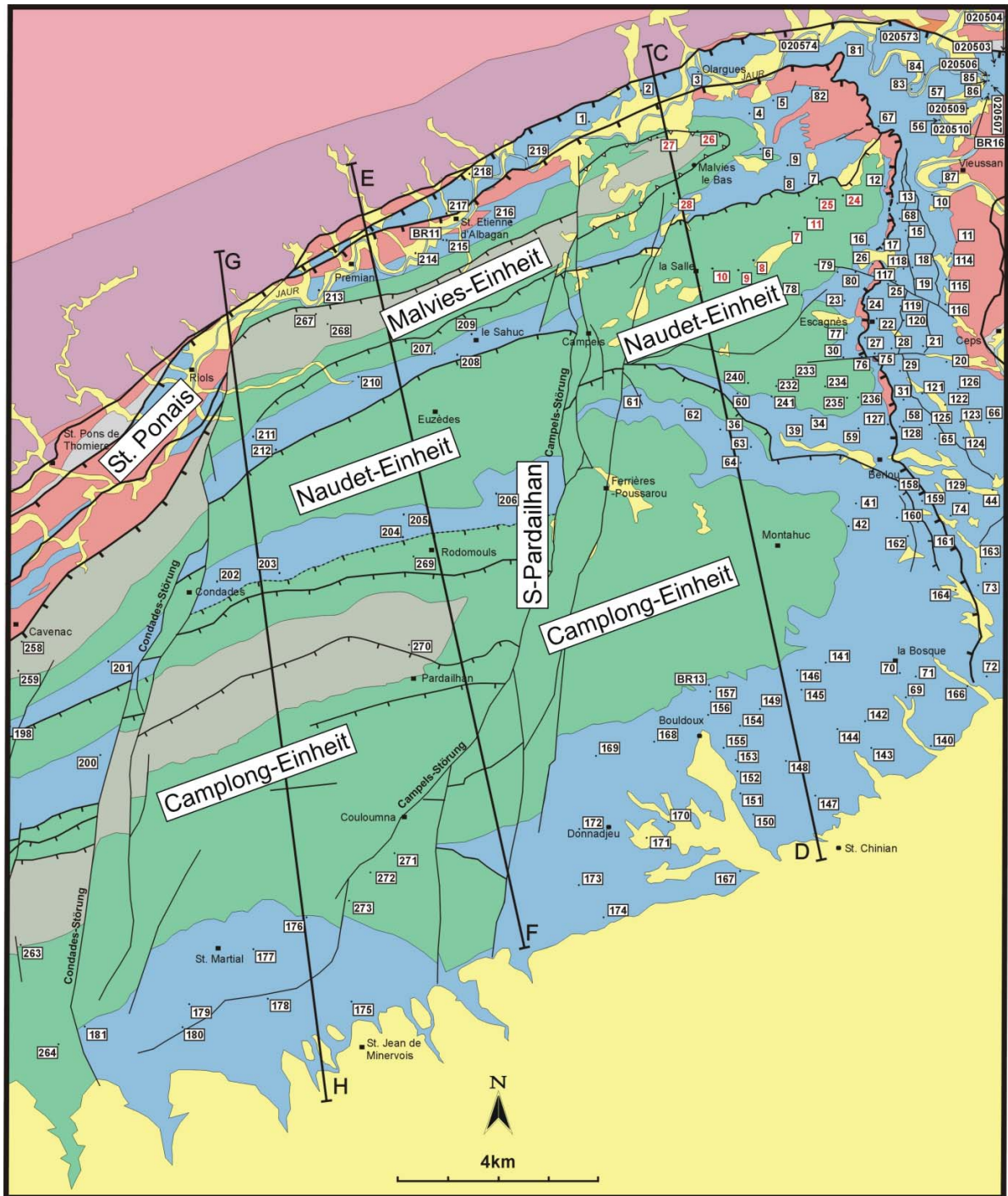
### 2.1.1.8 Probennahme



**Abb. 79:** Lage der Probenpunktarten für die Illit- und Chloritkristallinität auf dem Südflügel (Abb. 80a bis d; Reihenfolge wie in Kap. 1.4.1) und Nordflügel (Abb. 81 a und b). Außerdem sind Lage und Name der K-Ar Proben dargestellt (Kap. 2.4).

Bei der Probennahme müssen zwei wichtige Kriterien erfüllt werden. Zum einen muss im Hinblick auf die geologische Fragestellung beprobt werden. In dieser Arbeit bedeutete dies die paläozoischen Sedimente möglichst flächendeckend zu beproben. Zum anderen sollten die Proben möglichst gut für die Methodik geeignet sein um so die Qualität der Aussage zu optimieren. Es wurde daher bei der Beprobung, soweit es Aufschlussverhältnisse und Geologie zuließen, auf verschiedene Faktoren Wert gelegt: die Proben sollten eine möglichst einheitliche lithologische Zusammensetzung haben, um Schwankungen in der Illitkristallinität durch primäre geologische Unterschiede (Kap. 2.1.1.4) zu minimieren. Das Probenmaterial sollte sich auch in Bezug auf das mechanische Bruchverhalten gleichen, um Unterschiede während der Aufbereitung zu vermeiden. Außerdem sollten die Proben frisch sein, um den Einfluss alterierender Porenwässer auszuschließen. Es war nicht möglich, Proben aus nur einer stratigraphischen Einheit zu entnehmen, um den Einfluss unterschiedlicher Liefergebiete bzw. unterschiedlicher Abtragungshorizonte zu minimieren, da keine der Einheiten die gesamte Fläche abdeckt.





**Abb. 80a:** Darstellung der Probenpunkte und Probennummern für die östliche Pardailhan-Decke. Zusätzlich ist die Lage der geologischen Profilschnitte (Abb. 14) dargestellt. Die Legende ist in Abbildung 80c einzusehen. Die roten Nummern gehören zu Proben der Serie "BLxx".

Um die geologische Fragestellung zu beantworten, wurde der zentrale Teil des Südflügels flächendeckend beprobt. In der Minervois-Decke, der St. Gervais- und benachbarten Haute Mare-Einheit sowie der Nördlichen Schuppenzone wurden Probenprofile entnommen, sodass hier das Probenetz weniger dicht ist. Die Lage und Nummern der Probenpunkte sind in den Abbildungen 79, 80 und 81 dargestellt. Genauere Angaben zu den Proben wie Rechts- und Hochwert, geologische Lage (Decke und ggf. Subeinheit), und das stratigraphische Alter sind Tabelle A (Anhang) zu entnehmen.

In dieser Arbeit wurde versucht, möglichst reine Tonschiefer zu beproben und die Nähe zu Karbonaten zu vermeiden. Dies war nicht immer möglich. Im gesamten Arbeitsgebiet sind die Gesteine zudem teilweise verwittert, sodass zum Teil keine ganz frischen Proben entnommen werden konnten. Die Proben wurden daher durch eine Ansprache im Gelände und der Handstücke zu Hause auf ihre Qualität in Bezug auf ihre Eignung für diese Methodik beurteilt (Tabelle A).

Die Hauptkriterien waren hierbei der Gesteinstyp, Verwitterungsgrad und der Gehalt an detritischen Glimmern. Gute Proben entsprechen dabei frischen Tonschiefern. Schlechte bzw. weniger geeignete Proben haben einen höheren Silt- bzw. Detritus-Gehalt oder sind stark alteriert. In dieser Arbeit wurden insgesamt 467 Proben untersucht.

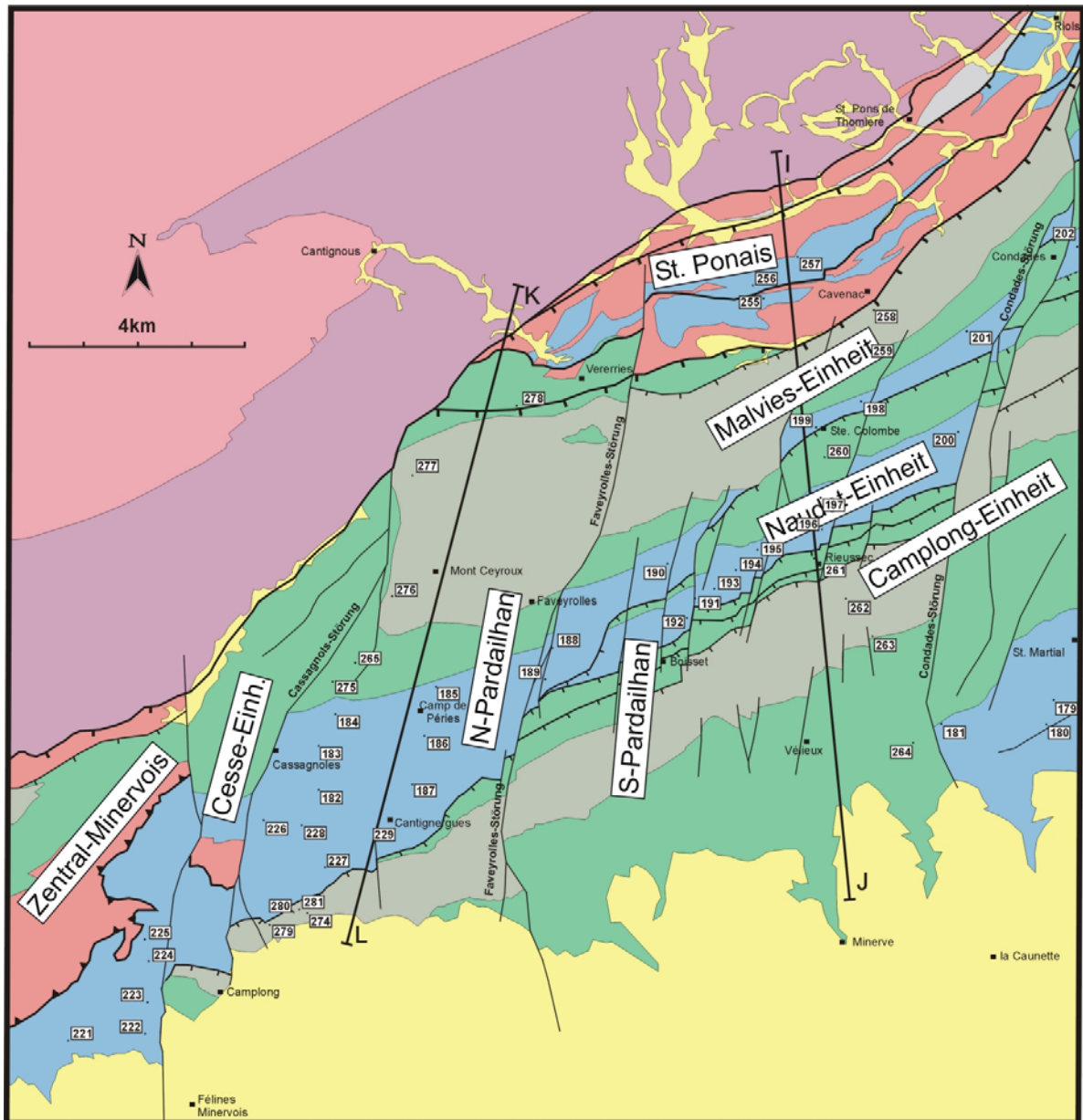
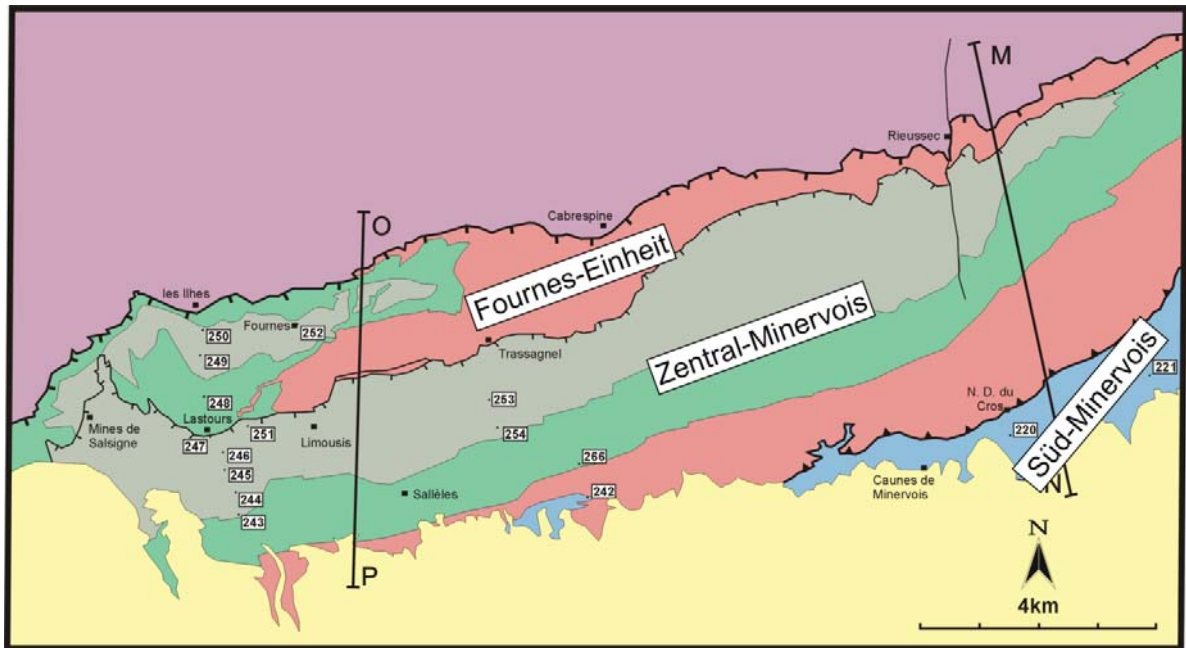


Abb. 80b: Darstellung der Probenpunkte und Probennummern für die westliche Pardailhan-Decke. Zusätzlich ist die Lage der geologischen Profilschnitte (Abb. 14) dargestellt. Die Legende ist in Abbildung 80c einzusehen.

### 2.1.1.9 Probenaufbereitung

#### Illitkristallinität

Bei der Probenaufbereitung wurden die Vorgaben des IGCP 294 (Kisch 1991) als Grundlage verwendet. Zuerst wurden die Steine mit einer Bürste grob vorgereinigt und gewaschen. Anschließend wurden die makroskopisch sichtbaren alterierten Bereiche und Entfärbungsareolen entfernt, was bei stark alterierten Proben nicht immer vollständig möglich war. Mit einer Zange wurden mineralisierte Klüfte entfernt. Von jeder Probe wurde ein Handstück zurückgestellt (für Dünnschliffe etc.).



#### Legende

<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #f08080; border: 1px solid black;"></span> Kristallin	<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #6495ed; border: 1px solid black;"></span> Ordoviz	Deckengrenze	Einheitsgrenzen (Abschiebung)
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #800080; border: 1px solid black;"></span> Schistes X	<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #cd5c5c; border: 1px solid black;"></span> Devon	Deckengrenze (Abschiebung)	Störungen
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #90ee90; border: 1px solid black;"></span> Kambrium <sub>1</sub>	<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #a9a9a9; border: 1px solid black;"></span> Karbon	Deckengrenze (Aufschiebung)	Abschiebungen
<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #3cb371; border: 1px solid black;"></span> Kambrium <sub>26</sub>	<span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color: #ffff00; border: 1px solid black;"></span> Post-Perm	Einheitsgrenzen	spät- und postvariszische Störungen

Abb. 80c: Darstellung der Probenpunkte und Probennummern für die Minervois Decke. Zusätzlich ist die Lage der geologischen Profilschnitte (Abb. 18) dargestellt.

Ein kritischer Punkt in der Probenaufbereitung ist das Herauslösen der Tonfraktion ohne den kristallinen Zustand der Phyllosilikate zu verändern (etwa durch längeres Malen in einer Scheibenschwingmühle; Kisch 1991), oder die Korngröße mechanisch zu verkleinern und so einen Anteil an Detritus einzutragen. Wenn möglich wurden die Proben daher ausschließlich mit dem Backenbrecher zerkleinert. Sie durchliefen dabei zuerst die grobe und dann die mittlere Stufe des Backenbrechers. Anschließend wurde das Backenbrecherklein vom Gesteinsmehl getrennt um die restliche Verwitterungskruste zu entfernen. Danach wurde das Probenmaterial auf kleineren Stufen weiter zerkleinert um die kleinste Stufe drei mal zu durchlaufen. Auf den Einsatz eines Staubsaugers während des Mahlvorgangs wurde verzichtet um das Backenbrecherklein nicht künstlich an der Feinfraktion zu entreichern. Danach wird das Backenbrecherklein auf der Siebmaschine getrennt (Maschenweite: <2 mm und <0,63 mm).

In seltenen Fällen, etwa wenn die Proben sehr klein oder sehr arm an kleinen Korngrößen waren, wurde mit der eben beschriebenen Methode zu wenig Feinfraktion (<0,63mm) gewonnen. In diesem Fall wurde die Fraktion >2 mm mit der Scheibenschwingmühle (Laufzeit max. 15 sec) aufbereitet und anschließend erneut gesiebt.

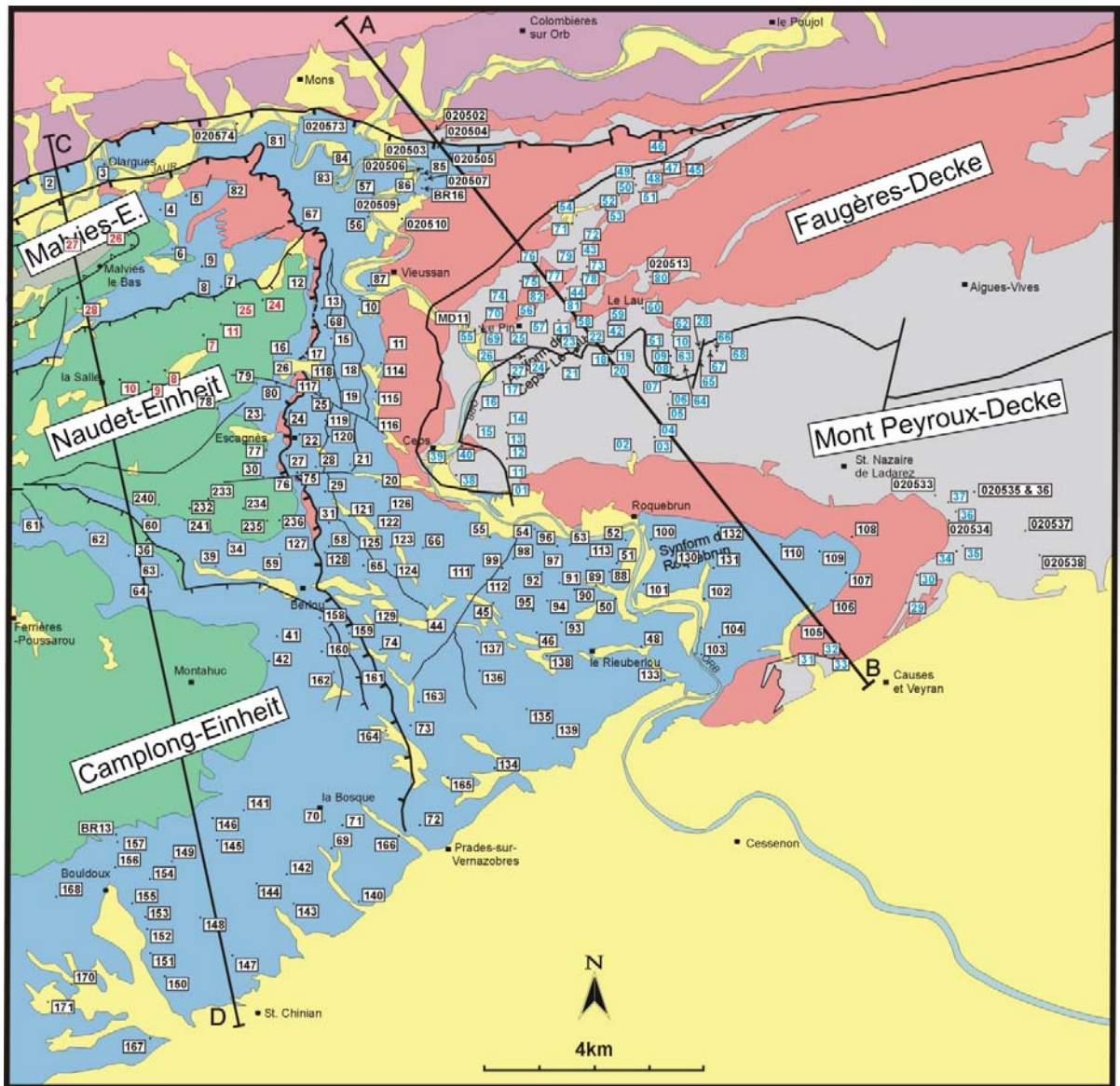


Abb. 80d: Darstellung der Probenpunkte und Probennummern für die östliche Pardailhan-Decke, sowie westliche Mont Peyroux- und Faugères-Decke. Zusätzlich ist die Lage der geologischen Profilschnitte (Abb. 14 und 21) dargestellt. Die Legende ist in Abbildung 80c einzusehen. Die blauen Nummern gehören zu Proben der "F-xx"-Serien, die roten Nummern gehören zu Proben der "BLxx"-Serie (Tabelle A, Anhang).

Wang et al. (1995) untersuchten den Effekt der Scheibenschwingmühle, indem sie Muskovitkristalle mit verschieden langer Maldauer (10 bis 300 sec) in einer Scheibenschwingmühle aufbereiteten. Sie konnten zeigen, dass auch bei sehr kurzer Maldauer eine Veränderung des Muskovit-Peaks bzw. seiner Form zu beobachten ist. Es ist daher empfehlenswert die Aufbereitung in der Scheibenschwingmühle zu minimieren.



15 min) angewandt. Die zur Bestimmung der Illitkristallinität übliche Kornfraktion ( $<2\mu\text{m}$  Äquivalentdurchmesser) wurde mit Hilfe des Atterbergverfahrens in 5 Durchläufen separiert. Anschließend wurde der Suspension Calciumchlorid zugegeben. Dieses von vielen Autoren angewandte und empfohlene Verfahren (u.a. Kübler, Kisch und Frey in Kisch 1991) bewirkt eine Kationen-Sättigung in den Smektiten und den quellfähigen Zwischenschichten und ist vor allem in einer Ca-defizitären Umgebung wie in Schwarzschiefern sinnvoll. Nach der Sättigung (24 Stunden) wurden die Proben in einer Zentrifuge (5000 upm,  $T = 30$  min, Temperatur =  $25^\circ\text{C}$ ) weiter eingengt und anschließend getrocknet.

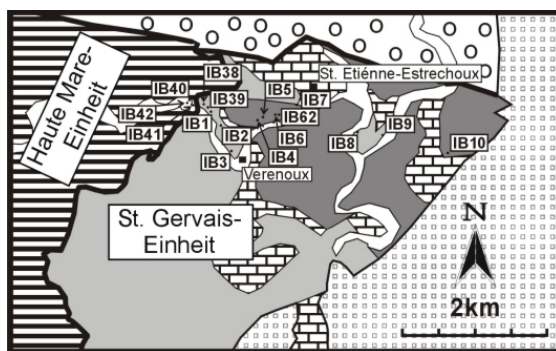


Abb. 81b: Darstellung der Probenpunkte und Probennummern für die St. Gervais- und Haute Mare-Einheit. Die Legende ist in Abbildung 81a einzusehen.

### 2.1.1.10 Präparatherstellung

#### Illitkristallinität

Die Bestimmung der Illitkristallinität mit dem Röntgen-Diffraktometer erfolgt an texturierten Präparaten der Fraktion  $<2\mu\text{m}$ . Die Tonminerale sind in ihrer kristallographischen Vorzugsrichtung orientiert und wirken so als "Pseudo-Monokristall".

Abgesehen von Krumm (1992), der eine Belegdichte von nur  $0,25\text{ mg/cm}^2$  empfahl, sind die Angaben anderer Autoren deutlich höher: Árkai (1991) empfahl  $1 - 3\text{ mg/cm}^2$ , Eberl et al. (1987) nicht weniger als  $1\text{ mg/cm}^2$ . Lezzerini (1995) konnte zeigen, dass unterhalb einer Belegdichte von  $0,5\text{ mg/cm}^2$  die Illitkristallinitätswerte steil abfallen. Frey (1988) beobachtete ein Abfallen auch schon unterhalb von  $2\text{ mg/cm}^2$ . Kisch (1991) machte eine Vergleichsstudie mit mehreren Proben und stellte fest, dass bei einer Belegdichte von 3 bis  $13\text{ mg/cm}^2$  die Variation in der Halbhöhenbreite  $<0,02\Delta^{\circ}2\Theta$  und die Peakintensität gleichmäßig ist. Mit dieser Belegdichte wird nach Kisch (1991) eine maximale Intensität (Plateau) im Röntgen-Diffraktogramm erreicht. Um sich sicher innerhalb dieses Plateaus zu bewegen, wurden die Präparate mit einer Belegdichte von  $5\text{ mg/cm}^2$  hergestellt.

Dazu wurde die erforderliche Probenmenge in ein Becherglas eingewogen. Bei den verwendeten Probenträgern (Fläche  $4,91\text{ cm}^2$ ) ergab sich eine Menge von etwa  $25\text{ mg}$ . Anschließend wurden mit der Pipette etwa  $0,6\text{ ml}$  destilliertes Wasser zugegeben. Die entstandene Suspension wird unter leichtem Schütteln etwa  $30 - 60\text{ sec}$  im Ultraschallbad "homogenisiert" und möglichst gleichmäßig auf dem Objektträger verteilt. Die Suspension wird durch die Oberflächenspannung auf dem Träger gehalten. Der Objektträger muss jetzt an einem möglichst windgeschützten Ort trocknen und sollte anschließend eine gleichmäßige Oberfläche zeigen. Zur Absicherung wurden die Probenträger vor und nach der Sedimentation gewogen.

### 2.1.1.11 Reproduzierbarkeit der Illitkristallinitäts-Messungen

Es gibt verschiedene Faktoren, welche die Methodik beeinflussen. Sie sind in den vorangehenden Kapiteln (2.1.1.4, 2.1.1.8 bis 2.1.1.10) angesprochen worden. In diesem Abschnitt soll die Reproduzierbarkeit der Illitkristallinitäts-Messungen für das in dieser Arbeit verwendete Verfahren abgeschätzt werden. Verschiedene Autoren haben bisher eine solche Fehler-Abschätzung für ihre Datensätze durchgeführt (z.B. Blenkinsop 1988, Robinson et al. 1990, Krumm 1992, Kunert 1999) und versucht, die verschiedenen Fehler nach ihrer Ursache zu unterteilen. In dieser Arbeit wird die folgende Unterteilung von Robinson et al. (1990) verwendet:

- a) Fehler durch die Auswertung
- b) Änderung der Geräte-Parameter
- c) Varianz innerhalb einer Probe ("Intra-Sample-Varianz")
- d) Geologische Varianz ("Inter-Sample-Varianz")

#### a) Fehlern durch die Auswertung

Zur Auswertung der Röntgendiffraktogramme wurde das Programm MacDiff 4.2.5 verwendet (Kap. 2.1.1.6). Es bietet die Möglichkeit einer rechnerischen Anpassung und Bestimmung der Untergrundkurve, deren Lage die jeweilige Messgröße (in dieser Arbeit FWHM) beeinflusst (Krumm 1992). Eine gleichartige Untergrundanpassung ist daher wichtig, um reproduzierbare Ergebnisse zu erhalten. In einer Testreihe wurden die Rohdaten verschiedener Analysen mehrfach hintereinander mit MacDiff 4.2.5 (unter Verwendung derselben Parameter) ausgewertet. Die Ergebnisse waren, auch beim Messverfahren per "Multi-Peak-Fitting", immer identisch. Ein Fehler bei der Bestimmung der FWHM kann daher für diese Arbeit ausgeschlossen werden. Für die früher verwendete manuelle Auswertung direkt am Goniometer-Schrieb schätzt Blenkinsop (1988) einen Wert von  $0,0125 \Delta^2\Theta$ , oder 1,3 bis 7 % ab.

#### b) Änderung der Geräte-Parameter

Variationen in den Messergebnissen können auf das Röntgendiffraktometer und den Messvorgang direkt zurückzuführen sein ("machine fluctuation"). Sie können durch Schwankungen in der Röhrenspannung, der Stromversorgung oder des Kühlwasserdrucks hervorgerufen werden. Eine weitere Ursache können Funktionsänderungen am Detektor oder der Zählleinrichtung sein. Diesen Fehler hat Kunert (1999) für das Giessener Diffraktometer abgeschätzt, indem ein Anschliffpräparat mehrmals hintereinander gemessen wurde. Es ergab sich eine Standardabweichung ( $\sigma$ )  $<0,5$  % vom arithmetischen Mittelwert der Halbhöhenbreite.

#### c) Varianz innerhalb einer Probe (Intra-Sample-Varianz)

Die Variation der Ergebnisse, die bei Messungen einer Gesteinsprobe vorkommen können, bezeichnen Robinson et al. (1990) als Intra-Sample-Varianz. Dieser Fehler wird immer von den unter b) aufgeführten Änderungen der Geräte-Parameter überlagert. Unter dem Begriff Intra-Sample-Varianz sind verschiedene Effekte zusammengefasst, wie Fehler durch die Aufbereitung, durch die Belegdichte und die Präparatherstellung. Um diese Fehler zu minimieren, wurde in dieser Arbeit jeder Arbeitsschritt für alle Proben gleich durchgeführt (Kap. 2.1.1.8 bis 2.1.1.10). Die verwendete Belegdichte ( $5 \text{ mg/cm}^2$ ), die durch Nachwiegen kontrolliert wurde, schwankt um maximal  $0,25 \text{ mg/cm}^2$ . Diese geringe Schwankung kann nach Lezzerini et al. (1995) eine Änderung der Halbhöhenbreite  $<1,5$  % bewirken.

Verschiedene Fehlerquellen sind jedoch nicht vollständig auszuschließen. Dazu zählen etwa leichte Unterschiede in der Qualität der Probenoberfläche, und auch eine von der

Horizontalen abweichende Lage der Präparate im Probenhalter und Variationen in der Probenhöhe.

Zur Abschätzung der Intra-Sample-Varianz wurden 9 Präparate derselben Probe hergestellt, jeweils zweimal gemessen und die zwei Ergebnisse gemittelt. Die Ergebnisse zeigten eine geringe Varianz (Abb. 82). Für den 10 Å-Peak betrug die Standardabweichung ( $\sigma$ ) vom arithmetischen Mittelwert 1,29 %, für den 5 Å-Peak 2,39 %. Das ist wesentlich geringer als die von Robinson et al. (1990) und Blenkinsop (1988) festgestellten Werte. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass diese Autoren mit Schmierpräparaten arbeiteten. Es belegt zudem, dass die Aufbereitung und Präparation der Proben in dieser Arbeit zu sehr gut reproduzierbaren Ergebnissen führt.

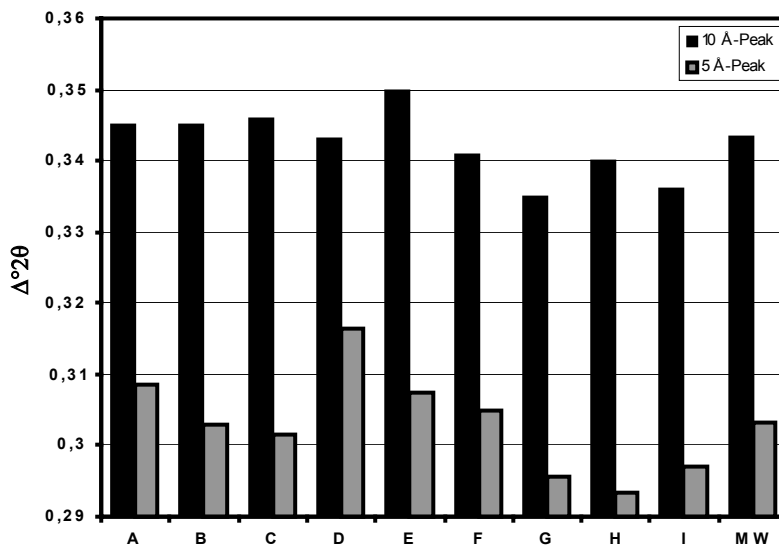


Abb. 82: Darstellung der Intra-Sample-Varianz Messungen. Der 10 Å-Peak ist in schwarz dargestellt, der 5 Å-Peak in grau.

### Geologische Varianz (Inter-Sample-Varianz)

Der Einfluss verschiedener geologischer Faktoren auf die Methode der Illitkristallinität wurde bereits in Kap. 2.1.1.4 ausführlich diskutiert. In diesem Abschnitt soll die Varianz innerhalb

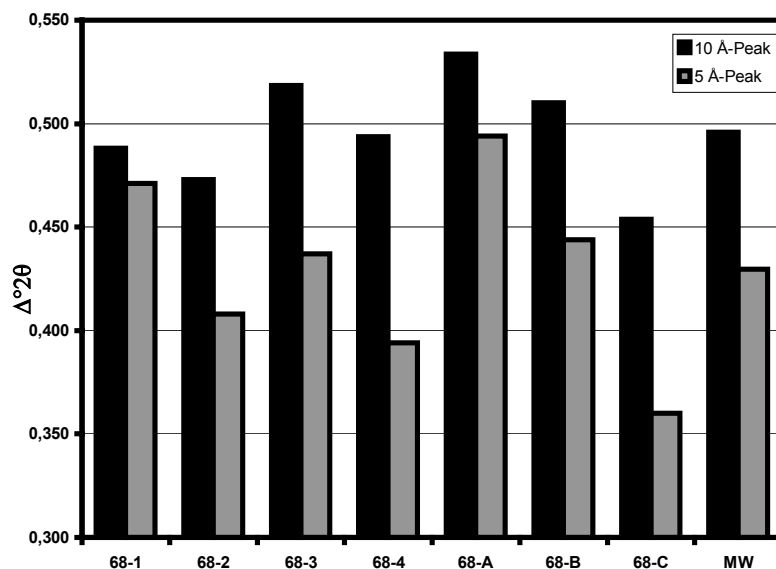


Abb. 83: Darstellung der Inter-Sample-Varianz Messungen für die Illitkristallinität. Der 10 Å-Peak ist in schwarz dargestellt, der 5 Å-Peak in grau.



eines Aufschlusses, d.h. eines Bereiches mit exakt derselben metamorphen Prägung quantifiziert werden.

Es wurden daher in einem Aufschluss drei Proben in einem vertikalen Abstand von ca. 0,5 - 1 m quer zur Schichtung (Proben 68-A bis 68-C) und vier Proben mit je 2 m Abstand aus einer Schicht (horizontale Lagerung, Proben 68-1 bis 68-4) entnommen.

Für den 10 Å-Peak betrug die Standardabweichung vom arithmetischen Mittelwert für die Proben quer zur Schichtung  $\sigma_1 = 8,24 \%$ , für die Proben innerhalb einer Schicht  $\sigma_1 = 3,84 \%$ . Insgesamt ergibt sich ein  $\sigma_1 = 5,53 \%$  für alle Proben aus diesem Aufschluss (Abb. 83).

Die Streuung der Werte für den 5 Å-Peak ist größer. Die Standardabweichung vom arithmetischen Mittelwert für die Proben innerhalb einer Schicht beträgt  $\sigma_1 = 7,97 \%$ , quer zur Schichtung  $\sigma_1 = 15,65 \%$ . Insgesamt ergibt sich  $\sigma_1 = 10,71 \%$  für alle Proben aus diesem Aufschluss.

Es ist zu erwähnen, dass die Proben aus diesem Aufschluss einen Anteil an K/Na-Illit beinhalten, der zu einer Verbreiterung der Peakflanke führt und im Aufschluss nicht homogen verteilt ist. Da ein relativ hoher Anteil der Proben in dieser Arbeit Paragonit-Phasen führt, wurde bewusst ein solches Beispiel gewählt. Die Inter-Sample-Varianz aus einem Aufschluss, welcher reine Illite beinhaltet, ist deutlich niedriger.

### **Zusammenfassung der Varianzuntersuchungen**

Die Reproduzierbarkeit der Illitkristallinitätsmessungen hängt vor allem von der geologischen Varianz ab, welche in dieser Arbeit für den 10 Å-Peak mit  $<10 \%$  abgeschätzt wurde. Alle anderen Faktoren lassen sich durch exaktes Arbeiten relativ gering halten. Die Methode muss daher als statistische Methode betrieben werden, d.h. die Qualität der Aussage verbessert sich mit der Probendichte. Eine Fehlerfortpflanzungsrechnung führt zu keiner Abschätzung der generellen Genauigkeit der Illitkristallinitäts-Methode, da die unterschiedlichen Fehlerquellen stark miteinander verflochten sind und sich gegenseitig beeinflussen (Krumm 1992).

## 2.1.2 Chlorit

### 2.1.2.1 Definition von Chlorit

Chlorit besteht im Idealfall aus einer negativ geladenen 2:1 Schicht (zwei Tetraeder- und eine Oktaederschicht) und einer positiv geladenen Oktaederzwischen-schicht, hat also eine 2:1+1 Struktur. Der basale Gitterabstand beträgt 14 Å, von manchen Autoren wird auch ein 7 Å-Polymorph beschrieben (Frey 1987). Bis auf wenige Ausnahmen sind beide Oktaederschichten trioktaedrisch besetzt (Moore und Reynolds 1989). Diese "trioktaedrischen Chlorite" sollen kurz beschrieben werden: Chlorite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr variabel. Die Strukturformel der 2:1 Schicht lautet:  $(R^{2+}, R^{3+})_3(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$ , die der Oktaeder-Zwischenschicht  $(R^{2+}, R^{3+})_3(OH)_6$ . Auf der Tetraederposition wird vorwiegend  $Al^{3+}$  für  $Si^{4+}$  substituiert, aber auch  $Fe^{3+}$ ,  $B^{3+}$ ,  $Zn^{2+}$  und  $Be^{2+}$  sind möglich. Die Oktaederpositionen sind vorwiegend mit Mg,  $Fe^{2+}$ , Al und  $Fe^{3+}$  besetzt, es sind aber auch Substitutionen von Cr, Ni, Mn, V, Cu, Zn oder Li möglich (Bailey 1988).

Das AIPEA Nomenklatur-Komitee (Bailey 1980) schlägt eine vereinfachte Nomenklatur vor, wobei nur fünf verschiedene trioktaedrische Chlorite unterschieden werden. Die Namensgebung richtet sich nach dem dominanten Kation. Diese fünf Chlorite sind (Bailliss 1975, Bailey 1988):

- Klinochlor ( $Fe^{2+}$ -dominant):  $(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$  (Endglied)
- Chamosit ( $Mg^{2+}$ -dominant):  $(Fe_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$  (Endglied)
- Pennantit ( $Mn^{2+}$ -dominant):  $(Mn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$  (Endglied)
- Nimit (Ni-dominant):  $(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$  (Endglied)
- Baileychlor (Zn-dominant):  $(Zn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$  (Endglied)

Chlorit kann in verschiedenen Niedertemperatur-Umgebungen gebildet werden (Moore und Reynolds 1989):

- in Böden
- in Schiefen in der höheren Diagenesezone
- als Neubildung in porösen Sandsteinen
- in Karbonatgesteinen
- als Verwitterungsprodukt von Odinit in warmen, flachmarinen Bereichen

Vom Chlorit existieren mehrere Polytype (Bailey und Brown 1962). Im niedergradigen Bereich kommen die Polytype Ia, Ib ( $\beta=90^\circ$ ), Ib ( $\beta=97^\circ$ ) und IIb ( $\beta=97^\circ$ ) vor (Walker 1993). Obwohl der Entwicklungsprozess der Polytype nicht so gut belegt ist wie bei den Illite/Muskoviten, konnten Schmidt und Livi (1999) mit einer TEM-Studie an Chloriten in Grauwacken eine zunehmende Ordnung mit ansteigende Temperatur nachweisen.

### 2.1.2.2 Die Methode der Chloritkristallinität

Die Methode der Chloritkristallinität ist jünger und nicht so weit verbreitet wie die der Illitkristallinität. Schon in den siebziger Jahren wurde festgestellt, dass Chloritkristallinität (ausgedrückt als FWHM des 7 Å-Chloritpeak) und Illitkristallinität eine gute lineare Korrelation zeigen (Review in Frey 1987). Árkai (1991) untersuchte die chemische Zusammensetzung der Chlorite in Abhängigkeit von der Kristallinität in klastischen Sedimenten und konnte nachweisen, dass wie auch bei Illit die Zunahme der Kristallit-Größe und die Abnahme von Gitterfehlern bei ansteigender Metamorphose die Chloritkristallinität steuern. Árkai (1991) stellte fest, dass die FWHM des (001)-Reflexes (14 Å) eine größere Streuung aufwies als die des (002)-Reflexes (7 Å) und führte dies auf den störenden Einfluss von Mixed-Layer-Mineralen (Smektit, Vermikulit) oder von diskretem Smektit zurück. Trotzdem wurde in dieser Arbeit die Chloritkristallinität an beiden Peaks bestimmt.

Die Bestimmung der FWHM erfolgt an denselben Diffraktogrammen, welche auch für die Illitkristallinität verwendet werden (Kap. 2.1.1.6). Nach neueren Arbeiten (Árkai und Sadek Ghabrial 1997, Árkai et al. 2000) kann die Methode der Chloritkristallinität nicht nur für Metasedimente, sondern auch für meta-magmatische Gesteine angewendet werden.

Die Grenzen der Anchizone für die Chloritkristallinität basieren immer auf der positiven linearen Korrelation von Illitkristallinität (kalibriert und daher ausgedrückt als Kübler-Index) und Chloritkristallinität im jeweiligen Datensatz (Kap. 2.1.2.4). Auf dieser Grundlage werden die von Kübler angegebenen Grenzwerte für die Anchizone im Kübler-Index ( $0,25 \Delta^2\Theta$  und  $0,42 \Delta^2\Theta$ ) für den 7 Å-Peak umgerechnet. Die Grenzwerte variieren daher je nach Bearbeiter und Region (Árkai 1991, Árkai et al. 1995, Warr 1996, Árkai und Sadek Ghabrial 1997, Árkai et al. 2003, Potel et al. 2006), auch weil die Korrelation relativ stark von den Messparametern (z.B. Zeiträte) abhängt (Árkai et al. 1995). In jedem Fall ist der Bereich für die Anchizone viel schmaler als beim Kübler-Index (in den originalen Grenzen von Kübler  $0,17 \Delta^2\Theta$ ) und beträgt bei fast allen Autoren weniger als  $0,10 \Delta^2\Theta$ . Die "Auflösung" der Methode ist daher geringer als bei der Illitkristallinität. Analog zum Kübler-Index werden Chloritkristallinitäts-werte, die an einem Standard kalibriert sind, im "Árkai-Index" angegeben (Guggenheim et al. 2002).

In dieser Arbeit wurde die Chloritkristallinität nur an Proben ermittelt, deren Peakintensität im Diffraktogramm hoch genug war für verlässliche Messungen (größer als etwa 150 Counts).

### **2.1.2.3 Entwicklung trioktaedrischer (2:1+1) Phyllosilikate bei ansteigender Metamorphose**

Auch die trioktaedrischen Phyllosilikate zeigen mit ansteigendem Metamorphosegrad eine typische Mineral-Entwicklung (Merriman und Peacor 1999, Árkai 2002): trioktaedrischer Smektit, meist Saponit (oder Vermiculit) → ungeordnete und regelmäßige Chlorit/Smektit (Corrensit)- oder Chlorit/Vermiculit-Mixed-Layer Minerale → Chlorit

Die Entwicklung der trioktaedrischen Phyllosilikate ist nicht so gut untersucht und belegt wie die der dioktaedrischen Phyllosilikate, scheint aber doch in weiten Teilen ähnlich zu sein. Es sind verschiedene Prozesse beschrieben (Warr und Nieto 1998, Árkai 2002):

- Die Kristallitgröße steigt.
- Die Gitterdefekte werden weniger, was aber nur einen vernachlässigbaren Effekt auf die FWHM hat (Árkai et al. 2000).
- Die chemische Zusammensetzung wird homogener.
- Es findet eine Polytypie-Entwicklung vom Polytyp I zu Polytyp II statt, wobei die Abgrenzungen sehr viel unschärfer wie bei Illit zu sein scheinen (Schmidt und Livi 1999).
- Der Anteil an quellfähigen Komponenten (Smektit, Vermikulit) nimmt ab.

Der Hauptsteuerungsfaktor für die Entwicklung der Chlorite ist die Temperatur (z.B. Schmidt und Livi 1999). Außerdem scheinen Chloritkristalle empfindlicher auf Strain reagieren als Illit/Muskovit (Merriman und Peacor 1999). Dies kann zu einer schlechten Korrelation zwischen beiden Methoden in tektonisch stark beanspruchten Gebieten führen (z.B. Dalla Torre et al. 1996; Franciscan Komplex).

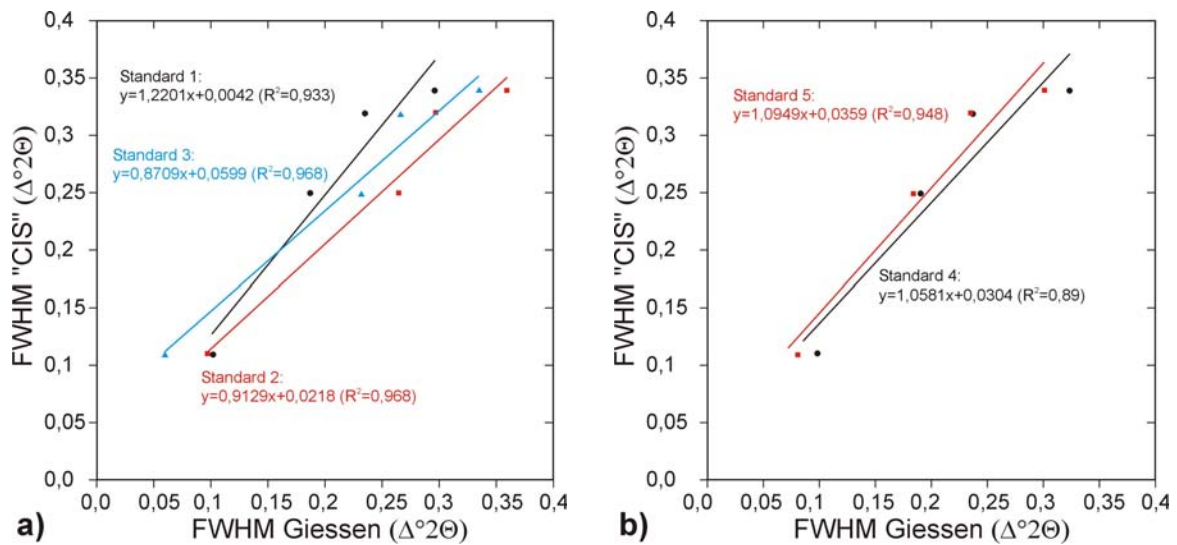
### **2.1.2.4 Eichung der Chloritkristallinität an Standards**

Wie auch bei der Illitkristallinität (10 Å-Peak) wurden die Chloritwerte des 7 Å-Peak am CIS-Standard (Warr und Rice 1994) geeicht, und somit in den Árkai-Index transformiert (Guggenheim et al. 2002). Es wurden drei Tonschiefergranulate ("SW1", "SW4", "SW6") und

ein Muskovit-Standard ("MF1") verwendet. Auch hier ergeben sich fünf Standard-Korrelationen (Kap. 2.1.1.7; Tabelle 3 und Abb. 84a und b).

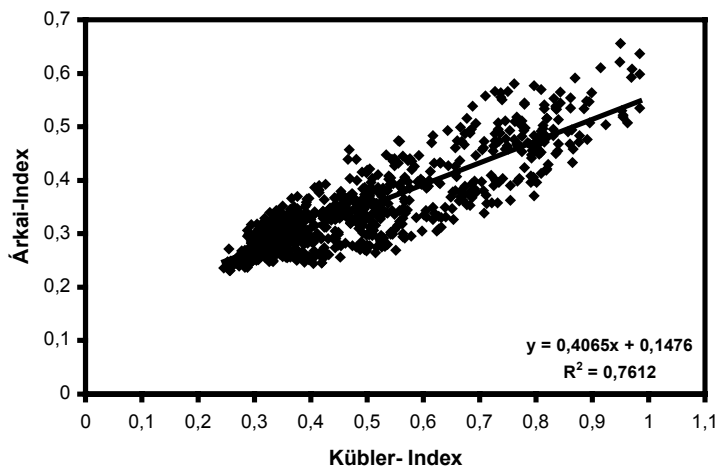
Name	SW1	SW4	SW6	MF1 <sub>c</sub>	Korrelation	R <sup>2</sup>	n	Auswertung
Std. 1	0,297	0,236	0,187	0,102	$y = 1.2201x + 0.0042$	0,933	269	gefittet
Std. 2	0,361	0,297	0,266	0,098	$y = 0.9129x + 0.0218$	0,968	82	gefittet
Std. 3	0,336	0,268	0,233	0,06	$y = 0.8709x + 0.0599$	0,968	33	gefittet
Std. 4	0,323	0,237	0,19	0,096	$y = 1.0581x + 0.0304$	0,89	62	nicht gefittet
Std. 5	0,300	0,235	0,184	0,081	$y = 1.0949x + 0.0359$	0,948	15	nicht gefittet

**Tabelle 3:** Name des Standards in dieser Arbeit (Nummer 1 bis 5), FWHM (in  $\Delta^\circ 2\theta$ ), Korrelation, Bestimmtheitsmaß R<sup>2</sup>, Probenanzahl und Auswertungsmethode des CIS-Standards (Warr und Rice 1994) für den 7Å Chlorit-Peak.



**Abb. 84:** Graphische Darstellung der Kalibration der Chloritkristallinität des 7 Å-Peak am CIS-Standard (Warr und Rice 1994). a) Südflügel; b) Monts de Lacaune und St. Gervais-Einheit.

Die Auswertung der Standards erfolgte analog zur Illitkristallinität (Kap. 2.1.1.7): Die Standards 1 bis 3, die zur Kalibration der Proben vom Südflügel dienen, wurden mit einem Single-Peak-Fitting ausgewertet. Sie zeigen alle eine gute Korrelation  $R^2 > 0,93$  (Tabelle 3 und Abb. 84a). Bei den Standards der Nördlichen Schuppenzone und der St. Gervais-Einheit



**Abb. 85:** Korrelation von Kübler-Index und Árkai-Index in der Montagne Noire (n=675).

wurde die FWHM direkt, also ohne Peak-Fitting, gemessen. Die Korrelation war hier etwas schlechter ( $R^2 > 0,89$ ; Tabelle 3 und Abb. 84b). Die Auswertung der Proben in dieser Arbeit wurde exakt genauso durchgeführt wie die der zugehörigen Standards.

### Die Grenzen der Anchizone für den Árkai-Index

Wie in Kap. 2.1.2.2 bereits angesprochen, erfolgt die Festlegung der Grenzen der Anchizone für den Árkai-Index immer durch eine Korrelation mit dem Kübler-Index (Abb. 85). Für diese Arbeit basiert die Korrelation auf 775 Diffraktogrammen. Es wurden keine Proben benutzt, die geringe Chlorit-Gehalte aufwiesen, Wechsellagerungs-Mineralen oder eine Paragonit-Phase führten (d.h. einem Multi-Peak-Fitting unterzogen wurden). Basierend auf den neuen Kübler-Index Grenzwerten für den CIS-Standard nach Kisch et al. (2004; Kap. 2.1.1.7) ergeben sich für den Árkai-Index folgende Grenzen der Anchizone (alle Werte aufgerundet; KI-Grenzwerte in Klammern): Die Grenze zur Epizone liegt bei  $0,265 \Delta^{\circ}2\Theta$  (KI:  $0,29 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), die zur Diagenesezone bei  $0,35 \Delta^{\circ}2\Theta$  (KI:  $0,5 \Delta^{\circ}2\Theta$ ). Die Unterteilung der Anchizone erfolgt bei  $0,29 \Delta^{\circ}2\Theta$  (KI:  $0,35 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), die Diagenesezone wird bei  $0,64 \Delta^{\circ}2\Theta$  (KI:  $1,2 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) unterteilt. Auch bei der Korrelation in dieser Arbeit ist ersichtlich, dass die Anchizone für den Árkai-Index viel schmaler ist ( $0,085 \Delta^{\circ}2\Theta$ ) als für den Kübler-Index ( $0,21 \Delta^{\circ}2\Theta$ ). Das Auflösungsvermögen der Chloritkristallinität ist viel geringer als das der Illitkristallinität.

### Kalibration des 14 Å-Peak

Da der CIS-Standard für den 14 Å-Peak keine Standardwerte angibt, wurde dieser durch eine Korrelation mit der FWHM des 7 Å-Peak kalibriert. Dabei wurden Proben mit einer Intensität des 14 Å-Peak  $< 120$  Counts ausgespart. Die Werte zeigen eine gute lineare Korrelation ( $R^2 = 0,7302$ ; Abb. 86).

Mit Hilfe der Korrelationsgleichung  $FWHM_{7\text{Å}} = 0,7648 * FWHM_{14\text{Å}} + 0,0504$  wurden die FWHM des 14 Å-Peak zuerst in ein "7 Å-Äquivalent" und anschließend in den Árkai-Index umgerechnet. Es gelten demnach dieselben ÁI-Grenzwerte wie für den 7 Å-Peak (im Folgenden ÁI-Äquivalent).

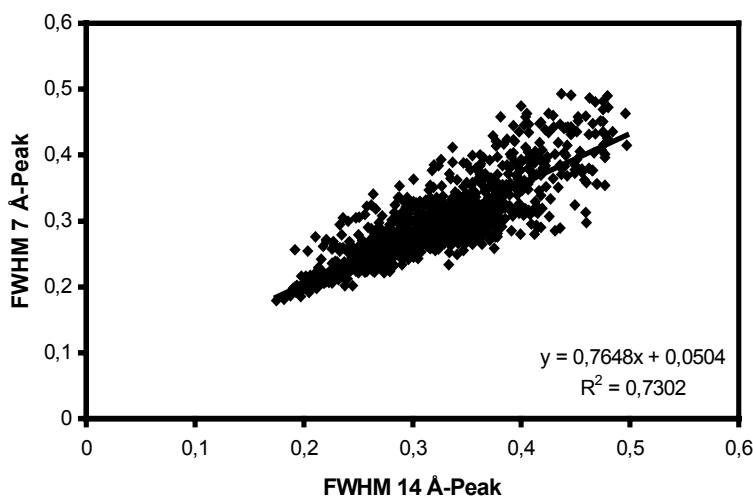


Abb. 86: Korrelation der FWHM-Werte des 7 Å- und des 14 Å-Peaks des Chlorit (n = 1170).

### 2.1.2.5 Reproduzierbarkeit der Methode

Wie in Kapitel 2.1.1.11 für die Illitkristallinität, soll in diesem Abschnitt die Reproduzierbarkeit der Chloritkristallinitäts-Messungen für das in dieser Arbeit verwendete Verfahren abgeschätzt werden. Die Unterteilung der Fehlerquellen erfolgt analog zur Illitkristallinität nach Robinson et al. (1990), eine detaillierte Beschreibung der Fehlerquellen liefert Kapitel 2.1.1.11. Der Fehlereintrag durch "Fehler in der Auswertung" und "Änderung der Geräte-Parameter" ist mit den Abschätzungen für die Illitkristallinität vergleichbar und wird daher nicht erneut diskutiert. Die "Varianz innerhalb einer Probe" und die "Geologische Varianz" wurden für die Methode der Chloritkristallinität separat ermittelt.

#### Varianz innerhalb einer Probe (Intra-Sample-Varianz)

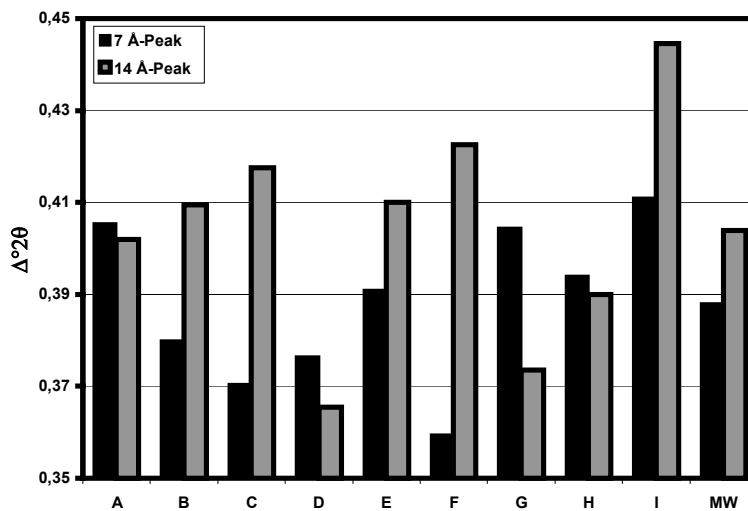


Abb. 87: Darstellung der Intra-Sample-Varianz Messungen für die Chloritkristallinität. Der 7 Å-Peak ist in schwarz dargestellt, der 14 Å-Peak in grau.

Die Abschätzung der Intra-Sample-Varianz erfolgte wie bei der Illitkristallinität an 9 Präparaten derselben Probe, die jeweils zweimal gemessen wurden. Das Ergebnis beider Messungen wurde gemittelt. Die Ergebnisse zeigten eine geringe Varianz, die aber deutlich größer ist als bei der Illitkristallinität (Abb. 87). Für den 7 Å-Peak betrug die Standardabweichung ( $\sigma$ ) vom arithmetischen Mittelwert 4,53 %, für den 14 Å-Peak ergab sich eine Standardabweichung ( $\sigma$ ) vom arithmetischen Mittelwert von 6,09 %.

#### Geologische Varianz (Inter-Sample-Varianz)

Wie für die Illitkristallinität erfolgte die Bestimmung der Inter-Sample-Varianz an drei Proben quer zur Schichtung (Proben 68-A bis 68-C) und vier Proben aus einer Schicht (Proben 68-1 bis 68-4).

Für den 7 Å-Peak betrug die Standardabweichung vom arithmetischen Mittelwert für die Proben quer zur Schichtung  $\sigma = 4,06$  %, für die Proben innerhalb einer Schicht  $\sigma = 1,47$  %. Insgesamt ergibt sich ein  $\sigma = 3,17$  % für alle Proben aus diesem Aufschluss (Abb. 88). Die Streuung der Werte für den 14 Å-Peak ist ähnlich.

Die Standardabweichung vom arithmetischen Mittelwert für die Proben innerhalb einer Schicht beträgt  $\sigma_1 = 5,31 \%$ , quer zur Schichtung  $\sigma_1 = 4,09 \%$ . Insgesamt ergibt sich  $\sigma_1 = 6,10 \%$  für alle Proben aus diesem Aufschluss.

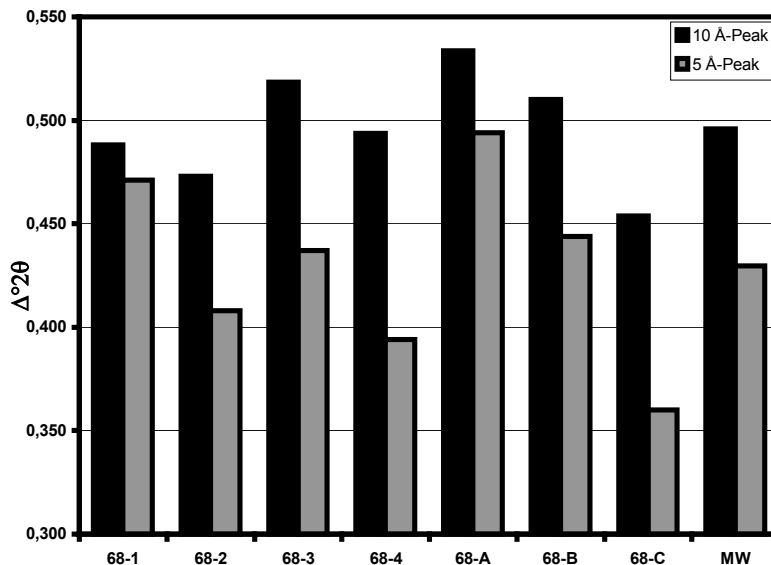


Abb. 88: Darstellung der Inter-Sample-Varianz Messungen für die Chloritkristallinität. Der 7 Å-Peak ist in schwarz dargestellt, der 14 Å-Peak in grau.

### Zusammenfassung

Die Varianzuntersuchungen zeigen, dass die Methode der Chloritkristallinität (7 Å-Peak) eine gute Reproduzierbarkeit zeigt. Für den getesteten Aufschluss ist sie besser als für die Illitkristallinität (Kap. 2.1.1.11). Bei einem Vergleich der beiden Methoden muss man aber auch die Ausbildung der Mineralphasen berücksichtigen. Die Tatsache, dass die Illitphase einen Anteil an K/Na-Illit beinhaltet, führt sicher zu einer maximalen Abschätzung der Inter-Sample-Varianz, da der Anteil an K/Na-Illit nicht homogen verteilt ist.

Auch die Ergebnisse des 14 Å-Peak, der in dieser Arbeit nicht verwendet wird, sind akzeptabel und besser als für den 5 Å-Peak des Illit, welcher stärker als der 10 Å-Peak von der Anwesenheit des K/Na-Illit beeinflusst wird.

Da die Metamorphosezonen für den Árkai-Index (Breite der Anchizone 0,08  $\Delta^2\Theta$ ) wesentlich schmaler sind als beim Kübler-Index (Breite der Anchizone 0,205  $\Delta^2\Theta$ ; Kap. 2.1.2.4), ist die Genauigkeit der Methode der Chloritkristallinität bei einem vergleichbaren Fehler schlechter. Eine statistische Absicherung der Ergebnisse ist also unerlässlich.

### 2.1.3 Qualitative Phasenanalyse

Die Grundlage für die qualitative Phasenanalyse der Röntgendiffraktogramme stellt die ICPDS-Datei (International Center for Diffraction Data) dar. Für die Analyse wurden die Proben im luftgetrockneten Zustand, nach einer Ethylen-Glycol-Behandlung und die Gesamtgesteinspräparate miteinander verglichen. Einige wenige Proben wurde erhitzt. Die Analyse wurde mit dem Programm "Diffrac Plus Eva" (Version 7) von Bruker-Axis durchgeführt.

#### 2.1.3.1 Probenaufbereitung

##### Glykolierte Proben

Alle Proben der  $<2\mu\text{m}$  Fraktion wurden auch im glykolierten Zustand gemessen, um den Anteil quellfähiger Komponenten abzuschätzen (Moore und Reynolds 1989). Die Präparate wurden hierzu für 12 Std. mit Äthylen-Glykol im Exikator in den Ofen gestellt ( $50^\circ\text{C}$ ).

##### Erhitzte Proben

Wenn nötig, wie z.B. bei vermutetem Kaolinit, wurden erhitzte Präparate hergestellt, d.h. die Präparate wurden für etwa eine Stunde im Muffelofen auf  $550^\circ\text{C}$  erhitzt. Die Messungen erfolgten mit denselben Einstellungen wie für die luftgetrockneten Präparate (Kap. 2.1.1.6).

##### Gesamtgesteins-Analyse

Für die Gesamtgesteins-Analyse ("Whole-Rock Analyse") bereitet man etwa 30g der Fraktion  $>2\text{mm}$  in der Scheibenschwingmühle auf und zermahlt sie zu einem homogenen Pulver. Anschließend wird das Pulver auf einem Probenträger leicht angepresst.

Die Messeinstellungen für die Gesamtgesteinsanalyse waren folgende:

Zeitkonstante:	1s
Scanbereich:	2 bis $70^\circ 2\theta$
Schrittweite:	$0,02^\circ$

#### 2.1.3.2 Minerale

Es folgt eine kurze Beschreibung der in den Proben vorkommenden Minerale, zusammen mit den in dieser Arbeit verwendeten Kriterien für die Mineralerkennung. Zusätzlich erfolgt eine kurze Beschreibung der Häufigkeit und der Gehalte. Der Mineralbestand jeder Probe ist in Tabelle B (Anhang) dargestellt.

##### a) Quellfähige- und Wechsellagerungsminerale

###### Diskreter Smektit

Diskreter Smektit ist ein quellfähiges Tonmineral und in Kapitel 2.1.1.3 beschrieben. Nach der Ethylen-Glycol-Behandlung ist es an einem eigenständigen Reflex bei  $16,9 \text{ \AA}$  zu erkennen (Moore und Reynolds 1989). Mit Hilfe des (060)-Reflex ist eine weitere Unterscheidung möglich. Dioktaedrische Smektite haben diesen Peak bei  $\leq 1,51 \text{ \AA}$ , trioktaedrische bei  $\geq 1,54 \text{ \AA}$  (Velde 1992). In den bearbeiteten Proben konnte kein diskreter Smektit nachgewiesen werden.

###### Illit-Smektit-Wechsellagerungsminerale

Illit-Smektit-Mixed-Layer Minerale werden in Kapitel 2.1.1.3 beschrieben.

Die Identifikation erfolgte nach den Kriterien von Srodon (1984) sowie Moore und Reynolds (1989). Die Proben wurden im luftgetrockneten und glykolierten Zustand verglichen. Smektit



kommt in etwa 50 Proben vor. Die Gehalte waren relativ gering. Einige wenige Proben (<15) zeigten einen Smektitgehalt von 20 bis 30 % (Reichweite R1), und wurden wie folgt identifiziert: sie zeigten im luftgetrockneten Zustand Reflexe bei etwa 12,1 Å ( $7,3 \Delta^2\Theta$ ) und 5 Å, welche nach der Glykolierung zu niedrigeren Winkeln bei etwa 13 Å ( $6,7 \Delta^2\Theta$ ) und 5,3 Å wanderten. Bei den meisten Proben war der Smektitgehalt geringer und betrug  $\leq 10$  %. Diese Proben zeigten teilweise die typischen Peaks für eine hohe Reichweite (R=3): der 10 Å-Peak hat im luftgetrockneten Zustand eine starke Schulter, im glykolierten Zustand einen Peak zwischen 7 und 8  $\Delta^2\Theta$ . Andere Proben zeigten in luftgetrocknetem Zustand eine starke Asymmetrie des 10 Å-Peak, die nach der Glykolierung verschwand.

### Chlorit-Smektit Wechsellagerungsminerale

Die Chlorit-Smektite sind Wechsellagerungsminerale der trioktaedrischen Tonmineral-Suite und bestehen aus trioktaedrischen Smektiten (oft Saponit) und Chlorit. Im Gegensatz zu den dioktaedrischen Mixed-Layer Mineralen sind sie weniger variantenreich: die Smektit-Komponente ist begrenzt und immer  $\leq 50$  %. Es sind nur zwei Ordnungsgrade, R0 und R1, bekannt (Moore und Reynolds 1989). Die meisten bekannten Strukturen sind nach Moore und Reynolds (1989) R1-Strukturen mit 50 % Chlorit, oder R0-Strukturen mit  $< 30$  % Smektit.

In etwa 50 Proben war Chlorit-Smektit enthalten, dessen Ausbildung immer sehr ähnlich war: Die Proben zeigten nach der Glykolierung eine Bewegung der (002)- und (004)-Chlorit-Peaks zu niedrigeren Winkeln. Es wurden keine Super-Strukturen im Bereich zwischen 31,1 Å und 28 Å beobachtet. Es handelt sich daher um eine ungeordnete Wechsellagerung (R0). Die Position des (002) und des (004) Peaks ergeben einen Chloritgehalt  $> 80$  % (Moore und Reynolds 1989).

### K/Na-Illit

Frey (1969) bemerkte in anchimetamorphen Schiefen relativ schwach ausgebildete Reflexe bei 4,9 Å und 3,25 Å, und ordnete sie einem Illit-Paragonit-Mixed-Layer Mineral zu. Aus den Peak-Positionen leitete er eine Paragonit/Illit-Muskovit Verhältnis von 6:4 ab. Jiang und Peacor (1993) lehnten die Existenz eines solchen Mixed-Layer Minerals ab: für diese Autoren waren die von Frey (1969) beobachteten Reflexe einem metastabilen Hellglimmer mit intermediärer (K/Na)-Zusammensetzung (also einem Mischkristall) zuzuordnen, dessen Existenz sie durch TEM-Untersuchungen belegen konnten.

Li et al. (1994) beobachteten in Metapeliten zusätzlich zum 5 Å Reflex weitere, relativ schwach ausgebildete Peaks bei 4,94 Å, 4,88 Å und 4,81 Å (Abb. 89). Sie ordneten diese diskretem Paragonit (4,81 Å) sowie Hellglimmern mit einer Zusammensetzung von ca.  $\text{Mu}_{70}\text{Pg}_{30}$  (4,94 Å) sowie  $\text{Mu}_{58}\text{Pg}_{42}$  (4,88 Å) zu, und konnten diesen Befund durch TEM- und SAED-Untersuchungen ("selectetd area electron diffraction") nachweisen. Die Autoren fanden aber auch Hinweise auf eine geordnete Wechsellagerung mit 25 % Paragonit und 75 % Muskovit.

Livi et al. (1997) untersuchten liassische Schiefer im Temperaturbereich von 100 °C bis 400°C und stellten fest, dass man mit der Methode Pulver-Röntgendiffraktometrie Illit/Paragonit-Mixed-Layer Minerale und K/Na-Hellglimmer-Mischkristalle intermediärer Zusammensetzung nicht unterscheiden kann. Sie konnten zudem durch TEM-Untersuchungen einen neuen Strukturtyp nachweisen: es gibt Bereiche, in denen ausschließlich K oder Na als Zwischenschicht-Kation eingebaut wird. Diese Bereiche werden aber nicht von den Basalebene begrenzt, wie bei

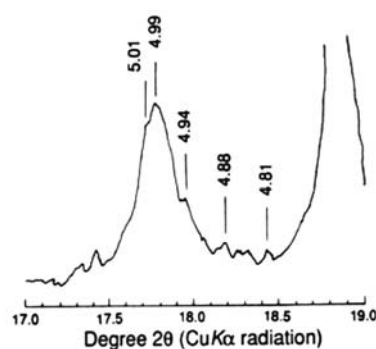


Abb. 89: Diffraktogramm verschiedener Paragonit-Phasen im Bereich des (001) Illit-Peak (Li et al. 1993).

einem Mixed-Layer Mineral, sondern schneiden diese. Die K/Na-Verteilung ist daher domänenartig.

Aus diesen Untersuchungen ist ersichtlich, dass die K/Na-Hellglimmer sowohl in ihrer chemischen Zusammensetzung als auch ihrem Aufbau sehr heterogen sind. Das hat verschiedene Gründe: Zum einen kann der Aufbau mit der Struktur von Vorläufer-Mineralen (wie Smektit) zusammenhängen, quasi ererbt sein. Zum anderen zeigen die Minerale mit steigendem Metamorphosegrad eine Entwicklung, die zumindest einige der vorgestellten Unterschiede zu erklären vermag. Diese Entwicklung läßt sich wie folgt zusammenfassen: Ab der hohen Diagenesezone bildet sich als neue Phase ein Paragonit-Vorläufer. Es handelt sich um Brammallit, einen "Hydroparagonit" mit einer negativen Zwischenschichtladung, der im Nanometerbereich mit Muskovit gemischt sein kann (Livi et al. 1997). Mit steigendem Metamorphosegrad kommt es zur Bildung homogener K/Na-Hellglimmer-Mischkristalle (1M-Polytyp; Li et al. 1994) und/oder zu einer domänenartigen K/Na-Verteilung (Livi et al. 1997). Im weiteren Verlauf werden diskrete Paragonitkristalle am Rand von Muskoviten oder parallel zu deren Basalebene gebildet (Livi et al. 1997).

Da diese K/Na-Glimmer die Reflexe des Illit überlagern und zu einer Peakverbreiterung führen können ist es wichtig sie im Diffraktogramm sicher zu identifizieren. Es wurden verschiedene Reflexe verwendet, die immer zwischen denen des Illit und des Paragonit liegen: Im Bereich des (001)-Reflex sind sie als Peak oder Schulter mit einer Position zwischen Illit (etwa 10 Å) und Paragonit (9,67 Å) zu erkennen. Der Bereich zwischen (002)-Illitpeak und (003)-Chloritpeak ist meist besser geeignet, da die Peaks hier weiter auseinander liegen (Abb. 89). Falls zwischen diesen beiden Peaks die Intensitäten nicht auf das Niveau der Untergrundkurve fallen, ist dies ein Hinweis auf eine oder mehrere der Paragonit-Phasen. Es müssen bei geringen Gehalten oder variablem Chemismus nicht unbedingt diskrete Peaks ausgebildet sein. Meistens ist ein Peak im Bereich von 3,25 Å ausgebildet, der aber von Feldspat-Reflexen überlagert sein kann. Im Bereich höherer Ordnung (005) ist ein Peak bei etwa 1,96 Å ausgebildet. Die Identifikation dieser Minerale war relativ schwierig, da sie meist in relativ geringen Anteilen vorhanden waren. Sie konnten in 15 Proben nachgewiesen werden (Tabelle B, Anhang). Es war nicht möglich die verschiedenen Varietäten (Mixed-Layer, Mischkristall und domänenartige K/Na-Verteilung) zu unterscheiden, weswegen sie zusammengefasst wurden. Sie werden in dieser Arbeit als K/Na-Illit bezeichnet.

## b) Andere Minerale

### Diskreter Illit

Der diskrete Illit wird in Kapitel 2.1.1.1 vorgestellt. Seine Identifikation im Röntgen-Diffraktogramm erfolgt über die Basisreflexe (001) bei 10 Å, (002) bei 5 Å und (003) bei 3,38 Å (Moore und Reynolds 1989). Illit war in allen untersuchten Proben enthalten. In dieser Arbeit wurde eine Studie der Polytypie-Verteilung in jeder Probe durchgeführt (Kap. 2.1.5). Außerdem wurde an allen Proben der "Esquevin-Index" ermittelt, das 5 Å/10 Å-Intensitätenverhältnis (Esquevin 1969; Dunoyer de Segonzac 1970). Mit dieser Methode lassen sich Illite/Muskovite nach ihrem Al/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)-Verhältnis in erster Näherung unterscheiden. Nach Esquevin (1969) zeigen die Illite mit einem Index-Wert >0,4 eine muskovitische  $[KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]$ , mit einem Index-Werte zwischen 0,3 und 0,4 eine phengitische  $[K(Al_{1,5}Mg,Fe^{2+}_{0,5})(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2]$  und mit einem Index-Wert <0,3 eine celandonitische  $[K(Mg,Fe^{2+})(Fe^{3+}Si_4)O_{10}(OH)_2]$  Zusammensetzung. Diese Methode wird heute nur noch selten verwendet und liefert bestenfalls einen groben Richtwert. Trotzdem wurde der Esquevin-Index der Vollständigkeit halber ermittelt. Die Ergebnisse sind in Kapitel 3.1.5 und Tabelle C (Anhang) dargestellt.

### Diskreter Chlorit

Die Beschreibung von Chlorit erfolgt in Kapitel 2.1.2.1. Seine Identifikation erfolgt über die Basisreflexe (001) bei 14 Å, (002) bei 7 Å und (003) bei 4,74 Å. In den meisten Proben kommt Chlorit als eine Hauptphase vor. Etwa 20 Proben führten keinen Chlorit, bei einigen Proben waren nur geringe Mengen vorhanden.

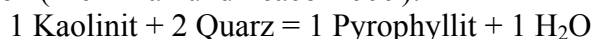
Nach Brown (1961) lassen sich Fe-reiche (klinochlorische) und Mg-reiche (chamositische) Chlorite anhand ihres 14 Å/7 Å-Intensitätenverhältnis unterscheiden. Ist dieser sog. "Chlorit-Index"  $< 0,33$ , ist dies ein erster Hinweis auf einen Fe-reichen Chlorit (Brown 1961, Brown und Brindley 1980). Auch diese Methode liefert nur einen groben Richtwert. Die Ergebnisse sind in Kapitel 3.1.5 und Tabelle D (Anhang) dargestellt.

### Paragonit

Paragonit ist ein dioktaedrischer Hellglimmer, der dem Muskovit makroskopisch sehr ähnlich und im Handstück und Dünnschliff nicht von diesem zu unterscheiden ist. Anstatt K (wie der Muskovit) baut er Na als Zwischenschicht-Kation ein (Ramdohr und Strunz 1966). Seine Strukturformel ist:  $\text{NaAl}_2[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ . Obwohl mittlerweile klar zu sein scheint, dass Paragonit sich unter unterschiedlichen P/T-Bedingungen bilden kann, sieht Frey (1987) seine Entstehung vor allem in Abhängigkeit von dem ANKSH-System als Ausgangsschemismus ( $\text{ANKSH} = \text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ). Der Nachweis von Paragonit erfolgt über die Basisreflexe (001) bei 9,67 Å, (002) bei 4,81 Å und (003) bei 3,21 Å. Wie auch die Reflexe der K/Na-Illite koinzidieren die Paragonitpeaks mit denen des Illit. Sie müssen deshalb bei der Bestimmung der Halbhöhenbreite des 10 Å-Illitpeaks berücksichtigt werden (Kap. 2.1.1.6). Paragonit konnte insgesamt in 75 Proben nachgewiesen werden (Tabelle B, Anhang).

### Kaolinit

Kaolinit ist ein dioktaedrisches 1:1 Tonmineral (eine tetraedrische und eine oktaedrische Schicht), welches vor allem bei der Verwitterung von Feldspäten und Alumosilikaten entsteht. Bei höheren Temperaturen entwickeln sich die Polytype Dickit und Nacrit, deren Entstehung nach Shutov et al. (1970) aber auch von der Verformung abhängt. Unter bestimmten chemischen Voraussetzungen entsteht aus Kaolinit das fazieskritische Mineral Pyrophyllit nach der Reaktion (Merriman und Peacor 1999):



Frey (1987b) gibt Metamorphose-Bedingungen von 240-260°C und 2,1 kbar bei einer Wasseraktivität von 0,6-0,8 für den Übergang Kaolinit zu Pyrophyllit an. Diese Angaben bestätigen Potel et al. (2006), die eine thermodynamische Modellierung der Mineralparagenese Kaolinit, Chlorit, Muskovit und Quarz durchführten.

Die Identifikation des Kaolinit erfolgte in Abwesenheit von Chlorit über den Basisreflex (001) bei 7,16 Å (Moore und Reynolds 1989). Zur Absicherung wurden die betreffenden Proben für 1 Stunde auf 550°C erhitzt. Bei dieser Temperatur wird der Kaolinit röntgenamorph und seine Peaks im Diffraktogramm verschwinden. Kaolinit war nur in 3 Proben enthalten.

### Pyrophyllit

Pyrophyllit ist ein dioktaedrisches 2:1 Schichtsilikat und ein Indexmineral für die Anchizone und untere Epizone (Frey 1987a). Der Nachweis erfolgt über die Basisreflexe (002) bei 9,21 Å, (004) bei 4,58 Å und (006) bei 3,08 Å, aber auch die (110)-Linie bei etwa 4,4 Å und die (111)-Linie bei 4,17 Å sind fast immer anwesend. Pyrophyllit wurde in 6 der bearbeiteten Proben nachgewiesen.

### Feldspat

In den meisten Proben war Feldspat nachzuweisen, wobei es sich immer um Albit (ungeordnet) gehandelt hat. Er kam oft nur in sehr geringen Gehalten im Bereich der Nachweisgrenze vor. Er ist am besten in den Gesamtgesteins-Diffraktogrammen zu erkennen und an den Reflexen bei 6,38 Å, 4,03 Å und 3,2 Å zu identifizieren, wobei vor allen der 3,2 Å-Reflex oft von Paragonit-Phasen überlagert wird.

### Quarz

In allen bearbeiteten Proben war Quarz eindeutig zu identifizieren. Immer deutlich ausgebildet waren der (001)-Peak bei 4,257 Å, mit dem auch die interne Korrektur der Peakpositionen durchgeführt wurde, und der (010)-Peak bei 3,343 Å.

### Kalzit

25 Proben aus dem Karbon des Südflügels und vom Nordflügel Kalzit. Der Nachweis erfolgt vorzugsweise an den Gesamtgesteins-Diffraktogrammen am (104)-Reflex bei 3,04 Å.

### 2.1.3.3 Akzessorische Mineralien

In den Proben konnten Goethit (10 Proben) und Hämatit (1 Probe) als akzessorische Minerale nachgewiesen werden. Der Nachweis erfolgte bei Goethit über den (110)-Reflex bei 4,18 Å, bei Hämatit über den 2,69 Å-Reflex.

### 2.1.4 $b_0$ -Geobarometrie

Die Methode der  $b_0$ -Geobarometrie, der sog. " $b_0$ -Index", beruht auf zwei Gegebenheiten (Frey 1987a): Zum einen auf der zunehmenden Celadonit-Substitution (Celadonit:  $K(Mg,Fe^{2+})Fe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$ ), die in muskovitischen Hellglimmern bei ansteigenden Druck zu beobachten ist (Ernst 1963). Zum anderen auf der positiven Korrelation zwischen dem  $d_{(060)}$ -Kristallgitterflächenabstand ( $b$ -Abstand oder  $b_0$ -Index) und dem Celadonit-Gehalt (z.B. Guidotti 1984). Unter dem Begriff der Celadonit-Substitution werden folgende zwei Austauschreaktionen zusammengefasst (Guidotti 1984):

1.  $(Mg,Fe^{2+})^{IV} + Si^{IV} \leftrightarrow Al^{VI} + Al^{IV}$  ("Tschermak Substitution" nach Thompson 1979)
2.  $(Fe^{3+})^{VI} \leftrightarrow Al^{VI}$

Die erste Anwendung als Geobarometer erfolgte durch Sassi (1972) und Sassi und Scolari (1974) in grünschieferfaziellen Metapeliten. Der Parameter erlaubt keine quantitative Druckabschätzung, sondern vielmehr die Einstufung in eine metamorphe Fazies-Serie (Miyashiro 1961) und die Ableitung eines geothermischen Gradienten. Sassi und Scolari (1974) erstellten ein Referenz-Datenset aus klassischen Arbeitsgebieten mit gut definierten Metamorphosebedingungen (wie z.B. Bosost Dom - temperaturbetonte Metamorphose; Sanbagawa Belt - druckbetonte Metamorphose). Dieses Referenz-Datenset wird auch in dieser Arbeit für die Präsentation der Daten verwendet (Kap. 3.3).

Guidotti und Sassi (1986) führten eine empirische Kalibration durch, und bestimmten die  $b_0$ -Grenzwerte für die von Miyashiro (1961) definierten Fazies-Serien (oder geotektonischen Settings):

$b_0 < 9,000 \text{ \AA} \rightarrow$  Niederdruck-Fazies-Serie  $\rightarrow$  geothermischer Gradient  $> 35^\circ\text{C}/\text{km}$

$9,000 \text{ \AA} < b_0 < 9,040 \text{ \AA} \rightarrow$  Mitteldruck-Fazies-Serie  $\rightarrow$  geothermischer Gradient  $25\text{-}35^\circ\text{C}/\text{km}$

$b_0 > 9,040 \text{ \AA} \rightarrow$  Hochdruck-Fazies-Serie  $\rightarrow$  geothermischer Gradient  $< 25^\circ\text{C}/\text{km}$

Die Anwendbarkeit der Methode ist an verschiedene Voraussetzungen gebunden (Guidotti und Sassi 1976). Neben verschiedenen Paragenesen des KNASH-Systems, die relativ selten sind, ist auch die in Metapeliten relativ häufige Paragenese Muskovit + Quarz + Albit zulässig (Frey 1987).

Die Anwendbarkeit der Methode für den Metamorphose-Bereich unterhalb der Grünschiefer-Fazies zeigten die Arbeiten von Padan et al. (1982), Kemp et al. (1985), Robinson und Bevins (1986), Merriman et al. (1995) und Potel et al. (2006).

#### **2.1.4.1 Herstellung der Präparate für die $b_0$ -Geobarometrie (und Polytypiebestimmung)**

Die röntgendiffraktometrische Bestimmung des  $b_0$ -Index (Kap. 2.1.4.2 und 2.1.4.3) wird an nicht texturierten Präparaten der Kornfraktion  $< 2\mu\text{m}$  (Äquivalentdurchmesser) durchgeführt, welche auch für die Polytypie-Untersuchung verwendet werden. Zur Herstellung der  $b_0$ -Präparate mit einem vertretbaren Zeitaufwand hat sich eine Methode unter der Verwendung von handelsüblichem Holzleim bewährt. Das Quarzplättchen, auf dem die  $b_0$ -Probe sedimentiert wird, muss hierbei schon vor der Präparation auf den Probenträger montiert werden. Wichtig ist außerdem, das Quarzplättchen etwas tiefer als bei der Bestimmung der Illitkristallinität zu platzieren, da sich durch den Leim eine Präparaterhöhung ergibt. Diese kann dazu führen, dass das Präparat nicht mehr optimal im Strahlengang platziert ist und sich ein Intensitätsverlust einstellt. Der getrockneten  $< 2\mu\text{m}$  Feinfraktion (20 mg) wird 1 mg eines Quarzpulvers, welches als interner Standard dient, zugegeben. Anschließend wird das Gemisch im Becherglas homogenisiert und auf einem gefalteten Blatt Wäagepapier gleichmäßig in der Falz verteilt. Man gibt dann einen kleinen Tropfen Leim mittig auf das Quarzplättchen und streut das Pulvergemisch darauf (es sollte sich ein Kreis ergeben mit etwa 0,5 mm Durchmesser). Dann wird das Ganze durch leichtes Andrücken nur nach unten (keine seitlichen Bewegungen!) fixiert. Das Andrücken darf nicht zu stark sein, da sich ansonsten eine unerwünschte Texturierung ergibt.

Die Messeinstellungen für die  $b_0$ -Barometrie waren folgende:

Zeitkonstante:	1s
Scanbereich:	2 bis $70^\circ 2\theta$
Schrittweite:	$0,02^\circ$

#### **2.1.4.2 Sassi-Methode**

Bei der von Sassi (1972) sowie von Sassi und Scolari (1974) angewendeten Methode erfolgt die Bestimmung des  $b_0$ -Index direkt am Diffraktogramm der nicht texturierten Präparate der Kornfraktion  $< 2\mu\text{m}$  (Äquivalentdurchmesser). Dazu wird die exakte Position des (060)-Peak bei etwa  $1,5\text{ \AA}$  bestimmt und mit 6 multipliziert. Nach Frey et al. (1983) wird der (060)-Reflex vom (33-1)-Reflex überlagert, welcher nach Rieder et al. (1992) aber keine wesentliche Verfälschung der Position des (060)-Reflexes bedingt. Diese Autoren empfehlen aber, den exakteren Ausdruck  $d_{(33-1,060)}$  anstelle von  $b_0$  zu verwenden. Diese Bezeichnung hat sich aber in der Literatur nicht durchgesetzt und wird daher in dieser Arbeit auch nicht benutzt. Für die Messung wurde das Programm DIFFRACPlus (Bruker AXS) verwendet. Bei der Durchführung der Messung wurde auf exakte Eichung an verschiedenen Quartz-Peaks geachtet, da sich Fehler dabei durch die Multiplikation versechsfachen. Für die Messung wurde zudem eine Untergrund-Subtraktion durchgeführt.

#### **2.1.4.3 METRIC-Methode**

Das Programm METRIC (Bruker AXS) ist ein Elementarzellen-Anpassungsprogramm. Für die Anwendung werden im Röntgenpulver-Diffraktogramm der untexturierten Präparate

(Kap. 2.1.4.1) die Peaklagen und Intensitäten der  $2M_1$  Hellglimmer mit dem Programm DIFFRACPlus markiert. Auf Grundlage dieser Daten berechnet METRIC eine Elementarzelle. Die Qualität der Anpassung ist umso besser, je mehr Peaks (vor allem von den Hauptpeaks) mit einbezogen werden können.

#### 2.1.4.4 Elektronstrahl-Mikrosonde

Die Bestimmung des  $b_0$ -Index mit der Mikrosonde basiert auf drei empirischen Gleichungen, die Guidotti et al. (1989) auf der Grundlage von Elektronstrahl-Mikrosonde-Analysedaten von  $2M_1$  Muskoviten abgeleitet haben:

1.  $b = 8,9931 + 0,044 * (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$
2.  $b = 9,149 - 0,0258 * (Al^{IV} + Al^{VI})$
3.  $b = 8,5966 + 0,0666 * Si$

In dieser Arbeit wurde der Wert für den  $b_0$ -Index aus den Elektronstrahl-Mikrosonde-Analysen (Kap. 2.3) als Mittelwert der Ergebnisse dieser drei Gleichungen berechnet.

#### 2.1.4.5 Reproduzierbarkeit der Methode

Um die Reproduzierbarkeit der Methode abzuschätzen, wurde Inter-Sample-Varianz für den  $b_0$ -Index ermittelt. Dazu wurden dieselben 8 Proben wie für die Chlorit- und Illitkristallinität (Kap. 2.1.1.11 und 2.1.2.5) nach der Methode von Sassi ausgewertet (Kap. 2.1.4.2; Abb. 90). Bei der Auswertung ist zu berücksichtigen, dass sich der Parameter in der zweiten Dezimalstelle ändert. Alle Werte bewegen sich innerhalb von  $0,01 \text{ \AA}$  und sind damit sehr konsistent. Die Standardabweichung vom arithmetischen Mittelwert beträgt  $0,0175 \%$ .

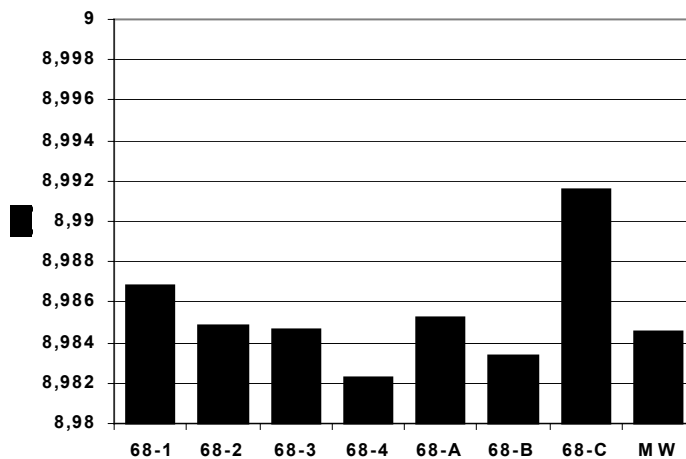


Abb. 90: Darstellung der Inter-Sample-Varianz des  $b_0$ -Index nach der Methode von Sassi (1972) und Sassi und Scolari (1974; Kap. 2.1.4.2).

### 2.1.5 Polytypiebestimmung

Die Illit-Polytypie ändert sich mit steigendem Metamorphosegrad (Kap. 2.1.1.1). Daher wurde in dieser Arbeit auch der Anteil des 2M<sub>1</sub>-Polytyp mit verschiedenen Methoden bestimmt.

Bei der Polytypiebestimmung wird am Diffraktogramm eines untexturierten Präparats ein Peakverhältnis (entweder der Intensität oder der Peakfläche) ermittelt. Dazu werden Peaks verwendet, die entweder nur einem oder auch beiden Polytypen zuzuordnen sind. Diese werden dann mit dem Gesamtgehalt eines Polytyps in % (meist 2M<sub>1</sub>-Polytyp) korreliert. Je nach Methode werden meist lineare oder polynomische Korrelationsgleichungen verwendet. Eine Zusammenfassung der Methode geben Dalla Torre et al. (1994). In neueren Arbeiten hat sich die Verwendung der Reflexe bei 3,06 Å ((112)-1M) und 3,00 Å ((025)-2M<sub>1</sub>) bewährt, welche auch für die beiden folgenden Methoden verwendet werden. In dieser Arbeit wird die Methode nach Caillère et al. (1982) verwendet, die nach Dalla Torre et. al. (1994) sehr gute Ergebnisse liefert. Die Korrelationsgleichung ist Tabelle 4 zu entnehmen. Eine weitere Methode wurde von der Petrologie-Arbeitsgruppe der Universität Basel entwickelt und freundlicherweise von Dr. S. Potel zur Verfügung gestellt. Die Methode basiert auf der Analyse einer synthetischen Mineral-Mischung, bei der Muskovite des 1M- und 2M<sub>1</sub>-Polytyps in unterschiedlichen (definierten) Verhältnissen gemischt wurden. Die aus den Diffraktogrammen ermittelten Peakverhältnisse wurden anschließend mit den realen, aus der Mischung bekannten, Gehalten korreliert (Tabelle 4). Da die Korrelation sowohl linear (R<sup>2</sup>=0,967) als auch polynomisch (R<sup>2</sup>=0,977) ist, wurden zum Vergleich beide Gleichungen verwendet.

Ältere Arbeiten verwenden meist den 2,58 Å-Peak, zu dem verschiedene Reflexe beider Polytypen beitragen (1M: 20-1, 130, 13-1, 200; 2M<sub>1</sub>: 130, 13-1, 200). Dies hat vor allem einen Nachteil (Dalla Torre et al. 1994): Dadurch dass die beteiligten Peaks ihr maximale Intensität im Röntgendiffraktogramm bei unterschiedlichen Orientierungs-Winkeln zeigen, sind die Ergebnisse sehr empfindlich gegenüber Änderungen der Texturierung. Trotzdem wurde zu Vergleichszwecken die Methode nach Maxwell und Hower (1967) durchgeführt (Tabelle E, Anhang), die als zweiten Peak den 2,80 Å Peak ((11-6)-2M<sub>1</sub>) verwendet. In dieser Arbeit wurden die Intensitäten der Peaks, und nicht die Peakflächen für die Polytypiebestimmung verwendet.

Methoden	Peakverhältnis x	Korrelationsgleichung
Caillère et al. (1982)	$I(3,00 \text{ \AA}) / [I(3,00 \text{ \AA}) + I(3,06 \text{ \AA})]$	$\%2M_1 = -0,9653x^2 + 1,8944x$
Methoden Basel <sub>polynomisch</sub>	$I(3,00 \text{ \AA}) / [I(3,00 \text{ \AA}) + I(3,06 \text{ \AA})]$	$\%2M_1 = -0,47x^2 + 1,4003x$
Methoden Basel <sub>linear</sub>	$I(3,00 \text{ \AA}) / [I(3,00 \text{ \AA}) + I(3,06 \text{ \AA})]$	$\%2M_1 = 0,9039x + 0,0775$
Maxwell und Hower (1967)	$I(2,80 \text{ \AA}) / I(2,58 \text{ \AA})$	$\%2M_1 = 4,1503x$

**Tabelle 4: Zusammenfassung der Methoden der Polytypie-Bestimmungen mit der Angaben der verwendeten Peakverhältnisse und der Korrelationsgleichungen.**

Ein Problem bei der Polytypie-Bestimmung ist die Überlagerung der verwendeten Peaks durch Reflexe anderer Minerale. Bei den in dieser Arbeit verwendeten Peaks ist dies besonders beim 2,80 Å-Peak der Fall (Methode Maxwell und Hower 1967), der sowohl von Reflexen des Chlorit, welcher in fast jeder Probe vorhanden ist, als auch des Kalifeldspat überlagert wird.

Der Peak bei 3,06 Å koinzidiert mit einem Reflex des Pyrophyllit, welcher aber in den Proben nur sehr selten vorkommt und daher die Polytypie-Bestimmung nicht störend beeinflusst.

Die Polytypiebestimmung erfolgt an nicht texturierten Präparaten (Kap. 2.1.4.1).

## 2.2 Röntgenfluoreszenzanalyse

### 2.2.1 Physikalische Grundlagen

Ähnlich wie die Elektronenstrahlmikrosonde macht sich die Röntgenfluoreszenzanalyse eine grundlegende Wechselwirkung von Energie und Atomen zunutze: Trifft Energie (in Form von Elektronen-, Ionen-, Gamma- oder, wie bei der Röntgenfluoreszenzanalyse, Röntgenstrahlen) auf ein Atom, können aus den inneren Schalen Elektronen herausgeschlagen werden. Die entstehenden Lücken werden von Elektronen aus höheren Schalen aufgefüllt. Da Elektronen in höheren Schalen eine höhere Bindungsenergie haben, wird bei dem Schalenwechsel

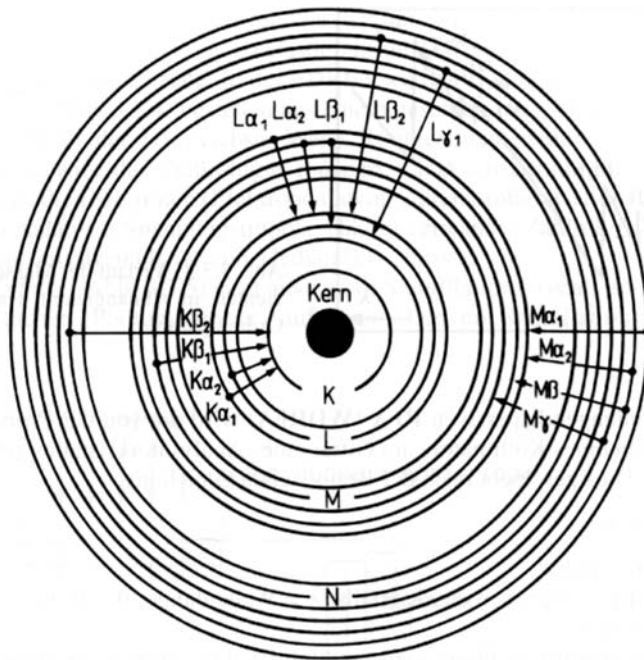


Abb. 91: Darstellung der wichtigsten Linien der Röntgenfluoreszenzstrahlung mit Indizierung (Weber-Diefenbach 2000).

Energie frei und in Form eines Röntgenquants abgegeben (Fluoreszenzstrahlung). Die Wellenlänge der abgegebenen Strahlung ist dabei sowohl für jedes Element als auch für den jeweiligen Schalenwechsel charakteristisch. Im Spektrum eines Elements treten verschiedene diskrete Intensitätsmaxima auf, die man als K-, L- und M-Linien bezeichnet und die einem Elektronensprung in die jeweilige (K-, L- und M-) Schale entsprechen. Sie werden durch griechische Buchstaben und Indizes weiter differenziert und einem diskreten Energieniveau zugeordnet (Abb. 91). Die Intensität der Strahlung nimmt von K- über L- zu M-Strahlung ab, weshalb man möglichst auf K-Strahlung zur Analyse zurückgreift. Eine zusammenfassende Beschreibung verschiedener Röntgenfluoreszenzsysteme gibt Weber-Diefenbach (2000).

### 2.2.2 Präparatherstellung

Zur Präparatherstellung wurde von der im Backenbrecher vorzerkleinerten Probe in der Scheibenschwingmühle ein analysenfeines Pulver hergestellt und im Ofen 48 Std. bei 105°C getrocknet. Die Schmelztabletten bestehen aus 1 g Probenmaterial und 4 g Spektromelt A12 (Schmelzmittel der Firma Merck). Nachdem das Schmelzmittel für zwei Stunden bei 450°C getrocknet wurde, wird das Stoffgemisch sorgfältig homogenisiert und in einem abgeschlossenen Platintiegel 12 min bei 2000°C vollständig aufgeschmolzen. Kurz vor Ende wird eine Spatelspitze Ammoniumjodid zugegeben, und der Inhalt in eine vorgewärmte Platinform gegeben. Nach der Abkühlung kann die Glastablette auf Einschlüsse überprüft werden, anschließend kann die Messung erfolgen.



### 2.2.3 Durchführung der Messung

Die Herstellung der Schmelztablette und die RFA-Messungen wurden von Frau Marianne Grünhäuser am IGL der Justus-Liebig-Universität (Gießen) an einem Philips-Röntgenfluoreszenz-Spektrometer (Philips RFA-PW-1400) mit einer Rhodium-Röntgenröhre durchgeführt.

Es wurde die Verteilung der Hauptelemente (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) an Schmelztabletten gemessen (Spannung: 40 kV; Strahlstromstärke: 65 mA), wobei die Bestimmung immer an der  $K_{\alpha}$ -Linie vorgenommen wurde. Dabei wurden verschiedene Analysatorkristalle verwendet: Germanium (GE: P), Lithiumfluorid (LiF): Ti, Fe, Mn, Ca, K), Pentaerythrit (PET: Si, Al) und Thalliumbiphthalat (TIAP: Mg, Na). Die Analysenwerte werden in Oxid-Gewichtsprozent angegeben.

Zur Kalibration wurden Standards der Firma Philips verwendet, deren Elementkonzentrationen in etwa dem vermuteten Gehalt der Proben entsprach. Die Messung selbst wurden mit dem Analyseprogramm "Basalt" durchgeführt. An allen Proben wurden doppelt- oder dreifach-Messungen vorgenommen.

## 2.3 Elektronenstrahl-Mikrosonde

### 2.3.1 Physikalische Grundlagen

Die Elektronenstrahl-Mikroanalyse erfolgt mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS). Hierbei wird die Probe (Minerale) im Vakuum mit einem Elektronenstrahl beschossen, der von einer sog. "Elektronenkanone", meist einer Wolframanode, bei einer Temperatur von etwa 2500°C erzeugt wird. Der Strahl wird mit elektromagnetischen Linsen und mit Blenden sehr fein fokussiert (Durchmesser etwa 0,2 bis 1µm). Durch den Elektronenstrahl wird die Probe angeregt und es werden Röntgenstrahlen elementspezifischer Wellenlängen emittiert. Bei der Analyse werden diese Röntgenstrahlen entweder von energiedispersiven (EDS) oder wellenlängendispersiven (WDS) Spektrometern erfasst (z.B. Weber-Diefenbach 2000). Der schematische Aufbau einer Elektronenstrahl-Mikrosonde ist in Abbildung 92 dargestellt.

Während die EDS-Analyse eine sehr schnelle, halbquantitative Messung liefert, ermöglicht die WDS-Analyse eine sehr genaue quantitative Bestimmung eines oder mehrerer Elements an der fokussierten Stelle. Eine einführende Beschreibung der Elektronenstrahlmikroanalyse gibt Pavićević (2000), eine ausführliche Beschreibung der Methodik und ihrer Anwendung in den Geowissenschaften geben Weill et al.(2004).

Eine Mikrosonde bietet zudem weitere Möglichkeiten der Darstellung von Elementverteilungen: die relative Elementverteilungen, die vor allem innerhalb eines Minerals von Interesse sein kann (z.B. bei Mineralzonierungen), kann mit dem sog. "compositional mapping" (oder "Mikrosonden-Mapping") dargestellt werden. Hierbei wird ein definierter Bereich abgerastert, und für jeden Punkt des Rasters durch eine Kurzmessung die Intensität (in counts) vorher festgelegter Elemente an dieser Stelle bestimmt. Diese Messwerte werden anschließend mit einer Farbskala korreliert, und die Bereiche zwischen den Messpunkten interpoliert. Auf diese Weise erhält man eine relative Elementverteilung eines Bereiches als Farbdarstellung. Eine auch für die Orientierung auf der Probe wichtige Darstellung ist die der rückgestreuten Elektronen (BSE oder "back scatter electrons"), welche die Grenzen zwischen unterschiedlichen Mineralphasen nachzeichnet.

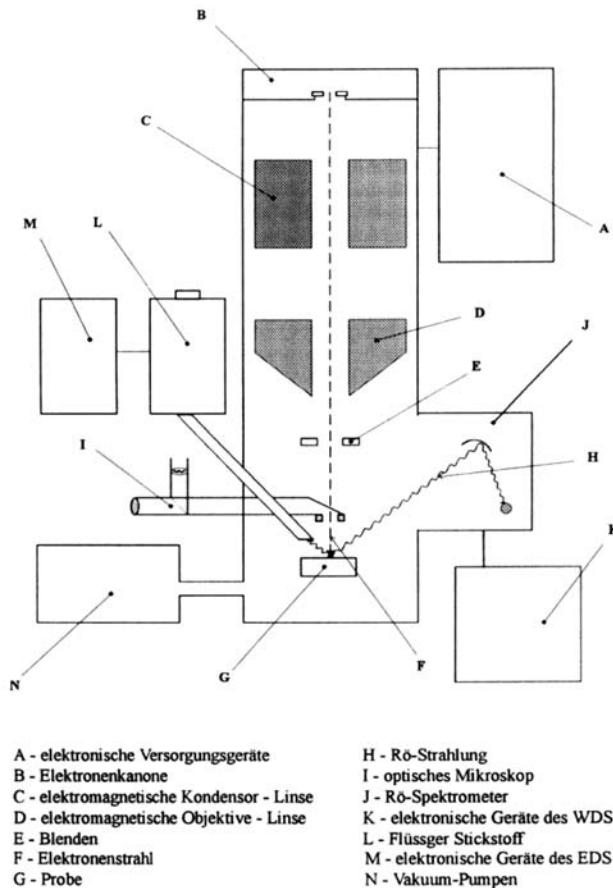


Abb. 92: schematischer Aufbau einer Elektronenstrahl-Mikrosonde (Pavićević 2000).

Die genaue quantitative Analyse eines Elements erfolgt durch den Vergleich der Intensität (in counts) mit Standards, bei denen der Elementgehalt genau bekannt ist. Die Wahl des Standards hängt dabei sowohl vom Element selbst, als auch vom zu erwarteten Elementgehalt ab, welcher bei Probe und Standard immer möglichst ähnlich sein sollte. Da auch weitere Effekte, wie Rückstreuungseffekte, Massenbremsvermögen, Sekundärfluoreszenz, Elektronen-Absorption die Analyse beeinflussen, muss für die Auswertung eine "ZAF"-Korrektur durchgeführt werden, welche diese Effekte berücksichtigt. In dieser Arbeit wurde ein PAP-Korrekturprogramm verwendet (nach seinen Entwicklern Pouchou und Pichoir benannt), welches auf der ZAF-Korrektur basiert.

### 2.3.2 Präparatherstellung

Die Messungen wurden an polierten Dünnschliffen mit einer Dicke von etwa 30 µm durchgeführt. Um eine Probenaufladung und eine Strahlablenkung zu vermeiden, muss die Oberfläche der Proben eine leitenden Überzug aufweisen. Die Dünnschliffe sind daher in einer Vakuum-Bedampfungsanlage mit Kohlenstoff bedampft worden.

### 2.3.3 Durchführung der Messungen

Es wurden zwei verschiedene Arten von Messungen durchgeführt. Die qualitativen WDS-Analysen erfolgten an der Universität Giessen unter der Anleitung von Dr. Rüdiger Borchardt an einer EMS der Marke CAMECA (Modell "Camebax SX 50"). Das Mikrosonden-Mapping wurde am Institut für Geowissenschaften der Universität Frankfurt von Dr. Heidi Höfer an einer EMS der Marke Jeol (Modell "Superprobe JXA-8900") durchgeführt.

### 2.3.3.1 Qualitative WDS-Analytik

Es wurden ausschließlich niedergradig metamorphe Schichtsilikate (Illit/Muskovit, K/Na-Illit, Paragonit) analysiert. Dabei wurden folgende Elementgehalte gemessen: Na, Mg, Al, Si, Ca, K, Ti, Mn, Fe, Ba. Standard, Analysatorkristall und Messzeiten sind Tabelle 5 zu entnehmen. Es ist anzumerken, dass für die Messungen nur drei Spektrometer zur Verfügung standen. Um das Austreten leichter und somit leicht-flüchtiger Elemente (Natrium, Kalium) zu verhindern, wurden diese immer zuerst gemessen. Die weiteren Messkonditionen: Strahlstromstärke 10 nA, Beschleunigungsspannung 15 kV. Zudem wurde der Elektronenstrahl wegen der wasserhaltigen Schichtsilikate leicht defokussiert (Fläche etwa 10  $\mu\text{m}^2$ ). Bis auf Barium wurde bei allen Elementen die  $K\alpha$ -Wellenlänge analysiert. Alles Eisen wurde als zweiwertig angenommen.

Element	Analysatorkristall	Standard	Mineral	Messzeit/sec
Na	TAP	AMEL	Albit	10
Mg	TAP	MGOT	Olivin	20
Al	TAP	CORU	Corund	20
Si	TAP	QRTZ	Quarz	20
K	PET	ORTH	Orthoklas	10
Ca	PET	DIOT	Diopsid	20
Ti	PET	RUTA	Rutil	20
Mn	LIF	BUST	Bustamit	20
Fe	LIF	HATA	Hematit	20
Ba	PET	BENT	Benitoit	20

**Tabelle 5: Angaben zu den verwendeten Standards, den Analysatorkristallen und der Messzeit der WDS-Analytik. In der Spalte "Mineral" sind die Minerale, aus denen die Standards bestehen, aufgeführt.**

### 2.3.3.2 Mikrosonden-Mapping

Beim Mikrosonden-Mapping stellen die Messparameter oft einen Kompromiss dar, weil die Größe des abgerasterten Bereiches, die Auflösung und auch die Messdauer an einem Punkt die Gesamtmesszeit stark beeinflussen. Die Messdauer der Analysen ist für jedes Mapping mit angegeben (Kap. 3.6.3).

## 2.4 K-Ar-Geochronologie

Feinfraktionen von 20 Proben aus dem Nord- und Südflügel der Montagne Noire wurden mit der K-Ar-Methode datiert. Die Lokalität der Probenpunkte ist in Abbildung 79 dargestellt. Die K-Ar-Datierungen wurden von Dr. Klaus Wemmer vom Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen durchgeführt.

### 2.4.1 Aufbereitung

Von jeder Probe wurden zwei Phyllosilikat-Feinfraktionen datiert, eine  $<2 \mu\text{m}$  und eine zweite  $<0,2 \mu\text{m}$ . Zur Gewinnung beider Feinfraktionen wurde die  $<0,63 \text{ mm}$  Fraktion verwendet (zur Grobaufbereitung siehe Kap. 2.1.1.9). Anschließend wurde die  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion durch das Atterberg-Verfahren separiert. Im Gegensatz zum Trennungsverfahren für die Illitkristallinität (Kap. 2.1.1.9) wurde für die gesamte Separation der Geochronologie-Proben hochreines Wasser verwendet (Osmose-Austauschverfahren mit MilliQ, Firma Millipore). Die Tonminerale neigen beim leicht sauren pH-Wert dieses Wassers zu Bildung von Agglomeraten und/oder Komplexen. Es wurde daher durch die Zugabe von Ammoniak-Lösung (Suprapur, Nr. 05428 der Firma Merck) der pH-Wert neu eingestellt. Ein pH-Wert von etwa 8 hat sich für die Trennung als optimal herausgestellt. Da nach der Trennung auf eine Kationen-Sättigung verzichtet wurde, bleiben die statisch geladenen Tonpartikel in Suspension und setzen sich nicht am Boden und Rand des Eimers ab. Sie wurden durch Druckfiltration aus der Suspensionslösung herausgefiltert und anschließend getrocknet.

Zur Gewinnung der  $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion wurde ein Teil der  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion wieder in Suspension gebracht. Durch Zentrifugieren (Zentrifuge Rotanta 460; Firma Hettich) wurde dann die  $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion abgetrennt, durch Druckfiltration (SM 16540; Firma Sartorius) herausgefiltert und getrocknet.

### 2.4.2 Durchführung der Messung

Die K-Ar-Datierungen wurden von Dr. Klaus Wemmer vom Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen durchgeführt. Dabei wurde wie folgt verfahren:

Die Ar-Isotopie wurde in einer Pyrex-Extraktions- und Reinigungslinie mit einem nachgeschalteten VG1200C Edelgas-Massenspektrometer im statischen Messmodus analysiert. Der Gehalt an  $^{40}\text{Ar}$  wurde durch die Isotopen-Verdünnungs-Methode unter Verwendung eines hoch angereicherten  $^{38}\text{Ar}$ -Spikes von Schumacher (Bern; 1975) bestimmt. Der Spike wurde mit dem Biotit-Standard HD-B1 (Fuhrmann et al. 1987) kalibriert. Für die Berechnung der Alter wurden die von der IUGS empfohlenen Konstanten verwendet (Steiger und Jäger 1977).

Die Bestimmung des Kalium erfolgte nasschemisch unter Verwendung eines Flammenphotometers (Modell Elex 63/61 der Firma Eppendorf), wobei für jede Probe eine Doppelbestimmung durchgeführt wurde. Der Säureaufschluss der Proben erfolgte in einer Mischung aus HF und  $\text{HNO}_3$  nach der von Heinrichs und Herrmann (1990) beschriebenen Technik. Als Ionisierungspuffer und interner Standard wurden CsCl und LiCl zugegeben.

Der analytische Fehler für die K-Ar-Altersbestimmung ist bei allen Analysen für eine Wahrscheinlichkeit von 95 % ( $2\sigma$ ) angegeben.

Eine detaillierte Beschreibung der Ar- und K-Analyse für das Labor in Göttingen gibt Wemmer (1991).

### 3 Ergebnisse

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen vorgestellt. Die Präsentation der Daten erfolgt meist getrennt nach Methoden. Wo es aus Gründen der Übersichtlichkeit sinnvoll erscheint, werden die Ergebnisse der Untersuchungen gemeinsam beschrieben, wie etwa bei Illit- und Chloritkristallinität (Kap. 3.1).

#### 3.1 Illit- und Chloritkristallinität

Wie bereits in den Kapiteln 2.1.1.7 und 2.1.2.4 beschrieben, wurden die Illit- und Chloritkristallinität, ausgedrückt als FWHM (Halbhöhenbreite) von 10 Å- und 5 Å-Peak (Illit), sowie von 7 Å- und 14 Å-Peak (Chlorit), am "Crystallinity Index Standard" (CIS; Warr und Rice 1994) geeicht und somit in den Kübler-Index (KI, Illit) bzw. Árkai-Index (ÁI, Chlorit) transferiert (Guggenheim et al. 2002).

Der CIS-Standard erlaubt die direkte Eichung des 10 Å- und 7 Å-Peak. Diese beiden Peaks werden standardmäßig in der Literatur für die Bestimmung der Illit- und Chloritkristallinität verwendet. Auch die folgende Darstellung und Beschreibung der regionalen Metamorphoseverteilung bezieht sich auf die an diesen beiden Peaks ermittelten Kristallinitätswerte.

Kübler (1967a und b, 1968) definierte Werte (im Folgenden Grenzwerte) für den 10 Å-Peak, welche die Anchizone von Epi- und Diagenesezone abgrenzen. Heute werden die Anchi- und Diagenesezone zusätzlich in jeweils einen hohen und einen niedrigen Bereich weiter unterteilt (z.B. Merriman und Peacor 1999). Die Grenzwerte nach Kübler (1967a und b, 1968) müssen bei der Verwendung des CIS-Standard korrigiert werden (Kap. 2.1.1.7; Kisch et al. 2004). Um eine hochauflösendere graphische Darstellung der regionalen Metamorphosezonierung zu erhalten, wurde in dieser Arbeit zusätzlich zu der meist verwendeten Einteilung in Epizone, hohe und niedrige Anchizone, sowie hohe und niedrige Diagenesezone vier zusätzliche Zonen eingeführt. Die Grenzen dieser Zonen sind so gewählt, dass die klassischen Grenzen nach Kübler (1967a und b, 1968; korrigiert nach Kisch et al. 2004) erhalten bleiben. Ein weiteres Anliegen bei der Einführung dieser zusätzlichen Zonen war es, Proben, deren KI direkt unterhalb der Grenze zur nächsthöheren Zone (bei der hohen Diagenesezone auch oberhalb der nächstniedrigeren Zone) lag, kenntlich zu machen um "Übergangsbereiche" zu erfassen. Die zusätzlich eingeführten Zonen sind daher vergleichsweise eng und tragen jeweils das Präfix "obere" (bei der hohen Diagenesezone auch "untere"). Die in dieser Arbeit verwendeten Grenzwerte sind im Vergleich mit den korrigierten Grenzwerten nach Kisch et al. (2004) in Tabelle 6 dargestellt.

Kisch et al. (2004)	KI (in $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	diese Arbeit	KI (in $\Delta^{\circ}2\Theta$ )
Epizone	<0,29	Epizone	<0,29
hohe Anchizone	0,29 - 0,35	obere hohe Anchizone	0,29 - 0,31
		untere hohe Anchizone	0,31 - 0,35
niedrige Anchizone	0,35 - 0,50	obere niedrige Anchizone	0,35 - 0,40
		untere niedrige Anchizone	0,40 - 0,50
hohe Diagenesezone	0,50 - 1,20	obere hohe Diagenesezone	0,50 - 0,65
		mittlere hohe Diagenesezone	0,65 - 1,00
		untere hohe Diagenesezone	1,00 - 1,20
niedrige Diagenesezone	>1,20	niedrige Diagenesezone	>1,20

**Tabelle 6: Darstellung der in dieser Arbeit verwendeten Zoneneinteilung für die graphische Darstellung des KI im Vergleich mit den Grenzwerten nach Kisch et al. (2004).**

Die Grenzwerte der Metamorphosezonen für den ÁI werden durch eine Korrelation mit dem KI ermittelt (Kap. 2.1.2.4). Auch hier wurde unterhalb der Anchizone eine zusätzliche Zone eingeführt ("obere hohe Diagenesezone"), um die Auflösung der Darstellung zu verbessern.

Die in dieser Arbeit verwendeten Grenzwerte für den  $\dot{A}I$  sind im Vergleich mit den Werten, die sich aus der Korrelation mit den KI-Grenzen nach Kisch et al. (2004) ergeben, in Tabelle 7 dargestellt.

korreliert (KI)	$\dot{A}I$ (in $\Delta^2\Theta$ )	diese Arbeit	$\dot{A}I$ (in $\Delta^2\Theta$ )
Epizone	<0,265	Epizone	<0,265
hohe Anchizone	0,265 - 0,29	hohe Anchizone	0,265 - 0,29
niedrige Anchizone	0,29 - 0,35	niedrige Anchizone	0,29 - 0,35
hohe Diagenesezone	0,35 - 0,64	obere hohe Diagenesezone	0,35 - 0,40
		untere hohe Diagenesezone	0,40 - 0,64
niedrige Diagenesezone	>0,64	niedrige Diagenesezone	>0,64

**Tabelle 7: Darstellung der in dieser Arbeit verwendeten Zoneneinteilung für die graphische Darstellung des  $\dot{A}I$  im Vergleich mit den Grenzwerten, die sich aus der Korrelation mit den KI-Grenzwerten nach Kisch et al. (2004) ergibt (Kap. 2.1.2.4).**

Zum methodischen Vergleich und auch zur Kontrolle der Ergebnisse des 10 Å- und 7 Å-Peak wurden auch der 5 Å- und der 14 Å-Peak ausgewertet. Für beide Peaks existieren keine Grenzwerte für die Metamorphosezonen, und der CIS-Standard liefert keine Eichwerte. Die am 5 Å-Peak gemessenen FWHM wurden daher mit denen des 10 Å-Peak korreliert (Abb. 78), und in ein "10 Å-Äquivalent" umgerechnet. Anschließend wurden sie in den KI transferiert, und liegen daher als "KI-Äquivalent" vor (KIÄ; Tabelle C, Anhang). Mit den FWHM-Werten des 14 Å-Peak wurde analog verfahren. Sie wurden mit dem 7 Å-Peak korreliert (Abb. 86) und werden als  $\dot{A}I$ -Äquivalent angegeben (Tabelle D, Anhang). Die Ergebnisse von 5 Å- und 14 Å-Peak im Vergleich mit denen des 10 Å- und 7 Å-Peak werden gesondert im Kapitel 3.1.4 vorgestellt.

### 3.1.1 Südflügel

Wie in Kapitel 2.1.1.6 beschrieben, erfolgte die Messung der Illitkristallinität des Südflügels durch ein "Einzel-Peak-Fitting" oder bei Proben, welche diskreten Paragonit (teilweise zusammen mit K/Na-Illit) führten (Tabelle B, Anhang), durch "Multi-Peak-Fitting". Die Ergebnisse beider Messungen, ausgedrückt als KI bzw. KIÄ sind in Tabelle C (Anhang) dargestellt. Für Proben mit Paragonit (teilweise zusammen mit K/Na-Illit) wurden in der folgenden Datenpräsentation immer die durch Multi-Peak-Fitting ermittelten Werte verwendet (Kap. 1.2.2.6). Die betreffenden Proben sind in den Karten und Profilen an einem roten Umriss zu erkennen. Proben, welche als Paragonit-Phase nur K/Na-Illit führen, wurden durch Einzel-Peak-Fitting gemessen und sind an ihrem weißen Umriss zu erkennen.

Die Ergebnisse der Messungen der Chloritkristallinität (Einzel-Peak-Fitting), ausgedrückt als  $\dot{A}I$  (7 Å-Peak) und  $\dot{A}I\dot{A}$  (14 Å-Peak) sind in Tabelle D (Anhang) dargestellt.

Die Präsentation der Ergebnisse der Deckeneinheiten des Südflügels erfolgt, wie auch die Vorstellung der Deckeneinheiten selbst (Kapitel 1.4.1), von oben nach unten im Deckenstapel. Zur besseren Übersicht wurde die Pardailhan-Decke in einen östlichen und einen westlichen Bereich unterteilt, sodass sich vier regionale Bereiche ergeben (in der Reihenfolge der Vorstellung): Ost-Pardailhan (Kap. 3.1.1.1), West-Pardailhan (Kap. 3.1.1.2), Minervois (Kap. 3.1.1.3) und Mont Peyroux/Faugères (Kap. 3.1.1.4).

Für die folgende Darstellung der Ergebnisse wurden dieselben geologischen Karten wie für die Darstellung der Lage und Bezeichnung der Probenpunkte (Abb. 80a bis d) verwendet. Für jede der vier regionalen Bereiche werden zuerst die geologischen Karten und anschließend die geologischen Querprofile in diesem Bereich mit der Verteilung des KI und  $\dot{A}I$  gezeigt und beschrieben.

Zu Beginn der Datenpräsentation möchte ich noch einmal darauf hinweisen, dass für die Darstellung des KI-Werte vor allem in der Anchizone eine höher auflösende Skala verwendet wurde als für die  $\dot{A}I$ -Werte (Kap. 3.1). Eine scheinbar größere "Streuung" der KI-Werte ist oft

auf diesen Sachverhalt zurückzuführen. Für einen realistischen Vergleich müssen daher für den KI verschiedene Zonen wieder zusammengefasst werden (Tabelle 6).

### 3.1.1.1 E-Pardailhan

Die regionale Geologie der Pardailhan-Decke wird in Kapitel 1.4.1.2 beschrieben. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse die KI- und  $\Delta i$ -Untersuchungen aus dem östlichen Teil der Decke, von der begrenzenden Störung "queue de cochon" im E bis zur Condades-Störung im W, gemeinsam mit dem schmalen Streifen der Mont Peyroux-Decke nördlich der Pardailhan-

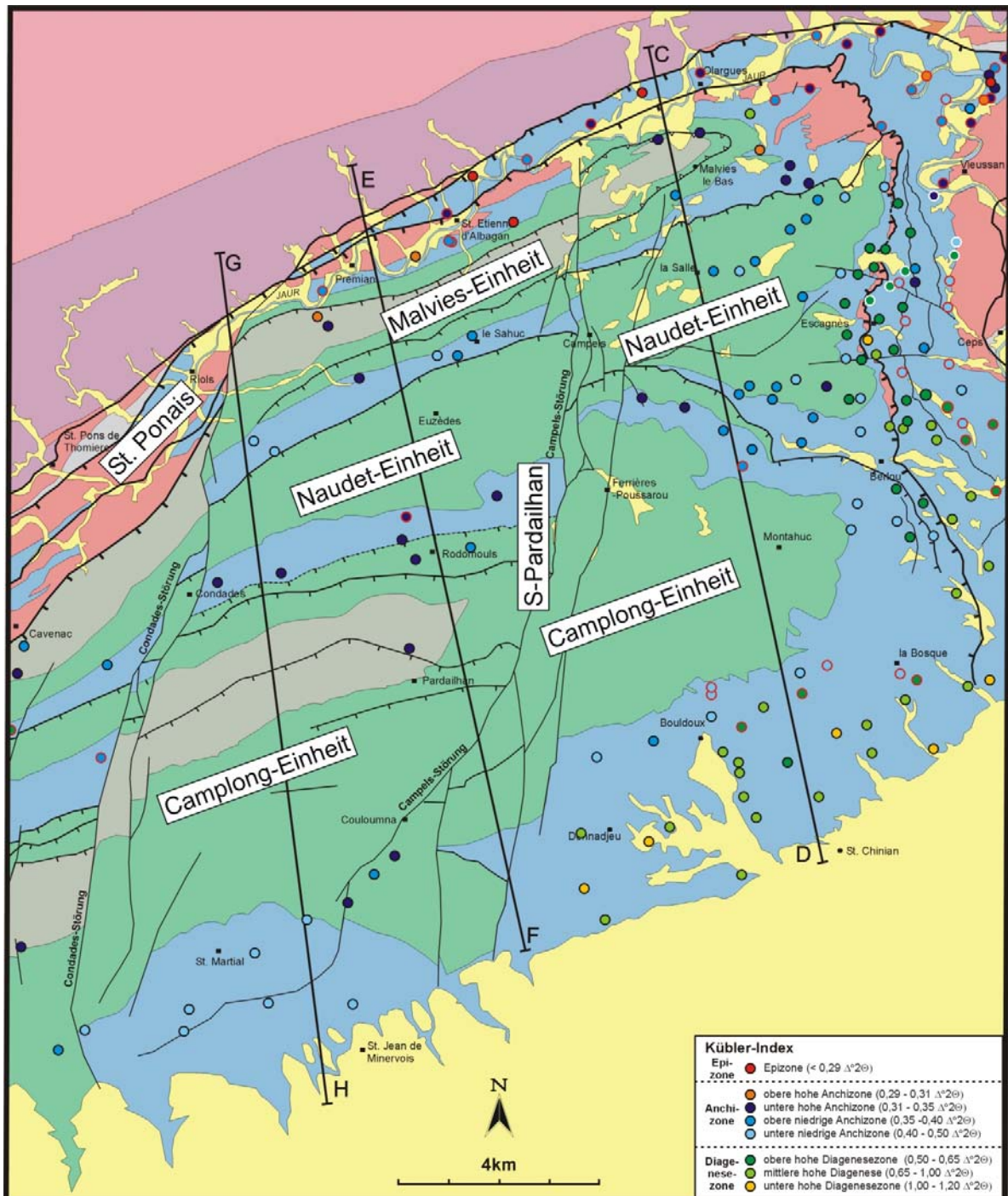


Abb. 93: Verteilung der KI-Werte in der östlichen Pardailhan-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80a, die Legende in Abbildung 103 dargestellt. Proben mit rotem Umriss führen eine Paragonit-Phase und sind mit Multi-Peak-Fitting gemessen; Proben mit weisem Umriss führen K/Na-Illit (Kap. 2.1.1.6).

Decke vorgestellt. Die Ergebnisse aus dem W-Teil der Decke werden im folgenden Kapitel (3.1.1.2) beschrieben.

Die Verteilung des KI ist in Abbildung 93, die des  $\dot{A}I$  in Abbildung 94 dargestellt, und wird von N nach S für die tektonischen Einheiten gesondert beschrieben: In dem schmalen Bereich der Mont Peyroux-Decke entlang des Jaur-Tals bewegt sich der Metamorphosegrad im Grenzbereich zwischen Epi- und Anchizone, erreicht in Proben ohne Paragonit die Epizone (Proben 2, 217, 218). Die Proben mit einem KI unterhalb der Epizone führen alle Paragonit

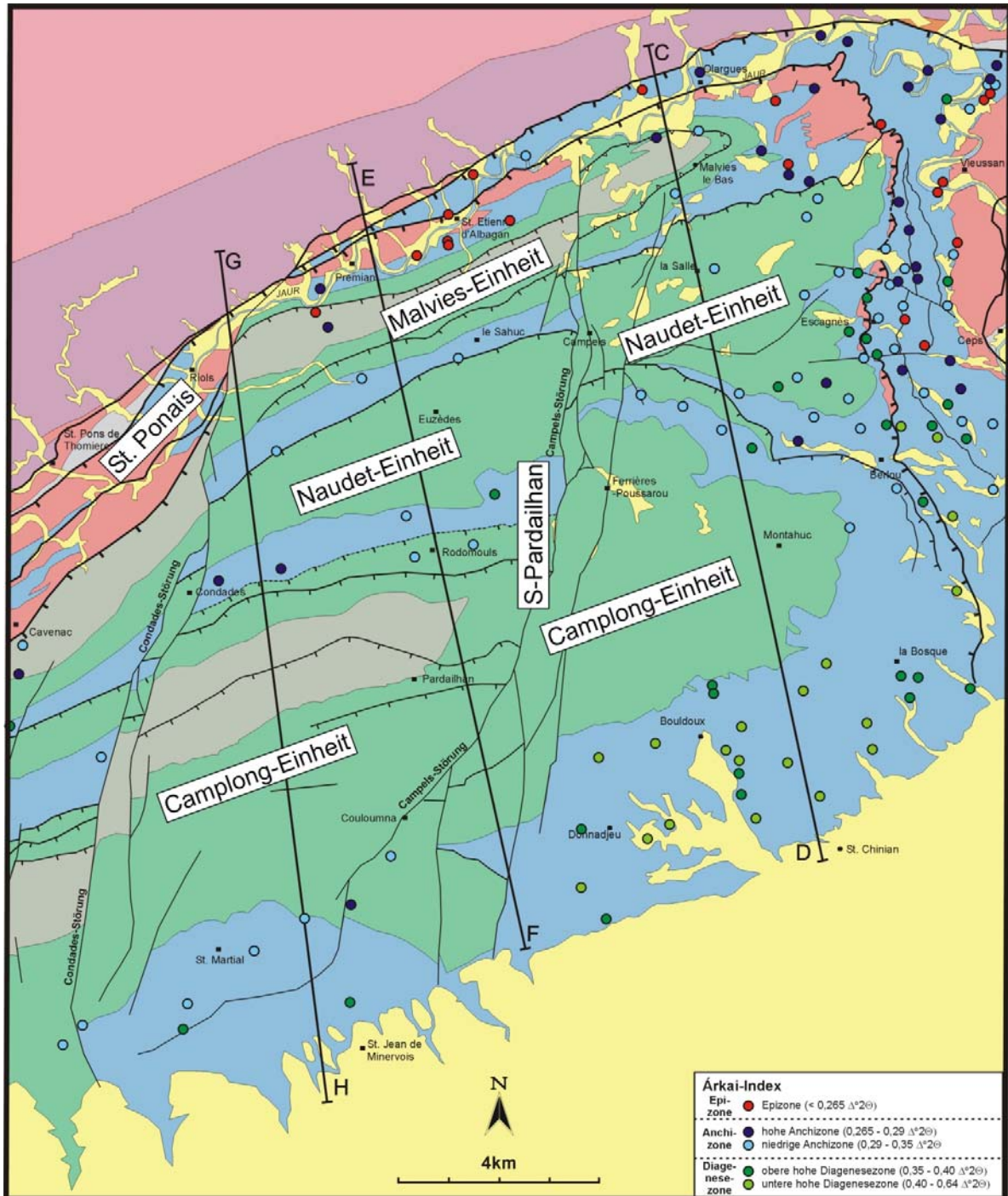


Abb. 94: Verteilung der  $\dot{A}I$ -Werte in der östlichen Pardailhan-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80a, die Legende in Abbildung 103 dargestellt. Für nicht dargestellte Proben wurde keine Chloritkristallinität gemessen (Kap. 2.1.2.2).



und sind per Multi-Peak-Fitting ausgewertet (Proben 1, 3, 81, 219, 020573, 020574). Ohne diese Methode der Auswertung, also mit einem Einzel-Peak-Fitting, wären die KI-Werte deutlich höher (Tabelle C, Anhang), d.h. der Metamorphosegrad niedriger und damit der Unterschied zu den Proben ohne Paragonit größer. Auch der  $\dot{A}I$  in den paragonitführenden Proben zeigt, bis auf Probe 217, Werte unterhalb der Epizone (hohe Anchizone: Proben 3, 81, 020574; niedrige Anchizone: Probe 219).

Südlich der Grenze zur Pardailhan-Decke, im N-Teil der Malvies-Einheit ("Nord-Pardailhan"; Kap. 1.4.1.2), scheint der Metamorphosegrad genauso hoch, vielleicht sogar noch etwas höher als in der angrenzenden Mont Peyroux-Decke zu sein:

Im Ordovizium des E-Teils der Decke bewegen sich die  $\dot{A}I$ -Werte meist im Grenzbereich Epi- zu hoher Anchizone, zwei Proben des mittleren Kambrium (Proben BL26, BL28) erreichen nur die niedrige Anchizone (siehe auch Abb. 95) und könnten ein Hinweis auf eine (in der heutigen Position) ins Hangende abnehmende Metamorphose sein. Die meisten KI-Werte dieses Bereiches sind der unteren hohen Anchizone zuzuordnen (Proben 7, 8, 9, 82, BL26, BL27). Sie geben keinen Hinweis auf eine ins Hangende abnehmende Metamorphose und zeigen keinerlei Zonierung.

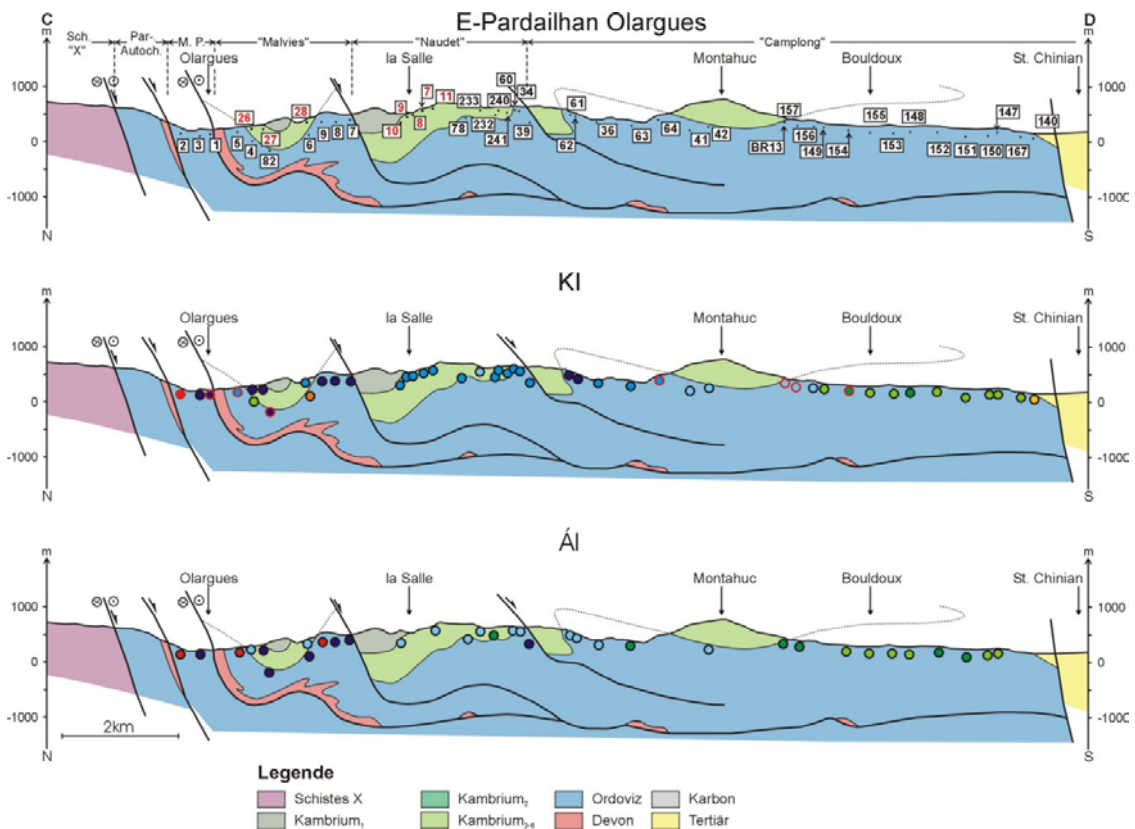
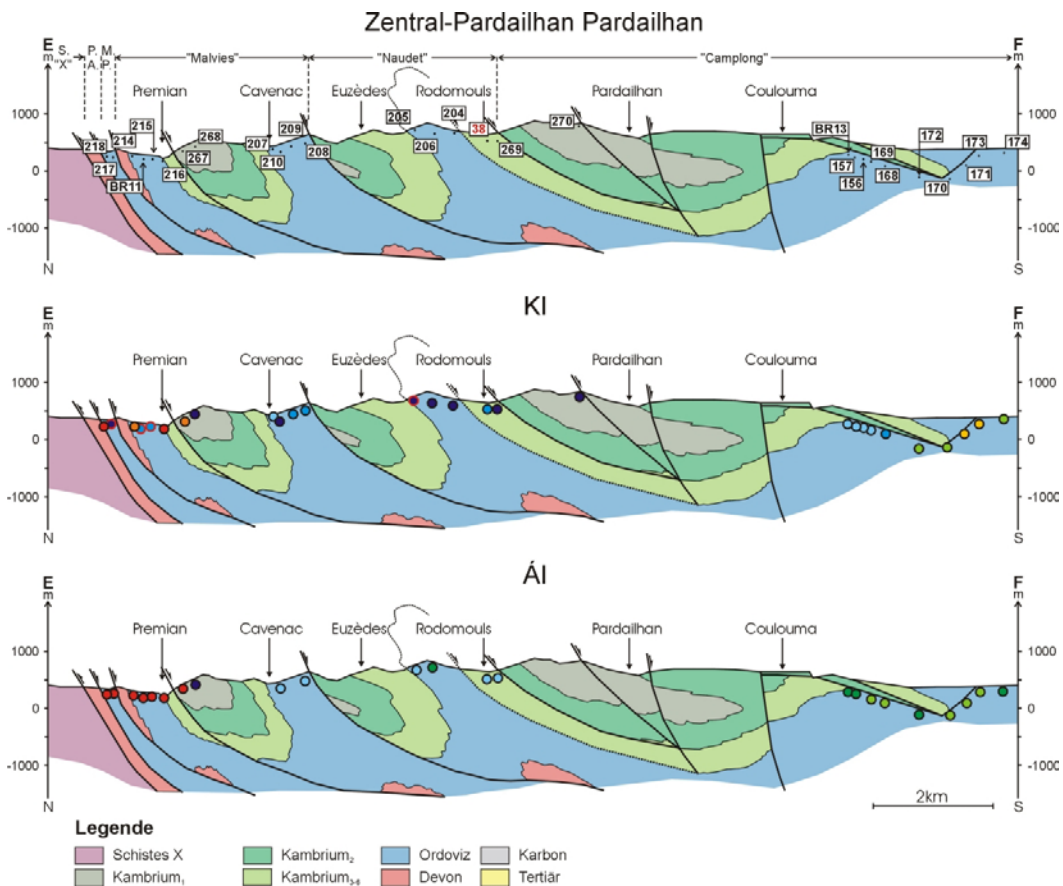


Abb. 95: Geologisches Profil C-D aus der östlichen Pardailhan-Decke (Abb. 14) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung (KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung wie in Abb. 93 und 94). Die Proben mit roten Nummern gehören zur Probenserie "BLxx".

Weiter nach W, im Bereich der Ortschaft St. Etienne d'Albagan, sind die  $\dot{A}I$ -Werte sehr einheitlich und zeigen epizonale Metamorphose-Bedingungen an (Abb. 96). Etwa ab dem Scharnierbereich der Malvies-Synform nach S nimmt der Metamorphosegrad ab und zeigt südlich der Ortschaft le Sahuc Werte der niedrigen Anchizone ( $\dot{A}I$ ; Proben 208, 210). Auch der KI zeigt einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad von der Epizone bis in die obere niedrige Anchizone. Die Daten sind allerdings nicht ganz so einheitlich sind wie beim  $\dot{A}I$ .

Das Profil G-H (Abb. 97) östlich der Ortschaft Riols erfasst nur den Kern und den Südflügel der Malvies-Synform. Sowohl KI als auch  $\hat{A}I$  zeigen wie im Profil E-F einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad, mit Werten der unteren niedrigen Anchizone im S-Teil. Die zwei Proben 218 und 217 sind unter der Annahme, dass das mittlere St. Ponais die laterale Fortsetzung der Mont Peyroux-Decke darstellt (Alabouvette et al. 2003; Kap. 1.4.1.7), in die Profilebene projiziert.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass innerhalb dieses östlichen Teils der Malvies-Einheit (oder Nord-Pardailhan) der Metamorphosegrad von N (Epizone bis hohe Anchizone) nach S (untere niedrige Anchizone) abnimmt (Abb. 97 und 98). Diese Zonierung ist anhand des östlichsten Profilschnittes C-D nicht nachzuvollziehen. Dies könnte daran liegen, dass vor allem die Proben mit KI-Werten der hohen Anchizone im S der Einheit (Proben 6 bis 9) einen relativ hohen Gehalt an detritischen Glimmern aufweisen (Tabelle A, Anhang), was zu erhöhten Kristallinitätswerten führen kann.

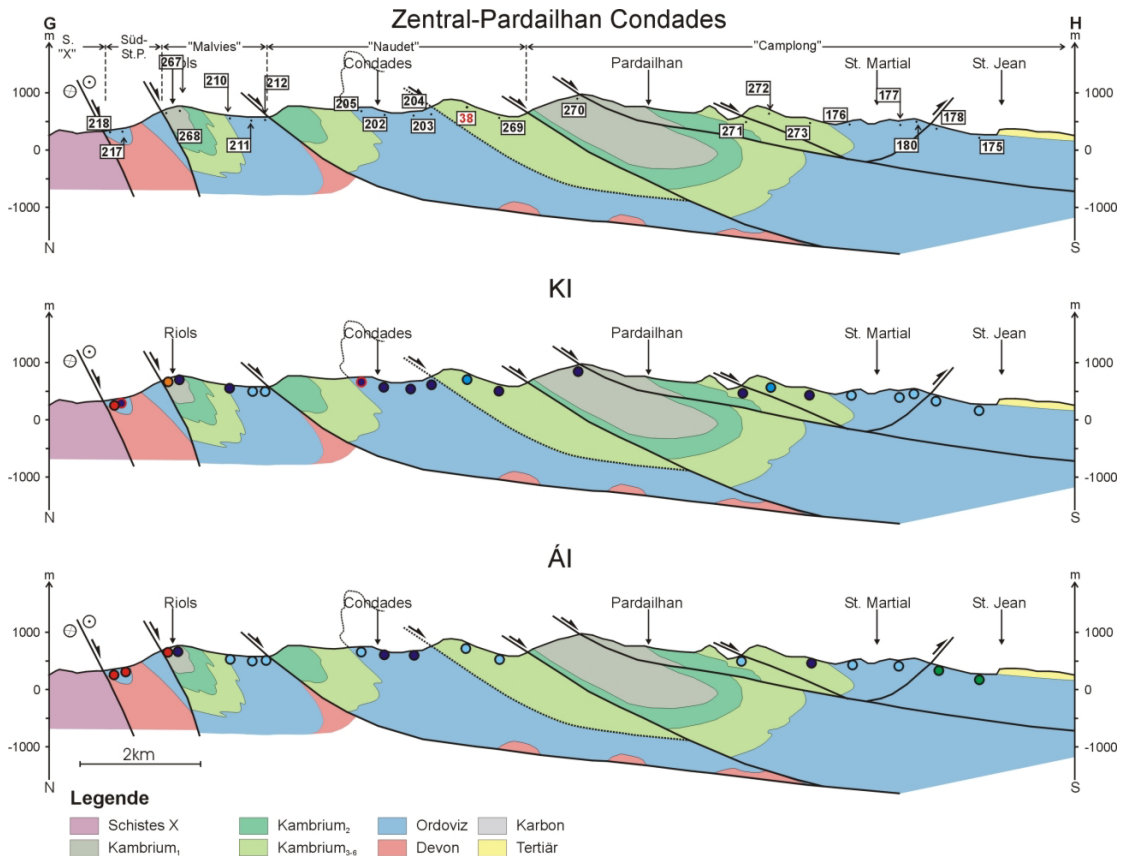


**Abb. 96: Geologisches Profil E-F aus der zentralen Pardailhan-Decke (Abb. 14) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und  $\hat{A}I$ -Farbkodierung (KI- und  $\hat{A}I$ -Farbkodierung wie in Abb. 93 und 94). Die Proben mit roten Nummern gehören zur Probenserie "BLxx".**

Der tektonische Versatz zwischen Naudet- und Camplong-Einheit ist sehr gering, oft sind fast alle stratigraphischen Schichtglieder vorhanden. Beide Einheiten werden daher auch zum "Süd-Pardailhan" zusammengefasst und hier bei der Datenpräsentation, wo sinnvoll, gemeinsam beschrieben. In der Naudet-Einheit ist die Probenreihe östlich der Campels-Störung am höchsten. Der gesamte Bereich zeigt unabhängig vom stratigraphischen Alter der Proben homogene Metamorphosebedingungen der niedrigen Anchizone ( $\hat{A}I$ ). Die hochauflösende Einteilung des KI erlaubt eine genauere Einstufung: Fast alle Proben sind der "oberen niedrigen Anchizone" (Tabelle 6), zuzuordnen (Abb. 95). Eine Ausnahme stellen Proben dar, die in unmittelbarer Nähe zur "queue de cochon" entnommen wurden. Hier zeigen

KI und  $\dot{A}I$  einen niedrigeren Metamorphosegrad (obere hohe Diagenesezone; Proben 16, 23, 26, 76, 77, 80). Diese "anormal" niedrigen Werte sind auch östlich der queue de cochon in der Mont Peyroux-Decke zu beobachten (siehe auch Kap. 3.1.1.4) und sehr wahrscheinlich auf eine Alteration im Bereich dieser Störung zurückzuführen.

Westlich der Campels-Störung, zwischen den Ortschaften Condades und Rodomouls im Strukturkern und auf dem Südflügel der "Naudet-Antiform", ist der Metamorphosegrad mit KI-Werte der unteren hohen Anchizone höher (Proben 202 bis 206; Abb. 93, 96 und 97). Die Werte sind auch höher als in der unmittelbar angrenzenden Malvies-Einheit (Proben 207, 208, 209, 211, 212) - zeigen also eine metamorphe Inversion. Auch der  $\dot{A}I$  zeigt im W um Condades Werte der hohen Anchizone, um Rodomouls aber nur Werte der niedrigen Anchizone bis oberen hohen Diagenesezone.



**Abb. 97: Geologisches Profil GH aus der zentralen Pardailhan-Decke (Abb. 14) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung (KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung wie in Abb. 93 und 94).**

Das Metamorphosemuster der östlichen Camplong-Einheit ist komplex. In der relativ engen Sattelstruktur mit Ordoviz im Kern deuten die KI-Werte eine metamorphe Inversion an, da die Proben 62 und 63 einen höheren Metamorphosegrad zeigen (untere hohe Anchizone) als die Naudet-Einheit. Im Bereich dieser Sattelstruktur nimmt der Metamorphosegrad nach S ab (Abb. 95). Etwa ab der Ortschaft Montahuc ist die Metamorphosezonierung nicht eindeutig. Die KI-Werte eröffnen zwei Möglichkeiten, die kurz vorgestellt und diskutiert werden sollen:

- Wenn man annimmt, dass die Proben der oberen hohen Diagenesezone südöstlich von Berlou (Proben 158, 159, 162, 164) realistische Werte liefern, verläuft die Metamorphosezonierung parallel zum Ausbiss des Kambrium und nimmt in Richtung des stratigraphisch Hangenden bis in die untere hohe Diagenesezone ab (Proben 171, 173).
- Wenn man den Metamorphosegrad (Diagenesezone) der Proben südöstlich von Berlou auf eine Alteration an der queue de cochon bzw. der nach S einbiegenden Grenze

zwischen Camplong- und Naudet-Einheit und deren Parallel-Störung zurückführt, ergibt sich wie in der Malvies-Einheit ein nach S abnehmender Metamorphosegrad (Abb. 95). Die Grenze zwischen Anchi- und Diagenesezone verläuft innerhalb des Ordoviz im Bereich zwischen Bouldoux und la Bosque. Weiter nach S zeigen einige Proben KI-Werte der unteren hohen Diagenesezone (Proben 140, 144, 171, 173).

Leider führen viele Proben in dem Bereich südöstlich von Berlou keinen oder nur sehr wenig Chlorit, sodass auch die  $\acute{A}I$ -Werte beide Möglichkeiten zulassen. Aufgrund verschiedener Argumente erscheint die Möglichkeit b, d.h. einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad ohne Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter, wahrscheinlicher:

- Auch weiter im N ist eine deckenübergreifende Erniedrigung des Metamorphosegrades in unmittelbarer Nachbarschaft zur queue de cochon zu beobachten.
- Die Probe 161 zeigt KI-Werte der unteren niedrigen Anchizone, obwohl sie südöstlich bzw. östlich des Bereiches mit Proben der oberen hohen Diagenesezone liegt.

Da in diesem Kapitel vor allem die Ergebnisse vorgestellt und beschrieben werden sollen, erfolgt eine detaillierte Diskussion beider Möglichkeiten und ihrer Konsequenzen in Kapitel 4.1.1.

Die KI-Werte im Profil G-H (Abb. 97) weiter westlich zeigen für das Süd-Pardailhan eine gut belegte Metamorphosezonierung, da hier auch die Gesteine des Kambrium eine höhere Probindichte aufweisen. Der Bereich von der Naudet-Antiform nach S bis zur Grenze Kambrium/Ordoviz auf dem normal gelagerten Flügel der Pardailhan-Decke ist quasi isometamorph im Bereich der unteren hohen Anchizone. Die metamorphe Inversion, die östlich der Campels-Störung zu beobachten ist, ist hier nicht mehr nachzuweisen. Weiter nach S nimmt der Metamorphose ab und zeigt Werte der niedrigen Anchizone (Proben 175 bis 180). Die Ergebnisse des  $\acute{A}I$  sind leider nicht sehr aussagekräftig, da an viele Proben aufgrund geringer Chloritgehalte keine korrekten Messungen möglich war. Deutlich wird aber der nach S abnehmende Metamorphosegrad.

Das Profil E-F (Abb. 96) zeigt bis in den Strukturkern des Großscharniers der Pardailhan-Decke eine mit Profil G-H gut vergleichbare Metamorphosezonierung. Leider liegen für den südlichen Teil der Camplong-Einheit nur Proben aus dem Ordoviz vor, die von E in die Profilebene projiziert wurden. Aber auch hier zeigen sowohl KI als auch  $\acute{A}I$  den nach S abnehmenden Metamorphosegrad.

### 3.1.1.2 W-Pardailhan

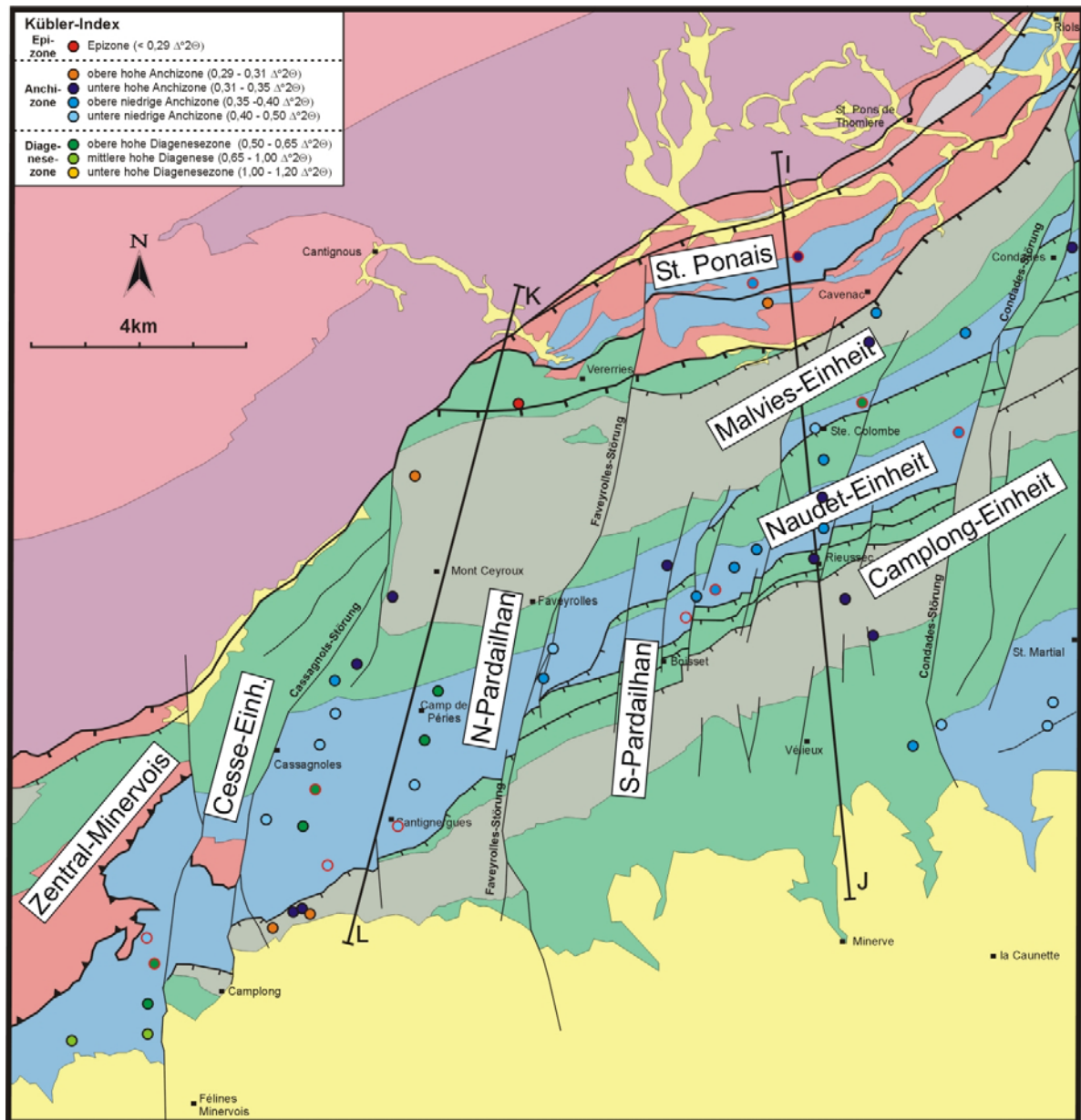


Abb. 98: Verteilung der KI-Werte in der westlichen Pardailhan-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80b, die Legende in Abbildung 103 dargestellt. Proben mit rotem Umriss führen eine Paragonit-Phase und sind per Multi-Peak-Fitting gemessen (Kap. 2.1.1.6).

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse die KI- und  $\dot{A}I$ -Untersuchungen aus dem westlichen Teil der Pardailhan-Decke (westlich der Condades-Störung), des St. Ponais und der Verreries-Einheit vorgestellt.

Aus dem St. Ponais wurden insgesamt drei Proben bearbeitet, zwei aus dem mittleren St. Ponais (Proben 256 und 257) und eine aus dem Süd-St. Ponais (Probe 255). Die Proben aus dem zentralen St. Ponais ergaben KI-Werte der unteren hohen Anchizone sowie der oberen niedrigen Anchizone (Abb. 98). Beide Proben führten diskreten Paragonit, und die durch Multi-Peak-Fitting ermittelten KI-Werte zeigen eine relativ hohe Standardabweichung ( $1\sigma$ ) von 4,86 % bzw. 6,96 %, deren Mittelwert für alle Proben dieser Arbeit (mit Ausreißern) bei 2,86 % liegt. Die Datenqualität ist demnach nicht sehr gut. Die Probe aus dem

Süd-St. Ponais liegt in der oberen hohen Anchizone (KI). Die  $\Delta I$ -Werte aller drei Proben sind sehr homogen und fallen in die Epizone (Abb. 99), was aufgrund der starken Deformation in beiden Einheiten realistisch erscheint.

Aus der Verreries-Einheit wurde nur eine Probe bearbeitet. Sowohl KI als auch  $\Delta I$  ergeben epizonale Werte.

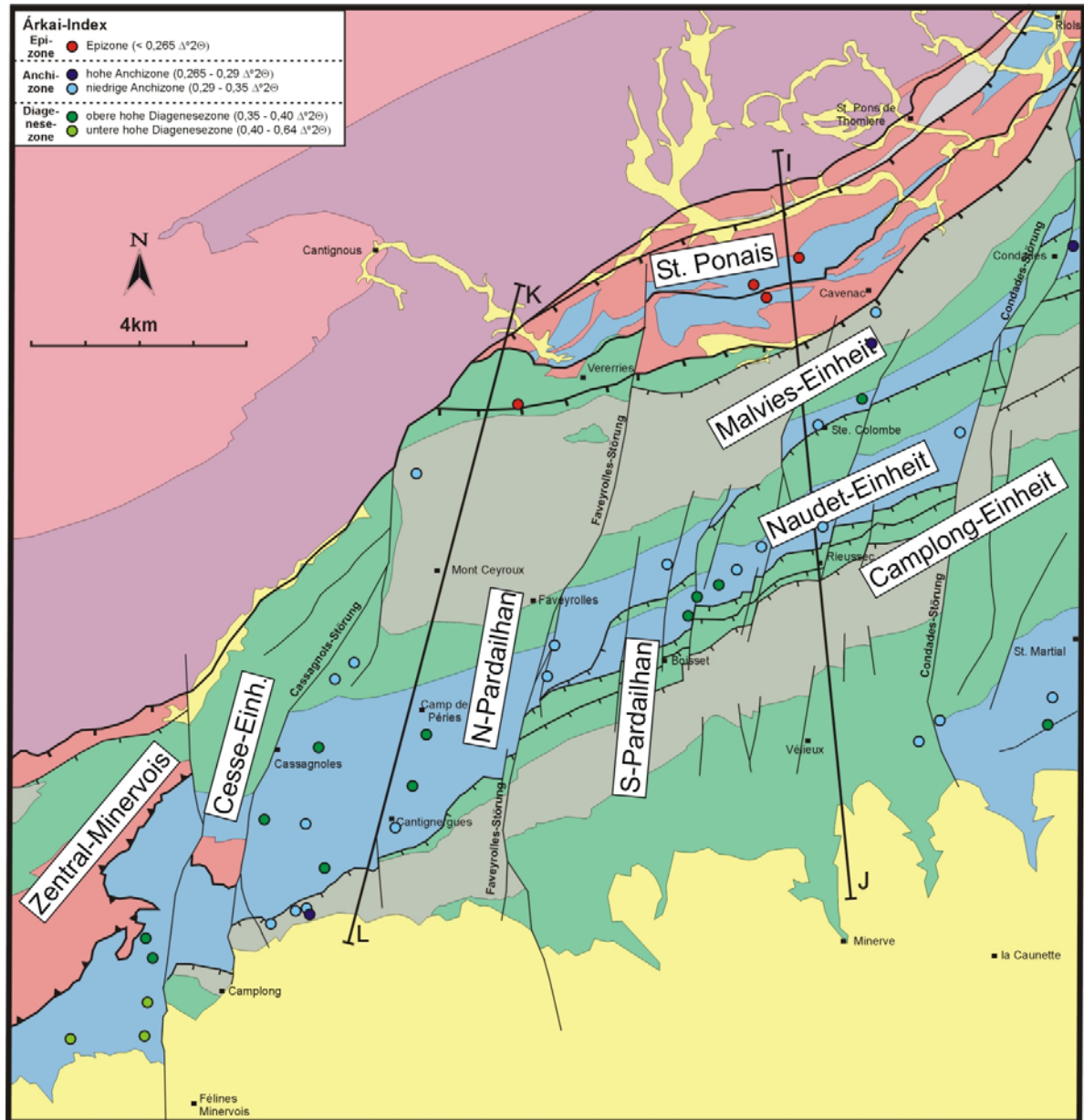
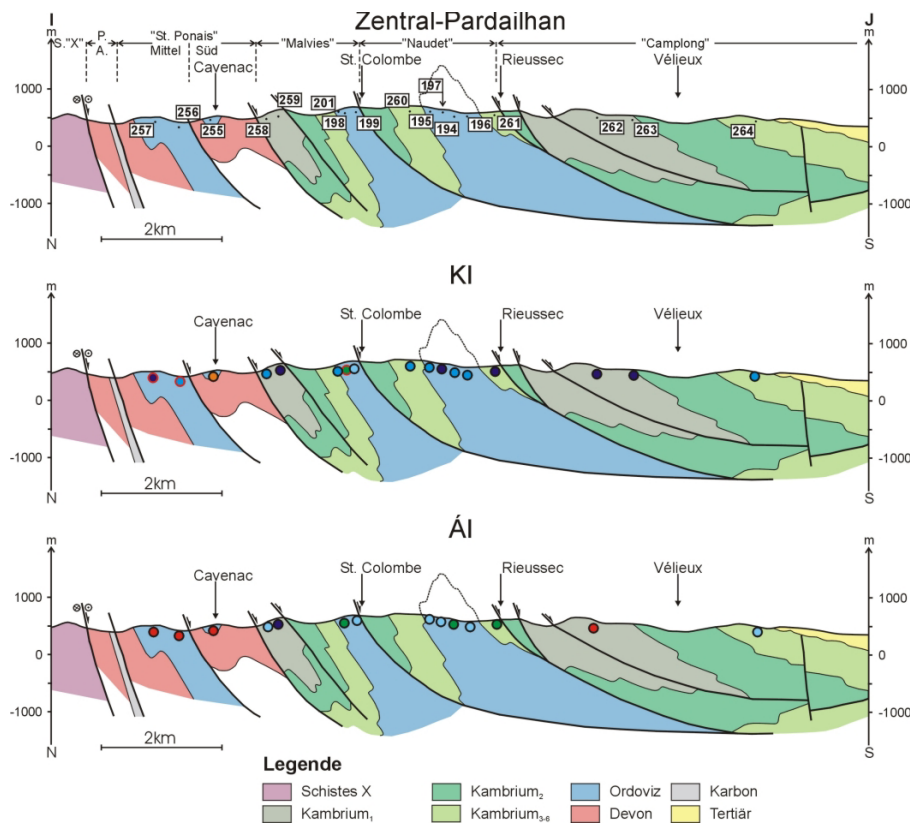


Abb. 99: Verteilung der  $\Delta I$ -Werte in der westlichen Pardailhan-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80b, die Legende in Abbildung 103 dargestellt. Für nicht dargestellte Proben wurde keine Chloritkristallinität gemessen (Kap. 2.1.2.2).

Im Bereich dieses Kartenausschnittes verändert die Pardailhan-Decke ihren strukturellen Bau (Kap. 1.4.1.2). Der Bereich westlich der Condades-Störung wird zuerst beschrieben. Seine Struktur ist im Profil I-J (Abb. 100) dargestellt, und lässt sich gut mit der Region weiter östlich zwischen Condades- und Campels-Störung korrelieren (Abb. 96 und 97). Auch hier wird das Süd-Pardailhan von Naudet- und Camplong-Einheit aufgebaut (Abb. 100). Die Metamorphosezonierung ist der weiter östlich sehr ähnlich. Trotz der relativ geringen Probindichte belegen die KI-Werte in der Malvies-Einheit einen nach S abnehmenden

Metamorphosegrad, von der unteren hohen Anchizone im Kern der Malvies-Synform (Probe 259) bis in den Übergangsbereich Anchizone Diagenesezone (Proben 198 und 199) kurz vor der Störung zur Naudet-Einheit. Auch die  $\dot{A}I$ -Werte zeigen einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad.



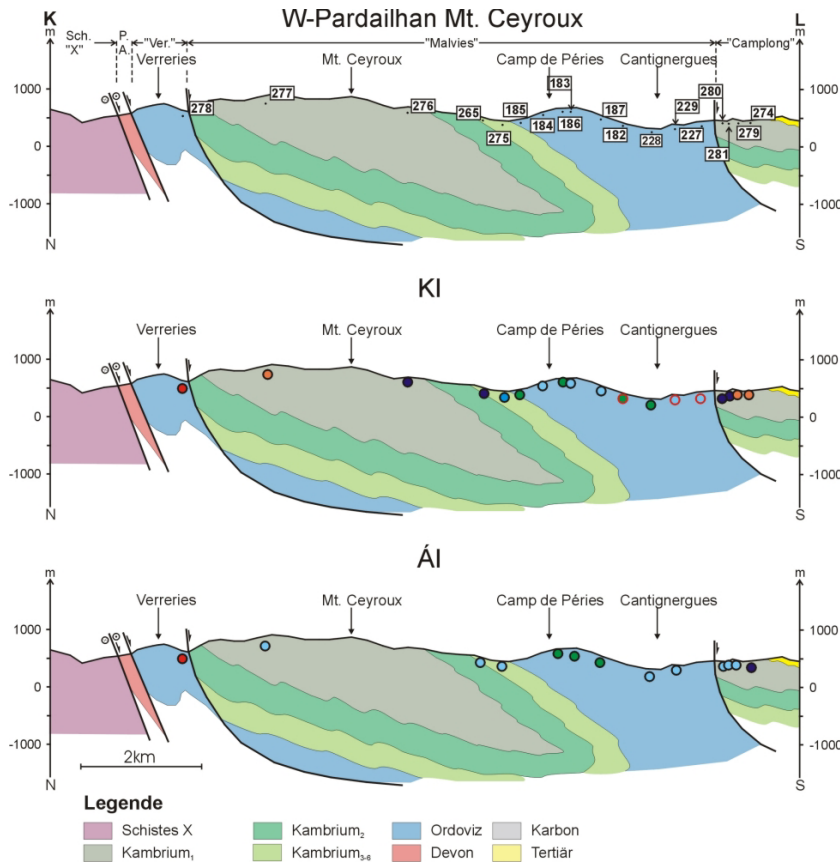
**Abb. 100:** Geologisches Profil I-J aus der zentralen Pardailhan-Decke (Abb. 14) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung (KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung wie in Abb. 98 und 99).

Wie in den Profilen E-F und G-H weiter östlich ist der Metamorphosegrad innerhalb der Naudet-Einheit relativ homogen (Abb. 98), aber mit KI-Werten der oberen niedrigen Anchizone etwas niedriger als weiter östlich (vorwiegend untere hohe Anchizone).

Vom Großscharnier der Pardailhan-Decke (in der Camplong-Einheit) sind östlich der Condades-Störung leider nur Gesteine des Kambrium aufgeschlossen (Abb. 100), und wegen der weit verbreiteten Karbonate ( $K_2$ ) ist die Probandichte in diesem Bereich gering. Es lässt sich aber zeigen, dass der Metamorphosegrad in der Camplong-Einheit etwas höher zu sein scheint als in der unterlagernden Naudet-Einheit. Zudem zeigen KI und  $\dot{A}I$  einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad mit Werten der unteren hohen Anchizone in der Gesteinen der Grès de Marcory ( $K_1$ ; Proben 262 und 263) und einem Wert der oberen niedrigen Anchizone ganz im S (Probe 264). Zusammenfassend ist festzustellen, dass nicht nur der strukturelle Bau, sondern auch die Metamorphosezonierung sehr ähnlich ist wie in der Region zwischen Condades- und Campels-Störung.

Westlich der Ortschaft Rieussec wird die Naudet-Einheit dann zunehmend schmaler und endet schließlich kurz vor der Faveyrolles-Störung. Westlich der Faveyrolles-Störung besteht die Pardailhan-Decke daher nur noch aus Malvies- und Camplong-Einheit. Von der Camplong-Einheit ist nur der Strukturkern aus Grès de Marcory aufgeschlossen, weiter im S wird sie von Gesteinen des Tertiär überlagert. Deutlich verändert zeigt sich allerdings die interne Struktur der Malvies-Einheit. Die Malvies-Synform, die im zentralen Teil der Decke als enge Tauchfalte mit einer relativ steil ( $50^\circ$  bis  $65^\circ$ ) nach S einfallenden Achsenebene ausgebildet ist, weist einen größeren Öffnungswinkel auf. Zudem fällt die Achsenebene mit

etwa 20° bis 25° deutlich flacher ein (Profil K-L; Abb. 101). Die Malvies-Einheit verbreitert sich daher um etwa das Dreifache. Der Ausbiss des invers gelagerten Faltenflügels besteht vorwiegend aus Grès de Marcory (K<sub>1</sub>). Ganz im N gibt es einen schmalen Streifen mit den Karbonaten des K<sub>2</sub>. Der normal gelagerte Flügel schließt Gesteine vom Unterkambrium (K<sub>1</sub>) bis ins Ordoviz aufgrund des flachen Schichteinfallens relativ großflächig auf.



**Abb. 101:** Geologisches Profil K-L aus der westlichen Pardailhan-Decke (Abb. 14) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und AI-Farbkodierung (KI- und AI-Farbkodierung wie in Abb. 98 und 99).

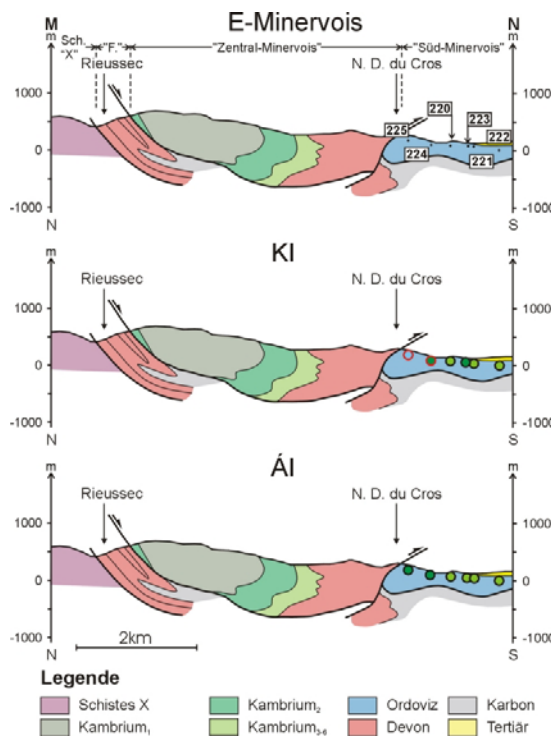
Die KI-Werte zeigen eine klare Metamorphosezonierung (Profil K-L; Abb. 101). Die höchsten Werte (obere hohe Anchizone) ergab die Probe 277 aus dem liegenden Faltenflügel. Nach S nimmt der Metamorphosegrad ab, zeigt Metamorphosebedingungen der oberen niedrigen Anchizone in den Gesteinen des höheren Kambrium (K<sub>3-6</sub>) und im Ordoviz Werte der unteren niedrigen Anchizone (Proben 183, 184, 187, 226) sowie der oberen hohen Diagenesezone (Proben 182, 186, 228). Auch die AI-Werte zeigen einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad jedoch mit durchgehend niedrigeren Bedingungen. So sind im Kambrium alle Werte in die niedrige Anchizone einzuordnen, im Ordoviz wurden, außer in zwei Proben (228 und 229), Werte der oberen hohen Diagenesezone gemessen.

Es ist sehr wichtig anzumerken, dass sich der Metamorphosegrad sowohl im KI als auch im AI im Ordoviz östlich und westlich der Faveyrolles-Störung stark unterscheidet, bzw. "springt" (z.B. bei den Proben 189 und 185 bzw. 186; Abb. 98 und 99). Die Bedingungen östlich der Störung sind anchizonal (Proben 189 und 188) und erreichen z.T. sogar die untere hohe Anchizone (Probe 190). Diese Metamorphosebedingungen sind im zentralen Teil der Pardailhan-Decke typisch für das Ordoviz der Malvies-Einheit. Bedingungen der hohen Diagenesestufe dagegen sind nur westlich der Faveyrolles-Störung zu beobachten.



In den Grès de Marcory der westlichen Camplong-Einheit wurden vier Proben analysiert. Die KI-Werte liegen alle in der oberen und unteren hohen Anchizone, deutlich höher als in der unterlagernden Malvies-Einheit. Auch die  $\dot{A}I$ -Werte sind deutlich höher als diejenigen in der Malvies-Einheit, aber wie auch schon in der Malvies-Einheit sind die durch den  $\dot{A}I$  angezeigten Metamorphosebedingungen deutlich niedriger (niedrige Anchizone).

Da bis auf eine alle Proben des Süd-Minervois auf den Abb. 98 und 99 präsentiert werden, soll diese Einheit in diesen Kapitel beschrieben werden. Das Süd-Minervois zeigt einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad mit KI-Werten der unteren niedrigen Anchizone (Probe 225) und oberen hohen Diagenesezone (Proben 224 und 223) im N und Werten der mittleren hohen Diagenesezone im S (Proben 221, 222, 223, Abb. 102). In diesen Bereich fällt auch die Probe 220, die in Abbildung 102 dargestellt ist. Auch der  $\dot{A}I$  zeigt einen nach S abnehmende Metamorphosegrad mit Werten der hohen Diagenesezone im N und der niedrigen Diagenesezone im S.

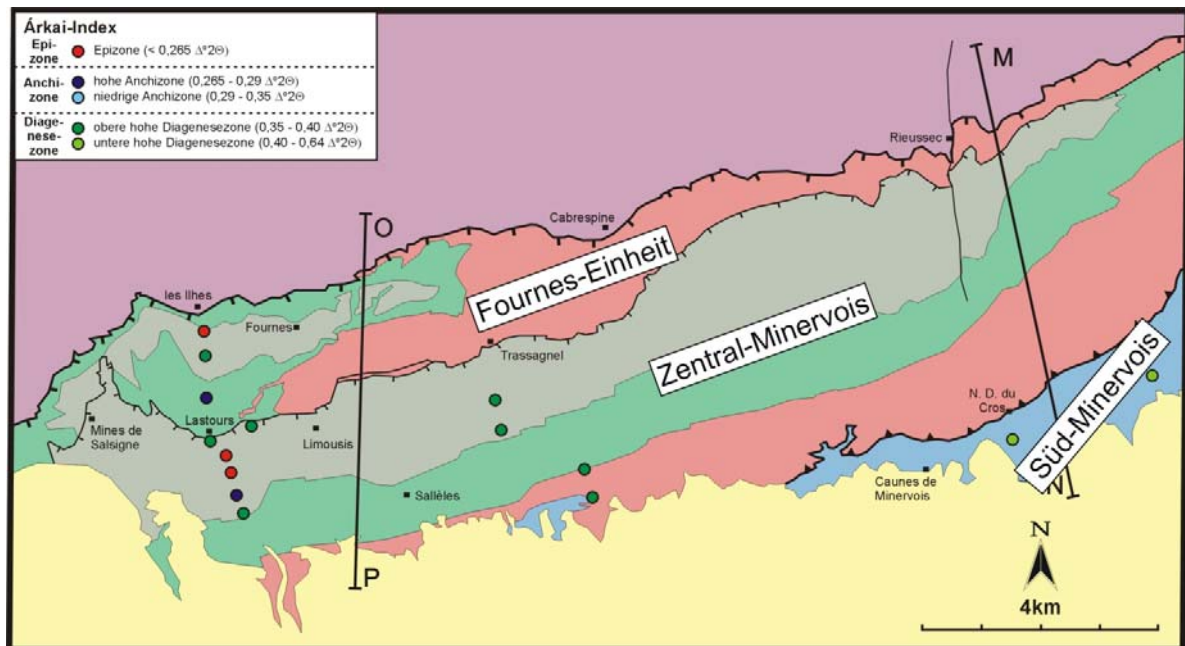
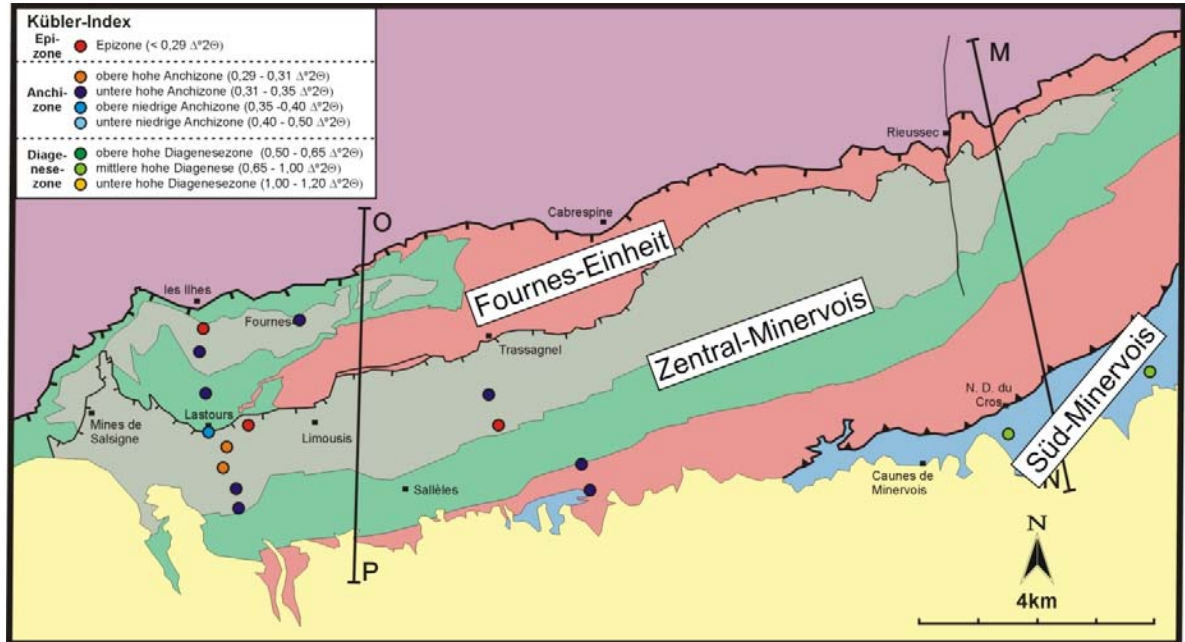


**Abb. 102: Geologisches Profil M-N aus der östlichen Minervois-Decke (Abb. 18) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung (KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung wie in Abb. 98 und 99). Die genaue Lage des Profils ist in Abbildung 103 dargestellt.**

In Kapitel 1.4.1.3 wurde bereits diskutiert, ob das Süd-Minervois eine eigenständige Einheit darstellt (Alabouvette et al. 1993), oder ob es sich um die laterale Fortsetzung der Malvies-Einheit handelt (Berger et al. 1990). Im Hinblick auf diese Frage ist anzumerken, dass sowohl die KI- als auch die  $\dot{A}I$ -Werte des Süd-Minervois sich vom Metamorphosegrad her nahtlos an die in der Malvies-Einheit beobachtete Zonierung anschließen.

### 3.1.1.3 Minervois

Da der thematische Schwerpunkt dieser Arbeit auf dem zentralen Bereich des Südflügels lag, wurden im Zentral-Minervois und der Fournes-Einheit ("Nord-Minervois") insgesamt 14 Proben im westliche Teil der Decke bearbeitet (Abb. 103).



### Legende

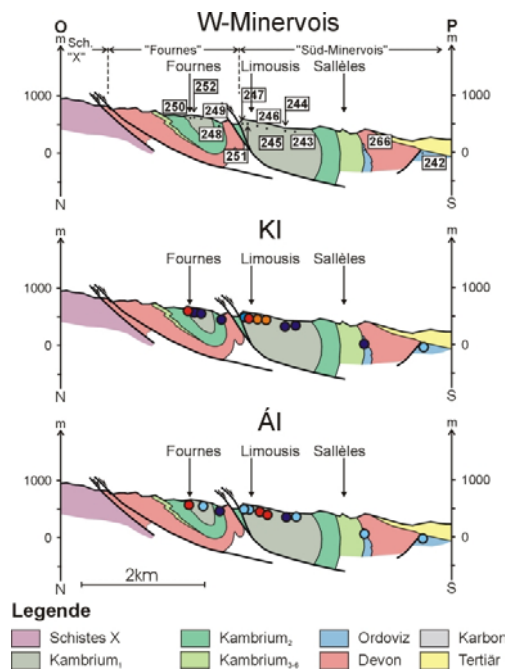
Kristallin	Ordoviz	Deckengrenze	Einheitsgrenzen (Abschiebung)
Schistes X	Devon	Deckengrenze (Abschiebung)	Störungen
Kambrium <sub>1</sub>	Karbon	Deckengrenze (Aufschiebung)	Abschiebungen
Kambrium <sub>2,0</sub>	Post-Perm	Einheitsgrenzen	spät- und postvariszische Störungen

Abb. 103: Verteilung der KI Werte (oben), sowie der AI-Werte (unten) in der westlichen Minervois-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80c. Für nicht dargestellte Proben wurde keine Chloritkristallinität gemessen (Kap. 2.1.2.2).

Die meisten Proben entstammen einem N-S-Profil im Bereich der Ortschaft Lastours. Trotz der geringen Probenzahl belegen die KI-Werte einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad in beiden Einheiten (Abb. 104). In der Fournes-Einheit zeigt die nördlichste Probe 250, die am nächsten an Störung zu den Schistes X liegt, Bedingungen der Epizone. An den drei südlicheren Proben wurden Werte der unteren hohen Anchizone ermittelt. Auch beim AI zeigt Probe 250 den höchsten Metamorphosegrad und erreicht die Epizone.

Im Zentral-Minervois zeigt Probe 251 im N epizonale Bedingungen, welche über die obere hohe Anchizone (Proben 246 und 245) bis in die untere hohe Anchizone abnehmen (Proben 243 und 244). Probe 247 zeigt Bedingungen der oberen niedrigen Anchizone. Sie liegt unmittelbar an der Störung zur Fournes-Einheit und wurde wahrscheinlich durch Prozesse an dieser Störung (z.B. Fluide) alteriert. Diese Vermutung bestätigen die AI-Ergebnisse. Hier zeigen beide Proben (247 und 251) im Bereich der Störung lediglich Werte der Diagenesezone. Die AI-Werte der Proben, welche weiter von der Störung entfernt liegen, zeigen (wie auch der KI) einen nach S abnehmende Metamorphosegrad.

Die KI-Werte der vier Proben südlich von Trassagnel zeigen alle relativ ähnliche Metamorphose-Bedingungen der hohen Anchizone. Die AI-Werte sind alle deutlich niedriger (obere hohe Diagenesezone). Sie sind wahrscheinlich auf eine Alteration zurückzuführen.



**Abb. 104: Geologisches Profil O-P aus der westlichen Minervois-Decke (Abb. 18) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und AI-Farbkodierung (KI- und AI-Farbkodierung wie in Abb. 102). Die genaue Lage des Profils ist in Abbildung 103 dargestellt.**

### **3.1.1.4 Mont Peyroux- und Fauères-Decke**

Im Bereich des Orbtals ist die Probendichte am höchsten (Abb. 105). Das liegt vor allem daran, dass dieses Gebiet eine Schlüsselstellung für die Haupt-Fragestellung dieser Arbeit nach der tektono-metamorphen Entwicklung des zentralen Bereichs des Südflügels einnimmt: Zum einen sind hier die drei größten Deckeneinheiten des Südflügels der Montagne Noire (Mont Peyroux-, Fauères- und Pardailhan-Decke) unmittelbar nebeneinander aufgeschlossen. Zum anderen führt die Arbeitsgruppe von Prof. Dr. W. Franke seit über 10 Jahren Kartierarbeiten und Diplomkartierungen in der Mont Peyroux- und Fauères-Decke durch, sodass eine gute Vorkenntnis der regionalgeologischen Entwicklung, aber auch der Aufschlussverhältnisse besteht.

Außerdem sind die geologischen Gegebenheiten gut für die Anwendung der Methode geeignet (Kap. 2.1.1.8): In der Mont Peyroux-Decke ist es möglich, innerhalb der Gesteine des Unterordoviz, d.h. eines Gesteinstyps gleichen Alters, ein komplettes Metamorphoseprofil von der Grenze zu den höher metamorphen Einheiten der Axialzone im N bis in den S zur Transgression der tertiären Sedimente zu beproben. Östlich der devonischen Karbonate ist zumindest für den S-Teil der Mont Peyroux-Decke ein Vergleich mit der Metamorphose-Entwicklung in den Flyschsedimenten des Visé möglich. Insgesamt ist diese Gegend also ideal geeignet, um die Überprägungsbeziehungen zwischen den unterschiedlichen Deformationsphasen (Kap. 1.4.1.9) und der Metamorphoseentwicklung innerhalb der Decken zu untersuchen, aber auch um die Entwicklung der Decken miteinander zu vergleichen.

Im Folgenden werden zuerst die Daten aus dem Ordoviz der Mont Peyroux-Decke beschrieben, anschließend die Daten aus dem Karbonflysch beider Decken.

Der nordwestliche Teil der Mont Peyroux-Decke, welcher sich als schmaler Streifen nördlich der Pardailhan-Decke erstreckt, wurde bereits in Kapitel 3.1.1.1 vorgestellt (Abb. 93 und 94). Der überwiegende Teil der Proben führte Paragonit und zeigte KI-Werte der hohen Anchizone und der oberen niedrigen Anchizone. Proben ohne eine Paragonit-Phase (leider nur zwei; Proben 2 und 218) zeigten epizonale KI- und  $\dot{A}I$ -Werte.

Auch im NE der Decke, nördlich der Ortschaft Vieussan und damit auf dem N-Flügel der Synform von Vieussan (Abb. 107), zeigt eine Probe ohne Paragonit-Phase (Probe 85) den höchsten Metamorphosegrad (Epizone). Zwei Proben ohne Paragonit-Phase zeigen KI-Werte der unteren hohen Anchizone (Proben 020506, 020507). Zwei durch Multi-Peak-Fitting ausgewertete Proben (d.h. Proben mit Paragonit) zeigen KI-Werte der oberen hohen Anchizone (Proben 84, 86). Die meisten Proben liegen aber in der unteren hohen Anchizone und der oberen niedrigen Anchizone. Bis auf eine Probe wurden alle Werte (insgesamt 5 Proben) der oberen niedrigen Anchizone in dieser Region durch Multi-Peak-Fitting gemessen, welche somit im Mittel etwas niedrigere Metamorphosegrade ergeben als Proben ohne eine Paragonit-Phase. Wenn man alle KI-Werte berücksichtigt bewegen sich die Metamorphosebedingungen im Übergangsbereich zwischen Epi- und Anchizone. Dieser Wert wird auch durch die  $\dot{A}I$ -Werte bestätigt. Auch hier zeigen die meisten Proben Werte der hohen Anchizone, die Proben 67 und 86 erreichen die Epizone. Einige Proben zeigen  $\dot{A}I$ -Werte der niedrigen Anchizone. Sie sind wahrscheinlich alteriert, führen teilweise Chlorit/Smektit (z.B. Probe 020507).

Von der Ortschaft Vieussan nach S, in etwa im Scheitelpunkt der Antiform von Vieussan, zeigen die KI-Werte im Ordoviz zwei verschiedene regionale Trends:

Im westlichen Teil in unmittelbarer Nähe zur queue de cochon zeigen sich fast durchgehend KI-Werte der oberen hohen Diagenesezone. Diese Werte scheinen für diese Region anormal niedrig. Solche Werte wurden auch westlich der queue de cochon in der Pardailhan-Decke beobachtet (Kap. 3.1.1.1). Sie sind offenbar auf Alterations-Prozesse im Bereich der Störung zurückzuführen und gehören in diesem Sinne nicht zur regionalen Metamorphosezonierung. Im östlichen Teil nimmt der Metamorphosegrad von der unteren

hohen Anchizone (Proben 10, 19 und 87) über die obere niedrige Anchizone (Proben 18 und 21) bis zur unteren niedrigen Anchizone ab, welche im Bereich der Ortschaft Ceps vorherrschen (Proben 20, 29, 116, 120, 126). Es ist zu berücksichtigen, dass in diesem Bereich einige Proben K/Na-Illit führen (zu erkennen am weissen Umriss) und daher wahrscheinlich einen zu niedrigen Metamorphosegrad anzeigen. Ähnliche KI-Werte zeigen auch die Proben östlich des schmalen Ausbisses der Faugères-Decke im Karbon.

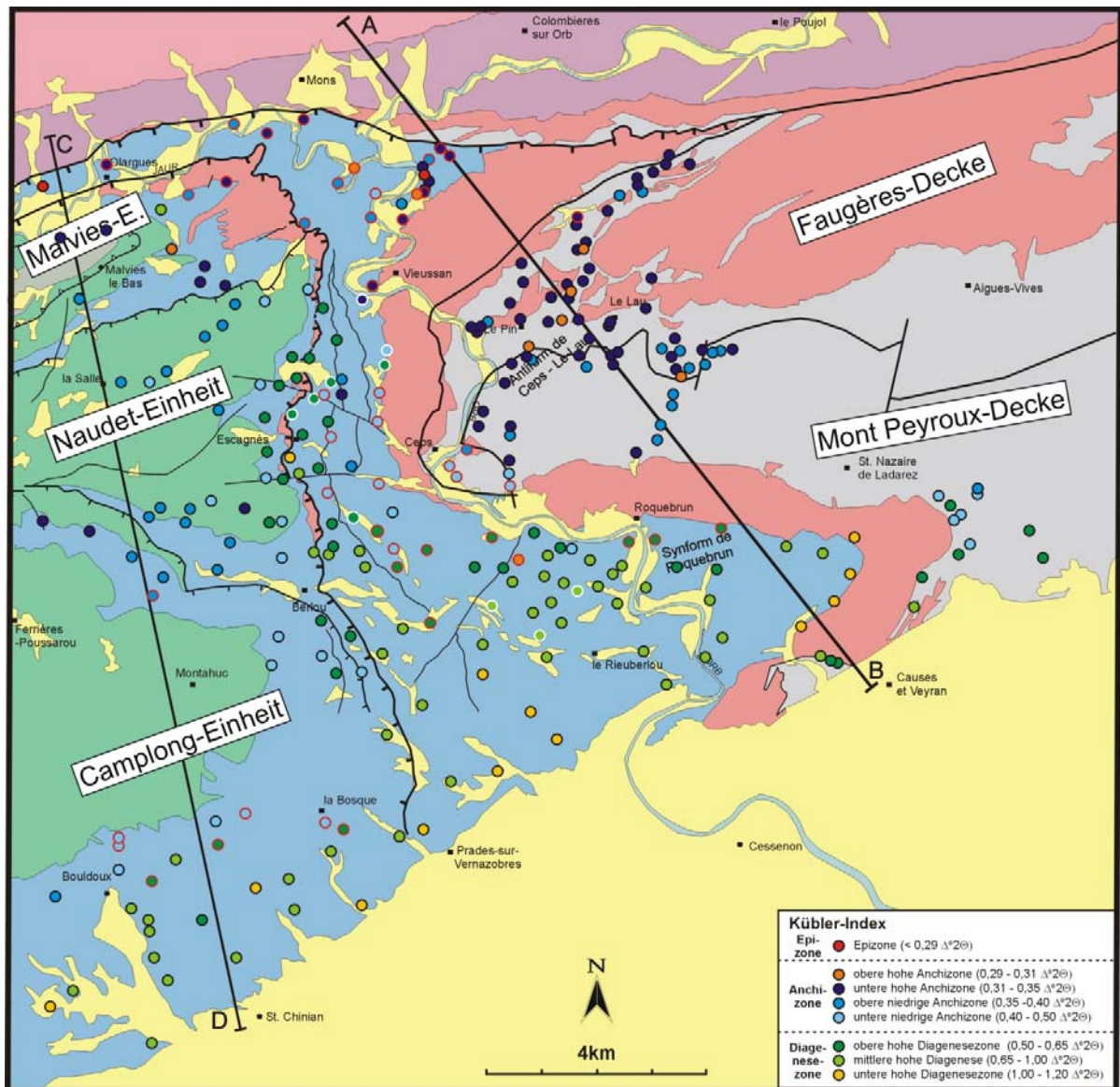


Abb. 105: Verteilung der KI-Werte in der in der westlichen Mont Peyroux- und Faugères-Decke sowie der östlichen Pardailhan-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80d, die Legende in Abbildung 103 dargestellt. Proben mit rotem Umriss führen Paragonit und sind mit Multi-Peak-Fitting gemessen, Proben mit weissem Umriss führen K/Na-Illit (Kap. 2.1.1.6).

Im Probenprofil von Roquebrun nach N dominieren Werte der oberen niedrigen Anchizone (Proben F-03, F-04, F-05, F-06) entlang des Orbitals sind die Werte z.T. höher (untere hohe Anchizone; Proben F-12, F-14, F-15, F-16, F-17), nehmen aber auch nach S ab (untere niedrige Anchizone; Proben F-01 und F-13). Der Metamorphosegrad fällt südöstlich der Ortschaft St. Nazaire de Ladarez, im Scharnierbereich der Synform von Roquebrun, weiter ab und zeigt meist Werte der unteren niedrigen Anchizone (Proben F-36, 020533, 020534, 020536). Der Übergang von niedriger Anchizone zu Diagenesezone erfolgt in etwa auf Höhe

der Ortschaft Roquebrun entlang einer Linie, die subparallel zur Ordoviz-Karbon-Grenze auf dem N-Flügel der Synform von Roquebrun streicht, und die Achse der Synformstruktur schneidet.

Die  $\dot{A}I$ -Werte im Ordoviz sind etwas inhomogener als die KI-Werte. Einige Proben an der queue de cochon zeigen den beim KI beobachteten anormal niedrigen Metamorphosegrad (Proben 24, 27, 75; obere hohe Diagenesezone). Die anderen Proben belegen eine nach S abnehmende Metamorphose, wobei das Gesamtbild aber unschärfer ist als beim KI. Westlich von Ceps etwa zeigt Probe 120 einen  $\dot{A}I$ -Wert der Epizone. Proben mit Werten der hohen Anchizone (Proben 20, 21, 29) greifen weiter nach S vor als beim KI. Auch im Karbon ist die  $\dot{A}I$ -Verteilung unregelmäßiger als die des KI. Trotzdem ist eine Abnahme der Metamorphose nach S belegt, denn südöstlich von St. Nazaire de Ladarez dominieren Werte der Diagenesezone. Der Übergang von Anchi- zu Diagenesezone liegt ähnlich wie beim KI an der Nordflanke der Synform von Roquebrun.

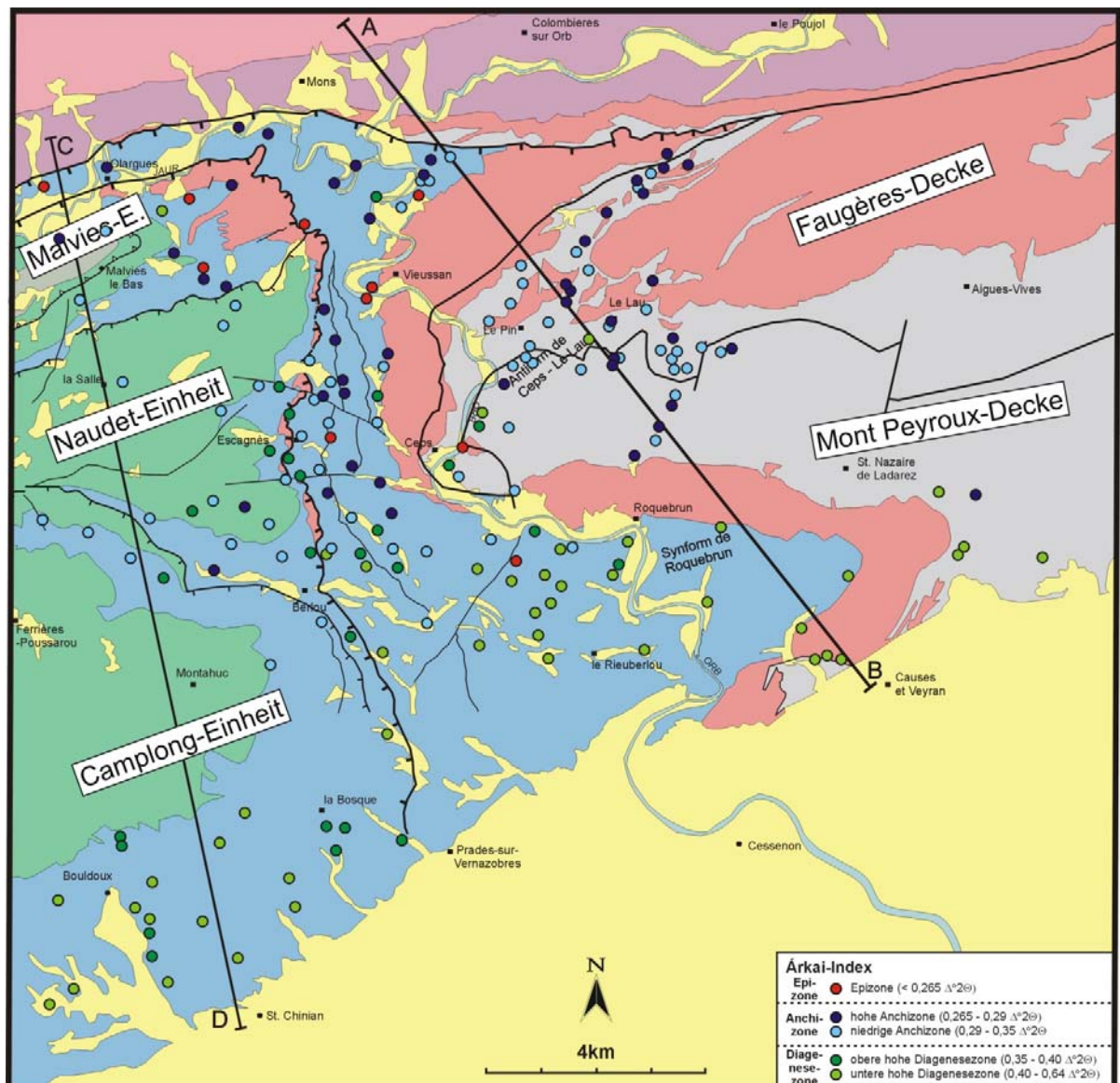
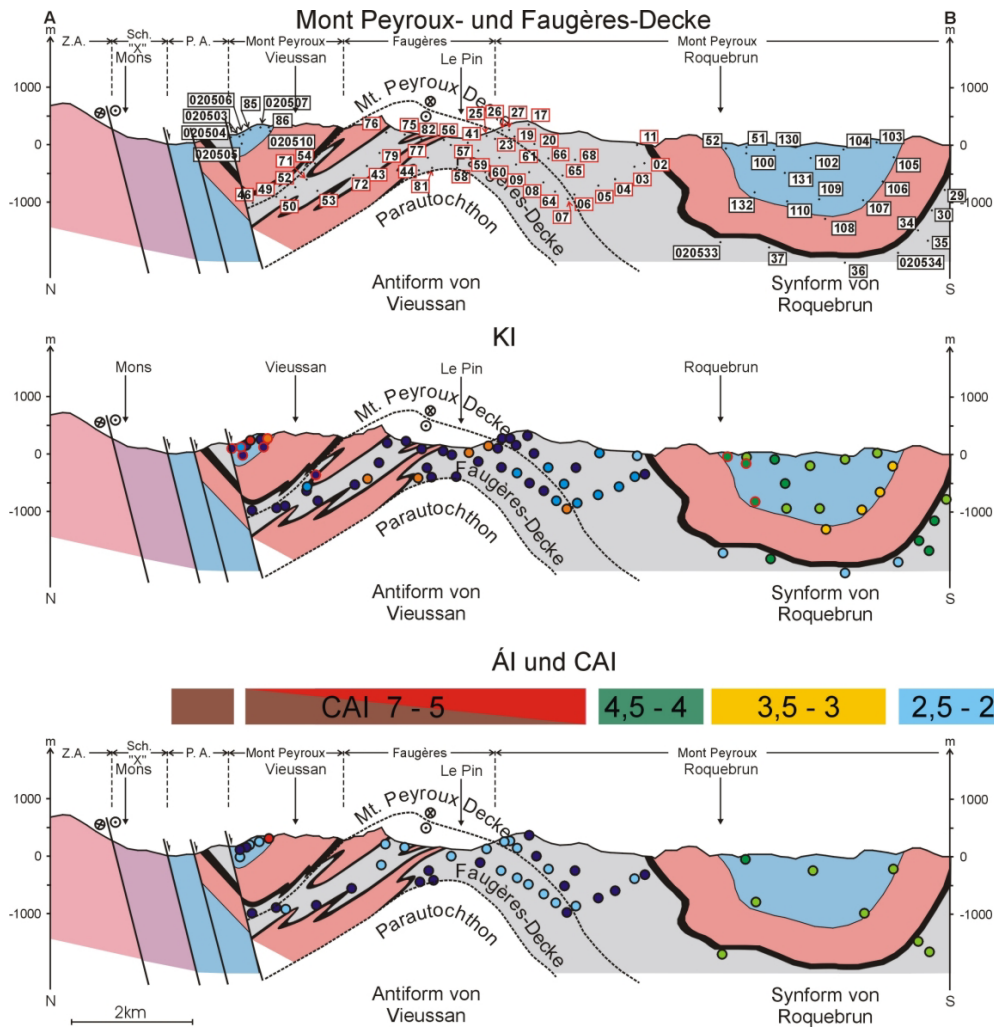


Abb. 106: Verteilung der  $\dot{A}I$ -Werte in der westlichen Mont Peyroux- und Faugères-Decke sowie der östlichen Pardailhan-Decke. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80d, die Legende in Abbildung 103 dargestellt. Für nicht dargestellte Proben wurde keine Chloritkristallinität gemessen (Kap. 2.1.2.2).

Auch die Grenze obere hohe Diagenesezone zu mittlerer hoher Diagenesezone schneidet die Synformachse in spitzem Winkel: Sie verläuft im Ordoviz auf dem Nordflügel der Synform, im Karbon aber etwas südlich des Scharnierbereiches. Vier Proben im Bereich der Ordoviz-Devon-Grenze zeigen anormal niedrige Metamorphosewerte im Vergleich zu den umliegenden Proben (untere hohe Diagenesezone und niedrige Diagenesezone; Proben 105, 106, 107, 108). Diese Proben führen alle Illit/Smektit, was auf alterierende Fluide im unmittelbaren Kontakt mit den Karbonaten des Devon zurückzuführen sein könnte. Drei Proben nordwestlich von Causses et Veyran zeigen KI-Werte der niedrigen Anchizone. Diese Proben gehören zu einer tektonischen Schuppe und haben ihre Metamorphose mitgebracht.



**Abb. 107:** Geologisches Profil A-B aus der westlichen Mont Peyroux- und Faugères-Decke (Abb. 20) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und AI-Farbkodierung (KI- und AI-Farbkodierung wie in Abb. 98 und 99). Die rot umrandeten Proben gehören zur F-xx-Probenserie. Die genaue Lage des Profils ist in Abbildung 103 dargestellt. Zusätzlich ist die CAI-Zonen (Conodonten Alterations Index) nach Wiederer et al. (2002) mit angegeben (Kap. 1.5.4).

Der südliche Teil des N-Flügels und fast der gesamte S-Flügel der Synform von Roquebrun zeigen KI-Werte der mittleren hohen Diagenesezone. Im südwestlichen Bereich, wo der Ausbiss der ordovizischen Gesteine am breitesten ist, scheint die Metamorphosegrad weiter abzunehmen. Hier zeigen mehrere Proben Werte der unteren hohen Diagenesezone (Proben 72, 134, 135, 136, 139). Auch der AI zeigt im zentralen und S-Teil der Synform Werte der unteren hohen Diagenesezone. Ganz im SW war der Chloritgehalt der Proben aber leider zu gering, um den AI zu bestimmen.

Die KI-Werte in der Faugères-Decke zeigen den niedrigsten Metamorphosegrad im S, in dem schmalen Halbfenster im Bereich von Ceps (untere und obere niedrige Anchizone; Proben F-38, F-39, F-40). Weiter im N ist der Metamorphosegrad höher und zeigt meist Werte der unteren hohen Anchizone. Werte der oberen hohen Anchizone treten vor allem im zentralen Bereich auf, welcher das tiefste Anschnittsniveau der Decke im Sattelkern der Antiform von Vieussan darstellt (Abb. 107; Proben F-41, F-43, F-44). Werte der oberen niedrigen Anchizone sind in der gesamten Decke selten und treten nur in Flankenpositionen auf (Proben F-51 und F-52 im N, sowie F-61, F-63 und F-64 im SE).

Der Hauptgrund für die hohe Probendichte im Grenzbereich zwischen Faugères- und Mont-Peyroux-Decke war der Versuch, den von Prof. Dr. W. Franke neu kartierten Grenzverlauf zwischen diesen Decken durch evtl. vorhandene Unterschiede im Metamorphosegrad abzusichern. Obwohl der Metamorphosegrad im Bereich der Grenze zwischen den beiden Decken zu ähnlich ist um die Grenze exakt (z.B. durch einen Sprung im Metamorphosegrad) nachzuzeichnen, kann man vor allem im Bereich nördlich von Roquebrun Unterschiede beobachten. Während in der Faugères-Decke KI-Werte der unteren hohen Anchizone weit verbreitet sind, dominieren in der Mont Peyroux-Decke Werte der oberen niedrigen Anchizone.

Die  $\dot{A}I$ -Werte im Karbon der Faugère-Decke zeigen Metamorphosebedingungen der hohen und niedrigen Anchizone. Die Werte zeigen keine klare Zonierung. Man hat aber den Eindruck, das im N-Teil der Decke Proben der hohen Anchizone häufiger auftreten.

Zusammenfassend stellen sich die KI- und  $\dot{A}I$ -Werte in Mont Peyroux- und Faugères-Decke wie folgt dar:

In der Mont Peyroux-Decke nimmt der Metamorphosegrad von N nach S ab, in Gesteinen des Ordoviz und des Karbon. Im Bereich der Synform von Roquebrun stehen die Grenzen der Metamorphosezonen in spitzem Winkel zur Synformachse. In der Region westlich von Ceps gibt es in unmittelbarer Nähe zur queue de cochon Proben mit einem anormal niedrigen Metamorphosegrad. Solche Proben wurden auch in der Pardailhan-Decke beobachtet und sind wahrscheinlich auf eine sekundäre Alteration an der Störung (z.B. durch Fluide) zurückzuführen.

Auch in der Faugères-Decke ist der Metamorphosegrad im S um die Ortschaft Ceps am niedrigsten. Laut den KI-Werten ist im N-Teil der Decke in der Antiform von Vieussan der nach S abnehmende Metamorphosegrad nicht nachzuweisen, und die höchsten Metamorphosegrade treten im Kern der Sattelstruktur auf. Die  $\dot{A}I$ -Werte dagegen zeigen einen schwachen Trend, wobei im N der höchste Metamorphosegrad auftritt.

### 3.1.2 Nordflügel

Wie in Kapitel 2.1.1.6 beschrieben, erfolgte die Messung der Illitkristallinität und Chloritkristallinität des Nordflügels direkt, d.h. ohne ein "Einzel-Peak-Fitting". Die Ergebnisse der Messungen, ausgedrückt als KI (10 Å-Peak) bzw. KI $\dot{A}$  (5 Å-Peak) sind in Tabelle C (Anhang) dargestellt. Die Ergebnisse der Messungen der Chloritkristallinität, ausgedrückt als  $\dot{A}I$  (7 Å-Peak) und  $\dot{A}I\dot{A}$  (14 Å-Peak) sind in Tabelle D (Anhang) dargestellt.

Wie in Kapitel 2.1.1.8 beschrieben, erfolgte die Beprobung im Nordflügel und St. Gervais entlang von Profilen, sodass die Probendichte geringer ist als im Südflügel. Die Proben mit dem Namenskürzel "IBxx" wurden im Rahmen der Diplomarbeit von Illya Brandt entnommen und von Illya Brandt aufbereitet. Für diese Arbeit wurden sie komplett neu ausgewertet. Ergänzende wurden weitere Proben entnommen und bearbeitet. Im Folgenden werden zuerst die Ergebnisse der Nördlichen Schuppenzone inklusive des Stephanbeckens von Graissessac und der Murat-Castanet-Einheit (Kap. 3.1.2.1), und anschließend der St. Gervais-Einheit und Haute Mare-Einheit (Kap. 3.1.2.2) vorgestellt.



### 3.1.2.1 Nördliche Schuppenzone

In der Nördlichen Schuppenzone wurden insgesamt 73 Proben bearbeitet. Die ermittelten

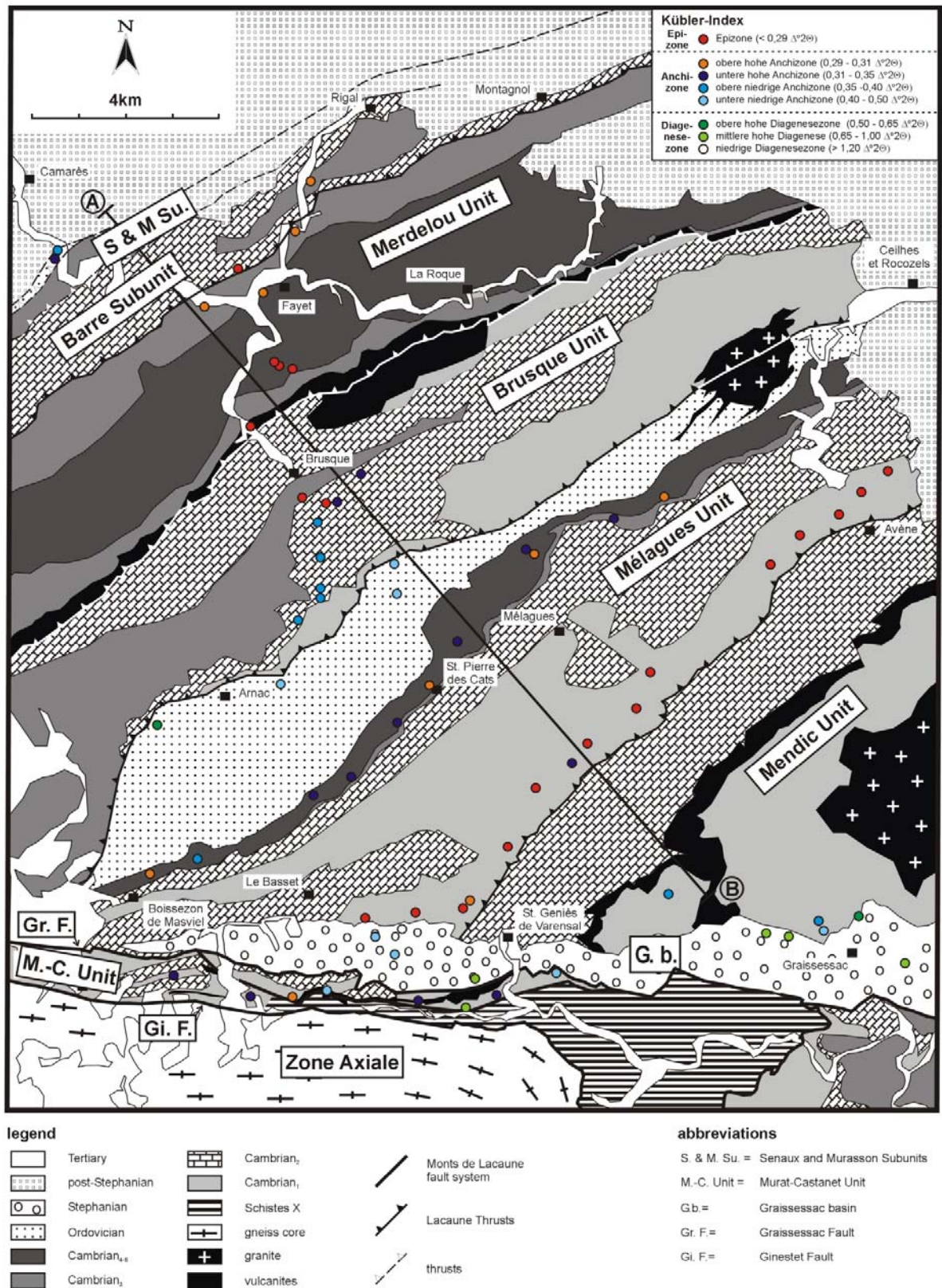


Abb. 108: Verteilung der KI-Werte in der in der nördlichen Schuppenzone einschließlich der Murat-Castanet-Einheit und es Stephanbeckens von Graissessac. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 81a dargestellt.

KI-Werte sind in Abbildung 108, die  $\dot{A}I$ -Werte in Abbildung 109 dargestellt. Beide Methoden liefern sehr ähnliche Ergebnisse. Am Beispiel der Mélagues-Schuppe lassen sich die Ergebnisse gut nachvollziehen. Entlang des Streichens der einzelnen Gesteinspakete bleibt der Metamorphosegrad in etwa gleich. Dies gilt in dieser Einheit sowohl für die Gesteine des Unterkambrium ( $K_1$ ), welche hauptsächlich KI-Werte der Epizone zeigen als auch für die Gesteine des Oberkambrium ( $K_{4-6}$ ), wo Werte der unteren hohen Anchizone (nach dem  $\dot{A}I$  niedrige Anchizone) vorherrschen.

In Mélagues-, und Merdelou-Schuppe wird der höchste Metamorphosegrad an der Basis der Schuppe im SE erreicht und nimmt nach NW ab, im Falle der Mélagues-Schuppe von der

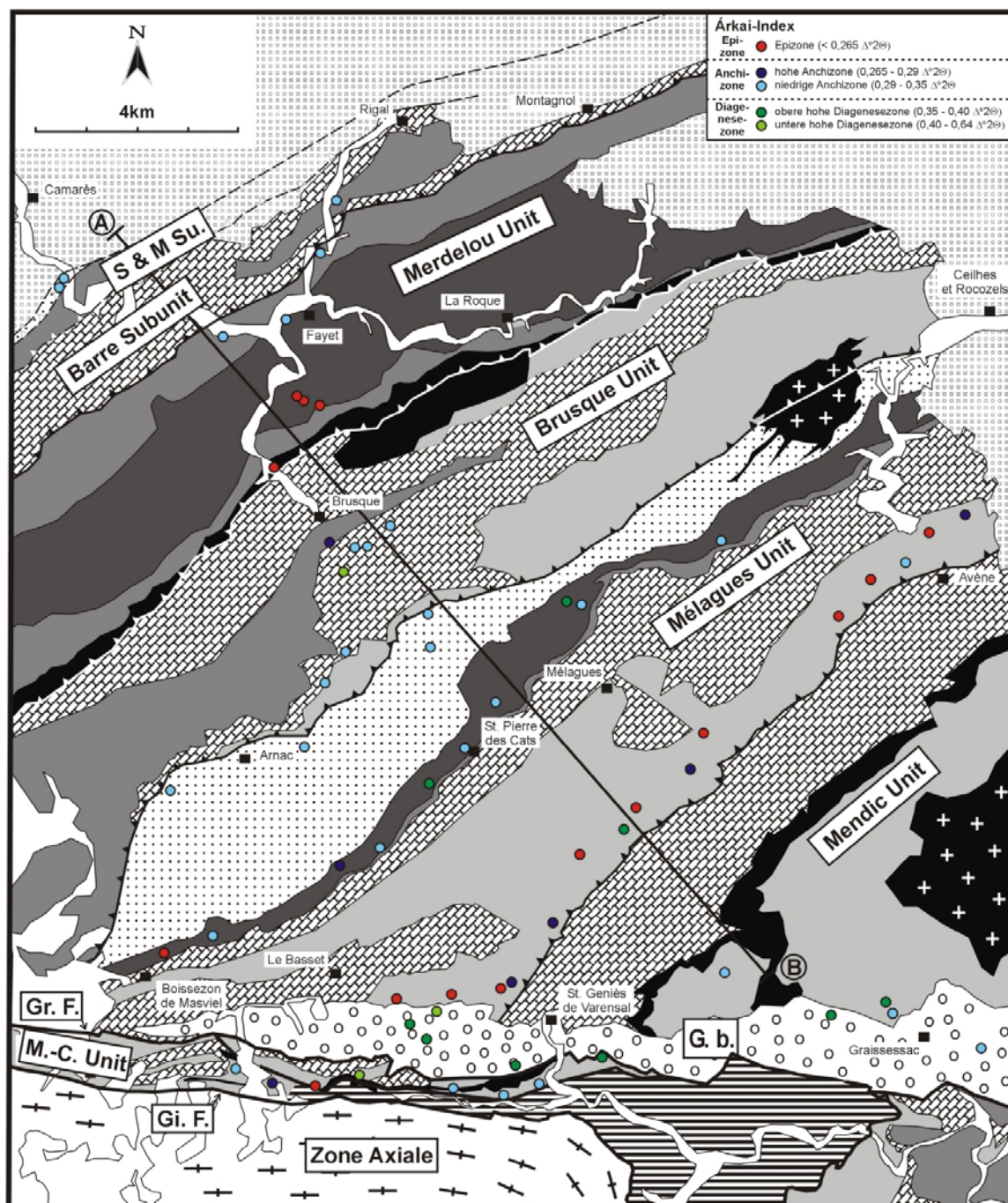


Abb. 109: Verteilung der  $\dot{A}I$ -Werte in der in der nördlichen Schuppenzone einschließlich der Murat-Castanet-Einheit und des Stephanbeckens von Graissessac. Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 81a, die Legende in Abbildung 108 dargestellt. Für nicht dargestellte Proben wurde keine Chloritkristallinität gemessen (Kap. 2.1.2.2).

Epizone bis in die untere niedrige Anchizone, eine Probe zeigt sogar Werte der oberen hohen Diagenesezone (Abb. 110). Bei der Merdelou-Schuppe ist der Metamorphosebereich kleiner, mit KI-Werten der Epizone im SE (Proben IB28 bis IB30) und der oberen hohen Anchizone im NE (Proben IB32, IB33, IB35), wobei der  $\dot{A}I$  für die drei letztgenannten Proben Werte der niedrigen Anchizone ergab.

Auch in der kompositen Barre-Viane-Schuppe ist der Metamorphosegrad in der südlichen Barre-Subeinheit höher als in der weiter nordöstlich gelegenen Senaux-Subeinheit.

In der Brusque-Schuppe zeigen sowohl KI- als auch  $\dot{A}I$ -Werte eine andere Metamorphosezonierung, bei welcher die höchsten Metamorphosegrade (nach KI Epizone; Proben IB25 und IB27) im Zentrum der Schuppe erreicht werden. Nach SE nimmt der Metamorphosegrad ab und zeigt KI-Werte der oberen niedrigen Anchizone (Proben 021013 bis 021017).

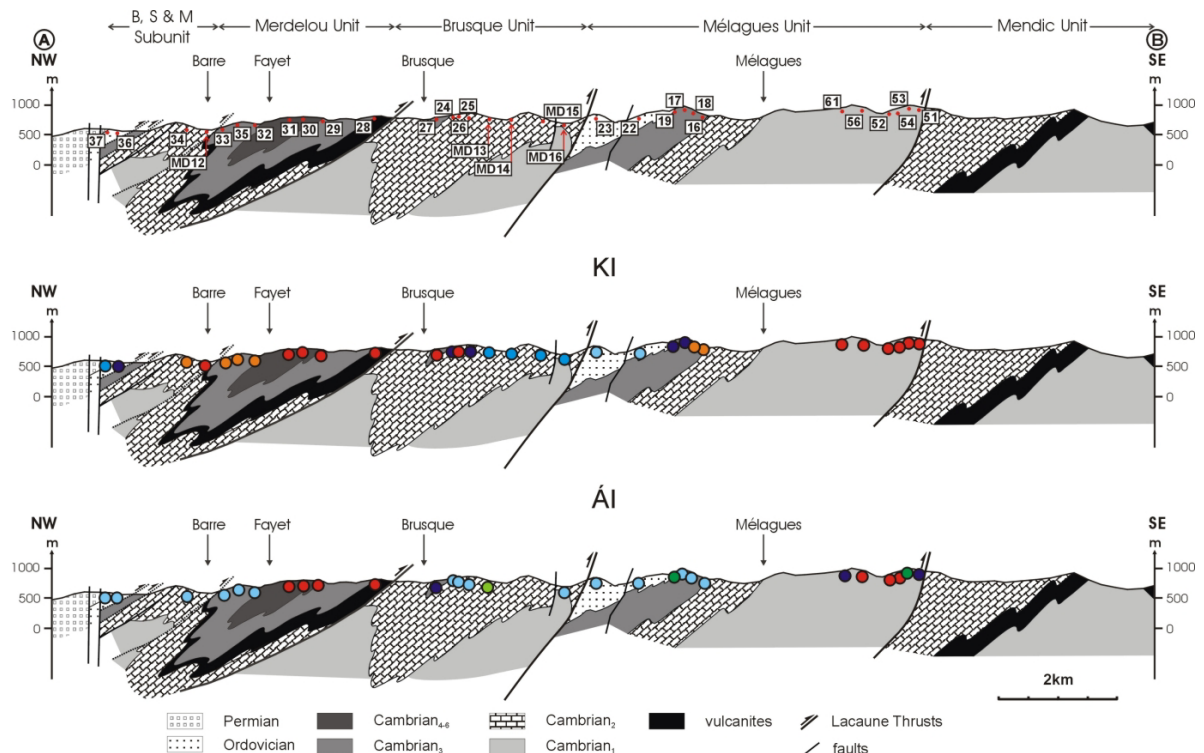


Abb. 110: Geologisches Profil (Doublie et al. 2006) aus der nördlichen Schuppenzone (Abb. 36) mit der Bezeichnung der Proben, KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung (KI- und  $\dot{A}I$ -Farbkodierung und die genaue Lage des Profils sind in Abb. 108 und 109 dargestellt).

In der Mendic-Schuppe wurden nur drei Proben aus dem S der Schuppe bearbeitet. Alle waren relativ stark verwittert und führten detritische Glimmer (Tabelle A, Anhang), anderes Material war jedoch leider nicht verfügbar. Sie zeigen meist KI- und  $\dot{A}I$ -Werte der niedrigen Anchizone.

In der Murat-Castanet-Einheit, welche direkt an die Axialzone grenzt, zeigen die meisten Proben KI-Werte der unteren hohen Anchizone und  $\dot{A}I$ -Werte der niedrigen Anchizone. Es ist keine Zonierung zu erkennen.

Im Stephan-Becken von Graissessac wurden insgesamt 8 Proben bearbeitet, 4 aus dem W-Teil ("Plaisance-Teilbecken") und 4 aus dem E-Teil ("Camplong-Teilbecken"). Im Plaisance-Teilbecken zeigten die beiden Proben aus dem zentralen Bereich den höchsten Metamorphosegrad (nach dem KI untere niedrige Anchizone; Proben 050704 und 050705). Im östlichen Bereich sind die KI-Werte in etwa gleich und fallen meist in die mittlere hohe Diagenesezone, nur Probe 230 zeigt KI-Werte der oberen hohen Diagenesezone.

### 3.1.2.2 Gervais- und Haute Mare-Einheit

Aus der St. Gervais-Einheit wurden 13 Proben bearbeitet, dazu noch drei Proben aus dem E-Teil der Haute Mare-Einheit. Im W-Teil der St. Gervais-Einheit und in der Haute Mare-Einheit dominieren KI- und  $\dot{A}I$ -Werte der Epizone. Im Bereich der Störung, die beide Einheiten trennt sind die Werte jedoch z.T. niedriger und fallen in die hohe Anchizone (Abb. 111). Nach E nimmt der Metamorphosegrad ab und zeigt KI-Werte der unteren hohen Anchizone (Proben IB8 und IB9). Probe IB10, welche am weitesten im E liegt, zeigt KI-Werte der Epizone.

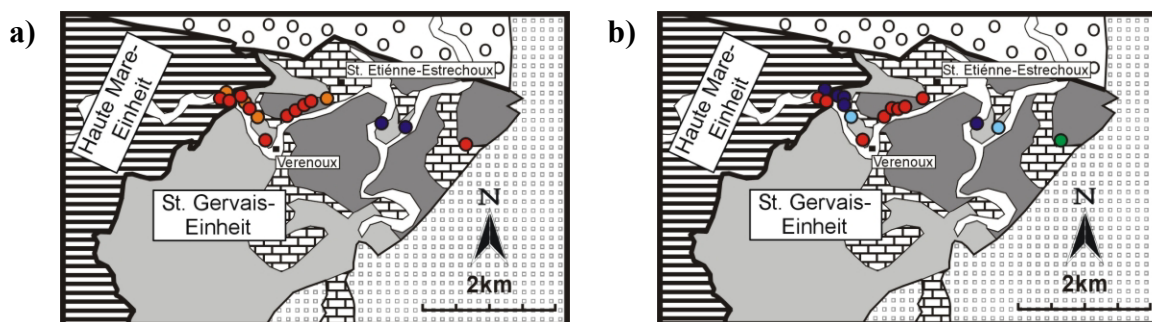


Abb. 111: a) Verteilung der KI-Werte in der St. Gervais- und Haute Mare-Einheit (KI-Farbkodierung wie in Abb. 108). b) Verteilung der  $\dot{A}I$ -Werte in der St. Gervais- und Haute Mare-Einheit ( $\dot{A}I$ -Farbkodierung wie in Abb. 109). Für nicht dargestellte Proben wurde keine Chloritkristallinität gemessen (Kap. 2.1.2.2).

Die Bezeichnung und genaue Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 81b, die Legende in Abb. 108 dargestellt.

Auch die  $\dot{A}I$ -Werte belegen eine Abnahme des Metamorphosegrads in Richtung E. Die  $\dot{A}I$ -Werte der Probe IB10 fallen in die hohe Diagenesezone und deuten auf den Eintrag detritischer Glimmer hin, welcher die KI-Werte beeinflusst.

### 3.1.3 Multi-Peak-Fitting

In diesem Kapitel soll der Einfluss der Auswertung durch Multi-Peak-Fitting im Vergleich zum Einzel-Peak-Fitting auf den KI abgeschätzt werden (Kap. 2.1.1.6). Bei dieser Abschätzung ist es sinnvoll, das Verhältnis Illit/Paragonit-Phase zu berücksichtigen. Es ist wahrscheinlich, dass die Veränderung des KI-Wertes mit wachsendem Anteil der Paragonit-Phase) zunimmt, denn das Vorhandensein der zusätzlichen Phase sollte zu einer Verbreiterung des Peaks und, eine gewisse Intensität vorausgesetzt, auch der FWHM führen.

In Abbildung 112 ist daher als semiquantitative Abschätzung das Intensitätsverhältnis von Illit und Paragonit(-Phase) für die Peaks im Bereich von 10 Å (001, im Folgenden "10 Å-Peak") und die im Bereich des 5 Å-Peak (002, im Folgenden "5 Å-Peak") als Mittelwert aller vier an jedem Präparat durchgeführten Messungen dargestellt. Es ist ersichtlich, dass das Peakverhältnis sowohl des 10 Å-Peaks (001) als auch des 5 Å-Peaks für fast alle Proben >4,5 ist. Es ist also in allen Proben deutlich mehr Illit enthalten. Der Anteil an Paragonit bzw. K/Na-Illit beträgt fast immer deutlich weniger als 20 bis 25 %.

In Abbildung 112 werden die Intensitätsverhältnisse zusammen mit der Veränderung des KI, ausgedrückt als die Differenz zwischen dem KI ermittelt durch Einzel-Peak-Fitting (EPF) und der KI ermittelt durch Multi-Peak-Fitting (MPF), dargestellt. Beim Multi-Peak-Fitting hat sich herausgestellt, dass es bei Proben, welche Paragonit und K/Na-Illit enthielten, aufgrund der Nähe der Peakmaxima im Diffraktogramm nicht möglich war beide Phasen separat zu fitten, also ein 3-Peak-Fitting durchzuführen. In diesen Fällen wurden die Paragonit-Phasen zusammengefasst. Alle KI-MPF-Werte basieren also auf einem 2-Peak-Fitting.

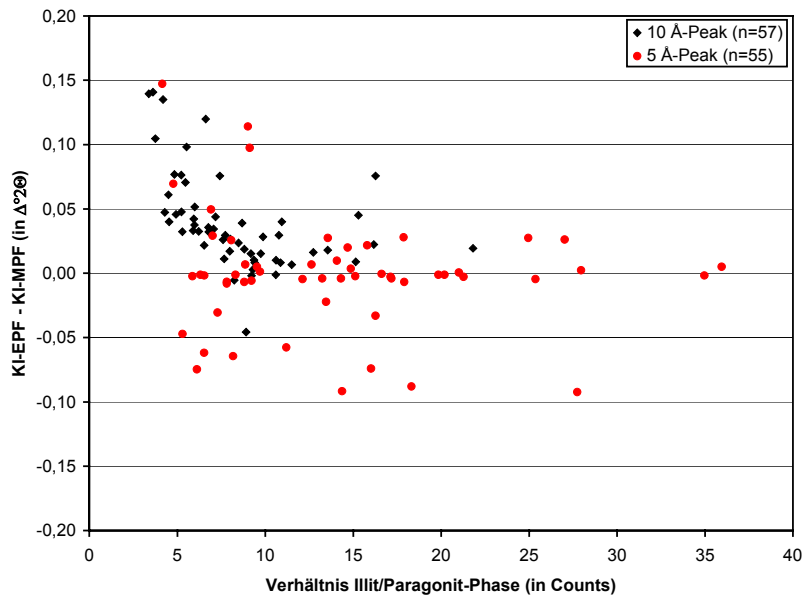


Abb. 112: Darstellung der Differenz zwischen KI-EPF und KI-MPF (in  $\Delta^2\Theta$ ) in Abhängigkeit vom Illit/Paragonit-Phase Intensitätsverhältnis (in Counts) für den 10 Å-Peak (schwarz) und den 5 Å-Peak (rot).

Es wird deutlich das sich 10 Å-Peak und 5 Å-Peak deutlich unterscheiden. Der 10 Å-Peak verhält sich wie zu erwarten: die KI-EPF-Werte sind größer als die KI-MPF-Werte, die Differenz zwischen beiden wächst mit steigendem Paragonit-Phasen-Gehalt. Anders verhält sich der 5 Å-Peak: Hier ist die Differenz (KI-EPF - KI-MPF) z.T. negativ, d.h. die KI-MPF-Werte sind größer. Auch der Trend, dass die Differenz mit steigendem Paragonit-Phasen-Gehalt wächst, ist sehr viel schwächer ausgebildet als beim 10 Å-Peak. Aus diesem Grund scheint der 5 Å-Peak, entgegen des Vorschlages von Battaglia et al. (2004; Kap. 2.1.1.6), schlechter für das Multi-Peak-Fitting geeignet zu sein als der 10 Å-Peak.

Als grober Trend ist zudem zu erkennen, dass die Differenz KI-EPF - KI-MPF auch mit zunehmender KI ansteigt (Abb. 113). Dieser Zusammenhang steht aber immer in Wechselwirkung mit dem Gehalt an Paragonit.

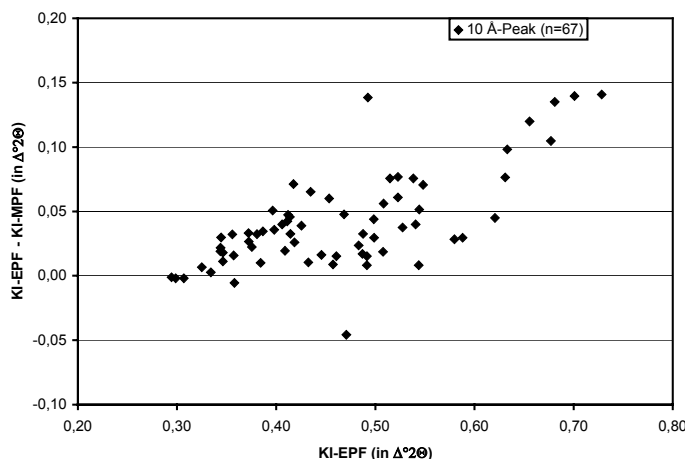


Abb. 113: Darstellung der Differenz zwischen KI-EPF und KI-MPF (in  $\Delta^2\Theta$ ) in Abhängigkeit von der KI-EPF (in  $\Delta^2\Theta$ ).

### 3.1.4 Ergebnisse des 5 Å- und des 14 Å-Peak

#### 5 Å-Peak

Die Korrelation der gemessenen FWHM zwischen 5 Å-Peak und 10 Å-Peak wird in Kapitel 2.1.1.7 vorgestellt (Abb. 78). In diesem Kapitel sollen nun die geeichten Werte, ausgedrückt als KI (10 Å-Peak) und KIÄ (Kübler-Index-Äquivalent; 5 Å-Peak) verglichen werden.

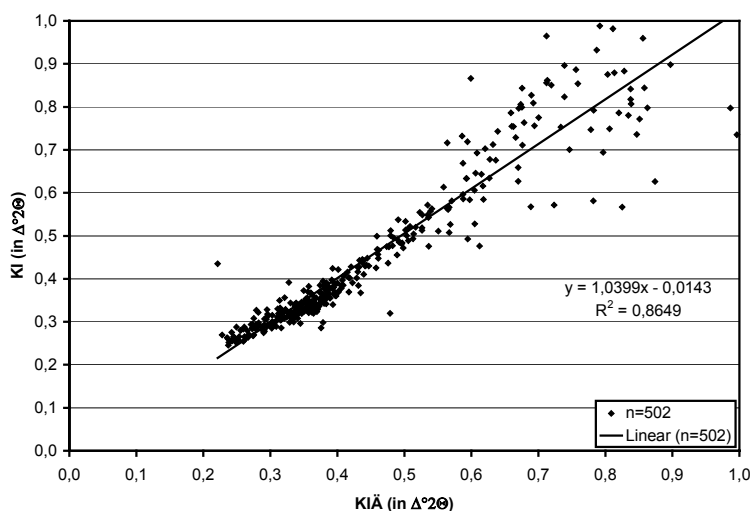


Abb. 114: Korrelation von KI (10 Å-Peak) und KIÄ (5 Å-Peak).

KI und KIÄ (jeweils Mittelwerte der vier an einer Probe durchgeführten Messungen) zeigen eine positive lineare Korrelation ( $R^2=0,8649$ ; Abb. 114). Obwohl es vor allem im Wertebereich  $<0,40 \Delta^2\theta$  zur Zuordnung in unterschiedliche Metamorphosezonen kommt, können die KIÄ-Werte zur Absicherung der Ergebnisse mit herangezogen werden.

#### 14 Å-Peak

Die Korrelation der gemessenen FWHM zwischen 14 Å-Peak und 7 Å-Peak wird in Kapitel 2.1.2.4 beschrieben. (Abb. 86). In Abbildung 115 ist die Korrelation zwischen ÁI (7 Å-Peak) und ÁIÄ (14 Å-Peak) dargestellt.

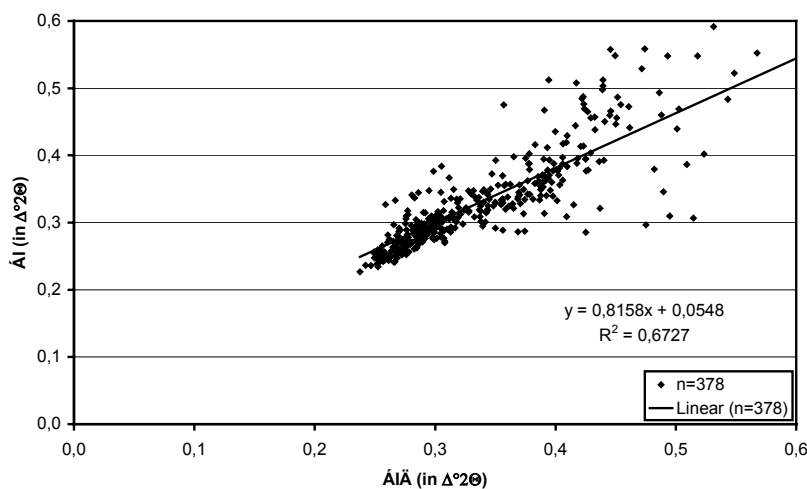


Abb. 115: Korrelation von ÁI (7 Å-Peak) und ÁIÄ (14 Å-Peak).

Die Werte zeigen eine positive lineare Korrelation, die nicht sehr gut ist ( $R^2=0,6727$ ). Es kommt oft zur Zuordnung in unterschiedliche Metamorphosezonen. Die ÁIÄ-Werte sind daher nur mit Vorsicht zu verwenden.

### 3.1.5 Esquevin-Index

Die Ergebnisse der Bestimmung des Esquevin-Index sind in Abbildung 116 und Tabelle C (Anhang) dargestellt. Von den insgesamt 467 Proben zeigten 455 einen Esquevin-Index  $>0,40$ , was ein Indiz für eine muskovitische Zusammensetzung darstellt (Esquevin 1969; Dunoyer de Segonzac 1970; Kap. 2.1.3.2). 12 Proben zeigen Werte zwischen 0,4 und 0,3, was auf eine phengitische Zusammensetzung hindeutet. Es wurden keine Werte  $<0,30$  gemessen.

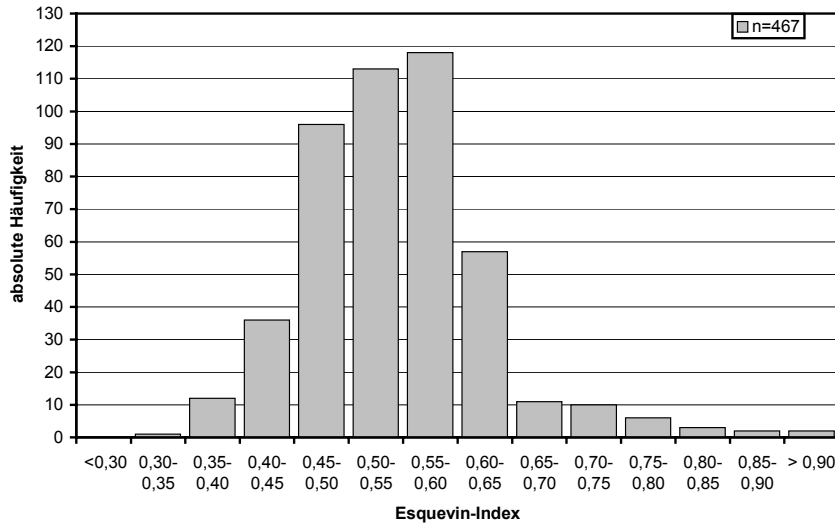


Abb. 116: Darstellung des Esquevin-Index der in dieser Arbeit bearbeiteten Proben als absolute Häufigkeiten.

### 3.1.6 Chlorit-Index

Die Ergebnisse der Bestimmung des Chlorit-Index sind in Abbildung 117 und Tabelle D (Anhang) dargestellt. Insgesamt wurden 373 Proben bearbeitet. Davon zeigen 240 Proben Werte  $<0,33$ , was auf einen Fe-reichen Chlorit (Klinochlor) hindeutet. 133 Proben zeigten Werte  $>0,33$ . Dies deutet auf einen Mg-reiche Zusammensetzung hin (Brown 1961; Brown und Brindley 1981).

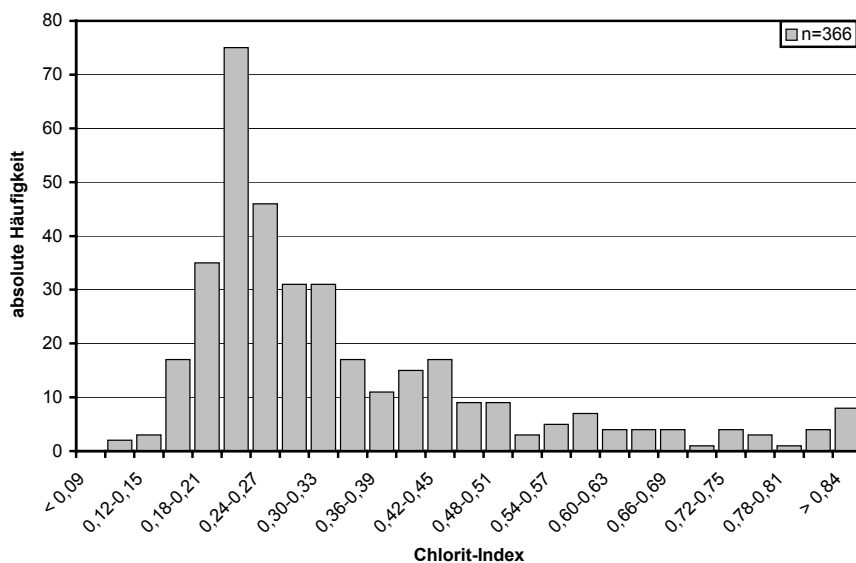


Abb. 117: Darstellung des Chlorit-Index der in dieser Arbeit bearbeiteten Proben als absolute Häufigkeiten.

### 3.2 Polytypie

Für die Bestimmung der Polytypie wurden verschiedene Methoden verwendet (Kap. 2.1.5). Die Ergebnisse sind Tabelle E (Anhang) zu entnehmen. Die beiden Methoden, welche auf einer polynomischen Korrelation beruhen ("Basel<sub>polynomisch</sub>" und "Caillère et al. 1982") und auf den Reflexen bei 3,06 Å ((112)-1M) und 3,00 Å ((025)-2M<sub>1</sub>) basieren, zeigen eine relativ gute Übereinstimmung der Ergebnisse. Die Methode nach Caillère et al. (1982) ergibt aber einen bis zu 12 % höheren Gehalt des 2M<sub>1</sub>-Polytyp (Abb. 118).

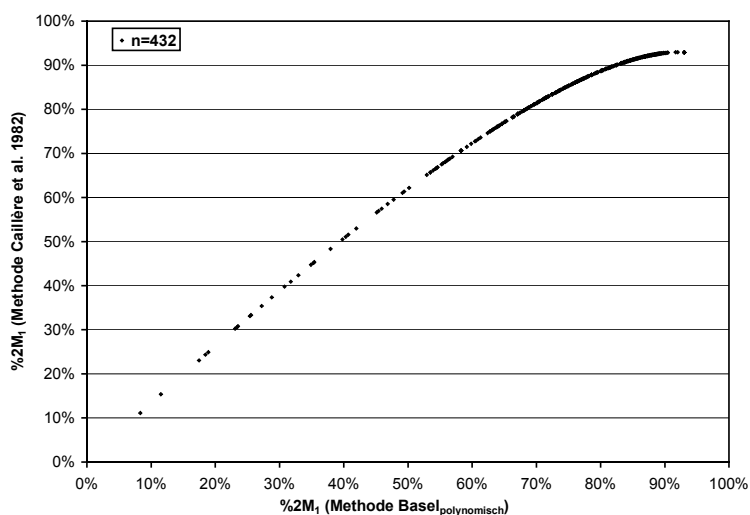


Abb. 118: Darstellung der Gehalte des 2M<sub>1</sub>-Polytyps nach den Methoden Basel<sub>polynomisch</sub> sowie Caillère et al. (1982).

Auch der Vergleich zwischen den beiden Methoden Basel<sub>polynomisch</sub> und Basel<sub>linear</sub> (beruht auf einer linearen Korrelation) zeigt eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse (Abb. 119).

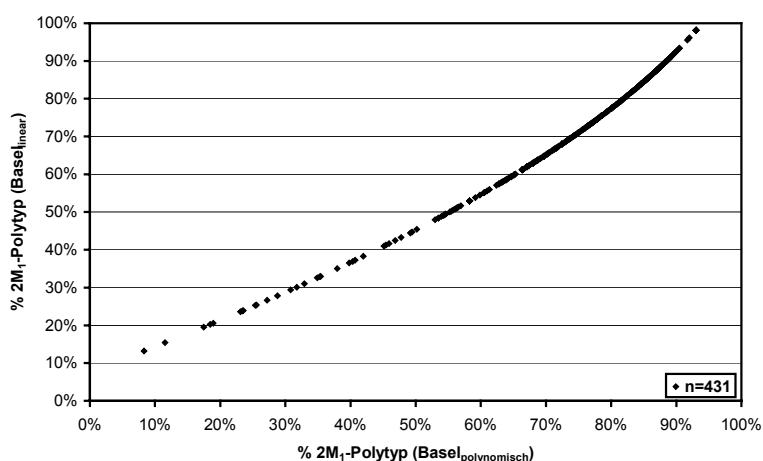


Abb. 119: Darstellung der Gehalte des 2M<sub>1</sub>-Polytyps nach den Methoden Basel<sub>linear</sub> und Basel<sub>polynomisch</sub>.

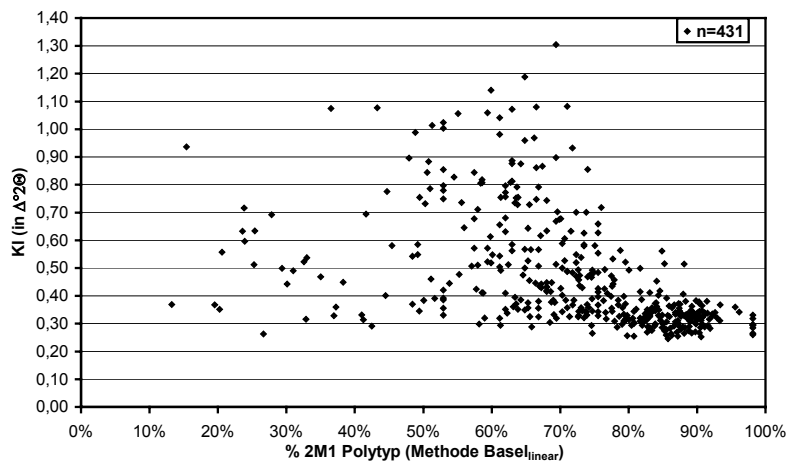
Bei der Beurteilung der Ergebnisse ist folgendes zu beachten: die empirischen Regressionsgleichungen, welche den drei Methoden zugrunde liegen, verwenden das Peakverhältnis  $I(3,00 \text{ \AA}) / [I(3,00 \text{ \AA}) + I(3,06 \text{ \AA})]$  (Kap. 2.1.5). Auch wenn dieses Verhältnis 1 ist, d.h. keine Intensität des 3,06 Å ((112)-1M) gemessen wurde, ergeben die Gleichungen keinen Anteil von 100 % des 2M<sub>1</sub>-Polytyp. Der maximale Wert für die beiden Methoden, welche auf einer polynomischen Korrelation beruhen, liegt für die Methode Basel<sub>polynomisch</sub> bei 93,03 %, bei der Methode nach Caillère et al. (1982) bei 92,91 % Gehalt 2M<sub>1</sub>-Polytyp. Da diese Werte 100 % des 2M<sub>1</sub>-Polytyp entsprechen (denn der 1M Reflex war nicht vorhanden), ergibt sich



eine Differenz von etwa 7 %. Die Korrelation stellt immer einen Kompromiss dar, denn sie versucht über den gesamten Bereich, d.h. von 0 % bis 100 % Anteil des 2M<sub>1</sub>-Polytyp, eine möglichst gute Anpassung zu erzielen, in diesen beiden Fällen zu Lasten der Anpassung im Bereich zwischen etwa 85 und 100 % 2M<sub>1</sub>-Polytyp.

Eine bessere Anpassung vor allem für den Bereich mit hohen Gehalten des 2M<sub>1</sub>-Polytyp stellt die Methode Basel<sub>linear</sub> dar. Hier wird bei einem Peakverhältnis von 1 (siehe oben) ein Wert von 98,14 % Gehalt 2M<sub>1</sub>-Polytyp erreicht und somit fast der gesamte Bereich der möglichen Gehalte abgedeckt. Aus diesem Grund ist meiner Meinung nach die Methode Basel<sub>linear</sub> den anderen beiden Methoden vorzuziehen.

Die Ergebnisse der Methode nach Maxwell und Hower (1967) sind zum Vergleich in Tabelle E (Anhang) angegeben. Sie zeigten eine sehr schlechte Korrelation zu den anderen Methoden. Bei dieser Methode zeigen zudem viele der Proben Gehalte >100 %. Dies ist wahrscheinlich auf die Überlagerung durch verschiedene Peaks, sowie die Tatsache zurückzuführen, dass der verwendete 2,58 Å-Reflex von sieben verschiedenen Peaks aufgebaut wird (Kap. 2.1.5), deren jeweilige Intensität sehr stark mit dem Grad der Texturierung variiert.



**Abb. 120: Darstellung der Gehalte des 2M<sub>1</sub>-Polytyps nach den Methoden Basel<sub>linear</sub> im Verhältnis zum KI.**

In Abb. 120 ist der Anteil des 2M<sub>1</sub>-Polytyp (Methode Basel<sub>linear</sub>) im Verhältnis zum Metamorphosegrad (KI) dargestellt. Von einigen Proben (etwa 50) abgesehen, die trotz einem relativ hohen Metamorphosegrad sehr niedrige Gehalte am 2M<sub>1</sub>-Polytyp aufweisen, zeichnet sich eine Entwicklung ab, bei welcher mit ansteigendem Metamorphosegrad auch der Anteil des 2M<sub>1</sub>-Polytyp zunimmt. Von den eben angesprochenen Ausreißern abgesehen, zeigen die Proben der Anchizone (KI < 0,50 Δ°2θ) 2M<sub>1</sub>-Gehalte > 60 %, was sehr gut zu der von Dalla Torre und Frey (1997) beschriebenen Entwicklung passt. Nach diesen Autoren beträgt der Anteil des 1M-Polytyps an der Grenze Anchizone/Diagenesezone maximal 40 %.

### 3.3 $b_0$ -Geobarometrie

In diesem Kapitel werden die  $b_0$ -Daten vorgestellt, welche aus den Röntgendiffraktogrammen ermittelt werden, also nach der "Sassi-Methode" (Kap. 2.1.4.2) und der "METRIC-Methode" (Kap. 2.1.4.3). Die Ergebnisse der Methode nach Guidotti et al. (1989), die auf Analysen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (ESM) basieren (Kap. 2.1.4.4), werden gemeinsam mit den anderen ESM-Analysedaten in Kapitel 3.6 präsentiert.

Im Folgenden werden zuerst die beiden Methoden verglichen (Kap. 3.3.1). Anschließend wird der  $b_0$ -Index für die unterschiedlichen Deckeneinheiten, getrennt für Südflügel (Kap. 3.3.2) und Nordflügel (Kap. 3.3.3), vorgestellt.

#### 3.3.1 Methodenvergleich $b_0$ -Index: Sassi- und METRIC-Methode

Es wurden nur Proben mit einem  $KI < 0,50 \Delta^2\Theta$  ausgewertet (Padan et al. 1982). Die Ergebnisse beider Methoden sind in Tabelle E (Anhang) dargestellt. In Abbildung 121 werden die Ergebnisse beider Methoden verglichen. Sie zeigen eine positive lineare Korrelation ( $R^2=0,4753$ ), die allerdings nicht sonderlich gut ist. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die METRIC-Werte Unterschiede bezüglich ihrer Qualität aufweisen. In diesen Vergleich wurden auch Proben einbezogen, bei denen die Elementarzellen-Anpassung durch METRIC nur auf relativ wenigen oder sehr schwachen Peaks basiert. Vor allem diese Werte zeigen eine schlechte Korrelation zu den Sassi-Werten. Die durch die Sassi-Methode erzeugten Werte sind im Vergleich dazu von einheitlich guter Probenqualität.

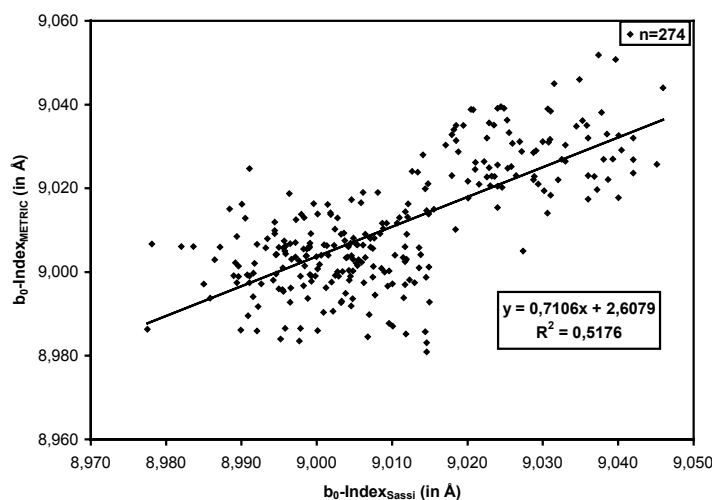


Abb. 121: Vergleich des  $b_0$ -Index nach der Sassi- und der METRIC-Methode.

In Abbildung 122 kann man sehen, dass bei einer Betrachtung des gesamten Datensatzes die  $b_0$ -Werte (Sassi-Methode) keine Abhängigkeit vom Metamorphosegrad (KI) zeigen. Dies ist ein wichtiger Nachweis für die Anwendbarkeit der Methode. Eine solche Abhängigkeit kann allerdings für den W-Teil der Malvies-Einheit nicht ausgeschlossen werden (Kap. 3.3.2.1).

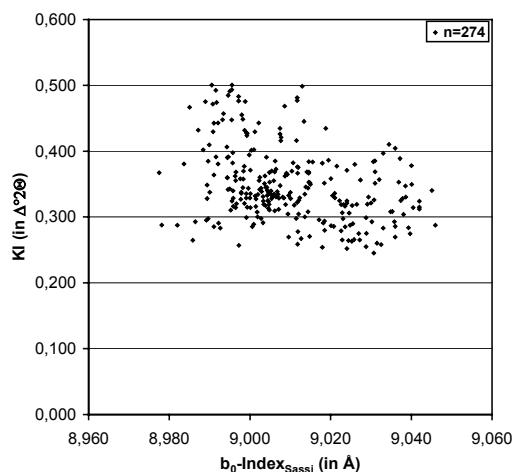


Abb. 122: Darstellung des  $b_0$ -Index (Sassi-Methode) in Abhängigkeit vom KI (in  $\Delta^2\Theta$ ).

### 3.3.2 Der $b_0$ -Index in den tektonischen Einheiten des Südflügels

Die Ergebnisse der  $b_0$ -Daten sind als Kurven kumulativer Häufigkeiten dargestellt. Um zu sehen, ob die  $b_0$ -Werte innerhalb einer Decke bzw. einer tektonischen Einheit homogen sind, wurden diese, wo sinnvoll, in einen westlichen und östlichen bzw. nördlichen und südlichen Bereich unterteilt, welche getrennt dargestellt werden (für die Zuordnung siehe Tabelle E, Anhang). Bei der Gewichtung der Daten im Vergleich zwischen einzelnen Kurven muss in jedem Fall die Probenanzahl ( $n$ ) mit berücksichtigt werden, die sich zwischen den einzelnen Bereichen einer Einheit stark unterscheiden kann. Aufgrund der bereits oben angesprochenen homogenen Datenqualität wird in dieser Arbeit bei Unterschieden den nach der Sassi-Methode erzeugten  $b_0$ -Daten der höhere Stellenwert beigemessen. Ich möchte noch darauf hinweisen, dass es sich beim  $b_0$ -Index um eine statistische Methode handelt, d.h. das einzelne Ausreißerwerte bei der Interpretation zu vernachlässigen und z.B. auf den Eintrag von Detritus zurückzuführen sind. Außerdem ist die Aussage der Werte umso stärker zu gewichten, je einheitlicher die Ergebnisse sind.

Die  $b_0$ -Index-Grenzwerte nach Guidotti und Sassi (1986) entsprechen  $b_0 < 9,000 \text{ \AA}$  (Niederdruck-Fazies-Serie) und  $b_0 > 9,040 \text{ \AA}$  (Hochdruck-Fazies-Serie). Werte zwischen  $9,000 \text{ \AA}$  und  $9,040 \text{ \AA}$  sind der Mitteldruck-Fazies-Serie zuzuordnen (Kap. 2.1.4).

#### 3.3.2.1 Pardailhan-Decke

Für die drei tektonischen Einheiten, welche die Pardailhan-Decke aufbauen, wurde jeweils ein östlicher und ein westlicher Bereich ausgehalten. Für die Naudet- und Camplong-Einheit trennt die Camplong-Störung diese beiden Bereiche, welche sich etwa in der Mitte der Decke befindet (Abb. 13). Die Malvies-Einheit wurde an der Faveyrolles-Störung unterteilt, da sich westlich dieser Störung den tektonischen Baustil ändert (Kap. 1.4.1.2).

#### Malvies-Einheit

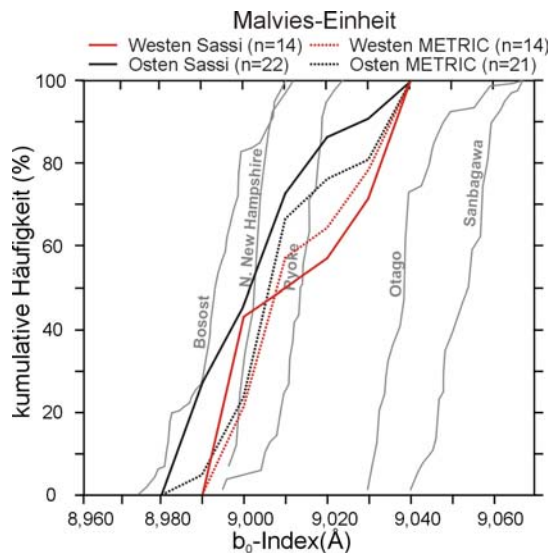


Abb. 123: Darstellung des  $b_0$ -Index in der Malvies-Einheit.

In der Malvies-Einheit wurden insgesamt 36 Proben untersucht. Die  $b_0$ -Werte sind in der Malvies-Einheit im E etwas niedriger als im W. Etwa 50 % der Proben zeigen Werte  $< 9,000 \text{ \AA}$  (Sassi-Methode), die METRIC-Werte sind etwas höher (Abb. 123). Die Sassi-Werte aus dem W-Teil sind etwas höher, etwa 40 % der Proben zeigen einen  $b_0$ -Index  $< 9,000 \text{ \AA}$ . In der gesamten Einheit sind die  $b_0$ -Index-Werte nicht sehr homogen und zeigen eine relativ große Streuung. Die Kurven zeigen dabei einen ähnlichen Verlauf: bei  $b_0$ -Werten  $< 9,010 \text{ \AA}$  ("Westen Sassi"  $< 9,000 \text{ \AA}$ ) sind die Daten homogen, die Kurven haben eine große Steigung. Dann verflachen die Kurven, die Daten beginnen stärker zu streuen. Dies wird am Beispiel der Kurve "Osten Sassi" deutlich: etwa 72 % der Proben fallen in Bereich zwischen  $8,980 \text{ \AA}$  und  $9,010 \text{ \AA}$ . Die restlichen

Proben (nur 28 %) decken einen genauso großen Bereich ab zwischen  $9,010 \text{ \AA}$  und  $9,040 \text{ \AA}$ . Die Streuung ist bei höheren  $b_0$ -Werten also deutlich größer. Es fällt auf, dass diese Proben vor allem aus Gesteinen des Kambrium stammen (Tabellen A und E, Anhang). Dieser Zusammenhang wird am Ende dieses Kapitels noch eingehender diskutiert. Die Werte

zwischen 8,980 Å und 9,010 Å. stellen wahrscheinlich den "wahren"  $b_0$ -Wert der Einheit dar, wobei die Werte im W etwas höher sind als im E der Einheit. Im W fällt zudem auf, dass die niedrigsten  $b_0$ -Werte sehr oft auch KI-Werte  $>0,40 \Delta^2\Theta$  haben.

### Naudet-Einheit

In der Naudet-Einheit wurden insgesamt 39 Proben untersucht. Die Ergebnisse sind einheitlicher als in der Malvies-Einheit. Über die gesamte Fläche ergeben beide Methoden ein homogenes Bild (Abb. 124). Etwa 75 % der Proben fallen in den Bereich zwischen 8,990 Å und 9,015 Å, darüber verflachen die Kurven ähnlich wie in der Malvies-Einheit (Abb. 125). Auch hier fällt auf, dass fast alle Proben des Kambriums  $b_0$ -Werte  $>9,000$  Å zeigen. Die Werte aus Proben des Ordoviz sind meist  $<9,005$  Å (Tabelle E, Anhang).

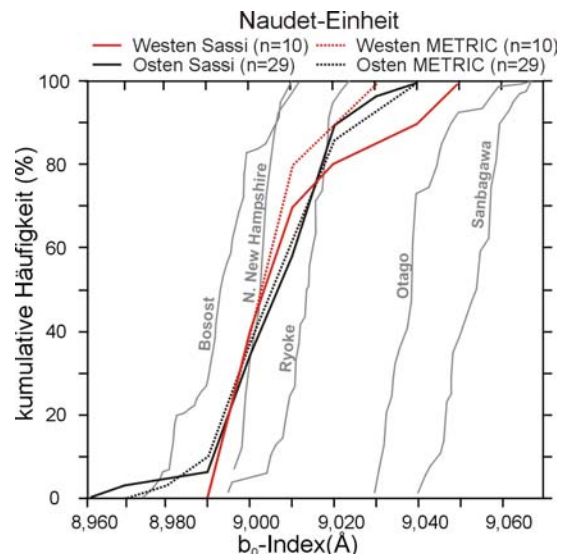


Abb. 124: Darstellung des  $b_0$ -Index in der Naudet-Einheit.

### Camplong-Einheit

Die Daten aus der Camplong-Einheit, aus der 34 Proben bearbeitet wurden, sind im E-Teil (28 Proben) homogen (Abb. 125). Etwa 75 % der Sassi-Werte fallen in den engen Bereich zwischen 8,990 Å und 9,000 Å. Die METRIC-Werte sind z.T. etwas höher, reichen bis 9,005 Å. Bei  $b_0$ -Werten oberhalb dieses Bereiches verflachen die Kurven ähnlich wie in der Malvies-Einheit. Auch hier entstammen die hohen  $b_0$ -Werte kambrischen Proben.

Im W sind die Daten inhomogen. Aus diesem Bereich wurden nur 7 Proben bearbeitet, welche alle aus kambrischen Gesteinen stammen (Tabelle E, Anhang). Die Sassi-Werte streuen, 58 % der Proben liegen zwischen 8,990 Å und 9,010 Å. Insgesamt zeigen die 7 Proben Werte zwischen 8,990 Å und 9,050 Å, genügen also nicht den Ansprüchen an eine statistische Methode.

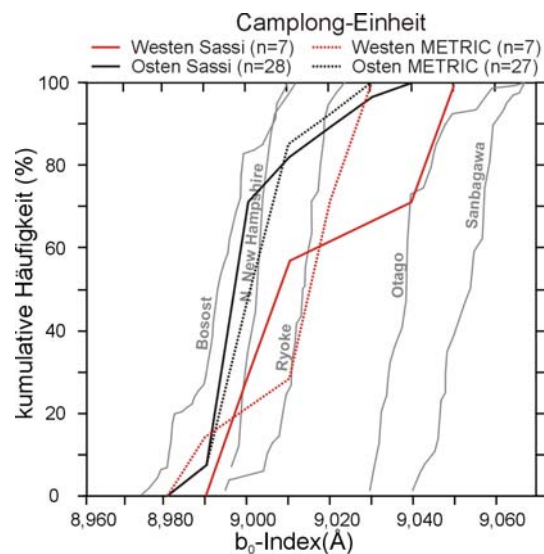


Abb. 125: Darstellung des  $b_0$ -Index in der Camplong-Einheit.

### 3.3.2.2 Minervois-Decke und St. Ponais

Die wenigen Daten aus der Minervois-Decke und dem St. Ponais werden in einer Abbildung (Abb. 126) gemeinsam dargestellt.

#### Minervois-Decke

Aufgrund der geringen Probenanzahl (13 Proben) und der einheitlichen Ergebnisse werden Nord-Minervois (Fournes-Einheit) und Zentral-Minervois zusammengefasst. In beiden Einheiten zeigen Sassi- und METRIC-Werte identische Ergebnisse. Fast alle Proben zeigen einen  $b_0$ -Index zwischen 9,020 Å und 9,040 Å, was auf einen geothermischen Gradienten der Mitteldruck-Fazies zwischen 25°C/km und 30°C/km schließen lässt (Abb. 126).

#### St. Ponais

Aus dem St. Ponais wurden nur 3 Proben bearbeitet, deren Werte etwas streuen. Der höchste Sassi-Wert (aus dem Süd-St. Ponais) beträgt 9,009 Å, die beiden anderen Werte sind <9,000 Å. Die METRIC-Werte liegen zwischen 8,997 Å und 9,015 Å. Die Daten sind aufgrund der geringen Probenzahl schwer zu interpretieren, anhand der Sassi-Werte deutet sich jedoch eine temperaturbetonter geothermischer Gradient an.

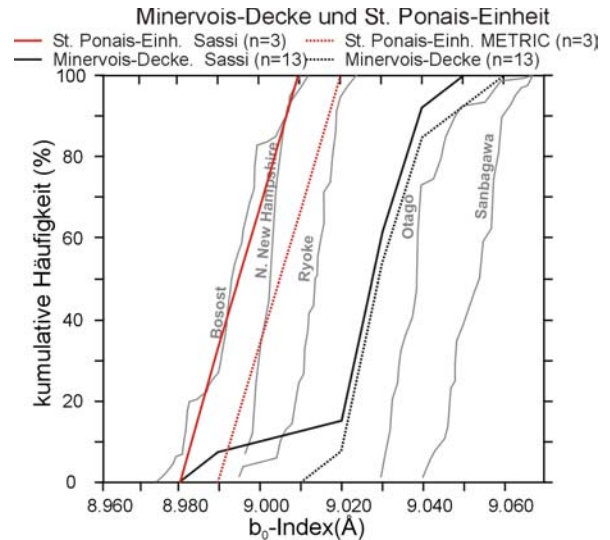


Abb. 126: Darstellung des  $b_0$ -Index in der Minervois-Decke und im St. Ponais.

### 3.3.2.3 Mont Peyroux-Decke

In der Mont Peyroux-Decke ist die Probenzahl mit insgesamt 65 bearbeiteten Proben sehr hoch. Um zu sehen, ob sich der geothermische Gradient mit wachsender Entfernung zur Axialzone ändert, wurde in etwa auf Höhe der Ortschaft Roquebrun ein südlicher Bereich mit insgesamt 11 Proben abgegrenzt. Die Ergebnisse stellen sich wie folgt dar (Abb. 127): N- und S-Teil der Decke unterscheiden sich so gut wie nicht. Über 80 % der Sassi-Werte sind <9,000 Å und belegen eine Niederdruck-Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten >35°C/km. Auch die METRIC-Werte vom N- und S-Teil unterscheiden sich nicht, 80 % der Proben bewegen sich zwischen 8,990 Å und 9,010 Å. Sie zeigen damit einen etwas höheren  $b_0$ -Index als die Sassi-Werte, deuten aber auch auf eine temperaturbetonte Metamorphose hin. In der Mont Peyroux-Decke wurden Proben aus dem Ordoviz und Karbon bearbeitet. Sie zeigen keinerlei Unterschiede in den  $b_0$ -Index-Werten.

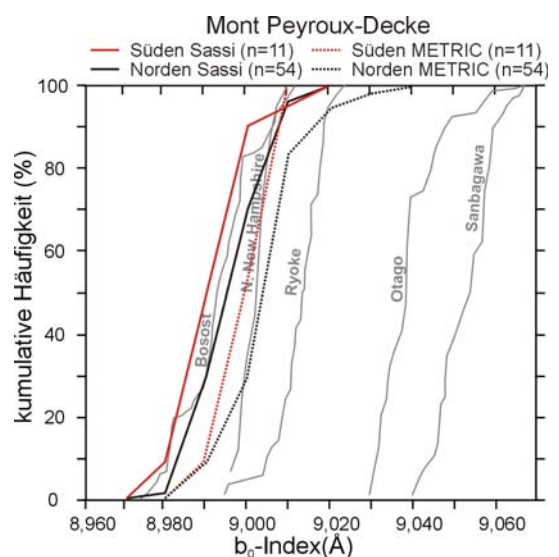


Abb. 127: Darstellung des  $b_0$ -Index in der Mont Peyroux-Decke.

### 3.3.2.4 Faugères-Decke

In der Faugères-Decke wurden insgesamt 46 Proben bearbeitet, welche allesamt aus dem Karbon stammen. Auch hier wurde ein südlicher Bereich abgegrenzt - in etwa auf Höhe der Ortschaft Le Pin. Die Ergebnisse aller Werte sind sehr homogen, unabhängig von geographischer Lage und verwendeter Methode. Die meisten Werte liegen im Bereich um 9,000 Å, also im Übergang zwischen Mitteldruck- und Niederdruck-Metamorphose. Die Werte entsprechen nach Guidotti und Sassi (1986) einem geothermische Gradient von etwa 35°C/km.

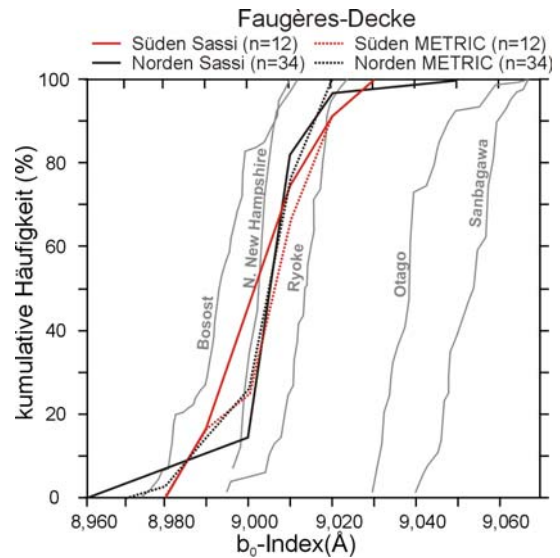


Abb. 128: Darstellung des  $b_0$ -Index in der Faugères-Decke.

### 3.3.2.5 Einfluss der Stratigraphie

Wie in Kapitel 3.3.2.1 angesprochen, deutete sich vor allem in der Malvies- und der Camplong-Einheit an, dass kambrische Proben höhere  $b_0$ -Werte zeigen als Proben ordovizischen Alters. Dies soll genauer untersucht werden. Zu diesem Zweck wurden in Abbildung 129a alle Proben der Pardailhan-Decke nach stratigraphischem Alter getrennt dargestellt.

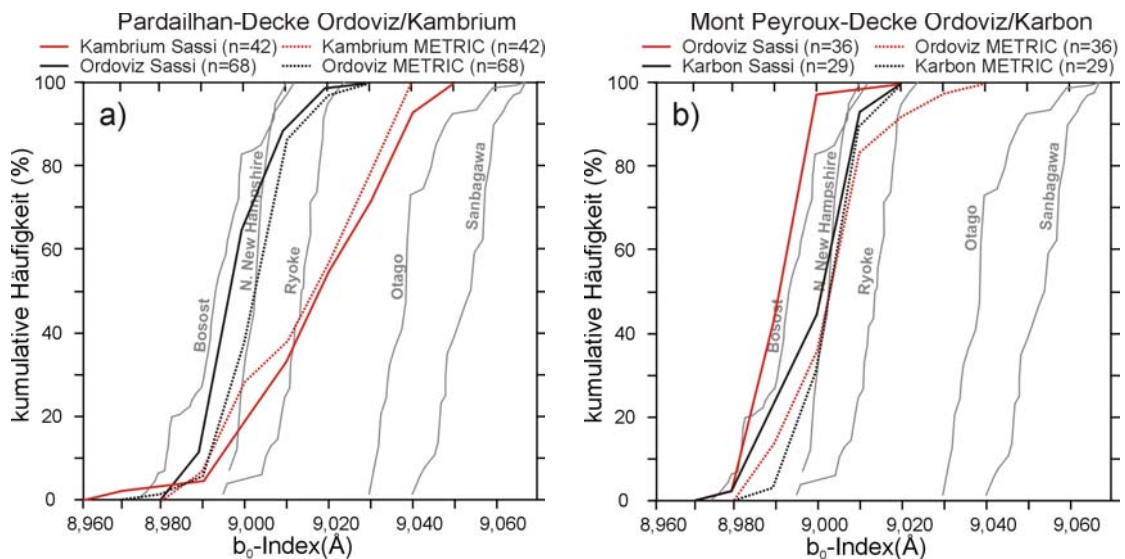


Abb. 129: Darstellung des  $b_0$ -Index in Abhängigkeit des stratigraphischen Alters (und damit der Lithologie). a) Ordoviz und Kambrium der Pardailhan-Decke; b) Ordoviz und Karbon der Mont Peyroux-Decke.

Man sieht deutlich, wie stark sich kambrische und ordovizische Proben unterscheiden. Zum einen sind die  $b_0$ -Werte aus dem Ordoviz wesentlich niedriger, wobei die Sassi-Werte und die METRIC-Werte fast gleich sind. Zum anderen sind die Werte aus dem Ordoviz viel einheitlicher, denn über 80 % der Proben fallen in den Bereich zwischen 8,990 Å und 9,010 Å

(Sassi-Werte). 90 % der kambrischen Proben sind dagegen gleichmäßig auf einen Bereich zwischen 8,990 Å und 9,040 Å verteilt.

Bei diesen gravierenden Unterschieden stellt sich die Frage, ob und welche der Proben  $b_0$ -Index-Werte liefern, die eine Metamorphose charakterisieren. Bei der Beantwortung dieser Frage sind mehrere Faktoren zu berücksichtigen: Bei einer statistischen Methode wie dem  $b_0$ -Index sind Daten um so stärker zu gewichten, je einheitlicher das Ergebnis ist. Dieses Kriterium erfüllen die Daten aus dem Ordoviz wesentlich besser als die aus dem Kambrium. Mit Hinblick auf die geologischen Gegebenheiten muss man feststellen, dass viele der kambrischen Proben aus den sog. "Grès de Marcory" ( $K_1$ ) stammen. Diese Einheit ist relativ tonarm, und obwohl sorgfältig beprobt und aufbereitet wurde, ist ein Eintrag detritischer Glimmer wahrscheinlicher wie bei den tonigen Gesteinen des Ordoviz. Außerdem sind die Deformation und die Ausbildung der Schieferung in diesen Gesteinen deutlich schwächer als im Ordoviz, was sowohl das Wachstum als auch die Gewinnung von autigenen Schichtsilikaten erschwert. Alle diese Argumente deuten darauf hin, dass die kambrischen Proben keine geologisch verwertbaren Werte liefern.

Um endgültig nachzuweisen, dass die Werte aus dem Ordoviz verlässliche Aussagen liefern und nicht die Proben aus dem Ordoviz aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung zu niedrige Werte ergeben, wurden in der Mont Peyroux-Decke die Werte aus dem Karbon und Ordoviz verglichen (Abb. 129b). Hier sieht man, dass sich die Proben aus Ordoviz und Karbon in Bezug auf ihre  $b_0$ -Index-Werte nur leicht unterscheiden (Unterschied Sassi-Methode:  $<0,010$  Å; METRIC-Methode: identische Werte). Die Proben sowohl aus dem Karbon als auch aus dem Ordoviz sind zudem sehr einheitlich und zeigen nicht die starke Streuung der Werte aus dem Kambrium.

Für die Interpretation der  $b_0$ -Daten aus den Einheiten der Pardailhan-Decke bedeutet dies, dass die relativ einheitlichen Kurvenbereiche mit den niedrigeren  $b_0$ -Werten im Bereich 8,990 Å bis 9,090 Å (zusammengefasst in Abb. 129a) die Metamorphose der Proben charakterisieren. Die kambrischen Proben sollten für diese Betrachtung vernachlässigt werden.

### 3.3.3 Der $b_0$ -Index auf dem Nordflügel

#### 3.3.3.1 *Monts de Lacaune*

Die Daten aus den Monts de Lacaune werden nach Methoden getrennt präsentiert. Die Ergebnisse der Sassi-Methode sind in Abbildung 130a dargestellt. Die Ergebnisse aus Brusque-, Mélagues- und Merdelou-Schuppe sind relativ ähnlich. Brusque- und Merdelou-Schuppe zeigen einen  $b_0$ -Index zwischen 9,010 Å und 9,040 Å, was typisch für eine Mitteldruck-Metamorphose ist (Guidotti und Sassi 1986). Aus der Mélagues-Schuppe fallen etwa 60 % der Proben in diesen Bereich. Etwa 35 % der Proben aus der Mélagues-Schuppe zeigen Werte  $<9,010$  Å. Die  $b_0$ -Werte (Sassi-Methode) aus diesem Bereich streuen relativ stark, außerdem fallen alle Proben mit KI-Werten der niedrigen Anchizone (dem niedrigsten Metamorphosegrad innerhalb dieser Schuppe) in diesen Bereich. Diese Werte sind daher zu vernachlässigen. Die mit der METRIC-Methode gemessenen Werte aus diesen drei Schuppen sind den Sassi-Werten sehr ähnlich, wobei einige Proben aus der Merdelou-Schuppe  $b_0$ -Werte  $>9,040$  Å erreichen (Abb. 130b).

Die Proben aus der Murat-Castanet-Einheit (insgesamt 9 Proben) zeigen teilweise deutlich niedrigere  $b_0$ -Werte (Sassi-Methode). Hier fallen 4 Proben in den engen Bereich zwischen 8,990 Å und 9,000 Å, was auf geothermischen Gradienten  $>35^\circ\text{C}/\text{km}$  hindeutet. Die Werte oberhalb 9,000 Å streuen stark. Die mit der METRIC-Methode erzeugten Werte sind ähnlich, allerdings fallen etwa 70 % der Proben in den Bereich zwischen 8,980 Å und 9,010 Å.

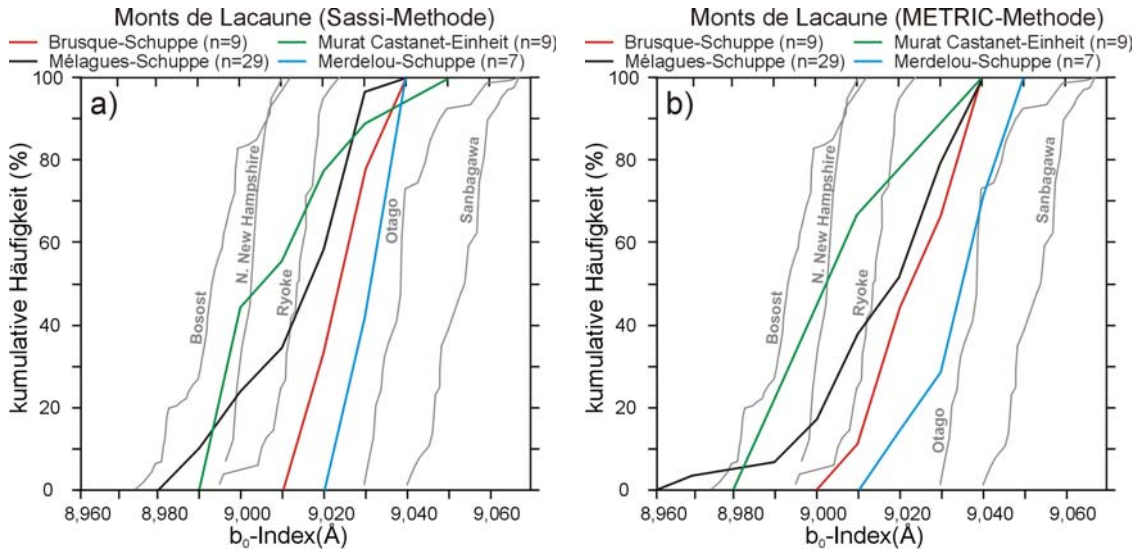


Abb. 130: Darstellung des  $b_0$ -Index aus den Monts de Lacaune. a) Sassi-Methode; b) METRIC-Methode.

Die anderen Einheiten sind aufgrund der geringen Probenanzahl nicht in Abbildung 130 dargestellt und werden kurz beschrieben (siehe auch Tabelle E, Anhang).

Aus der Mendic-Schuppe wurden drei Proben bearbeitet. Mit Ausnahme eines Sassi-Wertes (9,015 Å) liegen alle Werte zwischen 9,001 und 9,005 Å.

Drei Werte aus dem Stephan-Becken von Graissessac (zwei Proben) sind <9,000 Å, ein METRIC-Wert liegt bei 9,025 Å.

In der kompositen Barre-Viane-Einheit scheint sich der  $b_0$ -Index zwischen den Subeinheiten zu unterscheiden. Zwei Proben aus der Senaux-Subeinheit (Proben IB 36 und IB37) zeigen Werte zwischen 8,992 Å und 9,000 Å. Zwei Proben aus der Barre-Subeinheit zeigen Werte zwischen 9,019 Å und 9,035 Å.

### 3.3.3.2 St. Gervais- und Haute Mare-Einheit

Die Proben aus St. Gervais- (12 Proben) und Haute Mare-Einheit (3 Proben) zeigen sehr unterschiedliche  $b_0$ -Werte. In der St. Gervais-Einheit liegen die meisten Werte zwischen 9,020 Å und 9,040 Å (beide Methoden) und belegen eine Mitteldruck-Metamorphose (Abb. 131).

In der Haute Mare-Einheit sind die Werte deutlich niedriger und sind bei beiden Methoden <9,000 Å, wobei die METRIC-Werte etwas höher sind als die Sassi-Werte.

An der Störung, welche beide Einheiten heute trennt, findet ein deutlicher Wechsel des geothermischen Gradienten statt. Leider ist die Probenzahl in der Haute Mare-Einheit relativ gering, aber die wenigen Daten sind einheitlich.

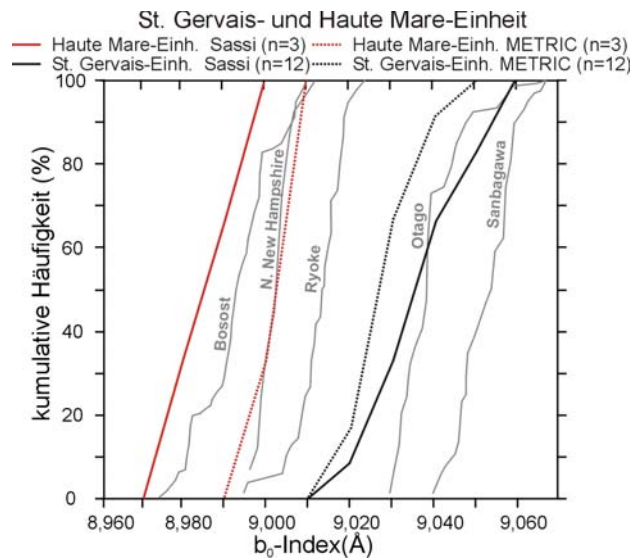


Abb. 131: Darstellung des  $b_0$ -Index in der St. Gervais- und Haute Mare-Einheit.



### 3.4 Geochronologie

In dieser Arbeit wurden je zwei Phyllosilikat-Feinfraktionen ( $<2 \mu\text{m}$  und  $<0.2 \mu\text{m}$ ) von 20 Proben mit der K-Ar-Methode datiert. An zwei Proben (IB26 und IB55) wurden Doppelbestimmungen durchgeführt. Eine kurze Beschreibung der Methode liefert Kapitel 2.4, die Lage der Probenpunkte zeigt die Abbildung 79. Die detaillierten Analyse-Daten und Messparameter sind in Tabelle F (Anhang) dargestellt.

Im Folgenden wird zunächst der gesamte Datensatz unter methodischen Gesichtspunkten präsentiert (Kap. 3.4.1). Anschließend werden die einzelnen Proben aus dem Südflügel (Kap. 3.4.2) und dem Nordflügel (Kap. 3.4.3) vorgestellt.

#### 3.4.1 Geologische Signifikanz der K-Ar-Daten

Es ist aus methodischer Sicht nicht einfach, die geologische Signifikanz von K-Ar-Daten aus dem Bereich der sehr niedergradigen Metamorphose zu bewerten. Die 20 in dieser Arbeit datierten Proben unterscheiden sich in Bezug auf ihr stratigraphisches Alter sowie ihrem Metamorphosegrad und  $b_0$ -Index und stammen meist aus unterschiedlichen geologischen Einheiten. Diese Angaben, sowie die Alters-Daten der K-Ar-Datierung sind Tabelle 8 zu entnehmen.

Proben-name	geologische Einheiten	strat. Alter	KI ( $\Delta^2\Theta$ )	$b_0$ -Index (Sass, Å)	Alter (Ma) ( $<2 \mu\text{m}$ )	Alter (Ma) ( $<0.2 \mu\text{m}$ )
<u>Südflügel:</u>						
050701 (56)	Parautochthon	O <sub>1-2</sub>	n.b.	n.b.	206,8±4,8	194,8±4,5
255 (57)	St. Ponais	O <sub>1-2</sub>	0,304	9,009	305,3±6,5	299,8±6,2
F-42 (58)	S-Faugères-D.	Visé	0,311	9,005	298,6±6,2	302,8±6,4
F-53 (59)	N-Faugères-D.	Visé	0,308	9,002	284,3±5,8	280,6±5,9
266 (60)	Z-Minervois	O <sub>1-2</sub>	0,319	9,023	309,0±6,6	299,9±6,1
246 (61)	Z-Minervois	K <sub>1</sub>	0,296	9,017	317,0±6,9	302,3±7,8
BR 16 (62)	N-Mont Peyr.-D.	O <sub>1-2</sub>	0,372	8,989	307,2±8,8	274,7±5,7
F-14 (63)	N-Mont Peyr.-D.	Visé	0,345	8,998	305,3±6,2	300,4±6,4
276 (64)	W-Malvies-E.	K <sub>1</sub>	0,316	8,996	337,7±7,4	324,5±6,8
195 (65)	W-Naudet-E.	O <sub>1-2</sub>	0,360	9,002	332,8±8,2	317,6±6,5
BR 11 (66)	E-Malvies-E.	O <sub>1-2</sub>	0,387	8,987	298,1±6,1	290,0±7,8
BR 13 (67)	E-Camplong-E.	O <sub>1-2</sub>	0,432	8,993	364,4±8,1	350,8±9,2
<u>Nordflügel:</u>						
IB26 /1 (68)	Brusque-Sch.	K <sub>1</sub>	0,317	9,025	343,5±7,0	335,4±6,9
IB26 /2 (68)	Brusque-Sch.	K <sub>1</sub>	0,317	9,025	341,2±7,0	334,0±6,9
IB55 /1 (69)	Mélagues-Sch.	K <sub>1</sub>	0,254	9,018	334,1±6,8	326,8±6,7
IB55 /2 (69)	Mélagues-Sch.	K <sub>1</sub>	0,254	9,018	332,8±6,7	328,0±6,7
IB04 (70)	St. Gervais-E.	K <sub>3-4</sub>	0,255	9,029	277,9±6,4	267,4±5,7
IB 29 (71)	Merdelou-Sch.	K <sub>4-6</sub>	0,245	9,031	315,9±6,9	300,6±6,9
021005 (72)	Murat-Castanet-E.	K <sub>1</sub>	0,340	8,996	264,0±6,0	261,5±6,4
021009 (73)	Mendic-Sch.	K <sub>1</sub>	0,368	9,005	245,0±5,5	247,2±5,9
040302 (74)	Lacaune -E.	K <sub>1</sub>	0,289	9,001	244,4±5,3	239,3±4,9
040303 (75)	Durfort-E.	K <sub>1</sub>	0,286	9,001	267,5±5,9	263,0±6,3

**Tabelle 8: Ergebnisse der K-Ar-Datierungen von Phyllosilikat-Feinfraktionen ( $<2 \mu\text{m}$  und  $<0,2 \mu\text{m}$ ). Angegeben sind Probenname (die Zahl in Klammern dient der Indizierung der Probe in den Abb. 153 und 154), geologische Einheit, das stratigraphische Alter, der KI-Wert (in  $\Delta^2\Theta$ ),  $b_0$ -Index (in Å; Sassi-Methode), und das K-Ar-Alter beider Feinfraktionen (mit  $2\sigma$ -Fehler) für jede Probe. Die genauen Analysedaten sind Tabelle F (Anhang) zu entnehmen. D. - Decke; Sch. - Schuppe; E. - Einheit; die Abkürzungen der stratigraphischen Alter sind in Abbildung 5 (Südflügel) und Abbildung 9 (Nordflügel) dargestellt.**

Damit die K-Ar-Daten geologischen Ereignissen im Sinne von tektono-metamorphen Phasen oder hydrothermalen Ereignissen zugeordnet werden können, sollten die Daten verschiedene Kriterien erfüllen: Die K-Ar-Alter sollten keine systematische Beziehung zum stratigraphischen Alter der Gesteine zeigen. Wird ein solcher Zusammenhang festgestellt, ist ein Eintrag von detritischen Glimmern ähnlichen Alters in das betreffende Gestein wahrscheinlich. Ist das K-Ar-Alter im Bereich des stratigraphischen Alters des Gesteins, ist eine weitere Möglichkeit, dass die während der sedimentären Versenkung neu gebildeten Minerale datiert wurden. In Abbildung 132 sind die K-Ar-Alter der <2 µm Feinfraktion der in dieser Arbeit datierten Proben gegen das stratigraphische Alter der Gesteine aufgetragen. Vor allem die Proben aus dem K<sub>1</sub> und dem O<sub>1-2</sub> zeigen, dass es keinen Zusammenhang zwischen stratigraphischem Alter und gemessenem K-Ar-Alter gibt. Die K-Ar-Alter aus diesen beiden stratigraphischen Einheiten decken jeweils eine Zeitspanne von mehreren 10er Ma ab.

Ein weiteres wichtiges Kriterium ist, dass Proben mit derselben tektono-metamorphen Entwicklung, aber mit unterschiedlichem stratigraphischem Alter dieselben K-Ar-Alter ergeben sollten - einen ausreichend hohen Metamorphosegrad beider Proben vorausgesetzt. Dies ist z.B. in der Mont Peyroux-Decke der Fall, wo die K-Ar-Alter der <2 µm Feinfraktion einer Probe aus dem Ordoviz (Probe BR16) und dem Karbon (Probe F-14) sich nur um ca. 2 Ma unterscheiden (Tabelle 8).

In Abbildung 133 werden die K-Ar-Alter der <2 µm Feinfraktion mit dem KI-Werten der jeweiligen Proben verglichen. Sie zeigen keine Korrelation. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, dass oberhalb eines gewissen Metamorphosegrades die kristall-internen Transformations- bzw. Reifungs-Mechanismen (Kap. 2.1.1.3) vor allem während der Schieferungs-bildung zu einem nahezu kompletten Ar-Verlust im Kristallgitter führen (bei "Lösung-Fällung" und teilweise auch bei "Ostwald-Reifung", Altaner und Ylagan 1997). Unterhalb dieses Wertes ist es wahrscheinlich, dass der Einfluss detritischer Glimmer und von Schichtsilikaten, welche während der Versenkungsdiagenese entstanden sind, beides gesteinspezifische Faktoren, zunimmt. In einer Region wie der Montagne Noire kommen zwei weitere Faktoren hinzu: Zum einen haben hier unterschiedliche tektono-metamorphe Ereignisse (variszischer Deckenbau und

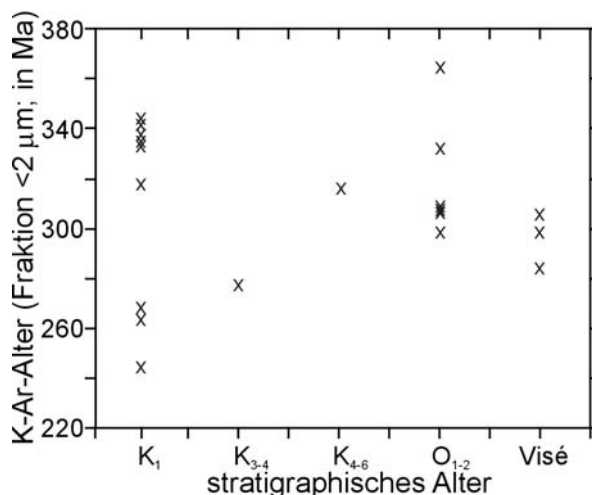


Abb. 132: Dargestellt ist das K-Ar-Alter (<2 µm Feinfraktion; in Ma; ohne Fehlerangabe) gegen das stratigraphische Alter jeder Probe.

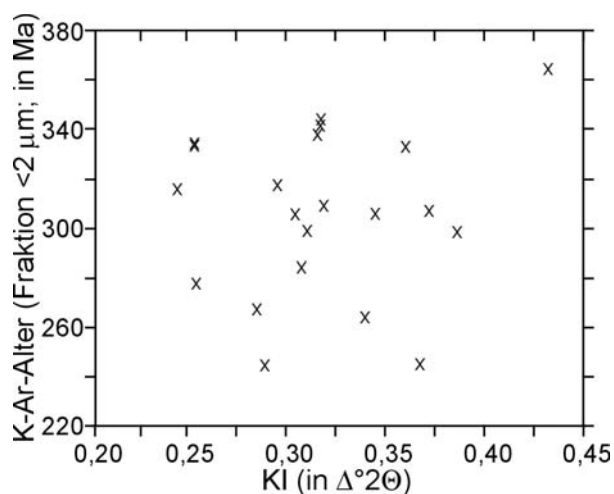


Abb. 133: Dargestellt ist das K-Ar-Alter (<2 µm Feinfraktion; in Ma) gegen die KI-Werte (in Δ°2Θ) jeder Probe.

Exhumierung der Axialzone) zu ähnlichen Metamorphose-Bedingungen geführt. Zum anderen ist eine hydrothermale Aktivität z.B. im Bereich der Salsigne-Goldmine nachgewiesen.

### Vergleich zwischen der <2 µm und der <0,2 µm Feinfraktion

In dieser Arbeit wurden von jeder Probe zwei Feinfraktionen datiert, eine <2 µm und eine andere <0,2 µm. Normalerweise wird das K-Ar-Alter einer Probe immer jünger, je kleiner die Korngröße der gemessenen Fraktion ist. Das liegt u.a. daran, dass im Normalfall mit abnehmender Korngröße auch der Detritus-Anteil abnimmt. Auch in den 20 Proben der Montagne Noire ist die <2 µm Feinfraktion meist älter (Abb. 134), nur bei zwei Proben ist dies nicht der Fall. Die Altersdifferenz zwischen den beiden Fraktionen einer Probe liegt meist zwischen etwa 5 und 15 Ma..

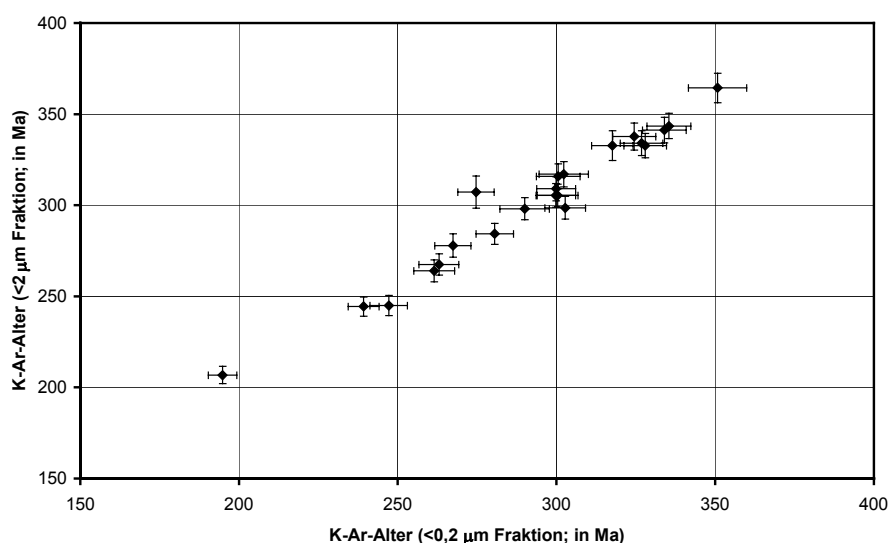


Abb. 134: Darstellung der K-Ar-Alter (in Ma) der <2 µm und <0,2 µm Phyllosilikat-Feinfraktion jeder Probe.

Bei der Betrachtung der Daten fällt auf, dass der Fehler im Vergleich zu Ar/Ar- oder U/Pb-Datierungen größer ist. Dieser Fehler kommt vor allem durch die flammenphotometrische Bestimmung des Kalium zustande. Er ist daher methoden-immanent und nicht auf eine schlechte Qualität der Analysen zurückzuführen.

### Diskussion der Abhängigkeit der Altersdatierungen von der Korngröße

Der bereits oben angesprochene Effekt durch den Eintrag detritischer Glimmer kann durch eine kurze Modellrechnung grob abgeschätzt werden: Wenn das "wahre" Alter eines tektonometamorpheren Ereignisses 300 Ma ist und man in der Probe einen Eintrag von 5 % Detritus mit einem Alter von 500 Ma hat, ergibt sich ein gemessenes Alter von 310 Ma nach der Gleichung:  $95 \% \cdot 300 \text{ Ma} + 5 \% \cdot 500 \text{ Ma} = 310 \text{ Ma}$ .

Solche geringen Detritus-Gehalte sind im Röntgendiffraktogramm und auch anhand der KI- und  $b_0$ -Index-Werte nicht zu identifizieren, haben aber einen starken Einfluss auf die K-Ar-Alter. Da solche "Mischalter" nicht, wie etwa bei der U-Pb-Geochronologie durch Concordia-Diagramme identifiziert werden können, muss man andere Kriterien bemühen. Hier bietet sich der Vergleich benachbarter Proben und vor allem verschiedener Fraktionen derselben Probe an, da der Detritus-Gehalt korngößenabhängig ist. Wenn z.B. zwei benachbarte Proben ein ähnliches Alter der <0,2 µm Fraktion aufweisen, aber die Alter der <2 µm Fraktion stark differieren, ist dies ein möglicher Hinweis auf den Eintrag von Detritus in der <2 µm Fraktion. Ein Beispiel für einen solchen Fall könnten die beiden Proben aus dem Zentral-Minervois darstellen (Kap. 3.4.2.2). Eine junge Alteration einiger Minerale kann einen ähnlich starken Einfluss haben, allerdings sind die "Mischalter" in diesem Fall jünger als das "wahre" Alter.

Größere Korngrößen ergeben im Normalfall höhere Alter. Dies ist wahrscheinlich auf eine Überlagerung mehrerer Faktoren zurückzuführen:

- Je größer die Fraktion, desto größer ist der Anteil an Detritus (nur in klastischen Sedimenten, nicht in Bentoniten).
- Ar-Verlust und Alteration der feineren Fraktion.
- Zeitlicher Unterschied beim Wachstum der Kristalle, wobei die kleinsten Kristalle am jüngsten sind.

### **3.4.2 K-Ar Alter auf dem Südflügel**

Aus dem Südflügel der Montagne Noire wurden insgesamt 12 Proben bearbeitet. Bei der Probenauswahl wurde versucht, möglichst jede Einheit und alle geeigneten stratigraphischen Bereiche abzudecken. Es wurden meist Proben mit möglichst hohem Metamorphosegrad ausgewählt, welche sich vorwiegend im N-Teil des Südflügels befinden (Abb. 79). In der Pardailhan-Decke wurde allerdings auch die Camplong-Einheit (Süd-Pardailhan) beprobt. Alle Alter sind in Tabelle 8 einzusehen.

#### **3.4.2.1 Pardailhan-Decke**

Aus der Pardailhan-Decke wurden insgesamt vier Proben bearbeitet. In der Malvies-Einheit wurden zwei Proben datiert. Die Probe BR11 stammt aus dem E-Teil der Einheit nahe Olargues (Abb. 96) und ergab K-Ar-Alter von  $298,1 \pm 6,1$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $290,0 \pm 7,8$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Die Probe 276 stammt aus W-Teil der Malvies-Einheit, aus Gesteinen des  $K_1$  vom S-Flügel der sich öffnenden Malvies-Synform (Abb. 101). Sie ergab Alter von  $337,7 \pm 7,4$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $324,5 \pm 6,8$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion).

Die Probe 195 stammt aus dem W-Teil der Naudet-Einheit, aus dem Ordoviz im Kern der Sattelstruktur (Abb. 100). Hier wurden K-Ar-Alter von  $332,8 \pm 7,4$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $317,6 \pm 6,5$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) gemessen. Am weitesten im S der Decke befindet sich die Probe BR13, welche aus dem E-Teil der Camplong-Einheit aus dem invers gelagerten Flügel der Tauchfalte stammt (Abb. 95). An dieser Probe wurden die höchsten K-Ar-Alter aller in dieser Arbeit bearbeiteten Proben gemessen. Sie betragen  $364,4 \pm 8,1$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $350,8 \pm 9,2$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die in der Pardailhan-Decke gemessenen Alter recht unterschiedlich sind. Die liegt bei der Probe BR13 sicherlich daran, dass sie den niedrigsten Metamorphosegrad aller Proben aufweist (nach KI untere niedrige Anchizone), und zudem aus einem nur schwach geschieferten Bereich der Decke stammt. Unter diesen Bedingungen ist ein Eintrag detritischer Glimmer plausibel. Bei den anderen Proben ist eine Erklärung nicht einfach: Eine Erklärung für das relativ hohe Alter von Probe 276 könnte die in Kapitel 1.4.1.2 vermutete Erhaltung von  $D_1$ -Strukturen in diesem Bereich sein ( $D_1$  entspricht dem variszischen Deckenbau, Kap. 1.4.2.10). Auch im Bereich der Probe 195 könnten noch  $D_1$ -Strukturen erhalten sein.

Die Probe BR11 stammt aus einem Bereich mit penetrativer  $S_2$ -Schieferung (Echtler 1990). Ihre Alter passen gut zu von Maluski et al. (1991) ermittelten Ar/Ar-Altern vom S-Rand der Axialzone und angrenzender Scherzonen (ca. 309 bis 297 Ma; Kap. 1.6), welche auf die Schertektonik während der Exhumierung der Axialzone zurückgeführt werden (Maluski et al. 1991; Kap. 1.4.3.10).

#### **3.4.2.2 Minervois-Decke**

Aus der Minervois-Decke wurden zwei Proben bearbeitet, welche beide aus dem Zentral-Minervois stammen. Die Probe 246 aus dem Unterkambrium ( $K_1$ ) ergab K-Ar-Alter von  $317,0 \pm 6,9$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $302,3 \pm 7,8$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion), an Probe 266 aus

Gesteinen des Unterordoviz wurden Alter von  $309,0 \pm 6,6$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $299,9 \pm 6,1$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) gemessen. Die Alter der  $<0,2 \mu\text{m}$  Feinfraktionen beider Proben sind also sehr ähnlich, bei der  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion zeigt die Probe 246 ein etwas höheres Alter. Da diese Probe aus den relativ siltigen "Grès de Marcory" stammt, könnte dies auf den Eintrag von Detritus zurückzuführen sein. Ein weiteres Indiz für diese Vermutung ist, dass die Altersdifferenz der beiden Fraktionen aus Probe 246 mit ca. 15 Ma im Vergleich relativ hoch ist.

### **3.4.2.3 Mont Peyroux-Decke**

Aus der Mont Peyroux-Decke wurden zwei Proben bearbeitet, eine aus dem Karbon-Flysch (Probe F-14) und eine aus dem Ordoviz in der Nähe der nördlichen Randstörung (Probe BR16). Probe F-14 ergab K-Ar-Alter von  $305,3 \pm 6,2$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $300,4 \pm 6,4$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion), Probe BR16 von  $307,2 \pm 8,8$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $274,7 \pm 5,7$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Die Alter beider Proben sind also sehr ähnlich, und wie auch Probe BR11 aus der Pardailhan-Decke gut mit den Ar-Ar-Altern von Maluski et al. (1991) zu vergleichen. Eine Ausnahme stellt das Alter der  $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion der Probe BR16 dar. Dieses sehr junge Alter könnte auf eine Alteration (z.B. durch Fluide) im Bereich der Nordrandstörung zurückzuführen sein.

### **3.4.2.4 Faugères-Decke**

Die beiden Proben aus der Faugères-Decke liegen beide in der Nähe der Grenze zur Mont Peyroux-Decke. An Probe F-42 wurden K-Ar-Alter von  $298,6 \pm 6,2$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $302,8 \pm 6,4$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) gemessen. In dieser Probe ist die Fraktion  $<0,2 \mu\text{m}$  (ohne Berücksichtigung des Fehlers) etwas älter als die  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion. Innerhalb des Fehlers sind die Alter beider Proben allerdings gleich.

Probe F-53 ergab mit Altern von  $284,3 \pm 5,8$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $280,6 \pm 5,9$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) die jüngsten K-Ar-Alter beider Fraktionen innerhalb der Decken des Südflügels (die Probe aus dem Parautochthon ausgeschlossen). Die Bedeutung dieser Alter ist nicht klar. Möglicherweise sind sie auf eine im Röntgendiffraktogramm der Probe nicht bemerkte Alteration, eine Überprägung durch Fluide oder einen späten thermischen Puls (z.B. die im Stephanbecken von Graissessac beobachtete Metamorphose  $M_3$ , Kap. 1.4.2.4) zurückzuführen.

### **3.4.2.5 Andere Einheiten**

Aus dem Süd-St.Ponais wurde eine Probe bearbeitet (Probe 255). Sie ergab Werte von  $305,3 \pm 6,5$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $299,8 \pm 6,2$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Diese Werte sind sehr gut mit den Ergebnissen anderer Proben aus dem nördlichen Bereich der Decken zu vergleichen (z.B. F-14, BR16 und 266).

An der Probe 050701 aus dem Parautochthon wurden K-Ar-Alter von  $206,8 \pm 4,8$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $194,8 \pm 4,5$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) ermittelt. Dies sind die jüngsten Alter aller gemessenen Proben. Auch Maluski et al. (1991) ermittelten in einer Probe aus dem Parautochthon die jüngsten Ar/Ar-Alter aller von ihnen bearbeiteten Proben (Probe TR10,  $258,0 \pm 2,5$  Ma; Tabelle 1). Diese Alter deuten darauf hin, dass zumindest dieser Bereich des Parautochthon durch spätere Prozesse, wie z.B. die Anlage der Mazamet-Störung oder Fluide, überprägt wurde.

### 3.4.3 K-Ar Alter auf dem Nordflügel

#### 3.4.3.1 Nördliche Schuppenzone inklusive der St. Gervais-Einheit

Aus der Nördlichen Schuppenzone wurden insgesamt 5 Proben untersucht (Tabelle 8). An den Proben aus der Brusque- und der Mélagues-Schuppe wurden Doppelbestimmungen durchgeführt. Probe IB26 aus der Brusque-Schuppe ergab K-Ar-Alter von  $343,5 \pm 7,0$  Ma und  $341,2 \pm 7,0$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion), sowie  $335,4 \pm 6,9$  Ma und  $334,0 \pm 6,9$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). An der Probe IB55 aus der Mélagues-Schuppe wurden Alter von  $334,1 \pm 6,8$  Ma und  $332,8 \pm 6,7$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion), sowie  $326,8 \pm 6,7$  Ma und  $328,0 \pm 6,7$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) ermittelt.

Die K-Ar-Alter aus der Merdelou-Schuppe (Probe IB29) sind mit  $315,9 \pm 6,9$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $300,6 \pm 6,9$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) deutlich jünger.

Die jüngsten Alter aus den Einheiten der Nördlichen Schuppenzone wurden mit  $245,0 \pm 5,5$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $247,2 \pm 5,9$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) in der Mendic-Schuppe gemessen (Probe 021009).

Auch aus der Murat-Castanet-Einheit wurde eine Probe datiert (Probe 021005). Es wurden K-Ar-Alter von  $264,0 \pm 6,0$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $261,5 \pm 6,4$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) ermittelt.

#### 3.4.3.2 St. Gervais-Einheit

Aus der St. Gervais-Einheit wurde eine Probe (Probe IB04) untersucht. Sie ergab K-Ar-Alter von  $277,9 \pm 6,4$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $267,4 \pm 5,7$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion).

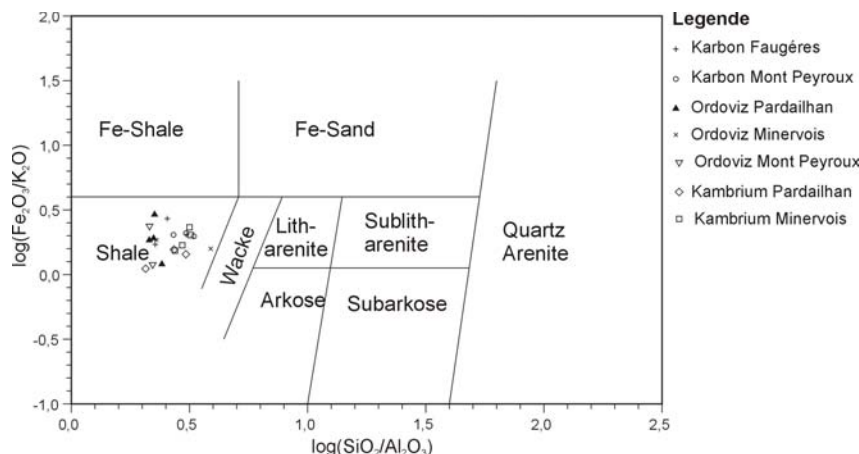
#### 3.4.3.3 westliche Monts de Lacaune und Sorézois

Zu Vergleichszwecken wurden auch Proben aus den westlichen Monts de Lacaune und dem Sorézois untersucht. Die Probe 040302 aus der Quille-Einheit westlich von Lacaune wurde aus phyllitischen Cordierit-Schiefen des  $K_1$  entnommen. Sie ergab K-Ar-Alter von  $244,4 \pm 5,3$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $239,3 \pm 4,9$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion).

Probe 040303 stammt aus der Biotit-Zone der Durfort-Einheit, welche mit der Mendic-Schuppe der Nördlichen Schuppenzone korreliert wird (Kap. 1.4.2.6). Es wurden K-Ar-Alter von  $267,5 \pm 5,9$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $263,0 \pm 6,3$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) gemessen.

## 3.5 Röntgenfluoreszenzanalyse

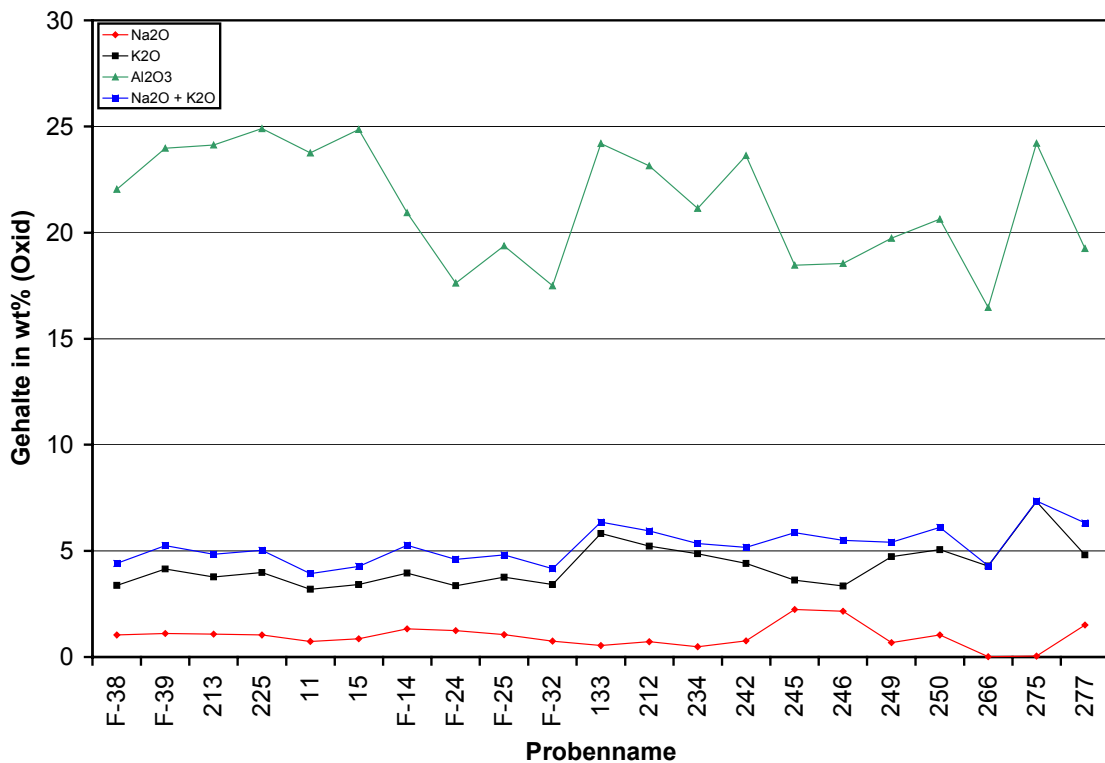
Bei 21 Proben aus klastischen Sedimenten des Südflügels der Montagne Noire wurden die



**Abb. 135: Darstellung der RFA-Analysedaten im Schema nach Heron (1988).**

Hauptelemente mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) analysiert. Die Messparameter und verwendeten Standards sind in Kapitel 2.2 beschrieben. Bei der Probenauswahl wurde versucht, in jeder der geologischen Einheiten und Decken verschiedene stratigraphische Einheiten zu beproben. Die Untersuchung diente vor allem dazu, einen Überblick über die chemische Zusammensetzung der klastischen Sedimente zu bekommen und ggf. vorhandene Unterschiede aufzuzeigen.

Zur Charakterisierung und Darstellung der Proben wurde die logarithmische Einteilung nach Herron (1988) verwendet, welche vor allem in der Erdölindustrie zur geochemischen Klassifizierung terrigener Sande und Schiefer Verwendung findet (Abb. 135). Die dritte Dimension dieses Schemas ("z-Achse"), in welcher die Gesteine nach ihrem Kalzium-Gehalt weiter unterschieden werden, wurde ausgespart. Von jeder Probe wurden drei Messungen durchgeführt. Die Mittelwerte der Analysen sind mit der Standardabweichung in Tabelle G (Anhang) dargestellt. Die Klassifizierung der Proben nach Herron (1988) zeigt Abbildung 135, in welcher alle Proben eine ähnliche geochemische Zusammensetzung zeigen und nach der Klassifizierung von Herron (1988) dem Feld "Shale" (Tonschiefer) zuzuordnen sind.



Ab. 136: Darstellung der Gehalte von Natrium (rot), Kalium (schwarz), Aluminium (grün) sowie  $\sum\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (blau) jeder Proben (als Oxid-Gewichts%). Die Proben F-38, F39, 213 und 225 führen diskreten Paragonit, die Proben 11 und 15 K/Na-Illit.

In verschiedenen der bearbeiteten Proben kommt neben Illit auch Paragonit und/oder K/Na-Illit vor (Kap. 2.1.3.2, Tabelle B im Anhang). Anhand der RFA-Analysen sollte untersucht werden, inwiefern die chemische Zusammensetzung bei der Bildung dieser Minerale eine Rolle spielt. In Abbildung 136 sind die Gehalte von Natrium, Kalium und Aluminium, sowie die Summe (Na+K) jeder Proben (als Oxid-Gewichts%) dargestellt.

Die Proben F-38, F39, 213 und 225 führen diskreten Paragonit, die Proben 11 und 15 K/Na-Illit. Alle diese Proben zeigen relativ hohe Gehalte an Aluminium (>22 %) und ein K/Na-Verhältnis von etwa 4. Bei den Proben, welche diskreten Paragonit führen, ist der

(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-Gehalt zwischen 4,4 und 5,25 wt%. Bei den K/Na-Illit führenden Proben ist der (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-Gehalt niedriger.

Obwohl die Probenzahl relativ gering ist, scheint diese Zusammensetzung maßgeblich für die Bildung von Paragonit-Phasen. Ist etwa der Kalium-Gehalt zu hoch (Probe 133), oder der Aluminium-Gehalt zu niedrig (Proben F-14, F-24, F-25 und F-32) entstehen keine Paragonit-Phasen.

### 3.6 Elektronenstrahl-Mikrosonde

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Schichtsilikate aus 27 Proben mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) analysiert. Ziel der Untersuchungen war zum einen, die chemische Zusammensetzung der Illite/Muskovite und ihre Entwicklung zu untersuchen (Kap. 3.6.1). Es sollten aber auch der b<sub>0</sub>-Index nach der Methode von Guidotti und Sassi (1986, im Folgenden als "b<sub>0</sub>-Index EMS" bezeichnet) untersucht und mit den Ergebnissen der anderen Methoden verglichen werden (Kap. 3.6.2).

Einige der Proben, welche für die Kristallinitätsbestimmungen verwendet wurden, führten diskreten Paragonit und/oder K/Na-Illit (Tabelle B, Anhang). Vor allem bei den K/Na-Illiten war anhand der Röntgendiffraktogramme oft nicht zu bestimmen, ob es sich um Wechsellagerungsminerale oder Mischkristalle mit homogener oder domänenartiger K-Na-Verteilung handelt. Aus diesem Grund wurden an ausgewählten Proben hochauflösende Mikrosonden-Mappings durchgeführt, um einen ersten Eindruck über den Aufbau der Minerale zu erhalten (Kap. 3.6.3). Dabei ist klar, dass für eine umfassende Beschreibung zusätzlich HRTEM-Aufnahmen notwendig sind, die allerdings im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt wurden. Die Mikrosonden-Mappings sollen also vor allem einen Eindruck von der K-Na-Verteilung innerhalb der autigenen Schichtsilikate vermitteln.

#### 3.6.1 Die chemische Zusammensetzung der Illite/Muskovite

Für die folgende Beschreibung der Proben wurden nur Messungen verwendet, die eine illitisch-muskovitische Zusammensetzung aufweisen. Dafür wurden verschiedene Kriterien angewendet:

- Gesamtgewicht: 90 bis 96 %
- $\sum$  Kationen: 7,05 bis 6,85 (p.F.E. nach "Atome pro Formel-Einheit")
- $\sum$  Zwischenschicht-Kationen: (K+Na+Ca+Ba)  $\geq$  0,75 (p.F.E.)

Für Analysen, aus denen der b<sub>0</sub>-Index nach der Methode von Guidotti und Sassi (1986) berechnet werden soll, muss zusätzlich gelten: Na/(Na+K) < 0,15 (p.F.E.).

Bei Na/(Na+K)-Werten > 0,15 (p.F.E.) wird der b<sub>0</sub>-Index durch das Natrium beeinflusst und kann nicht mehr für die Geobarometrie (b<sub>0</sub>-Index EMS) verwendet werden (Guidotti und Sassi 1986).

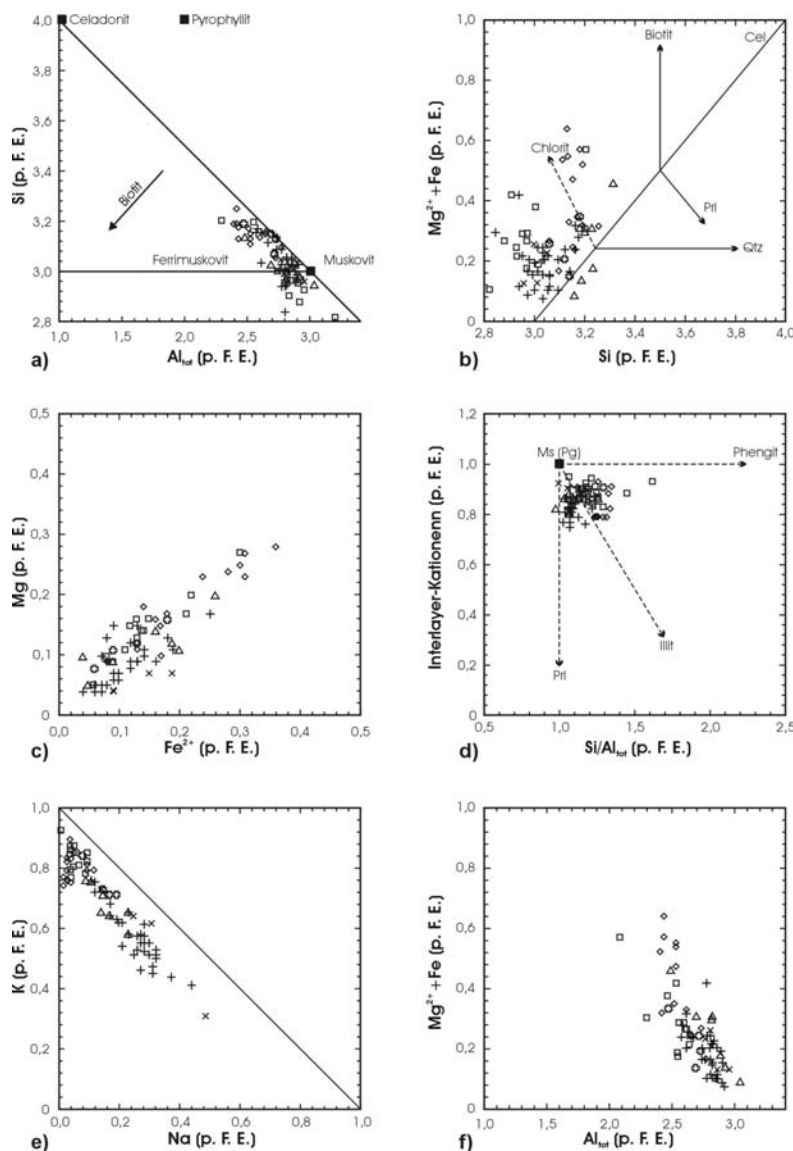
Leider mussten viele Analysen verworfen werden, weil sie keine illitische-muskovitische Zusammensetzung aufwiesen. An jedem Schliff wurden etwa 50 bis 60 Messungen durchgeführt, von denen teilweise nur 2 bis 3 verwendet werden konnten. Dies ist vor allem auf die sehr kleine Korngröße der autigenen Schichtsilikate zurückzuführen.

Im Folgenden werden die Ergebnisse für die verschiedenen Deckeneinheiten getrennt vorgestellt. Die genauen Analysedaten sind in Tabelle H (Anhang) angegeben.



### 3.6.1.1 Pardailhan-Decke

Aus der Pardailhan-Decke wurden insgesamt 6 Proben aus dem Ordoviz analysiert. Die Lage der Probenpunkte ist in den Abbildungen 80a und 80b dargestellt. In einem Si-Al<sub>tot</sub>-Diagramm (Abb. 137a) zeigen fast alle Proben eine deutliche Abweichung von der Tschermak-Substitutions-Linie. Die Proben 5, 157 und 216 zeigen z.T. eine illitische Zusammensetzung mit Si-Gehalten <3,0 (p.F.E.). Probe 216 zeigt zudem zwei Populationen, eine mit niedrigem Si-Gehalt, eine mit muskovitisch-celadonitischer Zusammensetzung. Diese Probe zeigt sehr niedrige KI-Werte von 0,270 Δ°2Θ. Während Probe 78 eine Entwicklung in Richtung Chlorit zeigt (Abb. 137b), kann der Überschuss an Fe und Mg (Abb. 137c) der anderen Proben durch eine di/trioctaedrische Substitution erklärt werden (siehe auch Abb. 137f), die bei dioctaedrischen Glimmern häufig ist (Vidal und Parra 2000, Parra und Vidal 2002).



**Abb. 137a-f: chemische Zusammensetzung der dioctaedrischen Schichtsilikate (EMS-Analysen). t.i.c. - Zwischenschicht-Kationen; M-E - Malvies-Einheit; N-E - Naudet-Einheit; C-E - Camplong-Einheit; p.F.E. - Atome pro Formel-Einheit.**

Pardailhan-Decke: + 5 (M-E, O<sub>1,2</sub>, n=30) × 148 (C-E, O<sub>1,2</sub>, n=4)  
 ○ 36 (C-E, O<sub>1,2</sub>, n=4) ▲ 157 (C-E, O<sub>1,2</sub>, n=7)  
 ◇ 78 (N-E, O<sub>1,2</sub>, n=14) □ 216 (M-E, O<sub>1,2</sub>, n=13)

Für die meisten Analysen liegt die Summe der Zwischenschicht-Kationen (im Folgenden "t.i.c" nach "total interlayer content") zwischen 0,83 und 0,91 (Abb. 137d; Tabelle H, Anhang). Die meisten Proben zeigen eine Zusammensetzung zwischen Illit und Muskovit.

Alle Proben enthalten Na (Abb. 137e), die Proben 5 und 157 zeigen hohe Na-Gehalte (bis 0,50 p.F.E), welche den  $b_0$ -Parameter beeinflussen (Guidotti und Sassi 1986). Bei beiden Proben konnte im Röntgendiffraktogramm diskreter Paragonit nachgewiesen werden (Tabelle b, Anhang). Nur die Analysen mit einem Na/(Na+K)-Verhältnis  $<0,15$  wurden für die Bestimmung des  $b_0$ -Parameters verwendet (Kap. 3.6.2).

### 3.6.1.2 Minervois-Decke und Verrieres-Einheit

Aus dem Zentral-Minervois wurden zwei, aus der Verrieres-Einheit eine Proben analysiert. Die Lage der Probenpunkte ist in den Abbildungen 80b und 80c dargestellt. Die Proben zeigen eine ähnliche Zusammensetzung wie in der Pardailhan-Decke, wobei keine Illite auftreten (Abb. 138 a). Probe 252 zeigt eine hohe Celadonit-Komponente (Abb. 138 a, b, d und f), mit einem hohem Mg-Gehalt (Abb. 138c), sowie KI-Werte von  $0,328 \Delta^{\circ}2\Theta$  (Tabelle B, Anhang).

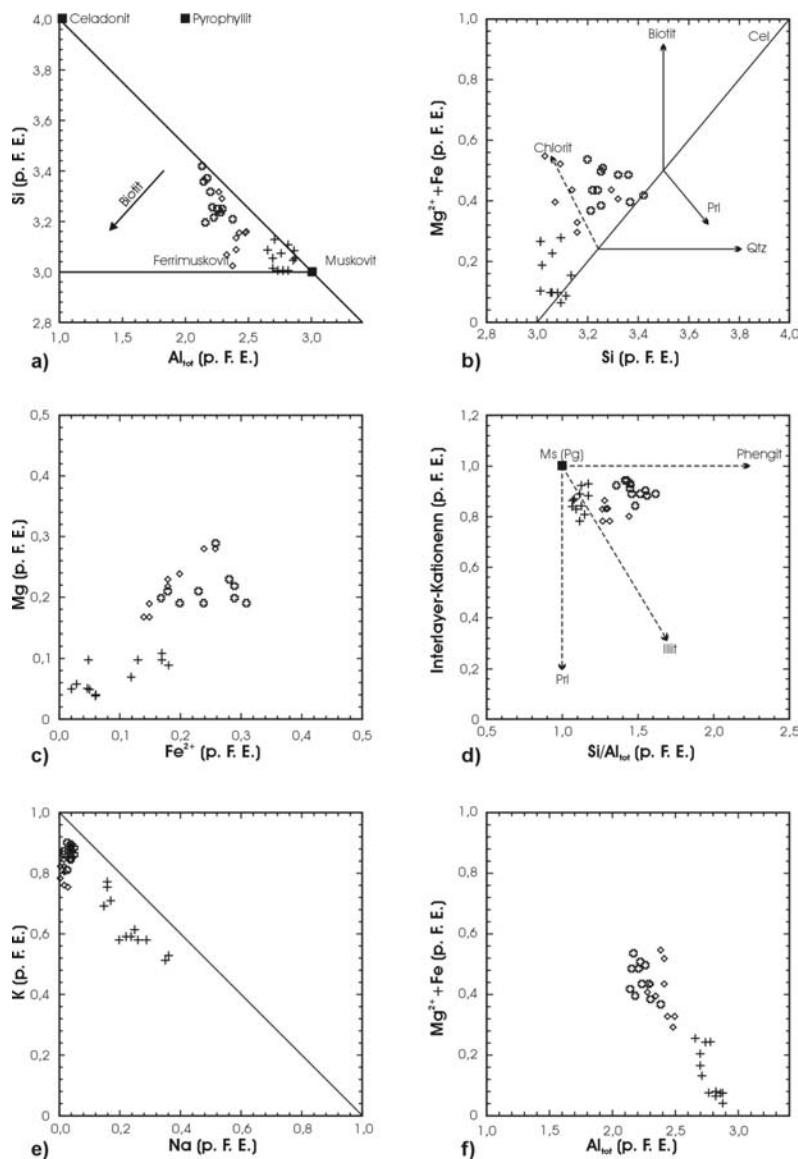


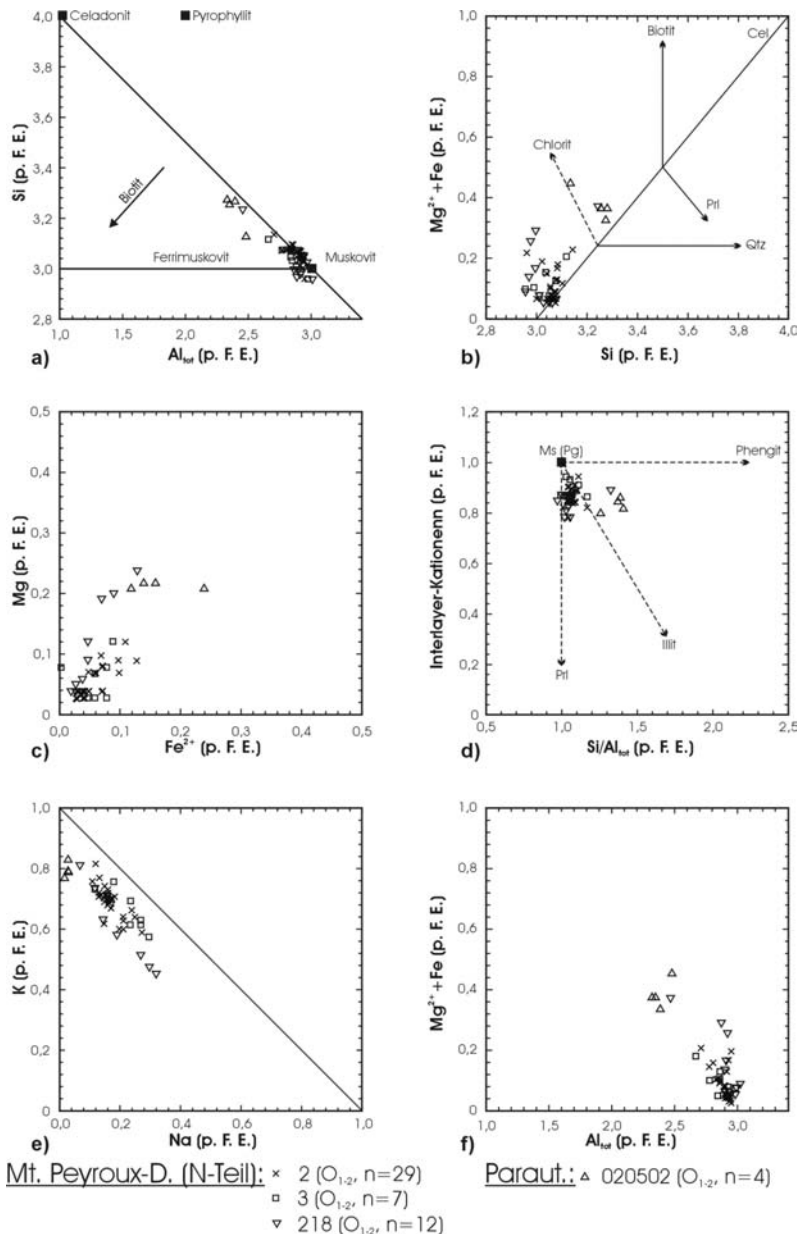
Abb. 138a-f: chemische Zusammensetzung der dioktaedrischen Schichtsilikate der Minervois-Decke und der Verrieres-Einheit (EMS-Analysen). t.i.c. - Zwischenschicht-Kationen; p.F.E - Atome pro Formel-Einheit.

Minervois-Decke: + 242 (O<sub>1-2</sub>, n=14) Verrieres-Einheit: ♦ 278 (K<sub>4</sub>-O<sub>1</sub>, n=9)  
 ○ 252 (K<sub>1</sub>, n=11)

Die Zusammensetzung der Proben 242 und 278 liegt zwischen den Endgliedern Muskovit und Illit (Abb. 138d). Die Proben 252 und 278 zeigen sehr niedrige Na-Gehalte im Vergleich zu Probe 242 (Abb. 138e). Keine der Proben enthielt Paragonit und/oder K/Na-Illit.

### 3.6.1.3 Mont Peyroux-Decke und Parautochthon

Aus der Mont Peyroux-Decke wurden insgesamt 7, aus dem Parautochthon eine Probe analysiert. 3 Proben stammen aus dem nördlichen Randbereich (Abb. 139), 4 aus dem zentralen Teil der Decke (Abb. 140). Die Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 80d dargestellt.

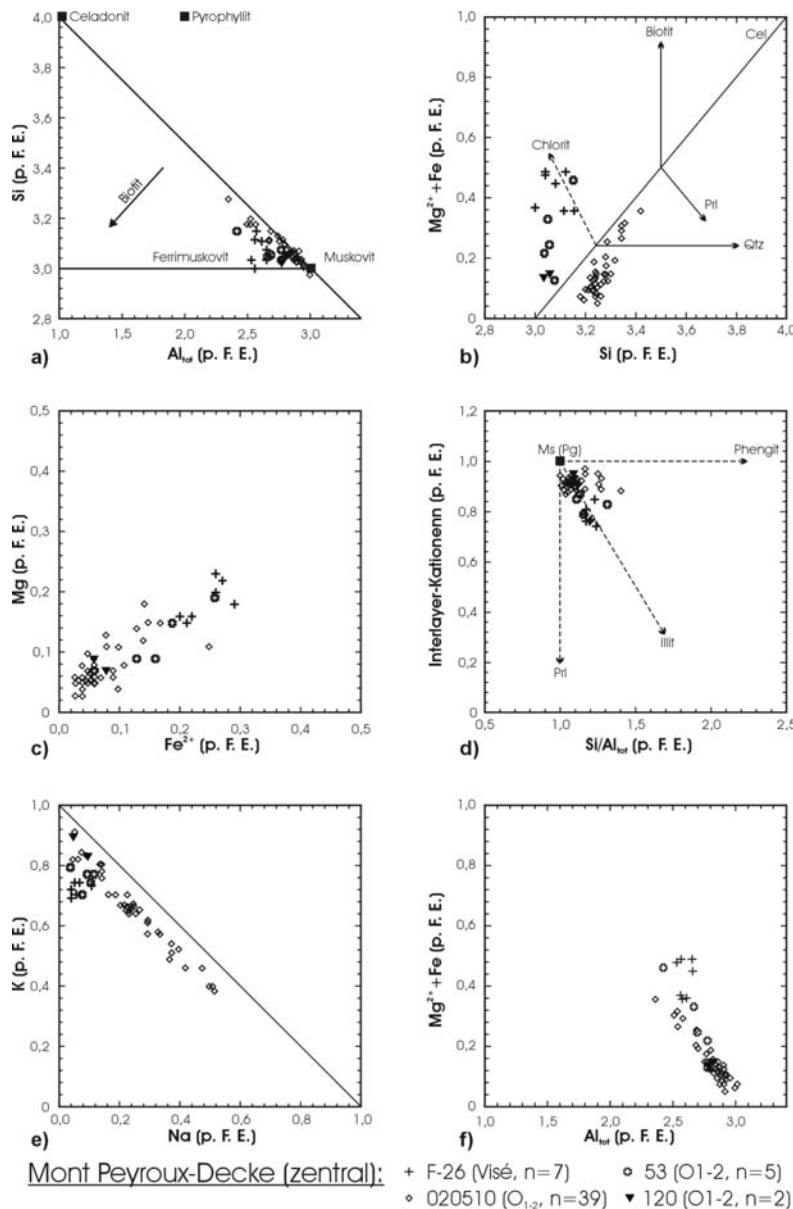


**Abb. 139a-f:** chemische Zusammensetzung der dioctaedrischen Schichtsilikate der nördlichen Mont Peyroux Decke (EMS-Analysen). t.i.c. - Zwischenschicht-Kationen; p.F.E - Atome pro Formel-Einheit.

Die Probe aus dem Parautochthon (Probe 020502) zeigt eine höhere Celadonit-Komponente (Abb. 139a, b und d) als die anderen Proben. Probe 218 zeigt eine illitische Zusammensetzung mit Si-Gehalten  $<3,0$  (p.F.E; Abb. 139a), aber einen epizonalen KI-Wert ( $0,267 \Delta^2\Theta$ ; Tabelle C, Anhang). Die hohen Fe- und Mg-Gehalte der Proben 020502 und 218 (Abb. 139b, c und f) deuten auf eine di/trioctaedrische Substitution hin (Vidal und Parra 2000, Parra und Vidal 2002). Alle Proben enthalten Na. Die höchsten Werte zeigt die Probe

218 mit Gehalten bis zu 0,36 (p.F.E). Allerdings zeigt die Probe keinen Paragonit und/oder K/Na-Illit im Röntgendiffraktogramm. Bei Probe 2 ist der Na-Gehalt relativ heterogen und bewegt sich 0,05 und 0,28 (p.F.E). Auch hier wurde kein diskreter Paragonit beobachtet. Probe 3 zeigt relativ hohe Na-Gehalte >0,16 (p.F.E) und führt diskreten Paragonit. Die niedrigsten Na-Gehalte zeigt die Probe 020502 mit Gehalten <0,04 (p.F.E).

Die Proben aus dem zentralen Teil der Mont Peyroux-Decke sind in Abbildung 140 dargestellt. Im Gegensatz zum N-Teil zeigen so gut wie alle Proben einen Si-Gehalt >3,0 (p.F.E.; Abb. 140a). Die hohen Si-Gehalte der Probe 020510 deuten auf eine Quarz-Kontamination hin (Abb. 140b). Die Probe F-26 zeigt hohe Mg und Fe-Gehalte, welche wahrscheinlich auf eine di/trioctaedrische Substitution zurückzuführen sind (Abb. 140 a, b, c und f). Abbildung 140d zeigt, dass die Zusammensetzung aller Proben zwischen dem Illit- und Muskovit-Endglied liegt.

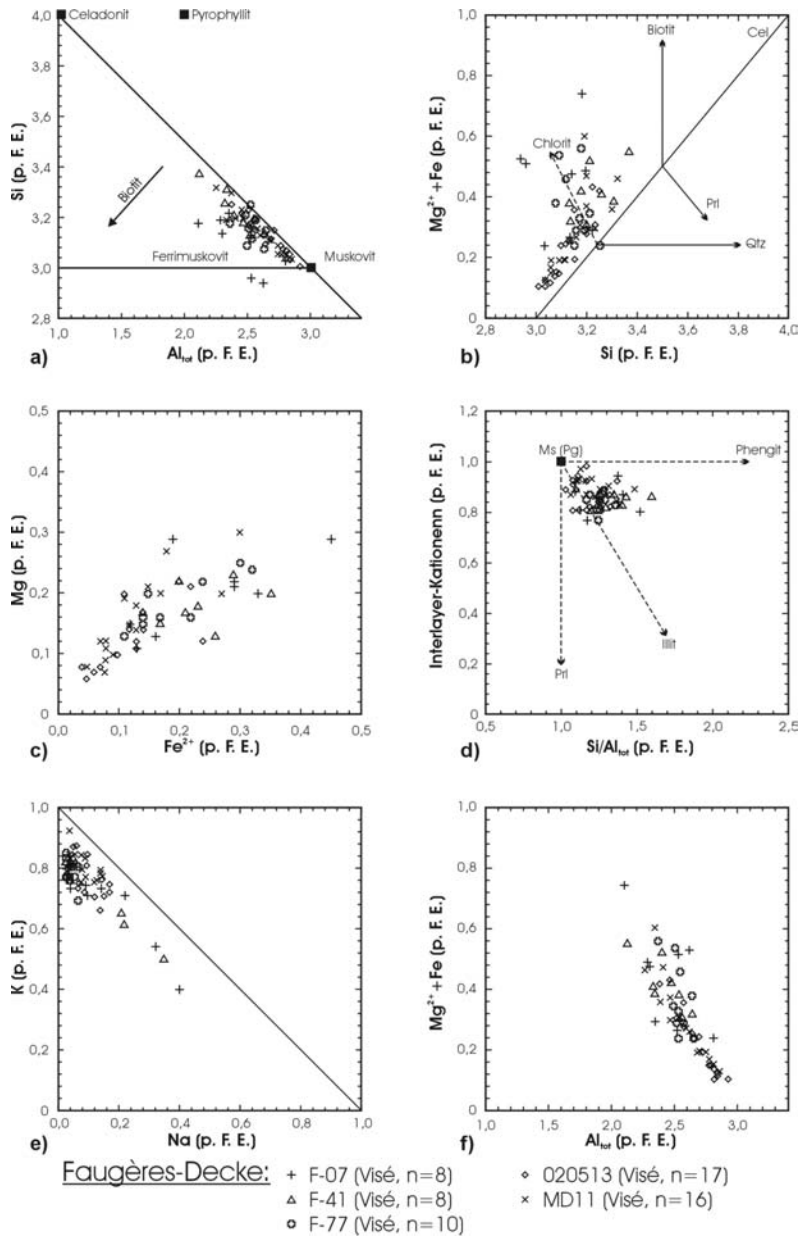


**Abb. 140a-f: chemische Zusammensetzung der dioktaedrischen Schichtsilikate der zentralen Mont Peyroux-Decke (EMS-Analysen). t.i.c. - Zwischenschicht-Kationen; p.F.E - Atome pro Formel-Einheit.**

Probe 020510 zeigt Na-Gehalte mit Werten bis zu 0,54 (p.F.E.; Abb. 140e). Aufgrund der Na-Gehalte lassen sich zwei Populationen unterscheiden, eine mit niedrigen Na-Gehalten (Mittelwert 0,11 p.F.E.; Tabelle H) und eine mit hohen Na-Gehalten >0,2 (p.F.E.). Im Röntgendiffraktogramm zeigt die Probe allerdings keinen Paragonit und/oder K/Na-Illit.

### 3.6.1.4 Faugères-Decke

Aus der Faugères-Decke wurden insgesamt 5 Proben analysiert. Die Lage der Probenpunkte ist in der Abbildung 80d dargestellt. Die Probe F-07 zeigt eine sehr heterogene Zusammensetzung (Abb. 141a bis f). Die anderen Proben zeigen eine Zusammensetzung zwischen dem Muskovit- und dem Phengit-Endglied (Abb. 141a, b, d).



**Abb. 141a-f:** chemische Zusammensetzung der dioctaedrischen Schichtsilikate der Faugères-Decke (EMS-Analysen). t.i.c. - Zwischen-schicht-Kationen; p.F.E - Atome pro Formel-Einheit.

Die Proben enthalten mehr Fe als in den anderen Decken (Abb. 141c). Die hohen Gehalte an Mg und Fe sind wahrscheinlich auf eine di/trioctaedrische Substitution zurückzuführen (Abb. 141b und f; Vidal und Parra 2000, Parra und Vidal 2002). Alle Proben zeigen eher niedrige Na-Gehalte  $<0,16$  (p.F.E.), nur die Proben F-07 und F-41 zeigen bei einigen Analysen höhere Werte (Abb. 141e). Keine der Proben führt Paragonit und/oder K/Na-Illit.

### 3.6.1.5 Nördliche Schuppenzone und St. Gervais-Einheit

Aus der nördliche Schuppenzone wurden 4 Proben, aus der St. Gervais Einheit 1 Probe analysiert. Die Lage der Probenpunkte ist den Abbildungen 81a (Nordflügel) und 81b (St. Gervais-Einheit) zu entnehmen.

In einem Si-Al<sub>tot</sub>-Diagramm (Abb. 142a) zeigen die Proben eine deutliche Abweichung von der Tschermak-Substitutions-Linie. Die Summe der Zwischenschicht-Kationen (t.i.c) liegt zwischen 0,88 und 0,93 (Mittelwerte; Tabelle H, Anhang). Einige Analysen der Proben 021009 und IB26 deuten auf eine Pyrophyllit-Substitution hin, die aber in den Diagrammen 142b und 142b nicht bestätigt wird. Der Überschuss an Fe und Mg kann durch eine di/trioctaedrische Substitution erklärt werden (siehe auch Abb. 142f), die bei dioktaedrischen Glimmern häufig ist (Vidal und Parra 2000, Parra und Vidal 2002).

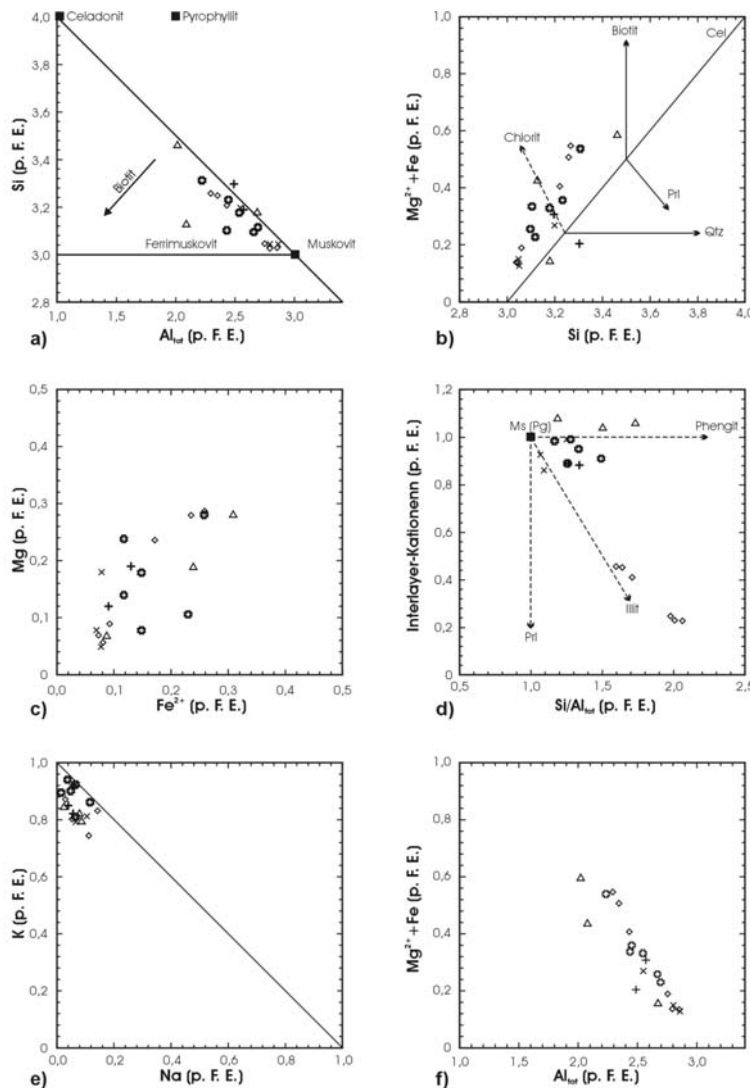


Abb. 142a-f: chemische Zusammensetzung der dioktaedrischen Schichtsilikate der nördlichen Schuppenzone und der St. Gervais-Einheit (EMS-Analysen). t.i.c. - Zwischen-schicht-Kationen; p.F.E - Atome pro Formel-Einheit.

nördl. Schuppenz.:  $\Delta$  IB26 (B-S, K<sub>1</sub>, n=3)  
 $\times$  IB54 (Me-S, K<sub>1</sub>, n=3)  
 $\diamond$  IB31 (MM-S, K<sub>2</sub>, n=31)  
 $+$  021009 (AM-S, K<sub>1</sub>, n=2)  
 St. Gervais-E.:  $\circ$  IB08 (K3-4, n=6)

Probe IB08 aus der St. Gervais-Einheit zeigt eine celadonitische Komponente (Abb. 142a), und eine Zusammensetzung zwischen den Endgliedern Muskovit und Phengit (Abb. 142d). Der Na-Gehalt aller Proben ist niedrig (Abb. 142e) und beeinflusst nicht die Bestimmung des b<sub>0</sub>-Parameter nach der Methode von Guidotti und Sassi (1986).

### 3.6.2 Der b<sub>0</sub>-Index nach der Methode von Guidotti und Sassi (1986)

Die Methode der Bestimmung des b<sub>0</sub>-Index auf der Grundlage der chemischen Zusammensetzung der Minerale nach der Methode von Guidotti und Sassi (1986, "EMS-Methode") wird in Kapitel 2.1.4.4 beschrieben. Die Ergebnisse sollen in diesem Kapitel mit den b<sub>0</sub>-Index-Werten der Sassi- und METRIC-Methode (Kap. 3.3) verglichen und diskutiert werden. In Tabelle H (Anhang) und Tabelle 9 sind die Ergebnisse zusammen mit weiteren Angaben zu den Proben, welche mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) analysiert wurden, dargestellt.

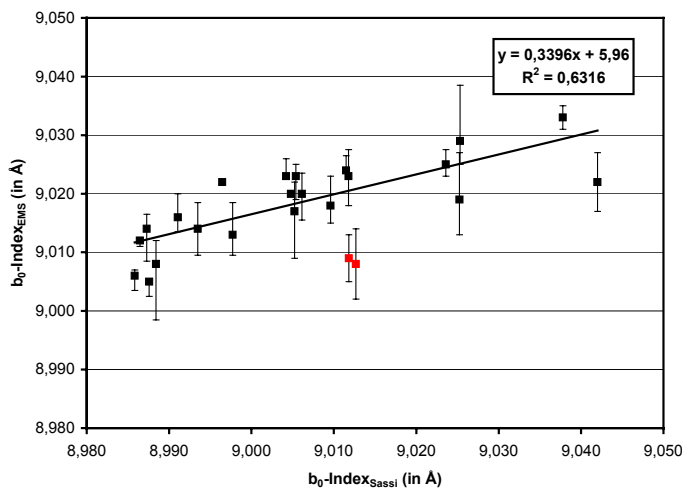
Proben name	Decke/ geol. Einheit	strat. Alter	Para- gonit	KI (in D <sup>2</sup> Q)	b <sub>0</sub> -Index Sassi (in Å)	b <sub>0</sub> -Index Metric (in Å)	b <sub>0</sub> -Index EMS (in Å)	Std.-AW EMS	n EMS	Na-Population EMS (Tab. G)
2	Mt.Peyroux-D. (N-Teil)	O <sub>1-2</sub>		0,265	8,986	8,994	9,006	0,002	5	x
3	Mt.Peyroux-D. (N-Teil)	O <sub>1-2</sub>	x	0,335	8,986	9,035	9,012	n.b.	1	x
5	Pardailhan-Decke	O <sub>1-2</sub>	x	0,382	8,987	9,015	9,014	0,005	3	x
36	Pardailhan-Decke	O <sub>1-2</sub>		0,355	8,996	9,007	9,022	n.b.	1	x
53	Mt.Peyroux-Decke	O <sub>1-2</sub>		0,457	8,993	9,008	9,014	0,009	5	
78	Pardailhan-Decke	O <sub>1-2</sub>		0,376	9,012	9,014	9,023	0,009	14	
120	Mt.Peyroux-Decke	O <sub>1-2</sub>	x	0,469	8,988	9,005	9,005	0,001	2	
148	Pardailhan-Decke	O <sub>1-2</sub>		0,563	n.b.	n.b.	9,005	0,005	4	
157	Pardailhan-Decke	O <sub>1-2</sub>	x	0,446	8,998	9,004	9,013	0,011	4	x
216	Pardailhan-Decke	O <sub>1-2</sub>		0,270	9,010	9,000	9,018	0,010	13	
218	Mt.Peyroux-D. (N-Teil)	O <sub>1-2</sub>		0,267	9,013	9,024	9,008	0,012	5	x
242	Zentral-Minervois	O <sub>1-2</sub>		0,402	8,988	9,015	9,008	0,008	14	
252	Zentral-Minervois	K <sub>1</sub>		0,328	9,038	9,038	9,033	0,004	11	
278	Verrieres-Einheit	K <sub>4</sub> -O <sub>1</sub>		0,285	9,024	9,023	9,025	0,005	9	
F-07	Faugères-Decke	Visé		0,310	9,006	9,019	9,020	0,007	5	x
F-26	Mt.Peyroux-Decke	Visé		0,328	9,005	9,007	9,023	0,004	7	
F-41	Faugères-Decke	Visé		0,298	9,011	9,004	9,024	0,005	5	x
F-77	Faugères-Decke	Visé		0,345	9,004	9,006	9,023	0,006	10	
020502	Parautochthon	Visé		n.b.	n.b.	n.b.	9,027	0,001	4	
020510	Mt.Peyroux-Decke	O <sub>1-2</sub>	x	0,349	8,991	8,999	9,016	0,008	9	x
020513	Faugères-Decke	Visé	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	9,018	0,008	12	x
MD11	Faugères-Decke	Visé		0,339	9,005	9,002	9,017	0,010	16	
IB08	St.Gervais-Einheit	K <sub>3-4</sub>		0,312	9,042	9,032	9,022	0,010	6	
IB26	Brusque-Schuppe	K <sub>1</sub>		0,317	9,025	9,025	9,029	0,019	3	
IB31	Merdelou-Schuppe	K <sub>4-6</sub>		0,263	9,025	9,036	9,019	0,016	6	
IB54	Mélagues-Schuppe	K <sub>1</sub>		0,259	9,012	9,003	9,009	0,008	3	
021009	Mendic-Schuppe	K <sub>1</sub>		0,368	9,005	9,000	9,020	0,001	2	

**Tabelle 9: Auflistung alle mit der EMS analysierten Proben mit der Angabe der geologischen Einheit, des stratigraphischen Alters (beides Tabelle A, Anhang), des Paragonit-Gehalts (Tabelle B, Anhang; x - vorhanden), des KI-Werts (Tabelle C, Anhang), des b<sub>0</sub>-Index nach der Sassi- und der METRIC-Methode (Tabelle E, Anhang), sowie der b<sub>0</sub>-Index-Werte der Methode nach Guidotti und Sassi (1986), als "EMS" abgekürzt, mit der Standardabweichung, der Anzahl der Analysen n, aus denen der b<sub>0</sub>-Index EMS errechnet wurde, sowie der Angabe, ob die Probe auch Na-reiche Analysen bei der EMS-Messungen enthalten hat, welche für die Bestimmung des b<sub>0</sub>-EMS nicht verwendet wurden .**

Generell sind beim Vergleich der b<sub>0</sub>-Index Ergebnisse der beiden röntgendiffraktometrischen Methoden (METRIC und Sassi) mit der EMS-Methode gewisse Unterschiede zu berücksichtigen. Dies gilt vor allem in Bezug auf die Repräsentativität der Ergebnisse. Wie schon in Kapitel 3.6.1 kurz angesprochen, wurden von jeder Probe 50 bis 60 EMS-Analysen durchgeführt. Trotzdem konnten bei 9 von 27 bearbeiteten Proben jeweils weniger als 5 Analysen für die Auswertung und Berechnung des b<sub>0</sub>-Index (EMS-Methode) verwendet werden (Tabelle 9 und Tabelle H, Anhang). Zudem ist sowohl an den in Tabelle H (Anhang) angegebenen Standardabweichungen der Mittelwerte der Elementgehalte jeder Probe, als auch an den im Kapitel 3.6.1 geplotteten Einzelanalysen und den in Kapitel 3.6.3 präsentierten Mikrosonden-Mappings die mögliche Heterogenität in der chemischen Zusammensetzung der Illite/Muskovite ein und derselben Probe ersichtlich. Es ist also vor allem bei Proben mit nur wenigen Analysen nicht gesichert, inwiefern diese wenigen Analysen einen für die gesamte

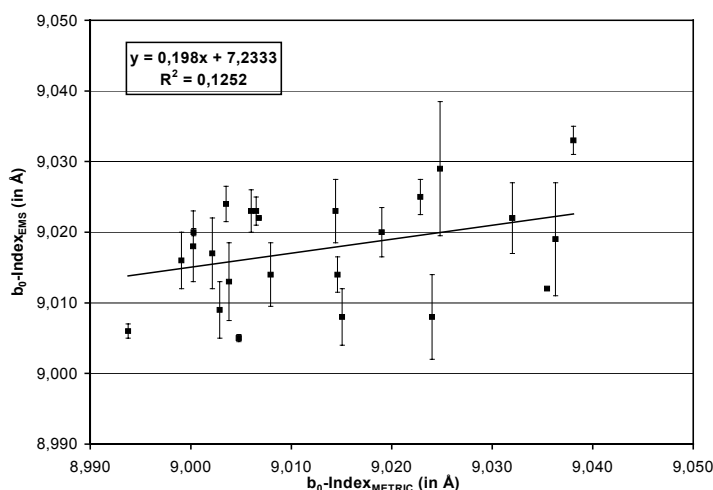
Proben verbindlichen Wert repräsentieren, oder vielleicht sogar mögliche Ausreißer darstellen.

Im Gegensatz dazu stellen die röntgendiffraktometrisch aus Korngrößen-Fractionen abgeleiteten  $b_0$ -Index-Werte einen repräsentativen Mittelwert der jeweiligen Korngrößen dar. In Abbildung 143 sind die Ergebnisse der EMS-Methode und der Sassi-Methode gemeinsam dargestellt, in Abbildung 144 die EMS-Werte gemeinsam mit den METRIC-Werten. Um einen Eindruck von der Qualität der EMS-Daten zu bekommen, wurde zusätzlich die Standardabweichung der  $b_0$ -Werte mit dargestellt (Tabelle 9). Da der Na-Gehalt die  $b_0$ -Werte beeinflusst, wurden zudem diejenigen Proben, welche auch für die Berechnung des  $b_0$ -Index EMS nicht verwendete Na-reiche Analysen zeigen, in Tabelle 9 kenntlich gemacht (siehe auch Tabelle H, Anhang).



**Abb. 143:** Darstellung der  $b_0$ -Index-Werte nach der EMS- und der Sassi-Methode, zusammen mit der Standardabweichung der EMS-Werte (alles in in Å). Die beiden roten Proben (218 und IB54) wurden bei der Korrelation nicht berücksichtigt.

Beim Vergleich der EMS-Werte mit den Sassi-Werten (Abb. 144) fällt auf, dass die EMS-Werte insgesamt einen kleineren Bereich abdecken (unter Berücksichtigung der Fehler  $<0,4 \text{ \AA}$ ) als die Sassi-Werte (ca.  $0,056 \text{ \AA}$ ). Außerdem gibt es keine EMS-Werte  $<9,000 \text{ \AA}$ . Alle laut EMS-Analytik Na-reichen Proben zeigen eher niedrige Sassi-Werte  $<9,015 \text{ \AA}$ . Beide Werte zeigen eine positive lineare Korrelation ( $R_2=0,6316$ ; ohne die Proben 218 und IB54, welche in Abbildung 143 in rot dargestellt sind).



**Abb. 144:** Darstellung der  $b_0$ -Index-Werte nach der EMS- und der METRIC-Methode, zusammen mit der Standardabweichung der EMS-Werte (alles in Å).

Im Gegensatz dazu zeigen die METRIC-Werte und die EMS-Werte keine Korrelation ( $R^2=0,1252$ ; Abb. 144) und sind daher nicht zu vergleichen.



Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die  $b_0$ -Werte (EMS-Methode) zwar mit den Sassi-Werten eine positive Korrelation zeigen, aber im Vergleich meist zu hohe  $b_0$ -Werte liefern. Dies ist wahrscheinlich auf die in vielen Proben relativ niedrige Analysenzahl und die bereits oben angesprochene Schwierigkeit, für die gesamte Probe repräsentative Minerale für die Analyse auszuwählen, zurückzuführen. Diese ist hauptsächlich in der sehr kleinen Korngröße der neu gebildeten Schichtsilikate begründet, welche eine Analyse sehr erschwert und oft zu einer Kontamination durch benachbarte Minerale führt (z.B. Chlorit). Wie heterogen die chemische Zusammensetzung der Hellglimmer auch im sehr kleinen Maßstab sein kann wird das folgende Kapitel 3.6.3 verdeutlichen.

### 3.6.3 Mikrosonden Mapping

In diesem Kapitel werden einige hochauflösende Mikrosonden-Mappings aus geschieferten Bereichen verschiedener Proben vorgestellt. Sie sollen vor allem als Beispiele für die Verteilung von K und Na in den Hellglimmern im Bereich der sehr niedergradigen Metamorphose dienen und variieren in der Auflösung und im Maßstab. Zum Vergleich werden die röntgendiffraktometrischen Analysen (RDA) mit angesprochen, um die Aussagen der verschiedenen Methoden zu vergleichen.

Der Aufbau der Mapping-Abbildungen ist immer gleich und wird daher hier für alle gemeinsam beschrieben. Es wurden bei allen Proben 8 Elemente gemappt. Diese sind, gemeinsam mit der Position in Klammern: Na (oben links), K (oben Mitte), Ca (oben rechts), Mg (Mitte links), Fe (zentral), Ti (Mitte rechts), Si (unten links), Al (unten Mitte). Bei manchen Proben ist auch noch ein BSE-Bild (Rückstreu-Elektronen-Bilder; unten links) mit abgebildet. Im linken Teil der Abbildung ist für jedes Element eine Farbskala mit dem Elementgehalt (in Counts) abgebildet, die für jede Probe neu abgestimmt wurde.

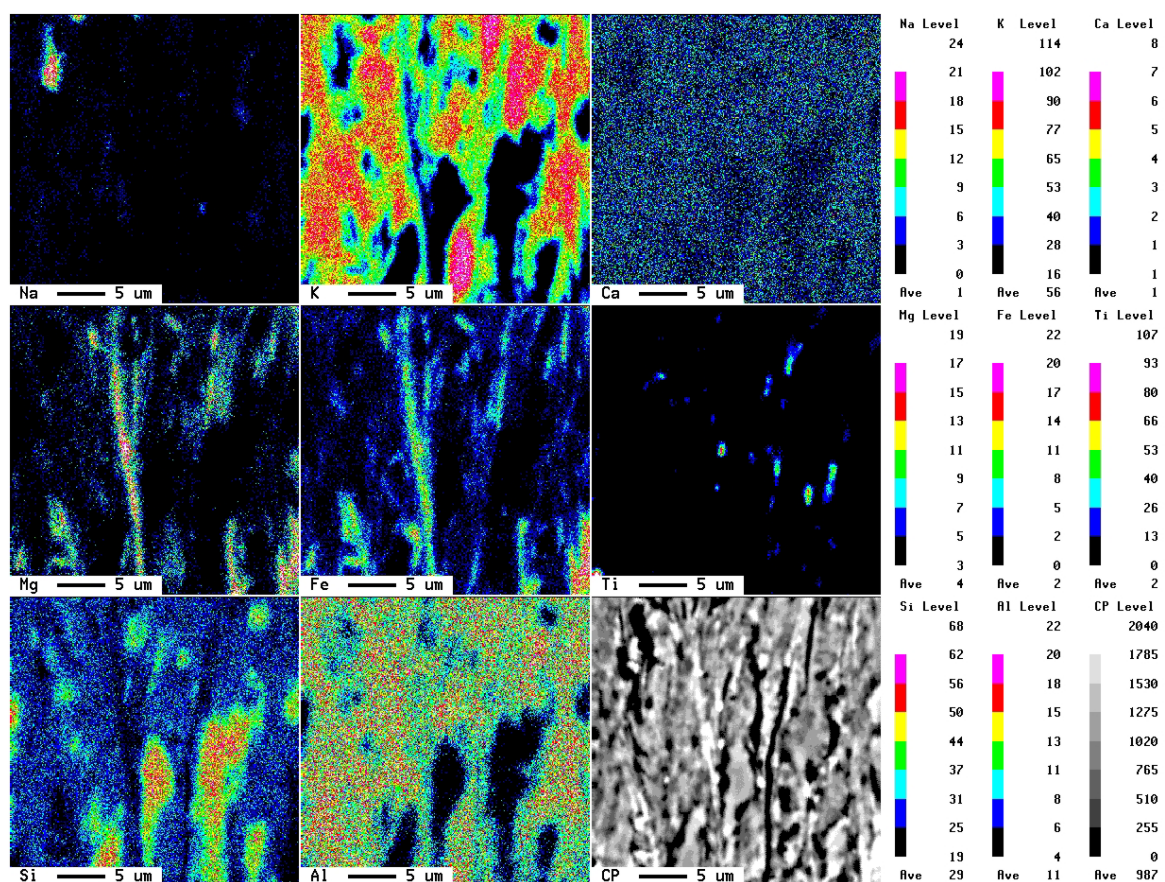


Abb. 145: EMS-Mapping der Probe 53 (Einstellungen: 300 x 300 Punkte; Auflösung 0,01 µm; Messzeit 30 sec). Die EMS-Analysen sind in Abb. 140 dargestellt.

Abbildung 145 zeigt ein Mapping der Probe 53 aus der zentralen Mont Peyroux-Decke. In diesem Ausschnitt ist die Schieferung steilstehend. Das dominierende Mineral ist Muskovit (Ms), zu erkennen an den Bereichen mit hohen K-Gehalten und gleichmäßigen Si- und Al-Gehalten. Oben links ist ein etwa 4 µm langer, diskreter Paragonit zu erkennen, der im Unterschied zum Ms Na anstatt K einbaut (Abb. 145 oben links). Im gemappten Bereich ist auch Chlorit (Chl) zu beobachten, z.B. als längliches Mineral in der linken Bildmitte, oder in der unteren linken Ecke. Er ist zu erkennen an den hohen Mg- und Fe-Gehalten (Abb. 149 mitte links und zentral), und dem im Vergleich zum Ms geringeren Si-Gehalt und der sehr geringen K-Konzentration. Die vierte Mineralphase ist Quarz (Qtz) im linken unteren Bildbereich. Er beinhaltet fast ausschließlich aus Si.

Diese Probe ist ein Beispiel für diskrete Mineralphasen, welche innerhalb der Schieferung orientiert sind. In den EMS-Analysen zeigte die Probe relativ geringe Na-Gehalte (Abb. 140 und Tabelle H, Anhang), die zur Bildung geringer Mengen von diskretem Pg führen. Dieser konnte durch die Röntgendiffraktometrie nicht identifiziert werden, wahrscheinlich da sein Gehalt unterhalb der Nachweisgrenze (etwa 3 % bis 5 %) liegt. Innerhalb des Ms ist in dieser Probe so gut wie kein Na zu beobachten.

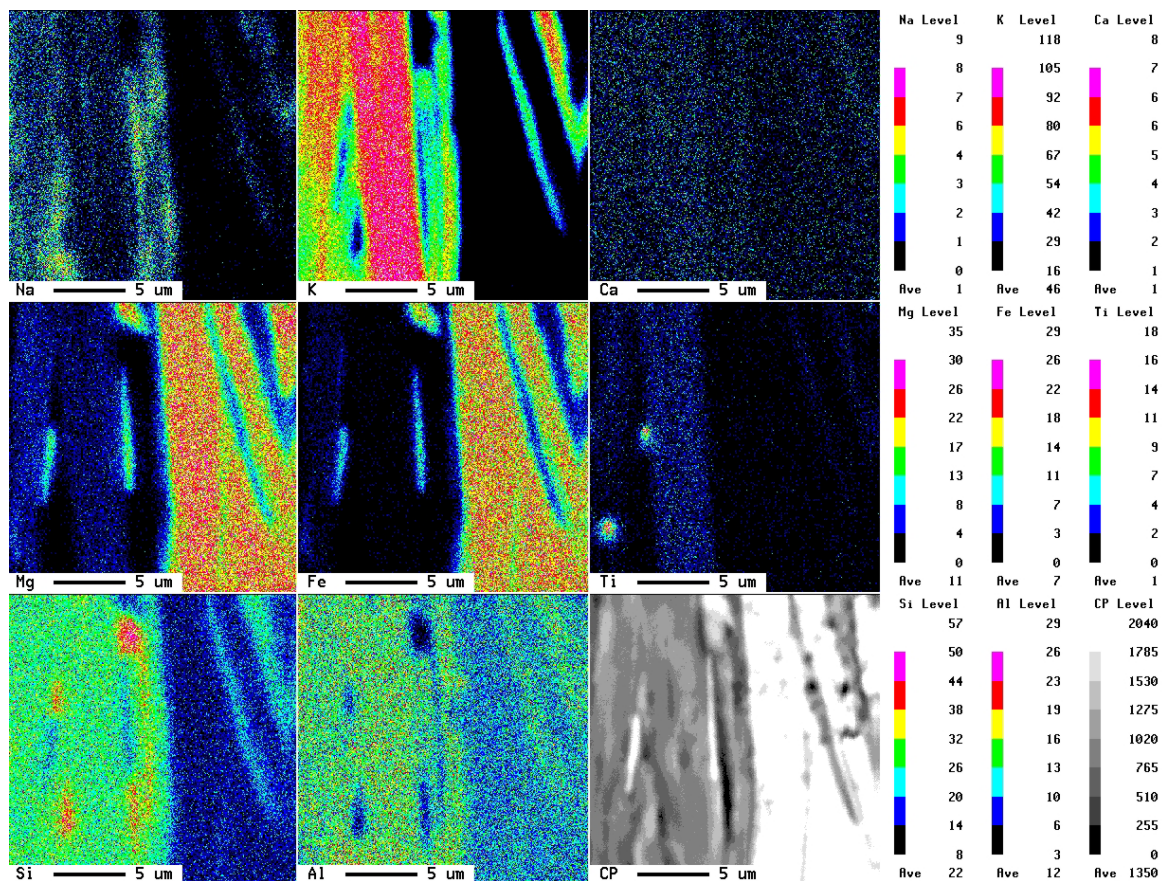


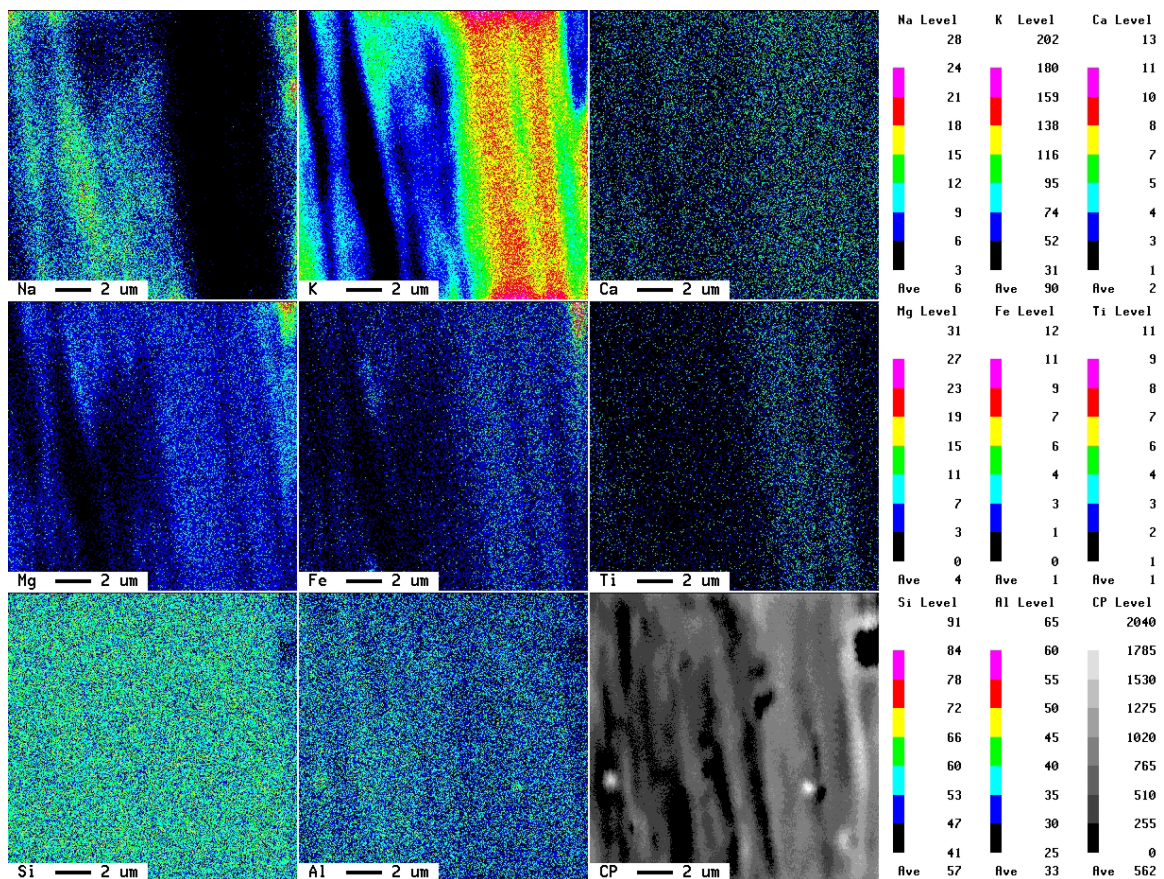
Abb. 146: EMS-Mapping der Probe 5 (Einstellungen: 400 x 400 Punkte; Auflösung 0,05 µm; Messzeit 30 sec). Die EMS-Analysen sind in Abb. 137 dargestellt.

Ein Bereich der Probe 5 (Malvies-Einheit, Pardailhan-Decke) ist in Abbildung 146 dargestellt. Die Schieferung steht steil. Im rechten Teil des gemappten Bereiches tritt vorwiegend Chl auf. In der rechten Hälfte dominiert Ms mit geringen Anteilen an Qtz. Innerhalb des Ms variiert die Na-Konzentration (Abb. 147 oben links). Im Gegensatz zur Probe 53 (Abb. 145) scheint das Na hier zu unterschiedlichen Anteilen im Ms verteilt. Es wird nur teilweise diskreter Pg oder Na-Muskovit gebildet, was ohne HRTEM-Untersuchungen nicht genau zu

bestimmen ist. Der insgesamt sehr geringe Ti-Gehalt ist in Na-armen Bereichen des Ms am höchsten.

In der EMS-Analysen zeigt diese Probe z.T. sehr hohe Na-Gehalte  $>0,4$  (p.F.E; Abb. 137e und Tabelle H, Anhang). Solch hohe Gehalte zeigt der gemappte Ausschnitt nicht (siehe Na-Farbskala). Im Diffraktogramm ist diskreter Pg nachzuweisen (z.B. Tabelle 9).

In Abbildung 147 ist ein Bereich der Probe 020510 (zentrale Mt. Peyroux-Decke) dargestellt. Der Maßstab ist höher auflösend als bei den beiden vorherigen Mappings. Der Ausschnitt besteht, bis auf einen kleinen Bereich oben rechts (Chl), aus Ms und Pg. Während im rechten Teil der Map keine Na auftritt, ist es im linken Bildteil häufig (Abb. 147 oben links). Der K-Gehalt fällt in diesen Bereichen stark ab. Mg- und Fe-Gehalt nehmen in Na-dominierten Bereichen ab, in denen aber eine leichte Zunahme des Al (im Vergleich zum reinen Ms) zu beobachten ist. Ca und Ti zeigen im gesamten Bereich sehr geringe Konzentrationen, beide sind aber in den Na-armen Bereichen häufiger.



**Abb. 147: EMS-Mapping der Probe 020510 (Einstellungen: 400 x 400 Punkte; Auflösung 0,04 µm; Messzeit 60 sec). Die EMS-Analysen sind in Abb. 140 dargestellt.**

30 von 39 EMS-Analysen der Probe zeigen sehr hohe Na-Gehalte von bis zu 0,55 (p.F.E; Abb. 140e). Solch hohe Werte werden im gemappten Bereich nicht erreicht. Dies ist ein Beleg dafür, dass auch beim Mikrosonden-Mapping die ausgewählten Bereiche, vor allem wenn sehr hoch auflösend (d.h. mit sehr kleinen Ausschnitten) gearbeitet wird, nicht unbedingt repräsentativ für die gesamte Probe sind. Im Diffraktogramm sind geringe Anteile an Paragonit nachzuweisen. Dieses Mapping stellt ein Beispiel für diskreten Pg in Vergesellschaftung mit Ms und Na-reichem Ms dar.

Abbildung 148 zeigt einen Ausschnitt aus der Probe 218 (N-Teil Mont Peyroux-Decke). Dieser Ausschnitt hat die höchste Auflösung aller vorgestellten Mikrosonden-Mappings. Der Ausschnitt besteht fast vollständig aus Hellglimmern, in der oberen rechten Ecke sind Mg-reicher Chlorit (auch in der Bildmitte; Abb. 148 Mitte links) und eine Ti-Phase, wahrscheinlich Rutil, zu beobachten.

Auch in dieser hohen Auflösung zeigt sich, wie heterogen die Na-K-Verteilung innerhalb der Hellglimmer sein kann. Vor allem in der rechten unteren Bildhälfte sind die Gehalte an Na sehr gering (Abb. 148 oben links). In anderen Bereichen ist der Na-Anteil höher, aber nicht einheitlich verteilt. Im Gegensatz zu Abbildung 147 ist in keinem Na-reichen Bereich eine vollständige Abnahme des K-Gehalt zu beobachten, es gibt also keine Hinweise für die Entwicklung von diskretem Pg.

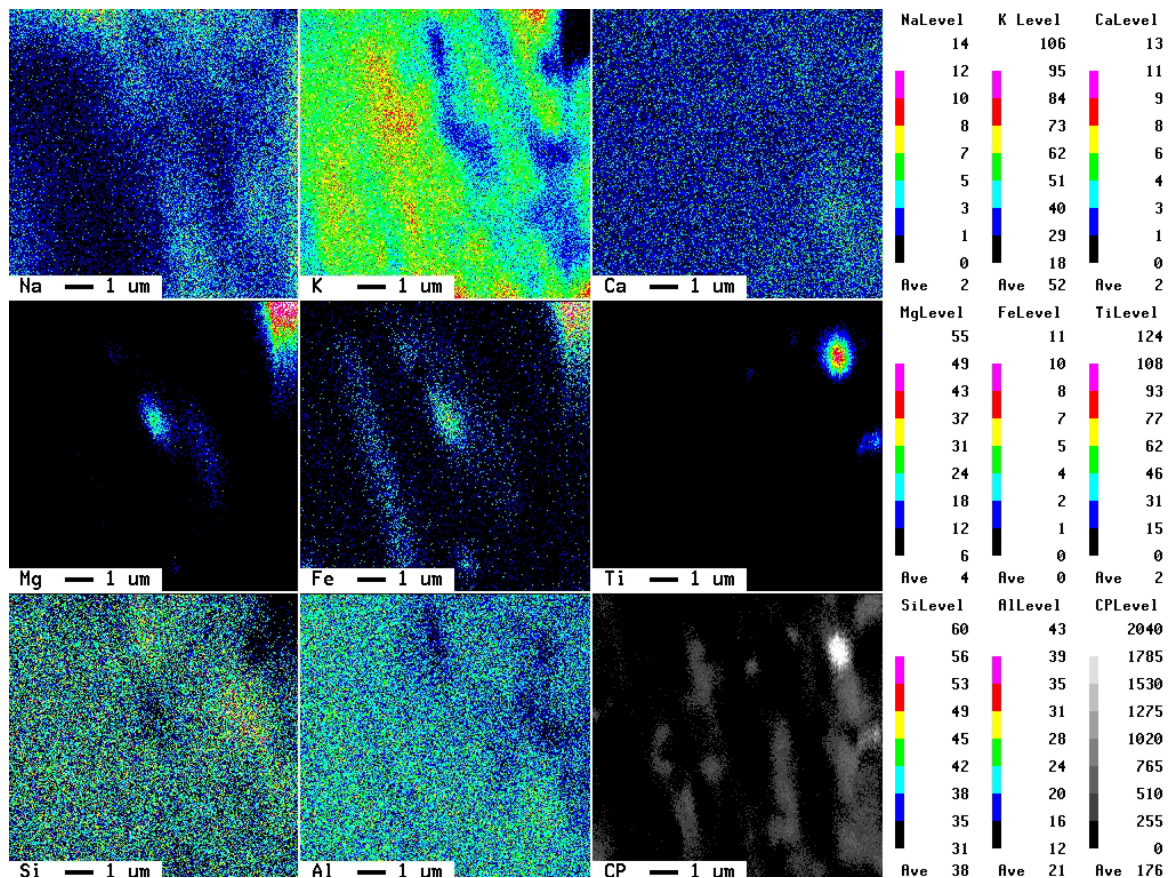
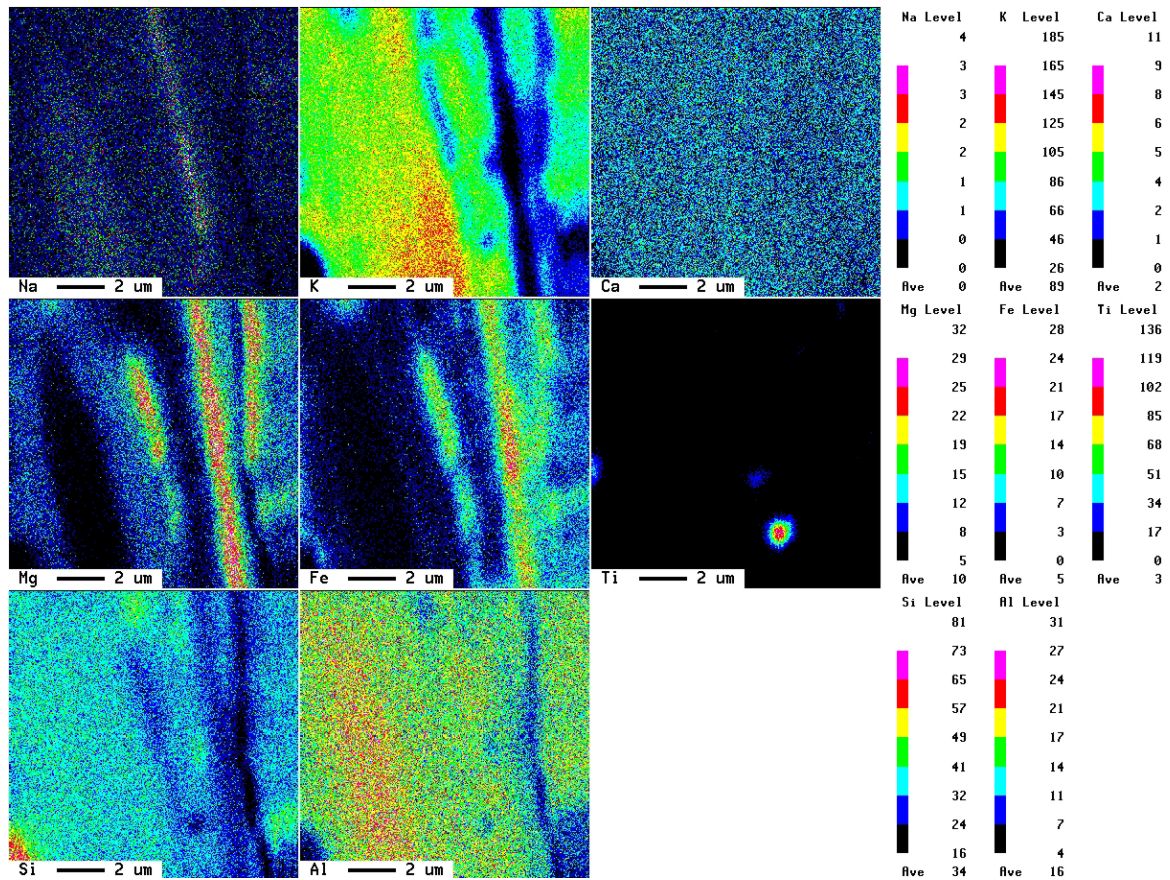


Abb. 148: EMS-Mapping der Probe 218 (Einstellungen: 500 x 500 Punkte; Auflösung 0,02 µm; Messzeit 40 sec). Die EMS-Analysen sind in Abb. 139 dargestellt.

In den EMS-Analysen zeigt die Probe 218 unterschiedliche Na-Gehalte von bis zu 0,35 (p.F.E; Abb. 139e). In den RDA-Analysen konnte kein Pg oder K/Na-Illit nachgewiesen werden. Diese Abbildung ist eine Beispiel für den Einbau von Na zu unterschiedlichen Anteilen in das Ms-Gitter. Es kommt aber, soweit in diesem Maßstab zu beurteilen, nicht zur Bildung von diskretem Pg.

In den bisher vorgestellten Mappings war immer Na vorhanden, was entweder zur Bildung diskreten Pg und/oder Na-K-Ms führte. Zum Abschluss dieses Kapitels soll daher zum Vergleich noch ein Mapping vorgestellt werden, bei dem die Na-Gehalte sehr gering sind. In Abbildung 149 ist daher ein Ausschnitt aus der Probe 78 (Naudet-Einheit, Pardailhan-Decke)

dargestellt. Er besteht vorwiegend aus Ms und Chl (Abb. 149, z.B. Mitte links und zentral), mit geringen Anteilen an Qtz (Abb. 149 unten links) und einer Ti-Phase.



**Abb. 149: EMS-Mapping der Probe 78 (Einstellungen: 300 x 300 Punkte; Auflösung 0,04 µm; Messzeit 40 sec). Die EMS-Analysen sind in Abb. 137 dargestellt. Die Schieferung steht steil.**

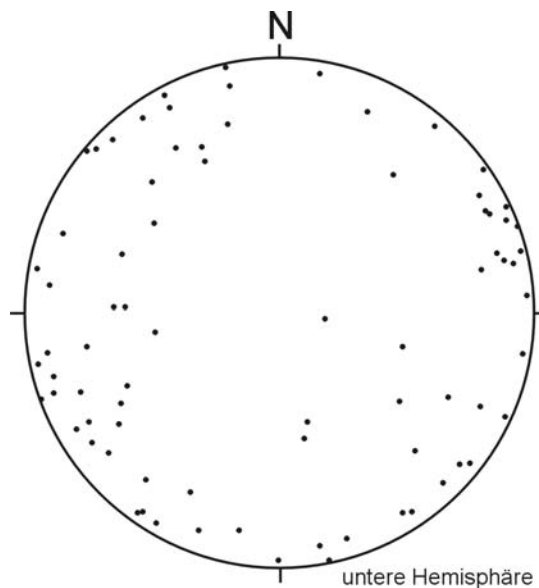
Im gesamten Ausschnitt ist der Na-Gehalt sehr gering (Abb. 149 oben links, siehe auch die Farbskala rechts), sodass der Ms fast ein reiner K-Ms ist. Dies passt gut zu den EMS-Analysen der Probe, welche sehr geringe Anteile an Na ergaben (Mittelwert 0,04 p.F.E; Tabelle H, Anhang). Wie zu erwarten, ist im Röntgendiffraktogramm kein Pg oder K/Na-Illit nachzuweisen. Diese Probe ist also ein Beispiel für eine Na-arme Probe, mit Ms und Chl als Schichtsilikaten in der Schieferung.

### 3.7 Strukturgeologische Untersuchung im Karbonflysch der Faugères-Decke

In den Kapiteln 1.4.1.4 und 1.4.1.5. wurde bereits die Existenz nicht-zylindrischer Falten in der Faugères- und Mont Peyroux-Decke beschrieben, welche der Deformationsphase  $D_2$  zugeordnet werden (Kap. 1.4.1.9). Die Beschreibung basiert vorwiegend auf Beobachtungen aus den rheologisch relativ weichen, anisotropen Gesteinen aus dem Bereich Oberdevon bis tiefes Visé. In diesen Gesteinen ist die Verformung so stark und die Öffnungswinkel der Falten sind so eng, dass die Flanken der nicht-zylindrischen Falten subparallel orientiert sind. Dadurch sind die Falten im Gelände nicht einfach zu identifizieren. Ein wichtiges Kriterium für die Identifikation der Falten ist die Tatsache, dass die stratigraphische Polarität, das sog. "Facing" (Richtung der stratigraphischen Verjüngung) auf den beiden Flanken, d.h. in Richtung der Y-Achse des Strain-Ellipsoids, entgegengesetzt ist (Abb. 27).

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse einer im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Geländestudie vorgestellt, welche den Faltenbau in den Flyschsedimenten der Faugères-Decke untersucht hat. Ziel der Untersuchung war es, die  $D_2$ -Deformation in diesen im Vergleich rheologisch steifen, kompakten Gesteinen im Gelände nachzuweisen und zu beschreiben. Der Flysch der Mont Peyroux-Decke wurde nicht untersucht, da es sehr schwierig ist, die in dieser Decke sehr häufig auftretenden "Slump-Falten" von durch Deformation entstandenen Falten zu unterscheiden.

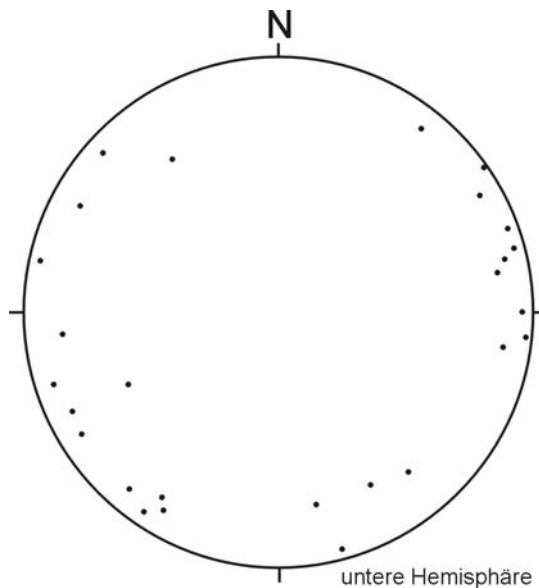
Der karbonische Flysch ist im S-Teil der Faugères-Decke großflächig aufgeschlossen und wird von mehreren Straßenprofilen, die vorwiegend N-S orientiert sind, durchquert. Entlang dieser Profile wurden die Faltenstrukturen untersucht. Dabei wurden die Faltenachsen und Schnittkantenlineare ( $L_{0/2}$ ) eingemessen und, soweit es die Aufschlussverhältnisse zuließen, die übergeordneten Lagerungsverhältnisse im Aufschluss und Facing-Richtungen in den Faltscharnieren bestimmt. Die Ergebnisse sind in der Tabelle I zusammengefasst. Für die Beschreibung der Ergebnisse wurden die Straßenprofile nach nahegelegenen Ortschaften und Örtlichkeiten wie folgt benannt (von E nach W): Le Lau, Laurenque, Croix de Barrac, Aigues-Vives, Cabrerrolles, Caussinijouls und Laurenque.



**Abb. 150:** Schmidt-Netz Darstellung der  $D_2$ -Faltenachsen aus den karbonischen Grauwacken der Faugères-Decke (n=78).

In den verschiedenen Straßenprofilen ist der Faltenbau sehr ähnlich. Die Faltenachsen fallen meist relativ flach ein. Von 78 eingemessenen Achsen zeigten 67 Fallwerte zwischen  $0^\circ$  und  $30^\circ$  (Abb. 150; Tabelle Ia, Anhang). Die Streichrichtung der Faltenachsen ist sehr variabel und zeigt nur eine ganz schwache Vorzugsorientierung in ENE/WSW (Abb. 150).

Die Schnittkantenlineare ( $L_{0/2}$ ) zeigen eine ähnliche Orientierung wie die Faltenachsen. Auch sie fallen flach ein, und zeigen eine leichte Vorzugsorientierung in ENE/WSW (Abb. 151), wobei aber weniger Messdaten vorliegen als für die Faltenachsen ( $n=27$ ).



**Abb. 151: Schmidt-Netz Darstellung der Schnittkantenlineare  $L_{0/2}$  aus den karbonischen Grauwacken der Faugères-Decke ( $n=27$ ).**

Die starke Streuung in der Orientierung der Faltenachsen und  $L_{0/2}$ -Schnittkantenlineare ist ein erster Nachweis eines nicht-zylindrischen Faltenbaus und unterscheidet sich stark von den zylindrischen Falten, welche während der südgerichteten Deckentektonik ( $D_1$ ) angelegt wurden.

Wie oben bereits angesprochen, ist ein weiteres Merkmal nicht-zylindrischer Falten der Wechsel der stratigraphischen Polarität auf den Flanken. Es wurde daher versucht in den Falten die stratigraphische Polarität zu ermitteln. Dazu wurden klassische Hangend/Liegend-Kriterien verwendet wie die Brechung der Schieferung, Gradierung, Materialkontraste und Bouma-Sequenz. Die Bestimmung der Polarität war bei 74 von 78 Faltenachsen möglich. Die Ergebnisse sind mit in Liste I (Anhang) dargestellt. Die Richtung der stratigraphischen Polarität war sehr variabel. Etwa die Hälfte der Falten zeigte eine Richtung zwischen  $270^\circ$  und  $090^\circ$ , die andere Hälfte zeigte Richtungen zwischen  $090^\circ$  und  $270^\circ$ . Auch dies ist ein klare Unterschied zu den  $D_1$ -Falten die immer eine stratigraphische Polarität in Richtung des Faltenvorbaus, in der Montagne Noire also mehr oder weniger Richtung S zeigen. In jedem Fall treten nie gegensätzliche Facing-Richtungen auf.

Als relativ schwierig hat es sich erwiesen, die übergeordneten Lagerungsverhältnisse im Aufschluss zu bestimmen. Die lag zum einen an der geringen Größe mancher Aufschlüsse, aber auch an der starken Deformation und Zerschierung der Grauwacken. Bei etwa der Hälfte der Aufschlüsse war eine sichere Ansprache möglich. Dabei ergab sich eine Verhältnis von normal gelagerten zu überkippten Bereichen von 3 zu 2. Dieser Wechsel in den Lagerungsverhältnissen ist wahrscheinlich auf  $D_1$  zurückzuführen.

Eine wichtige Beobachtung in diesem Zusammenhang ist, dass bei gleich bleibender Asymmetrie der Kleinfalten die Lagerungsverhältnisse wechseln. Auch dies ist bei einem monophasen zylindrischen Faltenbau nicht möglich und ein weiterer Beleg dafür, dass es sich nicht um  $D_1$ -Falten handeln kann.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Orientierung der Faltenachsen (Abb. 150) und  $L_{0/2}$ -Schnittkantenlineare (Abb. 151), die wechselnde stratigraphische Polarität innerhalb des Faltenbaus und die wechselnden Lagerungsverhältnisse bei gleicher Assymetrie der Kleinfalten nicht während des zylindrischen, südgerichteten Deckenbaus ( $D_1$ ) entstanden sein kann. Die Falten werden daher  $D_2$  zugeordnet.

## 4 Interpretation

In diesem Kapitel werden die unterschiedlichen Befunde (KI,  $\dot{A}I$ ,  $b_0$ -Index, K-Ar-Geochronologie) in einen regionalen Kontext gestellt. Sie werden, soweit noch nicht geschehen, für jede geologische Einheit bzw. Decke zusammengefasst und unter Berücksichtigung von Literatur-Daten (Kapitel 1) interpretiert. Anschließend wird auf dieser Grundlage für jede geologische Einheit die tektono-metamorphe Entwicklung diskutiert und abgeleitet.

Zum Schluss werden die aus den verschiedenen Decken und Einheiten abgeleiteten Entwicklungen kompiliert, und eine zusammenfassende tektono-metamorphe Entwicklung vorgestellt.

Bei der Zusammenfassung der Ergebnisse wird versucht, die charakteristischen Hauptmerkmale und Trends herauszuarbeiten und zu schematisieren. Lokale Unterschiede oder Abweichungen, wie sie z.B. bei den KI- und  $\dot{A}I$ -Untersuchungen vorkommen, sind detailliert in Kapitel 3 beschrieben worden und werden hier nicht erneut aufgegriffen.

### 4.1 Südflügel

#### 4.1.1 Pardailhan-Decke

Bei der Zusammenfassung der Ergebnisse aus der Pardailhan-Decke wird sowohl auf jede der drei tektonischen Einheiten im einzelnen als auch auf die Decke als Ganzes eingegangen.

##### 4.1.1.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

###### KI- und $\dot{A}I$ -Werte

Sowohl KI-Werte als auch  $\dot{A}I$ -Werte belegen, dass der Metamorphosegrad in der Pardailhan-Decke nach S, d.h. mit wachsender Entfernung zur Axialzone, abnimmt. Dies ist auch in den einzelnen Einheiten zu beobachten.

In der Malvies-Einheit (Nord-Pardailhan) werden KI- und  $\dot{A}I$ -Werte der unteren Epizone erreicht. Sie treten immer im N der Einheit auf (Abb. 93). Ansonsten zeigt die Einheit überwiegend anchizonale Metamorphosebedingungen. Werte der niedrigen Anchizone treten fast ausschließlich im Ordoviz des invers gelagerten Flügels der Malvies-Synform auf (Abb. 96 und 97).

Die niedrigsten Metamorphosebedingungen in dieser Einheit treten westlich der Faveyrolles-Störung auf. In diesem Bereich öffnet sich die Malvies-Synform und der Einfallswinkel der Achsenebene ändert sich von  $50^\circ$  bis  $65^\circ S$  auf  $20^\circ$  bis  $25^\circ S$  (Abb. 101). Hier zeigen KI und  $\dot{A}I$  auf dem Südflügel der Malvies-Synform Werte der niedrigen Anchizone und oberen hohen Diagenesezone (Abb. 98 und 99). Generell zeigen die  $\dot{A}I$ -Werte eine größere Streuung, was wahrscheinlich auf eine Alteration zurückzuführen ist.

Bezug nehmend auf die bereits in Kapitel 1.4.1.3. diskutierte Frage nach der Zugehörigkeit des S-Minervois ist festzustellen, dass sich die durch KI und  $\dot{A}I$  angezeigte Metamorphosezonierung dieser Einheit nahtlos an die der südlichen Malvies-Einheit westlich der Cassagnols-Störung anschließt (Kap. 3.1.1.2). Das S-Minervois wird daher, trotz der von Berger et al. (1993) beschriebenen Unterschiede in der Fazies der ordovizischen Sedimente (Kap. 1.2.2.2), als westliche Fortsetzung der Malvies-Einheit interpretiert. Nach dieser Interpretation stellt das S-Minervois den südlichsten Teil der Malvies-Synform bzw. der Malvies-Einheit dar.

Die beiden folgenden Einheiten (Naudet- und Camplong-Einheit) werden aufgrund ihres geringen tektonischen Versatzes zueinander auch als Süd-Pardailhan zusammengefasst (Echtler 1990). Die KI-Werte in der Naudet-Einheit sind anchizonal. Die  $\dot{A}I$ -Werte zeigen



lokal und ohne erkennbare Regelmäßigkeit Werte der hohen Diagenesezone, welche wahrscheinlich auf Alteration zurückzuführen und somit zu vernachlässigen sind. Der höchste Metamorphosegrad wird in dem Segment zwischen Campels- und Condades-Störung erreicht (Abb. 96 und 97). Hier zeigt der KI durchgehend Bedingungen der unteren hohen Anchizone. Östlich und westlich von diesem Segment ist der Metamorphosegrad niedriger und zeigt meist Bedingungen der niedrigen Anchizone. Im E der Naudet-Einheit werden in unmittelbarer Nähe zur queue de cochon KI-Werte der Diagenesezone beobachtet, welche offenbar auf Alterationsprozesse im Bereich der Störung zurückzuführen sind. Diese niedrigen Werte scheinen auch weiter südlich entlang der queue de cochon aufzutreten.

Innerhalb der Camplong-Einheit nimmt der Metamorphosegrad nach S ab. In den Gesteinen des tiefen Kambrium (Grès de Marcory) ist er am höchsten und zeigt KI-Werte der oberen und unteren hohen Anchizone. Da sich bei der  $b_0$ -Index-Untersuchung in kambrischen Gesteinen Hinweise auf den Eintrag von Detritus ergeben haben (Kap. 3.3.2.1 und 3.3.2.5), ist dies auch bei den KI-Werten wahrscheinlich: Der durch den KI angezeigte Metamorphosegrad könnte daher zu hoch sein. Dafür sprechen auch zwei andere Beobachtungen: Zum einen fallen die  $\dot{A}I$ -Werte aus diesem Bereich in die niedrige Anchizone, zum anderen ist die Deformation in anderen Bereichen mit Metamorphosebedingungen der hohen Anchizone viel stärker (Abb. 28).

Die nach S abnehmenden Metamorphosebedingungen sind im E-Teil der Decke gut nachzuvollziehen, da hier weiträumig das Ordoviz des invers gelagerten Flügels der Pardailhan-Decke aufgeschlossen ist. Sedimente dieses Alters fehlen westlich der Condades-Störung. Im Segment östlich der Condades-Störung ist innerhalb der ordovizischen Gesteine eine Entwicklung zu beobachten, wobei der höchste Metamorphosegrad (untere hohe Anchizone) ganz im N erreicht wird. Die Metamorphose nimmt nach S ab. Etwa auf Höhe der Ortschaft Bouldoux zeigen die KI-Werte den Übergang von Anchi- zu Diagenesezone, wobei die Grenze zwischen den beiden Zonen etwa E-W streicht. Laut  $\dot{A}I$ -Werten liegt der Übergang etwas weiter nördlich, ist aber nicht genau einzugrenzen. Im S-Teil der ordovizischen Gesteine zeigen einige Proben den niedrigsten Metamorphosegrad der gesamten Pardailhan-Decke mit KI-Werten der unteren hohen Diagenesezone. Wie bereits in Kapitel 3.1.1.1 vorgestellt, ist im SE der Einheit der Verlauf der Metamorphosezonierung nicht ganz klar. Die Werte lassen hier zwei Interpretationen zu: Entweder der Metamorphosegrad nimmt nach S ab, oder er zeigt in diesem Bereich eine Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter und folgt dem Ausbiss der kambrischen Gesteine. Wie in Kapitel 3.1.1.1 bereits diskutiert, gibt es mehr Hinweise für eine nach S abnehmende Metamorphose. Trotzdem werden beide Möglichkeiten für die Interpretation mit berücksichtigt (Kap. 4.1.2).

Die Abschiebungen, welche die drei Einheiten voneinander abgrenzen, sind jünger als die Metamorphose. Dies ist an verschiedenen Stellen zu belegen, wo es zu einer sprunghaften Änderung des Metamorphosegrads an den Störungen kommt. Das Einfallen der Störungen ist offenbar flacher als das der metamorphen Isograden, da es an einigen Stellen zu einer Wiederholung des Metamorphoseprofils bzw. einer metamorphen Inversion kommt. Ein Beispiel dafür ist etwa das Segment der Naudet-Einheit zwischen Campels- und Condades-Störung, wo die Naudet-Einheit mit KI-Werten der unteren hohen Anchizone die Malvies-Einheit mit KI-Werten der oberen und unteren niedrigen Anchizone überlagert. Ein anderes Beispiel stellt der Bereich östlich der Campels-Störung dar, wo die Camplong-Einheit im N KI-Werte der unteren hohen Anchizone zeigt und die Naudet-Einheit mit KI-Werten der oberen niedrigen Anchizone überlagert.

### **$b_0$ -Index**

Die  $b_0$ -Index-Daten der drei Einheiten aus der Pardailhan-Decke sind in Kapitel 3.3.2.1 beschrieben. Wie in Kapitel 3.3.2.5 diskutiert, zeigen die  $b_0$ -Daten aus dem Kambrium der Decke eine sehr große Streuung, welche wahrscheinlich auf den Eintrag detritischer Glimmer

zurückzuführen ist. Die Beschreibung und Interpretation der Ergebnisse erfolgt deshalb auf der Basis der Proben aus dem Ordoviz.

Die  $b_0$ -Index Daten aus den ordovizischen Proben aller drei Einheiten sind sehr ähnlich, wobei die Malvies-Einheit etwas mehr Werte  $< 8,980 \text{ \AA}$  zeigt als die Einheiten des Süd-Pardailhan. Nord- und Süd-Pardailhan unterscheiden sich in den Grenzen dieser Methode also nicht. Von 68 Proben zeigen 52 (Sassi-Methode) bzw. 53 (METRIC-Methode)  $b_0$ -Werte zwischen  $8,990 \text{ \AA}$  und  $9,010 \text{ \AA}$  (Abb. 129a). Diese Werte befinden sich im Grenzbereich zur Niederdruck-Metamorphose (Sassi und Scolari 1986), was einem geothermischen Gradienten von etwa  $35^\circ\text{C}$  entspricht.

#### **4.1.1.2 Interpretation**

Die Interpretation der Daten aus der Pardailhan-Decke erfordert eine eingehende Diskussion. Dabei ist es sinnvoll, Nord- und Süd-Pardailhan zunächst getrennt zu betrachten.

##### **Nord-Pardailhan**

Die Metamorphoseuntersuchungen in der Malvies-Einheit zeigen, dass der Metamorphosegrad mit wachsender Entfernung zur Axialzone abnimmt. Die  $b_0$ -Index Werte (Ordoviz) belegen eine Niederdruck-Metamorphose (LP-Metamorphose) mit einem geothermischen Gradienten von etwa  $35^\circ\text{C}$ . Dies ist zu hoch für die  $D_1$ -Deckenstapelung und der damit verbundene  $M_1$  Mitteldruck-Metamorphose (MP-Metamorphose). Die LP-Metamorphose wird daher als  $M_2$  angesprochen. Da ihre Intensität nach S abnimmt, wird sie offenbar durch den thermischen Einfluss der Axialzone geprägt. Eine nach S abnehmende  $M_2$ -Metamorphose wurde auch von Engel et al. (1981) sowie Wiederer et al. (2002) in der Mont Peyroux-Decke beobachtet (Kap. 1.4.1.11).

Die penetrative Schieferung ist zumindest im zentralen und östlichen Teil der Malvies-Einheit  $S_2$ . Diese Schieferung überprägt die  $S_1$ -Schieferung, die während des Deckenbaus ( $D_1$ ) angelegt wurde, vollständig (Kap. 1.4.1.9 und 1.4.1.10; Echtler 1990).  $S_2$  wird während einer Phase extensionaler, dextraler Schertektonik ( $D_2$ ) zusammen mit einem isoklinalen  $D_2$ -Faltenbau während des Aufstiegs der Axialzone angelegt (Kap. 1.4.1.9; Echtler 1990). Diese Beobachtungen zeigen, dass sowohl die penetrative Gefügeentwicklung als auch die prägende Metamorphose durch den Aufstieg der Axialzone gesteuert wird.

Der zeitliche Rahmen für den Aufstieg der Axialzone ist relativ gut bekannt. Maluski et al. (1991) untersuchten mit der Ar/Ar-Methode verschiedene Scherzonen am südlichen Rand der Axialzone, welche während des Aufstiegs der Axialzone angelegt wurden (Kap. 1.4.3.10). Die meisten von ihnen gemessenen Alter fallen in den Zeitraum zwischen  $311 \pm 4 \text{ Ma}$  und  $303 \pm 3 \text{ Ma}$  (diverse Proben, Ar/Ar an Biotit und Muskovit), und werden als Hauptalter für die dextrale Scherkinematik während des Aufstiegs interpretiert. Ein Alter von  $297 \pm 3 \text{ Ma}$  (Ar/Ar, Muskovit) wurde in der basalen Störung der Mont Peyroux-Decke ermittelt, deren nach WSW-abschiebende Kinematik nach Echtler (1990) mit der finalen Deckenplatznahme zusammenhängt.

In der Axialzone ist eine LP-Metamorphose beschrieben (Kap. 1.4.3.12), die in etwa gleichalt wie der Aufstieg ist. Auch sie wird als  $M_2$  bezeichnet (Kap. 1.4.3.12) und ist von Gebauer et al. (1988) nördlich von St. Pons auf  $308 \text{ Ma}$  (U-Pb an Monazit) datiert worden. Eine starke thermische Aktivität innerhalb der Axialzone zu dieser Zeit belegen auch die Alter von Krause et al. (2004), die einen Granit ( $308 \text{ Ma}$ ) und einen migmatischen Orthogneiss ( $313 \text{ Ma}$ ) aus dem südlichen Espinouse-Dom datierten (U-Pb an Monazit; Kap. 1.6).

In dieser Arbeit wurde eine K-Ar-Untersuchung der paläozoischen Sedimente durchgeführt (Kap. 3.4). Die Probe BR11 stammt aus dem E-Teil der Malvies-Einheit nahe Olargues (Abb. 96) und ergab K-Ar-Alter von  $298,1 \pm 6,1 \text{ Ma}$  ( $< 2 \text{ \mu m}$  Fraktion) und  $290,0 \pm 7,8 \text{ Ma}$  ( $< 0,2 \text{ \mu m}$  Fraktion). Diese Alter passen recht gut zu den jüngeren Altern von Maluski et al. (1991)

aus der basalen Störung der Mont Peyroux-Decke und werden als Alter für  $D_2/M_2$  in der Malvies-Einheit interpretiert.

Im W-Teil der Decke (westlich der Faveyrolles-Störung) ist das Struktur-Inventar nicht gut untersucht. Es ist nicht klar ob auch hier - wie weiter östlich -  $D_2$  die prägende Deformationsphase und  $S_2$  die penetrative Schieferung ist. Fest steht, dass sich die Internstruktur der Malvies-Synform westlich der Faveyrolles-Störung im Streichen ändert, welche sich öffnet und ein deutlich flacheres Einfallen der Achsenfläche zeigt. Die Interndeformation ist offenbar weniger intensiv. Ich möchte daher zu der bereits verschiedentlich angesprochenen Frage (Kap. 1.4.1.2 und 3.1.1.2) zurückkommen, ob in diesem Bereich möglicherweise der Deckenbau ( $D_1$ ) konserviert ist.

Die KI- und  $\dot{A}I$ -Werte dieses westlichen Bereiches zeigen einen nach S abnehmenden Metamorphosegrad. Eine solche Zonierung allein ist kein Nachweis einer durch den thermischen Einfluss der Axialzone kontrollierten Metamorphose  $M_2$ . Sie ist vielmehr auch bei einer während der Stapelung angelegten Metamorphose  $M_1$  zu erwarten, denn im untersuchten Abschnitt bewegen wir uns vom Strukturkern der Malvies-Synform nach S immer weiter in den hangenden, normal gelagerten Flügel der Faltenstruktur (Abb. 101). Ein Unterschied ergibt sich allerdings im Vergleich zu den Bereichen östlich der Faveyrolles-Störung. Während dort die Gesteine des tiefen Ordoviz KI-Werte der oberen niedrigen Anchizone und auch der unteren hohen Anchizone aufweisen, ist der Metamorphosegrad westlich der Störung deutlich niedriger und erreicht maximal die untere niedrige Anchizone (Abb. 98). Einige Proben zeigen sogar Werte der oberen hohen Diagenesezone (im Bereich der Ortschaft Camp de Péries), welche sonst in der gesamten Malvies-Einheit nicht auftreten. Auch die  $\dot{A}I$ -Werte zeigen diesen Unterschied in den Metamorphosebedingungen (Abb. 99). Da die gesamte Einheit lateral einen sehr einheitlichen Metamorphosegrad auf dem S-Flügel der Malvies-Synform zeigt, kann dieser Unterschied der KI- und  $\dot{A}I$ -Werte als ein erstes Indiz für  $M_1$  angesehen werden. Ein weiterer Indiz ist, dass die Metamorphosezonen im westlichen Bereich weiter geschart sind als weiter östlich, auch wenn man die flacheren Lagerungsverhältnisse mit berücksichtigt.

Eine K-Ar-Datierung aus dem Kern der Malvies-Synform in diesem westlichen Bereich (Probe 276) ergab Alter von  $337,7 \pm 7,4$  Ma ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $324,5 \pm 6,8$  Ma ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Zumindest das Alter der  $<2 \mu\text{m}$  Fraktion liegt im Bereich von Ar/Ar-Altern zwischen  $343,6 \pm 3,5$  Ma und  $333,0 \pm 3,4$  Ma aus dem Albigeois und Mendic-Pluton von Costa (1990), welche als Deckenbau-Alter interpretiert werden (Kap. 1.4.2.6, 1.4.4 und 1.4.5).

Die ordovizischen  $b_0$ -Werte aus diesem Bereich (3 Proben) liegen zwischen  $9,001 \text{ \AA}$  und  $8,992 \text{ \AA}$ , was für eine LP-Metamorphose typisch ist. Allerdings haben diese Proben alle hohe KI-Werte  $>0,43 \Delta^2\Theta$  (Tabelle E, Anhang). Diese KI-Werte sind der unteren niedrigen Anchizone zuzuordnen. Man bewegt in diesem Metamorphosebereich an der Grenze der Anwendbarkeit der  $b_0$ -Index-Methode. Es ist daher möglich, dass diese niedrigen  $b_0$ -Werte keine zuverlässigen Aussagen liefern.

Zusammenfassend sprechen verschiedene Argumente dafür, dass im W-Teil der Malvies-Einheit zumindest teilweise  $D_1$  und  $M_1$  erhalten sind. Dies sind der strukturelle Bau, die im Vergleich zum E-Teil etwas niedrigeren KI-Werte in den Gesteinen des Ordoviz und die K Ar-Alter. Bei den Altern fällt die relativ große Differenz zwischen den beiden Fraktionen auf (etwa 13 Ma). Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass die  $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion teilweise von  $M_2$  beeinflusst wurde. Nicht ins Bild passen die niedrigen  $b_0$ -Index-Werte, welche aber mit dem relative niedrigen Metamorphosegrad der Proben zusammenhängen könnten. In dieser Arbeit wird daher der westlichste Teil der Malvies-Einheit vorläufig als Bereich interpretiert, in dem  $D_1$  und  $M_1$  erhalten sind. Zur Absicherung dieser Hypothese ist eine Erhöhung der Probendichte sowie vor allem eine detaillierte strukturgeologische Bearbeitung dieses Gebietes nötig.

### Süd-Pardailhan

Wie bereits in Kapitel 1.4.1.2 beschrieben, ist der Versatz zwischen Naudet- und Camplong-Einheit relativ gering. Teilweise ist fast die komplette stratigraphische Abfolge erhalten (Abb. 14). Beide Einheiten werden daher von Echtler (1990) zu einer Einheit, dem Süd-Pardailhan zusammengefasst. Da die Ausbisse beider Einheiten nach W relativ schmal werden, bezieht sich die folgende Interpretation vorwiegend auf den Bereich östlich der Condades-Störung.

Der geringe tektonische Versatz zwischen beiden Einheiten spiegelt sich auch in der Verteilung der KI- und  $\bar{A}I$ -Werte wieder. Der Metamorphosegrad der Naudet-Einheit ist sehr einheitlich und zeigt KI-Werte der unteren hohen Anchizone und der oberen niedrigen Anchizone. Die  $\bar{A}I$ -Werte fallen meist in die obere und untere Anchizone, einige Werte der oberen hohen Diagenesezone zeigen keine systematische Verteilung und sind wahrscheinlich auf eine beginnende Alteration zurückzuführen.

Die Camplong-Einheit ist breiter als die Naudet-Einheit. Sie zeigt eine größere Bandbreite an Metamorphosewerten von der oberen hohen Anchizone bis zur unteren hohen Diagenesezone. Im N-Teil der Einheit ist der Metamorphosegrad meist ähnlich hoch oder gerade im Grenzbereich auch etwas höher als in der Naudet-Einheit. Diese Beobachtung belegt, dass die Störung zwischen den beiden Einheiten postmetamorph ist. Im SE ist das Ordoviz am mächtigsten und zeigt eine Abnahme des Metamorphosegrads bis in die untere hohe Diagenesezone.

Die Interpretation der Daten im Süd-Pardailhan ist schwierig. Wie bereits für die westliche Malvies-Einheit beschrieben, kann ein Metamorphosebild mit einem nach S abnehmenden Metamorphosegrad sowohl während des Deckenbaus ( $D_1/M_1$ ) als auch während des Aufstiegs und der thermischen Wirkung der Axialzone ( $D_2/M_2$ ) entstehen. Die beiden Metamorphosen ( $M_1$  und  $M_2$ ) zeigen prinzipiell unterschiedliche geothermische Gradienten und können im Normalfall anhand der  $b_0$ -Index-Werte unterschieden werden. Die  $b_0$ -Index-Werte aus dem Süd-Pardailhan gleichen denen aus der durch  $M_2$  geprägten Malvies-Einheit (Kap. 3.3.2.1). Dieser Befund spricht dafür, dass zumindest die anchizonalen Bereiche des Süd-Pardailhan, an denen der  $b_0$ -Index gemessen wurde, eine  $M_2$ -LP-Metamorphose erfahren haben.

In der Malvies-Einheit und auch, wie später noch ausgeführt wird (Kap. 4.1.3 und 4.1.4), in der Mont Peyroux- und Faugères-Decke zeigen die Bereiche mit einer anchizonalen  $M_2$ -Metamorphose eine penetrative  $D_2$ -Deformation. Die  $b_0$ -Daten aus dem Süd-Pardailhan stehen daher im Widerspruch zur Beschreibung des strukturellen Inventars von Arthaud (1970) und Echtler (1990). Nach diesen Autoren sind im Süd-Pardailhan Faltenbau und penetrative Schieferung der  $D_1$ -Deformation zuzuordnen (Kap. 1.4.1.2). Eine zweite, spätere Schieferung ist nach Echtler (1990) nur ganz lokal an Aufschiebungen ausgebildet.

Leider erlauben auch die K-Ar-Datierungen aus dem Süd-Pardailhan keine eindeutige Lösung dieses Problems. Die Probe BR 13 aus dem Ordoviz der südöstlichen Camplong-Einheit (Abb. 79) ergab Alter von  $364,4 \pm 8,1$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $350,8 \pm 9,2$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Da diese Probe nur KI-Werte der unteren niedrigen Anchizone erreicht, waren hier die Temperaturen offenbar nicht hoch genug um das K-Ar-System vollständig umzustellen. Da die Alter auch deutlich älter als der Deckenbau im externen Teil des Zentralmassiv sind, werden sie als Mischalter mit einer relativ hohen Komponente an detritischen Glimmern (auch in der  $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) interpretiert.

Die Probe 195 stammt aus dem Kambrium im westlichen Teil der Naudet-Einheit. Sie zeigt K-Ar-Alter von  $332,8 \pm 7,4$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $317,6 \pm 6,5$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Diese Alter gleichen im Fehler denen der Probe 276 aus der westlichen Malvies-Synform, welche als Alter für den Deckenbau interpretiert werden. Wenn man annimmt, dass die unterlagernde Malvies-Einheit zumindest nicht penetrativ von  $D_2/M_2$  erfasst worden ist, sollte dies auch in den überlagernden Einheiten des Süd-Pardailhan der Fall sein. In diesem Sinne sind die K-Ar-Alter beider Proben konsistent, wobei auch in dieser Probe die relativ große Differenz

zwischen den beiden Fraktionen auffällig ist (etwa 15 Ma) und auf eine Beeinflussung der  $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion durch  $M_2$  zurückzuführen sein könnte. Das Alter aus der Naudet-Einheit ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) wird als  $D_1/M_1$ -Alter interpretiert.

Es ist leider keine Probe aus dem E-Teil der Naudet-Einheit datiert worden, wo  $D_2/M_2$  in der Malvies-Einheit sicher nachgewiesen sind. Eine solche Datierung wäre sehr wichtig, um einen Einfluss von  $M_2$  auf das Süd-Pardailhan nachweisen zu können.

Der südöstlichste Teil der Camplong-Einheit im Bereich der Ortschaft la Bosque, in dem die Metamorphosezonierung nicht ganz eindeutig ist (Kap. 3.1.1.1), lässt zwei mögliche Interpretationen zu: Nimmt man ein EW-Streichen der Metamorphosezonen an, ist auch hier - wie weiter im N -  $M_2$  (oder  $M_1$ ) prägend. Verläuft die Metamorphosezonierung parallel zum Ausbiss des Kambrium und zeigt somit eine Abhängigkeit vom stratigraphischen Alter, ist hier die sedimentäre Versenkungsmetamorphose (" $M_0$ ") erhalten. Wie bereits in den Kapiteln 3.1.1.1 und 4.1.1 beschrieben, ist die erste Möglichkeit wahrscheinlicher. Einerseits ist es sehr schwierig, bei einem Großfaltenbau wie in der Pardailhan-Decke  $M_0$  zu erhalten. Andererseits müssten auf den Gesteinen des Ordoviz, einen für eine Versenkungsmetamorphose plausiblen Gradienten von 25 bis  $30^\circ\text{C}/\text{km}$  angenommen, mindesten 5 km Sediment abgelagert worden sein um den beobachteten Metamorphosegrad der oberen hohen Diagenesezone zu erreichen. Selbst unter der Annahme, dass die komplette Devon- und Karbonsequenz auf dem Ordoviz der Camplong-Einheit abgelagert worden wäre, würde eine solche Mächtigkeit nicht erreicht. Für das Süd-Pardailhan lässt sich zusammenfassend feststellen, dass mit den bisher vorliegenden Daten der Widerspruch zwischen der Einordnung der strukturgeologischen Daten in die tektono-metamorphe Entwicklung und den  $b_0$ -Index-Werten nicht zweifelsfrei zu lösen ist. Die folgende Diskussion versucht daher, die verschiedenen Argumente abzuwägen und Lösungsansätze aufzuzeigen.

In Bezug auf die Qualität der  $b_0$ -Index-Werte ist festzustellen, dass die Methode in der Malvies-Einheit plausible Ergebnisse liefert, welche die auch in der Axialzone beschriebene  $M_2$ -Metamorphose gut charakterisieren. Da die Untersuchungen im Süd-Pardailhan an denselben Gesteinen (Ordoviz) durchgeführt wurden, ist eine falsche Aussage der Methode relativ unwahrscheinlich - aber nicht auszuschließen.

In Bezug auf die strukturgeologische Entwicklung der Decke gibt es verschiedene Möglichkeiten:

Einerseits einen ist es möglich, dass  $S_2$  subparallel zu  $S_1$  orientiert ist und daher kein eigenständiges Flächensystem bildet. Etwas ähnliches ist in Teilen der Schistex X an der Südflanke der Axialzone zu beobachten, wo eine komposite  $S_{1/2}$ -Schieferung ausgebildet ist.

Eine zweite Möglichkeit wäre, dass während  $D_1$  nur große Falten in der Oberkruste angelegt wurden, zu denen keine Schieferung ausgebildet war. Ein frühes Stadium der  $D_1$ -Deformation könnte dem Großfaltenbau in der Nördlichen Schuppenzone ähneln (Abb. 36). Diese Großfalten werden während  $D_1$  kontinuierlich deformiert und nach S transportiert. In einer tektonischen Position auf der im Aufstieg befindlichen Axialzone führt die extensionale Plättung während  $D_2$  zu einer vertikalen Einengung der  $D_1$ -Strukturen und der Anlage einer  $S_2$ -Achsenebenschieferung (freundl. mündl. Mitteilung Dr. H. Echtler). In einem solchen Szenario wäre die in Richtung S abnehmende Intensität der Schieferung dadurch zu erklären, dass dieser Bereich (S-Teil der Camplong-Einheit) nicht so stark von der Aufstiegs kinematik und dem thermischen Einfluss der Axialzone erfasst wurde wie die Bereiche weiter im N (Naudet-Einheit und nördliche Camplong-Einheit). Es ist daher auch möglich, dass in diesem externen Teil der Einheit  $D_1/M_1$  erhalten ist.

Bei beiden Möglichkeiten erfolgen die Anlage der Schieferung und die Ausgestaltung des Faltenbaus während  $D_2$ . Wie auch im östlichen Teil des Nord-Pardailhan wären sowohl die penetrativen Gefüge als auch die prägende Metamorphose im östlichen Süd-Pardailhan während des Aufstiegs der Axialzone angelegt und daher  $D_2$  bzw.  $M_2$ . Im weiteren Verlauf

der Diskussion wird diese Variante zugrundegelegt. Allerdings sind für einen sicheren Nachweis weitere Daten (Geochronologie, Petrologie, Strukturgeologie) vor allem aus der Naudet-Einheit nötig.

#### **4.1.2 Minervois-Decke**

Das Süd-Minervois wird in dieser Arbeit als die westliche Verlängerung der Malvies-Einheit interpretiert und wurde mit dieser zusammen vorgestellt.

##### **4.1.2.1 Zusammenfassung der Ergebnisse**

###### **KI- und $\bar{A}I$ -Werte**

Die Metamorphoseuntersuchungen in der westlichen Minervois Decke zeigen, dass der Metamorphosegrad sowohl in der Fournes-Einheit (Nord-Minervois) als auch im Zentral-Minervois nach S abnimmt (Abb. 103). Der Metamorphosegrad bewegt sich in beiden Einheiten zwischen der oberen hohen Anchizone und der Epizone (KI).

###### **$b_0$ -Index**

Die Ergebnisse der  $b_0$ -Index-Untersuchung sind einheitlich. Sowohl die Sassi- als auch die METRIC-Werte fallen in den Bereich zwischen 9,020 und 9,040 Å, was auf eine Mitteldruck-Metamorphose hindeutet. Es ist anzumerken, dass alle Proben aus dem tiefen Kambrium stammen. Ein Einfluss detritischer Glimmer ist daher, ähnlich wie in der Pardailhan-Decke, wahrscheinlich (Kap. 3.3.2.5). Die Aussagekraft der Daten ist daher begrenzt.

##### **4.1.2.2 Interpretation**

Die Interpretation der Daten aus der Minervois-Decke ist deshalb schwierig, weil die Decke in zweierlei Hinsicht eine Sonderstellung innerhalb der Decken des Südflügels einnimmt:

Zum einen ist die Decke von einer späten hydrothermalen Phase überprägt worden, welche zur Bildung der Goldlagerstätte von Salsigne führte (Kap. 1.4.1.3), aber auch südliche Bereiche der Decke erfasst hat. Dies ist z.B. durch die CAI-Studie von Wiederer et al. (2002) belegt (Kap. 1.4.1.11). Diese Autoren konnten in den devonischen Karbonaten des Zentral-Minervois eine hydrothermale Überprägung der Conodonten nachweisen, was zu einer starken Veränderung der CAI-Werte führte. Die hydrothermale Aktivität ist also nicht nur auf den Grenzbereich zwischen den Schistes X und der Fournes-Einheit beschränkt, sondern greift auch weit nach S vor.

Ein anderes Problem besteht darin, dass die struktureologischen Modelle der einzelnen Bearbeiter sehr unterschiedlich sind (Kap. 1.4.1.3):

- Für Arthaud (1970) sind die prägenden Strukturen auf den Deckenbau ( $D_1$ ) zurückzuführen.
- Demange et al. (1986) und Issard (1984) beobachten zwei fast koaxiale Faltungsphasen, wobei der Großfaltenbau und die penetrative Schieferung während der ersten Phase  $D_1$  angelegt werden.
- Nach Cassard et al. (1993) erfolgt die Überkippung der Sedimente während  $D_1$  ohne Interdeformation. Falten und Schieferung werden während einer dextralen Schertektonik  $D_2$  angelegt.

Eigene Beobachtungen passen zu dem Modell von Demange et al. (1986) und Issard (1984), sind aber sehr punktuell und reichen für eine gesicherte Bewertung der verschiedenen Modelle nicht aus. Dazu kommt, dass die Modelle z.T. von unterschiedlichen Bereichen der Decke abgeleitet wurden. Es ist daher nicht klar, mit welcher Deformationsphase die Metamorphose-Entwicklung zu korrelieren ist.

Auch die an zwei Proben durchgeführten K-Ar-Datierungen aus dem Zentral-Minervois erlauben keine gesicherte Interpretation. Die Probe 246 (Kambrium) ergab Alter von

317,0±6,9 Ma (<2 µm Fraktion) und 302,3±7,8 Ma (<0,2 µm Fraktion), Probe 266 (Ordoviz) ergab Alter von 309,0±6,6 Ma (<2 µm Fraktion) und 299,9±6,1 Ma (<0,2 µm Fraktion).

Aus den vorliegenden Daten können im Prinzip zwei "Endgliedmodelle" abgeleitet werden, welche kurz vorgestellt und diskutiert werden sollen:

- a) Im ersten Modell dominieren  $D_1$  und  $M_1$ . Dieses Endgliedmodell ist zu den Strukturmodellen von Arthaud (1970) sowie Demange et al. (1986) und Issard (1984) kompatibel, welche beide die penetrative Schieferung der ersten Deformationsphase zuordnen. In diesem Modell wäre die Metamorphosezonierung während der Deckenstapelung entstanden. Die  $b_0$ -Werte würden den realen geothermischen Gradienten abbilden und wären nicht durch detritische Minerale beeinflusst. Die K-Ar-Alter würden bei dieser Variante nicht die tektono-metamorphe Phase  $D_2/M_2$  datieren, sondern das hydrothermale Ereignis, welches bei etwa 300 Ma stattgefunden hat (Bouchot et al. 1997). Während die <2 µm Fraktion nicht vollständig umgestellt ist und ein Mischungsalter zwischen  $D_1/M_1$  und dem hydrothermalen Ereignis darstellt, ist die <0,2 µm Fraktion beider Proben komplett umgestellt bzw. neu gebildet worden.
- b) Im zweiten Endgliedmodell ist  $D_2/M_2$  prägend, was zur Strukturentwicklung nach Cassard et al. (1993) passt. Bei dieser Variante geben die  $b_0$ -Index-Werte, welche an kambrischen Proben (meist K1) ermittelt wurden, wie auch in der Pardailhan-Decke nicht den wahren geothermischen Gradienten wieder und sind durch den Eintrag detritischer Glimmer beeinflusst. Die Metamorphosezonierung ist während  $M_2$  entstanden und die K-Ar-Alter datieren  $D_2/M_2$ . Das relativ hohe Alter der <2 µm Fraktion der kambrischen Probe 246 wäre auf den Eintrag detritischer Minerale zurückzuführen (Kap. 3.4.2.2).

Für beide Modelle gibt es Argumente. Für das erste Modell spricht vor allem, dass eigene, allerdings nur sehr punktuelle Geländebefunde die Deformationsabfolge von Demange et al. (1986) und Issard (1984) zu bestätigen scheinen. Die Beobachtungen stammen allerdings aus dem Zentral-Minervois, während das Modell von Cassard et al. (1993) auf Beobachtungen aus den Schistes X und der nördlichen Fournes-Einheit basiert.

Meiner Ansicht nach sprechen aber mehr Argumente für Variante b):

- Die Decken des Südflügels sind zu weiten Teilen von  $D_2/M_2$  erfasst worden.
- Nirgendwo in den Decken des Südflügels erreicht der  $M_1$ -Metamorphosegrad die Epizone, die in beiden Einheiten der Minervois-Decke zu beobachten ist. Nimmt man für den Übergang Anchi- zu Epizone etwa 300°C an und legt einen für eine Deckenstapelungsmetamorphose realistischen geothermischen Gradienten von 25 bis 30°C/km zugrunde, muss die Decke eine tektonische Überdeckung von mindestens 10 km erfahren haben. Da die Decke heute lediglich von der Pardailhan-Decke überlagert wird, gibt es dafür keinerlei Hinweise.
- Die Ausbildung der Falten-Strukturen ist für  $D_1$  ungewöhnlich eng, und der Deformationsgrad sehr hoch (deutlich höher als in der westlichen Malvies-Einheit, in der wahrscheinlich  $D_1$  erhalten ist).
- Die dextrale Scherkinematik, welche Cassard et al. (1993) beschreiben, ist in weiten Teilen der Schistes X und der südlichen Decken nachgewiesen und an den Aufstieg des Kernkomplexes geknüpft. Es ist unwahrscheinlich, dass sich diese charakteristische Kinematik im Streichen verliert, und im Bereich der Minervois-Decke nicht ausgebildet ist.

Es sind auch Übergänge zwischen diesen beiden Endgliedern möglich. So ist z.B. denkbar, dass nur die Fournes-Einheit penetrativ von  $D_2/M_2$  erfasst wurde, während im Zentral-Pardailhan  $D_1/M_1$  dominiert.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass mit hoher Wahrscheinlichkeit auch Nord- und Zentral-Minervois von  $D_2$  und  $M_2$  geprägt wurden. Das stärkste Argument dafür ist aus

meiner Sicht, dass im anderen Fall eine mindestens 10 km mächtige tektonische Bedeckung während  $D_1$  zu fordern wäre. Die Einheiten der überlagernden Pardailhan-Decke reichen dafür bei weitem nicht aus. Da der Metamorphosegrad in der südlichen Camplong-Einheit sich im Grenzbereich zur niedrigen Anchizone bewegt, gibt es keinerlei Hinweise auf eine weitere Deckeneinheit im Hangenden der Pardailhan-Decke, welche heute durch die nach S anschließenden jungen Sedimenten verdeckt ist. In der folgenden Diskussion wird daher dieser Variante gefolgt. Für eine Absicherung der Ergebnisse ist allerdings eine erneute strukturgeologische Bearbeitung nötig.

### **4.1.3 Mont Peyroux-Decke**

#### **4.1.3.1 Zusammenfassung der Ergebnisse**

##### **KI- und $\acute{A}I$ -Werte**

Die KI-Werte zeigen eine klare Metamorphosezonierung, wobei der Metamorphosegrad von N nach S abnimmt (Abb. 105). Der Metamorphosegrad ist in den unmittelbar an die Schistes X angrenzenden Bereichen am höchsten und erreicht lokal die Epizone. Die KI-Werte der (unteren) hohen Anchizone greifen im Karbon etwas weiter nach S vor als in den Gesteinen des Ordoviz. Dies ist wahrscheinlich vor allem darauf zurückzuführen, dass viele Proben im Ordoviz des N-Teils der Mont Peyroux-Decke Paragonit führen. Sie sind daher per Multi-Peak-Fitting (MPF) ausgewertet worden. Diese Art der Auswertung führt im Vergleich mit dem Einzel-Peak-Fitting (EPF) zu einer etwas schlechteren Datenqualität und scheint z.T. zu etwas niedrigeren Metamorphosewerten zu führen (Kap. 3.1.1.4). Dies wird im direkten Vergleich benachbarter Proben deutlich, wo per EPF ausgewertete Proben meist einen etwas höheren Metamorphosegrad ergaben. Die Differenz innerhalb der Anchizone kann eine Metamorphose-Subzone betragen (Kap. 3.1). Im Bereich südlich von Vieussan führten zudem einige Proben K/Na-Illit (zu erkennen an den weißen Umrissen). Da es nicht möglich war diese Minerale per MPF für die Bestimmung des KI zu eliminieren, zeigen diese Proben mit Sicherheit zu niedrige Metamorphosegrade. Dies ist bei der Interpretation zu berücksichtigen und wird auch durch die  $\acute{A}I$ -Werte bestätigt, die oft einen im Vergleich deutlich höheren Metamorphosegrad anzeigen. Einige Proben zeigen  $\acute{A}I$ -Werte der hohen Anchizone bis etwa südlich der Ortschaft Ceps (Abb. 106).

Einige Proben in unmittelbarer Nähe zur queue de cochon zeigen sowohl in der Mont Peyroux-Decke als auch in der Naudet-Einheit anormal niedrige Metamorphosegrade (hohe Diagenesezone). Sie sind auf Prozesse im Bereich der Störung (Fluide, Alteration) zurückzuführen (siehe auch Kap. 3.1.1.4). Sie werden daher bei der Interpretation nicht weiter berücksichtigt.

Die Grenze zwischen Anchi- und Diagenesezone verläuft laut KI etwa auf Höhe der Ortschaft Roquebrun und streicht etwa  $100^\circ$ . Sie schneidet also die Achse der Synform von Roquebrun. Im Bereich der Synform von Roquebrun nimmt der Metamorphosegrad sowohl im Ordoviz als auch im Karbon weiter ab. Im Scheitel und auf dem Südflügel der Synform von Roquebrun zeigen 4 ordovizische Proben in direktem Kontakt zu den devonischen Karbonaten KI-Werte der unteren hohen Diagenesezone. Ihr Metamorphosegrad ist deutlich niedriger als in benachbarten Proben aus dem Ordoviz und Karbon. Diese Proben führen alle Illit/Smektit und sind wahrscheinlich alteriert. Sie sind also bei der Interpretation zu vernachlässigen.

Auch innerhalb der Synform von Roquebrun nimmt der Metamorphosegrad nach S weiter ab. Im SW-Teil der Synform dominieren Werte der unteren hohen Diagenesezone, welche in diesem Bereich den regionalen Metamorphosegrad entsprechen. Der Metamorphosegrad im südlichsten Teil der Mont Peyroux-Decke gleicht dem im südlichsten Teil der Pardailhan-Decke.



### **b<sub>0</sub>-Index**

Die b<sub>0</sub>-Index-Werte aus der Mont Peyroux-Decke sind sehr homogen (Abb. 127). Sie fallen im N- und S-Teil der Decke in den Bereich zwischen 8,980 und 9,000 Å (Sassi-Werte). Die METRIC-Werte sind etwas höher zwischen 8,990 und 9,010 Å. Die Werte aus dem Ordoviz und Karbon unterscheiden sich nur wenig, wobei der b<sub>0</sub>-Index der karbonischen Proben im Mittel etwa 0,010 Å höher ist (Abb. 129b).

### **4.1.3.2 Interpretation**

Die Metamorphose-Daten aus der Mont Peyroux-Decke belegen, dass der Metamorphosegrad mit wachsender Entfernung von der Axialzone abnimmt, wobei die Metamorphosezonen den liegenden Flügel der Decke schneiden (Abb. 107). Dies wurde bereits von Engel et al. (1981; Illitkristallinität in karbonischen Flyschsedimenten) und Wiederer et al. (2002; CAI in devonischen Karbonaten) beschrieben, wobei in dieser Arbeit erstmals auch die Gesteine des Ordoviz mit untersucht wurden. Wie in Abbildung 107 dargestellt, zeigen die KI-,  $\acute{A}$ I- und CAI-Ergebnisse eine gute Übereinstimmung.

Wie bereits in den Kapiteln 4.1.1.2 und 4.1.2.2 erläutert, ist ein nach S abnehmender Metamorphosegrad allein kein Kriterium für eine durch den thermischen Einfluss der Axialzone gesteuerte M<sub>2</sub>-Metamorphose. In der Mont Peyroux-Decke ist aber ein D<sub>2</sub>-Faltenbau (nicht zylindrische Falten) mit einer S<sub>2</sub>-Achsenebenschieferung belegt (Kap. 1.4.1.9), welcher die D<sub>1</sub>-Strukturen überprägt. Die D<sub>2</sub>-Strukturen lassen sich bis auf den N-Flügel der Synform von Roquebrun nachweisen. Da die Intensität von D<sub>2</sub> mit dem Metamorphosegrad korreliert, wird diese Metamorphose als M<sub>2</sub> interpretiert. Dies wird durch die b<sub>0</sub>-Index-Werte bestätigt, welche einen relativ hohen geothermischen Gradienten  $\geq 35^\circ\text{C}/\text{km}$  belegen. Zumindest der nördliche und zentrale Bereich der Decke ist daher durch D<sub>2</sub>/M<sub>2</sub> geprägt.

Da die S<sub>2</sub>-Schieferung durch die beiden Großstrukturen (Synform von Roquebrun, Antiform von Vieussan) überfaltet wird, sollte dies auch für die M<sub>2</sub>-Metamorphosezonierung zutreffen. Dies ist aufgrund der Paragonit-Problematik anhand der KI-Werte nicht nachzuweisen. Einen Hinweis darauf geben aber die  $\acute{A}$ I-Daten, die südwestlich von Vieussan epizonale Werte zeigen.

Die K-Ar-Datierungen an zwei Proben aus der Mont Peyroux-Decke bestätigen die anderen Befunde. Die Probe F-14 aus dem Karbon westlich von Ceps ergab K-Ar-Alter von 305,3±6,2 Ma (<2 µm Fraktion) und 300,4±6,4 Ma (<0,2 µm Fraktion). Die Probe BR16 stammt vom Nordflügel der Antiform von Vieussan, etwa 1 km entfernt von der nördlichen Randstörung der Mont Peyroux-Decke. Hier wurden Alter von 307,2±8,8 Ma (<2 µm Fraktion) und 274,7±5,7 Ma (<0,2 µm Fraktion) ermittelt. Das relativ junge Alter der <0,2 µm Fraktion der Probe BR16 könnte auf eine Alteration - evtl. durch Fluide - im Einflussbereich der Störung zurückzuführen sein. Die anderen drei Alter sind ähnlich. Die beiden Alter der <2 µm Fraktion haben einen gemeinsamen Schwerpunkt etwa zwischen 307 und 305 Ma. Diese Alter gleichen den Ar/Ar-Altern, welche Maluski et al. (1991) in den Scherzonen am Südrand der Axialzone ermittelten und als Alter für die Scherkinematik interpretieren. Die K-Ar-Alter passen auch zu verschiedenen U-Pb-Altern aus der Axialzone, wie dem M<sub>2</sub>-Alter (308 Ma; U-Pb an Monazit) von Gebauer et al. (1988) nördlich von St. Pons, sowie Altern von Krause et al. (2004) aus dem südlichen Espinouse-Dom, welche eine starke thermische Aktivität innerhalb der Axialzone zu dieser Zeit belegen (Granit: 308 Ma; migmatischer Orthogneiss: 313 Ma; beides U-Pb an Monazit; Kap. 1.6 und 1.4.3.5).

Die K-Ar-Alter datieren nach meiner Interpretation  $D_2/M_2$  und belegen, dass sowohl der kinematische als auch der thermische Einfluss der aufsteigenden Axialzone im westlichen Teil der Mont Peyroux-Decke prägend waren.

Es ist schwierig abzuschätzen, wie weit sich dieser  $D_2/M_2$ -dominierte Bereich nach S und E erstreckt. Es gibt nämlich auch Bereiche auf dem Nordflügel der Synform von Roquebrun, in denen sowohl  $D_1$ -Falten (z.T. mit einer Achsenebenenschieferung) als auch  $D_2$ -Falten ausgebildet sind (Kap. 1.4.1.9). Es ist natürlich denkbar, dass der nach S abklingende  $M_2$ -Metamorphosegrad den  $M_1$ -Metamorphosegrad unterschreitet. In Bereichen wie auf dem Südflügel der Synform von Roquebrun, in dem keine  $D_2$ -Deformation mehr nachzuweisen ist, erreicht der Metamorphosegrad maximal die mittlere hohe Diagenesezone. Da höhere Metamorphosegrade immer in Verbindung mit  $D_2$ -Strukturen auftreten, entspricht dies dem höchstmöglichen Metamorphosegrad für  $M_1$  im externen Teil der Mont Peyroux-Decke. Es scheint allerdings so zu sein, dass auch im zentralen Teil der Synform von Roquebrun die Metamorphosezonen einen ähnlichen Verlauf haben wie weiter nördlich, was für eine  $M_2$ -Metamorphose auch in diesem Bereich spricht. Eine Erhaltung von  $M_1$  ist daher nur ganz im SE der Decke möglich, wo die Proben KI-Werte der unteren hohen Diagenesezone zeigen. Die Daten von Engel et al. (1981) und Wiederer et al. (2002) belegen, dass sich die anchizonalen, von  $D_2/M_2$  dominierten Bereiche noch mehrere Kilometer nach E erstrecken, wobei die Metamorphosezonierung im normal gelagerten Flügel der Mont Peyroux-Decke ungefähr NW-SW streicht (Abb. 31). Etwa östlich von Faugères nimmt der Metamorphosegrad jedoch soweit ab, dass eine Erhaltung von  $D_1/M_1$  denkbar ist (Engel et al. 1981).

#### **4.1.4 Faugères-Decke**

##### **4.1.4.1 Zusammenfassung der Ergebnisse**

###### **KI- und $\dot{A}I$ -Werte**

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der westliche Teil der Faugères-Decke untersucht. Die Ergebnisse sind in Kapitel 3.1.1.4 dargestellt. Die KI-Werte belegen, dass innerhalb der Decke der Metamorphosegrad nach S abnimmt, denn die niedrigsten Metamorphosegrade sind in einer Halbfenster-Struktur im Bereich der Ortschaft Ceps zu beobachten. Weiter nördlich zeigt die Decke meist Werte der unteren hohen Anchizone, wobei im Kern der Antiform von Vieussan die höchsten Metamorphosegrade zu beobachten sind (Abb. 107). An den Flanken der Decke treten z.T. Werte der oberen niedrigen Anchizone auf (südöstlich und nördlich von Le Lau). Die Grenze zur Mont Peyroux-Decke zeigt zwar keine abrupte Veränderung der KI-Werte. Man sieht aber, dass südlich der Störung vermehrt Werte der oberen niedrigen Anchizone auftreten.

Die  $\dot{A}I$ -Werte fallen alle in die Anchizone und zeigen keine eindeutige Zonierung. Als ein schwacher Trend zeichnet sich ab, die die Proben der oberen Anchizone nach N hin zunehmen.

###### **$b_0$ -Index**

Die Ergebnisse der  $b_0$ -Index-Untersuchungen sind sehr homogen. Beide Methoden (Sassi und METRIC) ergaben sehr ähnliche Ergebnisse. Die Werte liegen im Bereich um 9,000 Å und sind damit etwas höher als in der überlagernden Mont Peyroux-Decke.

##### **4.1.4.2 Interpretation**

Im Vergleich zur Mont Peyroux-Decke hat die Faugères-Decke nur eine relativ geringe N-S-Erstreckung. Es ist daher nicht verwunderlich, dass hier nur eine relativ geringe

Bandbreite an Metamorphosegraden auftritt, welche alle der Anchizone zuzuordnen sind. Eine Abnahme des Metamorphosegrades nach S ist ganz im W nachzuweisen, wo die Decke ihre größte N-S-Erstreckung zeigt. Weiter nördlich treten im Kern der Antiform von Vieussan die höchsten Metamorphosegrade auf (Abb. 107). Die Metamorphosezonierung ist also durch die Anlage der Antiform überfaltet worden. Bei der Metamorphose handelt es sich laut der  $b_0$ -Index-Werte um eine LP-Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten von etwa 35°C.

Wie in Kapitel 1.4.1.5 bereits beschrieben, konnte der  $D_2$ -Faltenbau zuerst in der Faugères-Decke nachgewiesen werden. Auch die systematische Untersuchung der Faltenachsen und Lagerungsverhältnisse im Flysch der Faugères-Decke (Kap. 3.7) belegt die Existenz nicht zylindrischer  $D_2$ -Falten, zu denen eine  $S_2$ -Achsenebenschieferung ausgebildet ist. In dem gesamten Bereich, der in dieser Arbeit untersucht wurde, sind im Gelände ausschließlich  $D_2$ -Strukturen zu beobachten.  $D_1$  ist nur durch einen Wechsel der Lagerungsverhältnisse (prä- $D_2$ ; Kap. 3.7) nachzuweisen.

Diese Befunde belegen, dass es sich bei der Metamorphose um  $M_2$  handelt und dass die Faugères-Decke durch  $D_2/M_2$  geprägt wurde. Diese Interpretation wird auch durch die K-Ar-Datierungen bestätigt:

An Probe F-42 aus der Region Le Lau (Abb. 79) wurden K-Ar-Alter von 298,6±6,2 Ma (<2 µm Fraktion) und 302,8±6,4 Ma (<0,2 µm Fraktion) gemessen. Es ist nicht mit Sicherheit zu sagen, warum bei dieser Probe die Fraktion <0,2 µm etwas älter als die <2 µm Fraktion (ohne Berücksichtigung des Fehlers). Wahrscheinlich ist hierfür die Trennung nach dem Atterbergverfahren verantwortlich (Kap. 2.1.1.9). Dabei kann es durch die Bildung von Agglomeraten zu der Abtrennung von "Pseudokorngrößen" kommen. Innerhalb des Fehlers sind die Alter beider Proben allerdings gleich, und fallen in einen ähnlichen Bereich wie die  $D_2/M_2$ -Alter der Proben aus der Mont Peyroux-Decke und der östlichen Malvies-Einheit.

Deutlich jüngere Alter wurden an der Probe F-53 aus dem N-Teil der Decke ermittelt. Sie ergab K-Ar-Alter von 284,3±5,8 Ma (<2 µm Fraktion) und 280,6±5,9 Ma (<0,2 µm Fraktion). Die geologische Relevanz der Alter in diesem  $D_2/M_2$  dominierten Bereich ist nicht klar. Ich sehe zwei unterschiedliche Erklärungsmöglichkeiten:

- 1) Wie schon verschiedentlich angesprochen, kann eine Alteration der Schichtsilikate zu einer Verjüngung der Alter führen. Analog zu der in Kapitel 3.4.1 vorgestellten Gleichung zur groben Abschätzung des Einflusses detritischer Glimmer auf die K-Ar-Alter kann man auch abschätzen, wie hoch der Anteil an durch Alteration neugebildeten Phasen sein muss. Nimmt man für das Beispiel der Probe F-53 an, dass die K-Ar-Alter etwa 20 Ma zu alt sind, reicht ein Anteil von etwa 10 % alterierter Minerale pyrenäischen Alters von etwa 60 Ma (wegen des pyrenäischen Alters der Mazamet-Störung; Kap. 1.4.3.10), um die gemessenen K-Ar-Alter zu erhalten. Diese Abschätzung ist nur als Beispiel zu verstehen.
- 2) Eine andere Möglichkeit wäre, dass die im Stephanbecken von Graissessac nachgewiesene Metamorphose  $M_3$  (Doublie et al. 2006; Kap. 4.2.2) auch den Bereich der Faugères-Decke erfasst hat, aus dem die Probe F-53 stammt.

Es gibt für diese zweite Variante allerdings keinerlei Hinweise oder Belege, weshalb ich die erste Möglichkeit für wahrscheinlicher halte.

Die Metamorphose-Untersuchungen von Engel et al. (1981; Abb. 31) und Wiederer et al. (2002; Abb. 32a) belegen, dass der Metamorphosegrad der Faugères-Decke im Streichen gleich bleibt. Eigene Beobachtungen (Kap. 3.7) und neuere Diplomkartierungen aus dem westlichen Teil der Decke zeigen, dass dies im Wesentlichen auch für das Strukturinventar zutrifft. Dies spricht dafür, dass  $D_2/M_2$  in der gesamten Faugères-Decke prägend ist. Zur

Absicherung dieser Hypothese sind ergänzende Untersuchungen (vor allem  $b_0$ -Index und K-Ar-Datierungen) im zentralen und westlichen Teil der Decke nötig.

Ein Vergleich der  $b_0$ -Index-Daten von Faugères- und Mont Peyroux-Decke belegt die gute Qualität der  $b_0$ -Daten: Bei etwa gleichen  $M_2$ -Peaktemperaturen im N-Teil von Mont Peyroux- und der Faugères-Decke (belegt durch CAI und KI) ist der geothermische Gradient in der unterlagernden Faugères-Decke etwas niedriger, d.h. der Druck etwas höher.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass KI-Werte in der Faugères-Decke das Bild einer überfalteten, nach S abnehmenden  $M_2$ -Metamorphosezonierung zeigen. Dazu passen die penetrative  $D_2$ -Deformation und die K-Ar-Daten. Es ist wahrscheinlich, dass in der gesamten Decke  $D_2/M_2$  die prägende tektono-metamorphe Phase ist.

## 4.1.5 St. Ponais und Parautochthon

### 4.1.5.1 St. Ponais

Die wenigen Metamorphose-Daten (3 Proben) aus dem St. Ponais sind inhomogen. Zwei Proben führen Paragonit und zeigen KI-Werte der unteren hohen Anchizone und der oberen niedrigen Anchizone. Die Probe ohne Paragonit zeigt den höchsten Metamorphosegrad (obere hohe Anchizone). Die  $\dot{A}I$ -Werte sind sehr einheitlich und zeigen epizonale Werte. Dies deutet darauf hin, dass die KI-Werte der Paragonit führenden Proben einen zu niedrigen Metamorphosegrad zeigen. Der wahre Metamorphosegrad liegt in der oberen hohen Anchi- oder Epizone. Insofern gleicht das St. Ponais anderen Bereichen die sich in unmittelbarer Nähe zur Axialzone befinden. Die  $b_0$ -Index-Daten aus dem St. Ponais zeigen meist Werte  $<9,000 \text{ \AA}$  und deuten auf eine LP-Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten  $>35^\circ\text{C}$  hin. In der gesamten Einheit ist nach Echtler (1990) eine penetrative  $S_2$ -Schieferung ausgebildet, d.h.  $D_2$  ist die dominante Deformationsphase im St. Ponais.

Trotz der geringen Probenzahl sind die Ergebnisse konsistent und zeigen, dass das St. Ponais durch  $D_2/M_2$  geprägt ist. Dies wird durch die K-Ar-Datierungen bestätigt. Die Probe 255 aus dem Süd-St.Ponais ergab Alter von  $305,3 \pm 6,5 \text{ Ma}$  ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $299,8 \pm 6,2 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Sie stimmen sehr gut mit den K-Ar-Altern für  $D_2/M_2$  aus den anderen Deckeneinheiten überein.

### 4.1.5.2 Parautochthon

Im Parautochthon wurden keine Kristallinitäts-Untersuchungen durchgeführt, da in der Dünnschliffen Biotit nachgewiesen werden konnte. Der Metamorphosegrad ist daher oberhalb des Anwendungsbereichs für KI und  $\dot{A}I$ .

An der Probe 050701 wurde eine K-Ar-Datierung durchgeführt. Sie ergab Alter von  $206,8 \pm 4,8 \text{ Ma}$  ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $194,8 \pm 4,5 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Dies sind die jüngsten Alter aller gemessenen Proben. Auch Maluski et al. (1991) ermittelten in einer Probe aus dem Parautochthon sehr junge Ar/Ar-Alter (Probe TR10,  $258,0 \pm 2,5 \text{ Ma}$ ; Tabelle 1), die der tektono-metamorphe Entwicklung nicht zugeordnet werden können. Es ist daher wahrscheinlich, dass zumindest dieser Bereich des Parautochthon durch spätere Prozesse, wie z.B. die Anlage der Mazamet-Störung oder Fluide, überprägt wurde, und die K-Ar- und Ar/Ar-Alter keine geologische Relevanz haben bzw. Mischalter darstellen.

## 4.2 Nördliche Schuppenzone

Die Ergebnisse der Untersuchungen aus der Nördlichen Schuppenzone sind bereits in Doublier et al. (2006) publiziert. Da die Probenzahl in jeder Einheit meist relativ gering ist, werden KI-,  $\dot{A}I$ - und  $b_0$ -Index-Ergebnisse gemeinsam für jede Einheit präsentiert (von S nach N).

### 4.2.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

#### Mendic-Schuppe

Aus der Mendic-Schuppe wurden nur 3 Proben aus dem südlichsten Teil bearbeitet. Sie zeigen KI-Werte im Grenzbereich von hoher und niedriger Anchizone. Die  $\dot{A}I$ -Werte zeigen einen etwas niedrigeren Metamorphosegrad (niedrige Anchizone und hohe Diagenesezone). Die  $b_0$ -Daten liegen mit Ausnahme eines Wertes im Bereich 9,001 bis 9,005  $\dot{A}$ .

#### Mélagues-Schuppe

Aus der Mélagues-Schuppe liegen die meisten Daten vor (30 Proben). Die Ergebnisse aus dieser Einheit sind unter anderem deswegen besonders interessant, weil hier auch zwei Probenprofile im Streichen der Schuppe (NE-SW) bearbeitet wurden (Abb. 108). So sollte untersucht werden, ob auch hier ein thermischer Einfluss der Axialzone vorhanden ist.

Die Mélagues-Schuppe zeigt die größte Bandbreite an Metamorphosegraden in der Nördlichen Schuppenzone mit KI-Werte der Epizone bis in die obere hohe Diagenesezone. Die KI-Daten zeigen, dass der Metamorphosegrad von der Schuppenbasis nach NW abnimmt (Abb. 110). Im Streichen ist der Metamorphosegrad gleichbleibend, und zeigt keinerlei Beeinflussung durch die Axialzone. Die  $\dot{A}I$ -Werte zeigen zwar eine etwas größere Streuung, bestätigen aber diese Befunde (Abb. 109).

Der überwiegende Teil der  $b_0$ -Index Werte aus dieser Schuppe liegt zwischen 9,010 und 9,040  $\dot{A}$  (Abb. 130a, b), was typisch für eine MP-Metamorphose ist. Alle  $b_0$ -Werte  $<9,010 \dot{A}$  stammen von Proben mit niedrigen KI-Werten und werden daher für die Interpretation vernachlässigt.

#### Brusque-Schuppe

In der Brusque-Schuppe ist der Metamorphosegrad in der Mitte der Schuppe am höchsten und erreicht die Epizone (KI). Die Schuppe unterscheidet sich dadurch von der Mélagues- und Merdelou-Schuppe. Es ist aber anzumerken, dass viele der Proben mit niedrigen Metamorphosewerten aus den karbonatbetonten Gesteinen des  $K_2$  (Abb. 9) stammen (Tabelle A, Anhang).

Die  $b_0$ -Index Werte aus der Brusque-Schuppe sind homogen und liegen im Bereich zwischen 9,010 und 9,040  $\dot{A}$  (MP-Metamorphose).

#### Merdelou-Schuppe

Die Metamorphosezonierung der Merdelou-Schuppe ähnelt der Mélagues-Schuppe, da auch hier der Metamorphosegrad an der Schuppenbasis am höchsten ist und nach NW abnimmt. Fast alle  $b_0$ -Werte fallen in den Bereich zwischen 9,020 und 9,040  $\dot{A}$  (MP-Metamorphose).

#### Komposite Barre-Viane-Schuppe

Aus dieser Schuppe wurden nur 4 Proben bearbeitet. Die KI-Werte zeigen aber, dass die an der Schuppenbasis gelegene Barre-Subeinheit (Epizone) einen höheren Metamorphosegrad zeigt als die Senaux-Subeinheit (Anchizone).

Auch der  $b_0$ -Index ist in beiden Subeinheiten unterschiedlich. Während die Barre-Subeinheit ähnliche Werte zeigt wie die anderen Schuppen (9,019  $\dot{A}$  und 9,035  $\dot{A}$ ), deuten die  $b_0$ -Werte der Senaux-Subeinheit die auf eine LP-Metamorphose hin (8,992  $\dot{A}$  und 9,000  $\dot{A}$ ).

Insgesamt besteht in den Proben der Nördlichen Schuppenzone kein Zusammenhang zwischen dem Metamorphosegrad und dem stratigraphischen Alter der Gesteine.

### **Murat-Castanet-Einheit**

Die Murat-Castanet-Einheit wird als die westliche Verlängerung der Mendic-Schuppe interpretiert (Kap. 1.4.2.2). Sie nimmt allerdings in den östlichen Monts de Lacaune eine Sonderstellung ein, da sie direkt an die Axialzone grenzt und das Stephanbecken von Graissessac von dieser trennt.

Die KI- und  $\bar{A}I$ -Werte sind heterogen und zeigen keine eindeutige Zonierung. Die meisten Proben zeigen aber Werte der hohen Anchizone.

Die  $b_0$ -Daten sind relativ heterogen. Etwa die Hälfte der Proben zeigt Werte (METRIC und Sassi) im engen Bereich von 8,980 und 9,000  $\text{\AA}$ , was auf eine LP-Metamorphose hindeutet. Die restlichen Proben zeigen Werte zwischen 9,000 und 9,040  $\text{\AA}$ , streuen aber relativ stark.

### **Stephanbecken von Graissessac**

Im Stephanbecken wurden aus jedem der zwei Teilbecken 4 Proben bearbeitet. Im W-Teil ("Plaisance-Teilbecken") ist der Metamorphosegrad im Zentrum des Beckens am höchsten. Im E-Teil ("Camplong-Teilbecken") stammen alle Proben aus dem nördlichen Bereich des Beckens und zeigen ähnlicher Metamorphosebedingungen. Die  $b_0$ -Index Werte sind meist kleiner 9,000  $\text{\AA}$ .

## **4.2.2 Interpretation**

Die Metamorphose-Daten aus den östlichen Monts de Lacaune erlauben es, drei metamorphe Phasen zu unterscheiden (Kap. 1.4.2.4), und sie teilweise auch Deformationsphasen zuzuordnen. Viele der Beobachtungen basieren auf der Mélagues-Einheit. Hier sind alle Daten sehr konsistent und die Probenanzahl relativ hoch. Sie dient daher sozusagen als Referenz für die Entwicklung der Nördlichen Schuppenzone.

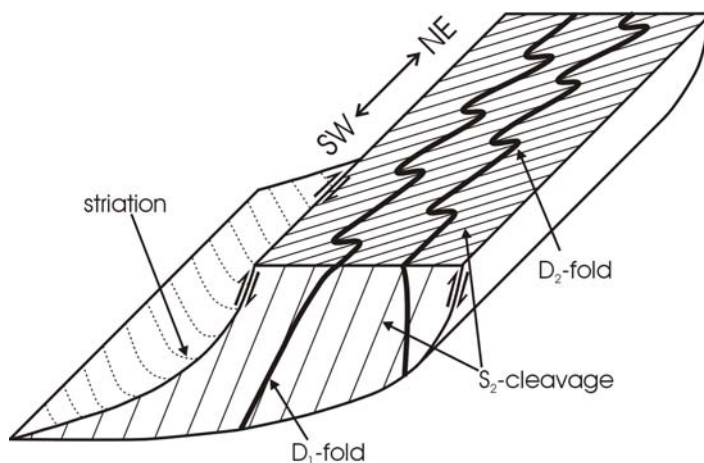
### **M<sub>1</sub>**

Bei der erste Metamorphose handelt es sich um eine MP-Metamorphose, die während des variszischen Deckenbaus entstanden ist. Dem Deckenbau werden nach Donnot und Guérangé (1978) die Deformationsphasen D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> zugeordnet, wobei die penetrative Schieferung (S<sub>2</sub>) und auch die MP-Metamorphose M<sub>1</sub> während D<sub>2</sub> angelegt werden. Eine S<sub>1</sub>-Schieferung ist nicht ausgebildet (Kap. 1.4.2.3). M<sub>1</sub> ist in weiten Teilen der Schuppen prägend. Vor allem Mélagues- und Merdelou-Schuppe zeigen die Merkmale eines angekippten M<sub>1</sub>-Metamorphoseprofils (Abb. 152). Dies wird durch verschiedene Kriterien belegt:

- Die KI- und  $\bar{A}I$ -Werte sind entlang des Streichens der Großstrukturen homogen. Die Metamorphosezonierung verläuft parallel zu den Grenzen der Schuppen (Mélagues-Schuppe). Es ist keine Veränderung der Werte durch einen thermischen Einfluss der Axialzone (M<sub>2</sub>; Kap. 1.4.2.4) zu beobachten.
- Es besteht kein Zusammenhang zwischen Metamorphosegrad und dem stratigraphischen Alter der Gesteine, was eine sedimentäre Versenkungsmetamorphose ("M<sub>0</sub>") ausschließt.
- Die  $b_0$ -Index Werte belegen eine MP-Metamorphose, was typisch ist für M<sub>1</sub> (Kap. 1.4.2.4).
- Innerhalb der Schuppen sind keine Gefüge beschrieben, die mit dem Aufstieg der Axialzone in Zusammenhang stehen. Die Ausbildung und Intensität der Gefüge zeigt keine Abhängigkeit von der räumlichen Nähe zur Axialzone (Kap. 1.4.2.3).
- In der Mélagues-Einheit liegen zwischen den epizonalen Bereichen im SE der Einheit und den Proben aus dem Grenzbereich Anchi- zu Diagenesezone nur etwa 5 km. Eine

solch enge Scharung der Metamorphosezonen setzt ein deutliches Einfallen der Grenzen der Metamorphosezonen voraus (bei einer angenommenen Temperaturdifferenz von 100°C und einem geothermischen Gradienten von 25 bis 30°C/km muss das Einfallen etwa 45° betragen). Da dieses Einfallen weder primär angelegt worden sein kann noch durch eine einfache Aufschiebung zu erklären ist, muss das Metamorphoseprofil später angekippt worden sein. Dies ist wahrscheinlich durch eine listrische Ankipfung an der basalen Störung (einer der sog. "Schuppenbahnen") geschehen (Abb. 152). Es ist wahrscheinlich, dass auch die anderen Einheiten eine solche Ankipfung erfahren haben, denn auch die Merdelou-Schuppe zeigt die höchsten Metamorphosewerte an der Schuppenbasis.

- Probe IB55 aus der Mélagues-Schuppe ergab K-Ar-Alter von 334,1±6,8 Ma und 332,8±6,7 Ma (Doppelbestimmung; <2 µm Fraktion), sowie 326,8±6,7 Ma und 328,0±6,7 Ma (Doppelbestimmung; <0,2 µm Fraktion). Diese Alter passen sehr gut zu verschiedenen Ar/Ar-Altern von Costa (1990) aus den Decken des Albigeois (Kap. 1.4.4. und 1.4.5) und dem Mendic-Granit (1.4.2.6) zwischen etwa 344 und 333 Ma, die als Alter für den variszischen Deckenbau interpretiert werden. In dieser Arbeit werden die K-Ar-Alter als S<sub>2</sub>-Schieferungs-Alter (nach Donnot und Guérangé 1978; Kap. 1.4.2.3) interpretiert. Während D<sub>2</sub> wird die penetrative Schieferung S<sub>2</sub> zeitgleich zur MP-Metamorphose M<sub>1</sub> angelegt.



**Abb. 152: Schematische Darstellung des strukturgeologischen Inventars der Mélagues-Schuppe (Doublie et al. 2006).**

In der Brusque-Schuppe treten die höchsten Metamorphose-Werte im Kern der Schuppe auf. Dieses Metamorphosebild kann verschiedene Ursachen haben: Es ist möglich, dass die von Turpaud und Matte (2003) beschriebene sinistrale Scherung diese Zonierung bewirkt (Kap. 1.4.2.3). Die Werteverteilung könnte aber auch rein methodische Ursachen haben, denn die Proben mit niedrigen Metamorphosegraden stammen alle aus den karbonatreichen Gesteinen des K<sub>2</sub> (Abb. 9). Der im Vergleich mit den klastischen Serien andere Chemismus (z.B. niedriger K-Gehalt) kann zu einer Veränderung bzw. verzögerten Entwicklung der Schichtsilikate führen (Kap. 2.1.1.4).

Für die zweite Möglichkeit sprechen folgende Beobachtungen:

- Die b<sub>0</sub>-Index-Werte aus der Brusque-Schuppe gleichen denen der benachbarten Mélagues- und Merdelou-Schuppe und belegen eine MP-Metamorphose.
- Die K-Ar-Datierungen der Probe IB26 aus der Brusque-Schuppe ergaben K-Ar-Alter von 343,5±7,0 Ma und 341,2±7,0 Ma (Doppelbestimmung; <2 µm Fraktion), sowie 335,4±6,9 Ma und 334,0±6,9 Ma (Doppelbestimmung; <0,2 µm Fraktion), und liegen damit in dem von Costa (1990) für den Deckenbau angegebenen Altersbereich. Auch sie werden als Alter für S<sub>2</sub> (und M<sub>1</sub>) interpretiert.

In der Merdelou-Schuppe wurden an der Probe IB29 deutlich jüngere K-Ar-Alter ermittelt als in der Brusque- und der Mélagues-Schuppe. Sie lagen bei  $315,9 \pm 6,9$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $300,6 \pm 6,9$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion). Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass sich die Probe im Bereich einer epithermalen Au-As-Mineralisation befindet (Bouchout et al. 1997). Während dieser Mineralisation bei etwa 300 Ma entstand auch die Goldlagerstätte von Salsigne.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass in Mélagues-, Brusque-, und Merdelou-Schuppe der variszische Deckenbau mit einer MP-Metamorphose  $M_1$  erhalten ist. Dies ist durch die Metamorphosezonierung, den strukturellen Bau, die  $b_0$ -Index-Werte und die K-Ar-Datierungen belegt. An den Schuppenbahnen fand eine postmetamorphe, listrische Ankipfung der einzelnen Schuppen statt. Da auch in der Barre-Subeinheit, welche zur kompositen Barre-Viane-Schuppe gehört, der  $b_0$ -Index Werte eine MP-Metamorphose zeigt, wird auch sie diesem  $D_2/M_1$  dominierten Bereich zugeordnet.

## **$M_2$**

In der Murat-Castanet-Einheit zeigen viele der Proben deutlich niedrigere  $b_0$ -Index-Werte, d.h. einen höheren geothermischen Gradienten an, wie er für eine LP-Metamorphose typisch ist. Auch hier besteht kein Zusammenhang zwischen dem Metamorphosegrad und dem stratigraphischen Alter der Proben.

Obwohl der schmale Streifen der Murat-Castanet-Einheit keine Metamorphosezonierung zeigt, wird er aufgrund des hohen geothermischen Gradienten in Verbindung mit der direkten Nähe zur Axialzone als von  $M_2$ -dominierte Einheit interpretiert. Der thermische Einfluss der Axialzone auf den Nordflügel der Montagne Noire ist auch in den westlichen Monts de Lacaune (Viane-Dom) sichtbar, wobei hier deutlich höhere Metamorphosegrade (bis zur Sillimanit-Fazies) erreicht werden (Kap. 1.4.2.5). Das Metamorphosebild in der Murat-Castanet-Einheit mit einer relativ großen Streuung der Werte vermittelt den Eindruck einer  $M_2$ -Metamorphose mit Metamorphose-Bedingungen im Bereich der hohen Anchizone (bis Epizone?). Dabei ist nicht auszuschließen, dass ganz lokal auch  $M_1$  erhalten sein kann. Die gesamte Einheit wird durch die auch nach dem Aufstieg der Axialzone fortdauernden Scherbewegungen an der Nordrandstörung (oder Mont de Lacaune fault), die zum letzten Mal im Tertiär reaktiviert wird (Kap. 1.4.3.10), zerschert. Fluide in diesen z.T. zerklüfteten und zerscherten Bereichen führen zu einer Alteration mancher Proben, was die immer wieder auftretenden anormal niedrigen Metamorphosegrade erklärt (Abb. 108, 109).

Die K-Ar-Daten belegen diese Vermutung. An der Probe 021005 wurden Alter von  $264,0 \pm 6,0$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $261,5 \pm 6,4$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) ermittelt. Diese Alter sind deutlich jünger als  $M_1$  (343 bis 333 Ma) und  $M_2$  (in der Axialzone 313 bis mindestens 308 Ma), auch für  $M_3$  scheinen sie zu jung. Sie könnten eine Alteration durch Fluide im Bereich der Scherzone widerspiegeln. Auch andere Proben aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Nordrandstörung zeigen sehr junge Alter, wie etwa die Probe 040303 aus der Durfort-Einheit in der westlichen Montagne Noire (Sorézois; Kap. 1.4.2.6). Dort wurden K-Ar-Alter von  $267,5 \pm 5,9$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $263,0 \pm 6,3$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) gemessen.

Auch ganz im NE der Nördlichen Schuppenzone, in der Senaux-Subeinheit (gehört zur kompositen Barre-Viane-Schuppe), zeigen zwei Proben niedrige  $b_0$ -Index-Werte. Daher ist auch diese Einheit wahrscheinlich durch  $M_2$  geprägt. Die diese Einheit begrenzende Störung gehört zu einer Generation von Störungen, die deutlich jünger sind als die eigentlichen Schuppenbahnen und die im Viane-Dom die  $M_2$ -Isograden abschneiden, d.h. post- $M_2$  sind. Es ist also durchaus möglich, dass die Senaux-Subeinheit zu Zeiten von  $M_2$  im externen Teil des Viane-Doms (also in den westlichen Monts de Lacaune) gelegen hat und erst sehr spät in der Entwicklung an die Nördliche Schuppenzone angegliedert wurde.



### **M<sub>3</sub>**

Im Stephanbecken von Graissessac beschreiben Becq-Giraudon und Gonzales (1986) die Existenz zweier thermischer Dome (Kap. 1.5.1). Dies zeigen auch die in dieser Arbeit ermittelten KI und  $\bar{A}$ I-Werte, welche im westlichen Teilbecken ("Plaisance-Teilbecken") die höchsten Metamorphosegrade im Zentrum des Beckens zeigen. Aus zwei Gründen kann es sich bei dieser Metamorphose der stephanischen Sedimente nicht um M<sub>2</sub> handeln:

- Die Metamorphosewerte werden nicht durch die Entfernung der Proben zur Axialzone kontrolliert.
- Wie die Geochronologie-Daten von Maluski et al. (1991; dextrale Scherung an der Graissessac-Störung; 297±3 Ma, Ar/Ar an Biotit) sowie Bruguier et al. (2003, Tuff im ältesten Teil der Beckensedimente; 295,3±4,8; U/Pb an Zirkon) belegen, ist die Beckenbildung jünger als 300 Ma. Da für die Ablagerung der Sedimentsequenz auch noch einige Zeit zu veranschlagen ist, muss diese Metamorphose deshalb deutlich jünger als 300 Ma sein. Dies ist für M<sub>2</sub> zu jung.

Die b<sub>0</sub>-Index-Werte aus dem Becken sind meist <9,000 Å und belegen einen hohen geothermischen Gradienten. Dies bestätigen die Beobachtungen von Becq-Giraudon und Gonzales (1986) sowie Copard et al. (2000; Kap. 1.5.1).

Es ist nicht ganz klar, wie die Proben der Mendic-Schuppe einzuordnen sind. Sie zeigen einen relativ hohen geothermischen Gradienten (b<sub>0</sub>-Werte <9,005 Å). Die Metamorphosegrade sind aber deutlich höher als im angrenzenden, durch M<sub>3</sub> geprägten Stephanbecken von Graissessac und damit zu hoch für M<sub>3</sub>. Es ist daher vorstellbar, dass der Südrand der Mendic-Schuppe vor der Anlage des Stephanbeckens von M<sub>2</sub> erfasst wurde. Alternativ könnten der hohe geothermische Gradient auch auf die Intrusion des Mendic-Granit zurückzuführen sein, wäre also im weiteren Sinne "kontaktmetamorph". Leider geben auch die K-Ar-Alter von Probe 021009 keinen weiteren Aufschluss. Die Probe zeigte Alter von 245,0±5,5 Ma (<2 µm Fraktion) und 247,2±5,9 Ma (<0,2 µm Fraktion). Dies sind die jüngsten Alter in der Nördlichen Schuppenzone. Auch sie sind wahrscheinlich auf Alterationsprozesse im Bereich der Nordrandstörung zurückzuführen (siehe Probe 021005).

## **4.3 St. Gervais- und Haute Mare-Einheit**

### **4.3.1 Zusammenfassung der Ergebnisse**

#### **St. Gervais-Einheit**

Die interne Struktur der Einheit besteht aus einer normal gelagerten Synform mit einer E-W-streichenden Achse und Gesteinen des mittleren Kambrium (K<sub>3</sub>) im Kern (Kap.1.4.2.2). Die Proben wurden in einem Profil im Bereich des Kernes dieser Struktur entnommen, die sich nach E öffnet. Die KI- und  $\bar{A}$ I-Werte belegen im W-Teil der Einheit einen epizonalen Metamorphosegrad. In der Nähe der Störung, welche die Einheit von der Haute Mare-Einheit trennt, zeigen einige Proben niedrigere Werte (meist hohe Anchizone). Sie sind wahrscheinlich auf eine Alteration im Störungsbereich zurückzuführen. Nach E hin, also mit wachsender Entfernung von der Axialzone, nimmt der Metamorphosegrad ab.

Die b<sub>0</sub>-Daten in der St. Gervais-Einheit sind einheitlich (Abb. 131). Sowohl Sassi- als auch METRIC-Werte fallen in den Bereich zwischen 9,020 und 9,040 Å und belegen eine MP-Metamorphose.

### Haute Mare-Einheit

In dieser Einheit zeigen 2 von 3 Proben einen epizonalen Metamorphosegrad. Dies passt zu den Beobachtungen von Demange und Herrera Urbina (1989), die den externen Teil der Einheit der Chlorit-Zone zuordneten. Ähnlich wie in der überlagernden St. Gervais-Einheit zeigt auch hier eine Probe in der Nähe der Störung einen etwas niedrigeren Metamorphosegrad.

Die  $b_0$ -Werte aus der Haute Mare-Einheit sind deutlich niedriger als in der St. Gervais-Einheit. Die Sassi-Werte sind  $<9,000 \text{ \AA}$ , die METRIC-Werte liegen zwischen  $8,990$  und  $9,010 \text{ \AA}$  und deuten auf eine LP-Metamorphose hin.

### 4.3.2 Interpretation

Die Daten aus der Haute Mare-Einheit sind konsistent und belegen eine LP-Metamorphose, die zumindest im externen Teil der Einheit epizonale Metamorphosebedingungen aufweist. Der hohe geothermische Gradient spricht dafür, dass es sich dabei um  $M_2$  handelt, was gut zu der tektonischen Position der Einheit am E-Rand der Axialzone passt.

Die Interpretation der Daten aus der St. Gervais-Einheit ist schwierig. Der Metamorphosegrad der Einheit nimmt mit wachsender Entfernung zur Axialzone ab, was auf eine durch den thermischen Einfluss der Axialzone gesteuerte Metamorphose (also  $M_2$ ) hinweist. Die  $b_0$ -Index-Werte belegen jedoch eine MP-Metamorphose, wie sie für den Deckenbau in der Nördlichen Schuppenzone beobachtet wurde ( $M_1$ ). Diese beiden Befunde scheinen zunächst widersprüchlich. Da die  $b_0$ -Daten in der Haute Mare-Einheit plausible Werte liefern, gibt es keinen Grund an der geologischen Relevanz der  $b_0$ -Daten aus der St. Gervais-Einheit zu zweifeln. Auf dieser Grundlage ist die folgende Interpretation möglich:

Die Metamorphosezonierung innerhalb der St. Gervais-Einheit ist allochthon und stellt eine  $M_1$ -Metamorphose dar. Bei dieser Interpretation wäre der nach W ansteigende Metamorphosegrad darauf zurückzuführen, dass in dieser Richtung immer tiefere Niveaus der Einheit bzw. der großen Synformstruktur freigelegt werden. Konsequenterweise müsste die Platznahme der Einheit zu einem relativ späten Zeitpunkt in der Gesamtentwicklung erfolgen, wenn die  $M_2$ -Metamorphose zumindest in diesem Bereich bereits abgeklungen ist. Es gibt zwei Argumente, die diese Variante stützen: Zum einen ist belegt, dass es auch post- $M_2$  noch eine Detachment-Tektonik am NE-Rand der Axialzone gegeben hat. Dies zeigen einerseits Ar-Ar-Datierungen von Maluski et al. (1991) aus dextralen Abschiebungen bei etwa 297 Ma (Kap. 1.4.3.10; Tabelle 1), aber auch die Anlage des Stephanbeckens von Graissessac. Andererseits zeigt die stratigraphische Abfolge der St. Gervais-Einheit sehr große Ähnlichkeit mit der Mélagues-Schuppe (Kap. 1.4.2.2). Es ist daher denkbar, dass die Einheit während  $D_1/M_1$  als laterale Fortsetzung der Mélagues-Schuppe ihre penetrative Deformation und Metamorphose erfahren hat und erst viel später in ihre heutige Position gelangt ist.

Eine andere Möglichkeit wäre, dass die  $b_0$ -Daten keine zuverlässigen Ergebnisse liefern.

Leider helfen die Ergebnisse der K-Ar-Datierung der Probe IB04 aus dem epizonalen Bereich der Einheit nicht, zwischen den beiden Varianten zu unterscheiden. Es wurden Alter von  $277,9 \pm 6,4 \text{ Ma}$  ( $<2 \mu\text{m}$  Fraktion) und  $267,4 \pm 5,7 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion) ermittelt. Diese Alter sind deutlich jünger als  $D_1/M_1$  und  $D_2/M_2$ . Sie könnten ein späteres thermisches Ereignis ( $M_3?$ ) widerspiegeln oder auf eine Alteration zurückzuführen sein.

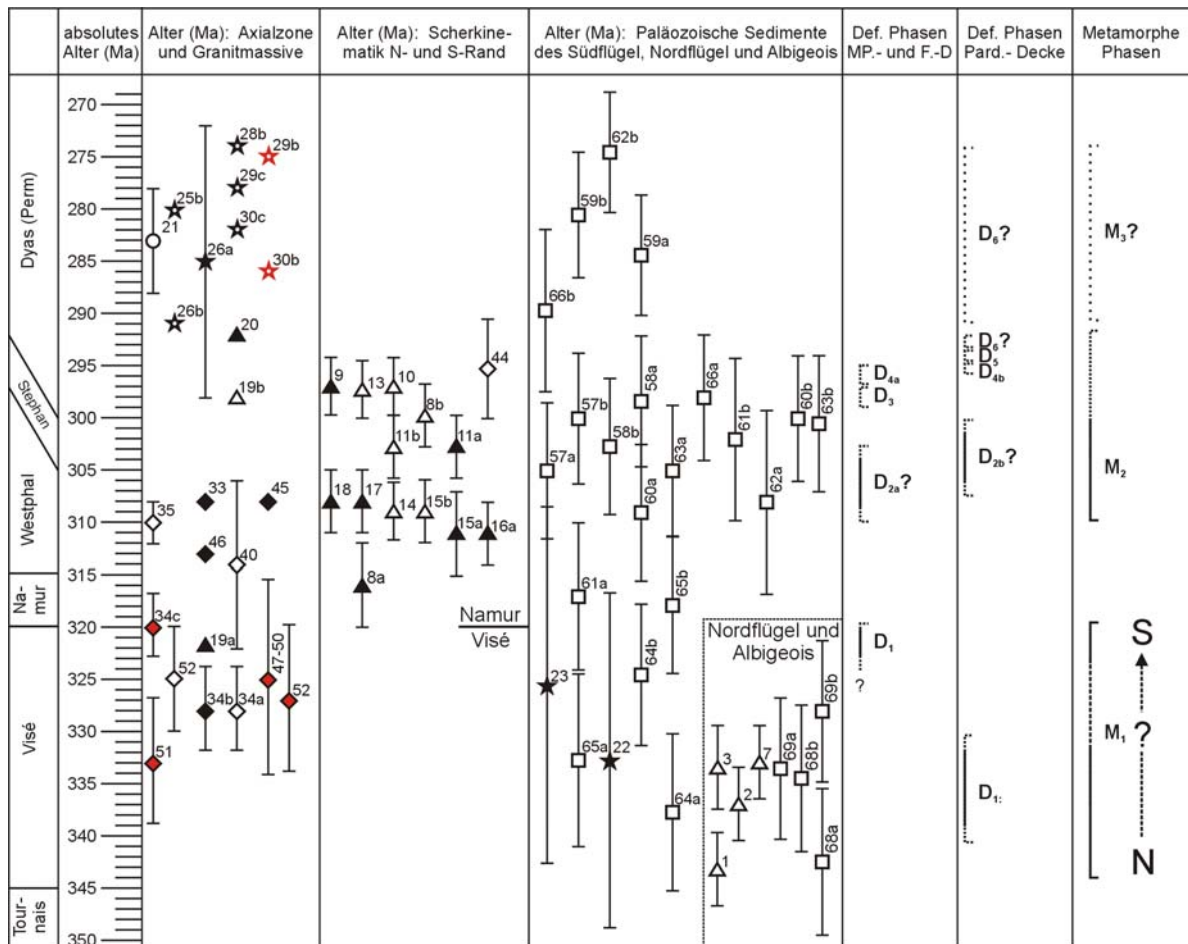
## 4.4 Die tektono-metamorphe Entwicklung des Südflügels - eine Synthese

In diesem Kapitel soll versucht werden, die Ergebnisse aus dieser Arbeit und die vorliegenden Literaturdaten der einzelnen Deckeneinheiten zusammenzufassen und die tektono-metamorphe Entwicklung des Südflügels der Montagne Noire abzuleiten. Als Referenz für die Diskussion dient dabei die Synthese der Deformationsabfolgen für die südlichen Decken, die in Kapitel 1.4.1.10 vorgestellt worden ist.

Eine Zusammenfassung der tektono-metamorphen Entwicklung ist in Abbildung 153 dargestellt. Hier werden auch die für die Diskussion verwendeten Geochronologie-Daten dargestellt. Die Nummern an diesen Daten dienen der Identifizierung der Alter in Tabelle 1 (für die Literaturdaten) bzw. in Tabelle 8 (K-Ar-Daten aus dieser Arbeit).

### D<sub>1</sub>/M<sub>1</sub>

Im Gegensatz zur Nördlichen Schuppenzone (Kap. 4.2.2) ist die zum variszischen Deckenbau gehörende D<sub>1</sub>-Deformation (Anlage liegender Falten) mit der einhergehenden MP-Metamorphose M<sub>1</sub> auf dem Südflügel der Montagne Noire nur selten als dominierende tektono-



### Legende

- ▲ Ar/Ar Biotit      ◆ U-Pb Monazit      ★ Rb-Sr Gesamtgestein      □ K-Ar (Feinfraktion)
- △ Ar/Ar Muskovit      ◇ U-Pb Zirkon      ☆ Rb-Sr Biotit
- Ar/Ar Feldspat      ◆ U-Pb Monazit Mikrosonde      ★ Rb-Sr Muskovit

Abb. 153: Schematische Darstellung der tektono-metamorphen Entwicklung des Südflügels zusammen mit einer Kompilation der Geochronologie-Daten (mit Fehlern) aus dieser Arbeit und der Literatur (Kap. 1.6). Die Nummern neben den Altern sind Referenznummern und beziehen sich auf Tabelle 1 (Literaturdaten) bzw. Tabelle 8 (für die K-Ar Daten aus dieser Arbeit).

metamorphe Phase erhalten. Außerdem ergeben sich zwischen den Decken des Südflügels Unterschiede bezüglich des Alters von  $D_1/M_1$ . Der einzige Bereich, in dem  $D_1/M_1$  relativ sicher nachgewiesen und mit K-Ar-Datierungen belegt ist, ist der westliche Teil der Malvies- und evtl. auch der Naudet-Einheit (Pardailhan-Decke). Die K-Ar-Alter der  $<2 \mu\text{m}$  Fraktionen (Alter 64a und 65a; Abb. 153) fallen in denselben Zeitraum (etwa 340 bis 330 Ma) wie der Großteil der Ar/Ar-Deckenbualter aus dem Albigeois und dem Mendic-Granit von Costa (1990; Alter 1,2,3, 8; Abb. 153) und die K-Ar-Alter aus der Nördlichen Schuppenzone (Alter 68a und b, 69 a und b; Abb. 153), die auch Gesteine desselben stratigraphischen Alters führt wie die Pardailhan-Decke. Sie werden daher auch in der Pardailhan-Decke als Alter für den variszischen Deckenbau interpretiert. Die sehr viel jüngeren Alter der  $<0,2 \mu\text{m}$  Fraktion (Alter 64b und 65b; Abb. 153) sind wahrscheinlich auf eine Alteration und/oder den Einfluss von  $D_2/M_2$  zurückzuführen und werden nicht als  $D_1/M_1$ -Alter interpretiert (Kap. 4.1.1.2). Es ist nicht auszuschließen, dass  $D_1/M_1$  auch am äußersten S-Rand der Camplong-Einheit erhalten ist (Kap. 4.1.1.2).

Im übrigen Teil der Decken ist  $D_2/M_2$  fast überall als prägende tektono-metamorphe Phase nachgewiesen (östliche Malvies-Einheit, westliche Mont Peyroux-Decke außer dem südlichsten Bereich, Faugères-Decke, St. Ponais) oder sehr wahrscheinlich (Minervois, östliches Süd-Pardailhan; siehe Diskussion in Kap. 4.1.1.2 und 4.1.2.2).

Als weitere Bereiche, in denen  $D_1/M_1$  nicht überprägt worden ist, kommen nur die östliche Mont Peyroux-Decke (Engel et al. 1981) und der südwestlichste Teil der Mont Peyroux-Decke (Kap. 4.1.3.2) in Frage. In allen diesen Bereichen ist der Metamorphosegrad allerdings zu gering um den  $b_0$ -Index zu bestimmen (für den Nachweis einer MP-Deckenstapelungs-Metamorphose) oder eine K-Ar-Datierung durchzuführen. Trotzdem ist es möglich, anhand biostratigraphischer Kriterien das Deckenbualter für die östlichen Decken des Südflügels (Mont Peyroux- und Faugères-Decke) und auch das Parautochthon abzuleiten. Alle diese (Decken)-Einheiten führen karbonische Flyschsedimente. Die Ablagerung dieser Sedimente erfolgte synorogen, während der Deckenstapelungsprozess noch nicht abgeschlossen war (Engel et al. 1978, 1981; Kap. 1.2.2.4). Das stratigraphische Alter dieser Sedimente entspricht also in etwa dem Alter für  $D_1/M_1$ . Feist und Galtier (1985) datierten die Flyschsedimente biostratigraphisch auf spätestes Visé bis Namur A. Modifiziert man die Korrelation zwischen biostratigraphischen und isotopischen Altersbestimmungen von Weyer und Menning (2006) derart, dass die qualitativ hochwertigen SHRIMP- und TIMS-Alter mit integriert werden, liegt die Grenze Visé/Namur deutlich unter 325 Ma (bei etwa 320 Ma). Da es sich bei den jüngsten Gesteinen der Flyschsequenz wahrscheinlich um sog. "Neoautochthon" handelt, wird die Visé/Namur-Grenze als jüngstes Alter für  $D_1/M_1$  in Mont Peyroux- und Faugères-Decke sowie dem Parautochthon angenommen (Abb. 153).

Aufgrund der Daten kann man feststellen, dass sich die  $D_1/M_1$ -Alter zwischen den Karbon führenden (Decken)-Einheiten und der Pardailhan-Decke um 5 bis 10 Ma unterscheiden. Wenn man eine palinspastische Rekonstruktion des Faziesraumes durchführt, muss die Pardailhan-Decke am weitesten im Norden gelegen haben, wahrscheinlich in unmittelbarem Kontakt zu den Gesteinen der Nördlichen Schuppenzone. Südlich der Pardailhan-Decke (die schwer abzuschätzende laterale Komponente aus Acht gelassen) sollten von N nach S Mont Peyroux-Decke, Faugères-Decke und Parautochthon folgen (Abb. 6b; Engel et al. 1981). Es gibt zwei grundlegende Modelle, um die beobachtete Altersdifferenz zu erklären:

- 1) Nimmt man an, dass der Akkretionierungsprozess in dieser Vorlandposition kontinuierlich war, können die Pardailhan-Decke und die karbonführenden Einheiten nicht unmittelbar nebeneinander gelegen haben. Die Zwischenbereiche könnten durch die Extensionstektonik während des Aufstiegs der Axialzone unterdrückt sein.
- 2) Eine zweite Möglichkeit ist, dass der Akkretionierungsprozess zeitweise erlahmt (also nicht kontinuierlich ist), oder dass die Akkretionierungsfront sich sprunghaft verlagert. In diesem Modell gäbe es zwei getrennte  $M_1$ -Metamorphosephasen (Abb. 153).

### **D<sub>2</sub>/M<sub>2</sub>**

Wie in Kapitel 1.4.1.10 beschrieben, gehören zu D<sub>2</sub> alle Gefüge, die durch eine extensionale Scherkinematik während des Aufstiegs der Axialzone angelegt worden sind. Diese Aufstiegskinematik, während der in weiten Teilen die penetrative S<sub>2</sub>-Schieferung mit dem D<sub>2</sub>-Faltenbau angelegt wird, ist wahrscheinlich zeitgleich mit dem M<sub>2</sub>-Temperaturpeak. In der folgenden Diskussion wird zudem gezeigt, dass der thermische Einfluss von M<sub>2</sub> deutlich länger dauert als D<sub>2</sub>.

Es ist schwer, den zeitlichen Rahmen von D<sub>2</sub> genau einzugrenzen. Der Großteil der K-Ar-Alter fällt in den Bereich zwischen 310 und 300 Ma, der als Zeitraum für D<sub>2</sub> in den Decken des Südflügels interpretiert wird. (Abb. 153). Dies stimmt gut mit der Interpretation von Maluski et al. (1991) überein, die den Schwerpunkt der Scherkinematik zwischen 311 und 308 Ma (Proben 14 bis 16 in Abb. 153) und das Ende der Scherung bei 303±3 Ma (Alter 11a und 11b) beschreiben. Außerdem liegt auch das M<sub>2</sub>-Alter von Gebauer et al. (1988) aus der Nähe von St. Pons in diesem Bereich (308 Ma; Alter 33 in Abb. 153). Es ist leider mit den vorliegenden Daten sehr schwer nachzuweisen, ob D<sub>2</sub>-Altersunterschiede zwischen Pardailhan- und Mont Peyroux- bzw. Faugères-Decke bestehen. Tendenziell scheinen aber die Alter in der Pardailhan-Decke, von einem sehr jungen Alter in der Faugères Decke abgesehen (Alter 59 a und b in Abb. 153), jünger zu sein (Alter 66a und b in Abb. 153). Dies passt zu der in Kapitel 1.4.1.10 diskutierten Überlegung, nach der die D<sub>2</sub>-Deformation in Mont Peyroux- und Faugères-Decke an die Top-ENE-Kinematik am Ende der Axialzone gekoppelt ist und ein älteres Inkrement von D<sub>2</sub> ("D<sub>2a</sub>") darstellt. Die Pardailhan-Decke dagegen (und evtl. auch die Minervois Decke; Cassard et al. 1993) wird am S-Rand der Axialzone von einer dextralen Scherkinematik deformiert, welche den finalen Aufstiegs der Axialzone ermöglicht (Echtler und Malavieille 1990, Kap. 1.7.4). In diesem Sinne stellt die D<sub>2</sub>-Deformation der Pardailhan-Decke ein jüngerer Inkrement von D<sub>2</sub> dar ("D<sub>2b</sub>"). Die Modellvorstellung dieser zwei Inkremente von D<sub>2</sub> würde auch zur unterschiedlichen Orientierung der S<sub>2</sub>-Schieferung in der Pardailhan-Decke einerseits und Mont Peyroux- und Faugères-Decke andererseits passen (siehe Diskussion in Kap. 1.4.1.10). Es ist außerdem klar, dass die Pardailhan-Decke erst nach der Anlage der großen Syn- und Antiformstrukturen (D<sub>3</sub>) Platz genommen haben kann, da die basale Scherzone nicht von D<sub>2</sub> überfaltet bzw. deformiert wird. Zu Zeiten von D<sub>2</sub> bestand also eine räumliche Distanz zwischen der Mont Peyroux- und Faugères-Decke einerseits und der Pardailhan-Decke andererseits (und Minervois-Decke?).

### **post-D<sub>2</sub>**

Die folgenden Deformationsereignisse folgen sehr schnell aufeinander und sind oft nur auf einzelne (Decken)-Einheiten beschränkt. Die relative Abfolge ist daher nur durch Überprägungsbeziehungen abzuleiten. Bei den Altersangaben handelt es sich um grobe Schätzungen, da es unmöglich ist exakte Altersangaben zu machen. Es wurde dabei versucht, die Zeiträume der einzelnen Phasen möglichst kurz zu halten, da auch während D<sub>6</sub> (Anlage von N-S-streichenden sinistralen Blattverschiebungen in der Pardailhan-Decke) noch der thermische Einfluss durch die Axialzone (M<sub>2</sub>) wirksam ist. Da D<sub>2</sub>/M<sub>2</sub> auf etwa 310 bis 300 Ma datiert ist, sollte man die thermische Nachwirkung von M<sub>2</sub> auf ein realistisches Maß minimieren (etwa 7 Ma).

Unter D<sub>3</sub> wird in dieser Arbeit die (kompressive) Anlage der Syn- und Antiformstrukturen verstanden (Kap. 1.4.1.10). Während dieser Phase ist der thermische Einfluss der Axialzone noch nachzuweisen, da die Strukturen im N-Teil der Mont Peyroux-Decke - der sog. Tarassac-Synform - deutlich enger werden. Das genaue Alter von D<sub>3</sub> ist schwer festzulegen. Es ist auf jedem Fall jünger als S<sub>2</sub> in der Mont Peyroux- und Faugères-Decke und auch als die Störung zwischen beiden Decken (spät-D<sub>2</sub>), denn beides wird von D<sub>3</sub> überfaltet. Die D<sub>3</sub>-Falten selbst werden von der nördlichen Randstörung der Mont Peyroux-Decke und Faugères-Decke abgeschnitten. Diese Störung hängt nach Echtler (1990) mit der

SW-gerichteten finalen Deckenplatznahme zusammen und ist von Maluski et al. (1990) auf  $297 \pm 3$  Ma datiert (Alter 13 in Abb. 153). Die extensionale Scherbewegung an dieser Störung wird als  $D_{4a}$  bezeichnet und hat ein Minimalalter von 294 Ma. Das Alter von  $D_3$  sollte daher deutlich älter als 294 Ma sein. Da auch nach  $D_2$  erst von extensionaler auf kompressive Kinematik umgeschaltet werden muss, wird es mit 299 bis 297 Ma angenommen.

Die Phasen  $D_{4b}$  (Platznahme der Pardailhan-Decke) und  $D_5$  (Anlage von ENE-streichenden relativ flachen Detachments, welche die Pardailhan-Decke gliedern) erfolgen, wie auch  $D_{4a}$ , während einer nach SW abschiebenden Kinematik (Echtler 1990). Diese Phasen müssen sehr schnell aufeinander folgen. Die Gesamtdauer ist sehr schwer abzuschätzen. In Abbildung 153 werden diese Phasen getrennt in der relativen Abfolge dargestellt, welche aus den Überprägungsbeziehungen abgeleitet werden kann (Kap. 1.4.1.9 und 1.4.1.10). Diese Darstellung suggeriert vielleicht beim Betrachter eine Genauigkeit in Bezug auf die absoluten Alter der Phasen, die nicht gegeben ist. Sie dient aber dazu, die relative Deformationsabfolge zu verdeutlichen.

### **Späte Entwicklung**

In der Axialzone und auch in den externen Granitmassiven der Monts de Lacaune treten weitverbreitet junge Glimmeralter auf (Abb. 153). Offenbar findet auch in diesem Zeitraum eine thermische Aktivität statt. Diese späte Phase führt im Stephanbecken von Graissessac zu einer späten Metamorphose  $M_3$  und könnte mit einer erneuten magmatischen Aktivität im Perm zusammenhängen (Kap. 4.5; Doublier et al. 2006). Es ist nicht vollkommen auszuschließen, dass dieser späte thermische Puls auch noch den N-Teil der südlichen Decken erfasst. Dort reicht er zwar nicht aus um die  $M_2$ -Metamorphose statisch retrograd zu überprägen, könnte aber für die Temperaturzunahme nach N während  $D_6$  und/oder die sehr jungen Alter zwischen etwa 279 und 287 Ma in einer der K-Ar-Proben aus der Faugères-Decke verantwortlich sein.

### **Gebiete und Proben unsicherer Zuordnung**

Da die Deformationsabfolge in der Minervois-Decke noch nicht abschließend geklärt ist, kann man die Decke nicht einfach in das tektono-metamorphe Phasenschema integrieren. Die folgende Zuordnung ist daher sehr spekulativ. Es ist schwierig, das  $D_1/M_1$ -Alter der Minervois-Decke abzuschätzen. Da zum einen die Großfalten (Tauchfaltenköpfe) denen der Pardailhan-Decke ähneln und zum anderen die basale  $D_1$ -Störung im tiefen Kambrium gelegen haben muss, ist die Entwicklung am ehesten mit der Pardailhan-Decke vergleichbar. Nach Cassard et al. (1993) ist die Decke während  $D_2$  von einer dextralen Scherkinematik geprägt worden, was wiederum mit der Pardailhan-Decke (oder genauer der östlichen Malvies-Einheit) vergleichbar ist.

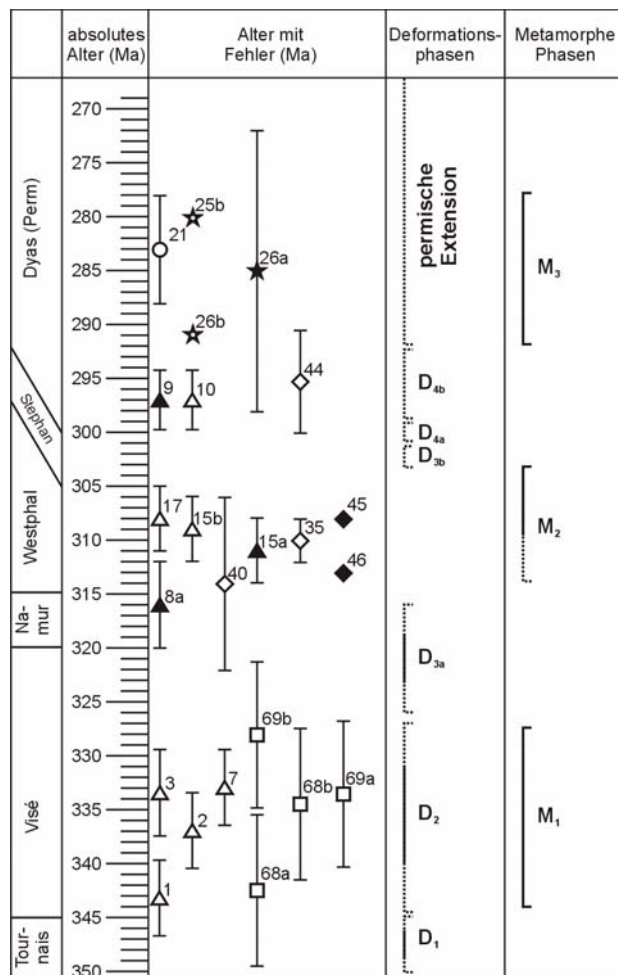
In Bezug auf die späte Entwicklung ist festzustellen, dass auch die Minervois-Decke durch extensionale Detachments in zwei Segmente zerlegt worden ist. Auch dies ist mit der Entwicklung der Pardailhan-Decke vergleichbar, in der diese Zerlegung während  $D_{4b}$  stattfindet. Da die Minervois-Decke die Pardailhan-Decke zu unterlagern scheint, sollte diese Detachmenttektonik aber etwas älter sein als  $D_{4b}$ . Sie könnte daher gleichzeitig mit der Platznahme der Mont Peyroux-Decke erfolgt sein ( $D_{4a}$ ).

Ich möchte abschließend noch auf verschiedene Alter aus der Axialzone zwischen etwa 333 und 320 Ma hinweisen (Alter 34a bis c, 47 bis 52). Die geologische Bedeutung dieser Alter ist nicht klar. Da zu dieser Zeit die Deckenstapelung noch nicht vollendet war, sind sie eigentlich nicht durch eine variszischen Krustenverdickung mit anschließender Aufheizung zu erklären. Sie könnten evtl. auf das initiale Stadium der dextralen Scherzone, die den Aufstieg der Axialzone triggert, und den zu dieser Zeit herrschenden thermischen Zustand im tieferen Krustenstockwerk zurückzuführen sein.

## 4.5 Die tektono-metamorphe Entwicklung des Nordflügels - eine Synthese

In diesem Kapitel soll versucht werden, aus den neuen Daten dieser Arbeit und den Literaturdaten eine tektono-metamorphe Phasenabfolge der Monts de Lacaune abzuleiten, und - soweit dies möglich ist - auch die Alter der Phasen einzugrenzen. Diese Alter sind als ungefähre Richtwerte zu verstehen. Vor allem im Stephan und Perm sind die Altersstufen geochronologisch schlecht belegt. Die Angabe exakter Alter ist daher und auch aufgrund der vergleichsweise hohen Fehler der verwendeten Datierungsmethoden und der z.T. schlechten Datenlage nicht möglich.

Diese zusammenfassende Interpretation und die Geochronologie-Daten sind in einem tektono-metamorphen Phasenschema dargestellt (Abb. 154). Das Schema ist in Teilen sehr interpretativ, vor allem in Bereichen wo Altersdaten fehlen oder die Fehler sehr groß sind (z.B. beim Alter des Folat-Granit). Es ist insofern als eine vorläufige Diskussionsgrundlage gedacht.



### Legende

- ▲ Ar/Ar Biotit
- △ Ar/Ar Muskovit
- Ar/Ar Feldspat
- ◆ U-Pb Monazit
- ★ Rb-Sr Gesamtgestein
- ★ Rb-Sr Biotit
- K-Ar (Feinfraktion)
- ◇ U-Pb Zirkon

**Abb. 154:** Schematische Darstellung der tektono-metamorphen Entwicklung der nördlichen Schuppenzone nach Doublier et al (2006) zusammen mit einer Kompilation der Geochronologie-Daten (mit Fehlern) aus dieser Arbeit und der Literatur. Die Nummern neben die den Altern sind Referenznummern und beziehen sich auf Tabelle 1 (Literaturdaten) bzw. Tabelle 8 (für die K-Ar Daten aus dieser Arbeit).

Da in dieser Arbeit keine neuen struktureologischen Untersuchungen in den Monts de Lacaune durchgeführt wurden, bezieht sich folgende Synthese auf die in Kapitel 1.4.2.3 vorgestellte Abfolge der Deformationsphasen (im wesentlichen nach Donnot und Guérangé 1978). Diese Abfolge wird z.T. modifiziert bzw. verfeinert.

Die Anlage der Großfalten ( $D_1$ ) ist nach Donnot und Guérangé (1978) älter als die penetrative Schieferung  $S_2$ , die während  $D_2$  (Falten zweiter Ordnung; Kap. 1.4.2.3) angelegt wird. Sie sollte daher älter sein als die ältesten K-Ar-Datierungen von  $D_2/M_1$  in den Monts de Lacaune, also älter als etwa 340 bis 345 Ma (Alter 1 und 20 in Abb. 154).

Die Phase  $D_2/M_1$  ist durch die K-Ar-Datierungen erfasst (Alter 20 bis 23 in Abb. 154). Die meisten Alter liegen, wie auch die Ar/Ar-Alter (Deckenbau) von Costa (1990; Alter 1 bis 4 in Abb. 154), im Bereich zwischen etwa 340 und 327 Ma. Letztere sind die jüngsten Alter für den Deckenbau auf dem Nordflügel und im Albigeois.

Nach der Deckenstapelung folgt eine Phase von Aufschiebungs-Tektonik ohne eine Interdeformation der einzelnen Schuppen ( $D_3$  in Kap. 1.4.2.3). Die Anlage der Schuppenbahnen, die auch eine listrische Ankipfung der Schuppen bewirken, wurde von Guérangé-Lozes und Burg (1990) als spät- $D_2$  eingestuft. Wie die neuen Metamorphosedaten dieser Arbeit belegen, ist die Anlage aber klar jünger als  $D_2$  und wird daher als  $D_{3a}$  bezeichnet. Das Alter von  $D_{3a}$  wird durch die jüngsten  $D_2$ -Alter (etwa 327 Ma) und das Alter des Folat-Granit ( $314 \pm 8$  Ma; Leveque 1986) eingegrenzt, der die Schuppenbahn zwischen Mélagues und Brusque-Schuppe versiegelt.

Weil das Folat-Alter einen relativ großen Fehler aufweist ist es sehr schwierig, eine untere Altersgrenze für  $D_{3a}$  festzulegen. Ich habe mich für etwa 316 Ma entschieden, da es Hinweise dafür gibt, dass die  $D_{3a}$ -Störungen älter als  $M_2$  sind. Etwa um 316 Ma beginnt die Scherkinematik, welche den Aufstieg der Axialzone begleitet (Maluski et al. 1990). Zeitgleich beginnt die thermische (Niederdruck)-Aktivität innerhalb der Axialzone und somit  $M_2$  (Krause et al. 2004). Die  $D_{3a}$ -Aufschiebungen unterscheiden sich deutlich von einer zweiten Generation Aufschiebungen ( $D_{3b}$ ), die in den westlichen Monts de Lacaune die  $M_2$ -Isograden kappen (Demange 1998) also eindeutig post- $M_2$  sind (Abb. 154). Da es in den westlichen Monts de Lacaune keinerlei Hinweise auf eine synmetamorphe (in Bezug auf  $M_2$ ) Störungstektonik gibt, sind die  $D_{3a}$ -Störungen wahrscheinlich älter als  $M_2$ . Dazu kommt, dass sich die  $D_{3b}$ -Störungen sowohl durch ihre Kinematik als auch durch ihren Verlauf von den  $D_{3a}$ -Störungen unterscheiden. Während einige der  $D_{3b}$ -Störungen von den westlichen Monts de Lacaune in die Nördliche Schuppenzone verfolgt werden können, wo sie die Subeinheiten der kompositen Barre-Viane-Schuppe voneinander trennen, sind  $D_{3a}$ -Störungen nur in der Nördlichen Schuppenzone erhalten.

Leider liegen aus den Monts de Lacaune noch keine  $M_2$ -Metamorphosealter vor. Die in dieser Arbeit durchgeführten Datierungsversuche aus der Murat-Castanet- und der Lacaune-Einheit ergaben sehr junge Alter  $< 270$  Ma. Man kann das Alter von  $M_2$  aber eingrenzen, indem man auch Alter aus der Axialzone und andere Beobachtungen mit einbezieht: Die erste LP/HT-Aktivität (Beginn von  $M_2$ ?) in der Axialzone tritt bei etwa 313 Ma auf (Alter 14 in Abb. 154; Krause et al. 2004). Da es einige Zeit dauert bis der thermische Puls die Oberkruste erreicht, wird der Beginn von  $M_2$  bei etwa 310 Ma angenommen. Ar-Ar-Datierungen vom Südrand der Axialzone belegen zu dieser Zeit eine intensive Scherdeformation während des Aufstiegs der Axialzone (Alter 15a, 15b, 17a; Maluski et al. 1991). Während des späten Stadiums von  $M_2$  erfolgt nach Van Den Driessche und Brun (1989, 1991-1992) sowie Brun und Van Den Driessche (1994) eine NE-gerichtete duktile Extension in der Axialzone ( $D_{4a}$ ). Weil die Sedimente des Stephanbeckens von Graissessac und auch der südliche Teil der unterlagernden Mélagues-Schuppe aber nicht von  $M_2$  betroffen sind, müssen  $M_2$  und  $D_{4a}$  älter sein als die Anlage des Beckens. Diese ist geochronologisch gut erfasst (Kap. 1.5.1): Eine Tufflage aus dem basalen Teil des Beckens ergab ein Alter von  $295,3 \pm 4,8$  Ma (Alter 44 in Abb. 154; U-Pb an Zirkon, Bruguier et al. 2003).



Die Zeitdauer und die relative Abfolge von  $D_{3b}$  und  $D_{4a}$  sind u.a. auch deswegen schwer abzuschätzen, weil ihre Beschreibung auf Beobachtungen aus verschiedenen Regionen basiert ( $D_{3b}$  - westliche Monts de Lacaune;  $D_{4a}$  - nordöstliche Axialzone). In der relativen Abfolge wird  $D_{3b}$  (kompressiv) als älter eingestuft, weil mit  $D_{4a}$  eine extensionale Kinematik einsetzt, welche für die gesamte folgende Entwicklung charakteristisch ist. In Bezug auf  $M_2$  bedeutet diese Interpretation, dass zum Zeitpunkt von  $D_{3b}$  die  $M_2$ -Metamorphose in den Monts de Lacaune schon weitestgehend abgeklungen, in der Axialzone aber noch aktiv ist.

Die Anlage des Graissessac-Beckens erfolgte durch dextrale Transtension ( $D_{4b}$ ; Echtler und Malavieille 1990). Maluski et al. (1990) datierten diese dextrale Kinematik am NE-Rand der Axialzone und in Myloniten der Graissessac-Störung auf  $297 \pm 3$  Ma (Alter 9 und 10 in Abb. 154). Dieses Alter stimmt gut mit dem Tuffalter aus den Beckensedimenten von Bruguier et al. (2003) überein (siehe oben). Die Phase  $D_{4b}$  endet im Grenzbereich Stephan C-Perm, wobei auch diese Grenze geochronologisch schlecht belegt ist (300 bis 296 Ma nach Menning et al. 2006).

Da in den Einheiten der Nördlichen Schuppenzone kein thermischer Einfluss durch die Axialzone nachgewiesen werden konnte, muss diese Region außerhalb des Einflussbereiches von  $M_2$  gelegen haben. Die Gesteine wurden erst relativ spät in der Gesamtentwicklung während  $D_{4a}$  und  $D_{4b}$  in ihre heutige Position transportiert.

Im Perm ("Permische Extension" in Abb. 154) werden die basalen Störungen von St. Sernin sur Rance- und St. Salvi des Carcaves-Decke extensional reaktiviert und das Perm-Becken von St. Affrique angelegt. Etwa zeitgleich wird auch eine SE-Verlängerung der Nordrandstörung reaktiviert. Das Perm-Becken von Lodève entsteht. Da die  $M_3$ -Metamorphose auch die jüngsten Sedimente des Stephanbeckens erfasst, muss sie jünger sein als Stephan C und somit permisch. In den variszischen Granitmassiven der Monts de Lacaune (Sidobre und Folat) ist ein thermisches Ereignis im Zeitraum zwischen 292 und 280 Ma durch verschiedene Datierungen belegt (Alter 21, 25b, 26 a und b in Abb. 154). Ähnliche Alter sind auch in verschiedenen Bereichen der Axialzone beschrieben (Kap. 1.4.3.6). Es ist daher möglich, dass die konzentrische  $M_3$ -Metamorphosezonierung im Graissessac-Becken auf verdeckte permische Magmatite zurückzuführen ist.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass in den Monts de Lacaune drei tektonometamorphe Phasen nachzuweisen sind: Die erste Phase ist der variszische Deckenbau mit einer MP-Metamorphose ( $M_1$ ). Diese Phase prägt weite Teile der Nördlichen Schuppenzone. Dann erfolgt die Exhumierung der Axialzone, zeitgleich mit einer LP-Metamorphose ( $M_2$ ). Diese Phase ist in den westlichen Monts de Lacaune dominant (Viane-Dom). Die letzte Phase ist durch NE-SW bis N-S orientierte Extension geprägt, welche zu Anlage von Sedimentbecken führt. Im Perm führt ein thermisches Ereignis, möglicherweise Magmatismus, zu einer LP-Metamorphose ( $M_3$ ) in einem dieser Becken sowie zu sehr jungen Rb-Sr-Altern in spätvariszischen Graniten in den Monts de Lacaune und z.T. auch in der Axialzone.

Das Verständnis der Geologie der Nördlichen Schuppenzone ist vor allem aus zwei Gründen wichtig: Zum einen ist hier großflächig der variszische Deckenbau in einem hohen Krustenstockwerk erhalten. Zum anderen ermöglichen die zu unterschiedlichen Zeiten entstandenen Sedimentbecken vor allem eine relativ hochauflösende Rekonstruktion der späten, extensionalen Entwicklung. Leider wird diese Rekonstruktion durch den Umstand erschwert, dass die Kalibration der absoluten Zeitskala in diesem Zeitbereich (Stephan-Perm) relativ große Fehler aufweist.

## 5 Ausblick

Im Rahmen der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen konnten die grundlegenden Unterschiede der tektono-metamorphen Entwicklung der sehr niedergradigen paläozoischen Sedimente der Montagne Noire nachgewiesen werden. Wie an verschiedenen Stellen bereits angesprochen, gibt es aber immer noch Bereiche, deren Entwicklung aufgrund einer zu geringen Datengrundlage spekulativ bleibt. Hier sollen noch einmal verschiedene Punkte mit "Handlungsbedarf" angesprochen werden:

- In Bezug auf den Südflügel muss man sagen, dass vor allem im westlichen Bereich, also in der Minervois- und der westlichen Pardailhan-Decke, eine detaillierte strukturgeologische Neubearbeitung mit dem primären Ziel,  $D_1$ -geprägte von  $D_2$ -geprägten Bereichen zu unterscheiden, durchgeführt werden muss.
- Zudem sollten die Metamorphose-Untersuchungen und K-Ar-Datierungen in der Minervois-Decke weitergeführt werden um festzustellen, ob sich die auf Ergebnissen aus dem W-Teil der Decke beruhende Interpretation im Streichen bestätigt.
- Obwohl die Metamorphosedaten sehr konsistent sind, konnte die Existenz von  $D_2/M_2$  im Süd-Pardailhan noch nicht durch K-Ar-Datierungen nachgewiesen werden. Hier wäre die Bearbeitung weiterer, ausgewählter Proben wünschenswert.
- Auch aus der östlichen Faugères-Decke fehlen noch K-Ar-Datierungen um zu bestätigen, dass sich die Ergebnisse aus dem W-Teil der Decke auch auf den E-Teil anwenden lassen.
- In der St.Gervais-Einheit ist eine strukturgeologische Bearbeitung erforderlich um zu überprüfen, ob in dieser Einheit das vermutete Deckenbau-Stadium erhalten ist. Zudem ist die Datendichte nicht ausreichend, und die Bearbeitung von Parallelprofilen wäre wünschenswert.
- Auf dem Nordflügel ist es bisher leider nicht gelungen, die  $M_2$ -Metamorphose zu datieren. Hierzu würden sich die U/Pb-Geochronologie (TIMS) in den hochgradig kontaktmetamorphen Gesteinen des Viane-Doms anbieten. Es wäre außerdem interessant, den Übergang von der Nördlichen Schuppenzone in die westlichen Monts de Lacaune zu untersuchen. Auf diese Weise könnte man eine bessere Vorstellung über die Detachment-Tektonik am N-Rand der Axialzone bekommen. In diesem Bereich gibt es aus meiner Sicht noch kein schlüssiges Konzept, um das unmittelbare Nebeneinander von  $D_1$ - und  $D_2$ -Domänen zu erklären bzw. die Art des Überganges zwischen den beiden Domänen zu verstehen.

## 6 Literaturverzeichnis:

- Aerden D.G.A.M., 1998. Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for syncollisional exhumation of deep rocks, Variscan belt, France. *Tectonics*, 17(1): 62-79.
- Aerden D.G.A.M. und Malavieille J., 1999. Origin of a large-scale fold nappe in the Montagne Noire, Variscan belt, France. *J. Struc. Geol.*, 21: 1321-1333.
- Alabouvette B., Arthaud F., Bambier F., Freytet P. und Paloc H., 1981. Note explicative, Carte géol. France, feuille St. Chinian (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 1014: 44.
- Alabouvette B., Aubagne M., Bambier F., Feist R. und Paloc H., 1982. Note explicative, Carte géol. France, feuille Lodève (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 989: 52 S.
- Alabouvette B. und Demange M., 1993. Note explicative, Carte géol. France, feuille St. Pons (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 1013: 123 .
- Alabouvette B., Demange M., Guérangé-Lozes J. und Ambert P., 2003. Note explicative, Carte géol. France, feuille Montpellier (1:250,000). Editions de B.R.G.M., 38: 164 S.
- Albarède F., Feraud G., Kaneoka I. und Allègre C. J., 1978. Ar-Ar Dating: the importance of K-feldspars on multi-mineral data of polyorogenic areas. *J. Geol.*, 86: 581-598.
- Allmann R., 1994. Röntgen-Pulver-Diffraktometrie. Claustahler Tektonische Hefte, 29. Verlag Sven von Loga, Köln, 228 S.
- Altaner S.P. und Ylagan R.F., 1997. Comparaison of structural Models Of Mixed-Layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays Clay Min.*, 45: 517-533.
- Álvaro J.J. Courjault-Radé P., Chauvel J.-J., Dabard M.-P., Debrenne F., Feist R., Pillola G.L., Vennin E. und Vizcaino D., 1998. Nouveau découpage stratigraphique des séries cambriennes des nappes de Pardailhan et du Minervois (versant sud de la Montagne Noire). *Géol. France*, 2: 3-12.
- Arkai P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. metam. Geol.*, 9: 723-734.
- Árkai P., 2002. Phyllosilicates in very low-grade metamorphism: transformation to micas. In: Mottana A., Sassi F.P., Thompson J.B. und Guggenheim S.Jr (Editors), *Micas: Crystal chemistry und metamorphic petrology. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 46: 463-478.

- Arkai P., Balogh K. und Frey M., 1997. The effects of tectonic strain on crystallinity, apparent mean crystallite size and lattice strain of phyllosilicates in low-temperature metamorphic rocks. A case study from the Glarus overthrust, Switzerland. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 77: 27-40.
- Árkai P., Faryad S.W., Vidal O. und Balogh K., 2003. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. *Int. J. Earth Sci.*, 92: 68-85.
- Árkai P., Mata M.P., Giorgetti G., Peacor D.R. und Tóth M., 2000. Comparison of diagenetic and low-grade metamorphic evolution of chlorite in associated metapelites and metabasites: An integrated TEM and XRD study. *J. metam. Geol.*, 18: 531-550.
- Árkai P., Merriman R. J., Roberts B., Peacor D. R. und Tóth M., 1996. Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: Comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *Eur. J. Min.*, 8: 1119-1137.
- Árkai P. und Sadek Ghabrial D., 1997. Chlorite crystallinity as an indicator of metamorphic grade of low-temperature meta-igneous rocks: a case study from the Bükk Mountains, northeast Hungary. *Clay Minerals*, 32: 205-222.
- Arkai P., Sassi F.P. und Sassi R., 1995. Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low-grade metamorphism in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *Eur. J. Min.*, 7: 1115-1128.
- Arthaud F., 1964. Étude structurale de la terminaison occidentale des Monts de Fauères (Montagne Noire, Hérault). *Bull. carte Géol. France*, 227: 133-144.
- Arthaud F., 1970. Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Habilitation, U.S.T.L. Montpellier, 175 S.
- Arthaud F., Mattauer M. und Proust F., 1966. La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire, Etages tectoniques (Coll. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel): 229-241.
- Arthaud F., Mattauer M., Proust F. und Ellenberger F., 1967. A propos des nappes de style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire. Observations à une note récente de F. Ellenberger. *Société géologique de France Comptes Rendus Sommaire Bulletin*, 9: 326-329.
- Bailey S.W., 1980. Summary and recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clays Clay Min.*, 28: 73-78.
- Bailey S.W., 1984. Micas. *Reviews in Mineralogy*, 13, 584 S.
- Bailey S.W., 1988. Chlorites: Structures and Crystal Chemistry. In: Bailey S.W. (Editor), *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*, 19: 347-403.

- Bailey S.W. und Brown B.E., 1962. Chlorite polytypism: I. Regular and semi random one-layer structures. *American Mineralogist*, 47: 819-850.
- Bard J.-P. und Rabeloson R., 1973. Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la Zone Axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 579-586.
- Baronnet A., 1992. Polytypism and stacking disorder. In: Buseck P.R. (Editor), *Minerals and Reactions at the Atomic scale: Transmission Electron Microscopy. Reviews in Mineralogy*, 27: 231-288.
- Battaglia S., Leoni L. und Sartori F., 2004. The Kübler Index in late diagenetic to low-grade metamorphic pelites: a critical comparison of data from 10A and 5A Peaks. *Clays Clay Min.*, 52: 85-105.
- Bayliss P., 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13: 178-180.
- Be Mezeme E., 2005. Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur Monazite à la compréhension de la fusion crustale de la chaîne Varisque Française et implication géodynamique. Doktorarbeit, Université Orleans, 277 S.
- Beaud F., 1985. Étude structurale de la Zone Axiale orientale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central Française). Détermination des mécanismes de déformation, relation avec les nappes du versant sud. Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier, 183 S.
- Becq-Giraudon J.-F., 1972. Contribution à l'Étude géologique du bassin houillier de Graissessac. Doktorarbeit, Université Paris-Sud, 66 S.
- Becq-Giraudon J.-F. und Gonzalez G., 1986. Maturation de la Matière organique dans le bassin stéphanien de Graissessac (Hérault): liaison entre structure et métamorphisme des charbons; signification régionale. *Géol. France*, 3: 339-344.
- Berger G., Alabouvette B., Guérangé-Lozes J., Demange M. und Ambert P., 2001. Carte géol. France, feuille Montpellier (1/250000). Editions de B.R.G.M., 38: 164 S.
- Berger G., Boyer F., Debat P., Demange M., Freytet P., Marchal J.P., Mazéas H. und Vautrelle C., 1993. Note explicative, Carte géol. France, feuille Carcassonne (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 1037: 78 S.
- Berger G., Boyer F. und Rey J., 1990. Note explicative, Carte géol. France, feuille Lézignan-Corbières (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 1038: 70 S.
- Berger G., Feist R. und Freytet P., 1980. Note explicative, Carte géol. France, feuille Pézenas (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 1015: 42.
- Bergeron J., 1889. Étude géologique du massif ancien situé au sud du Plateau Central. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 22, 362 S.

- Bergeron J., 1904. Note sur les nappes de recouvrement du versant méridional de la Montagne Noire. Bull. Soc. Géol. France: 180-194.
- Beziat P., 1973. Style des déformations et figures d'interférences sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne Noire). Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série), 3: 161-183.
- Blatt A.K.H., Dörr W. und Stein E., 2005. Neoproterozoic basement in the metasedimentary envelope of the Zone Axiale of the Montagne Noire (S-France). In: Freiwald A., Röhling H.-G. und Löffler S.-B. (Editors), Schriftenr. der DGG, Erlangen, S. 37.
- Blenkinsop T. G., 1988. Definition of low-grade metamorphic zones using illite crystallinity. J. metam. Geol., 6: 623-636.
- Blés J. L., Didier, B., Christian, C. und Gros Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. Tectonophysics, 169: 79-111.
- Bogdanoff S., Donnet M. und Ellenberger F., 1984. Notice explicative, Carte géol. France, Feuille Bédarieux (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 2543: 153 S.
- Boisse A., 1852. Recherches sur les cistes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. Ann. Mines, 5.
- Bonijoly D. und Castaing C., 1984. Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif. Ann. Soc. Géol. Nord, 103: 187-199.
- Bouchot V., Milési J.-P. und Ledru P., 2000. Crustal-scale hydrothermal palaeofield and related Variscan Au, Sb, W orogenic deposits at 310-305 Ma (French Massif Central, Variscan belt). SGA News, 10: 6-12.
- Bouchot V., Milési J.-P., Lescuyer J.-L. und Ledru P., 1997. Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour 300 Ma. Chron. Rech. min., 528: 13-62.
- Brown G., 1961. The X-ray identification and crystal-structure of clay minerals. Mineralogical Society of America, 544 S.
- Brown G. und Brindley G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brindley G.W. und Brown G. (Editors), Crystal structures of Clay Minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society of London Monograph, 495 S.
- Bruguier O., Becq-Giraudon J.-F., Champenois M., Deloule E., Ludden J. und Mangin D., 2003a. Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. Chemical Geology, 201: 319-336.
- Bruguier O., Becq-Giraudon J.-F., Clauer N. und Maluski H., 2003b. From late Viséan to Stephanian: pinpointing a two-stage basinal evolution in the Variscan belt. A case study from the Bosmoreau basin (French Massif Central) and its geodynamic implications. Int. J. Earth Sci., 92: 338-347.

- Brun J.-P. und Van Den Driessche J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Géol. France*, 165: 519-530.
- Brunel M., 1972. Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique du Mendic et son enveloppe sédimentaire: versant nord de la Montagne Noire. Doktorarbeit U.S.T.L. Montpellier, 82 S.
- Brunel M., 1974. La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne Noire (Est de Lacaune, Massif Central Français). *C.R.A.S Paris*, 278: 991-994.
- Brunel M. und Lansigu C., 1997. Déformation et cinématique de mise en place du dôme de la zone axiale de la Montagne Noire : signification des nodules à quartz-sillimanite (Massif Central Français). *C.R.A.S Paris*, 325: 517-523.
- Brunel M. und Maliakov Y., 1972. Utilisation de l'orientation préférentielle du quartz comme marqueur de la déformation dans le granite préhercynien du Mendic (Massif Central Français). *C.R.A.S. Paris*, 274: 2627-2630.
- Burg J.-P. und Matte P., 1978. A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. Deu. Geol. Ges.*, 129: 429-460.
- Caillère S., Henin S. und Rautureau M., 1982. Minéralogie des Argiles. *Act. Sci. Agr. de L'I. N. R. A.*, 8.
- Carpena J., 1980. Ages plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne Noire (Massif Central): leur place dans l'histoire géologique du Languedoc. Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier, 110 S.
- Carpena J., 1981. Ages par la méthode des traces de fission de l'Uranium en Montagne Noire: son histoire thermique post-hercynienne. *Bulletin du B.R.G.M (deuxième série)*, 1: 245-255.
- Carpera J. C., Courtessole R. und Pillet J., 1978. Contribution à l'étude de l'Ordovician inférieur de la Montagne Noire Biostratigraphie et révision des Agnostida. *Ann. Soc. Géol. Nord*: 67-88.
- Carron J.-P., 1960. Le massif du Folat-Devèze (Hérault) et ses satellites filoniens. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 183-189.
- Cassard D., Feybesse J.-L. und Lescuyer J.-L., 1993. Variscan crustal thickening, extension and late overstacking during the Namurian-Westphalian in the western Montagne Noire (France). *Tectonophysics*, 222: 33-53.
- Centène A., 1977. Nouvelles données biostratigraphiques (conodontes) sur le Silurien des Monts de Lacaune (Montagne Noire, France). *5e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Rennes*: 140 S.
- Chamley H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Heidelberg Berlin, 623 S.

- Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C., Fanning C.M. und Laumonier B., 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites an the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire. *Bull. Soc. Géol. France*, 176: 269-282.
- Cogné J. P., Brun J. P. und Van Den Driessche J., 1990. Paleomagnetic evidence for rotation during Stephano-Permian extension in southern Massif Central (France). *E.P.S.L.*, 101: 272-280.
- Cogné J. P., Van Den Driessche J. und Brun J. P., 1993. Syn-extensional rotations i n the Permian St Affrique basin (Massif Central, France): paleomagnetic constraints. *E.P.S.L.*, 115: 29-42.
- Collot B., 1980-81. Les filons aplito-pegmatitique du massif du Caroux. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série)*, 1: 257-267.
- Copard Y., Disnar J. R., Becq-Giraudon J.-F. und Boussafir M., 2000. Evidence and effects of fluid circulation on organic matter in intramontane coalfields (massif Central, France). *Int. J. Coal Geol.*, 44: 49-68.
- Costa S., 1990. De la collision continentale a l'extension tardiorogenique: 100 Millions d'annees d'histoire varisque dans le massif central Francais. Une étude chronologique par la methode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier*, 441 S.
- Courtessole R. und Pillet J., 1975. Sur deux espèces nouvelles de trilobites du Trémadocien supérieur de la Montagne Noire. *Bull. de la Soc. d'Études Scientifiques de l'Anjou NS*, 34 S.
- Courtessole R., Marek L., Pillet J., Ubaghs G. und Vizcaino D., 1983. Calymenina, Echinodermata et Hyolitha de l'Ordoviciaen inferieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. d'Études Scientifiques de l'Aude*, 66 S.
- Courtessole R., Pillet J. und Vizcaino D., 1981. Nouvelles donnes sur la biostratigraphie d'Ordovician inferieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. d'Études Scientifiques de l'Aude*, 32 S.
- Courtessole R., Pillet J. und Vizcaino D., 1988. Stratigraphie et paleontologie du Cambrien moyen greseux de la Montagne Noire (Versant Meridional). *Mém. Soc. d'Études Scientifiques de l'Aude*, 55 S.
- Dalla Torre M. De Capitani C., Frey M., Underwood M.B., Mullis J. und Cox C., 1996. Very-low tempertaure metamorphism of shales from the Diablo Range, Franciscan complex, California : New constraints on the exhumation path. *GSA Bulletin*, 108: 578-601.
- Dalla Torre M. und Frey M., 1997. The evolution from disordered Ad to ordered  $2M_1$  white K mica polytype in low temperature metamorphosed sedimentary rocks. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 77: 149-159.
- Dalla Torre M., Stern W.B. und Frey M., 1994. Determination of white K-mica polytype ratios: comparaison of different XRD methods. *Clay Minerals*, 29: 717-726.



- Darrozés J., Moisy M., Olivier P., Laurent A. und Bouchez J.-L., 1994. Magmatic structures of the Sidobre granite pluton (Tarn, France): from the massif scale to the specimen scale. *C.R.A.S. Paris.*, 318: 243-250.
- Debat P., Mouline M.-P., Féraud J. und Cosson J., 1979. Note explicative, Carte géol. France, feuille Mazamet (1:50.000). Editions de B.R.G.M., 1012: 50 S.
- Debat P. und Vidal J.-L., 1981. Essai sur la déformation des orthogneiss (exemples pris dans la Montagne Noire occidentale). *Mém. Soc. Géol. France*, 141: 1-80 S.
- Demange M., 1975. Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur Vèbre (Massif central). *Bulletin de B.R.G.M.*, 2: 91-139.
- Demange M., 1982. Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne Noire, France). Thèse Doct. Sci., Paris VI, 1052 S.
- Demange M., 1985. The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chemical Geology*, 50: 173-188.
- Demange M., 1993. Que signifie la faille des Monts de Lacaune (Montagne Noire, France)? Implications quant au problème de la patrie des nappes. *C.R.A.S. Paris*, 317: 411-418.
- Demange M., 1994a. Antevariscan evolution of the Montagne Noire (France): from a passive margin to a foreland basin. *C.R.A.S. Paris*, 318: 921-933.
- Demange M., 1994b. Le Sorézois : une région clef pour l'étude du problème des relations entre la Zone axiale et les nappes hercyniennes de la Montagne Noire (France). *C.R.A.S Paris*, 318: 1543-1549.
- Demange M., 1998. Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne noire : analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique. *Géol. France*, 4: 3-56.
- Demange M., 1999. Evolution tectonique de la Montagne noire : un modèle en transpression. *C.R.A.S Paris*, 329: 823-829.
- Demange M., Alabouvette B., Mouline M.-P. und Astruc J.G., 1997. Notice explicative, Carte géol. France, Feuille Revel (1:50000). Editions de B.R.G.M., 1011: 104 S.
- Demange M., Goutay Roland, Issard Hervè und Perrin M., 1986. Présence de disthène dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif central, France). *Bulletin de la Société de Géologie de France*, 8: 525-526.
- Demange M., Guérangé-Lozes J. und Guérangé B., 1995. Notice explicative, Carte géol. France, Feuille Lacaune (1:50000). Editions de B.R.G.M., 987: 153 S.
- Demange M. und Jamet P., 1986. L'accident majeur Mazamet-Tabtajo (Montagne Noire): décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Géol. France*, 3: 273-280.

- Demange M. und Herrera Urbina S., 1989. Relations entre la zone axiale et les nappes de la Montagne Noire (Massif Central français) : l'exemple des écaillages de la région de Saint-Gervais-sur-Mare. C.R.A.S Paris, 308: 1737-1742.
- Den Tex E., 1975. Thermally mantled gneiss domes: the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement. In: Progress in Geodynamics. Royal Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, 26-79.
- Denizot G., 1953. L'enracinement de la Montagne Noire entre Olargues et St. Chinian (Hérault). C.R.A.S. Paris, 237: 923-925.
- Denizot G., 1954. La tectonique de la Montagne Noire et l'envoyage de l'Orb autor de Roquebrun (Hérault). C.R.A.S. Paris, 238: 2007-2008.
- Dong H. und Peacor D.R., 1996. TEM observations of coherent stacking relations in smectite, I/S and illite of shales: evidence for Mc Ewan crystallites and dominance of 2M1 polytypism. Clays Clay Min., 44: 257-275.
- Donnot M. und Guérangé B., 1977. Le Cambrien du synclinorium de Brusque, structure clef dans les Monts de Lacaune, versant nord de la Montagne Noire (Tarn, Aveyron, Hérault). Bulletin de B.R.G.M., 1: 17-19.
- Donnot M. und Guérangé B., 1978. Le synclinorium de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault) - versant nord de la Montagne Noire. Bulletin de B.R.G.M., 2: 333-363.
- Doublier M.P., 2000. Diplomkartierung im Bereich des Südflügels der Montagne Noire nördlich von Le Lau. Diplomkartierung, Universität Giessen, 56 S.
- Doublier M.P., Potel S. und Wemmer K., 2006. Age and grade of metamorphism in the eastern Monts de Lacaune - implications for the collision/accretion in Variscan externides (French Massif Central). Geodinamica Acta, 19: 319-407.
- Drits V. A., 1987. Mixed-layer minerals: Diffraction methods and structural features. In: Schultz L.G., van Olphen H. und Mumpton F.A. (Editors), Proceedings of the International Clay Conference (Denver 1985). Clay Mineral Society: 33-45.
- Ducrot J., Lancelot J.R. und Reille J.-L., 1979. Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. Bull. Soc. Géol. France, 7: 501-505.
- Dunoyer de Segonzac G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. Sedimentology, 15: 281-346.
- Eberl D.D. und Srodon J., 1988. Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. American Mineralogist, 73: 1335-1345.
- Eberl D.D., Srodon J., Lee M., Nadeau P.H. und Northrop H.R., 1987. Sericite from the Silverton caldera, Colorado: Correlation among structure, composition, origin, and particle thickness. American Mineralogist, 72: 914-934.

- Echtler H., 1989. Les nappes du versant sud dans l'évolution tectonique varisque de la Montagne Noire (sud du Massif Central); de l'épaississement crustal à l'extension tardi-orogénique. Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier, 227 S.
- Echtler H., 1990. Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, Southern French Massif Central). *Tectonophysics*, 177: 109-123.
- Echtler H. und Malavieille J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephanian-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177: 125-138.
- Ellenberger F., 1967a. Réponse à la note Arthaud, Mattauer et Proust. *C. R. Soc. Géol. France*: 328-329.
- Ellenberger F., 1967b. Replis de micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne Noire). *C. R. Soc. Géol. France*: 227-228.
- Ellenberger F. und Santarelli N., 1974. Les "schistes X" de la Montagne Noire orientale: distinction d'unités lithostatigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R.A.S. Paris*, 278: 2409-2412.
- Engel W., 1984. Migration of folding and flysch sedimentation on the southern flank of the Variscan belt (Montagne Noire, Mouthoumet Massif, Pyrenees). *Z. Deu. Geol. Ges.*, 135: 279-292.
- Engel W., Feist R. und Franke W., 1978. Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S-France). *Z. Deu. Geol. Ges.*, 129: 461-472.
- Engel W., Feist R. und Franke W., 1981. Le carbonifère ante-stephanien de la Montagne Noire: rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série)*, 1: 341-389.
- Ernst W.G., 1963. Significance of phengitic micas from low grade schists. *American Mineralogist*, 48: 1357-1373.
- Esquevin J., 1969. Influence de la composition chimique des Illites sur la cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 3: 147-153.
- Essene E.J. und Peacor D.R., 1995. Clay mineral thermometry - a critical perspective. *Clays Clay Min.*, 43: 540-553.
- Faure M., Bé Mézème E., Duguet M., Cartier C. und Talbot J.-Yves, 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain. In: Carosi R., Dias R., Iacopini D. und Rosenbaum G. (Editors), *Journal of the virtual explorer*: 1-24.
- Faure M. und Cottureau N., 1988. Données cinématiques sur la mise en place du dôme migmatitique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central, France). *C.R.A.S. Paris*, 307: 1787-1794.

- Feist R., 1985. Devonian stratigraphy of the southeastern Montagne noire (France). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 75: 331-352.
- Feist R. und Echtler H., 1994. Biostratigraphy and Dynamics of the Nonmetamorphic Sedimentary Record: the externides. In: Keppie J.D. (Editor), *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*, Springer Verlag: 291-297.
- Feist R. und Galtier J., 1985. Découverte de flores d'age namurien probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implications sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C.R.A.S. Paris*, 300: 207-212.
- Franke W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke W., Haak V., Oncken O. und Tanner D. (Editors), *Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Special Publications. Geological Society of London*: 35-61.
- Franke W., 2006. The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. In: Gee D.G. und Stephenson R.A. (Editors), *European Lithosphere Dynamics. Memoirs. Geological Society of London*: 333-343.
- Franke W., Matte P. und Tait J., 2004. Variscan Orogeny. In: Selley R.C., Cocks L.R. und Pilmer I.R. (Editors), *Encyclopedia of Geology. Elsevier, Amsterdam*: 75-85.
- Frey M., 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15: 261-279.
- Frey M., 1987a. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey M. (Editor), *Low temperature metamorphism. Chapman and Hall, New York - USA*: 9-58.
- Frey M., 1987b. The reaction-isograd kaolinite + quartz = pyrophyllite + H<sub>2</sub>O, Helvetic Alps, Switzerland. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 67: 1-11.
- Frey M., 1988. Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 68: 171-183.
- Frey M., Hunziker J.C., Jäger E. und Stern W.B., 1983. Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the central Alps. *Contrib. Min. Pet.*, 83: 185-197.
- Frey M., 1969. A Mixed-Layer Paragonite/Phengite of Low-Grade Metamorphic Origin. *Contr. Min. and Pet.*, 24: 63-65.
- Fuhrmann U., Lippolt H.J. und Hess J.C., 1987. Examination of some proposed K-Ar Standards: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Analyses and Conventional K-Ar-Data. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 66: 41-51.
- Gebauer D. und Grünenfelder M., 1974. Rb-Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, Palaeozoic sediments in Southern France (Montagne Noire). *Contrib. Min. Pet.*, 47: 113-130.

- Gèze B., 1949. Étude géologique de la Montagne Noire et les Cévennes méridionales. Mém. Soc. Géol. France, 62: 215 S.
- Gèze B., 1949. Carte géol. France, feuille Bédarieux (1:80.000). Service Géologique National Orléans.
- Gèze B. et al., 1954. Note explicative, Carte géol. France, feuille Castres (1:80.000). Service Géologique National Orléans.
- Gèze B., de Sitter L.U. und Trümpy R., 1952. Sur le sens de déversement des nappes de la Montagne Noire. Bull. Soc. Géol. France, 7: 491-535.
- Gèze B., Ellenberger F., Mattauer M. und Proust F., 1971. Note explicative, Carte géol. France, feuille Bédarieux (1:80.000). Editions de B.R.G.M., 232: 23.
- Grim R.E., 1953. Clay Mineralogy. Mc Graw-Hill, New York, 384 S.
- Grim R.E., Brey R.H. und Bradley W.F., 1937. The mica in argillaceous sediments. American Mineralogist, 22: 813-829.
- Guérangé-Lozes J., 1987. Les nappes Varisques de l'Albigeois cristallin. Doktorarbeit, Université Toulouse, 225 S.
- Guérangé-Lozes J. und Alabouvette B., 1999. Note explicative, Carte géol. France, feuille Saint-Sernin-sur-Rance (1:50000). Editions de B.R.G.M., 960: 84 S.
- Guérangé-Lozes J. und Alsac C., 1986. Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Géol. France, 3: 309-337.
- Guérangé-Lozes J. und Burg J.-P., 1990. Les nappes varisques du sud-ouest du Massif central (cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). Géol. France, 3-4: 71-106.
- Guérangé-Lozes J. und Guérangé B., 1984. Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). C.R.A.S. Paris, 299: 471-474.
- Guérangé-Lozes J. und Guérangé B., 1991. Note explicative, Carte géol. France, feuille Camarès (1:50000). Editions de B.R.G.M., 961: 84 S.
- Guggenheim S.Jr., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galan E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H. und Watanabe T., 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "crystallinity index". Clays Clay Min., 50: 406-409.
- Guidotti C.V. und Sassi F.P., 1986. Classification and Correlation of Metamorphic Facies Series by Means of Muscovite  $b_0$  data from Low-Grade Metapelites. N. Jahrb. Miner. Abh., 153(3): 363-380.
- Guidotti C.V., Sassi F.P. und Blencoe J.G., 1989. Compositional controls on the a and b cell dimensions of  $2M_1$  muscovite. Eur. J. Min., 1: 71-84.

- Guidotti C.V. und Sassi F.P., 1976. Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 127: 97-142.
- Guidotti C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Micas, Bailey S.W. (Editor), *Reviews in Mineralogy*, 13: 357-468.
- Guion J.L., 1984. Contribution à l'étude géologique et géologique du district à tungstène, étain et fluor de Montrodon-Labessonnié (Tarn). Doktorarbeit, Université Toulouse.
- Guiraud M., Sauniac S. und Burg J.-P., 1981. Précisions sur les conditions Pression-Température lors de la mise en place de la nappe de Pardailhan (Montagne Noire), par la détermination des inclusions fluides. *C.R.A.S Paris*, 292: 229-232.
- Hamet J. und Allègre C. J., 1976. Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France): Application of Rb/Sr systematics. *Bull. Geol. Soc. America*, 87: 1429-1442.
- Harris L.B., Burg J.-P. und Sauniac S., 1983. Strain distribution within the Pardailhan Nappe (Montagne Noire, France) and structures of its basal thrust zone: implications for events associated with nappe emplacement. *J. Struc. Geol.*, 5: 431-440.
- Heinrichs H. und Herrmann A., 1990. *Praktikum zur analytischen Geochemie*. Springer, Berlin, 669 S.
- Herron M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.
- Howard S.A. und Preston K. D., 1989. profile fitting of powder diffraction patterns. In: Bish D. L. und Post J. E. (Editors), *Modern Powder Diffraction*. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of Amerika: 217-275.
- Huang W.-L., Longo J.M. und Pevear D.R., 1993. An experimentally derived kinetic Modell for Smectite-to-Illite Conversion and its use as a Geothermometer. *Clays Clay Min.*, 41: 162-177.
- Hunziker J.C. Frey M., Clauer N., Dallmeyer R.D., Friedrischen H., Hochstrasser K., Roggwiler R. und Schwander H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Min. Pet.*, 92: 157-180.
- Inoue A., Velde B., Meunier A. und Touchard G., 1988. Mechanism of illite formation during smectite-to-illite conversion in hydrothermal systems. *American Mineralogist*, 73: 1325-1334.
- Issard H., 1984. Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant Sud de la Montagne Noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France). Doktorarbeit, Université Paris, 303 S.
- Jaboyedoff M., 1999. Transformation des interstritifiés illite/smectite vers l'illite et la phengite: un exemple dans la série carbonatée du domaine Briançonnais des Alpes suisses romandes. Doktorarbeit, Université Lausanne, 459 S.

- Jiang W.T., Essene E.J. und Peacor D.R., 1990. Transmission electron microscopic study of coexisting pyrophyllite and muscovite: direct evidence for the metastability of illite. *Clays Clay Min.*, 38: 225-230.
- Jiang W.T. und Peacor D.R., 1993. Formation and modification of metastable intermediate Na-K white mica, paragonite, and muscovite in hydrothermally altered metabasalts from North Wales. *American Mineralogist*, 78: 782-793.
- Jiang W. T., Peacor D. R., Árkai P., Tóth M. und Kim J.W., 1997. TEM and XRD determination of crystallite size and lattice strain as a function of illite crystallinity in pelitic rocks. *J. metam. Geol.*, 15: 267-281.
- Jones R.C., 1989. A computer technique for X-ray diffraction curve fitting/peak decomposition. In: Pevear D.R. und Mumpton F.A. (Editors), *Quantitative mineral analysis of clays. cms workshop lectures*. The Clay Minerals Society: 51-99.
- Kemp A.E.S., Oliver G.H.J. und Baldwin J.R., 1985. Low-grade metamorphism and accretion tectonics: Southern Uplands terrain, Scotland. *Mineralogical Magazine*, 49: 335-344.
- Keppie J.D. (Editor), 1994. *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer Verlag, 514 S.
- Kisch H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Larsen G. und Chilingar G. V. (Editors), *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*. Elsevier, Amsterdam: 298-493.
- Kisch H.J. und Frey M., 1987. Appendix: Effect of sample preparation on the measured 10 Å peak width of illite (illite "crystallinity"). In: Frey M. (Editor), *Low temperature metamorphism*. Chapman and Hall, New York - USA: 301-305.
- Kisch H.J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *J. metam. Geol.*, 8: 31-46.
- Kisch H. J., 1991. Illite crystallinity : recommendation on sample preparation, X-Ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *J. metam. Geol.*, 9: 665-670.
- Kisch H.J., Árkai P. und Brime C., 2004. On the calibration of the Kübler index (illite "crystallinity"). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 84: 323-331.
- Klug H.P. und Alexander L.E., 1974. *X-ray diffraction procedures*. Wiley, New York. 996 S.
- Krause J., Dörr W. und Stein E., 2004. Wenn man es zu genau wissen will... Oder: Wenn die Intrusion nicht zur Kontaktmetamorphose passt - ein Beispiel aus der Montagne Noire. *Terra Nostra*, 2004/01, TSK X Conference Abstract: S. 48.
- Krumm S., 1992. Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose - Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. *Erlanger geologische Abhandlungen*, 120: 1-75.
- Krumm S., 1996. WINFIT. Computerprogramm Universität Erlangen.

- Kübler B., 1967. La cristallinité d'illite et les zones tout à fait supérieures de métamorphisme. In: S. J.P. (Editor), Colloque sur les étages tectoniques, Neuchatel, 105-122.
- Kübler B., 1967b. Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 1: 259-278.
- Kübler B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - Etat des progrès réalisés ces dernières années. Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 2,385-397.
- Kübler B., 1984. Les indicateurs de transformation physiques et chimique dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: Lagache M. (Editor), Thermobarométrie et barométrie géologiques. Soc. Franc. Minéral. Cristallogr., Paris: 489-596.
- Kübler B., 1987. Influence du monochromateur et influence de la saturation à l'éthylènglycol sur la largeur de Scherrer, l'intensité des pics, la distinction illite-phengite-muscovite, Université de Neuchatel.
- Kübler B. und Jaboyedoff M., 2000. Illite crystallinity. C.R.A.S. Paris, 331: 75-89.
- Kunert V., 1999. Die Frankenwälder Querzone: Entwicklung einer thermischen Anomalie im Saxothuringikum. Doktorarbeit, Universität Giessen, Giessen, 129 S.
- Langford J.I., 1978. A rapid method for analysing the breadths of diffraction and spectral lines using the Voigt function. Journal of Applied Crystallography, 11: 10-14.
- Lanson B., 1990. Mise en évidence des mécanisme réactionnels des interstratifiés illite/smectite au cours de la diagenèse. PhD Thesis, University of Paris VI, 366 S.
- Lanson B. und Velde B., 1992. Decomposition of X-ray diffraction patterns: a convenient way to describe complex I/S diagenetic evolution. Clays Clay Min., 40: 629-643.
- Lanson B., Velde B. und Meunier A., 1998. Late-stage diagenesis of illitic clay minerals as seen by decomposition of X-ray diffraction patterns: contrasted behaviors of sedimentary basins with different burial history. Clays Clay Min., 46: 69-78.
- Lanson B., Beaufort D., Berger Gilles, Baradat J. und Lacharpagne J.-C., 1996. Illitization of Diagenetic Kaolinite-to-Dickite Conversion Series: Late-Stage Diagenesis of the Lower Permian Rotliegend Sandstone Reservoir, Offshore of the Netherlands. Journal of Sedimentary Research, 66: 501-518.
- Lanson B. und Besson G., 1992. Characterisation of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of X-ray patterns. Clays Clay Min., 40: 40-52.
- Latouche L., 1968. Contribution a l'étude géologique des Monts de Saint-Gervais (Hérault), Doktorarbeit Université Paris, 79 S.
- Latouche L., 1969. Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le bassin de Graissessac et dans la partie nord-est de la zone axiale de la Montagne Noire. Comptes Rendus sommaire des Séances de la Soc. Géol. France,3: 93-94.



- Laumonier B., Autran A., Barbey P., Cheilletz A., Baudin T., Cocherie A. und Guerrot C., 2004. Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bull. Soc. Géol. France*, 175: 643-655.
- Laumonier B. und Marignac C., 1996. Les effets respectifs de la compression puis de l'extension tardi-orogéniques hercyniennes dans l'évolution structurale du synclinal de Rosis et de l'anticlinal du Caroux (Est de la zone axiale de la Montagne Noire, France). *C.R.A.S. Paris*, 323: 427-434.
- Le Guen M., Lescuyer J.-L. und Marcoux E., 1992. Lead-isotope evidence for a Hercynian origin of the Salsigne gold deposit (Southern Massif Central, France). *Mineralium Deposita*, 27: 129-136.
- Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.-M., Floc'h J.-P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J. und Ploquin A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bull. Soc. Géol. France*, 8: 605-618.
- Lee B.-J., Faure M., Cluzel D. und Cadet J.-P., 1988. Mise en évidence d'un cisaillement ductile d'ouest en est dans les nappes du versant sud de la Montagne Noire (sud du Massif Central). *C.R.A.S. Paris*, 306: 455-462.
- Lee J.H., Ahn J.H. und Peacor D.R., 1985. Textures in layered silicates: progressive changes through diagenesis and low-temperature metamorphism. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 532-540.
- Lee J.H., Peacor D.R., Lewis D.D. und Wintsch R.P., 1986. Evidence for syntectonic crystallization for the mudstone to slate transition at Lehigh Gap, Pennsylvania, U.S.A. *J. Struc. Geol.*, 8: 767-780.
- Legrand X., Soula J.-C. und Rolando J.-P., 1991. Effet d'une inversion tectonique négative dans le Sud du Massif Central-français: la structure "roll-over" du bassin permien de Saint-Affrique. *C.R.A.S. Paris*, 312: 1021-1026.
- Legrand X., Soula J.-C. und Rolando J.-P., 1994. The Saint-Affrique Permian basin (southern France): an example of a roll-over controlled alluvial sedimentation during regional extensional tectonics. *Geodinamica Acta (Paris)*, 7: 103-120.
- Lépine J., Ben Ayad M.A. und Béziat D., 1988. Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central Français. *C.R.A.S. Paris*, 306: 1087-1092.
- Lépine J., Ben Ayad M.A., Gibert F. und Thiercelin F., 1990. Discussion of the age (Cambrian or Upper Paleozoic) of the As-S gold mineralizations of the Salsigne mine: structural arguments. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 310: 1453-1459.
- Lescuyer J.-L. und Cocherie A., 1992. Datation sur monozircons des métadacites de Sériès: arguments pour un âge proterozoïque terminal des "schistes X" de la Montagne Noire (Massif central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences des Paris*, 314: 1071-1077.

- Lévêque M.H., 1990. Contribution de la géochronologie U-Pb à la caractérisation du magmatisme cadomien de la partie Sud-Est du Massif Central et du gisement d'uranium associé de Bartholène. Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier, 249 S.
- Lévêque M.H. und Lancelot J.R., 1986. Mise en évidence de témoins orthogneissique cadomiens dans le sud du Massif Central, 11ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand.
- Lezzerini M., Sartori F. und Marco, T., 1995. Effect of amount of material used on sedimentation slides in the control of illite "crystallinity" measurements. *Eur. J. Min.*, 7: 819-823.
- Li G., Peacor D.R., Merriman R.J. und Roberts B., 1994. The diagenetic to low-grade metamorphic evolution of matrix white micas in the system muscovite-paragonite in a mudrock from Central Wales, United Kingdom. *Clays Clay Min.*, 42: 369-381.
- Lippmann F., 1981. Stability diagrams involving clay minerals. In: Konta J. (Editor), 8th Conference of Clay Mineralogy and Petrology. Charles University, Prague: 153-171.
- Lippmann F., 1982. The thermodynamic of clay minerals. In: van Olphen H. und Veniale F. (Editors), Proceedings of the 7th International Clay Conference (Bologna-Pavia). Elsevier, New York: 475-485.
- Livi K.J.T., Veblen D.R., Ferry J.M. und Frey M., 1997. Evolution of 2:1 layered silicates in low-grade metamorphosed Liassic shales of central Switzerland. *J. metam. Geol.*, 15: 323-344.
- Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J. M. und Gardien V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177: 139-149.
- Maluski H., Costa S. und Echtler H., 1991. Late Variscan tectonic evolution by thinning of an earlier thickened crust. An Ar/Ar study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France. *Lithos*, 26: 287-304.
- Maluski H. und Monié P., 1988.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe multi-dating inside single biotites of a variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 73: 245-263.
- Marignac C. und Cuney M., 1999. Ore deposits in the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita*, 34: 472-504.
- Mattauer M., Laurent P. und Matte P., 1996. Plissement hercynien synschisteux post-nappe et étirement subhorizontal dans le versant sud de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France). *C.R.A.S. Paris*, 322: 309-315.
- Mattauer M., Matte P. und Proust F., 1962. Précisions sur la structure de l'Ordovicien du "faux synclinal" du Mont Peyroux (Montagne Noire, Hérault). *C.R.A.S. Paris*: 8-9.

- Mattauer M., Proust F. und Remy J.M., 1960. Observations sur les terrains cambro-ordoviciens de la Montagne Noire entre St. Chinian et Ferrières-Poussarou. C.R.A.S. Paris: 39-40.
- Matte P., 1986. Tectonic and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- Matte P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Matte P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: 122-128.
- Matte P., Lancelot J. und Mattauer M., 1998. La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "metamorphic core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe à coeur anatectique. *Geodynamica Acta (Paris)*, 11(1): 13-22.
- Maurel M., 1965. Études géologiques sur le Dévonien et le Carbonifère inférieur du versant méridional de la Montagne Noire. Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier, 184 S.
- Maxwell D.T. und Hower J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the precambrien belt series. *American Mineralogist*, 52: 843-857.
- Menning M. Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyst F.-X., Forke H.C., Grunt T.A., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.-G., Jones P.J., Kotlyar G.V., Kozur H.W., Nemyrovska T.I., Schneider J.W., Wang X.-D., Weddige K., Weyer D. und Work D.M., 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeog., Palaeocli., Palaeoec.*, 240: 318-372.
- Merriman R.J. und Peacor D.R., 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In: Frey M. und Robinson D. (Editors), *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science Ltd., London: 10-60.
- Merriman R.J., Roberts B. und Peacor D.R., 1990. A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. *Contrib. Min. Pet.*, 106: 27-40.
- Merriman R.J., Roberts B., Peacor D.R. und Hirons S.R., 1995. Strain-related differences in the crystal growth of white mica and chlorite: a TEM and XRD study of the development of metapelitic microfabrics in the Southern Uplands thrust terrane, Scotland. *J. metam. Geol.*, 13: 559-576.
- Meunier A. und Velde B., 2004. *Illite*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 286 S.
- Meunier A. und Velde B., 1989. Solid solutions in I/S mixed-layer minerals and illite. *American Mineralogist*, 74: 1106-1112.
- Miquel J., 1884. Note sur la géologie des terrains primaires du département de l'Herault. Le Cambrien et l'Arenig. *Bull. Soc. Ét. Sci. Nat. Béziers*, 17: 36 S.

- Miquel J., 1912. Nouvel essai sur la géologie des terrains primaires du département de l'Herault. Classification des terrains siluriens. Bull. Soc. Ét. Sci. Nat. Béziers, 34: 48 S.
- Miyashiro A., 1961. Evolution of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology*, 2: 277-311.
- Moore D.M. und Reynolds Jr R.C., 1989. X-Ray Diffraction and the identification and analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, New York, 332 S.
- Morse J.S. und Casey W.H., 1988. Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments. *American Journal of Science*, 288: 537-560.
- Mottana A., Sassi F. P., Thompson J.B. Jr. und Guggenheim S., 2002. Micas: Crystal Chemistry and Metamorphic Petrology, *Reviews in Mineralogy*, 46, 499 S.
- Nadeau P.H., 1985. The physical dimensions of fundamental clay particles. *Clay Minerals*, 20: 499-514.
- Nadeau P.H., 1998. Fundamental particles and the advancement of geosciences: Response to "Implications of TEM data data for the concept of fundamental particles.". *Canadian Mineralogist*, 36: 1409-1414.
- Nadeau P.H., Wilson M.J., Mc Hardy W.J. und Tait J.M., 1984. Interstratified clays as Fundamental Particles. *Science*, 225: 923-925.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Blaise J. und Poirier J.P., 1977. Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42: 55-73.
- Nieto F. und Sánchez-Navas A., 1994. A comparative XRD and TEM study of the physical meaning of the white mica "crystallinity" index. *Eur. J. Min.*, 6: 611-621.
- Padan A., Kisch H.J. und Shagam R., 1982. Use of Lattice Parameter  $b_0$  of Dioctahedral Illite/Muscovite for the Characterization of P/T Gradients of Incipient Metamorphism. *Contrib. Min. Pet.*, 79: 86-95.
- Parra T., Vidal O. und Agard P., 2002. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contr. Min. and Pet.*, 143: 706-732.
- Pavicevic M.K., 2000. Elektronenstrahlmikroanalyse (ESMA). In: Pavicevic M.K. und Amthauer G. (Editors), *Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften (Band 1)*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 132-142.
- Peacor D.R., 1992. Diagenesis and low-grade metamorphism of shales and slates. In: Buseck P.R. (Editor), *Minerals and Reactions at the Atomic scale: Transmission Electron Microscopy*. *Reviews in Mineralogy*, 27: 335-380.
- Petschick R., 2000. MacDiff 4.2.5: Bedienungsanleitung, Institut für Geowissenschaften, Frankfurt.

- Pin C., 1981. Old inherited zircons in two syn-kinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "orthogneiss de Marvejols" (Southern French Massif Central). *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 142: 27-48.
- Pin C. und Lancelot J.R., 1982. U-Pb Dating of an Early Paleozoic Bimodal Magmatism in the French Massif Central and its Further Metamorphic Evolution. *Contrib. Min. Pet.*, 79: 1-12.
- Pinna P. und Prunac M., 1976. Sur la distinction d'unités tangenziales nouvelles dans les monts de Faugères, versant sud de la Montagne Noire (Feuille à 1/50000, Bédarieux). *Bulletin de B.R.G.M.*, 3: 239-246.
- Potel S., Ferreira Mählmann R., Stern B. W., Mullis J. und Frey M., 2006. Very Low-grade Metamorphic Evolution of Pelitic Rocks under High-pressure/Low-temperature Conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*, 47: 991-1015.
- Prian J.P., 1980. Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire, au Sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Doktorarbeit, Université Paris, 407 S.
- Renac C. und Meunier A., 1995. Reconstruction of paleothermal conditions in a passive margin using illite-smectite mixed-layer seies (BA1 scientific deep drill-hole. Ardeche, France). *Clay Minerals*, 30: 107-118.
- Reuter A., 1985. Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Göttinger Arbeiten der Geologie und Paläontologie*, 27: 91 S.
- Reynolds Jr R.C., 1980. Interstratified clay minerals. In: Brindley G.W. und Brown G. (Editors), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineral Society of London Monograph, pp. 249-304.
- Rieder M., Guidotti C.V. und Sassi F.P., 1992. Muscovites:  $d_{060}$  versus  $d_{331,060}$  spacing: its use for geobarometrie purposes. *Eur. J. Min.*, 4: 843-845.
- Robinson D. und Bevins R.E., 1986. Incipient metamorphism in the Lower Palaeozoic marginal basin of Wales. *J. metam. Geol.*, 4: 101-113.
- Robinson D., Warr L.N. und Bevins R.E., 1990. The illite "crystallinity" technique: a critical appraisal of its precision. *J. metam. Geol.*, 8: 333-344.
- Roger F., Respaut J.-P., Brunel M., Matte P. und Paquette J.-L., 2004. Première datation U-Pb des orthogneiss oeillés de la zone axiale Montagne Noire (Sud du Massif Central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovician dans la chaîne Varisque. *Comptes Rendus Geosciences*, 336: 19-28.
- Rolando J.P., Doubinger J., Bourges P. und Legrand X., 1988. Identification de l'Autunien supérieur, du Saxonien et du Thuringien inférieur dans le bassin de Saint-Affrique (Aveyron, France). Correlations séquentielles et chronostratigraphiques avec le bassins de Lodève (Hérault) et Rodez (Aveyron). *C.R.A.S. Paris*, 307: 1459-1464.

- Rolet J., 1973. Contribution a l'étude géologique des monts de l'est de Lacaune - autochtone du Mendic et ecaille de Marcou - (Montagne Noire, France). Doktorarbeit, Universite de Paris-Sud - Centre D'Orsay, 101 S.
- Rosenberg P.E., 2002. The nature, formation, and stability of end-member ilite: A hypothesis. *American Mineralogist*, 87: 103-107.
- Santellier D.S., 1994. Introduction Massif Central. In: Keppie J.D. (Editor), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer Verlag: 266-275.
- Sassi E.P., 1972. The Petrological and Geological Significance of the  $b_0$  Values of Potassic White Micas In Low-Grade Metamorphic Rocks. An Application to the Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 18: 105-113.
- Sassi F. P. und Scolari A., 1974. The  $b_0$  of the Potassic White Micas as a barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. *Contr. Min. and Pet.*, 45: 143-152.
- Sauniac S., 1980. Utilisation des exsudats de quartz come critères de reconnaissance d'un régime cisailant: exemple de la base de la nappe de Pardailhan (versant sud de la Montagne Noire). *Rev. Géol. Dyn. Geog. Phys.*, 22: 177-186.
- Scherrer P., 1918. Bestimmung der Größe und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Göttinger Nachr. Math. Phys.*, 2: 98-100.
- Schmidt D. und Livi K.J.T., 1999. HRTEM and SAED investigations of polytypism, stacking disorder, crystal growth, and vacancies in chlorites from subgreenschist facies outcrops. *American Mineralogist*, 84: 160-170.
- Schuhmacher E., 1975. Herstellung von 99,9997 %  $^{38}\text{Ar}$  für die  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  Geochronologie. *Geochron. Chimia*, 29: 441-442.
- Schuling R.D., 1960. Le dome gneissique de L'Agout (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. Géol. France*, 91: 1-58.
- Schuling R.D., 1963. Quelques données nouvelles sur la petrographie du dome gneissique de l'Agout (Tarn-Hérault). *C. R. sommaire des Séances de la Soc. Géol. France*: 219-221.
- Schuling R.D. und de Widt M.J., 1962. Sur la genèse du dôme gneissique de l'Agout (Dépts Tarn et Hérault). *Geologie en Mijnbouw*, 41: 321-326.
- Shutov V.D., Aleksandrova A.V. und Losievskaya S.A., 1970. Genetic interpretation of polymetamorphism of the kaolinite group in sedimentary rocks. *Sedimentology*, 15: 69-82.
- Simien F., Mattauer M. und Allègre C. J., 1999. Nd Isotopes in the Stratigraphic Record of the Montagne Noire (French Massif Central): No Significant Juvenile Inputs, and Pre-Hercynian Paleogeography. *J. Geol.*, 107: 87-97.
- Soula J.-C. Debat P., Brusset S., Bessière G., Christophoul F. und Déramond J., 2001. Thrust-related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge: example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt. *J. Struc. Geol.*, 23: 1677-1699.

- Srodon J., Elsass F., Mc Hardy W.J. und Morgan D.J., 1992. Chemistry of illite/smectite inferred from TEM measurements of fundamental particles. *Clay Minerals*, 27: 137-158.
- Srodon J., 1984. X-Ray Powder Diffraction Identification of Illitic Materials. *Clays Clay Min.*, 32: 337-349.
- Steiger R.H. und Jäger E., 1977. Subcommission on Geology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo-and Cosmochronology. *E.P.S.L.*, 36: 359-362.
- Stern W.B., Mullis J., Rahn M. und Frey M., 1991. Deconvolution of the first "illite" basal reflection. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 71: 453-462.
- Thompson P.H. und Bard J.-P., 1982. Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France): implications for temperature gradients and P-T history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 129-141.
- Thoral M., 1935. Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire. Doktorarbeit, U.S.T.L. Montpellier, 318 S.
- Turpaud P. und Matte P., 2003. The hercynian compressive then extensiv tectonic of the north flank of the Montagne Noire (southern French Massif Central). *Geophysical Research Abstracts*, 5.
- Valverde-Vaquero P. und Dunning G.R., 2000. New U-Pb ages for Early Orodvician magmatism in Central Spain. *J. Geol. Soc.*, 157: 15-26.
- Van Den Driessche J. und Brun J.-P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *C.R.A.S. Paris*, 309: 1607-1613.
- Van Den Driessche J. und Brun J.-P., 1991-1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta (Paris)*, 5(1-2): 85-99.
- Veblem D.R., Guthrie G.D., Livi K.J.T. und Reynolds Jr R.C., 1990. High-resolution transmission electron microscopy and electron diffraction of mixed-layer illite/smectite: Experimental results. *Clays Clay Min.*, 38: 1-13.
- Velde B., 1992. *Introduction to Clay Minerals*. Chapman&Hall, 198 S.
- Velde B und Vasseur G., 1992. Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. *American Mineralogist*, 77: 967-976.
- Vernay P., 1983. Tectonique et microtectonique cassante tardi-hercynienne dans la partie centrale du versant sud de la Montagne Noire. *Géol. France*, 2: 31-54.
- Vidal O. und Parra T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal*, 35: 139-161.

- Vignard G., 1976. Mise en évidence du Viséen dans la région de Saint-Pons. Conséquences sur l'interprétation tectonique des séries réputées autochtones de l'unité du Saint-Ponais (versant sud de la Montagne Noire, France). C.R.A.S. Paris, 283: 607-610.
- Von Gaertner H.R., 1937. Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet als Teile des südwesteuropäischen Variszikums. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 17: 260 S.
- Walker J.R., 1993. Chlorite Polytype Geothermometry. Clays Clay Min., 41: 260-267.
- Wang H., Stern B.W. und Frey M., 1995. Deconvolution of the X-ray "illite" 10 Å complex: a case study of Helvetic sediments from eastern Switzerland. Schweiz. Min. Pet. Mitt., 75: 187-199.
- Warr L.N., 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. Eur. J. Min., 8: 115-127.
- Warr L.N. und Nieto F., 1998. Crystallite thickness and defect density of phyllosilicates in low-temperature metamorphic pelites: a TEM and XRD study of clay-mineral crystallinity-index standards. Canadian Mineralogist, 36: 1453-1474.
- Warr L.N. und Rice A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. J. metam. Geol., 12: 141-152.
- Weaver C.E., 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44: 1505-1518.
- Weber K., 1972a. Notes on determination of illite crystallinity. N. Jahrb. Miner. - Monatshefte: 267-276.
- Weber K., 1972b. Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. N. Jahrb. Geol. Paläont. - Abh., 141: 333-363.
- Weber-Diefenbach K., 2000. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA). In: Pavicevic M.K. und Amthauer G. (Editors), Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften (Band 1). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 115-132.
- Weill D., Rice J., Shaffer M. und Donovan J., 2004. Electron Beam MicroAnalysis: Theory and Application, Lecture Notes Geol. 619, University of Oregon.
- Wemmer K., 1991. K/Ar-Datierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und im Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). Göttinger Arbeiten der Geologie und Paläontologie, 51: 1-61.



- Weyer D. und Menning M., Geologische Zeitskala, stratigraphische Nomenklatur und Magnetostratigraphie. In: Amler M. R. W. und Stoppel D. (Editors), Deutsche Stratigraphische Kommission: Stratigraphie von Deutschland VI - Unterkarbon (Mississippium). Schriftenr. deu. Ges. Geo: 27-50.
- Whitney G. und Northrop H.R., 1988. Experimental investigation of the smectite to illite reaction: Dual reaction mechanisms and oxygen-isotope systematics. *American Mineralogist*, 73; 77-90.
- Wiederer U., Königshof P., Feist R., Franke W. und Doublier M.P., 2002. Low-grade metamorphism in the Montagne Noire (S-France): Conodont Alteration Index (CAI) in Palaeozoic carbonates and implications for the exhumation of a hot metamorphic core complex. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 82: 393-407.
- Wilson A.J.C., 1963. *Mathematical theory of X-ray Powder Diffractometry*. Philips Technical Library, Eindhoven, 140 S.
- Wilson A.J.C., 1965. *Röntgenstrahl-Pulverdiffraktometrie - Mathematische Theorie*. Philips Technische Bibliothek, Eindhoven, 139 S.
- Yau Y.-C., Peacor D.R. und McDowell S.D., 1987. Smectite-to-illite reactions in Salton Sea shales: a transmission and analytical electron microscopy study. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 335-342.

## 7 Anhang

### Tabellen:

<b>A:</b>	<b>Probenverzeichnis:</b> Hoch- und Rechtswerte, tektonische Einheit, strat. Einheit, Gesteinsart, Verwitterungszustand, Detritusanteil, Qualität.	<b>255</b>
<b>B:</b>	<b>Qualitative Phasenanalyse</b>	<b>266</b>
<b>C:</b>	<b>RDA-Meßwerte KI</b> verwendeter Standard, <u>Südflügel</u> : KI (E-P-Fit), KI (M-P-Fit), KIÄ (E-P-Fit), KIÄ (M-P-Fit); <u>Nordflügel</u> : KI, KIÄ (ohne Peak-Fitting), Esquevin-Index.	<b>277</b>
<b>D:</b>	<b>RDA-Meßwerte ÁI</b> verwendeter Standard, <u>Südflügel</u> : ÁI (E-P-Fit), ÁIÄ (E-P-Fit); <u>Nordflügel</u> : ÁI, ÁIÄ (ohne Peak-Fitting), Chlorit-Index.	<b>288</b>
<b>E:</b>	<b>RDA-Meßwerte Polytypie-Bestimmung und b<sub>0</sub>-Index</b> geologische Einheit, strat. Alter, Polytypie-Bestimmung (verschiedene Methoden, b <sub>0</sub> -Index-Bestimmung: Sassi-Methode, METRIC-Methode.	<b>299</b>
<b>F:</b>	<b>Ergebnisse K/Ar-Analysen</b>	<b>310</b>
<b>G:</b>	<b>Ergebnisse RFA-Analysen</b>	<b>311</b>
<b>H:</b>	<b>Ergebnisse Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen</b>	<b>314</b>
<b>I:</b>	<b>Strukturdaten Flysch Faugères-Decke</b> Messwerte, Facing-Richtung, Lagerungsverhältnisse, Profilname	<b>321</b>

**Tabelle A:**

Erläuterung: Probenname, Rechts- und Hochwert, Deckeneinheit (MP - Mont Peyroux; P - Pardailhan; M - Minervois; F - Faugères; MdSG - St. Gevais-Einheit; MdL - Monts de Lacaune), Einheit ( N-MP - Nord-Mont Peyroux; S-MP - Süd-Mont Peyroux; M-E - Malvies-Einheit; N-E - Naudet-Einheit; C-E - Camplong-Einheit; S-F - Süd-Faugères; N-F - Nord-Faugères; N-M - Nord-Minervois; Z-M - Zentrales Minervois; S-M - Süd-Minervois; St.P. - St. Ponais; AM-S - Mendic-Schuppe; Me-S - Mélagues-Schuppe; B-S - Brusque-Schuppe; MM-S - Merdelou-Schuppe; BV-S - Barre-Viane-Schuppe; MC-E - Murat-Castanet-Einheit; G-B - Graissessac-Becken; HM - Haute Mare-Einheit; Ve-E - Verrieres-Einheit; PA - Parautochthon), stratigraphisches Alter, Gesteinsart (Tsrf. - Tonschiefer; sil. Tsfr. - siltiger Tonschiefer; Sandstn. - Sandstein; phyll. Silt - phyllitischer Silt), Verwitterungszustand (Bewertung von 1 bis 5: 1 - frisch bis 5 - stark verwittert), Detritusgehalt (Bewertung von 1 bis 5: 1 - keine detritischen Glimmer sichtbar bis 5 - viele makroskopische Glimmer), Gesamtqualität (1 - sehr gut; 2 - gut; 3 - mittel; 4 - schlecht; 5 - sehr schlecht).

**Südflügel:**

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
1	644275	3138950	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
2	645500	3139650	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
3	646613	3140025	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
4	647649	3139175	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
5	648075	3139450	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
6	647825	3138525	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
7	648700	3137825	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
8	648325	3137925	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
9	648350	3138175	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
10	651025	3138575	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
11	651675	3136625	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
12	650250	3137775	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
15	650650	3136925	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
16	649950	3136575	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
17	650175	3136550	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
18	650800	3136200	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
19	650950	3136000	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
20	651450	3134425	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	3
21	650975	3134675	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	3
22	650075	3135150	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
23	649475	3135550	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	4
24	649950	3135600	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
25	650350	3135875	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
26	650950	3136100	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
27	649875	3134800	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	3
28	650375	3134600	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	5	5
29	650550	3134175	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	3
30	649450	3134400	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
31	650600	3133600	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	5	5
34	648825	3133275	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	3
36	647025	3133025	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
39	648500	3132850	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	3
41	648675	3131550	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
42	648550	3131125	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
44	652300	3131850	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	5	4	5
45	653524	3132150	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
46	654300	3131600	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
48	656175	3131300	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
50	655675	3132250	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
51	655750	3132850	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	5
52	655925	3133275	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
53	654975	3133225	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	1
54	654250	3133525	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
55	653475	3133275	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
56	651300	3139075	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	1
57	651400	3139450	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	1
58	650650	3133175	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
59	649750	3133100	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	4
60	647925	3133750	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
61	645500	3133650	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
62	646275	3133450	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
63	647525	3132525	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
64	647400	3132350	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	1
65	651225	3132750	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
66	652225	3133150	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
67	650225	3138950	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
68	650575	3137100	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	2	3
69	650650	3127780	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	4
70	650450	3128325	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
71	650850	3128175	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
72	652275	3128175	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
73	652000	3130000	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	5	4
74	3131325	651550	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	5	5
75	650150	3134450	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
76	649750	3134350	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	5	5
77	649375	3134875	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
78	648475	3135650	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
79	649160	3135875	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
80	649550	3136100	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
81	649375	3140475	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
82	648850	3139790	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
83	650700	3139650	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
84	651050	3139925	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
85	652275	3139850	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
86	652400	3139450	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	3
87	651300	3137715	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	1
88	655625	3132725	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	2	3
89	655425	3132450	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
90	655025	3132375	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	4
91	654700	3132525	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
92	654425	3132675	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
93	654725	3131750	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	1
94	654525	3132175	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
95	654275	3132025	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
96	654725	3133200	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
97	654435	3133050	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	3
98	653880	3132950	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	5	5
99	653550	3132625	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
100	656300	3133305	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	2
101	656225	3132475	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	5	5
102	657225	3132250	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
103	657250	3131200	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	5	3
104	657075	3131525	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	5	3
105	659100	3131825	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	1	4	1
106	659675	3132250	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
107	659950	3132750	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
108	659975	3133300	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
109	659300	3133050	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	3
110	658700	3133250	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	4
111	653175	3132800	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	5	5
112	653575	3132460	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
113	655240	3132900	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	5	5
114	651500	3136550	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	1
115	651450	3136050	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
116	651475	3135425	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	3
117	650425	3135875	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
118	650550	3136100	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
119	650575	3135450	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	2
120	650625	3135200	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
121	650975	3133750	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	1
122	651425	3133525	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	5	3
123	651700	3133160	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
124	651800	3132850	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	4
125	651100	3133125	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
126	651750	3133810	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
127	650300	3133090	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	1

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
128	650530	3133075	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
129	651900	3131775	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	2	5
130	656775	3132750	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
131	657375	3132800	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	2
132	657575	3133500	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	2
133	656600	3130700	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	5	3
134	653600	3129325	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	2	3
135	654125	3130325	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
136	653300	3130925	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
137	653250	3131515	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
138	654515	3131225	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	3
139	654550	3129825	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
140	651125	3126800	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
141	649135	3128315	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
142	649850	3127250	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
143	649925	3126825	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	5
144	649275	3127125	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
145	648625	3127875	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
146	648450	3128500	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
147	648950	3125725	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
148	648325	3126550	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
149	647750	3127550	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	2	3
150	647750	3125450	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
151	647425	3125850	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
152	647375	3126275	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
153	647350	3126500	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
154	647425	3127175	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
155	647150	3126700	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
156	646800	3127400	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
157	646750	3127825	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	1	3	1
158	650430	3131900	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	2
159	650950	3131650	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	5
160	650525	3131185	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	5
161	651175	3130925	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	2	3
162	650750	3130950	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
163	651200	3130425	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	4
164	651575	3130025	MP	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	5	4	5
165	652725	3128975	MP	S-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	5	3	5
166	651850	3127950	MP	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	2	3
167	647450	3124375	MP	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	3
168	3127950	645875	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	4
169	644650	3126575	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
170	646025	3125275	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
171	645575	3125000	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
172	644275	3125125	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	4
173	644275	3124100	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	5	3	5
174	644700	3123475	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	5	4	5
175	639950	3121825	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
176	639135	3123375	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	1	2	1
177	638075	3122810	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	1	2	1
178	638350	3121850	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
179	636800	3121750	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
180	636525	3121150	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	5	5
181	634875	3121425	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
182	623600	3120100	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
183	623625	3120950	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	1
184	623900	3121535	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	3
185	625715	3122000	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
186	625525	3121075	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
187	625300	3120250	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
188	627850	3122675	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
189	627725	3122175	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	2
190	629825	3124225	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	5
191	630350	3123600	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	5
192	630150	3123250	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	4
193	630660	3123825	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	2
194	631050	3124100	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	3
195	631460	3124475	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	2
196	632625	3124875	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	4	3
197	632575	3125400	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
198	633350	3127175	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	2
199	632600	3126750	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
200	635175	3126575	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
201	635225	3128280	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	2
202	637425	3139930	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	3
203	638600	3130150	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
204	641050	3130850	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
205	641025	3131225	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
206	642680	3131650	P	N-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
207	641450	3134375	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
208	641900	3134340	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	2
209	642350	3134850	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	1
210	640100	3133950	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
211	638125	3132750	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	4
212	638510	3132525	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
213	639400	3135650	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	2
214	641255	3136300	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	5	3	4
215	641925	3136625	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
216	643100	3137050	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
217	641875	3137150	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
218	642300	3137900	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
219	643325	3138275	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
220	616850	3114700	M	S-M	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	4
221	619150	3115600	M	S-M	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	3	3
222	620500	3115775	M	S-M	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	3
223	620625	3116300	M	S-M	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
224	620600	3117050	M	S-M	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	5
225	620575	3117400	M	S-M	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
226	622650	3119550	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
227	623700	3118750	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	2
228	623375	3119475	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
229	625075	3119525	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	4	3
232	648125	3133850	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	sil. Tsfr.	4	3	4
233	648450	3133975	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	sil. Tsfr.	1	3	1
234	649050	3133825	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
235	649600	3133600	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	sil. Tsfr.	1	3	1
236	649925	3133600	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	Tsfr.	3	3	3
240	647625	3133875	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	sil. Tsfr.	4	3	3
241	648050	3133625	P	N-E	K <sub>3-4</sub>	sil. Tsfr.	2	2	1
242	609750	3113600	M	Z-M	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	4	4
243	603975	3113500	M	Z-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	1
244	603960	3113850	M	Z-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	3	1
245	603800	3114225	M	Z-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	3	3
246	603750	3114550	M	Z-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	4	3
247	603550	3114725	M	Z-M	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
248	603400	3115450	M	N-M	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
249	603385	3116100	M	N-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	3	3
250	603375	3116575	M	N-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	1
251	604125	3114950	M	N-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	3	3
252	605075	3116675	M	N-M	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
253	608150	3115325	M	Z-M	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
254	608250	3114850	M	Z-M	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
255	631625	3129035	St. P	St. P	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	1
256	631375	3129275	St. P	St. P	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	4	2	3
257	632225	3129750	St. P	St. P	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	1
258	633625	3128825	P	M-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	4	4
259	633550	3128250	P	M-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	1
260	632650	3126100	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	3	3	3
261	632420	3124285	P	N-E	K <sub>4b</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
262	633050	3123600	P	C-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
263	633500	3123025	P	C-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
264	634225	3120950	P	C-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	4	3	3



Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
265	624325	3122425	P	M-E	K <sub>5</sub>	Tsfr.	4	2	3
266	609625	3134175	M	Z-M	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	2	3
267	639300	3135160	P	M-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	1	1
268	639500	3134960	P	M-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	1	1
269	641250	3139450	P	C-E	K <sub>4</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
270	641100	3128625	P	C-E	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
271	640825	3124650	P	C-E	K <sub>3</sub>	Tsfr.	3	3	3
272	640375	3124275	P	C-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	3	3
273	640925	3123700	P	C-E	K <sub>5</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
274	623475	3117900	P	C-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	1
275	623850	3122130	P	M-E	K <sub>4a</sub>	Tsfr.	2	2	1
276	624900	3123650	P	M-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	4	3
277	625250	3125775	P	M-E	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
278	626950	3127100	Ve-E	Ve-E	K <sub>4</sub> -O <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
279	622800	3117675	P	C-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	3	4
280	623200	3117900	P	C-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	4	5
281	623325	3118000	P	C-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
F-001	653975	3134250	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	3	2
F-002	656060	3134825	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	4	1
F-003	656225	3135125	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-004	656500	3135375	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	1	2	1
F-005	656700	3135725	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	1	2	1
F-006	656725	3135950	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	4	1
F-007	656800	3136200	F	S-F	Visé	Tsfr.	2	3	1
F-008	656725	3136350	F	S-F	Visé	Tsfr.	4	3	5
F-009	656700	3136650	F	S-F	Visé	Tsfr.	5	3	5
F-010	656700	3136925	F	S-F	Visé	Löcher-Sfr	4	3	3
F-011	653750	3134475	MP	N-MP	Visé	Löcher-Sfr	4	2	3
F-012	653800	3134700	MP	N-MP	Visé	Löcher-Sfr	3	3	3
F-013	653775	3135225	MP	N-MP	Visé	sil. Tsfr.	3	3	3
F-014	653800	3135375	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-015	653300	3135350	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	4	3
F-016	653400	3135625	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-017	653750	3136125	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	4	3	4
F-018	655630	3136600	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	4	4	5
F-019	655700	3136675	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	4	4	5
F-020	655675	3136450	MP	N-MP	Visé	sil. Tsfr.	2	3	1
F-021	655375	3136475	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-022	655200	3136900	F	S-F	Visé	Tsfr.	4	4	4
F-023	655025	3136650	F	S-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-024	654175	3136550	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	3	4	3
F-025	654175	3136600	F	S-F	Visé	Tsfr.	4	4	5
F-026	654100	3136775	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-027	653850	3136500	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	1	2	1

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
F-028	657150	3136700	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-029	660970	3132050	MP	S-MP	Visé	sil. Tsfr.	3	3	4
F-030	661125	3132500	MP	S-MP	Visé	sil. Tsfr.	3	3	3
F-031	659400	3131125	MP	S-MP	Visé	sil. Tsfr.	3	4	3
F-032	659525	3131100	MP	S-MP	Visé	Tsfr.	2	4	3
F-033	659650	3131075	MP	S-MP	Visé	Tsfr.	2	4	3
F-034	661775	3133030	MP	S-MP	Visé	Tsfr.	2	4	3
F-035	661900	3133200	MP	S-MP	Visé	sil. Tsfr.	2	4	3
F-036	616800	3133750	MP	S-MP	Visé	Tsfr.	2	4	3
F-037	616675	3133900	MP	S-MP	Visé	Tsfr.	4	5	5
F-038	652900	3134460	F	S-F	Visé	sil. Tsfr.	3	3	3
F-039	652725	3135625	F	S-F	Visé	Tsfr.	4	4	4
F-040	653000	3135000	F	S-F	Visé	sil. Tsfr.	4	4	5
F-041	654700	3137225	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	3	1
F-042	655600	3137200	F	S-F	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-043	655175	3138700	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-044	654850	3137800	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-045	656965	3140020	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-046	656685	3140135	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-047	656560	3140020	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-048	656302	3139915	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	5	4
F-049	656050	3139715	F	N-F	Visé	Tsfr.	1	2	1
F-050	654315	3137450	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-051	655130	3139500	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-052	655780	3139485	F	N-F	Visé	Löcher-Sfr.	3	3	3
F-053	655510	3139175	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	2	2
F-054	655025	3139115	F	N-F	Visé	Löcher-Sfr.	2	2	1
F-055	653200	3137025	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	2	2
F-056	654010	3137220	F	S-F	Visé	Tsfr.	5	3	5
F-057	653550	3137166	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	2	1
F-058	654000	3137245	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-059	654570	3137240	F	S-F	Visé	Tsfr.	4	2	1
F-060	655195	3137405	F	N-F	Visé	Tsfr.	5	4	5
F-061	656472	3136355	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-062	656745	3136965	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-063	656795	3136700	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	4	2
F-064	655965	3136435	F	N-F	Visé	Tsfr.	5	3	5
F-065	656250	3135485	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-066	656512	3136670	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	1	4	2
F-067	656379	3136670	MP	N-MP	Visé	Tsfr.	2	4	2
F-068	656725	3136725	MP	N-F	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-069	653295	3137115	F	N-F	Visé	sil. Tsfr.	4	5	5
F-070	653388	3137185	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-071	654986	3138900	F	N-F	Visé	Tsfr.	5	3	5

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität
F-072	655115	3138685	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	3	3
F-073	655150	3138115	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-074	652780	3137585	F	N-F	Visé	sil. Tsfr.	2	2	1
F-075	654015	3137795	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	2	2
F-076	654100	3137998	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-077	654840	3137855	F	N-F	Visé	Tsfr.	3	2	1
F-078	655075	3137925	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	4	1
F-079	655055	3138460	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-080	656360	3137905	F	N-F	Visé	Tsfr.	4	3	3
F-081	654840	3137598	F	N-F	Visé	sil. Tsfr.	3	4	3
F-082	654195	3137405	F	N-F	Visé	sil. Tsfr.	3	2	1
BL07	648375	3136950	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL08	647725	3136375	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL09	647375	3136175	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL10	646925	3136175	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL11	648675	3137175	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL24	649475	3137575	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL25	648950	3137565	P	N-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL26	646600	3138850	P	M-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL27	645850	3138750	P	M-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL28	646100	3137600	P	M-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BL38	642450	3130700	P	C-E	K <sub>4b</sub>	Tsfr.	2	2	1
BR11	641970	3136450	P	M-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	2
BR13	646750	3127825	P	C-E	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	2	3	2
BR16	652375	3139675	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	2	1
MD11	653125	3137100	F	N-F	Visé	Tsfr.	2	2	1
020502	652350	3140425	PA	PA	Visé	Löcher-Sfr.	3	3	3
020503	652625	3140100	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
020504	652800	3140325	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
020505	652375	3140150	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
020506	652275	3139925	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	2	3	1
020507	652375	3139675	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
020508	652100	3139465	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
020509	651900	3139325	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
020510	651900	3139025	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	sil. Tsfr.	4	3	4
020513	656250	3138040	F	N-F	Visé	sil. Tsfr.	3	3	3
020533	661450	3134075	MP	S-MP	Visé	Feinsandstn.	3	4	4
020534	661750	3133725	MP	S-MP	Visé	Feinsandstn.	3	4	4
020535	662200	3134150	MP	S-MP	Visé	Feinsandstn.	3	4	4
020536	662200	3134150	MP	S-MP	Visé	Feinsandstn.	3	4	4
020537	663000	3133550	MP	S-MP	Visé	Feinsandstn.	3	4	4
020538	663350	3133000	MP	S-MP	Visé	Feinsandstn.	3	4	4
020573	650075	3140700	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
020574	648925	3140625	MP	N-MP	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3

**Nordflügel:**

Proben- name	Rechts- wert	Hoch- wert	Decken- einheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwit- terung	Detritus- anteil	Qualität.
IB01	660290	3151570	MdSG	MdSG	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
IB02	660450	3151280	MdSG	MdSG	K <sub>1</sub>	sandstn	4	4	5
IB03	660620	3151000	MdSG	MdSG	K <sub>1</sub>	Silt	4	4	5
IB04	661010	3151430	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	toniger Silt	3	4	5
IB05	661100	3151475	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	toniger Silt	2	3	3
IB06	661260	3151470	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	toniger Silt	2	3	3
IB07	661510	3151590	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	toniger Silt	3	4	4
IB08	662320	3151300	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	Silt	4	5	5
IB09	662680	3151230	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	Silt	4	5	5
IB10	663610	3150950	MdSG	MdSG	K <sub>3-4</sub>	toniger Silt	4	4	4
IB11	646490	3154860	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	2	2	2
IB12	647390	3155160	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	3	4	4
IB13	649800	3156520	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	4	5	5
IB14	650620	3156910	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	3	4	4
IB15	651540	3158140	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	2	2	2
IB16	652240	3158810	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	1	2	1
IB17	652830	3159740	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	toniger Silt	4	4	5
IB18	654410	3161640	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	4	4	5
IB19	654150	3161670	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
IB20	656090	3162530	MdL	Me-S	K <sub>3-4</sub>	Tsfr.	1	2	1
IB21	657120	3162880	MdL	Me-S	K <sub>4-6</sub>	toniger Silt	4	3	3
IB22	651580	3160850	MdL	Me-S	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	5	5
IB23	651490	3161460	MdL	Me-S	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
IB24	650740	3163170	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
IB25	650150	3162740	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	4	5	5
IB26	650260	3162730	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	1	2	1
IB27	649630	3162840	MdL	B-S	K <sub>3</sub>	Tsfr.	4	5	5
IB28	648620	3164190	MdL	MM-S	K <sub>3</sub>	Tsfr.	4	4	4
IB29	649260	3165500	MdL	MM-S	K <sub>4-6</sub>	toniger Silt	4	5	5
IB30	649010	3165570	MdL	MM-S	K <sub>4-6</sub>	sil. Tsfr.	3	4	3
IB31	648950	3165630	MdL	MM-S	K <sub>4-6</sub>	sil. Tsfr.	4	4	4
IB32	649290	3167810	MdL	MM-S	K <sub>4-6</sub>	Tsfr.	1	2	1
IB33	649360	3168430	MdL	MM-S	K <sub>3</sub>	sil. Tsfr.	5	3	5
IB34	649610	3169370	MdL	BV-S	K <sub>3</sub>	Tsfr.	4	3	4
IB35	647470	3166780	MdL	MM-S	K <sub>3</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
IB36	644400	3167870	MdL	BV-S	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	4	4
IB37	644370	3167940	MdL	BV-S	O <sub>1-2</sub>	phyll. Sfr	3	4	4
IB38	660240	3151600	MdSG	MdSG	K <sub>1</sub>	toniger Silt	2	4	4
IB39	660300	3151520	MdSG	MdSG	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
IB40	660360	3151720	MdSG	HM	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	2	4	5
IB41	660100	3151590	MdSG	HM	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
IB42	660030	3151620	MdSG	HM	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3

Anhang: Tabelle A

Probenname	Rechtswert	Hochwert	Deckeneinheit	tektonische Einheit	stratig. Alter	Gesteinsart	Verwitterung	Detritusanteil	Qualität.
IB43	647010	3152730	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	4	4
IB44	647900	3152610	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	toniger Silt	3	4	4
IB45	649200	3152430	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	4	3
IB46	650200	3152490	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	phyll. Silt	2	4	4
IB47	651110	3154050	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	2
IB48	652040	3154070	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	2
IB49	653030	3154220	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
IB50	653180	3154410	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	4	5	5
IB51	653930	3155530	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	toniger Silt	4	5	5
IB52	654500	3156800	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	3	3	3
IB53	655200	3157340	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	toniger Silt	3	4	3
IB54	655470	3157750	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	4	4	5
IB55	656590	3158460	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	2	3	2
IB56	656890	3159120	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
IB57	659450	3161420	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	2	3	3
IB58	660050	3162120	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	2	3
IB59	660750	3162540	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	4	4	4
IB60	661250	3163090	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	4	5	5
IB61	661850	3163450	MdL	Me-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	4	4
230	661200	3153125	MdL	G-B	Stephan	toniger Silt	3	3	3
231	662300	3153250	MdL	G-B	Stephan	Feinsandstn.	3	5	4
238	659975	3153600	MdL	G-B	Stephan	sil. Tonstein	3	3	3
239	659700	3153700	MdL	G-B	Stephan	sil. Tonstein	3	3	3
021004	655000	3152850	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	phyll. Silt	5	4	5
021005	653700	3152450	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	phyll. Silt	4	4	5
021006	653100	3152150	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	Silt	4	3	4
021007	652100	3152300	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	phyll. Silt	3	3	3
021008	648500	3152325	MdL	MC-E	K <sub>1</sub>	Silt	3	3	3
021009	657025	3154100	MdL	AM-S	K <sub>1</sub>	phyll. Silt	4	3	4
021010	646600	3158000	MdL	Me-S	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
021011	649200	3158850	MdL	Me-S	O <sub>1-2</sub>	Tsfr.	3	3	3
021012	648250	3167575	MdL	BV-S	K <sub>1</sub>	Silt	3	3	3
021013	649850	3162200	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Tsfr.	2	2	1
021014	649950	3161500	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	sil. Tsfr.	3	3	3
021015	649950	3160950	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Silt	2	3	1
021016	649900	3160650	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Silt	3	3	3
021017	649500	3160200	MdL	B-S	K <sub>1</sub>	Silt	3	3	3
050702	660525	3153775	MdL	AM-S	K <sub>1</sub>	Silt	4	4	4
050703	660700	3153900	MdL	AM-S	K <sub>1</sub>	Silt	4	4	4
050704	651625	3153250	MdL	G-B	Stephan	Silt	3	3	3
050705	651275	3153500	MdL	G-B	Stephan	Sandstn.	3	3	3
050706	651850	3153800	MdL	G-B	Stephan	Sandstn.	3	3	3
050707	651625	3153250	MdL	G-B	Stephan	sil. Tsfr.	3	3	3

**Tabelle B:**

Erläuterung: Qtz - Quarz, Ms/Il - Muskovit/Illit, Il/Sm - Illit/Smektit, Pg - Paragonit, Pg/Il - K/Na-Illit, Chl - Chlorit, Chl/Sm - Chlorit/Smektit, Kao - Kaolinit, Pyr - Pyrophyllit, Fsp - Feldspat (Albit), Cal - Kalzit, Akz. - akzessorische Minerale, Goe - Goethit, Hem - Hämatit, x - vorhanden, o - geringe Anteile vorhanden.

Südflügel:

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
1	x	x		x					o		
2	x	x				x			o		
3	x	x		x		x			o		
4	x	x				x			o		
5	x	x		x		x			o		
6	x	x				x			o		
7	x	x				x			o		
8	x	x				x			o		
9	x	x				x			o		
10	x	x			x	x			o		
11	x	x			x	x		Pyr			
12	x	x				x			o		
15	x	x			x	x		Pyr			
16	x	x				x					
17	x	x				x		Pyr			
18	x	x				x			o		
19	x	x				x			o		
20	x	x		x		x			o		
21	x	x				x			o		
22	x	x				o		Pyr			
23	x	x				x			o		
24	x	x			x	x		Pyr			
25	x	x			x	x		Pyr			
26	x	x				o					
27	x	x	x			x					
28	x	x				x			o		
29	x	x		x		x			o		
30	x	x				o			o		
31	x	x				o			o		
34	x	x				x			o		
36	x	x				x			o		
39	x	x				x			o		
41	x	x				x			o		
42	x	x				x			o		
44	x	x		x		x			o		
45	x	x	x		x	o			x		
46	x	x	x		x	x	x		x		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
48	x	x	x			x	x		o		
50	x	x	x			o	x		o		
51	x	x	x			x			x		
52	x	x	x			x	x		o		
53	x	x				x			o		
54	x	x				x			o		
55	x	x		x		x					
56	x	x		x	x	x			o		
57	x	x		x	x	x			o		
58	x	x	x			o			o		
59	x	x				x			o		
60	x	x				x			o		
61	x	x				x					
62	x	x				x			o		
63	x	x				x			o		
64	x	x		x		o			o		
65	x	x	x			x					
66	x	x		x		x					
67	x	x		x		x			o		
68	x	x		x		x			o		
69	x	x				x			o		
70	x	x		x		x					
71	x	x		x		x			o		
72	x	x	x			o			o		
73	x	x	x			x					
74	x	x				x			o		
75	x	x				x					
76	x	x				x			o		
77	x	x				x					
78	x	x				x			o		
79	x	x				x			o		
80	x	x				x					
81	x	x		x		x					
82	x	x		x		x					
83	x	x		x	x	x					
84	x	x		x		x					
85	x	x				x					
86	x	x		x		x			o		
87	x	x		x		x					
88	x	x				x			o		
89	x	x				x					
90	x	x			x	x					
91	x	x				x					
92	x	x				x					
93	x	x				x					

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
94	x	x	x			x					
95	x	x				x			o		
96	x	x				x			o		
97	x	x				x					
98	x	x		x		x			o		
99	x	x				o					
100	x	x		x		o			o		
101	x	x				o			o		
102	x	x				x			o		
103	x	x				o			o		
104	x	x				o			o		
105	x	x	x			x			o		
106	x	x	x			o			o		
107	x	x	x			x			o		
108	x	x	x			o			o		
109	x	x							o		
110	x	x							o		
111	x	x				x			o		
112	x	x				x			o		
113	x	x				x			x		
114	x	x			x	x					
115	x	x		x		x					
116	x	x		x	x	x					
117	x	x		x		x			x		
118	x	x			x	x					
119	x	x				x					
120	x	x		x		x					
121	x	x			x	x					
122	x	x		x		x			x		
123	x	x		x		x					
124	x	x		x		x					
125	x	x	x			x					
126	x	x				x			o		
127	x	x	x			x					
128	x	x	x			x					
129	x	x	x			o			o		
130	x	x				o			o		
131	x	x				o			o		
132	x	x		x		x					
133	x	x				o		Kaol			
134	x	x	x			o		Kaol			
135	x	x	x			o					
136	x	x	x			o					
137	x	x				x					
138	x	x	x			x					



Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
139	x	x	x						o		
140	x	x	x			o					
141	x	x		x		x					
142	x	x				x					
143	x	x					x				
144	x	x	x			o		Kaol			
145	x	x		x		x			o		
146	x	x				o			o		
147	x	x	x			x					
148	x	x				x					
149	x	x				o					
150	x	x	x			x					
151	x	x	x			x			o		
152	x	x				x					
153	x	x				x					
154	x	x		x		x			o		
155	x	x				x					
156	x	x				o			o		
157	x	x		x		x			o		
158	x	x				x			o		
159	x	x				x			o		
160	x	x				o			o		
161	x	x				o					
162	x	x				o			o		
163	x	x	x			o					
164	x	x				x					
165	x	x	x			o					
166	x	x	x			x					
167	x	x	x			o					
168	x	x				x					
169	x	x				x			o		
170	x	x	x			x					
171	x	x	x			x			o		
172	x	x				x					
173	x	x	x			x					
174	x	x				x			o		
175	x	x				x					
176	x	x				x			o		
177	x	x				x			o		
178	x	x				o			o		
179	x	x				x					
180	x	x				x			o		
181	x	x				x			o		
182	x	x		x		x					
183	x	x				x			o		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
184	x	x				o			o		
185	x	x				o			o		
186	x	x				x			o		
187	x	x				x			o		
188	x	x				x			o		
189	x	x				x			o		
190	x	x				x			o		
191	x	x				x					
192	x	x		x		x					
193	x	x		x		x			o		
194	x	x				x			o		
195	x	x				x			o		
196	x	x				x			o		
197	x	x				o			o		
198	x	x		x		x			o		
199	x	x				x			o		
200	x	x		x		x			o		
201	x	x				o					
202	x	x				x			o		
203	x	x				x			o		
204	x	x				o			o		
205	x	x		x		x			o		
206	x	x				x					
207	x	x				x			o		
208	x	x				x			o		
209	x	x				o			o		
210	x	x				x			o		
211	x	x				o			o		
212	x	x				x			o		
213	x	x		x		x			o		
214	x	x				x			o		
215	x	x		x		x			o		
216	x	x				x			o		
217	x	x		x		x			o		
218	x	x				x			o		
219	x	x		x		x			o		
220	x	x				x					
221	x	x	x			x					
222	x	x	x			x					
223	x	x				x					
224	x	x		x		x					
225	x	x		x		x			x		
226	x	x				x			o		
227	x	x		x		x			o		
228	x	x				x			o		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
229	x	x		x		x			o		
232	x	x				x			o		
233	x	x				x					
234	x	x				x			o		
235	x	x				x			o		
236	x	x				o			o		
240	x	x				x			o		
241	x	x				x			o		
242	x	x				x			o		
243	x	x				x			o		
244	x	x				x			x		
245	x	x				x			x		
246	x	x				x			x		
247	x	x				x	x		x		
248	x	x				x	x		o		
249	x	x				x			o		
250	x	x				x			o		
251	x	x				x			o		
252	x	x							o		
253	x	x				x			o		
254	x	x				x			o		
255	x	x				x			o		
256	x	x		x		x			o		
257	x	x		x		x			o		
258	x	x				x			x		
259	x	x				x			o		
260	x	x				o					
261	x	x				x			o		
262	x	x				x			x		
263	x	x				x	x		x		
264	x	x				x	x		o		
265	x	x				x			o		
266	x	x				x	x		o		
267	x	x				x			o		
268	x	x				x			o		
269	x	x				x			o		
270	x	x				x			o		
271	x	x				x			o		
272	x	x				o			o		
273	x	x				x			o		
274	x	x				o	x		o		
275	x	x				x			o		
276	x	x							o		
277	x	x				x			o		
278	x	x				x			o		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
279	x	x				x					
280	x	x				x					
281	x	x				x					
F-001	x	x		x		x			o		
F-002	x	x				x			o		
F-003	x	x				x			o		
F-004	x	x				x			o		
F-005	x	x				x			o		
F-006	x	x				x			o		
F-007	x	x				x			o		
F-008	x	x				x			o		
F-009	x	x				x			o		
F-010	x	x				x			o		
F-011	x	x				x			o		
F-012	x	x				o			o		
F-013	x	x				x			o		
F-014	x	x				x			o		
F-015	x	x				x			o		
F-016	x	x				x			o		
F-017	x	x				x			o		
F-018	x	x				x			o		
F-019	x	x				x			o		
F-020	x	x				x			o		
F-021	x	x				x			o		
F-022	x	x				x			o		
F-023	x	x				x			o		
F-024	x	x				x			o	x	
F-025	x	x				x			o		
F-026	x	x				x			o		
F-027	x	x				x			o		
F-028	x	x				x			o		
F-029	x	x	x								x
F-030	x	x				x	x		o	x	
F-031	x	x				x	x		o	x	
F-032	x	x	x			x	x		o	x	
F-033	x	x	x			x	x		o	x	
F-034	x	x				x	x		o	x	
F-035	x	x				x			o		
F-036	x	x				o	x		o	x	
F-037	x	x				o	x		o		
F-038	x	x		x		x			o		
F-039	x	x		x		x			o		
F-040	x	x		x		x			o	x	
F-041	x	x				x			o		
F-042	x	x				x			o		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
F-043	x	x				x			o		
F-044	x	x				x			o		
F-045	x	x				x			o		
F-046	x	x				x	x		o		
F-047	x	x				x	x		o		
F-048	x	x				x	x		o		
F-049	x	x				x			o		
F-050	x	x				x			o		
F-051	x	x				x			o		
F-052	x	x				o	x		o		
F-053	x	x				x			o		
F-054	x	x		x		o			o		
F-055	x	x				o	x		o		
F-056	x	x				o	x		o	x	
F-057	x	x				x			o		
F-058	x	x				o	x		o		
F-059	x	x				x			o		
F-060	x	x				x			o		
F-061	x	x				x			o		
F-062	x	x				o	x		o		
F-063	x	x				x			o		
F-064	x	x				x			o		
F-065	x	x				x			o		
F-066	x	x				x			o		
F-067	x	x				x	x		o		
F-068	x	x				x			o		
F-069	x	x				o			o		
F-070	x	x				x			o		
F-071	x	x				o	x		o		
F-072	x	x				x			o		
F-073	x	x				x			o		
F-074	x	x				x			o		
F-075	x	x				x			o		
F-076	x	x				x	x		o		
F-077	x	x				x			o		
F-078	x	x				x			o		
F-079	x	x				x			o		
F-080	x	x				x	x		o		
F-081	x	x				x			o		
F-082	x	x				o			o		
BL07	x	x				x	x		o		
BL08	x	x				x	x		o		
BL09	x	x				x	x		o		
BL10	x	x				x			o		
BL11	x	x				x			o		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
BL24	x	x				o			o		
BL25	x	x				x			o		
BL26	x	x				o	x		o		
BL27	x	x				x			o		
BL28	x	x				x			o		
BL38	x	x				x			o		
BR11	x	x		x		x					
BR13	x	x		x		x					
BR16	x	x		x		x					
MD11	x	x				x				x	
020502	x	x				o					
020503	x	x		x		x			x		
020504	x	x		x		o	x		x		
020505	x	x		x		x					
020506	x	x				x					
020507	x	x				x	x				
020508	x	x		x		x					
020509	x	x				x					
020510	x	x		x		o					
020533	x	x				x			o		
020534	x	x				o					
020535	x	x				x			o		
020536	x	x				x					
020537	x	x				o				x	
020538	x	x				x			o	x	
020573	x	x		x		o					
020574	x	x		x		x			o		

Nordflügel:

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
IB01	x	x				x			o		
IB02	x	x				x			o		
IB03	x	x				x			o		
IB04	x	x				x			x		
IB05	x	x				x			o		
IB06	x	x				x			x	o	
IB07	x	x				x			x	o	
IB08	x	x				x			x	o	
IB09	x	x				x			x	o	
IB10	x	x				x			o		
IB11	x	x				x			o	o	
IB12	x	x				x			x		
IB13	x	x				x			o	o	
IB14	x	x				x			o	o	Goe

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
IB15	x	x				x			o		
IB16	x	x				x					
IB17	x	x				x			o		Goe
IB18	x	x				x			o		
IB19	x	x				x	o		o		Goe
IB20	x	x				x				o	
IB21	x	x				x			x		
IB22	x	x		x		x			o		
IB23	x	x		o		x			o	o	
IB24	x	x				o	o		o		
IB25	x	x				x			o		
IB26	x	x				x			x		
IB27	x	x				x			o		
IB28	x	x				x			x		
IB29	x	x				x			o		
IB30	x	x				x			x	o	
IB31	x	x				x			x	o	
IB32	x	x				x			x		
IB33	x	x	o			x			o		
IB34	x	x	o								Goe
IB35	x	x				x			o		
IB36	x	x				o	o		o		
IB37	x	x		x					o		
IB38	x	x				x			o		
IB39	x			x					x		
IB40	x	x		o		x			o		
IB41	x	x		o		x			o		
IB42	x	x		o		x			o		
IB43	x	x		o					o		
IB44	x	x				x					
IB45	x	x				x	o		o		
IB46	x	x	o			x	o		x		Goe
IB47	x	x				x			o		
IB48	x	x				x			o		
IB49	x	x				x			o		
IB50	x	x				x			o		
IB51	x	x				x			x		
IB52	x	x				x			o		
IB53	x	x				x	o				
IB54	x	x				x			o		
IB55	x	x				x					
IB56	x	x				x			o		
IB57	x	x				x			o		
IB58	x	x				x			o		
IB59	x	x				x	o		o		

Anhang: Tabelle B

Probenname	Qtz	Ms/Il	Il/Sm	Pg	Pg/Il	Chl	Chl/Sm	Kao & Pyr	Fsp	Cal	Akz.
IB60	x	x				x			o		
IB61	x	x				x			o		
230	x	x							x		Hem
231											
238											
239											
021004	x	x				x			x		
021005	x	x				x	o		x		
021006	x	x	o			x	o		o		Goe
021007	x	x				x	o		o		Goe
021008	x	x				x					
021009	x	x				x			o		Goe
021010	x	x		x		x					
021011	x	x		x		x			o		Goe
021012	x	o					o		x		
021013	x	x				x	o		o		
021014	x	x							o		
021015	x	x							o	x	
021016	x	x				o					
021017	x	x				x			o		Goe
050702	x	x				x			x		
050703	x	x				x			x		
050704	x	x				x			x		
050705	x	x				x					
050706	x	x	x			o					
050707	x	x	o			o			x		



**Tabelle C:**

Erläuterung Südflügel: Probenname, verwendeter Standard (Kap. 2.1.1.7), KI (Kübler Index 10 Å-Peak; immer in  $\Delta^2 \Theta$ ), E-P-Fit - KI-Wert aus Einzel-Peak-Fit, Std. AW - Standardabweichung (in %), M-P-Fit - KI-Wert aus Multi-Peak-Fit, KIÄ (Kübler Index Äquivalent 5 Å-Peak; immer in  $\Delta^2 \Theta$ ), E-P-Fit - KIÄ-Wert aus Einzel-Peak-Fit, M-P-Fit - KIÄ-Wert aus Multi-Peak-Fit, Esquevin-Index

Nordflügel: Abkürzungen wie beim Südflügel, aber KI und KIÄ wurden durch direkte Messung ohne ein Peak-Fitting gemessen; n.b. - nicht bestimmt.

**Südflügel:**

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^2 \Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^2 \Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^2 \Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^2 \Theta$ )	Std. AW		
1	Std. 1	0,344	0,26%	0,315	1,09%	0,321	0,58%	0,319	0,69%	0,50	3,70%
2	Std. 1	0,265	3,74%			0,267	1,40%			0,54	0,41%
3	Std. 1	0,346	1,34%	0,335	1,34%	0,346	1,89%	0,350	1,55%	0,47	2,90%
4	Std. 1	0,844	1,47%			0,858	11,10%			0,47	35,99%
5	Std. 1	0,414	5,72%	0,382	5,23%	0,418	7,51%	0,391	5,65%	0,49	6,48%
6	Std. 1	0,300	2,42%			0,303	2,49%			0,51	3,10%
7	Std. 1	0,343	3,19%			0,348	4,05%			0,54	4,92%
8	Std. 1	0,329	7,52%			0,339	7,87%			0,55	3,72%
9	Std. 1	0,328	1,49%			0,345	2,56%			0,51	2,39%
10	Std. 1	0,330	1,11%			0,359	1,90%			0,49	6,05%
11	Std. 1	0,425	1,20%			0,458	2,05%			0,42	2,35%
12	Std. 1	0,402	2,03%			0,418	1,86%			0,53	6,35%
15	Std. 1	0,511	2,92%			0,551	3,20%			0,44	12,77%
16	Std. 1	0,543	1,96%			0,536	1,87%			0,45	13,01%
17	Std. 1	0,507	1,13%			0,567	2,64%			0,43	10,05%
18	Std. 1	0,380	1,80%			0,394	2,71%			0,57	1,87%
19	Std. 1	0,342	2,38%			0,363	0,51%			0,51	4,34%
20	Std. 1	0,483	1,57%	0,460	1,62%	0,522	9,09%	0,496	3,24%	0,41	5,78%
21	Std. 1	0,360	1,08%			0,398	1,72%			0,50	0,47%
22	Std. 1	0,548	1,90%			0,535	5,17%			0,43	3,40%
23	Std. 1	0,571	1,69%			0,535	7,57%			0,60	15,88%
24	Std. 1	0,581	7,44%			0,782	9,39%			0,50	12,43%
25	Std. 1	0,626	3,29%			0,874	5,86%			0,48	9,94%
26	Std. 1	0,643	4,59%			0,615	4,46%			0,46	13,49%
27	Std. 1	1,056	14,00%			0,748	23,58%			0,57	39,75%
28	Std. 1	0,533	1,56%			0,502	4,91%			0,47	19,01%
29	Std. 1	0,491	1,01%	0,476	1,08%	0,511	2,03%	0,512	2,20%	0,44	4,58%
30	Std. 1	0,455	1,69%			0,489	0,89%			0,52	6,91%
31	Std. 1	0,566	2,26%			0,567	2,38%			0,53	15,82%
34	Std. 1	0,358	4,74%			0,377	2,00%			0,54	4,33%
36	Std. 1	0,355	1,04%			0,369	1,55%			0,53	2,46%
39	Std. 1	0,398	1,57%			0,392	3,34%			0,60	5,99%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^2\Theta$ )	Std. AW		
41	Std. 1	0,448	1,52%			0,461	2,90%			0,49	7,53%
42	Std. 1	0,443	0,50%			0,433	1,82%			0,57	6,63%
44	Std. 1	0,735	0,78%			0,996	2,76%			0,58	5,75%
45	Std. 1	0,792	1,10%			1,009	2,41%			0,56	13,59%
46	Std. 1	0,749	6,69%			0,806	8,36%			0,90	3,94%
48	Std. 1	0,854	2,81%			0,759	11,05%			0,66	17,95%
50	Std. 1	0,754	4,96%			1,091	3,55%			0,71	2,81%
51	Std. 1	0,743	3,56%			0,639	0,18%			0,44	23,46%
52	Std. 1	0,471	0,00%	0,517	15,43%	0,445	0,00%	0,537	21,84%	0,60	0,00%
53	Std. 1	0,457	2,80%			0,461	0,70%			0,58	2,98%
54	Std. 1	0,581	16,45%			0,571	16,53%			0,72	48,90%
55	Std. 1	0,655	2,06%	0,536	2,09%	0,601	5,24%	0,594	7,32%	0,42	12,26%
56	Std. 1	0,411	2,15%	0,369	1,89%	0,386	3,87%	0,381	2,36%	0,48	1,21%
57	Std. 1	0,515	3,07%	0,439	1,54%	0,472	4,53%	0,467	6,38%	0,43	3,31%
58	Std. 1	0,613	0,81%			0,559	3,00%			0,67	1,31%
59	Std. 1	0,485	2,42%			0,493	2,51%			0,55	7,51%
60	Std. 1	0,353	3,42%			0,353	5,34%			0,50	3,11%
61	Std. 1	0,344	3,36%			0,358	5,48%			0,50	5,76%
62	Std. 1	0,330	2,82%			0,347	3,73%			0,52	1,62%
63	Std. 1	0,391	3,13%			0,394	2,91%			0,48	3,92%
64	Std. 1	0,409	1,45%	0,389	1,88%	0,394	0,47%	0,398	0,29%	0,47	0,58%
65	Std. 1	0,747	6,11%			0,778	16,98%			0,53	21,50%
66	Std. 1	0,633	1,50%	0,535	0,83%	0,664	5,50%	0,550	3,51%	0,41	12,33%
67	Std. 1	0,398	0,55%	0,362	1,05%	0,393	12,00%	0,383	2,62%	0,44	3,88%
69	Std. 1	0,809	1,40%			0,692	6,14%			0,49	14,73%
70	Std. 1	0,457	0,75%	0,448	1,00%	0,463	2,55%	0,485	2,96%	0,51	6,57%
71	Std. 1	0,541	2,38%	0,501	2,60%	0,493	9,76%	0,464	5,51%	0,45	10,35%
72	Std. 1	1,059	2,64%			0,788	5,01%			0,58	19,82%
73	Std. 1	1,514	9,05%			0,796	6,36%			0,72	34,55%
74	Std. 1	0,880	3,60%			0,813	15,12%			0,64	10,31%
75	Std. 1	0,711	2,83%			0,676	2,43%			0,45	12,48%
76	Std. 1	0,554	1,08%			0,523	3,66%			0,54	4,94%
77	Std. 1	0,549	5,59%			0,527	7,36%			0,47	5,46%
78	Std. 1	0,376	4,96%			0,381	4,87%			0,51	2,45%
79	Std. 1	0,469	3,16%			0,460	5,10%			0,51	1,69%
80	Std. 1	0,519	2,86%			0,526	1,82%			0,43	0,96%
81	Std. 1	0,357	9,49%	0,341	10,77%	0,349	11,38%	0,341	10,17%	0,48	2,94%
82	Std. 1	0,344	1,28%	0,325	3,52%	0,327	3,62%	0,331	3,44%	0,48	0,94%
83	Std. 1	0,453	1,29%	0,393	1,79%	0,394	9,02%	0,380	1,98%	0,45	5,33%
84	Std. 1	0,307	7,48%	0,309	7,06%	0,319	12,29%	0,320	11,99%	0,51	1,54%
85	Std. 1	0,285	0,94%			0,376	11,05%			0,43	11,28%
86	Std. 1	0,294	3,11%	0,296	3,51%	0,297	0,99%	0,298	1,31%	0,50	2,39%
87	Std. 1	0,334	3,38%	0,331	3,40%	0,327	2,09%	0,328	1,74%	0,49	3,30%
88	Std. 1	0,659	1,68%			0,670	4,96%			0,46	6,42%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
89	Std. 1	0,772	1,28%			0,851	10,96%			0,41	15,33%
90	Std. 1	0,797	4,43%			0,987	10,25%			0,35	10,93%
91	Std. 1	0,807	3,56%			0,838	5,80%			0,44	15,61%
92	Std. 1	0,813	3,49%			1,039	7,84%			0,40	17,93%
93	Std. 1	0,736	4,02%			0,847	7,69%			0,48	19,05%
94	Std. 1	0,876	9,68%			1,093	11,24%			0,60	23,05%
95	Std. 1	0,818	10,80%			0,838	11,31%			0,62	18,54%
96	Std. 1	0,627	8,79%			0,670	8,93%			0,52	8,62%
97	Std. 1	0,700	4,29%			0,746	16,34%			0,48	9,91%
98	Std. 1	0,299	4,95%	0,301	4,68%	0,311	4,96%	0,311	5,21%	0,48	2,75%
99	Std. 1	0,616	1,87%			0,617	1,43%			0,61	7,94%
100	Std. 1	0,677	2,75%	0,572	3,19%	0,699	15,19%	0,602	3,27%	0,60	17,12%
101	Std. 1	0,755	1,64%			0,660	5,63%			0,57	17,51%
102	Std. 1	0,712	2,31%			0,632	3,71%			0,52	10,58%
103	Std. 1	0,896	2,19%			0,739	3,70%			0,57	13,55%
104	Std. 1	0,775	2,11%			0,700	4,31%			0,61	3,08%
105	Std. 1	1,075	1,73%			1,108	1,78%			0,60	9,34%
106	Std. 1	1,077	5,69%			1,085	10,95%			0,56	17,85%
107	Std. 1	1,003	5,18%			1,186	16,55%			0,51	21,39%
108	Std. 1	1,194	2,76%			0,971	5,04%			0,64	11,55%
109	Std. 1	0,823	3,93%			0,739	1,92%			0,60	10,75%
110	Std. 1	0,754	1,51%			0,663	2,29%			0,57	8,31%
111	Std. 1	0,584	6,40%			0,598	9,04%			0,58	5,18%
112	Std. 1	0,753	2,95%			0,733	5,33%			0,52	10,14%
113	Std. 1	0,792	3,01%			0,782	4,31%			0,41	6,25%
114	Std. 1	0,572	8,32%			0,724	13,08%			0,40	5,21%
115	Std. 1	0,523	9,89%	0,462	9,57%	0,539	11,57%	0,532	12,29%	0,44	1,31%
116	Std. 1	0,538	7,01%	0,463	6,43%	0,508	10,11%	0,488	5,05%	0,40	3,95%
117	Std. 1	0,498	1,47%	0,455	3,85%	0,492	10,02%	0,470	1,50%	0,49	5,73%
118	Std. 1	0,567	1,49%			0,825	17,55%			0,47	3,40%
119	Std. 1	0,567	0,61%			0,689	7,39%			0,46	6,81%
120	Std. 1	0,499	0,84%	0,469	1,95%	0,457	2,39%	0,453	1,45%	0,46	3,32%
121	Std. 1	0,526	0,65%			0,568	2,81%			0,53	6,64%
122	Std. 1	0,588	2,93%	0,558	2,25%	0,543	4,02%	0,547	3,46%	0,49	11,35%
123	Std. 1	0,487	0,76%	0,470	1,44%	0,482	3,38%	0,485	3,18%	0,46	9,79%
124	Std. 1	0,701	2,70%	0,561	2,99%	0,637	0,21%	0,568	6,20%	0,42	14,01%
125	Std. 1	0,780	2,81%			0,834	4,51%			0,49	24,47%
126	Std. 1	0,406	1,98%			0,409	3,45%			0,56	5,58%
127	Std. 1	0,883	4,74%			0,828	9,83%			0,60	28,31%
128	Std. 1	0,786	5,74%			0,820	7,63%			0,57	20,89%
129	Std. 1	0,898	1,68%			0,897	8,64%			0,56	29,94%
130	Std. 1	0,646	1,22%			0,606	4,81%			0,53	16,90%
131	Std. 1	0,564	0,61%			0,564	4,36%			0,52	8,10%
132	Std. 1	0,728	4,45%	0,588	2,39%	1,045	7,14%	0,656	6,38%	0,38	22,68%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
133	Std. 1	0,875	2,15%			0,804	8,35%			0,42	25,83%
134	Std. 1	1,072	4,43%			0,778	3,05%			0,54	42,49%
135	Std. 1	1,082	7,26%			0,865	12,73%			0,49	52,58%
136	Std. 1	1,080	2,09%			1,163	18,50%			0,49	46,82%
137	Std. 1	0,842	4,22%			0,838	6,23%			0,48	23,88%
138	Std. 1	0,969	1,38%			1,004	1,91%			0,52	28,71%
139	Std. 1	1,024	1,12%			0,850	8,50%			0,51	18,48%
140	Std. 1	1,188	2,13%			0,928	11,35%			0,54	23,37%
141	Std. 1	0,491	5,47%	0,483	5,43%	0,483	7,93%	0,517	8,78%	0,50	6,03%
142	Std. 1	0,786	2,35%			0,659	3,66%			0,48	11,01%
143	Std. 1	0,796	2,23%			0,671	1,69%			0,52	14,58%
144	Std. 1	1,140	2,68%			0,903	2,77%			0,41	15,10%
145	Std. 1	0,544	1,21%	0,536	1,48%	0,520	5,45%	0,578	4,59%	0,51	11,09%
146	Std. 1	0,472	6,30%			0,498	8,04%			0,54	6,59%
147	Std. 1	0,844	6,23%			0,676	4,91%			0,62	17,71%
148	Std. 1	0,563	1,38%			0,541	2,11%			0,53	9,56%
149	Std. 1	0,678	2,02%			0,628	5,48%			0,62	9,03%
150	Std. 1	0,763	5,00%			0,679	4,70%			0,60	12,90%
151	Std. 1	0,856	6,42%			0,712	5,01%			0,76	15,48%
152	Std. 1	0,862	1,34%			0,713	2,91%			0,60	25,65%
153	Std. 1	0,827	1,23%			0,689	2,19%			0,49	4,13%
154	Std. 1	0,580	1,83%	0,552	2,18%	0,538	3,34%	0,538	2,83%	0,48	5,74%
155	Std. 1	0,806	1,91%			0,673	1,76%			0,53	7,37%
156	Std. 1	0,448	2,35%			0,445	4,43%			0,55	8,36%
157	Std. 1	0,446	3,36%	0,429	4,29%	0,424	1,32%	0,426	1,88%	0,47	5,91%
158	Std. 1	0,515	0,80%			0,505	5,89%			0,56	14,11%
159	Std. 1	0,606	2,73%			0,604	2,16%			0,49	8,85%
160	Std. 1	0,432	2,06%			0,444	4,78%			0,49	6,23%
161	Std. 1	0,493	0,54%			0,513	5,10%			0,53	10,85%
162	Std. 1	0,522	3,12%			0,509	4,38%			0,53	12,46%
163	Std. 1	0,959	3,05%			0,856	9,67%			0,58	24,27%
164	Std. 1	0,756	4,36%			0,694	2,97%			0,63	4,52%
165	Std. 1	0,989	3,23%			0,792	3,22%			0,81	3,43%
166	Std. 1	0,694	6,08%			0,797	13,53%			0,54	5,00%
167	Std. 1	0,982	1,25%			0,811	5,39%			0,80	8,21%
168	Std. 1	0,390	2,18%			0,400	5,15%			0,50	2,01%
169	Std. 1	0,477	2,50%			0,482	1,57%			0,51	3,50%
170	Std. 1	0,932	3,04%			0,787	2,27%			0,82	12,89%
171	Std. 1	1,014	7,90%			0,890	5,34%			0,53	43,68%
172	Std. 1	0,669	2,35%			0,587	4,26%			0,49	17,57%
173	Std. 1	1,041	7,18%			0,920	7,77%			0,88	8,37%
174	Std. 1	0,676	1,57%			0,636	2,87%			0,64	8,55%
175	Std. 1	0,495	2,32%			0,484	2,09%			0,58	3,48%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
176	Std. 1	0,427	2,32%			0,432	5,82%			0,53	8,19%
177	Std. 1	0,481	2,30%			0,496	2,67%			0,48	7,86%
178	Std. 1	0,421	1,31%			0,401	3,04%			0,48	6,28%
179	Std. 1	0,443	2,32%			0,440	2,18%			0,45	5,48%
180	Std. 1	0,475	0,56%			0,474	1,20%			0,48	10,23%
181	Std. 1	0,410	4,30%			0,412	3,15%			0,46	7,25%
182	Std. 1	0,631	1,62%	0,555	3,65%	0,616	11,56%	0,589	1,39%	0,45	15,86%
183	Std. 1	0,500	1,45%			0,503	3,34%			0,51	6,07%
184	Std. 1	0,430	1,46%			0,447	1,38%			0,51	3,08%
185	Std. 1	0,504	1,39%			0,514	1,79%			0,52	5,11%
186	Std. 1	0,586	1,99%			0,588	1,78%			0,47	8,30%
187	Std. 1	0,474	2,30%			0,477	1,58%			0,44	1,99%
188	Std. 1	0,428	1,40%			0,421	2,10%			0,53	1,95%
189	Std. 1	0,377	1,66%			0,393	4,17%			0,50	3,47%
190	Std. 1	0,346	0,85%			0,347	1,86%			0,53	1,45%
191	Std. 1	0,394	4,96%			0,378	3,72%			0,51	2,98%
192	Std. 1	0,461	2,84%	0,446	3,13%	0,436	1,38%	0,441	1,29%	0,45	1,04%
193	Std. 1	0,384	2,97%	0,374	2,56%	0,377	3,74%	0,380	3,26%	0,50	1,79%
194	Std. 1	0,371	7,17%			0,384	7,14%			0,54	2,23%
195	Std. 1	0,360	0,54%			0,381	7,30%			0,50	2,45%
196	Std. 1	0,358	2,99%			0,381	3,29%			0,49	3,55%
197	Std. 1	0,337	0,99%			0,341	2,97%			0,53	2,73%
198	Std. 1	0,508	2,09%	0,489	2,52%	0,502	4,70%	0,499	5,37%	0,48	12,25%
199	Std. 1	0,483	3,24%			0,497	4,68%			0,48	3,34%
200	Std. 1	0,358	3,60%	0,363	6,86%	0,358	3,08%	0,366	3,12%	0,47	3,43%
201	Std. 1	0,397	0,37%			0,408	2,56%			0,49	2,81%
202	Std. 1	0,344	2,05%			0,330	1,53%			0,56	1,29%
203	Std. 1	0,320	1,83%			0,327	2,31%			0,48	2,45%
204	Std. 1	0,324	0,28%			0,331	1,59%			0,52	0,16%
205	Std. 1	0,325	5,07%	0,318	4,78%	0,331	3,15%	0,336	3,53%	0,51	1,93%
206	Std. 1	0,319	2,67%			0,331	4,72%			0,54	0,93%
207	Std. 1	0,402	3,76%			0,417	7,95%			0,51	6,17%
208	Std. 1	0,385	5,21%			0,396	1,97%			0,51	1,54%
209	Std. 1	0,391	1,32%			0,384	7,21%			0,54	3,36%
210	Std. 1	0,345	1,47%			0,350	4,66%			0,53	1,76%
211	Std. 1	0,416	0,65%			0,415	3,27%			0,50	2,51%
212	Std. 1	0,435	2,39%			0,438	4,13%			0,48	1,85%
213	Std. 1	0,414	9,11%	0,368	9,32%	0,357	12,27%	0,358	11,89%	0,47	0,39%
214	Std. 1	0,295	0,66%			0,301	1,24%			0,53	1,43%
215	Std. 1	0,412	2,17%	0,365	0,81%	0,382	4,06%	0,384	3,99%	0,48	3,45%
216	Std. 1	0,270	1,90%			0,275	1,42%			0,52	5,22%
217	Std. 1	0,344	2,93%	0,322	1,59%	0,299	2,44%	0,305	1,28%	0,51	0,87%
218	Std. 1	0,267	1,29%			0,274	1,42%			0,50	2,19%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
219	Std. 1	0,406	0,19%	0,366	2,23%	0,375	4,70%	0,377	4,98%	0,48	1,66%
220	Std. 1	0,702	4,40%			0,620	2,01%			0,55	4,75%
221	Std. 1	0,798	2,53%			0,863	0,59%			0,59	9,85%
222	Std. 1	0,886	1,89%			0,756	4,63%			0,54	6,79%
223	Std. 1	0,634	4,17%			0,627	5,26%			0,49	7,35%
224	Std. 1	0,681	3,48%	0,546	3,09%	0,720	5,12%	0,573	4,78%	0,38	4,25%
225	Std. 1	0,544	4,22%	0,493	6,05%	0,517	4,34%	0,516	4,94%	0,43	4,40%
226	Std. 1	0,500	2,01%			0,479	3,51%			0,47	4,47%
227	Std. 1	0,527	1,24%	0,490	2,94%	0,516	8,59%	0,488	3,33%	0,44	3,45%
228	Std. 1	0,520	1,25%			0,517	1,55%			0,45	1,48%
229	Std. 1	0,548	1,64%	0,477	2,66%	0,537	8,44%	0,487	2,34%	0,36	1,72%
232	Std. 1	0,367	3,36%			0,360	3,90%			0,46	2,17%
233	Std. 1	0,426	3,44%			0,431	2,41%			0,47	3,01%
234	Std. 1	0,325	0,72%			0,345	1,38%			0,48	3,59%
235	Std. 1	0,514	2,81%			0,502	2,68%			0,55	4,46%
236	Std. 1	0,488	3,49%			0,506	0,85%			0,57	1,95%
240	Std. 1	0,382	3,05%			0,386	1,77%			0,49	3,40%
241	Std. 1	0,385	0,89%			0,374	3,96%			0,45	2,88%
242	Std. 2	0,402	1,75%			0,429	2,40%			0,58	1,07%
243	Std. 2	0,343	3,52%			0,380	1,11%			0,39	2,19%
244	Std. 2	0,325	2,17%			0,340	3,79%			0,45	7,34%
245	Std. 2	0,299	1,97%			0,329	3,16%			0,55	2,15%
246	Std. 2	0,296	5,81%			0,345	2,04%			0,58	5,23%
247	Std. 2	0,353	7,32%			0,367	5,00%			0,48	8,48%
248	Std. 2	0,340	1,53%			0,336	0,91%			0,40	2,07%
249	Std. 2	0,336	17,66%			0,373	23,91%			0,58	5,24%
250	Std. 2	0,275	1,66%			0,290	5,39%			0,57	10,92%
251	Std. 2	0,288	2,51%			0,294	2,39%			0,59	1,61%
252	Std. 2	0,328	1,86%			0,295	1,19%			0,36	3,91%
253	Std. 2	0,320	1,63%			0,479	2,45%			0,47	7,39%
254	Std. 2	0,274	2,67%								
255	Std. 2	0,304	1,07%			0,316	2,72%			0,60	1,23%
256	Std. 2	0,426	4,81%	0,387	6,96%	0,420	6,62%	0,512	5,22%	0,58	4,25%
257	Std. 2	0,356	1,32%	0,324	4,86%	0,346	1,02%	0,434	2,41%	0,59	1,97%
258	Std. 2	0,351	2,65%			0,378	0,93%			0,52	6,38%
259	Std. 2	0,325	1,80%			0,351	1,34%			0,53	5,55%
260	Std. 2	0,357	2,41%			0,382	1,10%			0,52	2,24%
261	Std. 2	0,315	1,13%			0,329	1,43%			0,42	3,33%
262	Std. 2	0,324	2,44%			0,370	9,07%			0,36	2,20%
263	Std. 2	0,314	1,31%								
264	Std. 2	0,384	2,29%			0,432	3,33%			0,51	5,23%
265	Std. 2	0,332	1,74%			0,359	2,01%			0,53	3,88%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
266	Std. 2	0,319	0,65%			0,333	2,90%			0,63	2,64%
267	Std. 2	0,291	2,49%			0,305	2,20%			0,58	3,86%
268	Std. 2	0,324	2,06%			0,348	4,45%			0,49	5,73%
269	Std. 2	0,317	3,12%			0,340	2,73%			0,59	3,76%
270	Std. 2	0,330	4,64%			0,340	5,94%			0,41	2,05%
271	Std. 2	0,321	3,58%			0,336	1,60%			0,54	3,75%
272	Std. 2	0,371	2,16%			0,402	7,11%			0,53	3,60%
273	Std. 2	0,318	2,69%			0,339	0,85%			0,55	4,16%
274	Std. 2	0,299	1,62%			0,335	4,56%			0,70	2,11%
275	Std. 2	0,385	1,88%			0,409	2,70%			0,49	2,17%
276	Std. 2	0,316	2,23%			0,339	2,08%			0,63	2,74%
277	Std. 2	0,308	2,22%			0,317	4,80%			0,46	2,74%
278	Std. 2	0,285	1,14%			0,302	2,51%			0,58	4,79%
279	Std. 3	0,310	0,60%			0,330	0,48%			0,70	2,79%
280	Std. 3	0,335	4,82%			0,366	4,87%			0,79	5,73%
281	Std. 3	0,316	1,32%			0,336	3,48%			0,72	2,24%
F-01	Std. 1	0,488	0,71%	0,455	2,54%	0,446	2,79%	0,453	2,42%	0,41	5,45%
F-02	Std. 1	0,339	4,29%			0,345	5,57%			0,51	2,34%
F-03	Std. 1	0,367	2,90%			0,361	3,36%			0,49	2,90%
F-04	Std. 1	0,370	1,03%			0,356	1,32%			0,49	1,53%
F-05	Std. 1	0,373	0,92%			0,350	4,07%			0,49	2,64%
F-06	Std. 1	0,382	2,01%			0,357	3,84%			0,51	2,76%
F-07	Std. 1	0,310	3,25%			0,336	8,55%			0,49	2,86%
F-08	Std. 1	0,318	2,66%			0,317	3,78%			0,52	1,43%
F-09	Std. 1	0,344	1,44%			0,339	5,18%			0,47	1,87%
F-10	Std. 1	0,311	2,55%			0,311	4,58%			0,53	1,57%
F-11	Std. 1	0,424	2,20%			0,393	4,23%			0,52	4,16%
F-12	Std. 1	0,329	1,47%			0,323	0,71%			0,52	4,70%
F-13	Std. 1	0,370	2,48%			0,374	2,86%			0,48	0,77%
F-14	Std. 1	0,345	9,76%			0,365	11,57%			0,54	1,81%
F-15	Std. 1	0,338	0,44%			0,344	3,11%			0,52	2,49%
F-16	Std. 1	0,332	4,46%			0,315	0,00%			0,60	11,59%
F-17	Std. 1	0,327	1,25%			0,323	1,68%			0,55	1,61%
F-18	Std. 1	0,338	7,70%			0,344	7,69%			0,53	3,84%
F-19	Std. 1	0,325	7,76%			0,337	7,57%			0,52	0,94%
F-20	Std. 1	0,335	9,62%			0,337	12,40%			0,54	2,94%
F-21	Std. 1	0,353	7,42%			0,375	11,60%			0,49	1,27%
F-22	Std. 1	0,339	6,90%			0,343	8,66%			0,52	2,37%
F-23	Std. 1	0,330	2,59%			0,341	1,59%			0,52	0,98%
F-24	Std. 1	0,360	3,18%			0,364	3,84%			0,50	3,33%
F-25	Std. 1	0,291	3,57%			0,303	3,56%			0,51	1,57%
F-26	Std. 1	0,328	11,50%			0,342	12,02%			0,54	4,10%
F-27	Std. 1	0,323	2,32%			0,337	5,92%			0,51	1,08%

Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
F-28	Std. 1	0,314	5,77%			0,327	2,64%			0,54	2,04%
F-29	Std. 1	0,716	3,15%			0,564	5,10%			0,92	1,50%
F-30	Std. 1	0,557	5,27%			0,539	3,79%			0,63	4,89%
F-31	Std. 1	0,693	3,91%			0,608	2,22%			0,75	3,94%
F-32	Std. 1	0,633	3,51%			0,593	5,95%			0,71	3,73%
F-33	Std. 1	0,634	1,54%			0,592	9,95%			0,77	7,15%
F-34	Std. 1	0,512	1,37%			0,479	0,90%			0,68	2,53%
F-35	Std. 1	0,499	1,16%			0,459	0,94%			0,68	2,08%
F-36	Std. 1	0,491	1,67%			0,490	5,07%			0,62	3,34%
F-37	Std. 1	0,538	1,31%			0,491	1,44%			0,73	1,81%
F-38	Std. 1	0,469	6,35%	0,421	4,23%	0,421	10,39%	0,424	2,65%	0,53	7,79%
F-39	Std. 1	0,523	3,95%	0,446	1,86%	0,487	8,52%	0,462	1,03%	0,59	5,92%
F-40	Std. 1	0,418	0,82%	0,393	1,60%	0,385	1,08%	0,392	2,28%	0,56	2,12%
F-41	Std. 1	0,298	0,90%			0,378	24,75%			0,40	36,96%
F-42	Std. 1	0,311	4,49%			0,324	4,12%			0,55	1,77%
F-43	Std. 1	0,298	2,19%			0,303	1,84%			0,56	2,92%
F-44	Std. 1	0,300	3,27%			0,308	5,17%			0,54	1,27%
F-45	Std. 2	0,331	2,46%			0,344	1,23%			0,62	3,07%
F-46	Std. 2	0,313	1,50%			0,339	1,55%			0,62	0,99%
F-47	Std. 2	0,321	2,11%			0,357	1,42%			0,61	2,26%
F-48	Std. 2	0,331	0,86%			0,353	1,18%			0,59	0,56%
F-49	Std. 2	0,335	1,18%			0,361	3,23%			0,58	2,53%
F-50	Std. 2	0,334	1,17%			0,355	1,62%			0,60	4,68%
F-51	Std. 2	0,362	2,97%			0,379	3,01%			0,59	2,46%
F-52	Std. 2	0,378	3,54%			0,406	8,12%			0,46	3,74%
F-53	Std. 2	0,308	1,49%			0,341	2,28%			0,64	2,20%
F-54	Std. 2	0,372	1,37%	0,346	5,70%	0,376	2,22%	0,450	1,68%	0,58	1,89%
F-55	Std. 2	0,342	1,06%			0,383	3,74%			0,63	2,08%
F-56	Std. 2	0,319	1,47%			0,347	1,91%			0,57	0,97%
F-57	Std. 2	0,334	2,30%			0,367	4,25%			0,60	2,71%
F-58	Std. 2	0,329	0,77%			0,370	1,92%			0,62	3,60%
F-59	Std. 2	0,329	1,71%			0,354	1,77%			0,59	2,30%
F-60	Std. 2	0,335	1,52%			0,367	2,07%			0,59	1,69%
F-61	Std. 2	0,362	0,82%			0,396	1,41%			0,56	1,88%
F-62	Std. 2	0,322	2,35%			0,362	2,07%			0,58	1,35%
F-63	Std. 2	0,365	2,69%			0,396	0,73%			0,57	1,05%
F-64	Std. 2	0,391	1,00%			0,422	2,84%			0,57	3,38%
F-65	Std. 2	0,368	1,16%			0,401	2,99%			0,57	5,41%
F-66	Std. 2	0,369	1,34%			0,385	1,43%			0,55	5,36%
F-67	Std. 2	0,355	1,38%			0,389	0,89%			0,60	1,64%
F-68	Std. 2	0,334	2,30%			0,369	5,15%			0,59	5,95%
F-69	Std. 2	0,345	1,74%			0,376	0,52%			0,61	2,33%
F-70	Std. 2	0,362	0,84%			0,378	0,54%			0,58	2,90%



Anhang: Tabelle C

Probenname	Standard	KI (10 Å-Peak)		KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	M-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
F-71	Std. 2	0,319	0,79%			0,365	1,05%			0,60	0,97%
F-72	Std. 2	0,333	4,94%			0,366	3,34%			0,61	2,25%
F-73	Std. 2	0,333	2,07%			0,365	1,98%			0,59	1,02%
F-74	Std. 2	0,329	1,10%			0,354	0,86%			0,60	1,08%
F-75	Std. 2	0,336	0,91%			0,366	0,32%			0,59	1,49%
F-76	Std. 2	0,340	0,69%			0,374	2,44%			0,58	1,61%
F-77	Std. 2	0,345	2,66%			0,357	3,51%			0,63	1,51%
F-78	Std. 2	0,328	0,80%			0,361	1,16%			0,59	2,56%
F-79	Std. 2	0,330	2,39%			0,370	2,30%			0,59	2,70%
F-80	Std. 2	0,329	1,73%			0,352	1,97%			0,59	3,55%
F-81	Std. 2	0,343	2,81%			0,368	2,44%			0,57	0,92%
F-82	Std. 2	0,348	2,28%			0,377	2,86%			0,57	2,61%
BL007	Std. 2	0,368	3,87%			0,374	2,36%			0,58	2,38%
BL008	Std. 2	0,384	0,41%			0,406	2,80%			0,49	1,83%
BL009	Std. 2	0,416	0,32%			0,431	2,09%			0,50	2,10%
BL010	Std. 2	0,369	2,15%			0,396	1,93%			0,56	2,41%
BL011	Std. 2	0,358	1,92%			0,387	1,28%			0,53	2,14%
BL024	Std. 2	0,410	1,53%			0,439	2,65%			0,39	3,60%
BL025	Std. 2	0,352	0,49%			0,375	3,06%			0,55	1,53%
BL026	Std. 2	0,347	1,73%			0,361	2,87%			0,38	2,47%
BL027	Std. 2	0,326	1,90%			0,339	2,24%			0,49	1,87%
BL028	Std. 2	0,367	1,55%			0,385	1,05%			0,57	1,30%
BL038	Std. 2	0,351	2,30%			0,355	4,25%			0,53	3,59%
BR11	Std. 2	0,387	2,41%	0,352	1,90%	0,388	10,39%	0,436	7,04%	0,55	3,28%
BR13	Std. 2	0,432	1,75%	0,422	2,16%	0,507	8,13%	0,538	4,29%	0,54	3,07%
BR16	Std. 2	0,372	2,15%	0,339	2,85%	0,372	2,01%	0,446	3,37%	0,57	4,05%
MD11	Std. 3	0,339	1,65%			0,355	0,85%			0,64	3,73%
020503	Std. 3	0,376	1,22%	0,353	3,93%	0,469	1,31%	0,476	3,28%	0,59	0,99%
020504	Std. 3	0,346	3,28%	0,328	3,38%	0,380	5,86%	0,445	4,45%	0,65	3,11%
020505	Std. 3	0,381	5,38%	0,348	4,77%	0,398	6,48%	0,460	7,85%	0,62	11,85%
020506	Std. 3	0,336	0,16%			0,367	4,53%			0,64	2,94%
020507	Std. 3	0,333	3,41%			0,347	1,52%			0,60	4,16%
020509	Std. 3	0,364	3,31%			0,387	7,08%			0,68	2,54%
020510	Std. 3	0,349	3,88%	0,324	4,60%	0,376	3,13%	0,395	4,22%	0,59	4,99%
020533	Std. 3	0,476	1,66%			0,612	7,30%			0,59	6,75%
020534	Std. 3	0,493	1,74%			0,594	8,96%			0,71	3,74%
020535	Std. 3	0,367	0,38%			0,435	8,05%			0,59	3,74%
020536	Std. 3	0,476	1,51%			0,536	3,03%			0,55	2,34%
020537	Std. 3	0,596	4,14%			0,588	5,61%			0,76	8,67%
020538	Std. 3	0,585	0,89%			0,618	7,42%			0,81	1,26%
020573	Std. 3	0,417	1,22%	0,346	2,68%	0,469	1,12%	0,479	0,78%	0,61	3,44%
020574	Std. 3	0,493	5,84%	0,354	2,04%	0,480	4,02%	0,479	4,31%	0,57	5,85%

**Nordflügel:**

Proben-name	Stan-dard	KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
IB01	Std. 4	0,288	1,76%	0,250	2,60%	0,45	1,92%
IB02	Std. 4	0,306	4,64%	0,294	6,16%	0,51	1,11%
IB03	Std. 4	0,266	3,12%	0,254	2,49%	0,57	3,45%
IB04	Std. 4	0,255	2,82%	0,243	4,52%	0,55	3,43%
IB05	Std. 4	0,284	5,24%	0,273	15,14%	0,50	4,12%
IB06	Std. 4	0,270	5,63%	0,228	8,49%	0,58	3,63%
IB07	Std. 4	0,293	10,24%	0,279	12,67%	0,51	10,38%
IB08	Std. 4	0,312	3,43%	0,295	11,91%	0,46	6,40%
IB09	Std. 4	0,327	6,76%	0,279	6,45%	0,41	5,47%
IB10	Std. 4	0,271	2,14%	0,268	5,12%	0,71	2,71%
IB11	Std. 4	0,297	2,69%	0,304	4,35%	0,67	3,44%
IB12	Std. 4	0,355	6,92%	0,355	7,98%	0,59	2,58%
IB13	Std. 4	0,324	5,36%	0,319	4,49%	0,62	11,82%
IB14	Std. 4	0,349	7,24%	0,380	2,34%	0,56	3,22%
IB15	Std. 4	0,329	2,24%	0,342	5,45%	0,55	2,79%
IB16	Std. 4	0,305	4,88%	0,332	5,16%	0,57	6,55%
IB17	Std. 4	0,341	4,33%	0,343	7,93%	0,59	4,50%
IB18	Std. 4	0,294	1,07%	0,291	2,76%	0,60	2,69%
IB19	Std. 4	0,319	2,72%	0,312	2,56%	0,61	1,64%
IB20	Std. 4	0,330	2,18%	0,311	2,93%	0,50	2,83%
IB21	Std. 4	0,308	1,28%	0,321	6,89%	0,58	1,79%
IB22	Std. 4	0,430	4,04%	0,442	6,40%	0,57	4,37%
IB23	Std. 4	0,437	2,39%	0,476	3,14%	0,56	3,40%
IB24	Std. 4	0,319	3,98%	0,327	4,83%	0,52	3,10%
IB25	Std. 4	0,287	1,29%	0,278	3,12%	0,57	2,91%
IB26	Std. 4	0,317	3,15%	0,296	3,41%	0,53	4,02%
IB27	Std. 4	0,283	1,63%	0,260	6,38%	0,60	4,08%
IB28	Std. 4	0,260	6,76%	0,237	4,03%	0,65	6,74%
IB29	Std. 4	0,245	2,16%	0,237	2,14%	0,53	2,29%
IB30	Std. 4	0,252	2,55%	0,249	4,13%	0,67	4,65%
IB31	Std. 4	0,263	5,20%	0,236	6,90%	0,69	2,74%
IB32	Std. 4	0,293	4,28%	0,278	3,28%	0,59	4,31%
IB33	Std. 4	0,290	5,00%	0,281	8,33%	0,60	2,26%
IB34	Std. 4	0,304	3,40%	0,315	3,10%	0,62	2,89%
IB35	Std. 4	0,308	2,60%	0,275	8,53%	0,54	3,74%
IB36	Std. 4	0,315	1,09%	0,303	1,20%	0,70	1,06%
IB37	Std. 4	0,391	4,55%	0,328	3,69%	0,55	2,78%
IB38	Std. 4	0,286	3,14%	0,273	3,75%	0,61	4,85%
IB39	Std. 4	0,294	0,78%	0,273	2,41%	0,47	2,64%
IB40	Std. 4	0,293	0,84%	0,296	2,00%	0,67	2,86%
IB41	Std. 4	0,283	2,19%	0,278	1,66%	0,65	2,78%
IB42	Std. 4	0,288	2,07%	0,280	2,66%	0,64	2,67%
IB43	Std. 4	0,349	4,14%	0,314	2,63%	0,51	2,82%

Anhang: Tabelle C

Proben-name	Stan-dard	KI (10 Å-Peak)		KIÄ (5 Å-Peak)		Esquevin-Index	E-Index Std. AW
		( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
IB44	Std. 4	0,356	3,39%	0,321	5,67%	0,58	6,81%
IB45	Std. 4	0,291	3,46%	0,302	4,95%	0,64	2,67%
IB46	Std. 4	0,435	3,93%	0,221	96,14%	0,52	67,72%
IB47	Std. 4	0,279	4,22%	0,266	9,93%	0,60	6,00%
IB48	Std. 4	0,265	4,48%	0,245	3,36%	0,62	6,31%
IB49	Std. 4	0,265	5,81%	0,261	12,04%	0,64	6,84%
IB50	Std. 4	0,307	4,25%	0,291	8,51%	0,56	3,76%
IB51	Std. 4	0,297	3,97%	0,283	6,45%	0,58	4,51%
IB52	Std. 4	0,257	4,56%	0,252	3,41%	0,70	3,05%
IB53	Std. 4	0,321	3,63%	0,282	9,66%	0,60	1,64%
IB54	Std. 4	0,259	2,98%	0,250	4,20%	0,64	4,37%
IB55	Std. 4	0,254	4,08%	0,260	6,95%	0,59	0,49%
IB56	Std. 4	0,258	2,40%	0,262	3,74%	0,58	5,20%
IB57	Std. 4	0,264	6,50%	0,267	17,55%	0,63	7,53%
IB58	Std. 4	0,275	4,14%	0,242	4,97%	0,62	6,04%
IB59	Std. 4	0,288	1,40%	0,261	2,52%	0,58	2,12%
IB60	Std. 4	0,286	1,54%	0,276	3,91%	0,62	4,26%
IB61	Std. 4	0,278	2,97%	0,291	5,54%	0,59	6,74%
IB62	Std. 4	0,270	6,30%	0,256	6,58%	0,56	7,03%
230	Std. 5	0,561	2,18%	0,565	3,43%	0,42	4,34%
231	Std. 5	0,866	8,56%	0,599	3,28%	0,50	7,89%
238	Std. 5	0,728	1,25%	0,666	1,51%	0,47	16,37%
239	Std. 5	0,719	8,45%	0,594	4,68%	0,48	7,73%
021004	Std. 5	0,445	5,37%	0,437	3,59%	0,62	5,37%
021005	Std. 5	0,340	2,67%	0,393	6,74%	0,53	4,05%
021006	Std. 5	0,732	8,94%	0,586	2,45%	1,04	4,41%
021007	Std. 5	0,327	7,82%	0,317	12,90%	0,53	8,12%
021008	Std. 5	0,314	1,16%	0,335	3,71%	0,53	2,15%
021009	Std. 5	0,368	2,73%	0,397	1,20%	0,60	2,61%
021010	Std. 5	0,513	4,57%	0,526	1,54%	0,55	1,34%
021011	Std. 5	0,467	6,40%	0,461	7,16%	0,56	1,48%
021012	Std. 5	0,280	1,85%	0,289	1,48%	0,52	1,43%
021013	Std. 5	0,380	7,82%	0,382	10,92%	0,49	2,62%
021014	Std. 5	0,352	1,60%	0,382	2,49%	0,53	3,40%
021015	Std. 5	0,369	3,00%	0,417	2,35%	0,46	2,99%
021016	Std. 5	0,375	2,04%	0,388	2,13%	0,54	2,62%
021017	Std. 5	0,384	1,33%	0,379	2,23%	0,44	1,80%
050702	Std. 5	0,401	3,82%	n.b.		n.b.	
050703	Std. 5	0,351	1,28%	n.b.		n.b.	
050704	Std. 5	0,448	2,69%	n.b.		n.b.	
050705	Std. 5	0,443	4,17%	n.b.		n.b.	
050706	Std. 5	1,381	12,00%	n.b.		n.b.	
050707	Std. 5	0,936	1,12%	n.b.		n.b.	

**Tabelle D:**

Erläuterung Südflügel: Probenname, verwendeter Standard (Kap. 2.1.2.4),  $\text{AI}$  ( $\text{Árkai Index } 7 \text{ \AA-Peak}$ ; immer in  $\Delta^2 \Theta$ ), E-P-Fit -  $\text{AI}$ -Wert aus Einzel-Peak-Fit, Std. AW - Standardabweichung (in %),  $\text{AI}\ddot{\text{A}}$  ( $\text{Árkai Index \ddot{A}quivalent } 14 \text{ \AA-Peak}$ ; immer in  $\Delta^2 \Theta$ ), E-P-Fit -  $\text{AI}\ddot{\text{A}}$ -Wert aus Einzel-Peak-Fit, Chlorit-Index, n.b. - nicht bestimmt.

Nordflügel: Abkürzungen wie beim Südflügel, aber  $\text{AI}$  und  $\text{AI}\ddot{\text{A}}$  wurden durch direkte Messung ohne ein Peak-Fitting gemessen.

Proben, bei denen keine Messung vorgenommen wurde, zeigten zu geringe Peak-Intensitäten.

**Südflügel:**

Proben-name	Stan-dard	$\text{AI}$ (7 $\text{\AA}$ -Peak)		$\text{AI}\ddot{\text{A}}$ (14 $\text{\AA}$ -Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^2 \Theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^2 \Theta$ )	Std. AW		
1	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
2	Std. 1	0,237	2,81%	0,242	1,76%	0,25	3,22%
3	Std. 1	0,270	3,55%	0,272	4,15%	0,23	4,64%
4	Std. 1	0,548	2,50%	0,493	2,34%	0,64	7,36%
5	Std. 1	0,265	3,99%	0,277	2,08%	0,22	2,61%
6	Std. 1	0,289	1,70%	0,284	4,74%	0,43	4,59%
7	Std. 1	0,278	1,36%	0,298	5,86%	0,24	5,66%
8	Std. 1	0,280	6,72%	0,286	5,07%	0,29	4,48%
9	Std. 1	0,261	1,68%	0,274	1,12%	0,22	1,99%
10	Std. 1	0,250	0,49%	0,254	3,24%	0,25	4,06%
11	Std. 1	0,270	1,03%	0,276	1,42%	0,24	1,84%
12	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
15	Std. 1	0,279	2,89%	0,289	2,64%	0,20	1,44%
16	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
17	Std. 1	0,301	1,44%	0,318	2,91%	0,27	3,68%
18	Std. 1	0,272	2,24%	0,276	4,95%	0,30	7,23%
19	Std. 1	0,273	1,98%	0,263	4,45%	0,44	5,42%
20	Std. 1	0,278	1,57%	0,305	2,14%	0,31	1,40%
21	Std. 1	0,266	1,19%	0,268	1,62%	0,25	3,50%
22	Std. 1	0,301	0,57%	0,342	2,87%	0,12	1,78%
23	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
24	Std. 1	0,392	0,78%	0,440	3,18%	0,31	4,04%
25	Std. 1	0,329	0,98%	0,356	3,09%	0,16	6,47%
26	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
27	Std. 1	0,378	4,00%	0,427	3,23%	0,23	3,31%
28	Std. 1	0,342	0,54%	0,379	5,46%	0,13	7,50%
29	Std. 1	0,271	1,10%	0,290	2,45%	0,24	3,54%
30	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
31	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
34	Std. 1	0,324	1,85%	0,337	5,01%	0,34	3,06%
36	Std. 1	0,314	0,49%	0,342	1,01%	0,22	1,91%
39	Std. 1	0,285	0,54%	0,299	3,34%	0,22	1,33%

Anhang: Tabelle D

Proben-name	Standard	Al (7 Å-Peak)		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit (Δ°2θ)	Std. AW	E-P-Fit (Δ°2θ)	Std. AW		
41	Std. 1	0,334	1,25%	0,375	1,66%	0,24	1,69%
42	Std. 1	0,348	0,76%	0,396	3,71%	0,27	4,06%
44	Std. 1	0,308	1,14%	0,333	3,17%	0,22	6,18%
45	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
46	Std. 1	0,487	5,08%	0,452	5,14%	0,47	9,44%
48	Std. 1	0,493	3,65%	0,486	9,15%	0,51	3,58%
50	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
51	Std. 1	0,395	18,09%	0,425	13,46%	0,44	114,50%
52	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
53	Std. 1	0,319	5,31%	0,337	3,04%	0,25	4,53%
54	Std. 1	0,368	17,37%	0,386	8,52%	0,20	68,30%
55	Std. 1	0,333	14,10%	0,401	3,58%	0,37	13,75%
56	Std. 1	0,281	13,30%	0,261	1,37%	0,28	11,09%
57	Std. 1	0,384	37,66%	0,305	3,32%	0,59	116,60%
58	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
59	Std. 1	0,335	7,54%	0,381	11,72%	0,32	7,40%
60	Std. 1	0,308	7,03%	0,319	9,73%	0,35	31,82%
61	Std. 1	0,346	4,03%	0,340	6,92%	0,46	24,79%
62	Std. 1	0,320	0,73%	0,344	5,31%	0,26	4,52%
63	Std. 1	0,388	3,28%	0,418	2,98%	0,40	15,45%
64	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
65	Std. 1	0,339	0,00%	0,369	0,29%	0,24	18,15%
66	Std. 1	0,314	12,44%	0,391	2,83%	0,25	3,34%
67	Std. 1	0,253	0,72%	0,259	0,98%	0,27	2,50%
69	Std. 1	0,383	2,63%	0,410	5,72%	0,44	5,05%
70	Std. 1	0,362	2,26%	0,392	4,63%	0,28	4,57%
71	Std. 1	0,377	4,38%	0,402	4,45%	0,37	5,10%
72	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
73	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
74	Std. 1	0,450	3,41%	0,441	5,46%	0,72	4,42%
75	Std. 1	0,394	0,89%	0,390	1,59%	0,35	4,38%
76	Std. 1	0,313	1,36%	0,373	4,50%	0,19	1,40%
77	Std. 1	0,371	8,75%	0,395	4,29%	0,26	2,77%
78	Std. 1	0,335	3,49%	0,368	4,36%	0,33	2,23%
79	Std. 1	0,349	3,31%	0,388	4,36%	0,31	1,15%
80	Std. 1	0,388	2,47%	0,399	2,52%	0,33	5,87%
81	Std. 1	0,271	8,89%	0,270	9,07%	0,27	2,75%
82	Std. 1	0,272	2,78%	0,272	5,96%	0,25	4,20%
83	Std. 1	0,280	0,80%	0,286	2,46%	0,22	5,04%
84	Std. 1	0,272	6,31%	0,276	5,14%	0,28	2,34%
85	Std. 1	0,273	14,99%	0,288	15,14%	0,21	7,43%
86	Std. 1	0,256	1,52%	0,274	5,16%	0,25	3,99%
87	Std. 1	0,260	1,50%	0,271	5,26%	0,25	3,22%
88	Std. 1	0,469	4,98%	0,424	10,12%	0,90	8,10%

Anhang: Tabelle D

Proben-name	Standard	ÄI (7 Å-Peak)		ÄIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW		
89	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
90	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
91	Std. 1	0,466	2,68%	0,446	6,07%	0,45	6,86%
92	Std. 1	0,522	5,07%	0,549	3,15%	0,77	6,23%
93	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
94	Std. 1	0,606	6,71%	0,571	10,75%	1,13	18,02%
95	Std. 1	0,548	11,28%	0,518	5,14%	0,89	17,46%
96	Std. 1	0,460	9,11%	0,445	9,77%	1,00	5,34%
97	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
98	Std. 1	0,255	3,23%	0,269	3,70%	0,26	1,55%
99	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
100	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
101	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
102	Std. 1	0,460	2,57%	0,488	2,38%	0,41	3,19%
103	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
104	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
105	Std. 1	0,513	2,15%	0,650	5,15%	0,22	10,40%
106	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
107	Std. 1	0,554	7,34%	0,620	11,43%	0,61	3,80%
108	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
109	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
110	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
111	Std. 1	0,456	5,55%	0,451	6,36%	0,66	3,35%
112	Std. 1	0,512	4,58%	0,439	6,58%	1,36	3,17%
113	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
114	Std. 1	0,306	15,09%	0,306	14,48%	0,19	6,22%
115	Std. 1	0,357	12,74%	0,359	8,00%	0,30	2,49%
116	Std. 1	0,335	9,34%	0,345	7,66%	0,25	1,05%
117	Std. 1	0,277	0,75%	0,307	6,37%	0,27	6,28%
118	Std. 1	0,301	4,75%	0,304	3,12%	0,22	5,11%
119	Std. 1	0,344	1,06%	0,343	1,18%	0,36	2,18%
120	Std. 1	0,256	1,19%	0,267	1,68%	0,20	1,04%
121	Std. 1	0,292	1,23%	0,317	4,17%	0,34	1,95%
122	Std. 1	0,357	14,54%	0,362	1,71%	0,64	5,66%
123	Std. 1	0,333	3,71%	0,355	1,56%	2,43	2,18%
124	Std. 1	0,363	2,46%	0,406	8,32%	0,27	7,96%
125	Std. 1	0,395	1,48%	0,418	5,29%	0,30	10,59%
126	Std. 1	0,288	1,22%	0,308	1,76%	0,57	2,59%
127	Std. 1	0,387	1,54%	0,378	2,50%	0,49	4,18%
128	Std. 1	0,456	0,66%	0,429	4,27%	0,59	4,29%
129	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
130	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
131	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
132	Std. 1	0,552	5,87%	0,567	10,17%	1,03	10,76%

Anhang: Tabelle D

Probenname	Standard	ÁI (7 Å-Peak)		ÁIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW		
133	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
134	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
135	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
136	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
137	Std. 1	0,504	8,23%	0,439	7,16%	0,46	5,40%
138	Std. 1	0,592	7,59%	0,531	6,85%	0,82	7,69%
139	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
140	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
141	Std. 1	0,411	9,92%	0,393	2,73%	0,41	4,00%
142	Std. 1	0,465	2,19%	0,427	7,87%	0,61	3,16%
143	Std. 1	0,436	2,40%	0,400	3,36%	0,45	3,31%
144	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
145	Std. 1	0,438	1,84%	0,433	2,28%	1,03	4,61%
146	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
147	Std. 1	0,485	1,69%	0,422	3,89%	0,68	6,17%
148	Std. 1	0,457	4,14%	0,433	2,38%	0,65	3,02%
149	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
150	Std. 1	0,477	1,77%	0,424	5,19%	0,59	2,37%
151	Std. 1	0,397	2,78%	0,406	8,20%	0,55	12,65%
152	Std. 1	0,362	2,19%	0,386	1,07%	0,23	2,10%
153	Std. 1	0,498	3,85%	0,439	3,02%	0,77	4,27%
154	Std. 1	0,429	4,15%	0,410	1,35%	0,66	2,95%
155	Std. 1	0,414	1,90%	0,421	6,27%	0,38	9,56%
156	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
157	Std. 1	0,377	3,09%	0,425	7,73%	0,35	4,17%
158	Std. 1	0,327	3,29%	0,355	6,36%	0,27	6,83%
159	Std. 1	0,393	1,46%	0,395	3,24%	0,61	6,71%
160	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
161	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
162	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
163	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
164	Std. 1	0,403	1,22%	0,378	2,52%	0,48	2,87%
165	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
166	Std. 1	0,396	2,90%	0,375	5,62%	0,30	6,19%
167	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
168	Std. 1	0,419	2,14%	0,409	2,35%	0,36	3,29%
169	Std. 1	0,439	6,92%	0,501	7,86%	0,52	4,44%
170	Std. 1	0,512	1,70%	0,394	8,65%	0,49	6,27%
171	Std. 1	0,472	13,21%	0,461	11,01%	0,43	11,50%
172	Std. 1	0,366	2,98%	0,394	4,35%	0,33	2,94%
173	Std. 1	0,416	2,94%	0,383	6,36%	0,38	3,70%
174	Std. 1	0,381	1,65%	0,403	0,93%	0,28	2,22%
175	Std. 1	0,387	2,20%	0,406	1,64%	0,40	4,00%

Anhang: Tabelle D

Proben-name	Stan-dard	ÁI (7 Å-Peak)		ÁIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW		
176	Std. 1	0,339	2,12%	0,398	2,92%	0,29	2,18%
177	Std. 1	0,341	1,71%	0,370	2,61%	0,24	3,21%
178	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
179	Std. 1	0,345	3,13%	0,370	3,46%	0,32	3,41%
180	Std. 1	0,371	1,36%	0,389	2,87%	0,26	3,46%
181	Std. 1	0,328	1,11%	0,364	2,67%	0,29	4,83%
182	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
183	Std. 1	0,360	2,94%	0,397	4,69%	0,34	5,61%
184	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
185	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
186	Std. 1	0,391	2,07%	0,436	3,78%	0,31	2,63%
187	Std. 1	0,356	1,84%	0,386	6,17%	0,29	6,61%
188	Std. 1	0,335	2,66%	0,356	4,26%	0,32	3,31%
189	Std. 1	0,328	1,67%	0,371	2,52%	0,23	2,72%
190	Std. 1	0,343	2,07%	0,330	1,65%	0,83	3,25%
191	Std. 1	0,378	3,03%	0,393	2,03%	0,28	3,13%
192	Std. 1	0,358	2,93%	0,383	4,12%	0,23	3,26%
193	Std. 1	0,356	2,40%	0,370	4,34%	0,33	2,00%
194	Std. 1	0,319	5,98%	0,344	3,89%	0,25	2,30%
195	Std. 1	0,324	2,99%	0,361	5,56%	0,18	2,15%
196	Std. 1	0,309	1,13%	0,337	4,57%	0,23	2,53%
197	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
198	Std. 1	0,362	2,24%	0,391	6,40%	0,28	4,15%
199	Std. 1	0,340	3,70%	0,388	3,44%	0,21	3,85%
200	Std. 1	0,325	2,36%	0,348	8,32%	0,26	6,69%
201	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
202	Std. 1	0,278	0,55%	0,298	4,12%	0,16	2,40%
203	Std. 1	0,277	2,78%	0,292	2,64%	0,20	1,18%
204	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
205	Std. 1	0,295	2,44%	0,340	7,54%	0,21	6,22%
206	Std. 1	0,372	3,38%	0,347	6,40%	0,29	6,27%
207	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
208	Std. 1	0,330	1,92%	0,350	4,87%	0,24	31,49%
209	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
210	Std. 1	0,334	1,77%	0,335	2,94%	0,33	1,58%
211	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
212	Std. 1	0,320	2,54%	0,358	9,47%	0,18	3,19%
213	Std. 1	0,273	10,34%	0,285	8,60%	0,22	4,73%
214	Std. 1	0,250	0,85%	0,258	0,75%	0,25	1,05%
215	Std. 1	0,248	1,82%	0,250	3,16%	0,31	2,95%
216	Std. 1	0,252	1,53%	0,253	0,87%	0,24	0,96%
217	Std. 1	0,227	1,48%	0,238	3,62%	0,32	4,49%
218	Std. 1	0,245	0,25%	0,253	2,77%	0,23	2,23%



Anhang: Tabelle D

Probenname	Standard	ÄI (7 Å-Peak)		ÄIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW		
219	Std. 1	0,327	4,15%	0,259	4,40%	0,33	4,03%
220	Std. 1	0,404	10,32%	0,429	11,36%	0,42	2,42%
221	Std. 1	0,529	3,91%	0,472	3,95%	0,74	5,28%
222	Std. 1	0,548	2,10%	0,450	5,67%	0,63	5,14%
223	Std. 1	0,414	2,68%	0,423	4,84%	0,30	6,14%
224	Std. 1	0,377	0,55%	0,398	5,02%	0,24	4,86%
225	Std. 1	0,355	5,48%	0,358	2,50%	0,29	4,06%
226	Std. 1	0,362	1,24%	0,377	2,18%	0,24	2,73%
227	Std. 1	0,379	1,16%	0,379	3,35%	0,32	3,20%
228	Std. 1	0,349	1,43%	0,373	4,73%	0,20	1,97%
229	Std. 1	0,340	1,08%	0,393	3,61%	0,15	2,09%
232	Std. 1	0,370	0,79%	0,356	0,66%	0,50	2,14%
233	Std. 1	0,293	0,99%	0,313	2,04%	0,36	2,85%
234	Std. 1	0,287	1,06%	0,294	1,74%	0,38	3,80%
235	Std. 1	0,332	1,50%	0,356	2,81%	0,27	2,23%
236	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
240	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
241	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
242	Std. 2	0,293	1,69%	0,288	4,16%	0,16	4,65%
243	Std. 2	0,300	1,94%	0,306	4,97%	0,23	1,59%
244	Std. 2	0,279	1,39%	0,291	3,37%	0,23	5,89%
245	Std. 2	0,265	0,66%	0,256	4,07%	0,23	6,23%
246	Std. 2	0,260	5,42%	0,255	5,00%	0,22	6,35%
247	Std. 2	0,293	5,98%	0,313	4,94%	0,23	5,91%
248	Std. 2	0,286	2,75%	0,425	5,30%	0,41	14,13%
249	Std. 2	0,292	13,65%	0,270	8,19%	0,20	10,73%
250	Std. 2	0,248	2,28%	0,250	2,09%	0,20	3,05%
251	Std. 2	0,315	2,14%	0,290	2,30%	0,46	5,32%
252	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
253	Std. 2	0,335	1,25%	0,318	7,47%	0,47	7,48%
254	Std. 2	0,297	0,96%	0,266	3,05%	0,54	2,04%
255	Std. 2	0,263	1,66%	0,265	3,59%	0,23	3,89%
256	Std. 2	0,257	1,63%	0,256	6,95%	0,18	3,45%
257	Std. 2	0,257	0,61%	0,270	14,85%	0,18	12,81%
258	Std. 2	0,305	1,77%	0,312	2,05%	0,25	4,02%
259	Std. 2	0,286	2,09%	0,299	7,46%	0,20	0,60%
260	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
261	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
262	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
263	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
264	Std. 2	0,295	1,58%	0,302	2,63%	0,90	6,61%
265	Std. 2	0,293	1,35%	0,304	1,25%	0,31	3,78%

Anhang: Tabelle D

Proben-name	Stan-dard	ÁI (7 Å-Peak)		ÁIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW		
266	Std. 2	0,295	1,02%	0,291	6,26%	0,23	1,34%
267	Std. 2	0,256	1,51%	0,249	1,95%	0,22	1,14%
268	Std. 2	0,281	1,24%	0,287	4,15%	0,23	6,47%
269	Std. 2	0,345	1,80%	0,286	1,96%	0,91	4,35%
270	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
271	Std. 2	0,306	2,42%	0,294	1,23%	0,42	10,35%
272	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
273	Std. 2	0,278	1,40%	0,270	3,65%	0,25	3,52%
274	Std. 2	0,287	2,11%	0,374	10,82%	0,30	3,47%
275	Std. 2	0,307	1,46%	0,297	5,48%	0,20	3,39%
276	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
277	Std. 2	0,318	2,04%	0,277	1,32%	1,44	1,35%
278	Std. 2	0,254	1,36%	0,249	2,56%	0,21	4,12%
279	Std. 3	0,296	0,56%	0,475	8,93%	0,22	5,16%
280	Std. 3	0,310	2,56%	0,495	13,44%	0,32	6,06%
281	Std. 3	0,321	1,73%	0,437	24,76%	0,31	4,41%
F-01	Std. 1	0,317	1,59%	0,338	1,59%	0,37	2,01%
F-02	Std. 1	0,277	2,43%	0,275	3,67%	0,24	1,30%
F-03	Std. 1	0,337	3,03%	0,336	2,75%	0,49	5,72%
F-04	Std. 1	0,290	1,11%	0,299	3,10%	0,21	2,41%
F-05	Std. 1	0,290	1,39%	0,306	2,93%	0,20	2,60%
F-06	Std. 1	0,330	0,63%	0,340	3,09%	0,24	4,75%
F-07	Std. 1	0,266	1,36%	0,274	3,20%	0,25	3,84%
F-08	Std. 1	0,312	1,87%	0,303	1,26%	0,37	1,40%
F-09	Std. 1	0,322	1,71%	0,320	2,99%	0,41	2,18%
F-10	Std. 1	0,266	2,75%	0,277	3,10%	0,23	1,05%
F-11	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-12	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-13	Std. 1	0,298	4,76%	0,323	3,10%	0,29	3,72%
F-14	Std. 1	0,310	6,31%	0,304	6,25%	0,45	2,32%
F-15	Std. 1	0,392	1,91%	0,350	3,81%	0,76	3,68%
F-16	Std. 1	0,508	10,35%	0,417	10,53%	0,93	2,54%
F-17	Std. 1	0,286	0,92%	0,293	4,44%	0,25	2,64%
F-18	Std. 1	0,283	4,51%	0,294	5,44%	0,42	2,28%
F-19	Std. 1	0,341	5,04%	0,281	4,83%	0,94	5,65%
F-20	Std. 1	0,287	6,32%	0,290	6,08%	0,41	3,59%
F-21	Std. 1	0,349	0,20%	0,341	2,69%	0,31	0,84%
F-22	Std. 1	0,467	4,79%	0,391	2,75%	0,67	3,53%
F-23	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-24	Std. 1	0,309	3,04%	0,314	3,99%	0,23	1,72%
F-25	Std. 1	0,348	3,37%	0,295	5,50%	0,94	2,27%
F-26	Std. 1	0,345	9,12%	0,305	7,22%	0,56	3,74%
F-27	Std. 1	0,347	2,44%	0,328	2,52%	0,73	12,66%

Anhang: Tabelle D

Probenname	Standard	Al (7 Å-Peak)		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit (Δ°2θ)	Std. AW	E-P-Fit (Δ°2θ)	Std. AW		
F-28	Std. 1	0,304	4,05%	0,284	2,50%	0,44	1,64%
F-29	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-30	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-31	Std. 1	0,475	4,52%	0,454	0,49%	0,58	3,11%
F-32	Std. 1	0,608	4,28%	0,487	5,25%	1,68	3,78%
F-33	Std. 1	0,613	1,72%	0,485	2,17%	1,92	4,45%
F-34	Std. 1	0,558	1,76%	0,446	4,71%	1,43	4,33%
F-35	Std. 1	0,418	0,80%	0,406	3,68%	0,49	4,71%
F-36	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-37	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-38	Std. 1	0,314	7,15%	0,292	7,60%	0,22	3,95%
F-39	Std. 1	0,398	2,72%	0,365	2,22%	0,39	5,32%
F-40	Std. 1	0,263	0,96%	0,268	3,14%	0,22	3,30%
F-41	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-42	Std. 1	0,331	2,35%	0,308	2,73%	0,42	1,52%
F-43	Std. 1	n.b.		n.b.		n.b.	
F-44	Std. 1	0,274	1,89%	0,284	1,34%	0,37	2,72%
F-45	Std. 2	0,270	1,01%	0,281	2,26%	0,30	3,35%
F-46	Std. 2	0,275	0,47%	0,299	7,54%	0,27	6,31%
F-47	Std. 2	0,287	1,45%	0,369	7,32%	0,24	6,86%
F-48	Std. 2	0,308	3,49%	0,311	2,61%	0,36	5,26%
F-49	Std. 2	0,281	0,96%	0,283	2,26%	0,47	2,81%
F-50	Std. 2	0,311	1,49%	0,301	3,59%	0,26	4,63%
F-51	Std. 2	0,285	0,92%	0,293	1,54%	0,24	1,87%
F-52	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-53	Std. 2	0,275	0,99%	0,262	2,31%	0,27	4,21%
F-54	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-55	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-56	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-57	Std. 2	0,306	4,75%	0,276	0,85%	0,51	5,94%
F-58	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-59	Std. 2	0,273	1,04%	0,268	1,91%	0,28	1,45%
F-60	Std. 2	0,312	2,20%	0,277	2,36%	0,74	0,52%
F-61	Std. 2	0,291	0,60%	0,284	1,38%	0,41	1,16%
F-62	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-63	Std. 2	0,314	1,32%	0,303	2,47%	0,43	1,45%
F-64	Std. 2	0,303	1,03%	0,303	2,18%	0,27	3,63%
F-65	Std. 2	0,289	0,54%	0,291	2,25%	0,24	2,43%
F-66	Std. 2	0,315	2,42%	0,328	3,52%	0,30	7,84%
F-67	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-68	Std. 2	0,280	1,65%	0,268	1,38%	0,23	3,18%
F-69	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-70	Std. 2	0,341	1,54%	0,344	5,01%	0,42	10,18%

Anhang: Tabelle D

Probenname	Standard	ÁI (7 Å-Peak)		ÁIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW	E-P-Fit ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Std. AW		
F-71	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-72	Std. 2	0,272	2,02%	0,308	7,77%	0,55	9,69%
F-73	Std. 2	0,299	5,40%	0,275	3,50%	0,74	17,22%
F-74	Std. 2	0,333	3,80%	0,267	1,90%	3,46	6,67%
F-75	Std. 2	0,326	5,07%	0,415	8,49%	0,34	4,53%
F-76	Std. 2	0,292	5,61%	0,350	1,37%	0,32	9,38%
F-77	Std. 2	0,270	0,39%	0,308	4,74%	0,28	4,89%
F-78	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
F-79	Std. 2	0,310	1,87%	0,276	1,30%	0,26	4,36%
F-80	Std. 2	0,286	3,61%	0,270	1,59%	0,34	6,53%
F-81	Std. 2	0,289	6,52%	0,356	8,25%	0,40	38,89%
F-82	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
BL07	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
BL08	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
BL09	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
BL10	Std. 2	0,312	1,73%	0,321	2,63%	0,49	2,79%
BL11	Std. 2	0,295	1,21%	0,300	1,19%	0,40	4,12%
BL24	Std. 2	n.b.		n.b.		n.b.	
BL25	Std. 2	0,318	2,35%	0,307	1,83%	0,50	3,50%
BL26	Std. 2	0,291	0,98%	0,314	2,31%	0,39	2,59%
BL27	Std. 2	0,279	1,24%	0,285	0,76%	0,30	3,62%
BL28	Std. 2	0,313	2,09%	0,315	1,76%	0,44	4,87%
BL38	Std. 2	0,295	1,54%	0,288	2,84%	0,40	1,60%
BR11	Std. 2	0,256	0,45%	0,258	1,94%	0,19	3,74%
BR13	Std. 2	0,356	3,02%	0,403	6,79%	0,31	9,46%
BR16	Std. 2	0,256	0,62%	0,252	5,06%	0,26	4,59%
MD11	Std. 3	0,286	1,18%	0,285	2,26%	0,19	3,78%
020503	Std. 3	0,287	2,44%	0,282	1,48%	0,21	3,36%
020504	Std. 3	n.b.		n.b.		n.b.	
020505	Std. 3	0,296	5,44%	0,284	1,10%	0,20	8,47%
020506	Std. 3	0,305	1,52%	0,299	3,68%	0,20	11,68%
020507	Std. 3	0,302	1,70%	0,296	3,20%	0,23	4,43%
020509	Std. 3	0,295	2,93%	0,280	4,34%	0,17	10,96%
020510	Std. 3	n.b.		n.b.		n.b.	
020533	Std. 3	0,487	2,06%	0,423	8,82%	0,48	8,00%
020534	Std. 3	n.b.		n.b.		n.b.	
020535	Std. 3	0,282	1,14%	0,277	2,46%	0,22	6,13%
020536	Std. 3	0,356	5,67%	0,352	5,15%	0,33	2,63%
020537	Std. 3	n.b.		n.b.		n.b.	
020538	Std. 3	0,444	1,59%	0,417	2,62%	0,42	5,30%
020573	Std. 3	n.b.		n.b.		n.b.	
020574	Std. 3	0,289	3,42%	0,271	5,07%	0,25	4,19%

**Nordflügel:**

Proben-name	Standard	ÄI (7 Å-Peak)		ÄIÄ (14 Å-Peak)		Chlorit-Index	Chl.-Index Std. AW
		( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
IB01	Std. 4	0,267	4,72%	0,279	4,35%	0,24	4,88%
IB02	Std. 4	0,330	4,66%	0,350	8,28%	0,28	4,69%
IB03	Std. 4	0,252	1,47%	0,272	4,24%	0,22	2,24%
IB04	Std. 4	0,258	1,74%	0,264	6,28%	0,21	6,54%
IB05	Std. 4	0,256	3,03%	0,274	0,95%	0,21	8,62%
IB06	Std. 4	0,247	0,69%	0,268	6,60%	0,21	4,36%
IB07	Std. 4	0,248	1,33%	0,253	4,30%	0,20	2,19%
IB08	Std. 4	0,288	4,32%	0,288	7,43%	0,27	5,32%
IB09	Std. 4	0,336	0,56%	0,283	5,88%	0,25	5,06%
IB10	Std. 4	0,386	7,38%	0,509	4,66%	0,51	7,62%
IB11	Std. 4	0,262	1,69%	0,285	1,00%	0,17	2,72%
IB12	Std. 4	0,302	5,83%	0,338	4,64%	0,16	2,42%
IB13	Std. 4	0,284	3,89%	0,304	9,81%	0,22	4,43%
IB14	Std. 4	0,338	2,73%	0,360	3,07%	0,57	10,12%
IB15	Std. 4	0,388	2,76%	0,378	7,46%	1,14	4,82%
IB16	Std. 4	0,318	5,71%	0,324	4,78%	0,30	6,07%
IB17	Std. 4	0,303	4,77%	0,317	3,36%	0,32	3,31%
IB18	Std. 4	0,317	2,23%	0,328	5,83%	0,43	5,91%
IB19	Std. 4	0,367	2,95%	0,390	4,00%	0,60	8,63%
IB20	Std. 4	n.b.		n.b.		n.b.	
IB21	Std. 4	0,306	7,83%	0,309	6,60%	0,84	6,92%
IB22	Std. 4	0,342	3,46%	0,377	9,62%	0,24	6,58%
IB23	Std. 4	0,325	1,24%	0,344	6,23%	0,21	9,38%
IB24	Std. 4	0,305	5,69%	0,751	5,79%	3,27	18,56%
IB25	Std. 4	0,306	5,60%	0,315	2,15%	0,79	12,56%
IB26	Std. 4	0,290	1,70%	0,310	4,23%	0,19	2,96%
IB27	Std. 4	0,269	2,58%	0,287	3,37%	0,23	5,75%
IB28	Std. 4	0,241	5,01%	0,266	5,72%	0,21	6,30%
IB29	Std. 4	0,236	0,73%	0,247	3,95%	0,18	1,05%
IB30	Std. 4	0,248	1,49%	0,262	2,79%	0,22	3,03%
IB31	Std. 4	0,243	1,85%	0,262	3,19%	0,21	2,08%
IB32	Std. 4	0,298	13,85%	0,291	5,97%	0,26	11,67%
IB33	Std. 4	0,299	12,76%	0,289	8,07%	0,26	5,09%
IB34	Std. 4	0,303	2,30%	n.b.		n.b.	
IB35	Std. 4	0,300	4,27%	0,286	3,29%	0,24	6,28%
IB36	Std. 4	0,307	0,96%	0,515	6,13%	0,16	7,26%
IB37	Std. 4	0,349	3,48%	n.b.		n.b.	
IB38	Std. 4	0,289	1,28%	0,276	1,39%	0,23	2,07%
IB39	Std. 4	0,278	2,71%	0,278	2,35%	0,30	5,32%
IB40	Std. 4	0,286	2,18%	0,313	3,59%	0,23	4,05%
IB41	Std. 4	0,256	3,79%	0,278	3,33%	0,18	4,21%
IB42	Std. 4	0,252	0,68%	0,276	2,97%	0,17	2,58%
IB43	Std. 4	0,441	1,85%	0,462	9,64%	0,59	4,12%

Anhang: Tabelle D

Proben-name	Stan- dard	Al (7 Å-Peak)		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (14 Å-Peak)		Chlorit- Index	Chl.-Index Std. AW
		( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW	( $\Delta^{\circ}2\Theta$ )	Std. AW		
IB44	Std. 4	0,335	3,15%	0,321	5,63%	0,37	5,19%
IB45	Std. 4	0,259	1,79%	0,275	6,09%	0,20	4,05%
IB46	Std. 4	0,446	5,32%	0,450	7,14%	0,50	4,65%
IB47	Std. 4	0,261	3,28%	0,283	4,78%	0,23	2,97%
IB48	Std. 4	0,244	0,39%	0,258	4,98%	0,21	1,86%
IB49	Std. 4	0,250	2,91%	0,267	4,63%	0,25	2,62%
IB50	Std. 4	0,275	1,87%	0,278	4,41%	0,23	4,23%
IB51	Std. 4	0,276	3,05%	0,298	3,04%	0,31	6,35%
IB52	Std. 4	0,240	1,68%	0,253	3,74%	0,24	2,20%
IB53	Std. 4	0,367	3,61%	0,312	10,56%	0,32	6,77%
IB54	Std. 4	0,242	0,71%	0,267	4,24%	0,21	8,09%
IB55	Std. 4	0,272	3,76%	0,265	10,13%	0,30	5,13%
IB56	Std. 4	0,249	4,36%	0,263	1,38%	0,21	1,80%
IB57	Std. 4	0,244	0,71%	0,255	2,55%	0,22	1,68%
IB58	Std. 4	0,252	2,32%	0,262	4,43%	0,22	3,47%
IB59	Std. 4	0,295	2,46%	0,290	3,56%	0,44	5,49%
IB60	Std. 4	0,263	2,96%	0,284	5,48%	0,21	4,25%
IB61	Std. 4	0,268	0,93%	0,286	5,27%	0,32	2,99%
IB62	Std. 4	0,254	7,61%	0,262	6,08%	0,22	12,15%
230	Std. 5	n.b.		n.b.		n.b.	
231	Std. 5	0,329	1,85%	n.b.		n.b.	
238	Std. 5	n.b.		n.b.		n.b.	
239	Std. 5	0,385	5,18%	n.b.		n.b.	
021004	Std. 5	0,353	5,86%	0,390	8,31%	0,25	3,90%
021005	Std. 5	0,334	2,71%	0,387	1,86%	0,29	1,81%
021006	Std. 5	0,336	2,02%	0,313	3,14%	0,23	3,98%
021007	Std. 5	0,339	4,13%	0,332	9,86%	0,40	6,72%
021008	Std. 5	0,270	2,36%	0,261	4,45%	0,23	3,51%
021009	Std. 5	0,321	2,56%	0,365	15,52%	0,32	3,66%
021010	Std. 5	0,316	1,56%	0,302	2,82%	0,18	5,90%
021011	Std. 5	0,328	5,01%	0,337	1,47%	0,20	3,71%
021012	Std. 5	n.b.		n.b.		n.b.	
021013	Std. 5	0,475	6,21%	0,357	6,97%	3,01	10,91%
021014	Std. 5	n.b.		n.b.		n.b.	
021015	Std. 5	n.b.		n.b.		n.b.	
021016	Std. 5	0,310	2,58%	n.b.		n.b.	
021017	Std. 5	0,322	2,20%	0,326	12,91%	0,19	12,34%
050702	Std. 5	0,292	1,54%	n.b.		n.b.	
050703	Std. 5	0,397	3,41%	n.b.		n.b.	
050704	Std. 5	0,388	2,66%	n.b.		n.b.	
050705	Std. 5	0,374	1,92%	n.b.		n.b.	
050706	Std. 5	0,519	2,75%	n.b.		n.b.	
050707	Std. 5	0,368	1,50%	n.b.		n.b.	

**Tabelle E:**

Erläuterung: Gehalt am 2M<sub>1</sub>-Polytyp (in %): die Bestimmung erfolgte nach verschiedenen Methoden (Kap. 2.1.5); Methode Basel (linear), Methode Basel (polynomisch), Methode nach Caillère et al. (1982), Maxwell & Hower (1961); n.b. - nicht bestimmt (bei diesen Proben waren die betreffenden Reflexe zu schwach ausgebildet, oder es konnte kein untexturiertes Präparat hergestellt werden). b<sub>0</sub>-Index (immer in Å): die Bestimmung erfolgte nach der Methode "Sassi" (Kap. 2.1.4.2) und der Methode "METRIC" (Kap. 2.1.4.3); n.b. - nicht bestimmt (siehe oben). Die stratigraphische und geologische Zuordnung ist wie in Tabelle A (s. auch für Abkürzungen).

**Südflügel:**

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
1	N-MP	O <sub>1-2</sub>	88,71%	90,35%	92,50%	85,57%	8,984	9,008
2	N-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	117,53%	8,986	8,994
3	N-MP	O <sub>1-2</sub>	86,88%	87,38%	91,97%	87,37%	8,986	9,035
4	M-E	O <sub>1-2</sub>	55,78%	50,57%	68,08%	103,76%	n.b.	n.b.
5	M-E	O <sub>1-2</sub>	83,11%	81,71%	90,38%	64,23%	8,987	9,015
6	M-E	O <sub>1-2</sub>	86,83%	87,29%	91,95%	84,89%	9,014	9,006
7	M-E	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	50,00%	8,995	8,996
8	M-E	O <sub>1-2</sub>	87,34%	88,10%	92,12%	69,88%	8,996	9,004
9	M-E	O <sub>1-2</sub>	84,05%	83,08%	90,83%	52,35%	8,989	8,997
10	N-MP	O <sub>1-2</sub>	86,96%	87,51%	92,00%	97,41%	8,991	9,020
11	N-MP	O <sub>1-2</sub>	79,28%	76,45%	88,22%	88,94%	8,984	9,022
12	N-E	O <sub>1-2</sub>	74,42%	70,33%	84,88%	84,06%	8,994	8,973
15	N-MP	O <sub>1-2</sub>	63,29%	57,97%	75,45%	120,74%	n.b.	n.b.
16	N-E	O <sub>1-2</sub>	53,50%	48,43%	65,70%	83,01%	n.b.	n.b.
17	N-MP	O <sub>1-2</sub>	71,46%	66,85%	82,60%	122,07%	n.b.	n.b.
18	N-MP	O <sub>1-2</sub>	87,47%	88,32%	92,16%	66,40%	8,992	9,007
19	N-MP	O <sub>1-2</sub>	92,01%	96,18%	92,94%	64,73%	8,995	9,004
20	N-MP	O <sub>1-2</sub>	78,09%	74,90%	87,46%	96,35%	8,997	9,009
21	N-MP	O <sub>1-2</sub>	91,68%	95,56%	92,93%	63,04%	8,994	9,012
22	N-MP	O <sub>1-2</sub>	54,31%	49,18%	66,55%	142,67%	n.b.	n.b.
23	N-E	O <sub>1-2</sub>	62,80%	57,46%	74,99%	62,88%	n.b.	n.b.
24	N-MP	O <sub>1-2</sub>	50,19%	45,41%	62,17%	96,52%	n.b.	n.b.
25	N-MP	O <sub>1-2</sub>	76,98%	73,49%	86,72%	163,50%	n.b.	n.b.
26	N-E	O <sub>1-2</sub>	70,08%	65,27%	81,46%	54,13%	n.b.	n.b.
27	N-MP	O <sub>1-2</sub>	60,45%	55,10%	72,74%	109,86%	n.b.	n.b.
28	N-MP	O <sub>1-2</sub>	80,20%	77,67%	88,78%	60,15%	n.b.	n.b.
29	N-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	73,24%	8,993	8,981
30	N-E	O <sub>1-2</sub>	70,28%	65,50%	81,63%	42,67%	8,998	9,014
31	S-MP	O <sub>1-2</sub>	70,45%	65,69%	81,77%	53,90%	n.b.	n.b.
34	N-E	O <sub>1-2</sub>	86,23%	86,35%	91,74%	58,56%	8,998	9,013
36	C-E	O <sub>1-2</sub>	80,09%	77,52%	88,71%	47,43%	8,996	9,007
39	N-E	O <sub>1-2</sub>	81,40%	79,31%	89,47%	69,86%	8,996	9,005

Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
41	C-E	O <sub>1-2</sub>	72,46%	68,01%	83,39%	80,33%	8,995	8,996
42	C-E	O <sub>1-2</sub>	71,78%	67,22%	82,85%	65,80%	9,002	8,991
44	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,37%	63,37%	80,02%	80,33%	n.b.	n.b.
45	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,67%	63,71%	80,28%	83,01%	n.b.	n.b.
46	S-MP	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	46,11%	n.b.	n.b.
48	S-MP	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	70,48%	n.b.	n.b.
50	S-MP	O <sub>1-2</sub>	54,62%	49,47%	66,87%	95,11%	n.b.	n.b.
51	S-MP	O <sub>1-2</sub>	72,46%	68,01%	83,39%	61,81%	n.b.	n.b.
52	S-MP	O <sub>1-2</sub>	76,04%	72,31%	86,06%	36,62%	8,993	8,996
53	S-MP	O <sub>1-2</sub>	80,35%	77,88%	88,87%	74,33%	8,993	9,008
54	S-MP	O <sub>1-2</sub>	78,21%	75,06%	87,54%	69,90%	n.b.	n.b.
55	S-MP	O <sub>1-2</sub>	66,33%	61,16%	78,24%	61,94%	n.b.	n.b.
56	N-MP	O <sub>1-2</sub>	84,05%	83,08%	90,83%	94,86%	8,983	8,981
57	N-MP	O <sub>1-2</sub>	87,34%	88,10%	92,12%	85,33%	n.b.	n.b.
58	S-MP	O <sub>1-2</sub>	65,04%	59,79%	77,07%	50,82%	n.b.	n.b.
59	N-E	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	51,30%	8,995	9,000
60	N-E	O <sub>1-2</sub>	84,69%	84,02%	91,12%	64,33%	9,015	8,981
61	C-E	O <sub>1-2</sub>	80,14%	77,60%	88,75%	51,88%	9,000	9,016
62	C-E	O <sub>1-2</sub>	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
63	C-E	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	54,43%	8,995	9,004
64	C-E	O <sub>1-2</sub>	79,60%	76,87%	88,42%	81,84%	8,997	9,001
65	S-MP	O <sub>1-2</sub>	71,16%	66,50%	82,35%	86,14%	n.b.	n.b.
66	S-MP	O <sub>1-2</sub>	75,43%	71,55%	85,62%	64,30%	n.b.	n.b.
67	N-MP	O <sub>1-2</sub>	80,01%	77,43%	88,67%	54,88%	8,985	9,017
69	C-E	O <sub>1-2</sub>	67,82%	62,77%	79,55%	72,81%	n.b.	n.b.
70	C-E	O <sub>1-2</sub>	76,37%	72,72%	86,29%	44,63%	8,997	9,007
71	C-E	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	56,09%	n.b.	n.b.
72	S-MP	O <sub>1-2</sub>	64,67%	59,40%	76,73%	99,25%	n.b.	n.b.
73	S-MP	O <sub>1-2</sub>	69,16%	64,24%	80,69%	83,01%	n.b.	n.b.
74	S-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	114,49%	n.b.	n.b.
75	N-MP	O <sub>1-2</sub>	63,29%	57,97%	75,45%	110,11%	n.b.	n.b.
76	N-E	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	50,48%	n.b.	n.b.
77	N-E	O <sub>1-2</sub>	76,04%	72,31%	86,06%	75,92%	n.b.	n.b.
78	N-E	O <sub>1-2</sub>	73,49%	69,22%	84,18%	50,21%	9,012	9,014
79	N-E	O <sub>1-2</sub>	77,41%	74,04%	87,01%	52,35%	9,009	9,001
80	N-E	O <sub>1-2</sub>	65,14%	59,90%	77,16%	51,08%	n.b.	n.b.
81	N-MP	O <sub>1-2</sub>	81,26%	79,11%	89,39%	83,99%	8,982	9,002
82	N-E	O <sub>1-2</sub>	82,44%	80,76%	90,04%	84,13%	8,986	8,997
83	N-MP	O <sub>1-2</sub>	84,73%	84,08%	91,14%	90,79%	8,987	8,987
84	N-MP	O <sub>1-2</sub>	85,69%	85,53%	91,54%	94,13%	8,991	8,994
85	N-MP	O <sub>1-2</sub>	84,05%	83,08%	90,83%	89,31%	8,991	8,997
86	N-MP	O <sub>1-2</sub>	83,31%	82,00%	90,48%	110,67%	8,992	9,000
87	N-MP	O <sub>1-2</sub>	86,54%	86,84%	91,85%	77,38%	8,992	9,006
88	S-MP	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	74,71%	n.b.	n.b.



## Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
89	S-MP	O <sub>1-2</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	86,14%	n.b.	n.b.
90	S-MP	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	40,69%	n.b.	n.b.
91	S-MP	O <sub>1-2</sub>	63,90%	58,59%	76,02%	47,16%	n.b.	n.b.
92	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,02%	62,99%	79,72%	64,56%	n.b.	n.b.
93	S-MP	O <sub>1-2</sub>	60,96%	55,60%	73,24%	118,58%	n.b.	n.b.
94	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,02%	62,99%	79,72%	63,31%	n.b.	n.b.
95	S-MP	O <sub>1-2</sub>	63,90%	58,59%	76,02%	103,76%	n.b.	n.b.
96	S-MP	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	43,36%	n.b.	n.b.
97	S-MP	O <sub>1-2</sub>	76,04%	72,31%	86,06%	76,86%	n.b.	n.b.
98	S-MP	O <sub>1-2</sub>	85,36%	85,02%	91,40%	67,22%	8,992	9,002
99	S-MP	O <sub>1-2</sub>	71,72%	67,15%	82,80%	79,59%	n.b.	n.b.
100	S-MP	O <sub>1-2</sub>	62,80%	57,46%	74,99%	87,37%	n.b.	n.b.
101	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,81%	63,85%	80,39%	36,49%	n.b.	n.b.
102	S-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	70,64%	n.b.	n.b.
103	S-MP	O <sub>1-2</sub>	52,95%	47,92%	65,13%	84,41%	n.b.	n.b.
104	S-MP	O <sub>1-2</sub>	49,42%	44,73%	61,34%	53,80%	n.b.	n.b.
105	S-MP	O <sub>1-2</sub>	39,80%	36,51%	50,50%	114,13%	n.b.	n.b.
106	S-MP	O <sub>1-2</sub>	47,76%	43,26%	59,52%	544,73%	n.b.	n.b.
107	S-MP	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	58,10%	n.b.	n.b.
108	S-MP	O <sub>1-2</sub>	73,63%	69,38%	84,29%	96,84%	n.b.	n.b.
109	S-MP	O <sub>1-2</sub>	64,13%	58,84%	76,24%	56,60%	n.b.	n.b.
110	S-MP	O <sub>1-2</sub>	66,48%	61,31%	78,36%	50,82%	n.b.	n.b.
111	S-MP	O <sub>1-2</sub>	76,98%	73,49%	86,72%	59,29%	n.b.	n.b.
112	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,56%	63,58%	80,18%	334,50%	n.b.	n.b.
113	S-MP	O <sub>1-2</sub>	71,46%	66,85%	82,60%	52,82%	n.b.	n.b.
114	N-MP	O <sub>1-2</sub>	64,67%	59,40%	76,73%	129,70%	n.b.	n.b.
115	N-MP	O <sub>1-2</sub>	64,67%	59,40%	76,73%	87,37%	n.b.	n.b.
116	N-MP	O <sub>1-2</sub>	76,62%	73,03%	86,47%	81,52%	n.b.	n.b.
117	N-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	100,41%	8,988	9,001
118	N-MP	O <sub>1-2</sub>	71,46%	66,85%	82,60%	135,68%	n.b.	n.b.
119	N-MP	O <sub>1-2</sub>	69,69%	64,84%	81,14%	75,46%	n.b.	n.b.
120	N-MP	O <sub>1-2</sub>	83,11%	81,71%	90,38%	56,09%	8,988	9,005
121	S-MP	O <sub>1-2</sub>	70,08%	65,27%	81,46%	60,74%	n.b.	n.b.
122	S-MP	O <sub>1-2</sub>	74,42%	70,33%	84,88%	65,22%	n.b.	n.b.
123	S-MP	O <sub>1-2</sub>	74,99%	71,02%	85,31%	70,24%	8,994	9,010
124	S-MP	O <sub>1-2</sub>	77,23%	73,80%	86,89%	59,29%	n.b.	n.b.
125	S-MP	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	69,17%	n.b.	n.b.
126	S-MP	O <sub>1-2</sub>	87,26%	87,97%	92,10%	58,03%	8,994	8,998
127	N-E	O <sub>1-2</sub>	56,02%	50,79%	68,32%	83,01%	n.b.	n.b.
128	S-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	64,40%	n.b.	n.b.
129	S-MP	O <sub>1-2</sub>	73,63%	69,38%	84,29%	103,76%	n.b.	n.b.
130	S-MP	O <sub>1-2</sub>	61,31%	55,96%	73,58%	67,30%	n.b.	n.b.
131	S-MP	O <sub>1-2</sub>	81,01%	78,77%	89,25%	53,28%	n.b.	n.b.
132	S-MP	O <sub>1-2</sub>	70,28%	65,50%	81,63%	103,76%	n.b.	n.b.

## Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
133	S-MP	O <sub>1-2</sub>	69,16%	64,24%	80,69%	75,46%	n.b.	n.b.
134	S-MP	O <sub>1-2</sub>	68,02%	62,99%	79,72%	80,70%	n.b.	n.b.
135	S-MP	O <sub>1-2</sub>	74,99%	71,02%	85,31%	90,55%	n.b.	n.b.
136	S-MP	O <sub>1-2</sub>	71,16%	66,50%	82,35%	110,67%	n.b.	n.b.
137	S-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	84,70%	n.b.	n.b.
138	S-MP	O <sub>1-2</sub>	70,93%	66,24%	82,16%	69,17%	n.b.	n.b.
139	S-MP	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	44,47%	n.b.	n.b.
140	C-E	O <sub>1-2</sub>	69,69%	64,84%	81,14%	91,10%	n.b.	n.b.
141	C-E	O <sub>1-2</sub>	66,48%	61,31%	78,36%	77,82%	8,992	8,998
142	C-E	O <sub>1-2</sub>	56,22%	50,98%	68,52%	81,38%	n.b.	n.b.
143	C-E	O <sub>1-2</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	88,30%	n.b.	n.b.
144	C-E	O <sub>1-2</sub>	65,14%	59,90%	77,16%	48,42%	n.b.	n.b.
145	C-E	O <sub>1-2</sub>	66,33%	61,16%	78,24%	58,36%	n.b.	n.b.
146	C-E	O <sub>1-2</sub>	80,05%	77,48%	88,69%	63,85%	8,991	8,999
147	C-E	O <sub>1-2</sub>	62,80%	57,46%	74,99%	84,89%	n.b.	n.b.
148	C-E	O <sub>1-2</sub>	68,02%	62,99%	79,72%	54,13%	n.b.	n.b.
149	C-E	O <sub>1-2</sub>	74,22%	70,09%	84,74%	69,17%	n.b.	n.b.
150	C-E	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	71,83%	n.b.	n.b.
151	C-E	O <sub>1-2</sub>	77,41%	74,04%	87,01%	76,62%	n.b.	n.b.
152	C-E	O <sub>1-2</sub>	71,16%	66,50%	82,35%	60,53%	n.b.	n.b.
153	C-E	O <sub>1-2</sub>	59,85%	54,50%	72,16%	92,23%	n.b.	n.b.
154	C-E	O <sub>1-2</sub>	76,98%	73,49%	86,72%	60,15%	n.b.	n.b.
155	C-E	O <sub>1-2</sub>	63,68%	58,37%	75,81%	42,21%	n.b.	n.b.
156	C-E	O <sub>1-2</sub>	73,11%	68,76%	83,89%	58,69%	8,993	9,006
157	C-E	O <sub>1-2</sub>	71,06%	66,38%	82,27%	69,17%	8,998	9,004
158	C-E	O <sub>1-2</sub>	85,50%	85,23%	91,46%	66,75%	n.b.	n.b.
159	C-E	O <sub>1-2</sub>	74,67%	70,63%	85,07%	49,24%	n.b.	n.b.
160	C-E	O <sub>1-2</sub>	72,46%	68,01%	83,39%	58,45%	8,999	9,005
161	C-E	O <sub>1-2</sub>	76,31%	72,65%	86,25%	52,35%	8,996	9,001
162	C-E	O <sub>1-2</sub>	81,56%	79,53%	89,56%	41,19%	n.b.	n.b.
163	S-MP	O <sub>1-2</sub>	69,69%	64,84%	81,14%	46,11%	n.b.	n.b.
164	N-E	O <sub>1-2</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	61,81%	n.b.	n.b.
165	S-MP	O <sub>1-2</sub>	53,94%	48,84%	66,16%	66,40%	n.b.	n.b.
166	N-E	O <sub>1-2</sub>	45,90%	41,65%	57,47%	176,07%	n.b.	n.b.
167	C-E	O <sub>1-2</sub>	66,33%	61,16%	78,24%	78,71%	n.b.	n.b.
168	C-E	O <sub>1-2</sub>	77,89%	74,64%	87,33%	61,35%	8,994	9,010
169	C-E	O <sub>1-2</sub>	60,60%	55,24%	72,89%	50,48%	9,012	9,002
170	C-E	O <sub>1-2</sub>	75,61%	71,78%	85,75%	72,18%	n.b.	n.b.
171	C-E	O <sub>1-2</sub>	56,53%	51,27%	68,83%	90,79%	n.b.	n.b.
172	C-E	O <sub>1-2</sub>	73,63%	69,38%	84,29%	79,47%	n.b.	n.b.
173	C-E	O <sub>1-2</sub>	66,33%	61,16%	78,24%	92,23%	n.b.	n.b.
174	C-E	O <sub>1-2</sub>	74,06%	69,89%	84,61%	92,23%	n.b.	n.b.
175	C-E	O <sub>1-2</sub>	79,34%	76,53%	88,26%	29,26%	8,994	n.b.

Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
176	C-E	O <sub>1-2</sub>	74,22%	70,09%	84,74%	44,47%	8,999	8,999
177	C-E	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	74,71%	9,012	8,997
178	C-E	O <sub>1-2</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	40,00%	9,008	8,995
179	C-E	O <sub>1-2</sub>	80,24%	77,73%	88,81%	55,75%	8,992	8,986
180	C-E	O <sub>1-2</sub>	69,45%	64,57%	80,94%	53,36%	8,989	8,999
181	C-E	O <sub>1-2</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	97,27%	8,990	8,986
182	M-E	O <sub>1-2</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	79,05%	n.b.	n.b.
183	M-E	O <sub>1-2</sub>	74,42%	70,33%	84,88%	91,63%	8,996	8,995
184	M-E	O <sub>1-2</sub>	76,76%	73,20%	86,56%	59,29%	9,001	8,996
185	M-E	O <sub>1-2</sub>	66,33%	61,16%	78,24%	46,11%	n.b.	n.b.
186	M-E	O <sub>1-2</sub>	68,02%	62,99%	79,72%	64,68%	n.b.	n.b.
187	M-E	O <sub>1-2</sub>	76,46%	72,83%	86,36%	63,31%	8,992	9,002
188	M-E	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	49,96%	8,999	8,999
189	M-E	O <sub>1-2</sub>	73,06%	68,71%	83,86%	69,73%	8,999	9,004
190	M-E	O <sub>1-2</sub>	76,76%	73,20%	86,56%	62,25%	9,014	9,004
191	N-E	O <sub>1-2</sub>	68,37%	63,37%	80,02%	86,14%	9,000	8,999
192	N-E	O <sub>1-2</sub>	56,39%	51,14%	68,69%	73,55%	8,993	9,004
193	N-E	O <sub>1-2</sub>	73,29%	68,98%	84,03%	69,17%	8,996	9,008
194	N-E	O <sub>1-2</sub>	81,56%	79,53%	89,56%	76,69%	9,000	9,001
195	N-E	O <sub>1-2</sub>	68,17%	63,15%	79,85%	70,48%	9,002	8,999
196	N-E	O <sub>1-2</sub>	74,99%	71,02%	85,31%	55,06%	8,998	9,003
197	N-E	O <sub>1-2</sub>	67,36%	62,27%	79,15%	45,11%	9,010	8,997
198	M-E	O <sub>1-2</sub>	62,40%	57,05%	74,61%	45,39%	n.b.	n.b.
199	M-E	O <sub>1-2</sub>	75,61%	71,78%	85,75%	65,53%	8,997	9,007
200	N-E	O <sub>1-2</sub>	76,62%	73,03%	86,47%	91,31%	9,003	8,999
201	M-E	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	39,06%	9,033	9,026
202	N-E	O <sub>1-2</sub>	77,12%	73,66%	86,81%	75,87%	9,003	9,013
203	N-E	O <sub>1-2</sub>	83,11%	81,71%	90,38%	61,61%	8,997	9,003
204	N-E	O <sub>1-2</sub>	83,56%	82,36%	90,60%	54,13%	9,003	8,993
205	N-E	O <sub>1-2</sub>	85,98%	85,97%	91,65%	57,47%	8,999	9,008
206	N-E	O <sub>1-2</sub>	82,33%	80,60%	89,98%	62,74%	9,003	9,000
207	M-E	O <sub>1-2</sub>	84,91%	84,35%	91,22%	41,02%	9,001	9,007
208	M-E	O <sub>1-2</sub>	75,77%	71,97%	85,87%	70,86%	8,990	8,999
209	M-E	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	79,47%	9,008	n.b.
210	M-E	O <sub>1-2</sub>	77,94%	74,71%	87,36%	56,36%	9,004	9,003
211	M-E	O <sub>1-2</sub>	72,46%	68,01%	83,39%	63,04%	9,008	9,008
212	M-E	O <sub>1-2</sub>	71,57%	66,97%	82,68%	55,00%	9,007	9,006
213	M-E	O <sub>1-2</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	77,31%	8,992	9,003
214	M-E	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	101,89%	8,989	9,002
215	M-E	O <sub>1-2</sub>	63,90%	58,59%	76,02%	133,40%	8,988	9,023
216	M-E	O <sub>1-2</sub>	86,67%	87,04%	91,90%	80,13%	9,010	9,000
217	N-MP	O <sub>1-2</sub>	76,37%	72,72%	86,29%	93,17%	8,991	9,009
218	N-MP	O <sub>1-2</sub>	88,70%	90,33%	92,50%	63,00%	9,013	9,024

## Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
219	N-MP	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	90,22%	8,990	8,995
220	S-M	O <sub>1-2</sub>	73,81%	69,60%	84,43%	65,88%	n.b.	n.b.
221	S-M	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	54,82%	n.b.	n.b.
222	S-M	O <sub>1-2</sub>	68,02%	62,99%	79,72%	88,30%	n.b.	n.b.
223	S-M	O <sub>1-2</sub>	72,46%	68,01%	83,39%	46,86%	n.b.	n.b.
224	S-M	O <sub>1-2</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	74,71%	n.b.	n.b.
225	S-M	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	46,11%	n.b.	n.b.
226	M-E	O <sub>1-2</sub>	69,69%	64,84%	81,14%	57,47%	8,991	9,013
227	M-E	O <sub>1-2</sub>	74,67%	70,63%	85,07%	77,38%	n.b.	n.b.
228	M-E	O <sub>1-2</sub>	76,04%	72,31%	86,06%	47,43%	n.b.	n.b.
229	M-E	O <sub>1-2</sub>	65,32%	60,08%	77,32%	67,14%	n.b.	n.b.
232	N-E	K <sub>3-4</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	85,87%	9,015	8,999
233	N-E	K <sub>3-4</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	33,20%	9,007	8,999
234	N-E	K <sub>3-4</sub>	84,05%	83,08%	90,83%	60,42%	9,012	9,016
235	N-E	K <sub>3-4</sub>	73,63%	69,38%	84,29%	62,54%	n.b.	n.b.
236	N-E	K <sub>3-4</sub>	74,99%	71,02%	85,31%	50,00%	8,940	8,992
240	N-E	K <sub>3-4</sub>	79,18%	76,32%	88,16%	51,88%	8,996	9,007
241	N-E	K <sub>3-4</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	63,85%	9,006	8,997
242	Z-M	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	50,90%	8,988	9,015
243	Z-M	K <sub>1</sub>	74,42%	70,33%	84,88%	106,56%	n.b.	n.b.
244	Z-M	K <sub>1</sub>	75,27%	71,36%	85,51%	117,59%	9,037	9,052
245	Z-M	K <sub>1</sub>	84,59%	83,87%	91,08%	73,78%	9,029	9,029
246	Z-M	K <sub>1</sub>	84,59%	83,87%	91,08%	77,61%	9,017	9,030
247	Z-M	K <sub>1</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	115,96%	9,037	9,023
248	N-M	K <sub>1</sub>	79,41%	76,62%	88,30%	100,01%	9,045	9,026
249	N-M	K <sub>1</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	121,24%	9,021	9,024
250	N-M	K <sub>1</sub>	85,50%	85,23%	91,46%	99,43%	9,027	9,031
251	N-M	K <sub>1</sub>	87,22%	87,91%	92,08%	126,95%	9,025	9,039
252	N-M	K <sub>1</sub>	78,59%	75,54%	87,78%	154,76%	9,038	9,038
253	Z-M	K <sub>1</sub>	64,26%	58,97%	76,35%	98,10%	9,029	9,029
254	Z-M	K <sub>1</sub>	87,77%	88,79%	92,25%	127,28%	9,040	9,051
255	St. P	O <sub>1-2</sub>	88,30%	89,67%	92,40%	98,62%	9,009	8,997
256	St. P	O <sub>1-2</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	112,40%	8,991	9,015
257	St. P	O <sub>1-2</sub>	86,88%	87,38%	91,97%	111,06%	8,982	9,003
258	M-E	K <sub>1</sub>	67,10%	61,98%	78,91%	76,09%	9,031	9,018
259	M-E	K <sub>1</sub>	70,37%	65,60%	81,70%	67,20%	9,022	9,026
260	N-E	K <sub>4b</sub>	70,08%	65,27%	81,46%	99,91%	9,032	9,022
261	N-E	K <sub>4b</sub>	81,65%	79,65%	89,61%	106,72%	9,042	9,027
262	C-E	K <sub>1</sub>	71,46%	66,85%	82,60%	143,11%	9,042	9,024
263	C-E	K <sub>1</sub>	83,76%	82,64%	90,69%	83,01%	9,040	9,029
264	C-E	K <sub>4b</sub>	80,80%	78,49%	89,14%	62,25%	9,031	9,014
265	M-E	K <sub>5</sub>	73,38%	69,09%	84,10%	70,34%	9,020	9,039

Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
266	Z-M	O <sub>1-2</sub>	73,71%	69,48%	84,35%	95,78%	9,023	9,023
267	M-E	K <sub>1</sub>	84,52%	83,76%	91,04%	86,14%	9,018	9,034
268	M-E	K <sub>1</sub>	76,31%	72,65%	86,25%	49,62%	9,024	9,039
269	C-E	K <sub>4</sub>	81,61%	79,60%	89,59%	67,76%	9,024	9,035
270	C-E	K <sub>1</sub>	77,30%	73,89%	86,93%	80,09%	9,039	9,022
271	C-E	K <sub>3</sub>	76,98%	73,49%	86,72%	65,22%	9,024	9,015
272	C-E	K <sub>4b</sub>	68,56%	63,58%	80,18%	49,80%	9,024	9,026
273	C-E	K <sub>5</sub>	88,46%	89,92%	92,44%	101,72%	9,004	8,995
274	C-E	K <sub>1</sub>	88,94%	90,73%	92,56%	106,84%	8,999	9,007
275	M-E	K <sub>4a</sub>	69,16%	64,24%	80,69%	67,44%	9,031	9,032
276	M-E	K <sub>1</sub>	89,55%	91,76%	92,68%	120,58%	8,996	9,006
277	M-E	K <sub>1</sub>	83,11%	81,71%	90,38%	99,04%	9,035	9,036
278	Ve.-E	K <sub>4</sub> -O <sub>1</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	107,60%	9,024	9,023
279	C-E	K <sub>1</sub>	86,76%	87,18%	91,93%	118,07%	8,995	8,984
280	C-E	K <sub>1</sub>	89,21%	91,19%	92,62%	113,19%	9,000	9,014
281	C-E	K <sub>1</sub>	35,27%	32,86%	45,17%	98,82%	9,001	9,016
F-01	N-MP	Visé	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
F-02	N-MP	Visé	88,52%	90,03%	92,46%	66,34%	9,003	8,999
F-03	N-MP	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	58,94%	9,009	9,000
F-04	N-MP	Visé	86,96%	87,51%	92,00%	74,78%	9,005	9,002
F-05	N-MP	Visé	88,70%	90,33%	92,50%	59,58%	9,006	9,004
F-06	N-MP	Visé	88,39%	89,81%	92,42%	75,92%	9,011	9,012
F-07	S-F	Visé	81,40%	79,31%	89,47%	61,49%	9,006	9,019
F-08	S-F	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	67,87%	9,011	9,013
F-09	S-F	Visé	84,29%	83,43%	90,94%	84,89%	9,014	8,986
F-10	S-F	Visé	88,87%	90,61%	92,54%	56,60%	9,007	9,008
F-11	N-MP	Visé	63,08%	57,75%	75,26%	72,32%	8,999	9,009
F-12	N-MP	Visé	40,31%	36,93%	51,10%	75,06%	8,999	9,006
F-13	N-MP	Visé	53,50%	48,43%	65,70%	81,20%	8,998	9,001
F-14	N-MP	Visé	88,03%	89,21%	92,33%	99,07%	8,998	9,006
F-15	N-MP	Visé	89,41%	91,53%	92,66%	62,95%	8,998	8,999
F-16	N-MP	Visé	45,13%	40,98%	56,60%	100,05%	9,001	9,006
F-17	N-MP	Visé	88,71%	90,35%	92,50%	97,88%	9,002	9,004
F-18	N-MP	Visé	88,22%	89,53%	92,38%	68,84%	9,005	9,007
F-19	N-MP	Visé	88,38%	89,80%	92,42%	66,09%	9,004	8,999
F-20	N-MP	Visé	89,83%	92,25%	92,74%	90,91%	9,005	9,017
F-21	N-MP	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	75,74%	9,005	9,008
F-22	S-F	Visé	89,17%	91,11%	92,61%	86,87%	9,007	8,985
F-23	S-F	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	71,02%	9,008	9,019
F-24	N-MP	Visé	40,70%	37,25%	51,55%	103,76%	8,994	9,009
F-25	S-F	Visé	46,85%	42,47%	58,52%	96,04%	9,003	9,009
F-26	N-MP	Visé	88,50%	90,00%	92,45%	84,74%	9,005	9,007
F-27	N-MP	Visé	88,99%	90,81%	92,57%	95,78%	9,005	9,004

Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
F-28	N-F	Visé	45,44%	41,25%	56,95%	117,15%	9,000	8,986
F-29	S-MP	Visé	23,41%	23,82%	30,63%	32,34%	n.b.	n.b.
F-30	S-MP	Visé	18,92%	20,57%	24,93%	45,55%	n.b.	n.b.
F-31	S-MP	Visé	28,80%	27,84%	37,33%	115,58%	n.b.	n.b.
F-32	S-MP	Visé	23,10%	23,59%	30,24%	92,23%	n.b.	n.b.
F-33	S-MP	Visé	25,56%	25,40%	33,32%	54,93%	n.b.	n.b.
F-34	S-MP	Visé	25,39%	25,28%	33,11%	95,01%	n.b.	n.b.
F-35	S-MP	Visé	30,80%	29,37%	39,78%	78,39%	9,013	8,997
F-36	S-MP	Visé	32,92%	31,01%	42,36%	83,84%	8,995	9,006
F-37	S-MP	Visé	35,42%	32,98%	45,35%	68,50%	n.b.	n.b.
F-38	S-F	Visé	37,96%	35,01%	48,35%	122,53%	8,989	9,007
F-39	S-F	Visé	34,90%	32,56%	44,73%	61,35%	n.b.	n.b.
F-40	S-F	Visé	72,46%	68,01%	83,39%	81,65%	8,988	8,993
F-41	N-F	Visé	88,39%	89,81%	92,42%	91,97%	9,011	9,004
F-42	S-F	Visé	90,45%	93,33%	92,83%	79,34%	9,005	9,003
F-43	N-F	Visé	63,48%	58,16%	75,63%	125,22%	9,003	9,000
F-44	N-F	Visé	82,44%	80,76%	90,04%	240,65%	9,002	9,014
F-45	N-F	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	83,01%	9,003	8,993
F-46	N-MP	Visé	81,53%	79,49%	89,55%	186,05%	9,005	8,992
F-47	N-MP	Visé	90,22%	92,93%	92,80%	135,40%	8,999	9,004
F-48	N-F	Visé	85,27%	84,88%	91,36%	97,83%	9,006	9,009
F-49	N-F	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	52,19%	9,014	9,001
F-50	N-F	Visé	87,88%	88,97%	92,28%	74,71%	9,007	8,990
F-51	N-F	Visé	84,76%	84,11%	91,15%	95,49%	8,996	9,019
F-52	N-F	Visé	88,67%	90,28%	92,49%	105,46%	9,040	9,018
F-53	N-F	Visé	87,89%	88,99%	92,29%	120,74%	9,002	9,014
F-54	N-F	Visé	86,83%	87,29%	91,95%	78,07%	8,994	9,013
F-55	N-F	Visé	84,26%	83,38%	90,93%	84,36%	9,002	9,010
F-56	S-F	Visé	83,72%	82,59%	90,68%	83,47%	9,023	9,023
F-57	N-F	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	71,56%	9,002	8,998
F-58	N-F	Visé	85,81%	85,71%	91,58%	94,19%	9,000	9,004
F-59	S-F	Visé	84,91%	84,35%	91,22%	70,19%	9,008	9,009
F-60	N-F	Visé	87,66%	88,63%	92,22%	79,05%	9,006	9,002
F-61	N-F	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	65,92%	9,009	9,012
F-62	N-F	Visé	87,62%	88,55%	92,21%	83,77%	9,012	9,006
F-63	N-F	Visé	88,93%	90,71%	92,56%	69,92%	9,009	9,012
F-64	N-F	Visé	56,95%	51,67%	69,26%	96,58%	9,004	9,004
F-65	N-MP	Visé	86,44%	86,68%	91,82%	92,58%	8,997	8,996
F-66	N-MP	Visé	93,03%	98,14%	92,91%	60,90%	9,006	9,006
F-67	N-MP	Visé	71,43%	66,82%	82,57%	156,11%	9,006	9,017
F-68	N-F	Visé	87,16%	87,81%	92,06%	95,78%	9,005	9,007
F-69	N-F	Visé	54,56%	49,42%	66,82%	141,35%	8,948	9,001
F-70	N-F	Visé	88,03%	89,23%	92,33%	99,91%	9,004	9,008

## Anhang: Tabelle E

Probenname	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
F-71	N-F	Visé	87,62%	88,55%	92,21%	103,76%	9,005	8,994
F-72	N-F	Visé	87,01%	87,57%	92,01%	95,78%	9,004	9,000
F-73	N-F	Visé	87,53%	88,41%	92,18%	113,75%	9,010	8,988
F-74	N-F	Visé	81,74%	79,78%	89,66%	199,83%	9,012	8,998
F-75	N-F	Visé	89,21%	91,19%	92,62%	87,37%	8,999	9,006
F-76	N-F	Visé	90,04%	92,61%	92,77%	131,43%	9,010	8,978
F-77	N-F	Visé	86,91%	87,42%	91,98%	45,82%	9,004	9,006
F-78	N-F	Visé	89,84%	92,27%	92,74%	81,65%	9,010	8,987
F-79	N-F	Visé	88,08%	89,30%	92,34%	76,96%	9,006	9,003
F-80	N-F	Visé	88,46%	89,92%	92,44%	80,09%	9,007	9,006
F-81	N-F	Visé	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
F-82	N-F	Visé	88,94%	90,73%	92,56%	112,26%	9,008	9,001
BL007	N-E	K <sub>4b</sub>	80,80%	78,49%	89,14%	55,34%	9,015	9,015
BL008	N-E	K <sub>4b</sub>	74,82%	70,81%	85,18%	37,73%	9,015	8,983
BL009	N-E	K <sub>4b</sub>	72,99%	68,62%	83,80%	97,65%	9,012	8,994
BL010	N-E	K <sub>4b</sub>	77,33%	73,93%	86,95%	44,57%	9,014	9,028
BL011	N-E	K <sub>4b</sub>	77,51%	74,16%	87,08%	48,47%	9,020	9,022
BL024	N-E	K <sub>4b</sub>	64,04%	58,74%	76,15%	63,00%	9,034	9,035
BL025	N-E	K <sub>4b</sub>	82,67%	81,09%	90,16%	51,50%	9,015	9,014
BL026	M-E	K <sub>4b</sub>	84,05%	83,08%	90,83%	57,64%	9,039	9,033
BL027	M-E	K <sub>4b</sub>	89,02%	90,87%	92,58%	92,49%	9,031	9,031
BL028	M-E	K <sub>4b</sub>	75,66%	71,84%	85,79%	45,28%	9,012	8,985
BL038	C-E	K <sub>4b</sub>	83,80%	82,71%	90,71%	66,40%	9,004	9,009
BR11	M-E	O <sub>1-2</sub>	83,25%	81,92%	90,45%	77,08%	8,987	8,995
BR13	C-E	O <sub>1-2</sub>	72,46%	68,01%	83,39%	88,45%	8,993	8,996
BR16	N-MP	O <sub>1-2</sub>	84,59%	83,87%	91,08%	102,25%	8,989	9,004
MD11	N-F	Visé	86,54%	86,84%	91,85%	86,24%	9,005	9,002
020503	N-MP	O <sub>1-2</sub>	84,69%	84,02%	91,12%	83,01%	9,007	8,993
020504	N-MP	O <sub>1-2</sub>	84,59%	83,87%	91,08%	111,50%	8,985	8,994
020505	N-MP	O <sub>1-2</sub>	89,36%	91,44%	92,65%	77,47%	8,985	9,001
020506	N-MP	O <sub>1-2</sub>	83,60%	82,42%	90,62%	94,66%	8,984	9,006
020507	N-MP	O <sub>1-2</sub>	81,40%	79,31%	89,47%	93,17%	8,998	8,987
020509	N-MP	O <sub>1-2</sub>	85,95%	85,93%	91,64%	76,33%	8,987	9,006
020510	N-MP	O <sub>1-2</sub>	87,96%	89,10%	92,31%	107,60%	8,991	8,999
020533	S-MP	Visé	77,66%	74,35%	87,18%	81,38%	9,010	9,004
020534	S-MP	Visé	77,94%	74,71%	87,36%	46,11%	8,997	9,004
020535	S-MP	Visé	90,48%	93,38%	92,83%	93,38%	8,992	8,994
020536	S-MP	Visé	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	8,978	8,986
020537	S-MP	Visé	23,54%	23,92%	30,80%	110,67%	8,999	8,994
020538	S-MP	Visé	54,31%	49,18%	66,55%	108,70%	n.b.	n.b.
020573	N-MP	O <sub>1-2</sub>	85,07%	84,58%	91,28%	98,57%	9,006	8,993
020574	N-MP	O <sub>1-2</sub>	81,94%	80,06%	89,77%	143,37%	8,976	8,989

**Nordflügel:**

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
IB01	MdSG	K <sub>1</sub>	89,17%	91,12%	92,61%	89,83%	9,046	9,044
IB02	MdSG	K <sub>1</sub>	83,38%	82,10%	90,51%	77,68%	9,025	9,020
IB03	MdSG	K <sub>1</sub>	88,03%	89,21%	92,33%	64,47%	9,026	9,025
IB04	MdSG	K <sub>3-4</sub>	82,44%	80,76%	90,04%	87,89%	9,029	9,022
IB05	MdSG	K <sub>3-4</sub>	86,06%	86,09%	91,68%	88,45%	9,039	9,027
IB06	MdSG	K <sub>3-4</sub>	83,80%	82,71%	90,71%	92,72%	9,036	9,032
IB07	MdSG	K <sub>3-4</sub>	77,82%	74,56%	87,29%	75,46%	9,036	9,035
IB08	MdSG	K <sub>3-4</sub>	85,11%	84,65%	91,30%	67,56%	9,042	9,032
IB09	MdSG	K <sub>3-4</sub>	87,06%	87,66%	92,03%	72,94%	9,051	9,017
IB10	MdSG	K <sub>3-4</sub>	88,37%	89,77%	92,42%	102,00%	9,015	9,021
IB11	Me-S	K <sub>4-6</sub>	81,19%	79,02%	89,36%	33,30%	8,990	9,001
IB12	Me-S	K <sub>4-6</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	83,89%	9,002	9,006
IB13	Me-S	K <sub>4-6</sub>	85,07%	84,58%	91,28%	64,77%	8,996	9,006
IB14	Me-S	K <sub>4-6</sub>	69,69%	64,84%	81,14%	49,24%	9,015	8,993
IB15	Me-S	K <sub>4-6</sub>	76,37%	72,72%	86,29%	43,84%	9,021	9,026
IB16	Me-S	K <sub>4-6</sub>	72,87%	68,48%	83,70%	64,23%	9,012	9,013
IB17	Me-S	K <sub>4-6</sub>	77,23%	73,80%	86,89%	47,24%	9,004	8,998
IB18	Me-S	K <sub>4-6</sub>	66,43%	61,27%	78,33%	67,56%	9,018	9,031
IB19	Me-S	K <sub>4-6</sub>	66,33%	61,16%	78,24%	62,44%	9,009	9,010
IB20	Me-S	K <sub>3-4</sub>	58,27%	52,95%	70,59%	80,70%	9,029	9,021
IB21	Me-S	K <sub>4-6</sub>	80,38%	77,92%	88,89%	61,20%	9,014	9,020
IB22	Me-S	O <sub>1-2</sub>	71,78%	67,22%	82,85%	66,40%	8,991	8,990
IB23	Me-S	O <sub>1-2</sub>	76,46%	72,83%	86,36%	49,15%	8,993	8,955
IB24	B-S	K <sub>1</sub>	83,76%	82,64%	90,69%	92,72%	9,026	9,023
IB25	B-S	K <sub>1</sub>	80,68%	78,33%	89,07%	63,53%	9,020	9,018
IB26	B-S	K <sub>1</sub>	79,49%	76,73%	88,35%	60,20%	9,025	9,025
IB27	B-S	K <sub>3</sub>	85,50%	85,23%	91,46%	113,19%	9,033	9,030
IB28	MM-S	K <sub>3</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	78,31%	9,032	9,045
IB29	MM-S	K <sub>4-6</sub>	85,84%	85,76%	91,59%	103,76%	9,031	9,039
IB30	MM-S	K <sub>4-6</sub>	88,87%	90,61%	92,54%	146,03%	9,024	9,021
IB31	MM-S	K <sub>4-6</sub>	27,21%	26,64%	35,37%	13,56%	9,025	9,036
IB32	MM-S	K <sub>4-6</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	135,73%	9,030	9,019
IB33	MM-S	K <sub>3</sub>	87,81%	88,87%	92,27%	83,80%	9,026	9,033
IB34	BV-S	K <sub>3</sub>	82,44%	80,76%	90,04%	106,84%	9,038	9,027
IB35	MM-S	K <sub>3</sub>	87,89%	89,00%	92,29%	110,32%	9,035	9,046
IB36	BV-S	O <sub>1-2</sub>	88,53%	90,05%	92,46%	166,91%	8,999	8,998
IB37	BV-S	O <sub>1-2</sub>	85,69%	85,53%	91,54%	116,73%	8,992	9,000
IB38	MdSG	K <sub>1</sub>	85,29%	84,91%	91,37%	87,62%	9,036	9,023
IB39	MdSG	K <sub>1</sub>	82,20%	80,42%	89,91%	92,77%	9,051	9,020
IB40	HM	K <sub>1</sub>	89,45%	91,59%	92,67%	101,45%	8,986	9,003
IB41	HM	K <sub>1</sub>	89,63%	91,91%	92,70%	64,07%	8,993	8,997
IB42	HM	K <sub>1</sub>	86,96%	87,51%	92,00%	58,31%	8,978	9,007
IB43	MC-E	K <sub>1</sub>	84,94%	84,39%	91,23%	70,29%	9,040	9,033



Anhang: Tabelle E

Proben- name	tekton. Einheit	stratig. Alter	Gehalt 2M <sub>1</sub> -Polytyp				b <sub>0</sub> -Index	
			Basel (polynomisch)	Basel (linear)	Caillère et al. (1982)	Maxwell & Hower (1967)	"Sassi" (in Å)	METRIC (in Å)
IB44	MC-E	K <sub>1</sub>	84,26%	83,38%	90,93%	56,17%	9,027	9,005
IB45	MC-E	K <sub>1</sub>	86,41%	86,64%	91,81%	58,45%	8,992	8,992
IB46	MC-E	K <sub>1</sub>	80,14%	77,60%	88,75%	73,24%	9,019	9,029
IB47	Me-S	K <sub>1</sub>	85,71%	85,55%	91,54%	71,73%	9,023	9,032
IB48	Me-S	K <sub>1</sub>	87,34%	88,10%	92,12%	31,39%	9,023	9,025
IB49	Me-S	K <sub>1</sub>	77,94%	74,71%	87,36%	58,45%	9,027	9,029
IB50	Me-S	K <sub>1</sub>	86,54%	86,84%	91,85%	88,50%	9,023	9,036
IB51	Me-S	K <sub>1</sub>	93,03%	98,14%	92,91%	78,10%	9,023	9,021
IB52	Me-S	K <sub>1</sub>	81,74%	79,78%	89,66%	97,65%	8,997	9,012
IB53	Me-S	K <sub>1</sub>	88,07%	89,28%	92,34%	107,91%	9,030	9,031
IB54	Me-S	K <sub>1</sub>	85,66%	85,49%	91,52%	86,59%	9,012	9,003
IB55	Me-S	K <sub>1</sub>	86,76%	87,18%	91,93%	93,62%	9,018	9,023
IB56	Me-S	K <sub>1</sub>	86,18%	86,29%	91,72%	65,15%	9,033	9,027
IB57	Me-S	K <sub>1</sub>	86,13%	86,20%	91,70%	66,85%	9,024	9,040
IB58	Me-S	K <sub>1</sub>	84,26%	83,38%	90,93%	84,36%	9,029	9,023
IB59	Me-S	K <sub>1</sub>	70,60%	65,86%	81,89%	80,53%	8,982	9,006
IB60	Me-S	K <sub>1</sub>	87,42%	88,23%	92,15%	79,18%	9,021	9,039
IB61	Me-S	K <sub>1</sub>	84,05%	83,08%	90,83%	76,18%	9,012	9,003
IB62	MdSG	K <sub>3-4</sub>	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
230	G-B	Stephan	85,24%	84,85%	91,35%	99,61%	n.b.	n.b.
231	G-B	Stephan	71,95%	67,41%	82,98%	127,97%	n.b.	n.b.
238	G-B	Stephan	68,73%	63,77%	80,33%	65,40%	n.b.	n.b.
239	G-B	Stephan	78,94%	76,00%	88,01%	161,40%	n.b.	n.b.
021004	MC-E	K <sub>1</sub>	59,17%	53,83%	71,49%	140,69%	9,013	9,024
021005	MC-E	K <sub>1</sub>	83,80%	82,71%	90,71%	79,05%	8,996	8,987
021006	MC-E	K <sub>1</sub>	55,49%	50,29%	67,77%	94,33%	n.b.	n.b.
021007	MC-E	K <sub>1</sub>	80,88%	78,60%	89,18%	182,61%	8,998	8,984
021008	MC-E	K <sub>1</sub>	81,94%	80,06%	89,77%	132,81%	8,996	8,993
021009	AM-S	K <sub>1</sub>	17,47%	19,54%	23,07%	172,93%	9,005	9,000
021010	Me-S	O <sub>1-2</sub>	67,49%	62,40%	79,25%	76,62%	n.b.	n.b.
021011	Me-S	O <sub>1-2</sub>	77,82%	74,56%	87,29%	99,77%	8,985	8,997
021012	BV-S	K <sub>1</sub>	87,03%	87,61%	92,02%	88,94%	9,019	9,035
021013	B-S	K <sub>1</sub>	71,46%	66,85%	82,60%	95,55%	9,026	9,031
021014	B-S	K <sub>1</sub>	68,75%	63,79%	80,35%	40,40%	9,018	9,010
021015	B-S	K <sub>1</sub>	8,31%	13,23%	11,13%	135,52%	9,031	9,038
021016	B-S	K <sub>1</sub>	70,08%	65,27%	81,46%	47,89%	9,012	9,009
021017	B-S	K <sub>1</sub>	55,25%	50,06%	67,52%	52,65%	9,016	9,015
050702	AM-S	K <sub>1</sub>	49,17%	44,50%	61,07%	88,94%	9,000	9,002
050703	AM-S	K <sub>1</sub>	18,47%	20,25%	24,35%	70,34%	9,015	9,001
050704	G-B	Stephan	41,94%	38,29%	52,98%	76,15%	8,998	8,997
050705	G-B	Stephan	31,74%	30,09%	40,93%	86,61%	8,991	9,025
050706	G-B	Stephan	7,19%	12,48%	9,64%	24,41%	n.b.	n.b.
050707	G-B	Stephan	11,53%	15,41%	15,36%	78,52%	n.b.	n.b.

Tabelle F:

Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 GÖTTINGEN							
K/Ar - Alterbestimmung Michael Doublier							
nat. Ar - Isotopen-Häufigkeit		Spike - isotopische Zusa.		Zerfallskonstanten [1/a]:		Kalium	
<sup>40</sup> Ar : 99,6000%		<sup>40</sup> Ar : 0,009998%		l e : 5,810E-11		40K : 0,011670%	
<sup>38</sup> Ar : 0,0630%		<sup>38</sup> Ar : 99,989%		l b : 4,962E-10		K <sub>2</sub> O/K : 0,8302	
<sup>36</sup> Ar : 0,3370%		<sup>36</sup> Ar : 0,0009998%		l tot: 5,543E-10		Atom-Gewicht [g/mol]:	
Standard Temperature Pressure (STP)				Molares Normvolumen		tot Ar : 39,9477	
0° C; 760 mm Hg				[ml] : 22413,8		40Ar : 39,9624	
(DIN 1343)						tot K : 39,1027	
273,15K; 1013,25 mbar							
Probenname	Spike [ No. ]	K <sub>2</sub> O [ Wt. % ]	<sup>40</sup> Ar * [ nl/g ] STP	<sup>40</sup> Ar * [ % ]	Alter [ Ma ]	2σ-Fehler [ Ma ]	2σ-Fehler [ % ]
F-42 <2µm	3357	5,87	61,48	97,85	298,6	6,2	2,1
F-42 <0,2µm	3358	5,84	62,09	98,60	302,8	6,4	2,1
266 <2µm	3325	6,68	72,61	94,21	309,0	6,6	2,1
266 <0,2µm	3332	6,89	72,50	98,61	299,9	6,1	2,0
BR 11 <2µm	3363	4,65	48,61	98,74	298,1	6,1	2,0
BR 11 <0,2µm	3364	4,67	47,38	98,57	290,0	7,8	2,7
BR 13 <2µm	3359	4,76	61,98	98,64	364,4	8,1	2,2
BR 13 <0,2µm	3360	4,96	61,94	99,21	350,8	9,2	2,6
BR 16 <2µm	3362	4,86	52,49	95,47	307,2	8,8	2,9
BR 16 <0,2µm	3361	4,96	47,47	96,02	274,7	5,7	2,1
F 14 < 2µm	3576	5,59	59,98	98,98	305,3	6,2	2,0
F 14 < 0,2 µm	3575	5,63	59,34	98,96	300,4	6,4	2,1
F 53 < 2µm	3568	6,63	65,85	98,56	284,3	5,8	2,0
F 53 < 0,2 µm	3567	6,35	62,18	98,80	280,6	5,9	2,1
195 < 2µm	3574	5,79	68,24	99,01	332,8	8,2	2,5
195 < 0,2 µm	3573	6,25	70,01	99,08	317,6	6,5	2,0
246 < 2µm	3572	5,82	65,05	94,25	317,0	6,9	2,2
246 < 0,2 µm	3571	6,32	67,08	94,45	302,3	7,8	2,6
255 < 2µm	3570	6,72	72,10	97,79	305,3	6,5	2,1
255 < 0,2 µm	3569	6,22	65,41	96,64	299,8	6,2	2,1
276 < 2µm	3566	8,71	104,33	99,54	337,7	7,4	2,2
276 < 0,2 µm	3565	8,68	99,53	99,39	324,5	6,8	2,1
050701 < 2µm	3564	4,28	30,25	86,13	206,8	4,8	2,3
050701 < 0,2 µm	3563	4,44	28,30	85,75	194,8	4,5	2,3
IB 26 <2µm /1	3264	5,83	71,14	98,18	343,5	7,0	2,0
IB 26 <2µm /2	3248	5,83	70,63	98,01	341,2	7,0	2,1
IB 26 <0,2µm /1	3258	6,08	72,27	97,13	335,4	6,9	2,1
IB 26 <0,2µm /2	3259	6,08	71,95	96,28	334,0	6,9	2,1
IB 55 <2µm /1	3260	5,08	60,14	98,56	334,1	6,8	2,0
IB 55 <2µm /2	3261	5,08	59,87	99,06	332,8	6,7	2,0
IB 55 <0,2µm /1	3262	5,17	59,74	97,44	326,8	6,7	2,1
IB 55 <0,2µm /2	3265	5,17	59,89	97,72	328,0	6,7	2,0
IB 04 <2µm	3314	4,73	45,83	93,60	277,9	6,4	2,3
IB 04 <0,2µm	3313	4,90	45,54	94,87	267,4	5,7	2,1
IB 29 <2µm	3312	6,03	67,14	94,31	315,9	6,9	2,2
IB 29 <0,2µm	3311	5,92	62,45	91,83	300,6	6,9	2,3
021005 <2µm	3310	3,45	31,63	89,92	264,0	6,0	2,3
021005 <0,2µm	3309	3,42	31,04	87,96	261,5	6,4	2,4
021009 <2µm	3307	4,65	39,26	90,36	245,0	5,5	2,2
021009 <0,2µm	3306	4,50	38,50	85,01	247,2	5,9	2,4
040302 <2µm	3330	5,09	42,96	97,36	244,4	5,3	2,2
040302 <0,2µm	3328	4,97	41,02	97,30	239,3	4,9	2,0
040303 <2µm	3315	5,71	53,11	98,14	267,5	5,9	2,2
040303 <0,2µm	3327	5,69	51,93	99,07	263,0	6,3	2,4

**Tabelle G:**

Die Erläuterungen für die verwendeten Abkürzungen sind in Tabelle A dargestellt.

**Karbon:**

Probenname tekton. Einheit	F-14		F-24		F-25		F-32		F-38		F-39	
	N-MP	Std.AW	N-MP	Std.AW	S-F	Std.AW	S-MP	Std.AW	S-F	Std.AW	S-F	Std.AW
SiO <sub>2</sub> %	56,61	0,02	53,90	0,12	59,38	0,25	57,28	0,04	56,22	0,12	54,26	0,14
TiO <sub>2</sub> %	0,96	0,47	0,77	0,65	0,89	0,57	0,86	0,68	1,03	0,44	1,20	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	20,93	0,19	17,62	0,20	19,38	0,14	17,50	0,23	22,05	0,13	23,97	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	8,04	0,09	6,97	0,13	7,60	0,14	6,74	0,14	9,12	0,06	7,08	0,12
MnO%	0,07	1,54	0,16	0,73	0,04	1,57	0,05	2,04	0,01	8,33	0,00	0,00
MgO%	2,41	0,33	2,22	0,36	2,20	0,21	1,72	1,28	1,72	0,84	1,63	0,23
CaO%	0,12	0,97	5,36	0,22	0,14	1,06	3,59	0,28	0,24	0,65	0,25	74,20
Na <sub>2</sub> O%	1,32	3,47	1,25	1,53	1,06	0,22	0,75	1,26	1,04	2,79	1,10	1,09
K <sub>2</sub> O%	3,95	0,17	3,35	0,15	3,76	0,13	3,41	0,07	3,37	0,02	4,15	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,09	2,23	0,11	1,88	0,11	2,17	0,14	0,84	0,18	1,50	0,10	3,07
Σ	94,48	0,09	91,71	0,10	94,55	0,20	92,02	0,07	94,98	0,12	93,84	0,11
ΣNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5,27	0,98	4,60	0,43	4,81	0,15	4,15	0,18	4,40	0,67	5,25	0,30
log(SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,43	0,19	0,49	0,14	0,49	0,21	0,51	0,22	0,41	0,08	0,35	0,16
log(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O)	0,31	0,11	0,32	0,07	0,31	0,02	0,30	0,19	0,43	0,07	0,23	0,13

**Ordoviz:**

Probenname tekton. Einheit	11		15		133		212	
	N-MP	Std.AW	N-MP	Std.AW	S-MP	Std.AW	M-E	Std.AW
SiO <sub>2</sub> %	53,38	0,07	53,35	0,05	53,46	0,07	55,98	0,08
TiO <sub>2</sub> %	0,95	0,56	1,05	0,11	1,08	0,19	1,07	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	23,76	0,17	24,85	0,18	24,20	0,16	23,14	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	9,45	0,20	8,12	0,06	6,84	0,07	6,37	0,03
MnO%	0,04	1,55	0,03	2,28	0,04	2,70	0,02	3,53
MgO%	2,28	0,66	1,90	0,67	1,94	0,11	1,90	0,50
CaO%	0,11	1,04	0,08	2,38	0,18	1,74	0,17	0,34
Na <sub>2</sub> O%	0,73	2,92	0,85	6,96	0,54	7,14	0,72	3,01
K <sub>2</sub> O%	3,19	0,12	3,41	0,04	5,81	0,13	5,22	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,11	1,93	0,12	1,31	0,11	0,54	0,12	0,85
Σ	94,00	0,08	93,77	0,11	94,20	0,06	94,71	0,05
ΣNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3,93	0,46	4,26	1,42	6,35	0,72	5,94	0,31
log(SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,35	0,19	0,33	0,22	0,34	0,27	0,38	0,24
log(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O)	0,47	0,15	0,38	0,05	0,07	0,48	0,09	0,67

**Ordoviz:**

Probenname tekton. Einheit	213		225		242		266	
	M-E	Std.AW	S-M	Z-M	Z-M	Std.AW	Z-M	Std.AW
SiO <sub>2</sub> %	53,63	0,07	53,20	0,03	54,28	0,04	63,95	0,10
TiO <sub>2</sub> %	1,03	3,71	0,97	0,47	1,05	0,81	1,02	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	24,13	3,66	24,90	0,12	23,63	0,17	16,47	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	7,37	11,76	7,52	0,10	8,13	0,06	6,79	0,08
MnO%	0,04	52,26	0,00	17,32	0,02	3,27	0,05	1,14
MgO%	1,94	1,30	1,46	0,79	1,69	0,35	2,39	0,59
CaO%	0,08	92,56	0,03	1,71	0,06	2,66	0,14	1,21
Na <sub>2</sub> O%	1,07	26,96	1,04	3,27	0,76	3,24	0,01	84,57
K <sub>2</sub> O%	3,77	0,10	3,99	0,19	4,40	0,11	4,29	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,12	2,98	0,14	1,47	0,17	0,89	0,06	6,84
Σ	94,47	0,25	93,26	0,05	94,20	0,07	95,15	0,07
ΣNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,84	6,00	5,02	0,60	5,17	0,57	4,30	0,28
log(SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,35	4,56	0,33	0,20	0,36	0,21	0,59	0,16
log(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O)	0,29	18,30	0,28	0,14	0,27	0,27	0,20	0,15

**Kambrium:**

Probenname tekton. Einheit	234		245		246		249	
	N-E	Std.AW	Z-M	Std.AW	Z-M	Std.AW	N-M	Std.AW
SiO <sub>2</sub> %	57,58	0,08	59,16	0,11	58,68	0,18	58,14	0,14
TiO <sub>2</sub> %	0,83	0,30	0,84	0,30	0,83	0,14	0,93	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	21,15	0,17	18,47	0,22	18,55	0,05	19,73	0,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	7,56	0,06	7,32	0,09	7,73	0,20	7,98	0,12
MnO%	0,05	3,34	0,04	1,30	0,04	3,45	0,06	0,94
MgO%	2,19	0,84	3,52	0,34	3,83	0,86	3,12	0,22
CaO%	0,05	1,92	0,39	0,26	0,38	0,40	0,21	0,00
Na <sub>2</sub> O%	0,48	4,85	2,25	1,78	2,16	0,58	0,68	3,15
K <sub>2</sub> O%	4,87	0,09	3,62	0,14	3,34	0,08	4,72	0,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,09	1,75	0,21	1,70	0,21	1,50	0,14	1,79
Σ	94,84	0,07	95,82	0,14	95,76	0,14	95,70	0,06
ΣNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5,35	0,37	5,86	0,74	5,50	0,26	5,41	1,16
log(SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,44	0,22	0,51	0,22	0,50	0,15	0,47	0,22
log(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O)	0,19	0,16	0,31	0,25	0,36	0,19	0,23	1,66

**Kambrium:**

Probenname tekton. Einheit	250		275		277	
	N-M	Std.AW	M-E	Std.AW	M-E	Std.AW
SiO <sub>2</sub> %	56,54	0,13	49,96	0,14	58,91	0,14
TiO <sub>2</sub> %	0,94	0,69	0,69	74,19	1,01	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	20,63	0,15	24,22	0,02	19,25	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	7,82	0,06	8,14	0,03	6,92	0,05
MnO%	0,05	1,12	0,04	1,57	0,03	22,49
MgO%	3,10	1,39	3,30	1,02	2,55	0,44
CaO%	0,18	0,32	0,31	0,80	0,12	8,63
Na <sub>2</sub> O%	1,04	1,80	0,04	82,60	1,50	2,66
K <sub>2</sub> O%	5,06	0,08	7,32	0,04	4,81	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,13	0,44	0,20	0,59	0,15	0,39
Σ	95,49	0,12	94,51	0,12	95,24	0,15
ΣNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,10	0,25	7,36	0,42	6,31	0,61
log(SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,44	0,25	0,31	0,21	0,49	0,08
log(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O)	0,19	0,24	0,05	0,09	0,16	0,51

**Tabelle H:**

Erläuterungen: S.A. -Standardabweichung; t.i.c. - Summe der Zwischenschicht-Kationen (K+Na+Ca+Ba);  $b$  -  $b_0$ -Index (ESM-Methode).

Für alle Analysen in der Tabelle H basieren die Berechnungen der Kationen auf 11 Äquivalent-Sauerstoffatomen.

**Pardailhan-Decke:**

Anzahl (n)	5		5 (Na)		36			78	
	3	S.A.	27	S.A.	1	3	S.A.	14	S.A.
SiO <sub>2</sub> Wt%	46,08	0,99	45,38	1,00	47,90	46,18	1,51	45,64	0,88
TiO <sub>2</sub> Wt%	1,94	1,59	1,31	0,95	1,39	0,83	0,64	0,57	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	32,38	0,32	35,54	1,08	31,63	34,17	0,51	31,44	1,52
FeO Wt%	1,79	0,52	1,91	0,81	3,19	1,63	0,57	3,76	1,51
MnO Wt%	0,04	0,01	0,02	0,02	0,00	0,06	0,05	0,02	0,03
MgO Wt%	1,42	0,10	0,81	0,31	1,64	1,05	0,17	1,80	0,67
CaO Wt%	0,02	0,02	0,14	0,07	0,01	0,03	0,03	0,06	0,03
BaOWt%	0,29	0,51	0,00	0,00	0,85	0,38	0,12	0,93	0,81
Na <sub>2</sub> OWt%	0,87	0,06	2,10	0,49	0,59	1,33	0,16	0,33	0,23
K <sub>2</sub> O Wt%	8,65	0,25	6,45	0,82	9,83	8,24	0,12	9,04	0,47
Total Wt%	93,48	0,63	93,65	1,10	97,02	93,90	1,41	93,60	1,43
Si	3,12	0,08	3,03	0,06	3,18	3,10	0,04	3,14	0,04
Ti	0,10	0,08	0,07	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03
Al <sup>(IV)</sup>	0,88	0,08	0,97	0,06	0,82	0,90	0,04	0,86	0,04
Al <sup>(VI)</sup>	1,71	0,06	1,83	0,06	1,65	1,81	0,04	1,69	0,10
Al <sub>tot</sub>	2,59	0,02	2,80	0,07	2,47	2,71	0,03	2,55	0,12
Fe	0,10	0,03	0,11	0,05	0,18	0,09	0,03	0,22	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,14	0,01	0,08	0,03	0,16	0,11	0,02	0,19	0,07
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02
Na	0,11	0,01	0,27	0,06	0,08	0,17	0,02	0,04	0,03
K	0,75	0,02	0,55	0,07	0,83	0,71	0,01	0,79	0,04
Σ Kationen	6,92	0,02	6,91	0,03	6,97	6,94	0,04	6,97	0,03
Σ t.i.c.	0,86	0,02	0,83	0,04	0,91	0,89	0,01	0,84	0,05
$b(\text{Å})$	9,014	0,005	9,007	0,005	9,022	9,010	0,002	9,023	0,009

**Pardailhan-Decke:**

Anzahl (n)	148		157		157 (Na)		216	
	4	S.A.	4	S.A.	3	S.A.	13	S.A.
SiO <sub>2</sub> Wt%	44,53	0,66	43,78	0,70	43,29	1,17	46,57	1,36
TiO <sub>2</sub> Wt%	0,97	0,35	1,10	0,39	0,54	0,54	1,59	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	35,78	1,29	33,33	2,69	35,77	1,72	31,70	2,44
FeO Wt%	2,33	0,89	2,71	1,55	1,93	1,28	2,53	1,13
MnO Wt%	0,02	0,02	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO Wt%	0,55	0,19	1,35	0,40	0,79	0,31	1,43	0,53
CaO Wt%	0,05	0,07	0,07	0,05	0,08	0,04	0,03	0,08
BaOWt%	0,14	0,04	0,27	0,22	0,18	0,06	1,19	0,65
Na <sub>2</sub> OWt%	2,26	1,14	0,91	0,22	1,57	0,30	0,43	0,20
K <sub>2</sub> O Wt%	6,66	2,06	8,10	0,53	7,06	0,40	9,65	0,48
Total Wt%	93,28	1,10	91,68	1,05	91,23	0,88	95,15	1,00
Si	3,00	0,04	3,04	0,07	2,98	0,05	3,15	0,09
Ti	0,05	0,02	0,06	0,02	0,03	0,03	0,08	0,03
Al <sup>(IV)</sup>	1,00	0,04	0,96	0,07	1,02	0,05	0,85	0,09
Al <sup>(VI)</sup>	1,85	0,05	1,76	0,11	1,89	0,10	1,68	0,10
Al <sub>tot</sub>	2,84	0,08	2,72	0,18	2,91	0,12	2,53	0,18
Fe	0,13	0,05	0,16	0,09	0,11	0,08	0,14	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,06	0,02	0,14	0,04	0,08	0,03	0,14	0,05
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02
Na	0,29	0,15	0,12	0,03	0,21	0,04	0,06	0,03
K	0,57	0,18	0,72	0,05	0,62	0,03	0,83	0,04
Σ Kationen	6,96	0,03	6,96	0,02	6,95	0,02	6,94	0,05
Σ t.i.c.	0,87	0,05	0,85	0,03	0,84	0,04	0,90	0,04
b(Å)	9,005	0,005	9,013	0,011	9,005	0,007	9,018	0,010

**Minervois-Decke und Verierres-Einheit:**

Anzahl (n)	242		252		278	
	14	S.A.	11	S.A.	9	S.A.
SiO <sub>2</sub> Wt%	45,98	2,39	48,25	1,29	46,98	1,68
TiO <sub>2</sub> Wt%	1,42	0,94	1,88	0,87	2,78	1,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	35,39	1,44	27,75	0,86	30,11	1,13
FeO Wt%	2,14	2,02	4,26	0,78	3,37	0,73
MnO Wt%	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO Wt%	0,83	0,42	2,09	0,30	2,22	0,39
CaO Wt%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
BaOWt%	0,29	0,14	0,42	0,17	0,45	0,15
Na <sub>2</sub> OWt%	1,82	0,55	0,28	0,08	0,17	0,07
K <sub>2</sub> O Wt%	7,22	1,23	9,94	0,31	9,39	0,54
Total Wt%	95,13	2,53	94,90	1,29	95,50	0,89
Si	3,04	0,07	3,28	0,07	3,16	0,10
Ti	0,07	0,05	0,10	0,04	0,14	0,07
Al <sup>(IV)</sup>	0,96	0,07	0,72	0,07	0,84	0,10
Al <sup>(VI)</sup>	1,81	0,10	1,51	0,06	1,54	0,09
Al <sub>tot</sub>	2,76	0,07	2,22	0,07	2,38	0,07
Fe	0,12	0,12	0,24	0,05	0,19	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,08	0,05	0,21	0,03	0,22	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,23	0,07	0,04	0,01	0,02	0,01
K	0,61	0,10	0,86	0,03	0,80	0,04
Σ Kationen	6,93	0,05	6,96	0,03	6,92	0,03
Σ t.i.c.	0,84	0,07	0,90	0,03	0,83	0,04
b(Å)	9,008	0,008	9,033	0,004	9,025	0,005



**Mont Peyroux-Decke Nordrand:**

	020502		2		2 (Na)		3			3 (Na)			218		218 (Na)	
Anzahl (n)	4	S.A.	5	S.A.	24	S.A.	1	6	S.A.	5	S.A.	7	S.A.			
SiO <sub>2</sub> Wt%	46,91	1,81	45,94	0,36	46,11	0,79	46,36	45,11	0,86	45,51	1,68	44,94	1,16			
TiO <sub>2</sub> Wt%	1,39	0,28	0,34	0,11	0,20	0,24	1,23	0,99	0,27	0,19	0,11	0,40	0,56			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	29,46	0,51	35,81	0,74	37,02	0,86	33,61	36,30	0,83	35,41	3,01	37,21	0,75			
FeO Wt%	2,86	0,80	1,24	0,36	0,94	0,53	1,66	1,00	0,51	1,08	0,80	0,71	0,32			
MnO Wt%	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01			
MgO Wt%	2,11	0,07	0,70	0,22	0,51	0,24	1,19	0,53	0,24	1,11	0,96	0,80	0,55			
CaO Wt%	0,05	0,04	0,01	0,01	0,03	0,05	0,15	0,09	0,06	0,07	0,05	0,36	0,37			
BaOWt%	0,94	0,12	0,30	0,15	0,22	0,08	0,19	0,21	0,09	0,13	0,03	0,14	0,05			
Na <sub>2</sub> OWt%	0,21	0,04	1,02	0,15	1,42	0,33	0,93	1,92	0,30	0,97	0,26	1,73	0,52			
K <sub>2</sub> O Wt%	9,03	0,42	8,92	0,38	7,98	0,59	8,51	7,54	0,82	8,32	0,81	6,86	1,36			
Total Wt%	92,97	1,24	94,30	0,28	94,43	0,72	93,83	93,71	1,26	92,79	1,61	93,15	1,41			
Si	3,23	0,07	3,07	0,01	3,06	0,03	3,12	3,02	0,04	3,08	0,10	3,00	0,04			
Ti	0,07	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03			
Al <sup>(IV)</sup>	0,77	0,07	0,93	0,01	0,94	0,03	0,88	0,98	0,04	0,92	0,10	1,00	0,04			
Al <sup>(VI)</sup>	1,62	0,02	1,89	0,04	1,95	0,04	1,78	1,88	0,03	1,89	0,13	1,94	0,05			
Al <sub>tot</sub>	2,39	0,07	2,82	0,04	2,89	0,06	2,66	2,86	0,07	2,82	0,21	2,93	0,04			
Fe	0,17	0,05	0,07	0,02	0,05	0,03	0,09	0,06	0,03	0,06	0,05	0,04	0,02			
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mg	0,22	0,01	0,07	0,02	0,05	0,02	0,12	0,05	0,02	0,11	0,10	0,08	0,06			
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03			
Ba	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Na	0,03	0,00	0,13	0,02	0,18	0,04	0,12	0,25	0,04	0,13	0,03	0,22	0,07			
K	0,79	0,03	0,76	0,04	0,67	0,05	0,73	0,64	0,07	0,72	0,07	0,58	0,11			
Σ Kationen	6,90	0,03	6,95	0,03	6,92	0,02	6,92	6,94	0,03	6,93	0,02	6,91	0,02			
Σ t.i.c.	0,83	0,03	0,89	0,03	0,86	0,03	0,86	0,90	0,03	0,85	0,04	0,83	0,03			
b(Å)	9,027	0,001	9,006	0,002	9,002	0,003	9,012	9,001	0,003	9,008	0,012	9,001	0,004			

**Mont Peyroux-Decke (zentral):**

Anzahl (n)	020510		020510 (Na)		F26		53		120	
	9	S.A.	30	S.A.	7	S.A.	5	S.A.	2	S.A.
SiO <sub>2</sub> Wt%	46,97	0,89	46,29	0,81	43,96	0,99	44,86	0,85	45,23	1,37
TiO <sub>2</sub> Wt%	0,67	0,38	0,22	0,16	1,38	1,31	1,46	0,46	1,05	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	32,99	2,37	36,53	1,05	31,29	0,67	32,93	1,88	35,22	1,15
FeO Wt%	2,38	0,99	1,02	0,34	4,15	0,63	2,82	1,29	1,23	0,35
MnO Wt%	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
MgO Wt%	1,21	0,39	0,66	0,21	1,77	0,30	1,15	0,50	0,77	0,10
CaO Wt%	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02	0,05	0,04	0,01	0,01
BaOWt%	0,24	0,09	0,20	0,11	0,19	0,05	0,93	0,59	0,26	0,02
Na <sub>2</sub> OWt%	0,82	0,33	2,47	0,78	0,42	0,20	0,67	0,25	0,58	0,24
K <sub>2</sub> O Wt%	9,56	0,48	6,91	1,10	8,06	0,22	8,61	0,42	10,03	0,21
Total Wt%	94,88	1,10	94,37	0,90	91,29	1,16	93,51	0,95	94,40	2,17
Si	3,15	0,07	3,06	0,04	3,08	0,05	3,08	0,05	3,04	0,02
Ti	0,03	0,02	0,01	0,01	0,07	0,07	0,08	0,02	0,05	0,03
Al <sup>(IV)</sup>	0,85	0,07	0,94	0,04	0,92	0,05	0,92	0,05	0,96	0,02
Al <sup>(VI)</sup>	1,76	0,09	1,91	0,04	1,66	0,07	1,74	0,11	1,83	0,04
Al <sub>tot</sub>	2,61	0,16	2,85	0,07	2,58	0,04	2,66	0,15	2,79	0,02
Fe	0,13	0,06	0,06	0,02	0,24	0,04	0,16	0,07	0,07	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,12	0,04	0,07	0,02	0,19	0,03	0,12	0,05	0,08	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00
Na	0,11	0,04	0,32	0,10	0,06	0,03	0,09	0,03	0,08	0,03
K	0,82	0,04	0,58	0,09	0,72	0,02	0,75	0,03	0,86	0,04
Σ Kationen	6,97	0,03	6,95	0,02	6,94	0,04	6,94	0,03	6,97	0,00
Σ t.i.c.	0,93	0,03	0,90	0,02	0,78	0,04	0,85	0,04	0,94	0,02
b(Å)	9,016	0,008	9,005	0,004	9,023	0,004	9,014	0,009	9,005	0,001

Anhang: Tabelle H

**Faugères-Decke:**

Anzahl (n)	F07		F07 (Na)		MD11		020513		020513 (Na)		F41		F41 (Na)		F77	
	5	S.A.	3	S.A.	16	S.A.	12	S.A.	5	S.A.	5	S.A.	3	S.A.	10	S.A.
SiO <sub>2</sub> Wt%	44,88	2,40	46,89	1,76	46,42	1,13	45,70	1,07	44,27	0,86	46,13	1,30	47,46	1,07	46,06	1,48
TiO <sub>2</sub> Wt%	2,66	1,24	2,80	0,19	0,95	0,22	0,62	0,33	0,88	0,38	0,67	0,40	0,92	0,67	0,93	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	31,91	1,97	27,99	2,41	32,20	2,43	31,93	1,65	34,99	0,99	30,65	1,41	27,98	1,78	31,27	1,36
FeO Wt%	3,71	1,60	5,21	2,39	2,28	1,22	2,39	0,93	0,92	0,19	3,37	0,80	5,02	0,96	3,28	1,24
MnO Wt%	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03
MgO Wt%	1,92	0,69	2,03	0,72	1,56	0,65	1,36	0,47	0,68	0,07	1,61	0,31	1,97	0,23	1,74	0,40
CaO Wt%	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,09	0,05	0,04	0,02
BaOWt%	0,33	0,13	0,26	0,02	0,96	0,35	0,99	0,64	1,59	0,66	0,18	0,09	0,12	0,04	1,72	1,05
Na <sub>2</sub> OWt%	0,64	0,32	2,36	0,60	0,64	0,31	0,53	0,21	1,21	0,10	0,28	0,04	1,94	0,56	0,34	0,12
K <sub>2</sub> O Wt%	8,58	0,55	6,37	1,99	9,31	0,56	8,95	0,64	8,17	0,37	9,05	0,32	6,64	0,89	8,96	0,58
Total Wt%	94,64	1,95	93,95	2,28	94,37	0,93	92,51	1,39	92,74	2,09	92,00	0,80	92,17	0,37	94,35	1,21
Si	3,04	0,09	3,20	0,02	3,15	0,08	3,16	0,06	3,04	0,02	3,20	0,07	3,28	0,08	3,16	0,05
Ti	0,14	0,06	0,14	0,01	0,05	0,01	0,03	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03
Al <sup>(IV)</sup>	0,96	0,09	0,80	0,02	0,85	0,08	0,84	0,06	0,96	0,02	0,80	0,07	0,72	0,08	0,84	0,05
Al <sup>(VI)</sup>	1,59	0,15	1,44	0,14	1,73	0,11	1,76	0,08	1,88	0,03	1,70	0,06	1,56	0,05	1,69	0,08
Al <sub>tot</sub>	2,55	0,18	2,25	0,12	2,58	0,18	2,60	0,12	2,83	0,05	2,50	0,11	2,28	0,14	2,53	0,08
Fe	0,21	0,09	0,30	0,15	0,13	0,07	0,14	0,05	0,05	0,01	0,20	0,05	0,29	0,06	0,19	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,19	0,07	0,21	0,08	0,16	0,07	0,14	0,05	0,07	0,01	0,17	0,03	0,20	0,02	0,18	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
Na	0,08	0,04	0,31	0,09	0,08	0,04	0,07	0,03	0,16	0,01	0,04	0,01	0,26	0,08	0,05	0,02
K	0,74	0,03	0,55	0,16	0,81	0,05	0,79	0,06	0,72	0,04	0,80	0,03	0,59	0,08	0,78	0,04
Σ Kationen	6,96	0,05	6,96	0,04	6,96	0,03	6,93	0,04	6,93	0,04	6,94	0,02	6,95	0,05	6,94	0,04
Σ t.i.c.	0,83	0,04	0,87	0,07	0,89	0,04	0,87	0,06	0,88	0,04	0,84	0,03	0,85	0,02	0,84	0,03
b(Å)	9,020	0,007	9,033	0,012	9,017	0,010	9,018	0,008	9,003	0,002	9,024	0,005	9,036	0,007	9,023	0,006

**Nordflügel und St. Gervais-Einheit:**

Anzahl (n)	IB08		021009		IB26		IB31		IB54	
	6	S.A.	2	S.A.	3	S.A.	6	S.A.	3	S.A.
SiO <sub>2</sub> Wt%	45,84	1,74	47,57	1,03	47,41	3,62	45,76	1,16	45,25	1,73
TiO <sub>2</sub> Wt%	0,80	0,97	0,36	0,03	2,43	3,85	0,62	0,33	0,67	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Wt%	30,60	2,08	31,35	0,80	27,96	5,44	31,89	3,53	33,80	2,01
FeO Wt%	2,96	0,98	1,90	0,43	3,72	1,97	2,58	1,36	1,34	0,17
MnO Wt%	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO Wt%	1,68	0,76	1,52	0,44	1,72	1,05	1,69	1,05	1,02	0,68
CaO Wt%	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01
BaOWt%	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,17	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> OWt%	0,45	0,26	0,37	0,07	0,51	0,27	0,55	0,31	0,63	0,18
K <sub>2</sub> O Wt%	10,03	0,45	9,60	0,21	9,31	0,38	9,68	0,94	9,66	0,88
Total Wt%	92,43	1,13	92,69	0,74	93,10	2,54	93,11	1,47	92,38	1,82
Si	3,17	0,08	3,24	0,08	3,26	0,18	3,14	0,11	3,10	0,09
Ti	0,04	0,05	0,02	0,00	0,13	0,21	0,03	0,02	0,03	0,03
Al <sup>(IV)</sup>	0,83	0,08	0,76	0,08	0,74	0,18	0,86	0,11	0,90	0,09
Al <sup>(VI)</sup>	1,67	0,11	1,76	0,02	1,52	0,32	1,72	0,14	1,82	0,07
Al <sub>tot</sub>	2,50	0,17	2,52	0,06	2,26	0,36	2,58	0,25	2,73	0,16
Fe	0,17	0,06	0,11	0,02	0,22	0,12	0,15	0,08	0,08	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,08	0,15	0,04	0,18	0,11	0,17	0,11	0,10	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,03	0,05	0,01	0,07	0,03	0,07	0,04	0,08	0,02
K	0,89	0,05	0,83	0,02	0,82	0,03	0,85	0,07	0,84	0,07
Σ Kationen	7,01	0,02	6,92	0,05	6,92	0,04	7,00	0,01	6,97	0,05
Σ t.i.c.	0,95	0,04	0,88	0,00	0,89	0,02	0,92	0,06	0,93	0,06
b(Å)	9,022	0,010	9,020	0,001	9,029	0,019	9,019	0,016	9,009	0,008

**Tabelle I:****a) Faltenachsen:**

Messung	Meßwert	Facing-Richtung	Lagerungsverhältnisse	Profil
1	206/22	E	normal	Cabrerolles
2	170/5-10	E	normal	Cabrerolles
3	070/0	SSE	normal	Cabrerolles
4	168/0	E	normal	Cabrerolles
5	316/07	SW	überkippt	Cabrerolles
6	148/08	SW	überkippt	Cabrerolles
7	128/05	SSW	überkippt	Cabrerolles
8	115/02	SSW	überkippt	Cabrerolles
9	325/09	SW	überkippt	Cabrerolles
10	146/07	SW	überkippt	Cabrerolles
11	136/08	SW	überkippt	Cabrerolles
12	078/20	unten	überkippt	Cabrerolles
13	190/14	E	überkippt	Cabrerolles
14	254/10	NNW	überkippt	Cabrerolles
15	240/30	SE	normal	Cabrerolles
16	280/05	SSW	normal	Cabrerolles
17	165/53	W	überkippt	Cabrerolles
18	040/10	SE	normal	Cabrerolles
19	077/12	NNW	normal	Cabrerolles
20	075/12	NNW	normal	Cabrerolles
21	235/12	NW	normal	Cabrerolles
22	065/02	SSE	normal	Cabrerolles
23	258/05	NNW	normal	Cr. de Barrac
24	290/11	NNE	?	Cr. de Barrac
25	117/26	SSW	überkippt	Cr. de Barrac
26	100/03	SSW	überkippt	Cr. de Barrac
27	086/02	N	?	Cr. de Barrac
28	290/35	SW	überkippt?	Cr. de Barrac
29	332/10	SW	?	Cr. de Barrac
30	348/11	WSW	?	Cr. de Barrac
31	310/02	NE	?	Cr. de Barrac
32	328/25	?	?	Cr. de Barrac
33	260/25	S	?	Cr. de Barrac
34	130/08	SW	?	Cr. de Barrac
35	272/36	N	überkippt	Cr. de Barrac
36	060/10	SE	?	Cr. de Barrac
37	332/05	NE	?	Cr. de Barrac
38	334/35	SW	?	Cr. de Barrac
39	055/02	SE	?	Cr. de Barrac
40	306/40	NE	?	Cr. de Barrac

Anhang: Tabelle I

Messung	Meßwert	Facing-Richtung	Lagerungsverhältnisse	Profil
41	335/30	ENE	?	Cr. de Barrac
42	345/25	ENE	?	Cr. de Barrac
43	244/35	NNW	?	Aigues-Vives
44	168/48	WSW	?	Aigues-Vives
45	065/10	S	?	Aigues-Vives
46	024/15	ESE	?	Aigues-Vives
47	230/15	SE	?	Aigues-Vives
48	312/05	SW	?	Aigues-Vives
49	316/30	SW	überkippt	Aigues-Vives
50	098/75	S	normal	Aigues-Vives
51	010/05	E	normal	Aigues-Vives
52	235/25	SE	normal	Aigues-Vives
53	250/07	?	?	Aigues-Vives
54	218/17	SE	?	Caussiniojous
55	272/40	N	?	Caussiniojous
56	076/02	SSE	normal	Caussiniojous
57	260/10	S	?	Caussiniojous
58	064/10	SSE	?	Caussiniojous
59	210/05	ESE	normal	Caussiniojous
60	240/10	SE	normal	Caussiniojous
61	215/05	ESE	normal	Caussiniojous
62	200/10	NW	überkippt	Caussiniojous
63	214/06	ESE	normal	Caussiniojous
64	180/03	E	normal	Caussiniojous
65	105/48	NNE	?	Caussiniojous
66	126/41	NE	normal	Caussiniojous
67	277/11	SE	normal	Laurenque
68	078/06	S	normal	Laurenque
69	240/15	SE	normal	Laurenque
70	135/25	SW	?	Laurenque
71	261/50	?	?	Laurenque
72	240/10	NNW	?	Laurenque
73	040/05	SE	normal	Laurenque
74	040/30	?	?	Laurenque
75	248/18	SE	normal	Le Lau
76	115/14	SSW	?	Le Lau
77	068/04	WSW	?	Le Lau
78	163/08	ENE	überkippt	Le Lau

**b) Schnittkantenlineare  $L_{0/2}$ :**

Messung	Meßwert	Facing-Richtung	Lagerungsverhältnisse	Profil
1	325/15-20	NE	normal	Cabrerolles
2	298/13	NNE	normal	Cabrerolles
3	075/05	NNW	normal	Cabrerolles
4	060/10	SE	?	Cr. de Barrac
5	055/02	SE	?	Cr. de Barrac
6	244/35	NNW	?	Aigues-Vives
7	152/24	SW	überkippt	Aigues-Vives
8	165/04	WSW	überkippt	Aigues-Vives
9	169/24	ENE	überkippt	Aigues-Vives
10	141/20	NE	normal	Aigues-Vives
11	252/08	SE	überkippt	Aigues-Vives
12	238/10	SE	überkippt	Aigues-Vives
13	312/08	SW	normal	Caussiniojous
14	214/06	ESE	normal	Caussiniojous
15	077/10	SSE	normal	Laurens
16	096/03	S	normal	Laurens
17	220/10	SE	überkippt	Laurens
18	070/05	NW	normal	Laurenque
19	080/14	?	?	Laurenque
20	038/10	?	?	Laurenque
21	264/16	S	normal	Laurenque
22	210/11	ESE	normal	Le Lau
23	212/15	ESE	?	Le Lau
24	090/05	S	normal	Le Lau
25	099/12	S	normal	Le Lau
26	244/11	S	normal	Le Lau
27	282/05	NNE	überkippt?	Le Lau