

## 5. Sedimentologie

Ziel der sedimentologischen Untersuchungen ist es, ein Modell für den Sedimentationsraum und die abgelaufenen Transport- und Sedimentationsprozesse zu erstellen. Zu diesem Zweck wurden die Profile detailliert Bank für Bank aufgenommen und sowohl makro- als auch mikroskopisch analysiert. Der Schwerpunkt der makroskopischen Untersuchung war die Aufnahme der Sedimentgefüge in der Quarzitabfolge. Dazu kam die Erfassung der Bankmächtigkeiten und der lithologischen Zusammensetzung der Folge, insbesondere des Quarzit:Pelit-Verhältnisses. Da in den meisten Oberflächenaufschlüssen Sedimentgefüge sehr selten sind und die Lithologie meistens sehr monoton ist (fast ausschließlich massige Quarzite), konzentrierte sich die makroskopische sedimentologische Analyse weitgehend auf die Bearbeitung der Bohrkerne. Weiterhin wurden im Rahmen der mikroskopischen Analyse Korngrößenverteilung, Sortierung und Rundung sowie die mineralogische Zusammensetzung des Sediments bearbeitet.

Anhand dieser Untersuchungen läßt sich die Kammquarzit-Formation in drei Lithofazies-Typen unterteilen, die im folgenden beschrieben werden. Die sedimentologische Interpretation der Lithofazies-Typen, die unterschiedliche Sedimentationsprozesse widerspiegeln, ist die Grundlage für die sedimentologische Interpretation der Gesamtfolge. Die Verteilung der Lithofazies-Typen innerhalb der Quarzitzone ist die Grundlage für das sedimentologische Modell der Kammquarzit-Formation. Das wird ergänzt durch Aussagen zu Bankmächtigkeit, Korngröße und Gesamtmächtigkeit der Folge und deren Interpretation bezüglich der Sedimentationsprozesse.

### 5.1 Stoffbestand der Quarzite

#### 5.1.1 Petrographische Klassifikation

Die Kammquarzit-Formation besteht in den meisten Profilen hauptsächlich aus dickbankigen, massigen Quarziten. In den Bohrungen, aber relativ selten im Gelände ist zu beobachten, daß weiterhin dünnbankige, interngeschichtete Quarzite und dunkelgraue bis schwarze Pelite einen teilweise bedeutenden Anteil an der Gesamtfolge stellen.

Schon makroskopisch läßt sich erkennen, daß es sich bei den Quarziten um extrem quarzreiche Sandsteine ohne metamorphe Überprägung handelt, abgesehen vom Kontaktbereich zum Brocken-Pluton. Überwiegend sind Quarz-zementierte Quarzsandsteine zu finden mit sehr geringem oder fehlendem Matrixanteil. Daneben treten aber auch Quarzsandsteine mit wesentlich höherem Matrixanteil auf. Die psammitischen Anteile der Kammquarzit-Formation sind daher nach der Klassifikation von PETTJOHN et al. (1987) als Quarzarenite und Quarzwacken zu bezeichnen (Abb. 5.1). Die dickbankigen massigen Quarzite sind größtenteils Quarzarenite und nur untergeordnet Quarzwacke. Die dünnbankigen, interngeschichteten Quarzite sind dagegen nahezu ausschließlich Quarzwacken.

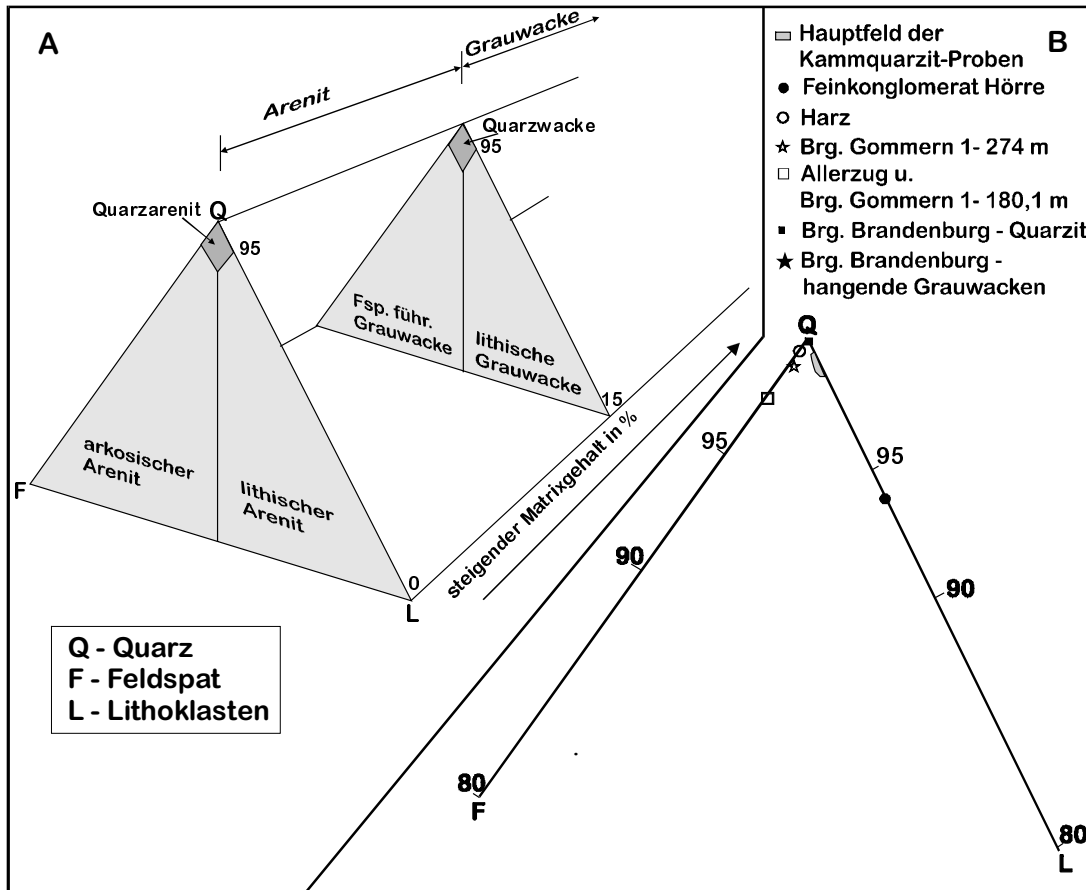


Abb. 5.1 A - Klassifikation der Sandsteine nach PETTJOHN et al. (1987). B - Lage verschiedener Kammquarzit-Proben aus der Quarzit-Fazies im Q-F-L-Diagramm. (Ausschnittsvergrößerung für mehr als 80% Quarz).

### 5.1.2 Mineralogische Zusammensetzung der Quarzite

Aufgrund der Armut an Sedimentgefügen und Fossilien in den bisher fast ausschließlich bearbeiteten oberflächlichen Aufschlüssen der Kammquarzit-Formation wurde die Quarzitabfolge bisher neben regional- und struktureologischen Untersuchungen häufig sedimentpetrographisch bearbeitet. Die petrographischen Untersuchungen bezogen sich einerseits auf das gesamte Sediment (BURCHARDT 1974, 1977, HOMRIGHAUSEN 1979, JÄGER 1995, DIRKS 1997), andererseits nur auf die Bearbeitung des Schwermineralspektrums, besonders des Zirkons (TRAUTNITZ 1980, HAVERKAMP ET AL. 1992, BURCHARDT 1994).

Die Sedimentkörner der Quarzite bestehen zu über 95% aus Quarz, alle weiteren Minerale treten lediglich als Akzessorien auf (Abb. 5.2). Bezogen auf das Gesamtvolumen des Gesteins kann der Quarzanteil bei entsprechend hohem Matrix- oder Zementanteil aber deutlich geringer sein (Abb. 5.2; BURCHARDT 1977, DIRKS 1997). Solche Proben mit deutlich geringerem Quarzanteil entstammen matrixreicheren Quarzwacken, während Proben aus den Quarzareniten bis zu 99 % Quarz (Detritus + Zement) enthalten können (Abb. 5.2; BURCHARDT 1977). Im folgenden werden die Bestandteile der Quarzite im Detail beschrieben.

| Probe              | Lahn Höre |      |        | Kellerwald | Allerzug | Harz<br>Bk 2 Ilsenburg-Qzt. |      |        |      |      | Gommern<br>Brg. Gommern 1 |      |      |       | Brg.<br>Brandenburg |      |
|--------------------|-----------|------|--------|------------|----------|-----------------------------|------|--------|------|------|---------------------------|------|------|-------|---------------------|------|
|                    | DK3       | WIP1 | 1WS29B |            |          | KW3                         | Al2a | 4-2-15 | B3   | IV/8 | A                         | 29   | Go 9 | 91,5m | 180,1m              | 274m |
| Quarz, klar        | 26,9      | 47,9 | 53,4   | 30,9       | 24,1     | 45,5                        | 55,9 | 23,7   | 22,7 | 19,5 | 66,5                      | 39,9 | 40,4 | 57,6  | 38,4                | 19,7 |
| Quarz, undulös     | 50,2      | 39   | 29,4   | 47,7       | 36,7     | 40,1                        | 33,2 | 53,2   | 54,7 | 66,9 | 28,4                      | 45,4 | 37,3 | 28,6  | 44,0                | 34,7 |
| Qz, polykristallin | 8,5       | 0,9  | 1,5    | 1,9        | 1,1      | 4,7                         | 1,7  | 11,4   | 7,0  | 5,9  | 1,5                       | 2,7  | 0,8  | 0,9   | 1,1                 | 3,2  |
| Qz-Zement          | 4,7       | 6,6  | 8,9    | 10         | 21,6     | 2,7                         | 4,2  | 8,7    | 3,4  | 1,6  | 1,9                       | 3,7  | 1,3  | 1,3   | 4,7                 | 14,2 |
| Quarz gesamt       | 90,3      | 89,0 | 83,6   | 88,6       | 83,5     | 93,0                        | 95,0 | 97,4   | 87,8 | 93,4 | 98,3                      | 91,7 | 79,8 | 88,4  | 88,2                | 76,9 |
| Feldspat           | 0         | 0,2  | 0      | 0          | 1,3      | 0,2                         | 0    | 0,4    | 0    | 0    | 0                         | 0    | 2,1  | 0,9   | 0                   | 0,4  |
| Glimmer            | 0,2       | 2,1  | 0,2    | 0,9        | 1,1      | 0                           | 0,4  | 1,0    | 0,8  | 1,0  | 0,4                       | 0,8  | 1,9  | 1,3   | 0,2                 | 2,1  |
| Zirkon             | 0         | 0    | 0,2    | 0,2        | 0,4      | 0                           | 0,6  | 0,2    | 0    | 0    | 0,4                       | 0,2  | 0    | 0,6   | 0,2                 | 0    |
| Turmalin           | 0,2       | 0    | 0,2    | 0,2        | 0,2      | 0                           | 0    | 0      | 0    | 0,5  | 0                         | 0,2  | 0    | 0     | 0                   | 0    |
| Rutil              | 0         | 0    | 0,2    | 0          | 0,2      | 0                           | 0    | 0      | 0    | 0    | 0                         | 0,2  | 0,2  | 0,6   | 0                   | 0    |
| Lithoklasten       | 0,8       | 0,8  | 5,3    | 0,2        | 0        | 0                           | 0,4  | 0      | 0,2  | 0    | 0,4                       | 0,2  | 0    | 0,4   | 0                   | 1,3  |
| Opake Substanz     | 0,4       | 0    | 0      | 0,2        | 0,2      | 0,9                         | 0    | 0,8    | 1,9  | 0    | 0,6                       | 0,4  | 0,6  | 0,4   | 0,2                 | 1,7  |
| Matrix             | 8,1       | 2,5  | 8,9    | 7,8        | 3,4      | 5,3                         | 0,6  | 0,4    | 8,1  | 2,2  | 0                         | 6,1  | 6,9  | 6,2   | 9,8                 | 19,3 |
| Karbonat           | 0         | 0    | 0      | 0          | 9,7      | 0,6                         | 3,2  | 0,2    | 1,0  | 2,5  | 0                         | 0    | 8,4  | 1,1   | 1,3                 | 3,4  |

Abb. 5.2 Mineralogische Zusammensetzung des Kammquarzites aus den verschiedenen Vorkommen der Höre-Gommern-Quarzitzone und der hangenden Grauwacken aus Brg. Brandenburg (in %).

### Quarz:

Quarz ist der absolut dominierende Hauptbestandteil der Quarzite und kommt sowohl als klastische Komponente als auch als Zement vor. Die klastischen Quarzkörner können anhand der Art ihrer Auslöschung unter gekreuzten Polarisatoren in drei Gruppen unterteilt werden:

Die einheitlich auslöschenden Quarze erscheinen meistens klar, selten getrübt. Nach BURCHARDT (1977) stellen sie allgemein den Hauptteil der klastischen Quarzkörner. Eigene Untersuchungen zeigen jedoch, daß der Anteil klarer Quarze stark variiert zwischen 66,5 % in Probe Go9 und 19,5 % in Probe 29 und daher nur in einem Teil der Proben dominiert. Nur die feine Fraktion (Korndurchmesser 8 0,1 mm) wird deutlich von einheitlich auslöschenden Quarzen dominiert. Das ist jedoch als Korngrößen-Effekt zu deuten, da bei dieser Korngröße undulöse und selbst polykristalline Quarze kaum nachzuweisen sind.

Überwiegend schwach undulös auslöschende Quarzkörner stellen die zweite Hauptgruppe der Quarzkörner. Sie zeigen keine einheitliche Auslöschungsrichtung, sondern sind bereits undulös in das Sediment eingelagert worden. Die undulöse Auslöschung ist also auf Prozesse im Ausgangsgestein und nicht in den Quarziten zurückzuführen. Auch der Anteil undulöser Quarze variiert sehr stark zwischen 66,9 % in Probe 29 und 28,4 % in Probe Go9.

Polykristalline Quarzkörner stellen den mit Abstand kleinsten Anteil an den Quarzkörnern. Meistens liegt ihr Anteil unter 5 % und steigt nur in Ausnahmen auf bis auf etwas über 10 % an (Abb. 5.2). Das deckt sich mit den Beobachtungen von BURCHARDT (1977). Das von WIERICH & VOGT (1997) angegebene quantitative Verhältnis von monokristallinen zu polykristallinen Quarzkörnern von 1,8 bis 2 konnte nirgendwo bestätigt werden und wird als viel zu niedrig angesehen. Polykristalline Körner sind auf die gröbere Kornfraktion beschränkt (oberer Feinsand bis Mittelsand) und sind besonders häufig in den feinkonglomeratischen Lagen. Teilweise handelt es sich bei diesen Quarzkörnern um Gangquarze oder auch verwachsene Quarze aus granitoiden Gesteinen. Aber auch polykristalline Quarze metamorpher Herkunft treten auf. Längliche schiefriige polykristalline

Quarze entstammen Glimmerschiefern oder Gneisen. Nach WIERICH & VOGT (1997) zeigen die unterschiedlichen polykristallinen Quarzkörner unterschiedliche metamorphe Ausgangsgesteine an. Der Großteil der rekristallisierten polykristallinen Quarze entstammt Quarzgängen in grünschiefer- bis amphibolitfaziell überprägten Gesteinen, rekristallisierte Quarzkörner mit Fibrolith- und Rutileinschlüssen zeigen hochgradig metamorphe, granulitfazielle Gesteine im Liefergebiet an.

Der Anteil klarer und undulös auslöschender Quarze variiert beträchtlich und ohne erkennbares Muster (Abb. 5.2). Teilweise scheint die Variation regional bedingt zu sein, wie der starke Wechsel von Lahnmulde zu Hörre und Kellerwald andeutet. Aber selbst innerhalb einer Region wie z. B. im Harz, aus dem die größte Zahl an untersuchten Proben stammt, zeigen sich maximale Schwankungen wie zwischen Probe B3 und Probe 29. Da beide Typen von Quarzkörnern sich im Bezug auf ihre Liefergesteine weitestgehend entsprechen (nicht- bis schwachmetamorphe Gesteine) stellt das kein Problem dar. Eine deutlichere Aussage zu den Gesteinen im Liefergebiet erlauben nur die polykristallinen Quarzkörner. Ihr einheitlich geringer Anteil am Sediment zeigt, daß mittel- bis hochgradig metamorphe Gesteine im Liefergebiet nur untergeordnet auftraten.

Häufig sind die Quarze von Bläschen durchsetzt, die sowohl aufgereiht als auch unregelmäßig verteilt sein können. Teilweise sind die Korngrenzen der Quarze mit serizitischem oder hämatitischem Material überkrustet. Dadurch kann man in einigen Körnern sekundäre diagenetische Anwachsäume erkennen, die häufig schon wieder gerundet sind. Das deutet auf eine polyzyklische Sedimentationsgeschichte des Quarzsandes hin. Quarzkörner mit Korrosionsbuchten, wie sie für saure Effusivgesteine typisch sind (BURCHARDT 1977), sind genauso selten wie idiomorphe bis hypidiomorphe Quarze, die Quarzgängen entstammen könnten. Auch Quarzkörner, die Böhm'sche Streifung zeigen und damit auf hochmetamorphe Ausgangsgesteine hindeuten, treten selten auf.

Durch die Untersuchung ausgewählter Proben am Kathodolumineszenz-Mikroskop (KL) wurden weitere Details in dem monotonen Sediment sichtbar gemacht. Die KL-Aufnahmen bestätigen die Ergebnisse der polarisationsmikroskopischen Bearbeitung: Quarz ist die extrem dominierende Komponente des Sediments, Feldspat ist in sehr geringen Anteilen vorhanden oder fehlt vollständig. Es gibt allerdings Ausnahmen mit wesentlich höherem Feldspat-Gehalt (siehe unter Feldspat). Aber auch innerhalb der Quarz-Fraktion lassen sich weitere Details erkennen. Der Großteil der Quarzkörner zeigt eine bräunlich-violette Färbung (Anhang A, Tafel 3), die typisch für Quarze aus metamorphen Gesteinen ist, die restlichen Quarzkörner zeigen eine blaue Färbung, die typisch für Quarze aus Plutoniten ist (GÖTZE 1996). Der Anteil blau gefärbter Quarze variiert in allen Kammquarzit-Vorkommen zwischen 10 und 25 %. Eine ähnliche Verteilung wurde von HOMRIGHAUSEN (1979) schon für den Kammquarzit der Wildestein-Schuppe (Hörre-Nordrand) gemacht und kann jetzt für die gesamte Hörre-Gommern-Quarzitzone bestätigt werden. Vereinzelt finden sich zonierte, blaue Quarzkörner (Anhang A, Tafel 3), die eindeutig sauren Effusivgesteinen, insbesondere Rhyolithen, entstammen (mdl. Mitt. J. GÖTZE, Freiberg). Rötlich gefärbte Quarzkörner (vulkanische Matrixquarzite) treten extrem selten auf. Die meisten Proben sind frei von rötlichen Quarzen.

Aufgrund der Beobachtungen an den Quarzkörnern läßt sich für das Liefergebiet der Quarzsande eine Dominanz von niedrig bis mittelgradig metamorph überprägten Gesteinen mit geringeren Anteilen quarzreicher, plutonischer Gesteine und einigen hochmetamorphen Gesteinen sowie sauren Effusivgesteinen postulieren.

Akzessorisch treten weitere Minerale auf:

### Glimmer:

Glimmer stellen den größten Anteil der Akzessorien dar, bis zu 2 % (Abb. 5.2). Oft treten in matrixreicheren Quarziten hohe Glimmer-Gehalte auf. Muskowit dominiert, selten tritt Biotit auf, der häufig gebleicht oder stark chloritisiert ist. Die Glimmer sind fast immer eingeregelt und oft lagenweise angereichert (Anhang A, Tafel 1). Einzelne Körner können bis zu 1 mm lang sein und sind dann oft durch Quarzkörner verbogen oder angebrochen.

### Feldspat:

Feldspäte treten sehr selten in den Quarziten auf. Ihr am Polarisationsmikroskop bestimmter Anteil liegt in der Regel deutlich unter 1 % und steigt nur in Ausnahmen auf 1 bis 2 % an (Abb. 5.2). Viele Proben sind vollständig frei von Feldspat. Die Korngröße der Feldspatkörner entspricht den Quarzkörnern. Die Feldspäte sind von wenigen Ausnahmen abgesehen stark alteriert und daher kaum noch zu identifizieren. BURCHARDT (1974) machte weitere Angaben zum Feldspat in den Quarziten. Verschiedentlich konnten Plagioklase bestimmt werden, die Umwandlungen zu Serizit, Kalzit und Chlorit zeigen. Orthoklase treten nur selten auf. Aus dem Gommern-Quarzit beschreibt BURCHARDT (1977) ein feinkörniges Gemenge aus Quarz und Kaolinit, teils Illit, das anstelle von Feldspat auftrat.

Der sehr geringe Anteil bzw. das Fehlen von Feldspat wird auch in den KL-Aufnahmen der meisten Proben bestätigt. Eine Probe aus der Allerklippe (Al2, Abb. 5.2) zeigt bei der KL-Untersuchung einen extrem erhöhten Feldspat-Gehalt von 30 %. Dieser Feldspat ist bereits so stark umgewandelt, daß er im Polarisationsmikroskop nicht mehr als Feldspat zu erkennen ist. Er zeigt größtenteils auch nicht mehr die typische blaue, sondern eine gelb-grüne KL-Farbe (Anhang A, Tafel 3). Diese Probe zeigt, daß von teilweise wesentlich höheren Feldspat-Gehalten in dem primären Sediment auszugehen ist, die durch die Aufbereitung des Sediments vor der Umlagerung in das Becken stark verringert wurden. Das Fehlen von Feldspat in den Proben macht daher keine eindeutige Aussage über die primäre Sedimentzusammensetzung, sondern kann auch ein Produkt der extremen Zersetzung des Feldspats sein.

### Schwerminerale:

Der Anteil der durchsichtigen Schwerminerale liegt unter 1 % (Abb. 5.2). Das stark eingengegte Schwermineralspektrum besteht überwiegend aus Zirkon, Turmalin und Rutil. Die Zusammensetzung der Schwermineralfraktion, die überwiegend aus diesen drei ultrastabilen Mineralen besteht, spricht ebenso wie die überwiegend gute Rundung der Schwerminerale (Abb. 5.3) für eine mehrphasige Sedimentationsgeschichte. Untergeordnet (10 %, TRAUTNITZ 1980) treten aber auch wenig gerundete bis idiomorphe Schwerminerale auf (Abb. 5.3). Das Schwermineralspektrum ist sehr stark von Zirkon dominiert (meistens 80 -95 % der Schwerminerale). Untergeordnet treten Turmalin (10 - 20%) und selten Rutil (10%) auf. Die

Prozentangaben stammen von BURCHARDT (1977) für Proben aus dem Ilsenburg- und Gommernquarzit.

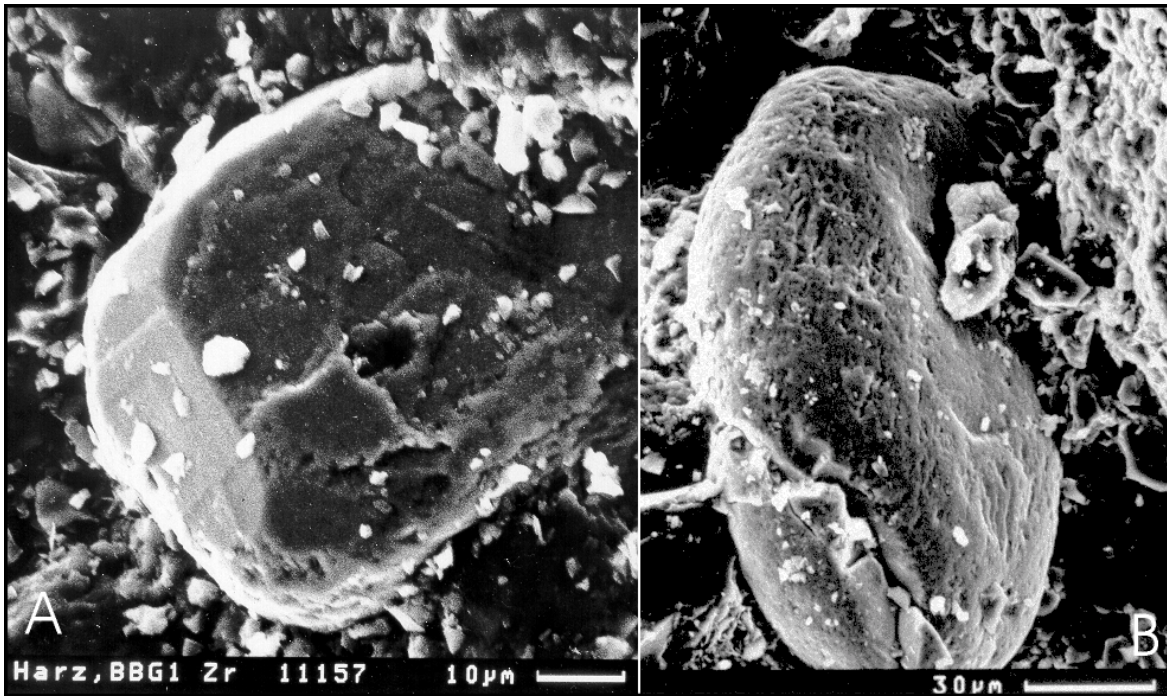


Abb. 5.3 Zirkonkörner aus massivem Quarzit der Kammquarzit-Formation im Harz: Stark gerundetes Korn mit genarbter Oberfläche (B) und angerundetes hypidiomorphes Korn (A).

Das Korngrößenspektrum der Schwerminerale ist sehr eng. HOMRIGHAUSEN (1979) beschreibt aus dem Kammquarzit des Hörre-Nordrands und vom Wollenberg eine sehr gute Sortierung der Schwerminerale mit einer mittleren Korngröße von 100-110  $\mu\text{m}$ . HOMRIGHAUSEN (1979) beobachtet auch eine Abnahme des schwereren Anteils (Zirkon und Rutil) vom Wollenberg zum Hörre-Nordrand.

In den bearbeiteten Proben tritt mehrfach Apatit auf. Weiterhin sind in den Quarziten einzelne Körner von Anatas, Epidot, Granat, Hornblende oder Brookit zu finden (BURCHARDT 1977, TRAUTNITZ 1980). HOMRIGHAUSEN (1979) beschreibt vom Wollenberg und Hörre-Nordrand akzessorisches Auftreten von Monazit im Kammquarzit und WIERICH & VOGT (1997) erwähnen das Auftreten von Chrom-Spinellen.

Anhand der vergleichenden morphologischen Analyse der Zirkone der Kammquarzit-Formation und aus den Kulmgrauwacken zeigte TRAUTNITZ (1980), daß sich Kammquarzit und Grauwacken in diesem Punkt deutlich unterscheiden. Die Quarzite können daher nicht durch Aufbereitung aus den Grauwacken entstanden sein.

Das U/Pb-Verhältnis der Zirkone wurde von HAVERKAMP et al. (1992) analysiert und bestätigte die unterschiedliche Sedimentherkunft von Kammquarzit und Grauwacken. Das U/Pb-Verhältnis in den Zirkonen der Kammquarzit-Formation entspricht typischen aus Laurussia abgeleiteten Sandsteinen und zeigt einen deutlichen Unterschied zu den Zirkonen der Kulmgrauwacken, deren U/Pb-Verhältnis typischen kambrischen Gondwana-Gesteinen entspricht.

### Opake Substanz:

Die opake Substanz läßt sich in zwei Gruppen unterteilen: Ferritische und kohlige Substanz. In den massigen Quarzareniten besteht sie fast ausschließlich aus ferritischen Aggregaten. Die hämatitisch-limonitischen Aggregate treten häufig in den Hohlräumen zwischen den Körnern und als dünne Kruste auf den Korngrenzen auf. Teilweise sind die ferritischen Aggregate wolkig im Sediment verteilt. Teilweise zeigen die Quarzite eine intensive Rotfärbung, die von sekundär eingewandertem Hämatit herrührt. Diese sekundäre Rotfärbung, die als permisch angesehen wird, breitet sich von Schicht- und Klufflächen her in dem Gestein aus (Anhang A, Tafel 1 und 2), so daß die Quarzkörner in den entsprechenden Bereichen in eine hämatitische Matrix eingebettet sind.

Die kohlige Substanz ist in der Regel ein Bestandteil der serizitischen Matrix in den Quarziten. Sie ist sehr fein verteilt und trägt wesentlich zur Dunkelfärbung der grau bis dunkelgrauen Quarzite (häufig Quarzwacken) bei. Nur in sehr matrixreichen Quarzwacken und pelitischen Zwischenlagen treten teilweise größere Aggregate auf, bis zu mehrere Millimeter große Kohleflitter und Pflanzenbruchstücke.

### Rötliche Klasten:

Sie stellen einen Spezialfall ferritischer Aggregate in den Quarziten dar und sind auf feinkonglomeratische Lagen fast ausschließlich im Kellerwald und Hörre-Nordrand beschränkt. Dabei handelt es sich nicht um rötliche Pelitklasten, die in einem Sediment so hoher textueller Reife kaum erhaltensfähig wären, sondern um ferritisch zementierte Siltklasten (Anhang A, Tafel 2). Diese werden als Reste lateritischer Krustenbildung im Liefergebiet des Sediments angesehen. Die nach Hydrolyse und Desilizifizierung der Minerale verbliebene Konzentration von Eisenoxiden, besonders Hämatit, verhärtet teilweise unter Luftzutritt zu harten Eisenkrusten. Dieser Prozeß paßt sehr gut in die von BURCHARDT (1977) postulierte Entstehung des Quarzitsediments durch siallitische Verwitterung. Aufgrund der paläogeographischen Lage im Tropengürtel des Unterkarbons (MCKERROW & SCOTese 1990) kann von einem feucht- bis wechselfeucht-warmen Klima ausgegangen werden, in dem diese Prozesse stattfinden konnten.

### Lithoklasten:

Außerhalb der feinkonglomeratischen Lagen treten Lithoklasten in den Quarziten selten auf. Dunkelgraue, millimeter- bis zentimetergroße, pelitische Klasten treten in sehr matrixreichen Quarzwacken relativ häufig auf. Zentimeter- bis dezimetergroße Pelitklasten, die erodierten Pelitzwischenlagen entstammen, treten in den Quarzareniten dagegen selten auf.

Karbonat: Karbonat kommt nur gering vor (Abb. 5.2) und ist überwiegend als Umwandlungsprodukt von Feldspat anzusehen. Häufig tritt Karbonat auch als Kluffmineralisation auf. In einigen konglomeratischen Lagen kommt Karbonat auch in Form von Bioklasten, überwiegend Crinoidenstielglieder und Schalendetritus von Bivalven und Gastropoden, vor (STOLBERG 1994). Selten treten karbonatische Ooide auf.

### Bindemittel/Matrix:

Die in den Quarziten auftretende Matrix entspricht in ihrer Zusammensetzung dem Material der pelitischen Zwischenlagen. Der Übergang von Pelit zu Quarzit ist allein durch die

Zunahme des klastischen Quarzanteils bedingt. In den dickbankigen Quarzareniten fehlt die Matrix und es herrscht Kornbindung vor mit kieseligem Bindemittel in den Zwickeln. Innerhalb einer Bank nimmt der Matrixanteil nach oben zu und es kommt zur Vermischung der serizitischen Matrix und des Quarzements in den Zwickelräumen. Bei weiterer Zunahme des Matrixgehalts (Quarzwacken) wird die Matrix immer stärker serizitisch und der kieselige Anteil verschwindet. Die Matrix erfüllt sowohl die Zwickelräume als auch Kornzwischenräume. Das Gestein wird durch den steigenden Matrixgehalt immer dunkler und damit den Grauacken ähnlicher. Das führte zu der Fehlinterpretation, daß Grauacken in die Quarzitabfolge eingeschaltet seien (z.B. STOPPEL 1989). Bei den dunkelgrauen Gesteinen handelt es sich aber eindeutig um Quarzwacken und nicht um Grauacken.

### 5.1.3 Korngrößenverteilung, Rundung und Korngefüge

Die Korngröße der Quarzite liegt hauptsächlich im Feinsandbereich mit geringen Anteilen von Mittelsand und teilweise zunehmendem Silt-Anteil zum Banktop (Abb. 5.5). Häufig bleibt die Korngröße aber bankintern nahezu unverändert. Die Korngrößenverteilung ausgewählter Proben aus der gesamten Hörre-Gommern-Quarzitzone ist in Abb. 5.4 dargestellt. Abgesehen von zwei Proben aus Brg. Gommern 1 (Go1-180,1 m; Go1-274m) liegen die Kornsummenkurven aller Proben eng beieinander. Die massigen Quarzarenite aus den verschiedenen Kammquarzit-Vorkommen, denen diese Proben entnommen sind, zeigen also keine bedeutende Veränderung der Korngröße. Das Häufigkeitsmaximum der Korngröße liegt für die dickbankigen, massigen Quarzite zwischen 0,07 und 0,2 mm, also im Feinsandbereich.

| Bestimmung der Sortierung nach FÜCHTBAUER (1988): |          |               |
|---|----------|---------------|
| $S_o = (Q_3 : Q_1)^{1/2}$                         | bis 1,23 | sehr gut      |
|   | bis 1,41 | gut           |
| $Q_3 = \text{Korngröße bei 75 \%}$                | bis 1,74 | mittelmäßig   |
| $Q_1 = \text{Korngröße bei 25 \%}$                | bis 2,0  | schlecht      |
|   | > 2,0    | sehr schlecht |

Wie der steile Anstieg der Kornsummenkurven zeigt, handelt es sich bei den Quarziten um relativ gut sortierte Sedimente. Berechnet man die Sortierung nach FÜCHTBAUER (1988), ergeben sich Werte zwischen 1,27 (Probe Al2, Allerklippe) und 1,7 (Probe 1WS29B, Wildestein). Damit ist die Sortierung als gut (1,27) bis mittelmäßig (1,7) zu bezeichnen. Die verschiedentlich beschriebene schlechte Sortierung aus dem Kammquarzit (WIERICH & VOGT 1997, BENDER 1997) kann nicht bestätigt werden.

Bei den feinkonglomeratischen Lagen handelt es sich um zentimeter- bis dezimetermächtige Lagen überwiegend im unteren bis mittleren Bankbereich, die zusätzlich zum normalen Feinsand bis zu 40 % Grobsand bis Feinkies enthalten. Das führt zu der mehrfach in der Literatur beschriebenen schlechten Sortierung (WIERICH & VOGT 1997, BENDER 1997), die aber auf die feinkonglomeratischen Bereiche beschränkt bleibt. Der Grobkornanteil besteht überwiegend aus Quarz, die anderen Bestandteile variieren in ihrer Häufigkeit regional.



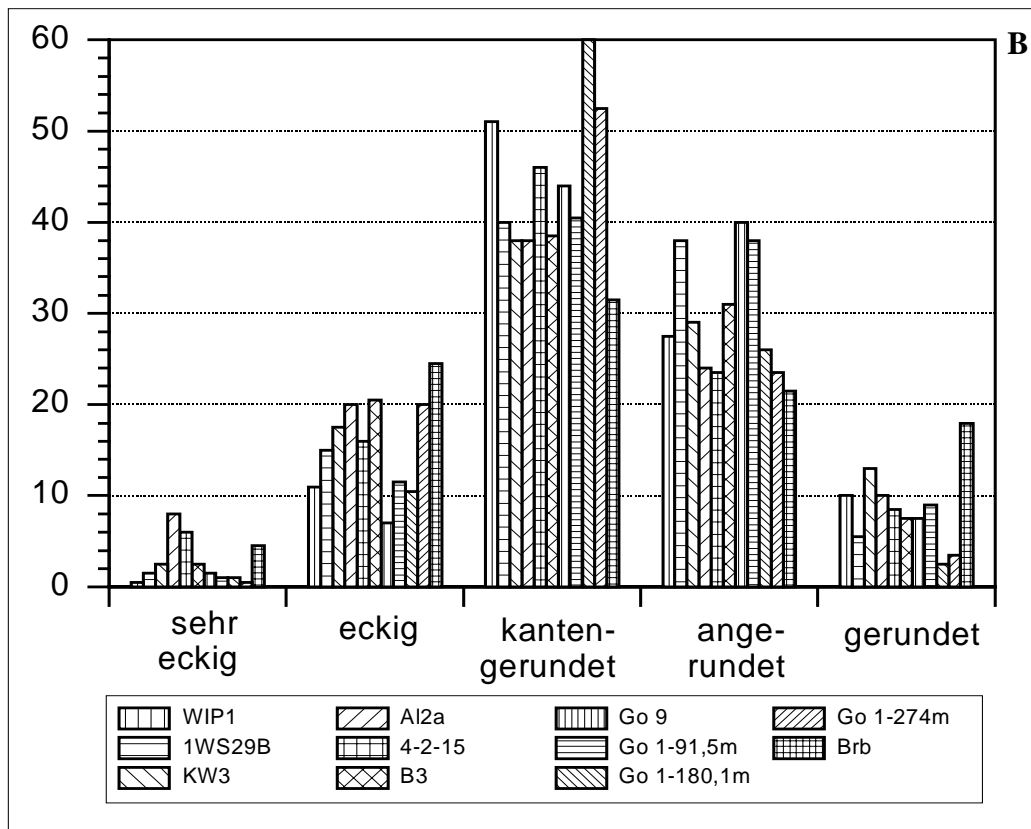
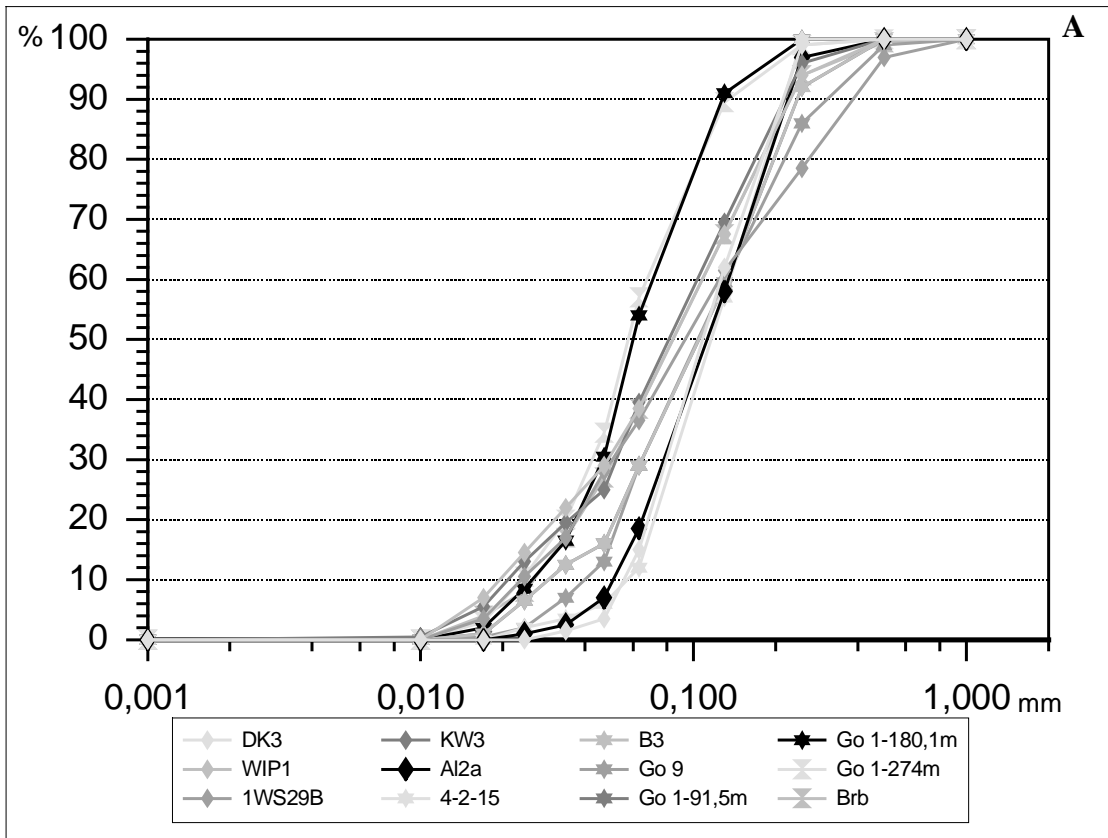


Abb. 5.4 Kornsummenkurven und die Verteilung der Rundungsgrade der ausgewählten Proben aus den verschiedenen Vorkommen der Kammquarzit-Formation (nach Shepard 1963).

Von Hörre bis Kellerwald ist der Anteil rötlicher Klasten (Lateritkrusten, siehe oben) recht hoch. Das Maximum liegt am Wollenberg. Im Harz und bei Gommern sind rötliche Klasten sehr selten. Hier treten neben Quarz (über 80 %) Pelit- und Chertklasten auf (Anhang A, Tafel 2) und sehr selten karbonatische Ooide. Fossilbruchstücke von Crinoiden, Bivalven und Gastropoden sind bisher nur in einzelnen feinkonglomeratischen Lagen aus dem Kellerwald bekannt (SCHMIDT 1933, STOLBERG 1994).

Die Rundung der Partikel ist dagegen mäßig (Abb. 5.4 B). Die Körner sind überwiegend kanten- bis angerundet, nur größere Körner (>0,2 mm) sind häufig gut gerundet (Anhang A, Tafel 1 und 2). Die Rundung ist in den verschiedenen Kammquarzit-Vorkommen einheitlich schlecht und wurde schon von früheren Bearbeitern bemerkt (BURCHARDT 1974, WIERICH & VOGT 1997). Daraus kann aber nicht automatisch ein kurzer Transportweg für das Sediment abgeleitet werden, sondern es besagt lediglich, daß während des Sedimenttransports keine starke Abrasion stattfand. Das spricht für einen starken Einfluß von fluvialem Transport, bei dem es eher zu chemischen Zersetzungsprozessen als zur Abrasion kommt (Kap. 5.1.4), und gegen dauerhaften äolischen Sedimenttransport oder intensive flachmarine Sedimentaufbereitung.

Die Quarzite haben ein deutlich korngestütztes Gefüge ohne besondere Einregelung der Bestandteile (Anhang A, Tafel 1). Die Kornkontakte sind häufig planar, teilweise auch verzahnt. Konkav-konvexe Kornkontakte kommen nur untergeordnet vor. Das Korngefüge entstand unter diagenetischen bis schwach anchimetamorphen Bedingungen, Anzeichen stärkerer metamorpher Beanspruchung fehlen. Durch Drucklösung wurde Quarz unter Bildung der konkav-konvexen Kornkontakte mobilisiert und in Hohlräumen wieder ausgeschieden. Teilweise wurde er auch als diagenetischer Anwachsraum an vorhandenen Quarzkörnern ausgeschieden (HOMRIGHAUSEN 1979).

### **5.1.4 Interpretation des Sedimentmaterials**

Anhand der Kenntnisse über das Sediment lassen sich wesentliche Schlußfolgerungen auf das Liefergebiet und die Transportprozesse ziehen. Dabei ist zu beachten, daß Quarzarenite sehr häufig eine mehrphasige Sedimentationsgeschichte haben, was auch in den Quarziten der Kammquarzit-Formation durch die überwiegend gerundeten Schwerminerale angezeigt wird. Im Gegensatz dazu zeigt der Quarzsand eine schlechte Rundung. Dieser Widerspruch wurde schon von BURCHARDT (1977) auf das Zerfallen der Quarzkörner während der Verwitterung zurückgeführt. Dadurch entstehen schlecht gerundete Partikel geringerer Korngröße. Das schlecht gerundete Quarz-Sediment ist also als Produkt des letzten Sedimentations-Zyklus und daher als einphasig anzusehen, während die gut gerundeten größeren Quarz- und Schwermineralkörner als Reste älterer Sedimentations-Zyklen zu deuten sind.

Sehr reine Quarzsandsteine sind typisch für flachmarine Sedimentation (REINECK & SINGH 1980). Häufig zeigen sie typisch flachmarine interne Sedimentgefüge (diverse Schrägschichtung, Bioturbation etc.) und die umgebenden flachmarinen Sedimentfolgen eindeutig belegen. Der größte Teil heute bekannter Quarzitabfolgen stammt aus dem Paläozoikum, insbesondere aus dem Altpaläozoikum (TALLMAN 1949), einer Zeit, in der großflächige Schelfgebiete (epikontinentale Flachmeere) weitverbreitet waren. Die sehr

häufige flachmarine Genese von Quarzitabfolgen war auch der Grund für die Deutung der Kammquarzit-Formation als flachmarine Sedimentfolge (MEISCHNER 1968, ENGEL et al. 1983a). Die hohe texturale Reife entsteht durch polyzyklische, hochenergetische Aufbereitung im flachmarinen Bereich. Aufgrund der starken mechanischen Aufbereitung sind solche Sedimente gut bis sehr gut sortiert und gerundet (PETTIJOHN et al. 1987). Im Gegensatz dazu ist das Sediment der Kammquarzit-Formation aber mäßig bis schlecht gerundet.

Neben der Aufbereitung sehr reiner Quarzsande im flachmarinen Milieu gibt es unterschiedliche terrestrische Milieus, in denen das Sediment zu einer sehr hohen textuellen Reife aufbereitet werden kann.

Äolischer Transport führt zu sehr gut gerundeten und sortierten, feinkörnigen Sanden, die auch mineralogisch aufbereitet sind (PETTIJOHN et al. 1987). Auffallend ist, daß aus vielen Quarzitabfolgen Merkmale äolischer Sedimentation („*frosting*“ der Kornoberflächen) bekannt sind (z.B. Bray Group, mdl. Mitt. J. GRAHAM, Dublin; tertiäre Quarzite in den Karpaten, mdl. Mitt. A. SLACZKA, Krakau). Daher kann davon ausgegangen werden, daß in der mehrphasigen Sedimentationsgeschichte vieler Quarzitabfolgen eine äolische Phase existierte. Teilweise werden Sedimente von weit innerhalb des Kontinents (Wüste) durch äolischen Transport bis in die Küstenebene bzw. bis auf den Schelf umgelagert. Rezente Untersuchungen an der Nordwestküste Afrikas zeigen, daß Sand in größeren Mengen aus der Sahara bis auf den Schelf vor Nordwestafrika und sogar bis weit in den Südatlantik hinein äolisch transportiert wird (SARNTHEIM 1980).

Aber auch bei fluviatilen Transport findet unter entsprechenden Bedingungen die ‘Reifung’ zu sehr reinen Quarzsanden statt. Aus der Beziehung von Relief und Klima läßt sich sowohl die relative Sedimentmenge als auch -zusammensetzung für fluviatile Systeme ableiten (POTTER 1978): Ein hohes Relief in feuchtem Klima führt zu einer hohen Sedimentbildungsrate lithischer Sande, während in trockenem Klima die Sedimentbildungsrate gering, die Zusammensetzung aber relativ identisch ist. Bei einem geringen Relief kommt es unter feuchten Klimabedingungen zur Bildung sehr reiner Quarzsande bei einer niedrigen Sedimentbildungsrate. In trockenem Klima kommt es bei geringem Relief dagegen zu einer geringen Sedimentbildungsrate unterschiedlich zusammengesetzter Sedimente. Die Zusammensetzung ist dabei von der lithologischen Zusammensetzung des Liefergebiets abhängig. Aus diesen Beziehungen ergeben sich zwei Szenarien zur fluviatilen Genese reiner Quarzsande: Bei flachem Relief und feuchtem, insbesondere feucht-warmem, tropischem Klima entstehen durch die lang anhaltende, intensive chemische Verwitterung (siallitische Verwitterung) unabhängig von der lithologischen Zusammensetzung des Liefergebiets sehr reine Quarzsande. Weiterhin ist auch bei geringem Relief, trockenem Klima und einer starken Dominanz quarzreicher Gesteine im Liefergebiet die fluviatile Bildung reiner Quarzsande möglich (POTTER 1978).

Bei fluviatiler Sedimentaufbereitung gilt im Gegensatz zu äolischer und flachmariner Sedimentaufbereitung generell, daß sich die texturale Reife des Sediments stark erhöht, ohne daß die Kornrundung deutlich zunimmt (FÜCHTBAUER 1988). Daher sind aus den Mündungsbereichen großer rezenter Flußsysteme mäßig gerundete, überwiegend kanten- und angerundete Sedimente bekannt (POTTER 1978), deren Rundung der des Kammquarzits sehr

ähnlich ist. Die von BURCHARDT (1977) für den Kammquarzit postulierte siallitische Verwitterung (starke bis vollständige Zersetzung der Feldspäte, gebleichte Biotite, Zerfall der Quarze) stimmt weitestgehend mit den von POTTER (1978) beschriebenen Verwitterungs- und Aufbereitungsprozessen in fluviatilen Systemen bei geringem Relief und feucht-warmem Klima überein.

Teilweise treten in der serizitischen Matrix und den Peliten der Kammquarzit-Formation erhöhte Gehalte von Kaolinit auf (PAECH 1973, BURCHARDT 1974). Da die Bildung von Kaolinit bei relativ niedrigem pH-Wert abläuft und Meerwasser im allgemeinen deutlich basisch ist (BURCHARDT 1977), kann daraus auf eine intensive terrestrische Verwitterung und Aufbereitung des Sediments geschlossen werden.

Insgesamt ist das Sediment der Kammquarzit-Formation rezenten Sedimenten aus Flüssen mit geringem Relief in feucht-warmem Klima (z.B. Kongo, Niger, Paraná) sehr ähnlich, die eine ausreichende Transportweite (= Verweildauer des Sediments) haben, um ein textuell sehr reifes Sediment zu erzeugen.

## 5.2 Lithofazies-Typen

Die Lithofazies-Typen werden anhand von makro- und mikroskopischen Merkmalen definiert. Ein besonderer Schwerpunkt liegt dabei auf der Analyse der makroskopischen Merkmale der Quarzitfolge in den Bohrkernen, da die Gesamtfolge dort am besten erschlossen ist und eine Fülle von Sedimentgefügen auftritt. Folgende Merkmale werden zur Definition der unterschiedlichen Lithofazies-Typen benutzt: Sedimentgefüge, Bankmächtigkeiten und Quarzit:Pelit-Verhältnis. Ergänzend kommen folgende mikroskopische Parameter dazu: Korngröße, Sortierung und Matrixanteil. Das homogene Mineralspektrum der Quarzite ist dagegen nicht zur Unterscheidung der Lithofazies-Typen geeignet. Die Lithofazies-Typen sind also sowohl lithologisch als auch durch ihre Sedimentgefüge zu unterscheiden (Abb. 5.8). Sie sind als Produkte unterschiedlicher Sedimentationsprozesse im gleichen Ablagerungsraum anzusehen, die im Folgenden analysiert werden.

### 5.2.1 Quarzit-Fazies

Diese Fazies besteht aus dickbankigen, massigen, weißen bis mittelgrauen Quarziten, die im Gelände und in den Bohrungen stark dominieren. Der Anteil an der Gesamtfolge reicht von max. 90 % im Zentrum der Zone bis zu 25 % im Randbereich.

Die **Bankmächtigkeiten** liegen zwischen 0,5 und 3,0 m, Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,5 m überwiegen. Getrennt werden die Bänke häufig durch dünne, mm- bis cm-mächtige Pelitzwischenlagen. Fehlen diese Zwischenlagen, bilden sich mächtige Quarzitpakete mit teilweise weit über 10 m Mächtigkeit (Amalgamierung), die auch die im Gelände markanten Klippen bilden. Es sind sehr reine Quarzsandsteine, die nach PETTIJOHN et al. (1987) als Quarzarenite und Quarzwacken zu bezeichnen sind (Abb. 5.1).

**Kleinrhythmischer Aufbau** ist in diesen Quarziten häufig (Abb. 5.5). Ein vollständiger Bankzyklus besteht aus einem fast matrixfreien, quarzementierten Quarzarenit, der durch zunehmenden Matrixgehalt im oberen Bankteil in eine Quarzwacke übergeht. Durch weitere

Zunahme des Matrixgehalts und Abnahme der Korngröße geht die Quarzwacke über in eine dünne Lage von matrixreichem Siltstein, der über eine sandig-siltige Pelitzone in einen reinen Tonstein übergeht. Innerhalb eines Bankzyklus läßt sich folgende Entwicklung des Bindemittels bzw. der Matrix beobachten: Der matrixfreie Quarzzement im quarzarenitischen Basisbereich geht nach oben über in eine kieselig-serizitische Zement-Matrix-Mischung, die in den Quarzwacken in eine serizitische, chloritische Matrix mit organischer Substanz übergeht. Diese überwiegend serizitische Matrix entspricht nach ihrer Zusammensetzung den Pelit-Zwischenlagen der Quarzitabfolge. Komplette Bankzyklen sind im Gelände und in den Bohrungen nur in sehr seltenen Einzelfällen zu beobachten. Am häufigsten treten Quarzarenitbänke oder Quarzarenite mit scharfen Bankunterseiten und -oberseiten auf, die im obersten Teil in Quarzwacken übergehen. Reine Quarzwackenbänke, die in der Regel scharf begrenzt sind und selten am Top in reine Pelite übergehen, sind selten.

### **Sedimentgefüge**

Die Quarzit-Fazies wird deutlich dominiert von homogener Schichtung („strukturlos“, „massig“). Der Großteil der dickbankigen, massigen Quarzite zeigt keine erkennbaren Sedimentgefüge, zeigt aber teilweise unregelmäßige, undeutliche ‘flammenartige’ Strukturen (Anhang A, Tafel 4). In den Bohrkernen (sehr selten im Gelände) sind weitere Sedimentgefüge zu erkennen, besonders häufig im unteren Teil der Bänke (Abb. 5.5).

Am häufigsten ist eine unterschiedlich deutlich ausgeprägte Horizontallamination zu beobachten, die überwiegend im unteren und mittleren Bankbereich auftritt und teilweise mehrfach mit strukturlosen Bereichen wechsellagert. Sedimentation unter Scherspannung innerhalb eines noch aktiven Sedimentstroms produziert solche Horizontallamination in massigen Sandsteinen (‘traction carpets’, POSTMA et al. 1988, KNELLER & BRANNEY 1995). Darüber folgen teilweise Entwässerungsstrukturen: Tellerstrukturen (‘dish structures’), die ins Hangende immer stärker aufgebogen sind und in schlierige, flammenartige Strukturen (‘pillar structures’, ‘liquefied intrusions’) übergehen (Anhang A, Tafel 4). In diesem Fall ist die Horizontallamination als die Basis einer Entwässerungseinheit zu deuten (LOWE 1976). Teilweise werden die Entwässerungsstrukturen aber auch im Hangenden von Horizontallamination überlagert oder abgeschnitten, die als ‘traction carpets’ zu deuten sind. Die Häufigkeit der Entwässerungsstrukturen zeigt den hohen ursprünglichen Wassergehalt des Sediments zum Zeitpunkt der Ablagerung an.

Ein weiterer Anzeiger für den hohen Wassergehalt des Sediments sind die unregelmäßig wellig bis stark wulstig ausgebildeten Bankflächen, besonders Bankunterseiten, die in Oberflächenaufschlüssen teilweise sichtbar sind (Anhang A, Tafel 5). Dies sind typische Belastungsmarken, die durch Kompaktion und Entwässerung des Sediments entstanden sind. Bei sehr dünnen oder fehlenden Pelitzwischenlagen sind auch die Bankoberseiten häufig wulstig überprägt. Das Sediment war also nicht komplett kompaktiert, bevor der nächste Sedimentstrom darüber zur Ablagerung kam. Weitere Sohlmarken sind sehr selten. Dabei handelt es sich überwiegend um Rillenmarken (groove casts), Strömungsmarken (flute casts) und Kolkmarken (scour marks, Abb. 4.7) kommen sehr selten vor. Das seltene Auftreten der Sohlmarken kann primär bedingt sein, kann aber auch ein Ergebnis der Überprägung und Zerstörung durch die häufigen Belastungsmarken sein.

Normale Korngrößengradierung ist selten und sehr schwach ausgebildet, 'frequency grading' ist dagegen relativ häufig. Dabei handelt es sich um die kontinuierliche Zunahme des Feinanteils (Matrix und Silt) von der Bankbasis zum -top (Abb. 5.5) bei gleichzeitiger Abnahme des Sandanteils.

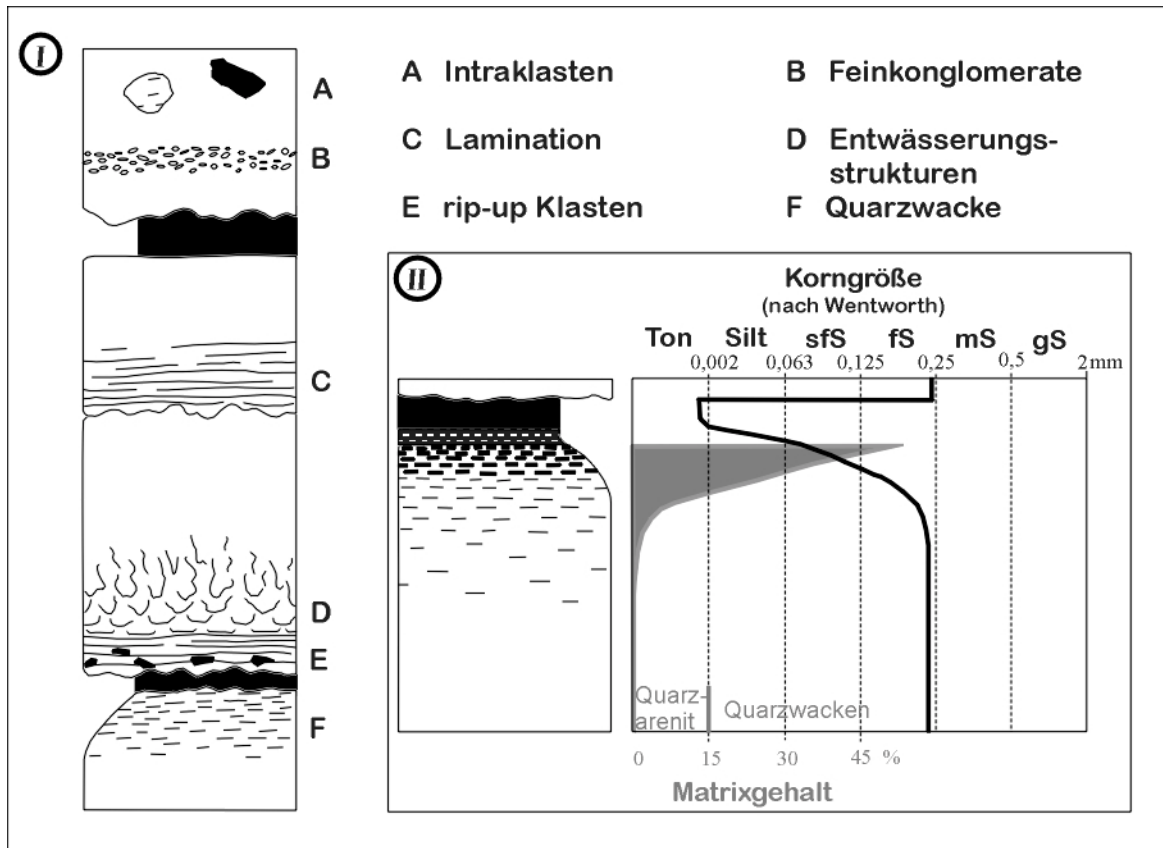


Abb. 5.5 I - Schematischer Ausschnitt der Quarzit Fazies mit den charakteristischen Merkmalen. II - Vollständiger Kleinrhythmus aus der Quarzit Fazies und die bankinterne Entwicklung von Korngröße und Matrixgehalt.

Auch Zentimeter bis Dezimeter große Intraklasten (Pelit-, Quarzwacken- und Quarzarenitklasten), die deutlich über der durchschnittlichen Korngröße des umgebenden Sediments liegen, sind in den dickbankigen Quarziten zu finden (Anhang A, Tafel 5). Sie sind zu unterscheiden in Pelitklasten an der Bankbasis ('rip-up-Klasten', WALKER 1992) und Pelitklasten am Banktop aus der Erosion liegender Pelitlagen. Am Top treten sie nur in dunkelgrauen, matrixreichen Quarzwacken auf und sind als in Suspension transportierte Klasten zu deuten, die sehr frühzeitig erodiert und im Sedimentstrom mittransportiert wurden. Bei den Großklasten im mittleren Bankbereich ist zu unterscheiden zwischen Pelitklasten aus der Erosion liegender Pelitlagen und Quarzwacken- oder Quarzarenitklasten, die noch als plastische Sedimentaggregate in das Sediment integriert wurden. Sie stammen überwiegend aus der Erosion älterer Quarzsandsedimente.

### Sedimentologische Interpretation

Aufgrund ihrer Dominanz in der Quarzitabfolge ist die Interpretation dieser Fazies entscheidend für die Interpretation der gesamten Kammquarzit-Formation. Eindeutig

flachmarine Sedimentgefüge (diverse Schrägschichtungstypen, Bioturbation etc.) fehlen in dieser Fazies vollständig. Die immer wieder genannte Schrägschichtung in den Klippen am Lecktopf (Kellerwald) und der Hanskühnenburg (Harz, mdl. Mitt. D. MEISCHNER, Göttingen) konnte nicht bestätigt werden. Stattdessen wurden in den Klippen der Hanskühnenburg klare Korngrößengradierung und Belastungsmarken beobachtet (Kap. 4.4.1, Abb. 4.8).

Die teilweise vorhandene Gradierung ist ein klares Indiz für tiefmarine Ablagerungen aus turbulenten Suspensionsströmen, in denen es nach dem „Einfrieren“ des Sedimentstroms zur gravitativ gesteuerten Ablagerung des Sediments kommt. Auch die rhythmische Abfolge massiger, an der Basis scharf begrenzter Sandsteinbänke, die Ablagerungen einzelner Sedimentströme darstellen, und der teilweise Übergang in Pelite sind typische Merkmale von Turbiditen. Die seltenen gerichteten Sohlmarken zeigen die für turbulente Suspensionsströme sehr typische Sohlerosion an und durch die schlagartige Sedimentation nach dem „Einfrieren“ des Suspensionstroms sind auch Belastungsmarken in Turbiditen sehr weit verbreitet. Soweit stimmen die in den Quarziten beobachteten Sedimentgefüge also gut mit Ablagerungen aus turbulenten Suspensionsströmen überein.

Fremdartig gegenüber vielen „klassischen“ Turbiditfolgen, besonders den zeitgleich im Kulm-Becken turbiditisch abgelagerten Grauwacken, erscheint besonders das sehr reife, gut sortierte Sediment der Kammquarzit-Formation. Auch die stark überwiegende homogene Schichtung und die bankinternen Großklasten in den Quarziten sind untypisch für den klassischen Turbiditzyklus nach BOUMA (1962). Allerdings sind solche homogenen Sandsteine untergeordnet aus vielen Turbiditfolgen bekannt (POSTMA et al. 1988, FAUPL 1996). Das ausschließliche Auftreten massiger, homogener Sandsteine ( $T_{ae}$ -Sequenzen nach BOUMA 1962) verlangt allerdings nach weiterer Erklärung.

Da die Sedimentgefüge in turbiditischen Sedimenten abhängig von der Konzentration des Sedimentstroms und der Zusammensetzung des Sediments selbst sind (PICKERING et al. 1986), stellt der von BOUMA (1962) definierte Turbiditzyklus nur eine Variante dar, die allerdings weit verbreitet ist. Diese entspricht der Zusammensetzung und Konzentration vieler „klassischer“ Turbiditfolgen. Die davon abweichende Konzentration und das spezielle Sediment der Quarzitolfolge (gute Sortierung, geringer Matrixgehalt) führt jedoch zur Ausbildung abweichender Sedimentgefüge.

Die massigen Gesteine dieser Fazies und die darin gefundenen Gefüge sind typisch für Ablagerungen aus hoch-konzentrierten Turbiditen, besonders quasi-stabilen Suspensionsströmen (KNELLER & BRANNEY 1995). Die Dominanz strukturloser, dickbankiger Quarzite und der teils mehrfache Wechsel mit laminierten Bereichen (traction carpets) oder Entwässerungsstrukturen im unteren bis mittleren Bereich der Bänke sind typische Gefüge für quasi-stabile, hoch-konzentrierte Trübestrome mit variierendem Sedimentnachschub. Auch die im Hangenden von Lamination überlagerten bzw. gekappten Entwässerungsstrukturen zeigen solche Wechsel im Sedimentfluß an (KNELLER & BRANNEY 1995). Die Entwässerungsstrukturen entstehen bei der Kompaktion des, ohne Einfluß von Scherspannung sehr lose gepackten, massigen Sediments. Im Zuge dieser Entwässerung entstanden auch die häufigen Belastungsmarken an den Bankunterseiten.

Auch die bis zu Dezimeter großen Intraklasten in mittleren und höheren Bankbereichen sind typisch für hoch-konzentrierte Turbidite. Im Sedimentstrom transportierte Großklasten 'schwimmen' auf der laminaren Zone an der Basis der turbulenten Schicht und kommen beim

‘Einfrieren’ des Turbidits inmitten der Bank oberhalb der laminaren Zone zur Ablagerung (POSTMA et al. 1988, MASTALERZ 1995).

Im Gegensatz zu dieser Interpretation wurde von SHANMUGAM & MOIOLA (1995) für massige Sandsteinabfolgen das Modell der ‘sandigen debris flows’ aufgestellt, das bis heute sehr umstritten ist (LOWE 1997, HISCOTT et al. 1997). In diesem Modell wird das Sediment allein durch dispersiven Druck ohne Wasseraufnahme, also mit geringem Wassergehalt, in einem plastischen Fließvorgang transportiert. Die hohen Scherspannungen führen zu einem eingeregelteten Sedimentgefüge und häufiger interner, plastischer Deformation. Grundvoraussetzung ist jedoch ein ausreichend hoher Matrixgehalt im Sediment. All diese Kriterien stimmen mit dem matrixarmen, massigen Sediment der Kammquarzit-Formation nicht überein. Interne plastische Deformation fehlt weitestgehend in den Quarziten, dafür zeigen die häufigen Entwässerungsstrukturen einen hohen Wassergehalt im Sediment an. Die Sedimentgefüge der Kammquarzit-Formation stimmen also nicht mit den Kriterien für ‘sandige debris flows’ (SHANMUGAM & MOIOLA 1995) überein. Die Diskussion, ob es sich bei den Quarziten um ‘sandige debris flows’ oder hoch-konzentrierte Turbidite handelt, mag auf den ersten Blick unerheblich erscheinen. Wenn man die starken hydrodynamischen Unterschiede zwischen beiden Prozessen und die daraus resultierenden Konsequenzen für den Sedimenttransport, besonders die Transportweite berücksichtigt, bekommt diese Frage jedoch ein großes Gewicht.

Daher werden die Quarzarenite und -wacken dieser Fazies hier weiterhin als Abfolge hoch-konzentrierter Turbidite interpretiert mit den typischen Merkmalen proximaler Fazies: Dickbankigkeit, häufige Amalgamierung und hohes Quarzit:Pelit-Verhältnis. Der Begriff „proximal“ ist differenziert zu betrachten. Gemeint ist der Bereich hoher Sedimentationsenergie. Das ist sowohl der zentrale Bereich innerhalb eines einzelnen Sedimentstroms, als auch der zentrale Bereich des gesamten Ablagerungsraumes, da dort das Maximum der hochenergetischen Trübestrome auftritt (Kap. 5.6). Das wird durch die Verteilung dieser Fazies in der Quarzitzone (über 80% im Zentrum, 25% am Rand) bestätigt.

Die gute Sortierung und hohe Reife des Sediments hängen nicht vom Transportmechanismus ab, sondern sind vom Liefergebiet und der primären Aufbereitung des Sediments vorgegeben (Kap. 5.1).

### **5.2.2 Quarzit-Pelit-Fazies**

Diese besteht aus einer Wechselfolge von dünnbankigen Quarziten und Peliten (Abb. 5.6) und ist die zweithäufigste Fazies der Kammquarzit-Formation, mit einem Anteil von 6 % an der Gesamtfolge im Zentrum bis maximal 50 % am Rand der Hörre-Gommern-Quarzitzone im Harz und bei Gommern. Wegen der Verwitterungsanfälligkeit ist die Quarzit-Pelit-Fazies im Gelände selten erhalten. Der Anteil der Quarzitbänke variiert sehr stark in dieser Fazies. Er liegt zwischen 5 und 75 %, in der Regel aber zwischen 25 und 50%. Die Quarzitlagen sind zwischen wenigen Millimetern und einigen Dezimetern (0,3 m) mächtig und scharf begrenzt mit überwiegend ebenen Schichtflächen. Die Mächtigkeit der Pelitlagen variiert zwischen einigen Dezimetern und wenigen Zentimetern. Teilweise sind die Pelite stark siltig bis sandig und häufig reich an organischem Kohlenstoff und Pflanzenhäcksel.



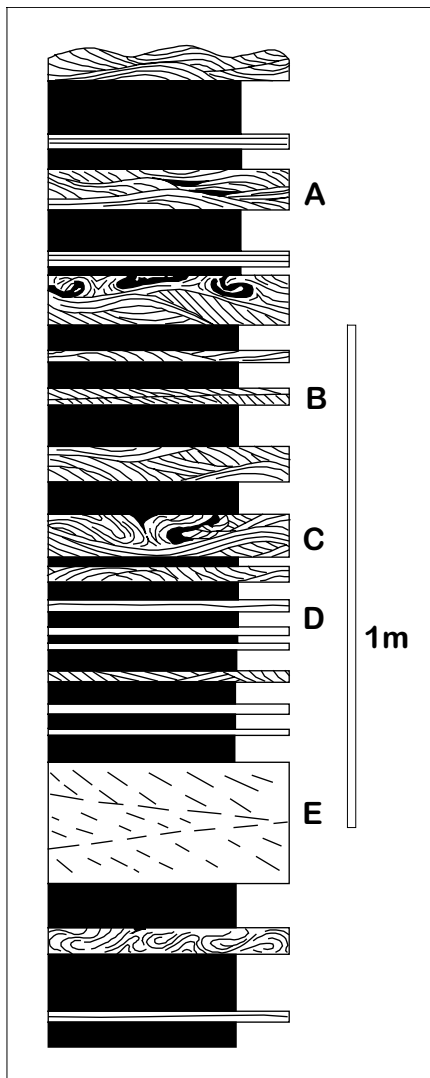


Abb. 5.6 Schematischer Ausschnitt der Quarzit-Pelit Fazies mit ansteigender Schrägschichtung (A), planarer Schrägschichtung (B), synsedimentärer Deformation (C), Horizontalschichtung und Strukturlosigkeit (D), sowie schwach erkennbarer Schrägschichtung in einer dm-mächtigen Bank (E).

### Sedimentgefüge

Bezüglich der Sedimentgefüge unterscheidet sich die Quarzit-Pelit-Fazies deutlich von der Quarzit-Fazies. Besonders die Fülle an bankinternen Sedimentgefügen fällt in den dünnbankigen Quarzitlagen auf, aber auch das von der Bankmächtigkeit abhängige Auftreten der unterschiedlichen Gefüge. Verschiedene Arten von Schrägschichtung, ausschließlich Mikroschrägschichtung mit Schrägschichtungs-Sets unter 5 cm Mächtigkeit, überwiegen klar. Daneben treten Horizontalschichtung und unterschiedliche sekundäre Deformationsgefüge auf (Abb. 5.6; Anhang A, Tafel 6 und 7). Strukturlosigkeit kommt selten vor.

**Millimetermächtige Quarzitlagen** sind überwiegend horizontalgeschichtet. Nur dünnste Lagen (1-2 mm) sind strukturlos (Anhang A, Tafel 6). Korngrößen-Gradierung ist in den seltensten Fällen erkennbar, aber frequency-grading (siehe Kap. 5.2.1) ist zu beobachten.

**Zentimetermächtige Lagen** (1 - 10 cm), die diese Fazies deutlich dominieren, zeigen die größte Fülle an Sedimentgefügen (Anhang A, Tafel 6). Bei den primären Sedimentgefügen handelt es sich fast ausschließlich um drei Arten von Schrägschichtung: Ansteigende Schrägschichtung (climbing ripples) bei der häufig nur die Lee-Seite der Rippeln erhalten ist, zeigt Ablagerung bei hoher Strömungsenergie und hohem Sedimentangebot an, besonders aus Suspension (JOPLING & WALKER 1968). Planare Schrägschichtung, die zweithäufigste primäre Sedimentstruktur, zeigt Ablagerung bei im Verhältnis zur Strömungsenergie geringem Sedimentangebot an. Die tiefgehende Erosion, oft bis in den Tangentialbereich der Rippeln, zeigt hohe Strömungsenergie, bzw. niedriges Sedimentangebot an. Bei der sehr seltenen flaserigen Schrägschichtung handelt es sich überwiegend um einfache bis wellige Flaser-

schichtung. Sie entsteht aus dem Wechsel zwischen Strömung und ruhigem Wasser. Während aktiver Strömung kommt es zur Umlagerung und Schrägschichtung des sandigen Sediments. Im Anschluß daran kommt unter strömungsfreien Bedingungen der pelitische Anteil in den Rippeltälern der ansteigenden Schrägschichtungs-Sets zur Ablagerung (REINECK & WUNDERLICH 1968). Das zeigt Ablagerung bei hoher Strömungsenergie und hohem Sedimentangebot (mit hohem Pelitanteil) an.

**Dezimetermächtige Quarzitlagen** (0,1 bis 0,3 m Mächtigkeit) zeigen häufig ansteigende bis planare Schrägschichtung, die mit zunehmender Mächtigkeit undeutlicher wird und in Strukturlosigkeit übergeht.

**Synsedimentäre Deformation** der primären Gefüge ist häufig in Bereichen mit ansteigender Schrägschichtung. Wickelschichtung (convolute bedding) dominiert sehr deutlich, Rutschstrukturen sind eher selten (Anhang A, Tafel 7). Häufig beschränkt sich die synsedimentäre Deformation auf einzelne oder wenige Quarzitlagen innerhalb einer undeformierten Quarzit-Pelit-Wechselfolge im Liegenden und Hangenden davon. Seltener sind bis zu mehrere Meter mächtige Rutschungskörper, in denen es zur chaotischen Vermengung von Quarzitetzen und Pelit kommt.

### **Sedimentologische Interpretation**

Die Mächtigkeiten und Sedimentgefüge der Quarzitlagen dieser Fazies sind typisch für Ablagerungen dünnbankiger, distaler Turbidite (WALKER 1992). Auch der Begriff „distal“ muß differenziert betrachtet werden. Es handelt sich dabei um Ablagerungen in Bereichen niedriger Sedimentationsenergie. Das sind einerseits Ablagerungen aus niedrig-konzentrierten Turbiditen (distale Turbidite i.e.S.), die verstärkt im Randbereich des Ablagerungsraums auftreten. Andererseits handelt es sich um Ablagerungen im Randbereich innerhalb eines hoch-konzentrierten Sedimentstroms, die channel-levee-Sedimenten vergleichbar sind (WALKER 1992). Die Unterscheidung dieser beiden Typen niedrigerenergetischer Sedimentation wird hier anhand der Kombination typischer Sedimentgefüge vorgenommen.

Distale Turbidite i.e.S. sind niedrig-konzentrierte Turbidite (WALKER 1992). Sie bestehen in der Regel aus feinkörnigen, geringmächtigen Sedimentlagen, in denen Horizontalschichtung und planare Schrägschichtung dominieren. Diese entstehen durch die kontinuierliche Verdünnung des Suspensionsstroms mit fortschreitender Zeit und Transportstrecke des Stroms. Dadurch wird die Sedimentkonzentration relativ gering, während die Strömungsenergie relativ hoch bleibt. Distale Turbidite i.e.S. sind typisch für den Randbereich des Sedimentationsraums, so daß die Bezeichnung 'distal' im klassischen Sinn für niedrigerenergetische Sedimentation im randlichen Bereich des Gesamtablagerungsraum, weit entfernt von der Sedimentquelle verwendet wird. Aufgrund der geringen Sedimentationsenergie und der in sich stabilen Sedimente in diesem Randbereich zeigen diese Ablagerungen selten synsedimentäre Deformation.

Dem stehen geringmächtige Ablagerungen am Rand und auf dem Damm der Sedimentkanäle (channel-levee Ablagerungen) gegenüber, die aufgrund ihrer typischen Sedimentgefüge (climbing ripples, convolute bedding, ripup-clasts) nach WALKER (1992) als CCC-Turbidite bezeichnet werden. Dabei handelt es sich um die distalen Anteile einzelner, höher konzentrierter Trübestrome. Durch das hohe Sedimentangebot bei gleichzeitiger randlicher Ausdünnung des Trübestroms entsteht die ansteigende Schrägschichtung als typisches Gefüge für diesen Ablagerungsbereich. Daneben sind Wickelschichtung und weitere synsedimentäre Deformationsgefüge in diesen Ablagerungen typisch, da die Ablagerungen im Randbereich hoch-konzentrierter Suspensionsströme, speziell am und auf dem Sedimentkanaldamm, in sich relativ instabil sind.

Die Wechselfolge der Quarzit-Pelit-Fazies läßt sich diesen beiden Milieus zuordnen: Bereiche mit überwiegend ansteigender Schrägschichtung und häufiger synsedimentärer Deformation stellen Ablagerungen aus dem Randbereich hoch-konzentrierter Suspensionsströme dar. Da in der Quarzitabfolge keine Sedimentkanäle zu beobachten sind,

kann hier nicht von Kanalrand-Ablagerungen im eigentlichen Sinn gesprochen werden, sondern es handelt sich um die Randbereiche der lobenartigen Sedimentkörper. Die Sedimentationsverhältnisse sind dort allerdings den Verhältnissen im Kanalrand-Bereich vergleichbar. Bereiche mit überwiegend planarer Schrägschichtung und seltener synsedimentärer Deformation sind Sedimente niedrig konzentrierter, distaler Turbidite. Sie sind besonders häufig im Randbereich der Hörre-Gommern-Quarzitzone z. B. in Bohrkern 4. In Profilen im zentralen Bereich der Hörre-Gommern-Quarzitzone treten distale Turbidite dagegen nur untergeordnet auf. Sie zeigen, daß neben den stark dominierenden hochkonzentrierten Suspensionsströmen untergeordnet auch Trübestrome geringerer Konzentration das flachmarin aufbereitete Sediment in das Becken umgelagert haben.

Die teilweise mehrere Dezimeter mächtigen Pelitlagen sind einerseits Ablagerungen des Feinstanteils aus den geringmächtigen Turbiditen. Andererseits stellen sie die pelagische Beckensedimentation dar, die zwischen den Sedimentströmen (interchannel-Bereich) stattfindet.

### 5.2.3 Pelit-Fazies

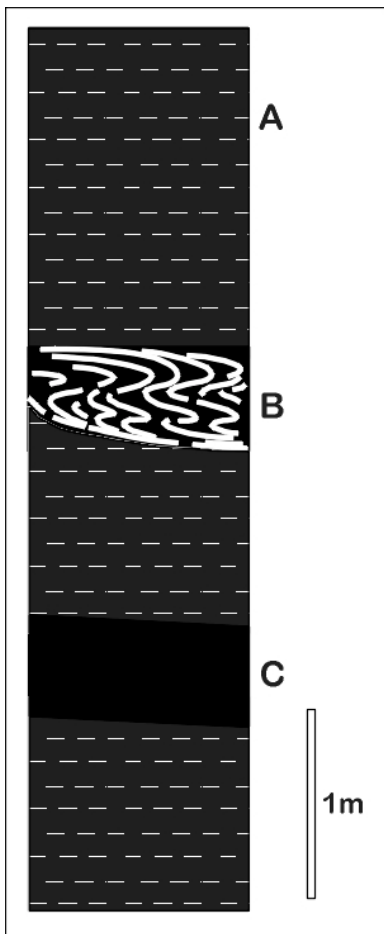


Abb. 5.7 Schematischer Ausschnitt der Pelit Fazies mit Horizontalschichtung (A) und untergeordnet Rutschstrukturen (B) und homogenen Bereichen (C)

Diese Fazies besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen (Abb. 5.7). Der Anteil an der Gesamtfolge reicht von 5 % im Zentrum bis maximal 35 % am Rand der Hörre-Gommern-Quarzitzone. Durch die extreme Verwitterungsanfälligkeit der Pelit-Fazies gegenüber den anderen Faziestypen ist sie sehr selten im Gelände sichtbar erhalten. Teilweise sind die Pelite auch in den Bohrungen sehr schlecht erhalten, da der Großteil der tektonischen Bewegung in den pelitischen Lagen abgelaufen ist. Zum Teil sind die Tonsteine stark siltig, rein quarzitisches millimetermächtige Siltlagen sind aber extrem selten. Die dunkelgraue bis schwarze Farbe deutet an, daß sie relativ reich an organischem Kohlenstoff (Pflanzenhäcksel und Kohleflitter) sind. Die Mächtigkeit der Pelitlagen reicht von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern mit Maxima von über 10 Metern.

#### Sedimentgefüge

Die Sedimentgefüge der Pelit-Fazies sind sehr monoton (Abb. 5.7). Horizontalschichtung dominiert deutlich. Strukturlosigkeit ist sehr selten, genauso wie Rutschfallen, die sich auf geringmächtige Horizonte (max. wenige Dezimeter) beschränken.

#### Sedimentologische Interpretation

Die überwiegend horizontal geschichteten Pelite sind typische Ablagerungen sehr schwach energetischer, tiefmariner Beckensedimentation. Die sehr seltenen

Rutschstrukturen zeigen teilweise vorhandene, kurzfristige Unruhe an. Die untergeordnet auftretenden homogen erscheinenden Pelite können auch aus Schlamm-turbiditen abgelagert sein. Der größte Teil der Pelit-Fazies ist aber als tiefmarine pelagische Beckensedimentation anzusehen, die außerhalb der Schüttungsbereiche zwischen den Sedimentkanälen und in Pausen der Quarzsandsedimentation stattfand.

### **5.3 Verteilung der Lithofazies-Typen in der Hörre-Gommern-Zone**

Eine wichtige Grundlage für die Erstellung eines Sedimentationsmodells für die Kammquarzit-Formation ist die Auswertung der räumlichen Verteilung der Lithofazies-Typen in der Hörre-Gommern-Quarzitzone. Die Lithofazies-Typen geben ein Maximum an Information über Transportprozesse wie Strömungsenergie oder Sedimentkonzentration und die dazu gehörigen Sedimentationsprozesse.

Von besonderer Bedeutung ist, ob die Quarzitzone in ihrer heutigen Erstreckung (unter Berücksichtigung der tektonischen Verschuppung) dem primären Sedimentationsraum entspricht oder lediglich ein Fragment eines primär ganz anders dimensionierten Sedimentationsraums darstellt.

Aus der Bearbeitung der Geländeaufschlüsse wurde bisher eine starke Dominanz der Quarzit-Fazies in allen Gebieten angenommen, ohne daß regionale Veränderungen erkannt wurden. Das liegt einerseits an der regional gebundenen Bearbeitung der Kammquarzit-Formation andererseits aber auch an den Aufschlußverhältnissen und den fehlenden detaillierten Profilaufnahmen. Die Bearbeitung der Bohrkerne aus dem Harz und der Umgebung von Gommern zeigt jedoch, daß die lithofazielle Zusammensetzung der Quarzitabfolge wesentlich heterogener ist als bisher angenommen. Außerdem zeigt es sich, daß die Anteile der unterschiedlichen Lithofazies-Typen in den Profilen je nach ihrer Lage in der Quarzitzone zum Teil sehr deutlich variieren. Die Profile in den einzelnen Regionen ergeben ein gutes Bild der Entwicklung parallel zur Längsachse der Quarzitzone (SW-NE). Durch die Bohrungen und Geländeaufschlüsse im Harz ergibt sich auch ein genaueres Bild senkrecht zur Längserstreckung der Zone. In der Umgebung von Gommern läßt sich anhand der Bohrungen und Steinbruchprofile ein Überblick über den südöstlichen Teil der Zone gewinnen. Die detaillierte sedimentologische Aufnahme und lithofazielle Zuordnung ist die Grundlage für die Berechnung der Anteile der Lithofazies-Typen in den Profilen. Da charakteristische Leithorizonte oder Sequenzen in der Kammquarzit-Formation fehlen und die biostratigraphische Parallelisierung auf wenige Profile beschränkt bleibt (Abb. 6.10), werden die Profile ausschließlich anhand der Prozentanteile der drei Lithofazies-Typen pro Profil miteinander verglichen, unabhängig von der Gesamtmächtigkeit des Profils und ohne exakte stratigraphische Parallelisierung der einzelnen Profile zueinander.

Obwohl die Profile also nicht direkt miteinander korrelierbar sind, zeigt sich, daß die Auswertung der Profile bezüglich der lateralen Veränderung der Anteile der einzelnen Lithofazies-Typen möglich ist. Die beobachteten Veränderungen sind außerdem so deutlich, daß es sich nicht um Abweichungen aus ungenauer Parallelisierung handeln kann, sondern sie stellen primäre lokale Veränderungen der Lithofazies-Anteile der Kammquarzit-Formation in den Profilen dar (Abb. 5.9). Die Lage der bearbeiteten Profile ist den regionalen Karten zu entnehmen (Kap. 4). Die Profile sind ausführlich in Anhang C dargestellt.

|                               | <b>Quarzit-Fazies</b>  | <b>Quarzit-Pelit-Fazies</b>  | <b>Pelit-Fazies</b>   |
|-------------------------------|--|--|---|
| Anteil an der Gesamtfolge     | 30 - 90 %  | 6 - 50 %   | 5 - 35 %  |
| Quarzitanteil (in der Fazies) | über 95 %  | 25 - 50 %  | unter 5 %   |
| Bankmächtigkeit               | Quarzit: 0,5 - 3,0 m<br>Pelit: < 0,1 m   | Quarzit: mm - 0,3 m<br>Pelit: cm - dm (0,6 m)  | (Quarzit: mm)<br>Pelit: dm - m                                |
| Korngröße Ø                   | 0,1 - 0,25 mm (fS)   | 0,05 - 0,1mm (Silt)  | Ton   |
| Sortierung                    | gut (z.T. mäßig)   | sehr gut   |   |
| Sedimentgefüge                | Strukturlosigkeit<br>Amalgamierung<br>Horizontallamination<br>Tellerstrukturen<br>Flammenstrukturen<br>Belastungsmarken<br>Gradierung<br>Feinkonglomerate<br>Intraklasten<br>Rillenmarken<br>Strömungsmarken<br>Kolkmarken | <b><u>Quarzitlagen &lt;1 cm:</u></b><br>Horizontalschichtung<br>Strukturlosigkeit<br><br><b><u>1 - 10 cm:</u></b><br>Schrägschichtung<br>ansteigend<br>planar<br>flaserig<br><br><b><u>&gt; 10 cm:</u></b><br>Schrägschichtung<br>(undeutlich)<br><br>Strukturlosigkeit<br><br>Wickelfaltung<br>Rutschstrukturen | Horizontalschichtung<br>Strukturlosigkeit<br>Rutschstrukturen |
| Interpretation                | hoch konzentrierte<br>Turbidite  | niedrig konzentrierte,<br>distale Turbidite<br>+<br>'Channel-Levee'<br>Ablagerungen  | pelagische<br>Beckensedimentation                             |

Abb. 5.8 Übersicht über die typischen Merkmale der drei Lithofazies-Typen und ihre Interpretation.

Betrachtet man die Profile im Zentralbereich der Hörre-Gommern-Quarzitzone, scheint sich die bisherige Auffassung über die Kammquarzit-Formation zu bestätigen. Massige, dickbankige Quarzite der Quarzit-Fazies dominieren die Quarzitabfolge deutlich, die anderen beiden Lithofazies-Typen treten nur untergeordnet auf (Abb. 5.9). Dieses Bild ist nahezu unverändert über die gesamte Länge der Quarzitzone von Gommern im Nordosten bis nach Dietkirchen im Südwesten. Am stärksten dominiert die Quarzit-Fazies am Wollenberg. Dort wurden im gesamten Quarzitvorkommen weder in den natürlichen Aufschlüssen (Wichtelhäuser Klippen, Becker Stein und Hohler Stein) noch in den anthropogenen Aufschlüssen (besonders die Steinbrüche an der Judenkuppel) die Quarzit-Pelit-Fazies oder die Pelit-Fazies beobachtet. Selbst pelitische Lagen zwischen den massigen Quarziten wurden nicht gefunden (DIRKS 1996, HERRMANN 1996). Auch wenn einige Pelitzwischenlagen unter

den Schuttdecken im Gelände verborgen sind, kann man am Wollenberg davon ausgehen, daß die Quarzitabfolge zu nahezu 100 % aus der Quarzit-Fazies besteht mit einem Quarzitanteil von über 90 %.

Vom Wollenberg aus nimmt der Anteil der Quarzit-Fazies in beide Richtungen, nach Südwesten und Nordosten, geringfügig ab. Bis nach Dietkirchen (Lahnmulde) geht die Quarzit-Fazies auf 90 % zurück. Die dünnbankige Wechselfolge hat dort einen Anteil von 8% und die Pelit-Fazies von 2 %. In die entgegengesetzte Richtung zeigt sich die gleiche Entwicklung. Im Harz ist im Profil am Kolonnenweg im Eckertal, dem zentralsten Profil im Harz, die nahezu identische Faziesverteilung zu beobachten wie in Dietkirchen (90 % Quarzit-Fazies, 7 % Quarzit-Pelit-Fazies und 3 % Pelit-Fazies). Weiter nach Nordosten wird der Anteil der Quarzit Fazies etwas geringer. In Gommern, relativ zentral in der Quarzitzone, stellt die Quarzit-Fazies in Bohrung Gommern 2 einen Anteil von 80 %. Dafür ist der Anteil der Quarzit-Pelit-Fazies auf 15 % angestiegen, die Pelit-Fazies bleibt bei 5 %. Im Zentrum der Quarzitzone parallel zur Längsachse bleibt die Lithofazies-Verteilung also nahezu unverändert (Abb. 5.9).

Betrachtet man die Anteile der Lithofazies-Typen in den Profilen quer zur Längsachse der Hörre-Gommern-Quarzitzone, ergibt sich dagegen ein ganz anderes Bild. Den vollständigsten Überblick vom Nordwest- zum Südostrand der Quarzitzone zeigen die Aufschlüsse im Harz. Ausgehend vom Eckertalprofil im Zentrum der Quarzitzone, das klar von massigen Quarziten dominiert ist, nimmt der Anteil der Quarzit Fazies zu beiden Rändern hin ab. Dabei handelt es sich im Gegensatz zu den geringen Veränderungen entlang der Längsachse der Quarzitzone um sehr deutliche Veränderungen. Die Quarzit-Fazies nimmt von 90 % im Profil Eckertal über 67,5 % in Bohrkern 3 und 47,5 % in Bohrkern 4 ab auf 20 % im Profil Gelbes Loch am Südostrand der Quarzitzone (KOCHMANN 1968). Nach Nordwesten nimmt der Anteil der Quarzit Fazies von 80 % in Bohrkern 2 ab auf 11 % im Profil Jägerstieg (Allerzug) ab. In der gleichen Richtung nimmt der Anteil der anderen beiden Lithofazies-Typen drastisch zu (Abb. 5.9). Der Anteil der Quarzit-Pelit-Fazies steigt dabei immer stärker an als die Pelit-Fazies, von 7 % im Zentrum auf 56 % am Südostrand (Gelbes Loch) und 49 % am Nordostrand (Allerzug, Jägerstieg). Der Anteil der Pelit-Fazies steigt von 3 % im Zentrum auf 25 % am Südostrand und 40 % am Nordwestrand. Der starke Anstieg der Pelit-Fazies ist auf den direkten Randbereich begrenzt. Insgesamt ist die Veränderung der Lithofazies-Anteile zum Südostrand allmählicher und kontinuierlicher als zum Nordwestrand. Das scheint in erster Linie durch den tektonischen Bau der Quarzitzone im Harz bedingt zu sein. Der nach Nordwesten vergente Schuppenbau sorgt dafür, daß massige Anteile aus dem Zentralbereich nach Nordwesten verfrachtet wurden und die kontinuierliche Abnahme der Quarzit Fazies dadurch überprägt wird.

Auch im Bereich der Flechtingen-Roßlauer Scholle in der Umgebung von Gommern ist diese Veränderung der Anteile der Lithofazies sichtbar, allerdings nur für die südöstliche Hälfte der Quarzitzone. Der Anteil der Quarzit-Fazies nimmt von 80 % im Zentrum (Brg. Gommern 2) über 70 % in den ehemaligen Steinbrüchen bei Gommern und 63 % in Brg. Dannigkow auf

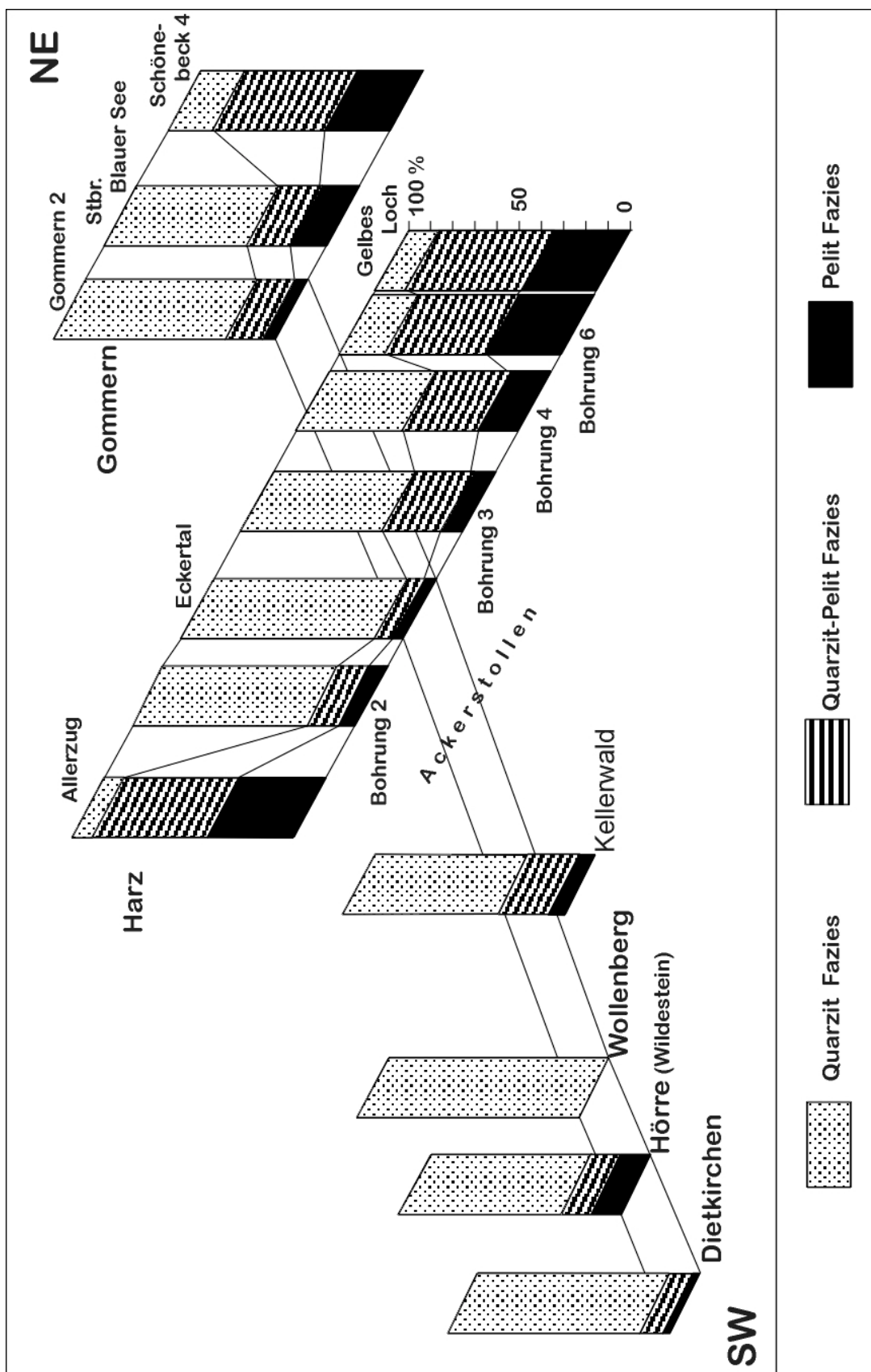


Abb. 5.9 Prozentualer Anteil der 3 Lithofazies-Typen an den untersuchten Profilen der Kammquarzit Formation in der Hörre-Gommern-Zone.

23 % in Brg. Schönebeck am Südostrand der Quarzitzzone ab. In gleicher Richtung steigt der Anteil der Quarzit-Pelit-Fazies von 15 % auf 48 % an und der Anteil der Pelit-Fazies von 5 % auf 29 %. Im Nordwestteil fehlen jegliche Aufschlüsse (Bohrungen und Steinbrüche), so daß für diesen Teil keine Daten existieren.

In den Kammquarzitvorkommen des Kellerwalds, der Hörre und der Lahnmulde (Dietkirchen) konnte nur jeweils ein Profil detailliert aufgenommen werden. Nach den Lithofazies-Anteilen gehören das Profil vom ehemaligen Steinbruch am Lecktopf im Kellerwald und vom ehemaligen Steinbruch am Wildestein in der Hörre in den nicht ganz zentralen Bereich. Verglichen mit den Profilen im Harz und bei Gommern gehören die beiden Profile mit einem Anteil der Quarzit Fazies von 72 % bzw. 75 % in den Bereich etwas außerhalb des eigentlichen Zentrums. Das Profil aus dem ehemaligen Steinbruch bei Dietkirchen entspricht bezüglich der Lithofazies-Anteile den zentralen Profilen im Harz und bei Gommern.

Insgesamt gesehen bleiben die Anteile der Lithofazies-Typen in den Profilen parallel zur Längsachse der Hörre-Gommern-Quarzitzzone nahezu unverändert mit einem Maximum der Quarzit-Fazies am Wollenberg. Quer zur Längsachse verändern sich die Lithofazies-Anteile in den Profilen dagegen sehr stark. Solche Fazies-Verteilungen sind typisch für enge, rinnenförmige Sedimentationsräume mit longitudinalem Sedimenttransport (HSÜ et al. 1980).

## **5.4 Weitere sedimentologische Parameter**

Neben der Verteilung der Lithofazies-Typen gibt es weitere Parameter, die die unterschiedlichen Transport-, Strömungs- und Ablagerungsverhältnisse im Sedimentationsraum charakterisieren: Bankmächtigkeit, Korngröße, Gesamtmächtigkeit der Quarzitformation und Paläoströmungsanzeiger. Aus der Untersuchung dieser Größen, besonders aus ihrer Veränderung innerhalb der Quarzitzzone, ergeben sich wichtige Hinweise über proximale und distale Verhältnisse im Sedimentationsraum. „Proximal“ meint in diesem Zusammenhang Transport- und Sedimentationsbedingungen hoher Energie, die sowohl im zentralen Bereich des Ablagerungsraums als auch im zentralen Bereich eines einzelnen Sedimentstroms herrschen. „Distale“ Verhältnisse, also Transport- und Sedimentations-verhältnisse niedriger Energie, dominieren im Randbereich des gesamten Ablagerungs-raumes, aber auch im Randbereich eines einzelnen Sedimentstromes. Für die untersuchten Parameter bedeutet das eine Abnahme der Bankmächtigkeit wie auch der Gesamt-mächtigkeit der Kammquarzit-Formation und der durchschnittlichen Korngröße von proximalem zu distalem Milieu. Auch Sohlmarken werden seltener im distalen Bereich. Da sie in der Kammquarzit-Formation aber generell sehr selten sind, läßt sich damit keine Aussage über proximale oder distale Verhältnisse machen. Sie geben aber Auskunft über die dominierenden Sedimentströmungsrichtungen und damit über die Sedimentverteilung im Ablagerungsraum.

### **5.4.1 Bankmächtigkeit**

Die Auswertung der Bankmächtigkeit beschränkt sich in der vorliegenden Arbeit auf die dickbankigen Quarzite der Quarzit-Fazies. Verglichen wird die mittlere Bankmächtigkeit in



den Profilen (Abb. 5.10). Die detaillierte Verteilung der Bankmächtigkeiten in einem Profil sind bei dem entsprechenden Profil in Anhang C dargestellt.

Entlang der Längsachse der Hörre-Gommern-Quarzitzone ist keine Veränderung der durchschnittlichen Bankmächtigkeit zu erkennen. Im Zentrum der Quarzitzone liegt die mittlere Bankmächtigkeit von Gommern (Brg. Gommern 2) über Harz (Eckertalprofil) und Wollenberg bis zur Hörre (Wildestein) unverändert zwischen 1,0 und 1,5 Metern. Das gilt genauso für den Bereich südöstlich davon, wo die durchschnittliche Bankmächtigkeit von den ehemaligen Steinbrüchen bei Gommern über Ackerstollen-Bohrkern 3 (Harz) bis zum Kellerwald (Profil am Lecktopf) unverändert zwischen 0,5 und 1,0 Meter liegt. Auch direkt am Südrand der Quarzitzone läßt sich die unveränderte mittlere Bankmächtigkeit vom Raum Gommern bis zum Harz beobachten. Sowohl in Bohrung Schönebeck 4/64 als auch in Ackerstollen-Bohrkern 6 und dem Profil Gelbes Loch kommen fast ausschließlich Bankmächtigkeiten unter 0,5 Meter vor.

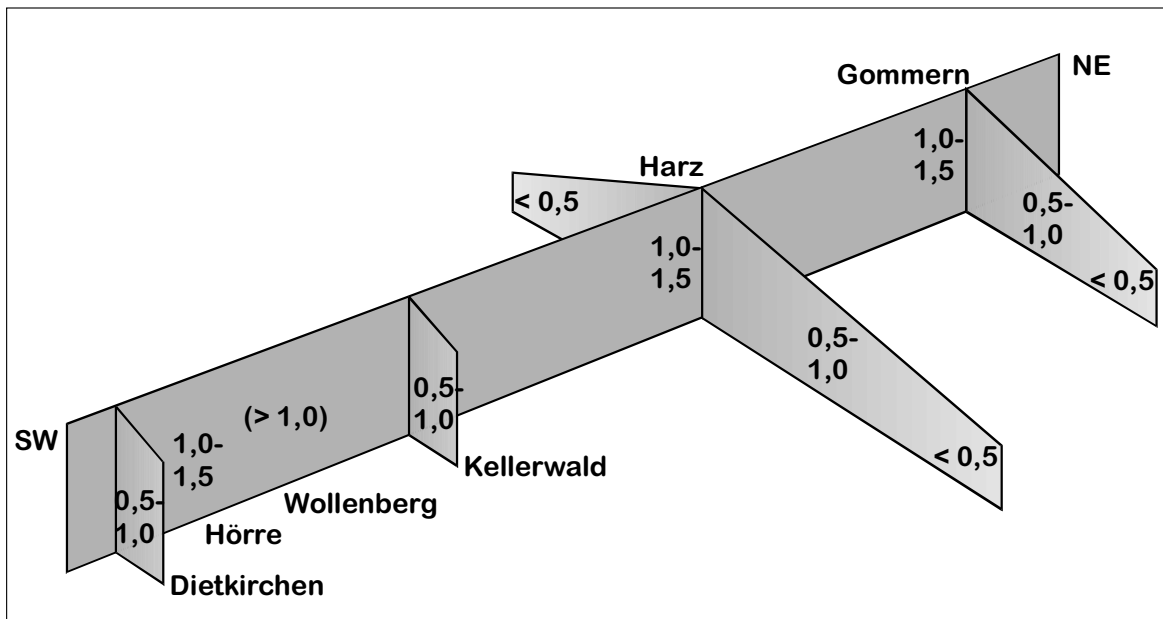


Abb. 5.10 Mittlere Bankmächtigkeiten der Quarzarenite und -wacken der Quarzit-Fazies in den einzelnen bearbeiteten Profilen (in Meter).

Im Gegensatz zur einheitlichen mittleren Bankmächtigkeit parallel der Längsachse der Hörre-Gommern-Quarzitzone verändert sie sich quer zur Längsachse sehr deutlich. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit geht von 1,0 bis 1,5 Metern im Zentrum der Quarzitzone auf unter 0,5 Meter am Südostrand zurück, wie im Harz und in der Umgebung von Gommern zu sehen ist. Im Harz kann aufgrund der umfangreichen Aufschlüsse, die vom Nordrand der Quarzitzone bis zum Südrand reichen, gezeigt werden, daß die Bankmächtigkeit auch zum Nordwestrand der Zone in gleicher Weise abnimmt (Profil Jägerstieg, Allerzug). Einzig das Profil in Dietkirchen fällt aus diesem Muster heraus. Aufgrund der durchschnittlichen Bankmächtigkeit von 0,5 bis 1,5 Meter ist es randlich des eigentlichen Zentralbereichs einzuordnen. Von den Lithofazies-Anteilen her entspricht es allerdings dem Zentralbereich (siehe oben).

## 5.4.2 Korngröße

Die Korngrößen sind in Folge der primären Aufbereitung des Sediments sehr einheitlich (Abb. 5.4). Die detaillierten Untersuchungen in den verschiedenen Profilen zeigen aber typische Veränderungen in diesem engen Korngrößenspektrum. Die Untersuchung der Korngröße bezieht sich im Gegensatz zur Bankmächtigkeit auf alle Quarzitlagen, nicht nur auf die Quarzit-Fazies, da die Verteilung des gesamten quarzitären Sediments, das in den Ablagerungsraum eingebracht wurde, berücksichtigt werden soll. Das führt dazu, daß die mittlere Korngröße der Kammquarzit-Formation unabhängig von der Korngröße der dickbankigen Quarzite auch dann zurückgeht, wenn der Anteil der feinkörnigeren Quarzit-Pelit-Fazies ansteigt. Die Veränderung der mittleren Korngröße ist daher direkt abhängig von der Veränderung der Lithofazies-Anteile.

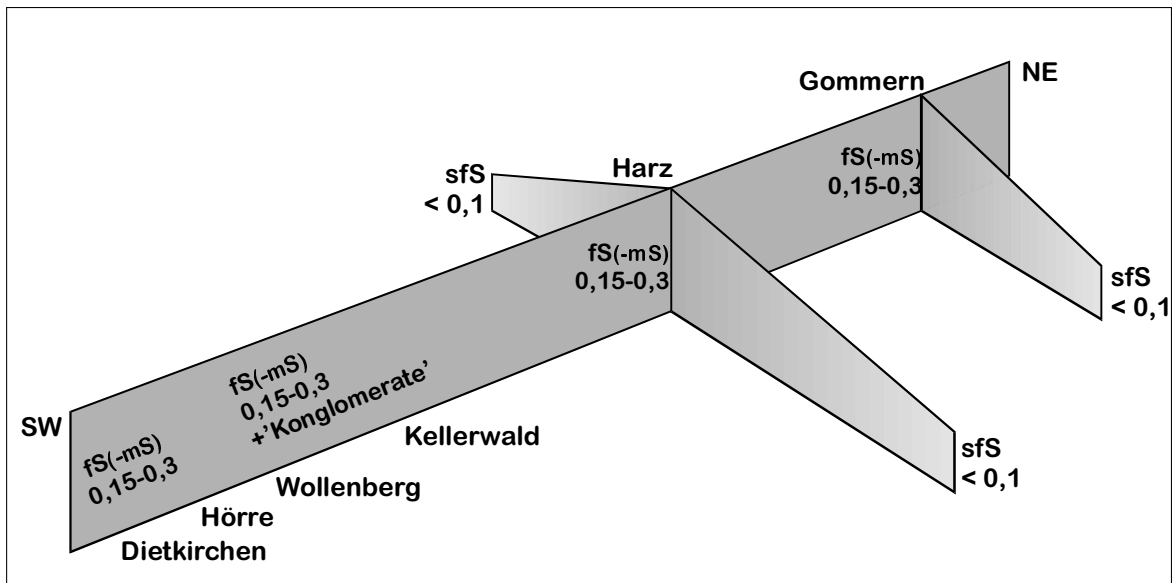


Abb. 5.10 Mittlere Körngrößen der Quarzite der Kammquarzit-Formation in den bearbeiteten Profilen (in Millimeter).

Die Veränderung der mittleren Korngröße innerhalb der Hörre-Gommern-Quarzitzone zeigt die gleiche Entwicklung wie die Bankmächtigkeit. Parallel zur Längsachse der Quarzitzone ist nahezu keine Veränderung der Korngröße zu erkennen. Im Zentrum der Hörre-Gommern-Quarzitzone bleibt sie von Gommern bis in die Hörre und Lahmulde im Feinsandbereich mit einem wechselndem Anteil Mittelsand ( $\leq 350\mu\text{m}$ ). Größere Klaster treten abgesehen von den feinkonglomeratischen Lagen nicht auf. Der Anteil des Mittelsandes liegt meistens zwischen 5% und 10% in wenigen Proben steigt er bis auf 20%. Die Zunahme des Mittelsand-Anteils ist nicht regional gebunden, sondern abhängig von der Lage der Probe in der Bank. Daher können in einer Lokalität sehr unterschiedliche Anteile von Mittelsand beobachtet werden, wie die Proben vom Wildestein (Hörre-Nordrand) zeigen (Abb. 5.4). Der Mittelsandanteil variiert dort zwischen 5% und 20%. Ähnliche Variationen sind aus Gommern bekannt (WIERICH & VOGT 1997). Zu beachten ist dabei, daß in feinkonglomeratischen Lagen immer auch der Mittelsandanteil erhöht ist. Auch bei der Korngrößenuntersuchung fällt der Wollenberg besonders auf. Feinkonglomeratische Lagen, also Lagen mit einem überdurchschnittlich hohen Anteil an gröberem Sediment, sind hier besonders häufig. Aber auch in normalen Lagen ist das Sediment etwas gröber. Der Mittelsandanteil steigt dort bis auf

40 %. Auch eine Probe vom Hörre-Nordrand bei Diedenshausen, also nahe dem Wollenberg, zeigt solch einen erhöhten Mittelsandanteil (HOMRIGHAUSEN 1979).

Im größten Teil der Hörre-Gommern-Quarzitzone, in dem die Quarzit-Fazies dominiert, herrscht das feinsandige Sediment vor. Erst im Randbereich der Quarzitzone dominiert feineres Sediment. Im Allzug am Nordwestrand und im Ackerstollen-Bohrkern 6 sowie in Brg. Schönebeck 4/64 am Südostrand der Quarzitzone überwiegt ganz deutlich feineres Sediment in der Kammquarzit-Formation. Das Sediment besteht überwiegend aus Feinsand, besonders sehr feiner Sand ( $< 0,125$  mm), mit teilweise recht hohen Anteilen von Silt. Das wird hauptsächlich durch die Vorherrschaft der Quarzit-Pelit-Fazies in diesem Bereich bedingt, in der dieses feinere Sediment überwiegt. Zum Teil ist aber auch die mittlere Korngröße der selten auftretenden massigen Quarzite der Quarzit-Fazies in diesem Randbereich geringer als im zentralen Bereich der Hörre-Gommern-Quarzitzone. Mittelsand fehlt hier.

Im Gegensatz zur nahezu gleichbleibenden Korngrößenverteilung parallel der Längsachse der Hörre-Gommern-Quarzitzone nimmt die mittlere Korngröße also zu beiden Rändern der Quarzitzone hin ab (Abb. 5.11).

### 5.4.3 Gesamtmächtigkeit der Formation

Wichtig für die sedimentologische Analyse der Kammquarzit-Formation ist die primäre Sedimentmächtigkeit, das heißt ohne tektonische Wiederholungen oder Unterdrückungen. Der Schuppenbau ist jedoch intensiv, so daß realistische Angaben häufig nicht mehr möglich sind. Das zu korrigieren ist wesentlich schwieriger und häufig nicht mehr möglich. Die Geländebegehungen zeigen, daß aus der Ausstrichbreite der Kammquarzit-Formation vom Harz bis zur Hörre wegen der tektonischen Verschuppung nicht auf die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit geschlossen werden kann. Frühere Aussagen zur Entwicklung der Mächtigkeit der Kammquarzit-Formation, die ausschließlich aufgrund der Oberflächenvorkommen gemacht wurden (SCHWAN 1991, PAECH 1973), sind daher unbrauchbar.

Bei den Vorkommen südwestlich des Harzes (Kellerwald, Wollenberg, Hörre und Dietkirchen) handelt es sich um unterschiedlich große, allseitig tektonisch begrenzte Vorkommen, die bis auf wenige Ausnahmen keine Liegend- oder Hangendgrenze erkennen lassen. Auch anhand der wenigen palynostratigraphischen Ergebnisse ist ihre Stellung nicht genauer zu erfassen. Selbst dort, wo die Liegendgrenze erschlossen ist, läßt sich der stratigraphische Umfang der darauf folgenden Quarzitabfolge nicht genauer erfassen. Diese Vorkommen sind daher nicht mit den größeren Profilen, insbesondere den Bohrprofilen, aus dem Harz und der Umgebung von Gommern zu parallelisieren. Sie sind für eine Aussage über die Entwicklung der Gesamtmächtigkeit in der Quarzitzone unbrauchbar.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeit der Folge sind auf den nordöstlichen Teil der Hörre-Gommern-Zone beschränkt, auf den Bereich vom Harz bis Gommern. Aber auch dort ist die Gesamtmächtigkeit nur mit Einschränkung zu bestimmen. Das liegt insbesondere an der starken tektonischen Überprägung. Der intensive Schuppenbau führt dazu, daß in den

Bohrkernen mehrere übereinanderliegende Schuppen durchbohrt wurden. Die scheinbare Mächtigkeit, die sich aus diesen Bohrungen ergibt, ist wesentlich höher als die reale Mächtigkeit. In einigen Bohrprofilen (Ackerstollen-Bohrkern 3, Gommern 1) ist der Schuppenbau durch mehrfache Übergänge in die liegenden Pelitserien und palynostratigraphische Einstufungen sehr deutlich zu erkennen (Abb. 6.8, Anhang C, Profil 6). In anderen Profilen sind Schuppengrenzen aufgrund unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung nur zu erahnen, aber nicht mit Sicherheit belegbar.

Ein besonderes Problem stellen die Bohrungen aus dem Raum Gommern dar, von denen fast nur unterschiedlich ausführliche Schichtverzeichnisse, aber kaum Kernmaterial erhalten ist. Wichtige Informationen für das Erkennen eines Schuppenbaus und die Festlegung von Schuppengrenzen fehlen meistens in den kurz gefaßten Schichtverzeichnissen. Durch die relativ flache Lagerung in den Steinbrüchen bei Gommern wurde ein Schuppenbau in der Kammquarzit-Formation in diesem Bereich ausgeschlossen und die erbohrte Mächtigkeit mit der sedimentären Mächtigkeit gleichgesetzt (PAECH 1973). Die teils große erbohrte Mächtigkeit der Quarzitabfolge in den Bohrungen (bis zu 350 m, Dannigkow 1/58) führte zu den extrem hohen Mächtigkeitsangaben für die Kammquarzit-Formation im Raum Gommern (600 m, PAECH 1973). Die palynostratigraphische Einstufung der Bohrung Gommern 1 zeigt jedoch, daß auch im Raum Gommern sehr wohl Schuppenbau in der Quarzitabfolge auftritt. Daher kann auch in diesem Bereich die erbohrte Mächtigkeit nicht ohne weiteres mit der stratigraphischen Mächtigkeit gleichgesetzt werden. Im Schichtverzeichnis der Brg. Dannigkow 1/58 sind zwei Störzonen bei 70 und 155 Metern angegeben. Dabei könnte es sich um tektonische Schuppengrenzen handeln.

Mit Sicherheit vergleichbare Mächtigkeiten ohne tektonische Verzerrung sind daher nur in wenigen Profilen erschlossen. Das Profil am Kolonnenweg im Eckertal zeigt eine ungestörte Sedimentabfolge von 105 m, allerdings ohne palynostratigraphische Einstufung. Daher ist es nicht mit den anderen Profilen zu parallelisieren. Die Bohrungen Gommern 1, Ackerstollen 3 und Ackerstollen 4 erschließen mehrfach die Kammquarzit-Formation mit ihrer Liegendgrenze. Die maximale erschlossene Mächtigkeit in allen drei Profilen liegt zwischen 100 und 110 Metern und umfaßt den stratigraphischen Bereich von der Basis des Visé (Sporenzone PU) bis ins mittlere Visé (Sporenzone TS/TC). Die bisher postulierte deutliche Abnahme der Mächtigkeit der Kammquarzit-Formation von Gommern zum Harz (SCHWAN 1991, PAECH 1973) läßt sich also nicht bestätigen, sondern die Gesamtmächtigkeit der Quarzitabfolge bleibt für den stratigraphischen Abschnitt von der PU- bis zur TS/TC-Sporenzone unverändert.

#### **5.4.4 Paläoströmungsanzeiger**

Paläoströmungsanzeiger sind in der Kammquarzit-Formation sehr selten. In der vorliegenden Arbeit wurden nur strömungsanzeigende Sohlmarken untersucht. Schrägschichtungskörper sind zwar wesentlich häufiger, aber sie stammen überwiegend aus den Bohrungen, die nicht orientiert gebohrt wurden und teilweise als Lesesteine aus dem Gelände. Schrägschichtungssets in Turbiditen sind außerdem wesentlich unzuverlässigere Richtungsanzeiger als Sohlmarken. Das gilt besonders für schmale längliche Becken (KNELLER et al. 1991, HAUGHTON 1994).

Sohlmarken, aus denen die Paläoströmungsrichtung rekonstruiert werden kann, sind bis jetzt nur aus dem Harz und dem Raum Gommern bekannt. Diese Tatsache ist jedoch nicht auf das primäre Fehlen dieser Gefüge in den anderen Kammquarzit-Vorkommen zurückzuführen, sondern auf die häufigeren und größeren Aufschlüsse im Harz und bei Gommern. Am häufigsten treten einfache Schleifmarken (groove marks), auf. Strömungsmarken (flute casts) und Kolkmarken (obstacle scour marks, Abb. 4.7) sind extrem selten zu finden.

Aus dem Harz beschreibt BURCHARDT (1977) Schleifmarken, die NNE - SSW streichen. Weiterhin beschreibt er zwei Strömungsmarken, die eine Paläoströmung nach SW anzeigen. Übereinstimmend damit beschreibt JÄGER (1995) aus dem Ilseburg-Quarzit NNE - SSW bis NE-SW streichende Schleifmarken. Selten auftretende Kolkmarken ergaben eine Paläoströmung nach SW. Als einzige Ausnahme davon ermittelte PUTTRICH (1972) am Wartenberg (Harz) anhand einer einzigen, etwa 5 cm langen, schmalen Kerbe an der Unterseite einer Sandsteinbank, „die als Schleifspur gedeutet werden kann“ (PUTTRICH 1972) eine Paläoströmungsrichtung von SW nach NE.

Aus der Umgebung von Gommern beschreibt BURCHARDT (1977) Rillenmarken, die um die W - E Richtung pendeln. Sehr selten auftretende Strömungsmarken (flute casts) ergaben eine Paläoströmung nach Osten. PAECH (1973) beschreibt aus den ehemaligen Steinbrüchen südlich von Gommern relativ viele Rillenmarken, die um die W - E Richtung pendeln. Auch einige Strömungsmarken werden von dort beschrieben. Sie zeigen eine nach Osten gerichtete Strömung an, nur eine einzige Strömungsmarke zeigt westgerichtete Strömung an (PAECH 1973).

Die Schleif- bzw. Rillenmarken zeigen für Harz und Gommern einheitlich eine Paläoströmung parallel der Längsachse der heutigen Hörre-Gommern-Quarzitzone an. Die Strömungs- und Kolkmarken zeigen jedoch Paläoströmung in entgegengesetzte Richtungen an. Bei Gommern überwiegt eine Paläoströmung nach Osten, im Harz eine Paläoströmung nach Südwesten.

### 5.5 Sedimentologisches Modell

Trotz der eingeschränkten Aufschlüsse innerhalb der Hörre-Gommern-Quarzitzone läßt sich aus der dargestellten Entwicklung der einzelnen Sedimentparameter eine gute Vorstellung von der Geometrie des Sedimentationsraums gewinnen, so daß ein Sedimentationsmodell für die Kammquarzit-Formation vorgelegt werden kann. Dieses Sedimentationsmodell wird auch zur paläogeographischen Einordnung der Kammquarzit-Formation herangezogen (Kap. 8).

Die sedimentologischen Untersuchungen zeigen, daß die heutige Verbreitung der Kammquarzit-Formation in etwa dem primären Sedimentationsraum entspricht. Das extreme Längen:Breiten-Verhältnis der Hörre-Gommern-Quarzitzone stellt also nicht das tektonische Fragment eines primär anders dimensionierten Sedimentationsraums dar. Diese Annahme wird durch den deutlichen Wechsel von sehr proximalen, hochenergetischen Verhältnissen im Zentrum der Quarzitzone zu distalen, niedrigerenergetischen Verhältnissen in beiden Randbereichen (siehe Verteilung der Lithofazies-Typen) klar belegt. Als Rest einer primär größeren und anders dimensionierten Einheit dürften sich die Anteile der Lithofazies vom Nordwest- zum Südostrand der Quarzitzone entweder gar nicht deutlich ändern oder es müßte

eine einseitig gerichtete Entwicklung zu erkennen sein. Der starke Rückgang der proximalen Quarzit-Fazies zu beiden Rändern der Hörre-Gommern-Quarzitzone und der starke Anstieg der distalen Quarzit-Pelit Fazies und der pelitischen Beckensedimentation in der gleichen Richtung ist genauso wie die zum Rand abnehmende Bankmächtigkeit und Korngröße typisch für rinnenförmige Ablagerungsräume mit longitudinalem Sedimenttransport, wie Untersuchungen z.B. im Ventura-Becken (HSÜ et al. 1980) und dem Zürich-See (KELTS & HSÜ 1980) zeigen. Dieses Bild eines vom restlichen Becken abgetrennten Teilbeckens wird auch durch die zwar selten auftretenden geringmächtigen Quarziteinschaltungen in die pelitisch-kieselige Sedimentabfolge des umgebenden Beckens am Rand der Dillmulde (LEUTERITZ 1968, Kap. 4.1) und im Flechtinger Höhenzug (Brg. Prödel 1/56, Kap. 4.5) bestätigt.

Betrachtet man die Veränderung der Anteile der Lithofazies-Typen senkrecht zur Rinnenachse vom Nordwest- zum Südostrand im Detail, fällt auf, daß die Veränderung nicht gleichmäßig zu beiden Seiten hin verläuft. Am Nordwestrand ist der Wechsel von der deutlich proximalen Fazies in der Ackerstollen-Bohrung 2 zur sehr distalen Fazies im Allerzug sehr abrupt, während der Wechsel am Südostrand von der sehr proximalen Fazies im Zentrum (Eckertal) zur deutlich distalen Fazies im Profil 'Gelbes Loch' sehr allmählich verläuft (Abb. 5.9). Diese Geometrie eines scheinbar asymmetrischen Teilbeckens mit relativ flachem Einfallen von SE nach NW und steiler Begrenzung entlang des Nordwestrands kann jedoch lediglich ein Effekt des Schuppenbaus in der Kammquarzit-Formation im Harz sein. Da die einzelnen Schuppen nordwestwärts aufeinandergeschoben wurden, können dadurch sehr proximale Teile aus dem Zentralbereich der Rinne relativ nach Nordwesten verschoben sein, was zur Verdeckung eines primär allmählichen Fazieswechsels auch auf dieser Seite der Rinne und damit zu einer asymmetrisch erscheinenden Beckengeometrie führen kann.

Der Sedimenttransport, das heißt der Verlauf der einzelnen Suspensionsströme, innerhalb solcher schmalen, rinnenförmigen Sedimentbecken wie dem Kammquarzit-Teilbecken ist einem verflochtenen Flußsystem sehr ähnlich. Untersuchungen rezenter und fossiler rinnenförmiger Turbiditsysteme zeigen nämlich, daß Suspensionsströme in einem engbegrenzten Ablagerungsraum nicht gerade, sondern kurvig verlaufen und sich teilweise sogar dabei aufspalten können (CRONIN et al. 1995, MASSON et al. 1995, CLARK & PICKERING 1996). In hoch-konzentrierten Suspensionsströmen kommt es bereits während des Transports zur Ablagerung der massigen Sande, besonders wenn es sich um quasi-stabile turbulente Suspensionsströme handelt (KNELLER & BRANNEY 1995). HSÜ et al. (1980) beobachteten im Ventura-Becken, daß gerade bei longitudinalem Transport in rinnenförmigen Becken Sedimentation überwiegend schon während des Transports stattfand. Im Randbereich der hochenergetischen Trübestrome kam es zur Ablagerung niedrigenergetischer Sedimente, die Kanalrand-Ablagerungen sehr ähnlich sind (Kap. 5.2.2). Am äußersten Rand gingen diese in extrem niedrigenergetische Bereiche zwischen den Trübestromen (interchannel-Bereich) über. In den interchannel-Bereichen findet unbeeinflusst von der turbiditischen Sedimentation die normale feinklastische Beckensedimentation statt.

Die Position der kurvig verlaufenden Suspensionsströme ist nicht konstant, sondern sie verlagern sich mit der Zeit (CLARK & PICKERING 1996) und damit auch die Verteilung der distalen und proximalen Sedimentationsbereiche innerhalb des engbegrenzten Sedimentationsraums. Dadurch entsteht eine horizontal und vertikal wechselnde Abfolge aus

hochenergetischen, proximalen und niedrigenergetischen distalen Sedimenten, wie sie auch in der Hörre-Gommern-Quarzitzone zu beobachten ist. Im Beckenzentrum ist der Anteil distaler Fazies-Typen (Quarzit-Pelit-Fazies und Pelit-Fazies) ziemlich gering, da dort die Häufigkeit hoch-konzentrierter Turbidite (Quarzit-Fazies) am höchsten ist und randliche Ablagerungen bzw. interchannel-Bereiche dementsprechend selten und begrenzt ausgebildet sind. Im Randbereich des Quarzit-Teilbeckens ist es umgekehrt. Genau dieses Bild zeigt die Verteilung der Lithofazies-Typen in der Quarzitzone (Abb. 5.9).

Neue Untersuchungen der unterkarbonischen Grauwackenfolge im Rhenoherynikum (SCHRADER & RICKEN 1998) zeigen, daß sich das Kulm-Becken in fünf bis sechs Teilbecken unterteilen läßt, die eine längliche Erstreckung vergleichbar der Hörre-Gommern-Quarzitzone zeigen. Die nordwestliche Begrenzung der Teilbecken ist an Hauptüberschiebungen im Rhenoherynikum gebunden, wie das tiefenseismische Profil DEKORP-2N zeigt. Bei den Teilbecken könnte es sich um *piggy-back*-Becken mit einem relativen Hoch am Nordwestrand des Beckens handeln, die zeitlich nacheinander aktiviert wurden (schriftl. Mitt. S. SCHRADER, Köln). Ähnlich kann die Entstehung des Kammquarzit-Teilbeckens angenommen werden (Kap. 7). Die am Nordwestrand der Quarzitzone im Harz auftretenden Diabase wurden von WACHENDORF (1986) als Beleg für tiefgreifende Störungen angesehen, die dem Diabas-Vulkanismus als Aufstiegsbahnen dienten. Entsprechend den Grauwacken-Teilbecken kann also auch der Nordwestrand der Hörre-Gommern-Quarzitzone an eine tiefgreifende Störungszone gebunden sein und als tektonisch vorgegebenes Teilbecken angesehen werden.

Das schon früher vorgeschlagene Modell eines rinnenförmigen Teilbeckens für die Kammquarzitzone (u.a. SCHWAN 1991) kann mit diesen Ergebnissen bestätigt werden, nicht aber die bisherigen Vorstellungen zur Geometrie, sowie der Sedimentzulieferung und -ausbreitung innerhalb des Beckens. Bisher wurde aufgrund der abnehmenden oberflächlichen Ausstrichbreite und der daraus interpretierten abnehmenden Gesamtmächtigkeit der Quarzitabfolge von Gommern (NE) bis in die Hörre (SW) ein von NE nach SW an Mächtigkeit abnehmender Schüttungskörper konstruiert. Das führte zu der Annahme, daß die Sedimentzufuhr am nordöstlichen Ende der Rinne liegt und das Sediment von dort aus rinnenparallel bis in das südwestliche Ende transportiert wird. Die proximalen Verhältnisse im NE (Harz und Gommern) sind nach Schwan (1991) weiterhin belegt durch die Beschränkung von Sedimentgefügen, feinkonglomeratischen Lagen sowie dem erhöhtem Anteil eingeschwemmter Landpflanzen in diesem Bereich.

Diesen Vorstellungen muß mit Hinweis auf die oben dargestellten sedimentologischen Untersuchungen deutlich widersprochen werden. Die unterschiedliche Häufigkeit der beobachteten Sedimentgefüge in der Kammquarzit-Formation ist in erster Linie ein Produkt der unterschiedlichen Aufschlußverhältnisse in den einzelnen Kammquarzit-Vorkommen und weiterhin abhängig von dem dominierenden Lithofazies-Typ. Außerdem zeigt sich im Gegensatz zu SCHWAN's (1991) Vorstellung, daß in der distalen Quarzit-Pelit-Fazies Sedimentgefüge wesentlich häufiger auftreten als in der proximalen Quarzit-Fazies. Auch die unterschiedliche Häufigkeit der beobachteten Makrofauna, anhand derer z.B. GOTHAN (1927), DAHLGRÜN 1940 und SCHWAN (1950) den Kammquarzit in das Unterkarbon einstufen (Kap. 1), ist als Effekt der unterschiedlich umfangreichen Aufschlußverhältnisse anzusehen. Feinkonglomeratische Lagen sind nicht auf den Harz und den Raum Gommern beschränkt.

Am Wollenberg und im Kellerwald sind sie sogar wesentlich häufiger als dort. Vor allem läßt sich aber aus der nach SW hin abnehmenden Ausstrichbreite der Kammquarzit-Formation kein Rückschluß auf eine Abnahme der primären Gesamtmächtigkeit der Quarzitabfolge nach SW machen, da die einzelnen Kammquarzit-Vorkommen eindeutig tektonisch begrenzt sind. Eine Entwicklung von proximalen Verhältnissen im NE zu distalen Verhältnissen im SW ist also nicht zu beobachten. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten sedimentologischen Untersuchungen zeigen dagegen, daß die Transport- und Sedimentationsprozesse in der Hörre-Gommern-Quarzitzone wesentlich komplexer sind als die bisherigen Vorstellungen.

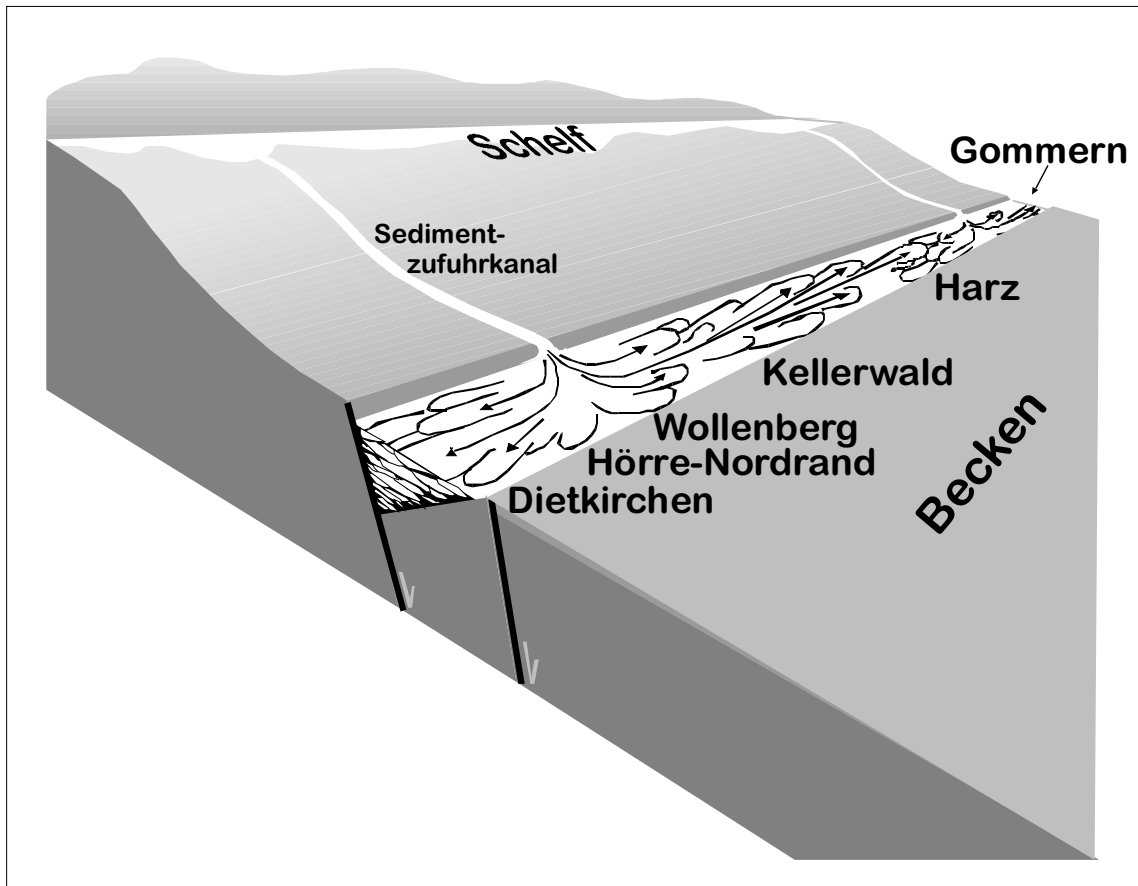


Abb. 5.12 Modell zur Sedimentation der Kammquarzit-Formation in der Hörre-Gommern-Zone als Teilbecken des rhenohertzynischen Beckens.

Die Quarzitzone liegt inmitten des Rhenohertzynischen Beckens, umgeben von zeitäquivalenten, pelagischen bis hemipelagischen Beckensedimenten zu beiden Seiten. Das Sediment selbst wurde jedoch in fluviatilem und flachmarinem Milieu aufbereitet und auf dem Schelf akkumuliert. Aufgrund sedimentpetrographischer und paläogeographischer Gründe kommt dafür nur der laurussische Schelf nördlich des Kulm-Beckens in Frage (Kap. 5.1.2, Kap. 7). Anschließend an die primäre Akkumulation des reifen Sediments am Schelfrand erfolgte durch eine Abfolge unterschiedlicher Trübeströme die Umlagerung in das Kulm-Becken. Hoch-konzentrierte Suspensionsströme überwogen deutlich, angezeigt durch die klare Dominanz der massigen Quarzit-Fazies im Zentrum der Quarzitzone. Das Auftreten distaler Turbidite (i.e.S.) im zentralen Bereich weist darauf hin, daß aber auch niedrig-konzentrierte Turbidite an der Umlagerung des Sediments beteiligt waren.



Das bedeutet, daß das Sediment vom laurussischen Schelfrand den nordwestlichen Teil des Kulm-Beckens (Dill-Innerste-Faziesraum) passieren muß, bevor es in dem Kammquarzit-Teilbecken zur Ablagerung kam. Da Vorkommen von Kammquarzit, die großräumige klastische Sedimenttransportwege darstellen könnten, im Dill-Innerste-Faziesraum zwischen laurussischem Schelf und Kammquarzit-Teilbecken unbekannt sind, wird angenommen, daß der Sedimenttransport durch das Becken in engen Förderkanälen (feeder channels) stattfand.

Verschiedene rezente Turbiditsysteme zeigen eine solche engbegrenzte, kanalisierte Sedimentzufuhr, die durch die Bodenmorphologie des Beckens vorgegeben werden: Durch den Almeria Canyon vor Südspanien wird das Sediment vom Schelf in einem engbegrenzten Kanal in das Alboran Becken, ein Teilbecken des westlichen Mittelmeers, umgelagert (CRONIN et al. 1995) und vor der Nordwestküste Afrikas werden die Sedimente von verschiedenen Schelfbereichen in einem komplexen Kanalsystem bis zur Madeira-Tiefsee-Ebene im Südatlantik durch das Becken geleitet (MASSON 1994). Die Breite solcher Sedimentzufuhrkanäle variiert von einigen hundert Metern bis zu wenigen Kilometern bei einer Länge von mehreren hundert Kilometern.

Es ist davon auszugehen, daß das Sediment in mindestens zwei Bereichen in die Quarzitzone eingebracht wurde. Diese Eintragsbereiche werden einerseits durch ein Maximum proximaler Verhältnisse angezeigt. Ein solches Maximum stellt der Wollenberg bei Marburg dar, dessen über 15 km<sup>2</sup> großes Quarzitvorkommen nahezu ausschließlich aus der proximalen Quarzitfazies besteht. Auch feinkonglomeratische Lagen treten hier in einer Häufigkeit auf, wie in keinem anderen Gebiet der Hörre-Gommern-Quarzitzone. Die von LEUTERITZ (1968) beschriebenen linsenförmigen Einschaltungen von Kammquarzit in Kieselschiefer an der Straße nach Warzenbach nordwestlich des Wollenberg-Gebietes können als Reste des Sedimentzufuhrkanals in diesem Bereich gedeutet werden. Das Wollenberg-Gebiet wird daher als ein Sedimenteintragsbereich interpretiert. Andererseits werden Sedimenteintragsbereiche durch entgegengesetzte Paläoströmungsrichtungen angezeigt. Daher muß ein zweiter Eintragsbereich im Bereich zwischen Harz und Gommern angenommen werden, von dem aus das Sediment einerseits nach Südwesten in Richtung Harz und andererseits nach Nordosten in Richtung Gommern verteilt wird. Ausgehend von den beiden Sedimenteintragsbereichen wurde das Sediment innerhalb des rinnenförmigen Ablagerungsraums parallel zur Längsachse der Rinne verteilt. Die gerichteten Sohlmarken, überwiegend Rillenmarken, zeigen rinnenparallele Paläoströmungsrichtungen an (Kap. 5.4.4). Die seltenen Strömungsmarken zeigen entgegengesetzte Strömungsrichtungen im Harz und in Gommern an, die eine rinnenparallel gegengerichtete Sedimentverteilung in dem Kammquarzit-Teilbecken andeuten. Solch eine gleichzeitig in entgegengesetzte Richtungen gerichtete Sedimentverteilung wurde sowohl in rezenten als auch in fossilen Turbidit-Systemen sehr selten beobachtet (z.B. HAUGHTON 1994).

Die in der Literatur beschriebenen Turbidit-Schüttungen in einen eng begrenzten, longitudinalen Ablagerungsraum zeigen fast immer eine einseitige rinnenparallele Sedimentverteilung, z.B. im Astoria-Fan im Pazifik (NELSON 1985), im Ventura-Becken in Kalifornien (HSÜ et al. 1980) und im Zürich-See (KELTS & HSÜ 1980). Die Richtung, in die die Trübestrome eindrehen, wird dabei von der Beckenmorphologie vorgegeben. Der gleiche Mechanismus wurde experimentell beobachtet (SIEGENTHALER et al. 1984). Entweder war

also das Kammquarzit-Teilbecken eine Ausnahme, in dem das Relief so ausgeglichen war, daß sich keine Richtung als Hauptrichtung durchsetzte und daher die Trübestrome sowohl nach NE als auch nach SW umgelenkt wurden. Oder aber zeitlich wechselndes Umbiegen der Trübestrome nach NE und SW, das aufgrund der kurzzeitigen Richtungswechsel biostratigraphisch nicht aufzulösen ist, führt zur Entstehung der scheinbar gegengerichteten Strömung.

Zusammengefaßt ergibt sich also folgendes Modell für den Sedimentationsraum der Kammquarzit-Formation (Abb. 5.12): bereits fluviatil aufbereitetes Sediment wird auf den Schelf eingetragen, dort akkumuliert und weiter aufbereitet. Dieses reife Sediment wird durch eine Abfolge verschiedener Trübestrome vom Schelfrand in das vorgelagerte Kulm-Becken umgelagert. Das Sediment wird in zwei engbegrenzten Sedimentzufuhrkanälen quer zum Verlauf des Beckens bis in das tektonisch vorgegebene rinnenförmige Kammquarzit-Teilbecken transportiert, wo es zur Ablagerung kommt. Innerhalb dieses rinnenförmigen Teilbeckens wird das Sediment ausgehend von den Mündungen der Sedimentzufuhrkanäle in einem verflochtenen Sedimentstrom-System rinnenparallel transportiert und abgelagert.