

Exotische Kristallingerölle aus dem süddeutschen Schilfsandstein (mittlerer Keuper; Trias)

Exotic Crystalline Pebbles from the Schilfsandstein (Middle Keuper;
Triassic) of Southern Germany

Von

Klaus-Peter Kelber, Martin Okrusch, Würzburg und Siegfried Nickel,
Bühlerzell

Mit 21 Abbildungen und 4 Tabellen im Text

KELBER, K.-P., OKRUSCH, M. & NIKEL, S. (1997): Exotische Kristallingerölle aus dem süddeutschen Schilfsandstein (mittlerer Keuper, Trias). [Exotic Crystalline Pebbles from the Schilfsandstein (Middle Keuper; Triassic) of Southern Germany.] – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 206: 93–131; Stuttgart.

Abstract: At the Leippersberg Hill near Kottspiel (Northern Württemberg), the basal part of the Upper Triassic Schilfsandstein (Stuttgart group, km₂) is developed as a conglomeratic sandstone that contains a variety of reworked rock fragments together with fragments of permineralized wood and sauropod bones. For the first time, exotic clasts of metamorphic and igneous rocks have been recorded, i.e. phyllites to quartz pyllites, albite gneisses and aplitic gneisses as well as cataclastic granites, tonalites and granite porphyries.

Microprobe analyses revealed that the phyllites and albite gneisses contain phengitic white micas testifying to metamorphism under elevated pressures. A combination of the garnet-phengite geothermometer with the phengite geobarometer, applied to one sample of albite gneiss, yielded temperatures of 480–500 °C and pressures of 13–14 kbar. A distinctly lower P-T combination of about 6 kbar and 330 °C was estimated for an aplite-gneiss sample. These findings indicate a considerable regional extent or a marked metamorphic field gradient for the source region of the exotic clasts.

Several modes of long distance transport mechanism are discussed. Among these, we regard a transportation of entrapped rocks within root structures of floating trees as the best explanation, whereas a transport as gastroliths in vertebrates seems rather unlikely. Judging from the dominating Schilfsandstein river system, Fennoscandia or, more probably, the north-western part of the Bohemian Massif can be considered as possible source areas.

Zusammenfassung: Am Leippersberg bei Kottspiel (Nord-Württemberg) ist der basale Teil des Schilfsandsteins (Stuttgart-Gruppe, km₂) als konglomeratischer Sandstein ausgebildet, der aufgearbeitete Gesteinsfragmente zusammen mit Bruchstücken von permineralisiertem Holz und Wirbeltierknochen enthält. Zum ersten Mal wurden exotische

Kristallingerölle festgestellt, und zwar Metamorphite wie Phyllite bis Quarzphyllite, Albitgneise und Aplitgneise sowie Magmatite, wie kataklastische Granite, Tonalite und Granitporphyre.

Mikrosondenanalysen ergaben, daß die Phyllite und Albitgneise phengitische Hellglimmer enthalten, die auf eine Metamorphose unter erhöhten Drucken hinweisen. Für eine Albitgneis-Probe konnten durch Kombination des Phengit-Geobarometers, des Granat-Phengit-Geothermometers und der oberen Druck-Stabilitätsgrenze von Albit die P-T-Bedingungen beim Höhepunkt der Metamorphose zu 13-14 kbar und 480-500 °C abgeschätzt werden. Eine deutlich niedrigere P-T-Kombination von etwa 6 kbar und 350 °C wurde für eine Aplitgneis-Probe ermittelt. Dieser Befund weist darauf hin, daß das Liefergebiet der exotischen Kristallingerölle eine beachtliche Ausdehnung besaß oder durch einen großen metamorphen Feldgradienten gekennzeichnet ist.

Unter den verschiedenen Mechanismen, die für einen Ferntransport der exotischen Gerölle diskutiert werden können, scheint uns eine Verfrachtung im Wurzelballen von verdrifteten Baumstämmen am wahrscheinlichsten zu sein. Aber auch die Möglichkeit, daß die Gerölle als Magensteine von Wirbeltieren transportiert wurden, kann nicht ganz ausgeschlossen werden. Berücksichtigt man die Hauptströmungsrichtung im mittteleuropäischen Flußsystem der Schilfsandsteinzeit, so kommen als Liefergebiete der exotischen Gerölle Fennoskandia oder - wahrscheinlicher - der Nordwestrand der Böhmisches Masse in Frage.

1. Einführung

Der Schilfsandstein des mittleren Keupers der germanischen Trias (Stuttgart-Gruppe, km₂) ist ein lithofazieller Komplex, der entweder in toniger Ausbildung mit untergeordneter Sandsteinkomponente (Normalfazies, Stillwasserfazies) oder mit vorherrschenden Sandsteinanteilen (Flutfazies, Strangfazies) vorkommt und das gesamte mitteleuropäische Triasbecken von Luxemburg bis Polen und von Dänemark bis zur Westschweiz füllt. In ihm dokumentiert sich die temporär stabile paläogeographische Situation einer ausgedehnten Flußlandschaft zwischen Fennoskandia im Norden und der Tethys im Süden. Nach einer zum Teil sehr lebhaft geführten Diskussion über die Entstehungshypothesen, „fluviatil/deltaisch“ oder „marin“ (z. B. WURSTER 1964, 1972, EMMERT 1965, LINCK 1972, WARTH 1988, GEYER 1989, HELING & BEYER 1992), wird der Schilfsandstein in den letzten Jahren genetisch als mehrphasige, vorwiegend fluviatile Abfolge reinterpretiert (HELING 1979, DUCHROW 1984, MADER 1990, 1995). Dabei erklärt sich die räumliche Trennung sandiger und toniger Fazies mit unterschiedlichen Senkungsbebewegungen des Beckenbodens (DITTRICH 1989). Auch nach den neueren Konzepten der Sequenzstratigraphie werden die Sandsteine der Schilfsandstein-Strangfazies nicht mehr als reine Delta-Ablagerungen verstanden, sondern vielmehr als „incised valley-fills“, entstanden bei niedrigem Meerespiegelstand (AIGNER & BACHMANN 1992, BACHMANN & BEUTLER 1996).

Alle Untersuchungen zur Schilfsandsteingenese gründen sich auf eine Vielzahl von geologischen und paläontologischen Erscheinungen, die besonders im Ausstrich des baden-württembergischen Mittelkeupers seit vielen Jahrzehnten beobachtet wurden. Überraschend war deshalb der Erstfund

exotischer Gerölle aus dem basalen Schilfsandstein in dieser geologisch gut untersuchten Region. Neben der Beschreibung dieser Funde soll in der vorliegenden Arbeit der Frage nach der Herkunft des Materials sowie nach den möglichen Transportmechanismen nachgegangen werden.

2. Fundort und geologische Situation

Der Fundort liegt auf dem nordöstlichen Sporn des Leippersbergs nordwestlich von Kottspiel, TK 1: 25 000, Blatt 6925 Obersontheim, R 35 65 720, H 54 32 660 (Abb. 1). Die hier näher beschriebenen Gerölle wurden bei der gezielten Suche nach Kieselhölzern auf einem Acker im Ausstrichbereich des basalen Schilfsandstein geborgen (S. NIKEL).

Nach der geologischen Karte (GÖHNER et al. 1982) gehört der Sandsteinrest auf dem Leippersberg zu einem Schilfsandsteinstrang in Flutfazies, der dort mit einer maximalen Mächtigkeit von etwa 15 m inselförmig erhalten blieb. Entgegen der geologischen Grenzziehung im Kartenbild erstreckt sich der Schilfsandstein mit seinen basalen Partien jedoch noch weiter in nordöstliche Richtung (Abb. 1).

Die Gerölle wurden an der Lokalität aufgesammelt, ein Geröll (Probe ML-002) konnte bei Grabungen auf permineralisierte Holzreste direkt aus dem Anstehenden der Schilfsandstein-Sohlbank entnommen werden. Durch einen Probeschurf an diesem Fundpunkt wurde die Kontaktfläche zwischen der basalen Schilfsandsteinbank und den liegenden Estherienschiefern erneut freigelegt. Folgende Einheiten konnten im Profil unterschieden werden:

0,35 m	Ackerboden, mit Sandsteinbrocken;
0,45 m	Schilfsandstein-Sohlbank: feinkörniger graugrüner Sandstein, klüftig zerbrochen; untere Grenzfläche gerade und messerscharf, mit Strömungsmarken; Top durch herausgewitterte Tongallen und Gerölle (bis zu 12 x 8 cm) unruhig kavernös;
0,70 m	grüner Lehm;
1,20 m	grüner Lehm mit dispersen Partikeln von grünem Tonstein, die zum Liegenden größer werden und deren Farbe sich nach grüngrau oder grau verändert.

Der Ausstrich der Schilfsandsteinbasis mit den exotischen Geröllen ist lokal begrenzt und beträgt nur wenige Quadratmeter. Offensichtlich ist das Hangende der an der Fundstelle gerade noch 10 cm mächtigen Schilfsandstein-Sohlbank gekappt, verursacht durch die Verwitterung in der Bodenzone und begünstigt durch das Kohäsionsminimum der eingelagerten Gerölle. Die Mächtigkeit des Schilfsandsteins nimmt, vom Fundgebiet ausgehend, graduell nach Südwesten zu.

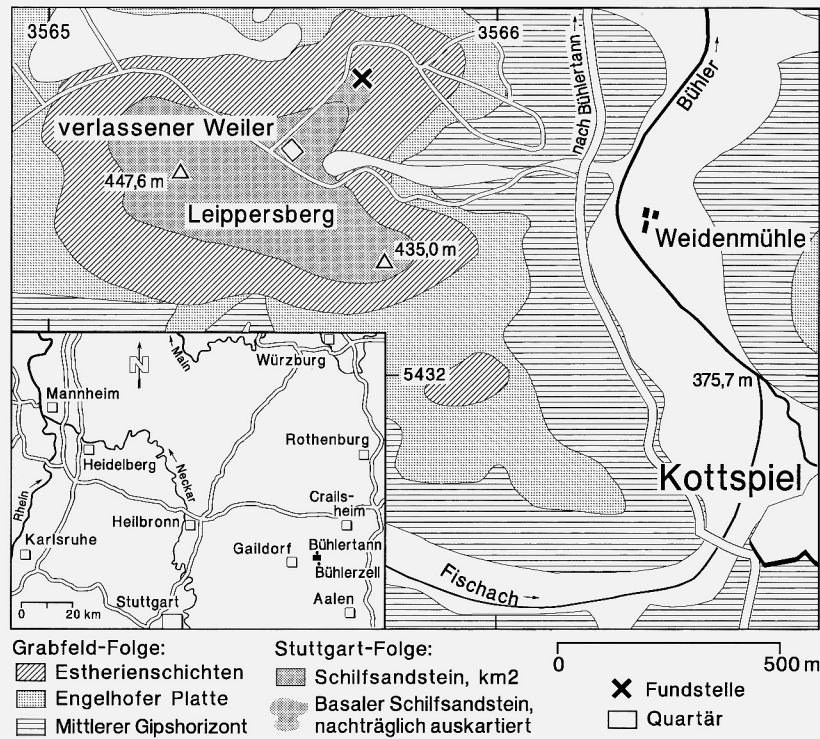


Abb. 1. Geographische Lage und geologische Situation des Fundortes. Umgezeichnet nach GÖHNER et al. (1982), geologische Karte 1:25000, Blatt 6925 Obersontheim.

Fig. 1. Geographical and geological sketch map, redrawn after GÖHNER et al. (1982), geological map 1: 25000, sheet 6925 Obersontheim.

Das Fundareal im Ausstrich der Schilfsandsteinbasis ist zweifach anthropogen kontaminiert: Es kommen zerbrochene Silex-Werkzeuge des steinzeitlichen Menschen vor; außerdem wurden auch Ziegelstein-, Porzellan- und glasierte Kachelreste aus neuerer Zeit gefunden, die mit großer Sicherheit von dem nahegelegenen verlassenen Weiler auf dem Leippersberg stammen (Abb. 1). Um jede Verwechslung mit anthropogen verschlepptem Schottermaterial auszuschließen, beschränkt sich diese Untersuchung auf exotische Gerölle mit anhaftender Schilfsandstein-Matrix. Die Fundgeschichte der hier näher untersuchten exotischen Kristallin-Gerölle schließt jeglichen Zweifel einer ortsfremden Herkunft oder einer Verfälschung durch menschlichen Eingriff eindeutig aus. Die zur Dünnschliff-Anfertigung zersägten Proben sind im Staat-

lichen Museum für Naturkunde Stuttgart, im Naturhistorischen Museum Heilbronn und in der Privatsammlung S. NIKEL, Bühlerzell hinterlegt.

Darüber hinaus konnten jedoch herausgewitterte Gerölle aufgesammelt werden, bei denen keine oder nur wenig anhaftende Sandsteinmatrix erhalten blieb. Im bisher aufgesammelten Geröllspektrum (bislang mehr als 150 Exemplare) sind sowohl Sedimentgesteine (Kieselschiefer (Abb. 7), Sandsteine, Arkosen, Konglomerate und Brekzien), aber auch Metamorphite (Phyllite, Gneise) und granitoide Gesteine vertreten.

Die exotischen Gerölle vom Leippersberg sind mehrheitlich kantengerundet bis stark gerundet, untergeordnet kommen aber auch eckige bis scharfkantige Exemplare vor. Eine Verwitterungsrinde der Klasten ist nicht festzustellen, sie sind nicht durch Bohrorganismen angebohrt, ein Bewuchs durch Epöken ist nicht festzustellen. Auch die fossilen Kieselhölzer vom Leippersberg zeigen noch teilweise den direkten Kontakt zum einbettenden Schilfsandstein. Es konnten in sich zerbrochene Stammreste bis zu 2,15 m Länge geborgen werden (Slg. S. NIKEL, Bühlerzell). In der Mehrzahl sind die aufgesammelten Kieselholzfragmente eckig fragmentiert, nur das eben erwähnte große Stammfragment zeigt eine glattgeschliffene Oberfläche und gerundete Kanten.

3. Untersuchungsmethodik

Insgesamt wurden 20 Kristallingerölle mit anhaftender Sandsteinmatrix mikroskopisch untersucht und ihr Mineralbestand halbquantitativ abgeschätzt (Tab. 1). In 9 der untersuchten Proben wurden die Hauptgemengteile mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde vom Typ CAMECA SX 50 analysiert. Meßbedingungen waren 15 kV Beschleunigungsspannung, Probenstrom 10 nA, Meßzeit 20 sec (für Fe 30 sec.). Als Referenzproben dienten natürliche und synthetische Oxide und Silikate. Die Korrektur erfolgte mit dem PAP-Programm der Firma CAMECA. In den Analysentabellen 2-4 werden nur ausgewählte Punktanalysen von Feldspäten, Hellglimmern und Granat aufgelistet, die für die thermobarometrischen Berechnungen relevant sind. Die übrigen Analysen können bei M. OKRUSCH angefordert werden.

Die Angaben in Tabelle 2-4 sind in Gew.-% und wurden entsprechend den Fehlergrenzen von ± 1 % relativ für Hauptkomponenten und ± 5 % relativ für Nebenkomponten gerundet; jedoch erfolgte die Formelberechnung aufgrund der nicht gerundeten Originalwerte. Zu berücksichtigen ist, daß alle Angaben $< 0,1$ Gew.-% mit einem hohen Fehler behaftet sind, also nur halbquantitativen Charakter haben. Folgende Abkürzungen für Mineralkomponenten werden verwendet: Ab = Albit, Adr = Andradit, Alm = Almandin, An = Anorthit, Ce = Celadonit, Cn = Celsian, Grs = Grossular, Ms = Muscovit, Pg = Paragonit, Pyp = Pyrop, Or = Kalifeldspat, Sps = Spessartin, Uvr = Uvarovit.

Tabelle 1. Abmessungen, Rundungsgrad, Gesteinstyp und halbquantitativ abgeschätzter Modalbestand der untersuchten Kristallingerölle. • > 20 Vol. %; ○ 20-1 Vol. %; + < 1 Vol. %; - nicht beobachtet; Ab = Albit; Ap = Apatit; Grt = Granat; Rt = Rutil; Tur = Turmalin; Zrn = Zirkon.

Probe	Abmessungen, Rundungsgrad	Gesteinstyp	Quarz	Plagioklas	Kali-feldspat	Hell-glimmer	(Hydro-)Biotit, Oxychlorit	Chlorit	Akzessorien	Opak
ML-001	90 x 65 x 25 mm, eckig	Quarzphyllit	•	○ Ab	—	+	○	+	—	○
ML-008	50 x 40 x 16 mm, stark gerundet	Quarzphyllit	•	○ Ab	—	•	+	○	—	○
ML-033	36 x 20 x 11 mm, gerundet	Quarzphyllit	•	—	—	○	○	○	+ Rt	○
ML-034	25 x 17 x 8 mm, eckig	Quarzphyllit	•	○ Ab	—	•	○	○	+ Rt	+
ML-054	26 x 25 x 11 mm, gerundet	Phyllit bis Quarzphyllit	•	—	—	•	+	•	+ Ap	+
ML-070	13 x 6 x 3 mm, eckig	Phyllit bis Quarzphyllit	•	—	—	•	○	○	+ Rt	○
ML-078	37 x 30 x 12 mm, eckig	Quarzphyllit	•	—	—	○	○	○	+ Zrn, Tur, Ap	○
ML-080	80 x 40 x 26 mm, stark gerundet	Phyllit mit Quarzmobilisat	○	○ Ab	—	•	—	+	+ Rt, Tur + Zrn	+
ML-105	42 x 37 x 12 mm, kantengerundet	Quarzphyllit	•	+ Ab	—	•	—	•	+ Ap, Rt	○
ML-130	54 x 42 x 32 mm, gerundet	Phyllit	○	—	—	•	○	•	—	○
ML-015	58 x 30 x 10 mm, kantengerundet	Albitgneis	•	• Ab	—	•	○	○	—	○
ML-097	86 x 67 x 46 mm, stark gerundet	Albitgneis	•	• Ab	—	•	○	○	+ Grt, Tur, Ap	○
ML-043	77 x 52 x 38 mm, eckig	Aplitgneis	•	•	•	○	+	—	—	+
ML-021	90 x 68 x 50 mm, stark gerundet	Granit	•	○	•	○	○	+	+ Zrn	+
ML-029	83 x 52 x 37 mm, gerundet	Granit	•	•	•	—	○	+	—	+
ML-123	95 x 66 x 43 mm, kantengerundet	Granit	•	•	•	—	○	+	+ Ap, Zrn	+
ML-129	95 x 57 x 35 mm, kantengerundet	Granit	•	•	•	○	○	○	—	○
ML-030	86 x 74 x 47 mm, stark gerundet	Kataklastischer Granit	•	•	○	○	+	+	—	○
ML-109	80 x 35 x 31 mm, stark gerundet	Kataklastischer Tonalit	•	•	—	○	○	○	+ Ap, Rt	○
ML-026	42 x 40 x 20 mm, kantengerundet	Granitporphyr	○	•	○	○	○	○	—	○

4. Petrographie der Schilfsandstein-Matrix

Die untersuchten Gerölle liegen in einer Matrix aus gelblichbraun gefärbtem, feinkörnigem Sandstein mit tonig-ferritischem Bindemittel, der in Mineralbestand und Gefügemerkmalen gute Übereinstimmung mit dem Schilfsandstein zeigt, wie er bisher in der Literatur beschrieben wurde (z. B. HELING 1965, BEUTLER & HÄUSSER 1982, GRIMM 1990: Nr. 095-101, HELING & Beyer 1992).

Der anhaftende Sandstein enthält nicht selten linsenförmige Intraklasten, die mehrere Zentimeter lang werden können (Abb. 5). Seltener sind kleine, aber makroskopisch erkennbare Gesteinsbruchstücke von einigen Millimetern Durchmesser. In Probe ML-001 wurde als Besonderheit der Abdruck von

einem eckigen Bruchstück eines Saurier-Knochens gefunden (Abb. 3, 4). Stellenweise enthält der Sandstein auffällige, unregelmäßig geformte, bis 1,5 cm große Makroporen, die teils isoliert, teils lagig angereichert auftreten und dann dem Sandstein eine zellige Oberfläche verleihen (Abb. 2, 6). Im übrigen läßt sich in den untersuchten Proben im Handstückbereich kaum eine Schichtung ausmachen.

U. d. M. erkennt man ein meist korngestütztes, seltener matrixgestütztes Gefüge, in dem Mineral- und Gesteins-Bruchstücke von sehr unterschiedlichem Rundungsgrad - von eckig oder splittrig bis gut gerundet - dominieren. Ihre Korngröße liegt überwiegend zwischen 0,1 und 0,3 mm. Hauptgemengteile sind:

- Quarz in Einzelkörnern oder Verwachsungen (Polyquarz, Mikroquarz, Chaledon),
- Alkalifeldspat (Orthoklas oder Mikroklin, z. T. mit perthitischer Entmischung und oft sehr frisch) und
- Plagioklas (oft stark sericitisiert) oder Albit.

Blättchen von Muscovit, Biotit und Hydrobiotit oder Oxychlorit, die öfter verbogen oder geknickt sind, treten seltener auf; gelegentlich werden auch Granat, Amphibol und Turmalin gefunden. In weiter Verbreitung finden sich rundliche, feinschuppige Aggregate („Grün-Pillen“, vgl. HELING & BEYER 1992) von Glaukonit, die meist gelblich-grün, durch Ausscheidung von Brauneisen teilweise auch kräftiger gelblich- oder rötlich-braun gefärbt sind.

Die Quarze und Feldspäte zeigen oft unregelmäßig-buchtige Umriss und sind an den Kornkontakten buchtig miteinander verzahnt; häufig weisen sie als authigene Neubildungen auch klare Anwachssäume von Quarz bzw. Feldspat auf. Das Bindemittel besteht aus Tonmineralen und Chlorit und ist durch Limonit bräunlich gefärbt. Es ist unregelmäßig verteilt, umgibt einzelne Quarz-Feldspat-Körner oder ist in den Zwickeln zwischen den Mineral-Körnern oder lagenweise angereichert. Die Intraklasten, die besonders häufig in Probe ML-008 auftreten, erweisen sich u. d. M. als siltig (bis feinsandig). Sie enthalten eckige bis gerundete Bruchstücke von Quarz, zurücktretend von Feldspat sowie Blättchen von Hellglimmer, die bis 0,03, seltener bis 0,1 mm groß werden können.

Orientierende Mikrosonden-Analysen an Feldspäten und Hellglimmern des Schilfsandsteins erbrachten folgende Zusammensetzungs-Bereiche:

ML-026: Kalifeldspat $Or_{90-91} Ab_{9-10} An_{0,1}$
Plagioklas $Ab_{69} An_{31} Or_0$

ML-097: Kalifeldspat $\text{Or}_{86-94} \text{Ab}_{6-14} \text{An}_{0-0,2} \text{Cn}_{0-0,8}$
 Albit $\text{Ab}_{98} \text{An}_{1,5} \text{Or}_{0,5}$
 Hellglimmer $\text{Ms}_{82} \text{Ce}_{14} \text{Pg}_4$ und $\text{Ms}_{91} \text{Ce}_1 \text{Pg}_8$

5. Petrographie der Kristallin-Gerölle

5.1 Phyllite und Quarzphyllite

Obwohl phyllitische Gesteine recht anfällig für mechanische Beanspruchungen beim Transport sind, stellen sie mit 10 untersuchten Proben die häufigste Gruppe der exotischen Kristallingerölle im Schilfsandstein dar. Man kann daher annehmen, daß sie im Herkunftsgebiet in größerer Verbreitung anstehen bzw. anstanden.

Abb. 2-9. Exotische Gerölle aus dem basalen Schilfsandstein des Leippersbergs bei Kottspiel. Maßstab: 1 cm.

2. Eckiger Quarzphyllit ML-001 in blasiger Schilfsandsteinmatrix (herausgewitterte Tongallen). Siehe auch Farbbildung dieses Stückes in KELBER & HANSCH 1995, Abb. 175. 3. Ausschnitt von der Rückseite des in Abbildung 2 abgebildeten Handstücks (ML-001): Links oben ein Tongeröll, zusammen mit dem Abdruck eines plattigen Knochenfragmentes eines Dorschädlerrurhes (Stegocephalen). 4. Geweißter Latex-Ausguß der Knochenabformung von Abb. 3 (ML-001). 5. Gerundeter Quarzphyllit (ML-008) zusammen mit gelangten Tonsteingerölls (Tongallen) in Schilfsandsteinmatrix. Profilschnitt. 6. Eckiger Phyllit-Splitter in Schilfsandsteinmatrix (ML-070). Links oben: Hohlraum (Schwarz), Abformung eines ehemaligen Tonsteingerölls. 7. Gerundeter Kieselschiefer (ML-003) mit anhaftendem Sandstein (Pfeile). 8. Granodiorit-Porphyr (ML-026) im Profilschnitt, mit noch teilweise erhaltener Sandstein-Ummantelung. 9. Albitgneis (ML-097) im Profilschnitt, mit teilweise erhaltener Sandstein-Tapete (Pfeile).

Figs. 2-9. Exotic pebbles from the basal Schilfsandstein at Leippersberg near Kottspiel. Scale: 1 cm.

2. Angular quartz phyllite pebble ML-001 in sandstone-matrix full of holes, caused by weathered clay galls. See also colour-photograph in KELBER & HANSCH 1995, Abb. 175. 3. Detail view from back of Fig. 2 (ML-001). The mould of a flattened stegocephalean sauropod bone is visible, together with a clay gall (upper left corner). 4. Whitened latex cast from Figure 3. 5. Slab cut showing a rounded quartz phyllite pebble (ML-008) in situ, with elongated, gravel sized clay galls in the sandstone matrix of the Schilfsandstein. 6. Angular phyllite fragment (ML-070) in a matrix of the fine-grained Schilfsandstein litharenite. In the upper left: concavity (black), caused by a weathered clay gall. 7. Rounded gravel clast of siliceous shale (ML-003) in contact with Schilfsandstein (arrows). 8. Granodiorite porphyry (ML-026) in polished cross section, with partly preserved sandstone covering. 9. Albite gneiss (ML-097) in polished cross section; arrows pointing to the adherent sandstone matrix.

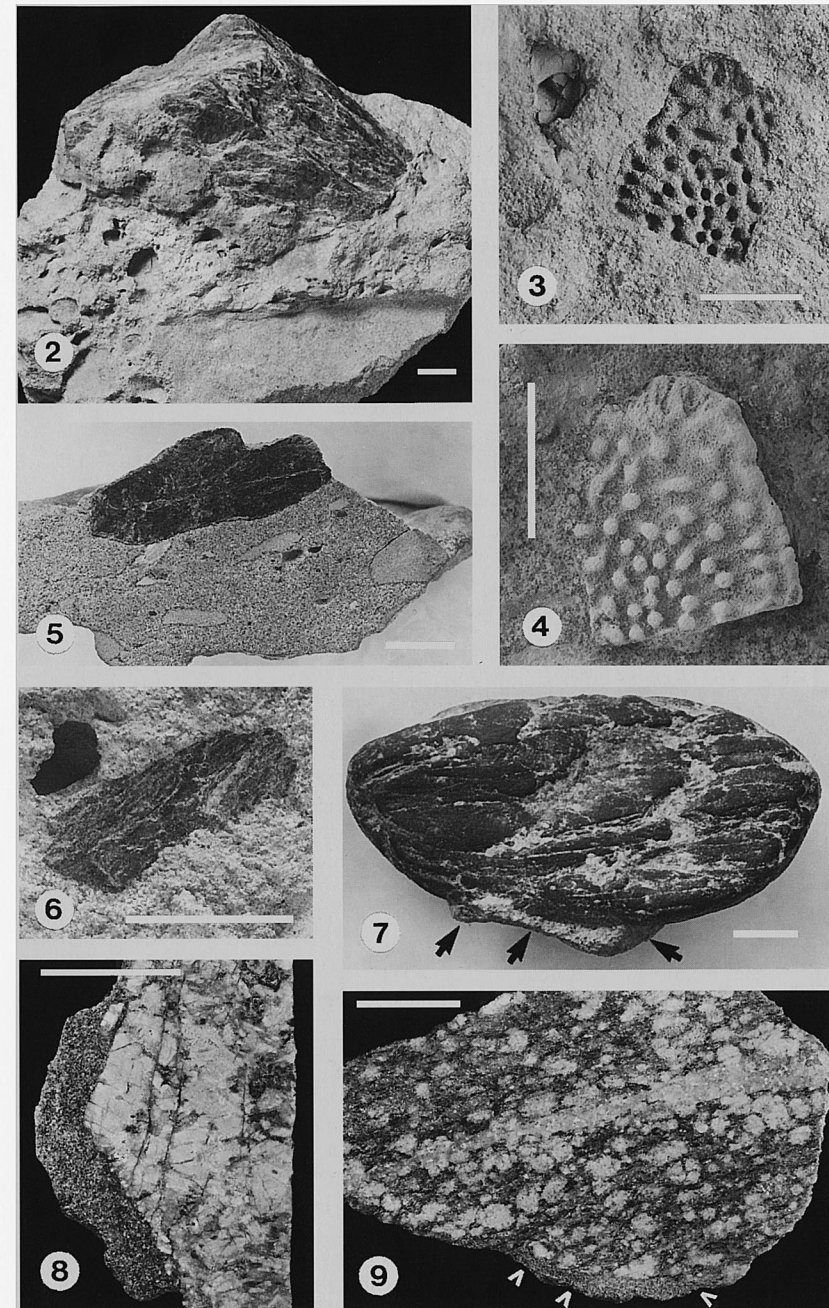


Abb. 2-9 (Legende s. S. 100)

5.1.1 Mineralbestand und Gefüge

Hauptgemengteile der phyllitischen Metamorphite sind Quarz, Hellglimmer, (Hydro-) Biotit und Chlorit (bis Oxychlorit) in stark wechselnden Mengenteilen. Zusätzlich kann etwas Albit auftreten (Tab. 1). Proben mit > 50 Vol.-% Quarz werden als Quarzphyllite bezeichnet. Unter den Akzessorien dominieren im allgemeinen Opakminerale; zusätzlich wurden Rutil, Apatit, Turmalin und Zirkon beobachtet. In einigen Fällen (z. B. Probe ML-008) treten fleckenartige Chlorit-Aggregate auf, die möglicherweise durch die

Tabelle 2. Ausgewählte Mikrosondendanalysen von Feldspäten.

Gesteinstyp	Albitgneis		Aplitgneis		
Proben-nummer	ML-097	ML-097	ML-043	ML-043	ML-043
Feldspat	Alb. 1	Alb. 2	Plag. 1	Plag. 2	Kalif.
Gew.-%					
SiO ₂	68,1	68,5	65,7	65,4	63,3
Al ₂ O ₃	19,5	19,4	21,4	20,8	18,1
FeO	0,06	0,05	0,03	0,03	0,04
CaO	0,09	0,06	2,05	2,15	0,00
Na ₂ O	11,6	11,4	10,3	10,2	0,78
K ₂ O	0,04	0,03	0,16	0,20	15,8
Summe	99,40	99,43	99,64	98,78	98,02
BaO generell unter der Nachweisgrenze					
Zahl der Kationen bezogen auf 8 Sauerstoffe					
Si	2,991	3,005	2,895	2,908	2,989
Al	1,013	1,000	1,111	1,091	1,005
Z	4,004	4,005	4,006	3,999	3,994
Fe	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002
Ca	0,004	0,003	0,097	0,102	0,000
Na	0,985	0,972	0,880	0,880	0,071
K	0,002	0,001	0,009	0,012	0,953
X	0,993	0,977	0,987	0,995	1,026
Endglieder (Mol.-%)					
Orthoklas	0,2	0,1	0,9	1,2	93,1
Albit	99,4	99,6	89,3	88,6	6,9
Anorthit	0,4	0,3	9,8	10,3	0,0

retrograde Verdrängung eines anderen Fe-Mg-Silikats entstanden sind. In der gleichen Probe beobachtet man auffällige, poikiloblastisch erscheinende opake Körner, die sich im Auflicht als Anhäufungen von Brauneisen erweisen. Auch diese könnten auf ein unbekanntes Vorläufer-Mineral zurückgehen.

Die Phyllite und Quarzphyllite sind durchgehend feinkörnig entwickelt mit maximalen Korngrößen von < 1, meist sogar < 0,5 mm. Fast immer erkennt man einen ausgeprägten stofflichen Lagenwechsel, bei dem im Millimeterbereich quarzreiche Partien mit glimmer- und/oder chloritreichen Bahnen alternieren und der vermutlich noch auf eine primäre sedimentäre Schichtung s_0 zurückgeht. Seltener variiert auch die Korngröße lagenweise; so enthält Probe ML-001 Quarzlagen mit Korngrößenbereichen von jeweils 0,01-0,02 und 0,1-0,2 mm, während dazwischenliegende Glimmerblättchen ausnahmsweise bis 1,5 mm lang werden können.

Die quarzreichen Partien bilden granoblastische, schwach verzahnte Kornpflaster, an denen sich untergeordnet auch Albit und Hellglimmer, stellenweise auch Chlorit oder Oxychlorit beteiligen können. In den dazwischenliegenden schichtsilikat-reichen Lagen dokumentiert sich eine erste Schieferung s_1 die subparallel oder - wie in Probe ML-001 deutlich erkennbar - im spitzen Winkel zu s_0 stehen kann. In den meisten Fällen sind s_0 und s_1 offen bis nahezu isoklinal verfaltet; in den Achsenebenen dieser Falten bildet sich fast immer eine mehr oder weniger deutliche Crenulations-Schieferung s_2 aus (Abb. 10), die bisweilen durch perlschnurartig aneinandergereihte Erzkörnchen betont wird (ML-054). Als Ergebnis postkristalliner Deformation sind die Glimmer- und Chlorit-Blättchen häufig verbogen; Quarz zeigt oft undulöse Auslöschung. Chlorit sproßt aber auch postdeformativ quer zu s_1 oder s_2 , stellenweise in fächerförmigen Aggregaten.

Gelegentlich beobachtet man in den phyllitischen Gesteinen Anzeichen einer späten Spröddeformation D_3 . Diese führte z. B. in Probe ML-030 zur linsenförmigen Zerschierung des Gesteinsverbandes; auf den gewellten Deformationsbahnen haben sich Opakphasen (Graphit und/oder Brauneisen?) angereichert. Schließlich wird das Gestein von Querrissen durchzogen, die durch Quarz verheilt sind. In Probe ML-034 werden s_1 und s_2 durch rekristallisierte Quarzaggregate abgeschnitten, die vielleicht eine späte Extensionsphase andeuten.

In Probe ML-080 liegen Schmitzen von Phyllit als isolierte Inseln in einem grobkörnigen Quarzmobilisat, wobei die Gesteinsgrenzen die Schieferungsflächen s_1 und s_2 des Phyllits schneiden. Im Mobilisat bilden die Quarze fast monomineralische, eng verzahnte Kornaggregate wechselnder Korngröße; postkristalline Deformations-Erscheinungen wie undulöse Auslöschung und Subkornbildung sind die Regel. Vereinzelt treten polysynthetisch verzwilligte Albite sowie geldrollen- oder fächerartige Aggregate von Chlorit (Rhipidolith) auf.

5.1.2 Mineral-Chemie

Die Zusammensetzung eines Albits in Probe ML-034 wurde mit der Mikrosonde zu $Ab_{96} Or_4 An_{0,3}$ bestimmt (Abb. 17).

Mikrosonden-Analysen an Muscoviten in den Proben ML-034 und ML-078 (Abb. 18) erbrachten folgende Variationsbreiten in den Mengenverhältnissen der Komponenten Paragonit [$Pg = 100 Na/(Na+K)$], Celadonit [$Ce = 100 (Si/2 - 3)$] und Muscovit [$Ms = 100 - Pg - Ce$]:

ML-034: $Pg_{10-12} Ce_{14-17} Ms_{71-76}$

ML-078: $Pg_{6-10} Ce_{11-23} Ms_{71-82}$

Chlorit hat anomal lederbraune und/oder entenblaue Interferenzfarben und wechselt dementsprechend in seinem optischen Charakter von positiv zu negativ. In den meisten Fällen ist er $//(001)$ blaß grünlich gefärbt und zeigt schwachen, wenn auch deutlich erkennbaren Pleochroismus. Seltener beobachtet man stärker pleochroitische, $//(001)$ kräftig grün gefärbte Chlorite (Probe ML-054 und ML-130). Nach Mikrosonden-Analysen in zwei Phyllitproben besitzen die in (Y, Z) blaß grünlich gefärbten Chlorite Rhipidolith-Zusammensetzung, wobei die Si-Gehalte pro Formeleinheit (p.f.u) und die X_{Fe} -Werte [$= Fe^{tot}/(Fe^{tot} + Mg)$] in folgenden Grenzen variieren (Abb. 19):

ML-034: Si 5,25-5,3 p.f.u.; X_{Fe} 0,60

ML-078: Si 5,25-5,3 p.f.u.; X_{Fe} 0,61-0,62

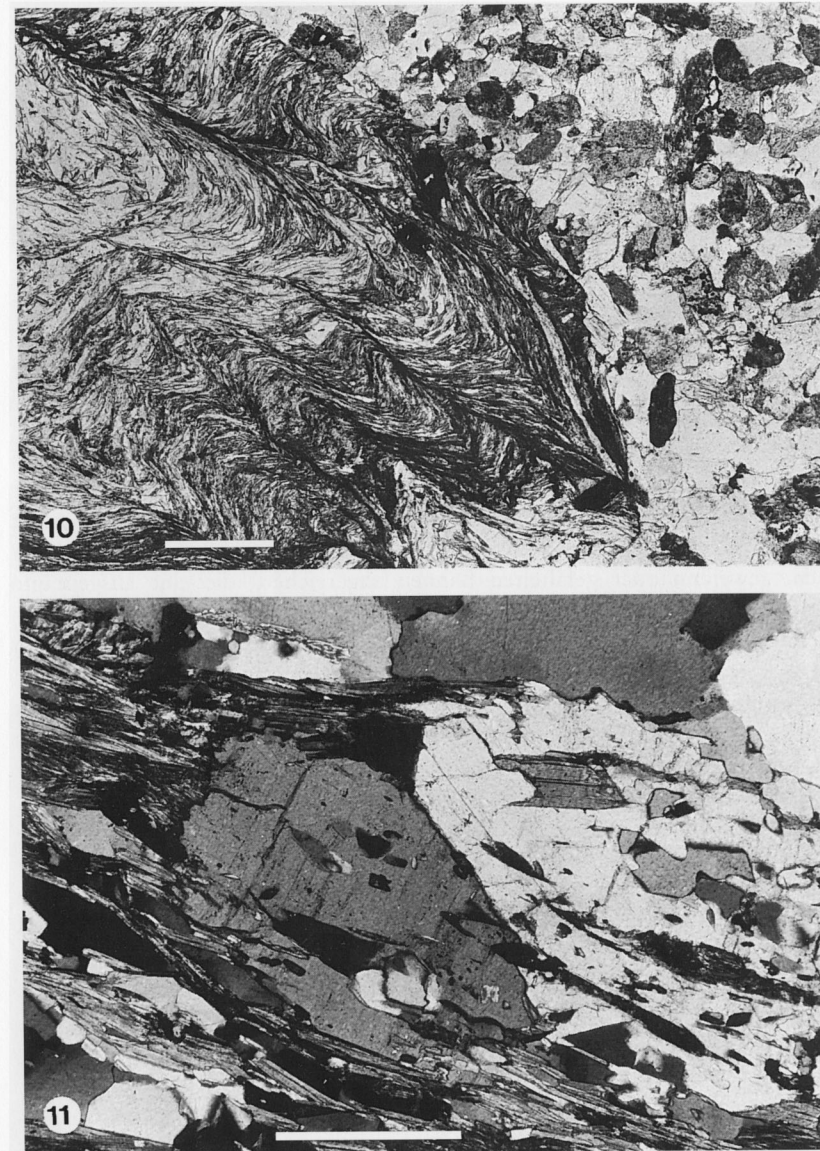
Daneben tritt häufig Oxychlorit auf, der in (Y, Z) mehr oder weniger intensiv bräunlich gefärbt ist und hohe Interferenzfarben zeigt, also biotit-ähnliche Optik aufweist. Mikrosondenanalysen an Oxychloriten der Phyllit-Probe ML-078 erbrachte eine Brunsvigit-Zusammensetzung mit

Si 5,93-6,15 p.f.u.; X_{Fe} 0,66-0,68

(Abb. 19). Im Gegensatz zu den grünlich gefärbten Rhipidolithen wurden erhöhte Gehalte an K_2O (0,8 - 1,2 Gew.-%) und TiO_2 (0,6 - 0,7 Gew.-%) nachgewiesen, die eine Abkunft aus ehemaligem Biotit wahrscheinlich machen. Die Mikrosonden-Analyse eines Turmalin-Kriställchens aus der Probe ML-078 erbrachte eine Schörl-Zusammensetzung.

Abb. 10-11

10. Phyllit mit engständig verfalteter s_1 -Schieferung und Crenulationsschieferung s_2 in Schilfsandstein-Matrix. Probe ML-070, 1 Nic., Maßstab: 0,5 mm. 11. Albitgneiss. Albit-Poikiloblasten mit Einschlüssen von Quarz, Hellglimmer und Hydrobiotit bis Oxychlorit, umflasert von Schichtsilikat-Strahlen; unten links und oben Quarz-Aggregate. Probe ML-097, + Nic., Maßstab: 0,5 mm.



Figs. 10-11

10. Phyllite with tightly folded s_1 schistosity and crenulation cleavage s_2 in matrix of Schilfsandstein. Sample ML-070, 1 polar. Scale: 0.5 mm. 11. Albite gneiss. Poikiloblasts of albite with inclusions of quartz, white mica and hydro-biotite to oxychlorite, wrapped by phyllosilicate layers; quartz aggregates in the lower left and upper right corner. Sample ML-097, crossed polars. Scale: 0.5 mm.

5.2 Albitgneise

5.2.1 Mineralbestand und Gefüge

In ihrem qualitativen Mineralbestand entsprechen die Albitgneise, von denen zwei Beispiele gefunden wurden, den Phylliten und Quarzphylliten (Tab. 1). Kennzeichnend ist jedoch ein wesentlich höherer Gehalt an Albit, der bis 4 mm große, xenomorphe, sehr einschlußreiche Porphyroblasten bildet. Neben Albit dominieren Quarz und phengitischer Hellglimmer, während Chlorit (bis Oxychlorit) und Paragonit anteilmäßig zurücktreten. Die Albit-Poikiloblasten sind teils unverzwilligt, teils zeigen sie einfache oder polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz.

Gemeinsam ist beiden Proben ein unruhiges, stark heteroblastisches Gefüge mit undeutlichem Lagenbau. Im einzelnen weisen die beiden Proben unterschiedliche Gefügemerkmale auf:

Im Albitgneis **ML-015** liegen die einschlußreichen Albit-Porphyroblasten in einem feinkörnigen Grundgewebe, das überwiegend aus Quarz und Albit sowie etwas Hellglimmer und Chlorit bis Oxychlorit besteht. Daneben ist phengitischer Hellglimmer (bis 1 mm) zusammen mit Chlorit in durchhaltenen, gewellten oder gefalteten Bahnen angereichert, die eine ausgeprägte Schieferung s_1 markieren. Diese wird stellenweise spitzwinklig von einer s_2 -Schieferung geschnitten. Die Schichtsilikate sind nicht selten postkristallin deformiert. Andererseits ist Chlorit spät rekristallisiert, z. T. zu fächerartigen Aggregaten. Rundliche Chlorit-Aggregate könnten auf ehemaligen Granat zurückgehen. Unter den Einschlüssen in den Albit-Xenoblasten dominieren langgestreckte, äußerst feinkörnige Anhäufungen von opaker Substanz (Graphit oder Brauneisen?), die ein unverlegtes Interngefüge in Richtung s_1 abbilden. Scherbahnen, die die s_1 - und s_2 -Schieferung abschneiden, sind ebenfalls mit Opak-Anreicherungen belegt.

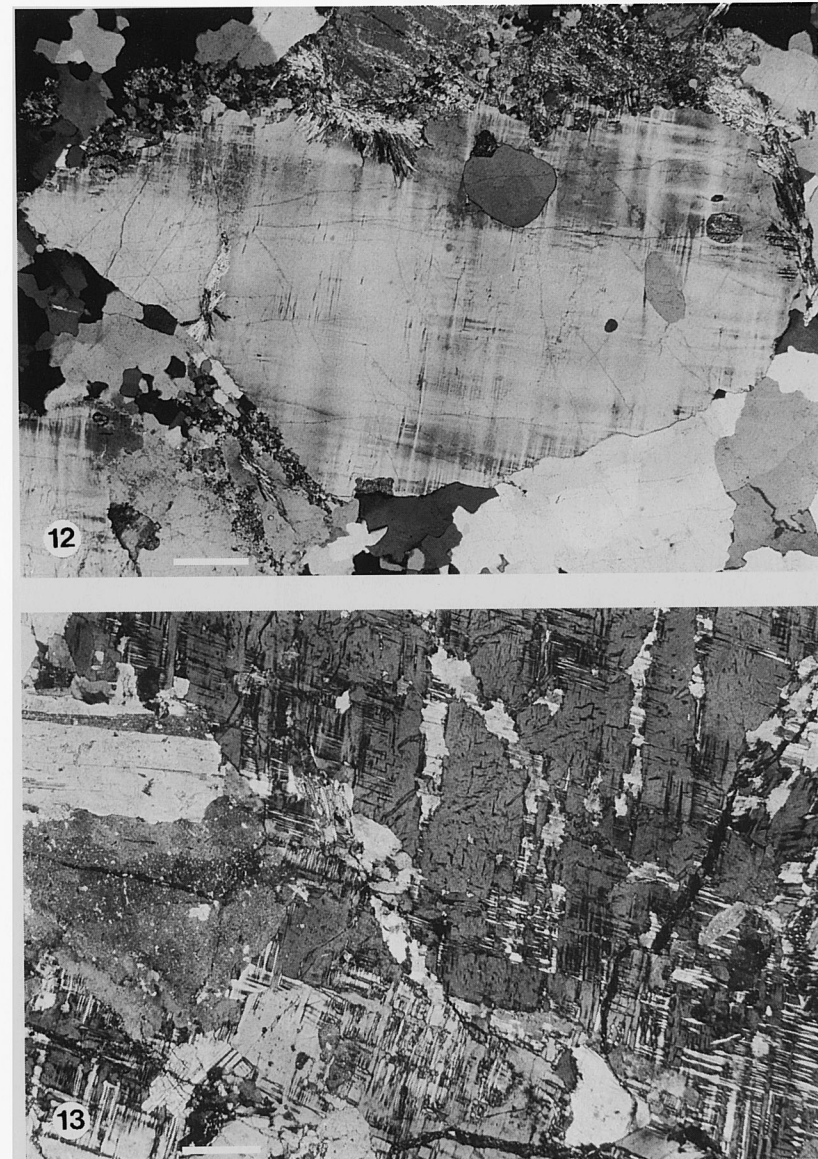
Albitgneis **ML-097** zeigt einen unregelmäßigen Lagenwechsel aus Strähnen von phengitischem Hellglimmer und Chlorit bis Oxychlorit mit fast

Abb. 12-13

12. Granit, schwach kataklastisch. Mikroklin mit typischer Gitterung, randlich von feinkörnigen Hellglimmer-Aggregaten verdrängt; Aggregate von Quarz mit Subkornbildung; stark serizitisierter Plagioklas. Probe ML-021; + Nic; Maßstab: 0,5 mm. 13. Granit, schwach kataklastisch. Mikroklin zeigt relativ grobe Gitterung mit Lamellen nach dem Albit- und Periklin-Gesetz sowie Entmischung von Aderperthit, der selbst nach dem Albitgesetz verzwilligt ist. Plagioklas (links) ist stärker serizitiert und komplex verzwilligt. Probe ML-129; + Nic; Maßstab: 0,5 mm.

Figs. 12-13

12. Granite, weakly cataclastic. Microcline with typical tartan twinning, replaced at its margins by fine grained aggregates of white mica; aggregates of quartz with sub-grain



formation; plagioclase strongly sericitized. Sample ML-021, crossed polars. Scale: 0.5 mm. 13. Granite, weakly cataclastic. Microcline shows tartan twinning with relatively coarse albite and pericline lamellae; exsolved vein perthite is also twinned after the albite law; plagioclase (left) is strongly sericitized and shows complex twinning. Sample ML-129, crossed polars. Scale: 0.5 mm.

monomineralischen Quarz-Aggregaten. Beide definieren eine leicht gewellte Schieferung s_1 und umflauern Quarz-Albit-reiche Partien, die aber selten ganz frei von Schichtsilikaten sind. Im Gegensatz zu Probe ML-015 enthalten die Albit-Porphyroblasten keine Opak-Anhäufungen, dafür aber 0,05-0,3 mm große Einschlüsse von Quarz, untergeordnet von phengitischem Hellglimmer, Paragonit und Chlorit (bis Oxychlorit); sie sind dadurch zellig entwickelt (Abb. 11). Chlorit könnte teilweise auf ehemaligen Granat zurückgehen. Ganz selten beobachtet man fast vollständig zersetzten Granat mit idiomorphen Umrissen oder entsprechende, durch Herauspolieren entstandene Löcher. Wie in Probe ML-015 sind Quarz und die Schichtsilikate häufig postkristallin deformiert; andererseits ist Chlorit stellenweise fächerartig rekristallisiert. Als akzessorische Gemengteile beobachtet man Turmalin und Apatit.

5.2.2 Mineral-Chemie

Die Mikrosonden-Analysen der Albit-Poikiloblasten (Tab. 2, Abb. 17) erbrachten in beiden Proben nur geringe Gehalte an Kalifeldspat- und Anorthit-Komponente:

ML-015: Ab_{99-99,5} Or_{0,2-0,3} An_{0,1-0,5}

ML-097: Ab_{99-99,5} Or_{0,1-0,2} An_{0,3-0,5}

Abb. 14-16

14. Kataklastischer Granit mit extrem ungleichkörnigem Gefüge. Stark deformierte Plagioklaskörner zeigen verbogene Zwillingslamellen und sind zerbrochen. Die Risse werden von Quarz-Aggregaten verheilt oder sind mit feinkörnigen Hellglimmer-Aggregaten belegt. Die Matrix besteht aus feinkörnigen Quarz-Feldspat-Aggregaten. Lokalisierte Scherbahnen werden durch extrem feinkörnige Quarz-Hellglimmer-Aggregate dokumentiert. Probe ML-030, 1 Nic., Maßstab: 0,5 mm. 15. Kataklastischer Tonalit. Zerscherte Plagioklase, z. T. mit Antiperthit-Bildung (scharfe Zwillingslamellen) umflasert von feinkörnigen, monomineralischen Quarz-Aggregaten oder Quarz-Hellglimmer-Bahnen. Probe ML-109, + Nic., Maßstab: 0,5 mm. 16. Granodiorit-Porphyr. Einsprenglinge von glomerophyrischem, intensiv verzwilligtem Plagioklas und unverzwilligtem Alkalifeldspat in einer mikrogranitischen Quarz-Feldspat-Matrix. Probe ML-026, + Nic., Maßstab: 0,5 mm.

Figs. 14-16

14. Cataclastic granite with extremely heterogranular texture. Heavily deformed grains of plagioclase display bent twin lamellae and ruptures, filled by aggregates of quartz or fine grained white mica. The matrix consists of fine grained quartz-feldspar aggregates. Localized shear zones are documented by extremely fine grained aggregates of quartz and white mica. Sample ML-070, crossed polars. Scale: 0.5 mm. 15. Cataclastic tonalite. Sheared plagioclase, in places with formation of antiperthite (with distinct twin lamellae), is surrounded by monomineralic quartz aggregates of layers of quartz + white mica. Sample ML-109, crossed polars. Scale: 0.5 mm. 16. Granodiorite porphyry. Glomerophyric phenocrysts of twinned plagioclase and untwinned alkaline feldspar in a microgranular quartz-feldspar matrix. Sample ML-026, crossed polars. Scale: 0.5 mm.



Abb. 14-16 (Legende s. S. 108)

Die Hellglimmer (Tab. 3, Abb. 18) sind Phengite mit einer relativ großen chemischen Variationsbreite:

ML-015: $\text{Ms}_{54-66} \text{Ce}_{31-42} \text{Pg}_{2-6}$
 ML-097: $\text{Ms}_{55-62} \text{Ce}_{31-39} \text{Pg}_{6-8}$ (überwiegend Einschlüsse in Albit)
 und $\text{Ms}_{45-50} \text{Ce}_{46-52} \text{Pg}_{2-4}$ (glimmerreiche Strähnen)

Daneben ist in Probe ML-097 noch Paragonit der Zusammensetzung $\text{Pg}_{90-98} \text{Ce}_{0-3} \text{Ms}_{1-7}$ vorhanden, der gemeinsam mit der etwas Ce-ärmeren Gruppe der phengitischen Hellglimmer in Albit eingeschlossen ist.

Chlorit (Abb. 19) besitzt Rhipidolith- bis Pyknochlorit-Zusammensetzung:

ML-015: Si 5,45-5,8 p.f.u.; X_{Fe} 0,42-0,46

ML-097: Si 5,5-5,7 p.f.u.; X_{Fe} 0,51-0,52

Die bräunlich gefärbten, biotitähnlichen Oxychlorite besitzen tendenziell etwas höhere X_{Fe} -Werte als die blaß-grünlich gefärbten Chlorite; der wesentliche Unterschied liegt jedoch mit größter Wahrscheinlichkeit in einem höheren $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis der Oxychlorite, der jedoch mit der Mikrosonde nicht bestimmbar ist. Darüber hinaus besitzen die Oxychlorite geringe K_2O -Gehalte von ca. 0,1 Gew.-%, was auf eine sekundäre Entstehung aus Biotit hinweisen könnte.

Die Mikrosonden-Analyse eines kleinen Verdrängungsrestes aus einer 0,5 mm großen, idiomorphen Granat-Pseudomorphose erbrachte einen almandin-betonten Granat der Zusammensetzung $\text{Alm}_{68-70} \text{Sp}_{14-17} \text{Grs} + \text{Adr}_{10-11} \text{Py}_{4,3-4,8}$ (Tab. 4).

5.3 Aplitgneis

5.3.1 Mineralbestand und Gefüge

Die Probe **ML-043** gibt sich schon makroskopisch als hellrosa gefärbtes, feinkörniges, aplitisches Gestein zu erkennen, das allerdings randlich in eine mittelkörnige Partie übergeht. Unter dem Mikroskop dominieren granoblastische, stark verzahnte Kornpflaster aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat (Tab. 1), die recht variable Korngrößen mit Häufungen bei 0,02-0,1 mm und 0,5- 1,5 mm aufweisen. Plagioklas ist schwach serizitisiert und zeigt eine engständige, polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit- und Albit-Karlsbader, bisweilen in Kombination mit dem Periklin-Gesetz. Die Zwillingslamellen sind stellenweise postkristallin deformiert. Im Kontakt mit Kalifeldspat entwickelt sich Myrmekit-Quarz. Kalifeldspat zeigt flauere oder schärfere Mikroklin-Gitterung, nur selten undeutliche perthitische Entmischung. Bis 0,5 mm große, oft scheitartige, z. T. postkristallin deformierte Blättchen von Hellglimmer sind zu locker eingestreuten, nicht durchhaltenden Bahnen aggregiert, die eine schwach wellige Paralleltexur definieren, wodurch sich die Bezeichnung „Aplitgneis“ rechtfertigt. Biotit, stark in Hydrobiotit, Oxychlorit oder in Brauneisen-Aggregate umgewandelt, tritt nur spärlich auf.

Tabelle 3. Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Hellglimmern.

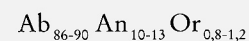
Gesteinstyp Proben- nummer	Albitgneis					Aplitgneis
	ML-097 Pheng. 1	ML-097 Pheng. 2	ML-097 Pheng. 3	ML-097 Parag. 1	ML-097 Parag. 2	ML-043 Phengit
Gew.-%						
SiO ₂	52,1	51,4	47,7	47,2	47,4	46,1
TiO ₂	0,13	0,15	0,15	0,06	0,05	0,65
Al ₂ O ₃	24,8	26,0	26,9	38,9	39,5	29,3
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00
FeO ^{tot}	3,02	2,98	5,99	0,48	0,35	4,36
MnO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,07	0,03
MgO	3,64	3,20	2,53	0,24	0,14	1,62
CaO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,09	0,02
BaO	0,35	0,19	0,24	0,00	0,02	0,06
Na ₂ O	0,16	0,26	0,51	6,85	7,62	0,21
K ₂ O	10,5	10,4	9,45	1,16	0,29	10,8
H ₂ O ^{calc}	4,45	4,45	4,32	4,67	4,71	4,31
Summe	99,16	98,94	97,86	99,61	100,24	97,46
Zahl der Kationen bezogen auf 24 (O + OH)						
Si	7,028	6,928	6,620	6,055	6,028	6,409
Al ^{IV}	0,972	1,072	1,380	1,945	1,972	1,591
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	2,962	3,061	3,011	3,939	3,952	3,207
Cr	0,000	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000
Ti	0,013	0,015	0,016	0,005	0,005	0,068
Fe	0,341	0,336	0,695	0,051	0,038	0,507
Mn	0,002	0,000	0,003	0,001	0,007	0,004
Mg	0,731	0,644	0,523	0,046	0,027	0,332
Y	4,049	4,057	4,253	4,042	4,029	4,118
Ca	0,000	0,000	0,000	0,007	0,012	0,003
Ba	0,019	0,010	0,013	0,000	0,001	0,003
Na	0,042	0,068	0,136	1,703	1,881	0,057
K	1,810	1,780	1,667	0,190	0,046	1,913
X	1,871	1,858	1,816	1,900	1,940	1,996
Endglieder (Mol.-%)						
Paragonit	2,2	3,7	7,5	89,9	97,6	2,9
Muscovit	46,4	49,9	61,5	7,3	1,0	76,7
Celadonit	51,4	46,4	31,0	2,8	1,4	20,4

Tabelle 4. Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Granat aus dem Albitgneis ML-097.

SiO ₂	36,6	35,9	36,2	36,6
TiO ₂	0,06	0,02	0,03	0,10
Al ₂ O ₃	20,7	20,9	20,9	20,7
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	0,50	0,46	0,21	0,57
MgO	1,17	1,05	1,14	1,08
CaO	3,43	3,53	3,76	3,56
MnO	6,67	7,17	5,89	6,87
FeO	30,7	29,9	30,8	30,7
Summe:	99,83	98,97	98,93	100,19
Kationen (O = 24)				
Si	5,968	5,908	5,946	5,958
Al	0,032	0,092	0,054	0,042
	6,000	6,000	6,000	6,000
Ti	0,007	0,002	0,004	0,012
Al	3,940	3,965	3,988	3,926
Cr	0,000	0,005	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,061	0,057	0,026	0,070
	4,008	4,030	4,017	4,010
Mg	0,285	0,258	0,279	0,262
Ca	0,600	0,623	0,662	0,620
Mn	0,922	1,000	0,820	0,946
Fe ²⁺	4,194	4,120	4,238	4,172
	6,000	6,000	6,000	6,000
Total:	16,008	16,030	16,017	16,010
Endglieder:				
Uvr	0,0	0,1	0,0	0,0
Adr	1,7	1,5	0,7	2,1
Grs	8,3	8,8	10,3	8,3
Alm	69,9	68,7	70,6	69,5
Sps	15,4	16,7	13,7	15,8
Pyp	4,7	4,3	4,7	4,4

5.3.2 Mineral-Chemie

Mikrosonden-Analysen der Feldspäte (Tab. 2, Abb. 17) erbrachten Plagioklasse von Albit- bis Oligoklas-Zusammensetzungen mit



Die Zusammensetzung der koexistierenden Mikrokline variiert im Bereich



Die Hellglimmer sind Muscovite bis Phengite der Zusammensetzung (Tab. 3, Abb. 18):



5.4 Granitoide Gesteine

Im Liefergebiet der Kristallingerölle scheinen granitische Gesteine eine wichtige Rolle zu spielen. Sie zeigen allerdings durchgehend postkristalline Deformationserscheinungen bis hin zur Bildung von Granit-Myoniten. Möglicherweise sind diese Vorgänge gleich alt wie die Deformationsphase D₃, die in einigen der phyllitischen Gesteine beobachtet wurde.

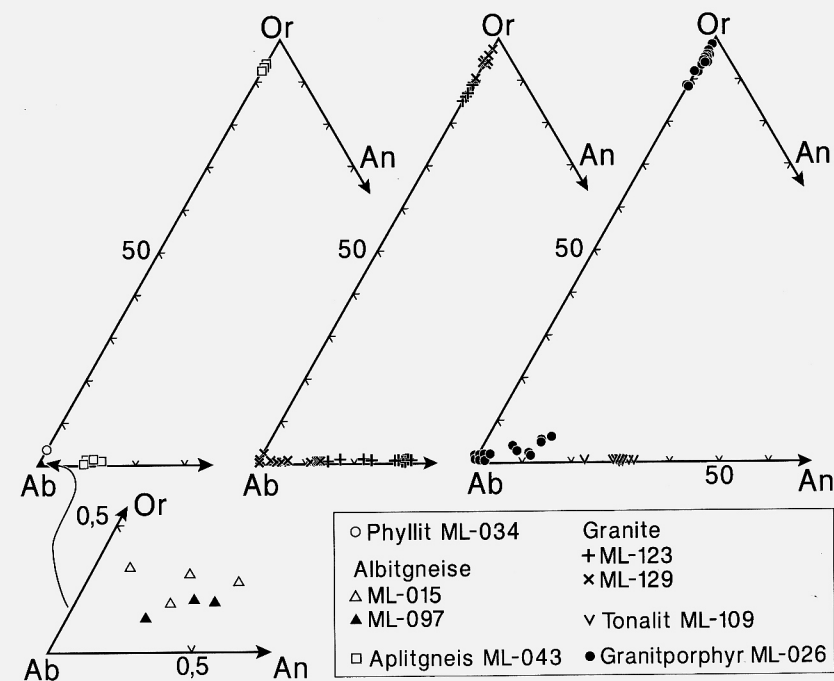


Abb. 17. Konzentrationsdreiecke Or - Ab - An für Feldspäte aus unterschiedlichen Gesteinstypen.

Fig. 17. Triangles Or - Ab - An for feldspars from different rock types.

und für koexistierenden Kalifeldspat

ML-123: $\text{Or}_{84-90} \text{Ab}_{10-15} \text{An}_{0-0,2}$

ML-129: $\text{Or}_{90-97} \text{Ab}_{3-10} \text{An}_{0-0,2}$

Grobe Perthit-Entmischungen im Kalifeldspat ML-129 ergaben

$\text{Ab}_{93-98} \text{An}_{1,5-6} \text{Or}_{0,5-2,5}$

Die Hellglimmer in Probe ML-129 sind Muscovite der Zusammensetzung

$\text{Ms}_{80-90} \text{Ce}_{7-17} \text{Pg}_{3-6}$

(Abb. 18). Zwischen größeren Muscoviten und Sericit-Blättchen in Plagioklas bestehen keine systematischen Unterschiede.

Probe ML-123 ist das einzige untersuchte Kristallin-Geröll, in dem noch frischer, in (Y, Z) tiefbraun gefärbter Biotit - neben wenig sekundärem Chlorit - nachgewiesen werden konnte. Es handelt sich um Lepidomelane, die chemisch folgendermaßen charakterisiert sind:

$X_{\text{Fe}} 0,50-0,51$

$\text{Al}^{\text{IV}} 0,42-0,51 \text{ p.f.u.}$

$\text{Al}^{\text{VI}} 2,29-2,37 \text{ p.f.u.}$

$\text{TiO}_2 3,36-4,13 \text{ Gew.-%}$

Die Zwischenschicht-Position ist mit

$\text{K} 1,81 - 1,94 \text{ p.f.u.}$

$\text{Na} 0,02 - 0,03 \text{ p.f.u.}$

relativ gut besetzt. Im Gegensatz dazu enthält Probe ML-129 lediglich blaßbräunlich gefärbte Oxychlorite stark variierender Zusammensetzung:

$\text{Si} 5,4-6,65 \text{ p.f.u.}$

$X_{\text{Fe}} 0,55-0,73$

Geringe Gehalte an K_2O (0,15-0,7 Gew.-%) und Na_2O (maximal 0,2 Gew.-%) weisen auf eine Abkunft aus ehemaligem Biotit hin.

5.5 Kataklastischer Tonalit

5.5.1 Mineralbestand und Gefüge

Auch das Geröll ML-109 zeigt erhebliche kataklastisch-mylonitische Deformations-Erscheinungen. Es unterscheidet sich in seinem Mineralbestand von den bislang beschriebenen granitoiden Gesteinen durch das Fehlen von Kalifeldspat und durch einen höheren Gehalt an Hydrobiotit und (Oxy-)chlorit. Das Gestein läßt sich in mehrere Teilgefüge gliedern (Abb. 15):

a - Plagioklas bildet bis zu 5 mm große, verbogende und zerscherte Kristalle, die von feinschuppigen (< 0,01 mm) Hellglimmerbahnen durchzogen und umflasert werden. Die Plagioklase sind meist nach dem Albit-Karlsbader

Gesetz verzwillingt und zeigen stellenweise Einwachsungen von antiperthitischem Mikroklin mit relativ groben Zwillinglamellen (Abb. 15). Die Serizitisierung ist meist recht stark, wobei einzelne Muscovitblättchen bis 0,2 mm groß werden.

b - Linsige bis augenartige, fast monomineralische Quarz-Aggregate sind feinkörnig bis sehr feinkörnig ausgebildet. Sie schmiegen sich den relativ starren Plagioklas-Porphyrklasten an oder füllen die Zwickel zwischen ihnen (Abb. 15). Wie die Hellglimmerbahnen definieren sie eine wellige Paralleltextur.

c - Glimmerreiche Aggregate, die vorwiegend aus Hydrobiotit oder aus diesem gebildetem Chlorit, untergeordnet auch aus Hellglimmer bestehen, treten in Zwickeln zwischen den großen Plagioklasen auf oder gehen sukzessiv in die oben beschriebenen Hellglimmerbahnen über. Chloritisierung von ehemaligem Biotit führt teilweise zur Ausscheidung von Sagenit-Gittern.

5.5.2 Mineral-Chemie

Mikrosonden-Analysen an den Plagioklasen (Abb. 17) erbrachten Oligoklas-Zusammensetzungen im Bereich

$\text{Ab}_{66-78} \text{An}_{22-33} \text{Or}_{0,4-1,3} \text{Cn}_{0-0,2}$

Die Hellglimmer sind Muscovite mit

$\text{Ms}_{78-87} \text{Ce}_{10-20} \text{Pg}_{2-4}$

(Abb. 18). Die Mikrosonden-Analysen von biotitähnlichen Schichtsilikaten erbrachten äußerst variable Zusammensetzungen mit 0,5-3,9 Gew.-% K_2O , 0,1-0,2 Gew.-% Na_2O , < 0,1-1,1 Gew. % TiO_2 und 29,5-34,8 Gew.-% SiO_2 sowie X_{Fe} -Werten von 0,48-0,52. Diese Analysendaten sprechen dafür, daß es sich um Umwandlungsprodukte aus ehemaligem Biotit handelt, wobei alle Übergänge zwischen Hydrobiotit und chloritähnlichen Schichtsilikat-Phasen oder Hydrobiotit/Chlorit-Wechselagerungs-Phasen realisiert sind.

5.6 Granitporphyr

5.6.1 Mineralbestand und Gefüge

Das Gesteinsbruchstück ML-026, das wahrscheinlich aus einem postorogenen Gang stammt, zeigt bereits makroskopisch - deutlicher jedoch unter dem Mikroskop - ein ausgeprägt porphyrisches Gefüge mit Feldspat-Einsprenglingen in einer feinkörnigen Grundmasse. Die Einsprenglinge, die 0,5 - 6 mm groß werden, bestehen aus pan- bis hypidiomorphen Einzelkristallen von Plagioklas und einem K-reichen Alkalifeldspat oder glomerophyrischen Verwachsungen dieser Feldspäte (Abb. 16). Die Plagioklas-Einsprenglinge sind häufig stark serizitisiert, lassen aber trotzdem stets polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz, selten in Kombination mit dem Periklin-Gesetz erkennen. Die durch Zersetzung stark getrübb-

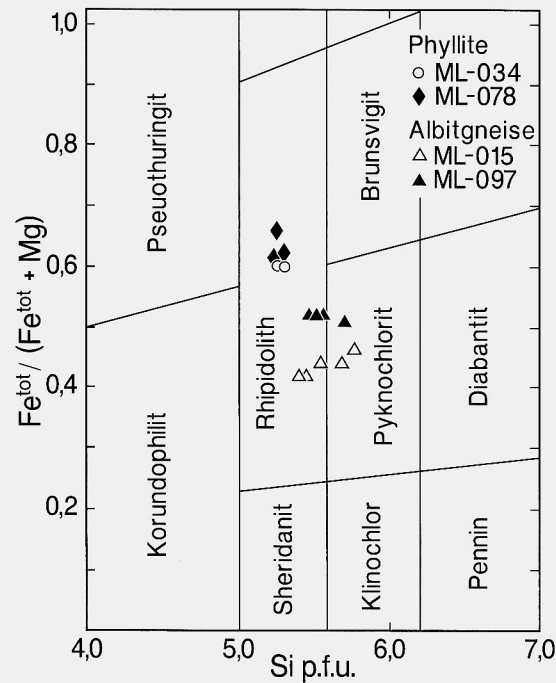


Abb. 19. Variationsdiagramm $\text{Fe}^{\text{tot}}/(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$ gegen Si p.f.u. mit der Chlorit-Klassifikation nach HEY (1954).

Fig. 19. Diagram $\text{Fe}^{\text{tot}}/(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$ vs. Si p.f.u., displaying the chlorite classification of HEY (1954).

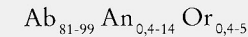
ten Einsprenglinge von kalireichem Alkalifeldspat sind z. T. nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt; sie zeigen diffuse Mikroklin-Gitterungen und fleckenartige Entmischung von (z. T. verzwillingtem) Albit. Häufig enthalten die Alkalifeldspat-Einsprenglinge korrodierte Einschlüsse von Plagioklas. Infolge postkristalliner Deformation sind die Feldspateinsprenglinge in mosaikartig gegeneinander versetzte Subindividuen zerfallen; die Zwillingslamellen sind häufig verbogen (Abb. 16).

Die Grundmasse ist mikrogranitisch mit Korngrößen $< 0,1$ mm und besteht aus schwach verzahnten, isometrisch ausgebildeten Körnern von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Diese sind in die Randpartien der Einsprenglings-Feldspäte häufig buchtig eingewachsen.

Ursprünglich enthielt das Gestein etwas Biotit, der aber fast vollständig zu Hydrobiotit und Brauneisen, bisweilen auch zu Chlorit abgebaut ist. Hellglimmer tritt als Umwandlungsprodukt der Feldspäte, besonders von Plagioklas auf; er ist darüber hinaus in Scherbahnen angereichert, die das Gestein, z. T. auch die Feldspateinsprenglinge durchziehen.

5.6.2 Mineral-Chemie

Mikrosonden-Analysen der Feldspat-Einsprenglinge (Abb. 17) erbrachten Plagioklas von Albit- bis Oligoklas-Zusammensetzungen mit



Die Zusammensetzung der koexistierenden Mikrokline variiert im Bereich



Für einen Kalifeldspat in der Matrix wurde $\text{Or}_{93} \text{Ab}_7 \text{An}_{0,1}$ gemessen.

6. Deutung der petrographischen Befunde

Die Phyllite bis Quarzphyllite dürften auf pelitische bis psammitische Sedimentgesteine zurückgehen; für die Albitgneise könnte man auch saure Magmatite als Ausgangsmaterial in Betracht ziehen. Kennzeichnend ist eine komplexe Deformations-Geschichte mit bis zu drei unterscheidbaren Phasen penetrativer Deformation, wobei es in den Metapeliten zur Bildung von Quarzmobilisaten kam. Die beobachteten Mineralparagenesen in den (Quarz-) Phylliten und Albitgneisen

Quarz - Muscovit bis Phengit - Chlorit,

Quarz - Albit - Muscovit bis Phengit - Chlorit,

Quarz - Albit - Phengit - Chlorit,

Quarz - Albit - Paragonit - Phengit - Granat - Chlorit

sprechen dafür, daß die Gesteine ihre entscheidende metamorphe Prägung unter Bedingungen der Grünschiefer- oder Blauschieferfazies erhalten haben. Wahrscheinlich repräsentieren diese Paragenesen jedoch nicht den Höhepunkt der Metamorphose, da in einem Teil der untersuchten (Quarz-) Phyllite wohl ursprünglich Biotit vorhanden war, der jetzt vollständig in Oxychlorit umgewandelt ist. Die Anwesenheit von Biotit neben Chlorit würde etwas höhergradige Bedingungen, z. B. der oberen Grünschieferfazies andeuten, ebenso die Anwesenheit von Granat im Albitgneis ML-097. Leider wurden unter den exotischen Kristallin-Geröllen im Schilfsandstein bislang keine Metabasite gefunden, die mit ihren kritischen Paragenesen den Metamorphosetyp charakterisieren könnten.

Hinweise auf die P-T-Bedingungen der prägenden Metamorphose lassen sich für die **Albitgneisprobe ML-097** gewinnen, die den celadonit-reichsten Phengit mit einem maximalen Si-Gehalt von 3,52 p.f.u. neben almandinbetontem Granat und Albit (Ab_{99}) enthält. Die Kombination des Geobarometers von MASSONNE & SCHREYER (1987) mit dem Granat-Phengit-Geothermometer von GREEN & HELLMAN (1982) führt zu Drucken von 13-14 kbar und Temperaturen von 480-500 °C. Die Barometrie führt theoretisch nur zur Abschätzung des Mindestdruckes, da in der Albitgneis-Probe Phengit

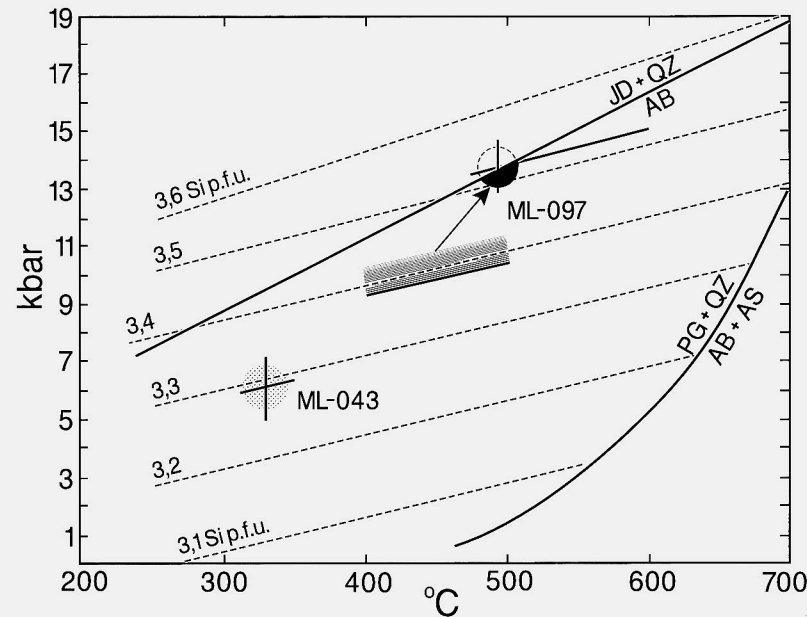


Abb. 20. P-T-Diagramm zur Abschätzung der Metamorphose-Bedingungen für zwei Kristallin Gerölle im Schilfsandstein. **Aplitgneis ML-043:** Kombination des Phengit-Geobarometers (Si-Isoplethen nach MASONNE & SCHREYER 1987) mit dem Zwei-Feldspat-Geothermometer (FUHRMANN & LINDSLEY 1988). **Albitgneis ML-097:** Die P-T-Bedingungen beim Höhepunkt der Metamorphose werden durch Phengit-Barometrie (Si-Gehalte im externen Phengit), Granat-Phengit-Geothermometrie (GREEN & HELLMAN 1982) und die obere Druckstabilität von Albit (HOLLAND 1980) definiert. Die Einschlußparagenese im Albit dieses Gneisses gibt durch die Kombination des Phengit-Barometers (Minimum-Drucke) mit der sehr ungenauen Temperaturinformation aus dem Muscovit-Paragonit Solvus (GUIDOTTI et al. 1994) Hinweise auf den prograden P-T-Pfad. Obere Stabilitätsgrenze von Paragonit + Quarz nach CHATTERJEE (1970).

Fig. 20. P-T diagram for an estimate of metamorphic conditions for two crystalline pebbles from the Schilfsandstein. **Aplitic gneiss sample ML-043:** combination of the two-feldspar geothermometer (FUHRMANN & LINDSLEY 1988) and the phengite geobarometer (Si isopleths after MASONNE & SCHREYER 1987). **Albite gneiss sample ML-097:** The metamorphic peak conditions are constrained by the Si contents of the phengites outside the albite poikiloblasts, the upper pressure stability limit of albite (HOLLAND 1980) and the phengite-garnet geothermometer of GREEN & HELLMAN (1982). The relic assemblage enclosed in albite provides hints for the prograde P-T path, combining the minimum pressures derived from the phengite geobarometer with the imprecise temperature information of the muscovite-paragonite solvus (GUIDOTTI et al. 1994). Upper stability limit of paragonite + quartz after CHATTERJEE (1970).

nicht mit Biotit + Kalifeldspat koexistiert, also nicht in der limitierenden Paragenese vorliegt. Andererseits war die obere Druck-Stabilitätsgrenze von Albit nach der Gleichung



noch nicht überschritten. Die experimentell bestimmte Gleichgewichtskurve dieser Reaktion (HOLLAND 1980) schneidet die Isoplethe $\text{Si}_{3,52}$ für den analysierten Phengit bei etwa 13,8 kbar und 500 °C, was exzellent mit den GREEN-HELLMAN-Temperaturen übereinstimmt (Abb. 20). Die abgeschätzten P-T-Bedingungen entsprechen der Epidot-Blauschieferfazies (EVANS 1990), die leider nicht durch entsprechende Mineralparagenesen in metabasischen Stoffbeständen zusätzlich belegt wird.

Der Albitgneis ML-097 liefert noch eine zusätzliche Information für den Verlauf des prograden P-T-Pfades. Einschlüsse in den Albit-Porphyroblasten definieren hier nämlich eine Teilparagenese.

Quarz - Phengit - Paragonit,

die vor der Albitsprossung stabil gewesen sein muß. Die koexistierenden Phengite und Paragonite haben $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ -Verhältnisse von $\geq 0,9$ bzw. $\leq 0,1$. Legt man den von GUIDOTTI et al. (1994) empirisch bestimmten Paragonit-Muscovit-Solvus (für Si-Gehalte von $> 3,11$ p.f.u. und Drucke < 15 kbar) zugrunde, so erhält man eine, allerdings sehr grobe Temperatur-Abschätzung von etwa 400-500 °C. Die Einschlußphengite haben einen maximalen Si-Gehalt von nur 3,39 p.f.u., was in diesem Temperaturbereich Mindestdrucken von 9 bis 10,5 kbar entspricht. Diese leider recht vagen Informationen lassen den Schluß zu, daß der prograde P-T-Pfad im Uhrzeigersinn verlief (Abb. 20).

Der Albitgneis ML-015 enthält ebenfalls recht Ce-reiche Phengite mit maximal 3,42 Si p.f.u., was - unter Annahme einer Temperatur von 500 °C - einem Mindestdruck von 11,5 kbar entsprechen würde. Nicht ganz so hohe Si-Gehalte von maximal 3,17 bzw. 3,23 p.f.u. enthalten die Hellglimmer der Phyllite ML-034 und ML-078, entsprechend Mindestdrucken von 5-6 kbar (bei 500 °C). Da sonst keine kritischen Minerale vorliegen, kann eine genauere P-T-Abschätzung nicht vorgenommen werden. Eine Übertragung der für den Albitgneis ML-097 gewonnenen Erkenntnisse ist nicht anzuraten, da man nicht weiß, in welcher räumlichen Beziehung diese Proben ursprünglich zueinander standen.

Der **Aplitgneis ML-043** wurde auf Grund der Hellglimmer-Regelung als metamorphes Gestein interpretiert, für das allerdings ein magmatisch gebildeter Aplit als wahrscheinliches Edukt angenommen werden kann. Die Paragenese

Quarz - Plagioklas - Kalifeldspat - Muscovit bis Phengit - Oxychlorit

erlaubt eine P-T-Abschätzung durch die kombinierte Anwendung des Zwei-Feldspat-Geothermometers (in der Formulierung von FUHRMANN &

LINDSLEY 1988) mit dem Phengit-Barometer (MASONNE & SCHREYER 1987). Bei Verwendung unterschiedlicher Kalifeldspat-Plagioklas-Paare ergeben sich gut übereinstimmende, aber relativ niedrige Temperaturwerte von 323, 324, 333 und 335 °C, was zu einem gerundeten Mittelwert von 330 °C führt. Maximale Si-Gehalte von 3,29 p.f.u. weisen bei dieser Temperatur auf Drucke von ca. 6 kbar hin. Nimmt man an, daß der Oxychlorit auf ehemaligen Biotit zurückgeht, so hätte in der Probe ML-043 die limitierende Paragenese vorgelegen, so daß die 6 kbar tatsächliche Drucke beim Metamorphose-Höhepunkt und nicht nur Mindestdrucke darstellen. Wenn die für den Aplitgneis ML-043 gefundene P-T-Kombination tatsächlich dem Metamorphose-Höhepunkt und nicht nur einem Punkt auf dem retrograden Ast entspricht, so ergeben sich beträchtliche Unterschiede zum Albitgneis ML-097. Daraus ließe sich auf eine erhebliche regionale Ausdehnung des Liefergebietes oder auf einen merklichen metamorphen Feldgradienten schließen.

Im weiteren Herkunftsgebiet der Kristallin-Gerölle kam es zur Intrusion von granitischen, seltener tonalitischen Schmelzen. Falls die untersuchten Metamorphite - oder einige von ihnen - die tatsächlichen Rahmengesteine dieser Plutonite darstellten, könnte ihre Intrusion in einem Zeitraum zwischen den Deformationsphasen D₂ und D₃ erfolgt sein. Hierfür spricht, daß alle plutonischen Gesteine eine mehr oder weniger starke Kataklyse erlebt haben, die man mit D₃ parallelisieren könnte. Auch die Platznahme der Granitporphyre, wahrscheinlich in Form von Gängen, die die granitischen Intrusionen durchschlagen, erfolgte wohl noch vor D₃. Die Anwendung des Zwei-Feldspat-Geothermometers nach FUHRMANN & LINDSLEY (1988) auf die koexistierende Plagioklase und Alkalifeldspäte in den Graniten ML-123 und ML-129 sowie im Granitporphyr ML-026 erbrachten überwiegend inkonsistente Ergebnisse, die auf mangelnde Einstellung der Verteilungsgleichgewichte bei der Abkühlung dieser Magmatite hinweisen. Maximale Si-Gehalte von 3,17 in Muscoviten des Granits ML-129 und des Tonalits ML-109 weisen nach MASONNE & SCHREYER (1987) auf relativ niedrige Drucke von ca. 5 kbar (bei 500 °C) bis ca. 3 kbar (bei 300 °C) hin, die wahrscheinlich die Bedingungen der postmagmatische Überprägung widerspiegeln.

Somit vermitteln die von uns beschriebenen Kristallingerölle ein zwar bruchstückhaftes Bild, erlauben aber doch Einblicke in das Liefergebiet des Schilfsandsteins und seines Geröllinhalts.

7. Transportmechanismen

Brekzien und Konglomerate können an der Basis der Schilfsandsteinrinnen unterschiedlich entwickelt sein: Teilweise treten resedimentäre, intraformationelle Aufarbeitungshorizonte auf, die beinahe ausschließlich aus ungerundeten plattigen Schilfsandsteinbrocken bestehen und einer Aufarbeitung schon abgelagerter Sandsteine zu verdanken sind (GWINNER 1970). Umgelagert aus primär flachmarinen Bildungsbereichen sollen die Glau-

konit-Aggregate (Grün-Pillen) im Schilfsandstein sein (HELING & BEYER 1992); bläuliche Tonsteinklasten werden als Geisterrelikte aufgearbeiteter Paläoböden gedeutet (MADER 1990). In der Mehrzahl liegen intraformationelle Brekzien oder Konglomerate vor, deren Intraklasten sich aus kanten-gerundeten oder eckigen Tonstein-, Sandstein- oder Steinmergelgeröllen zusammensetzen, zum Teil angereichert durch fossile Knochen- oder Pflanzenreste (SCHRÖDER 1977: 1042; DUCHROW 1984, HAUNSCHILD 1993).

Intraformationelle Lagen an der Basis der Schilfsandsteinstränge können in einer Mächtigkeit von mehreren Metern entwickelt sein (BACHMANN & WILD 1976: 145) und Klasten bis zu 15 cm Durchmesser enthalten (BEUTLER & HÄUSSER 1982). Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das Vorkommen von bis zu 4 cm großen, kaum gerundeten Bruchstücken einer aufgearbeiteten hellgrauen Dolomitbank aus dem Gipskeuper (LINCK 1970: 93).

Metamorphe und magmatische Fremdgerölle als Bestandteile eines polymikten Konglomerats wurden bislang noch nicht aus dem Schilfsandstein beschrieben. Das Vorkommen vom Leippersberg bei Kottspiel ist lokal begrenzt und isoliert, so daß es keinesfalls durch normale fluviatile Sedimentation, z. B. durch episodische Hochwasser-Ereignisse erklärt werden kann. Deshalb stellt sich die Frage nach der Herkunft der hier behandelten Funde und nach den Mechanismen ihrer ungewöhnlich weiten Verfrachtung. Folgende Möglichkeiten sollen näher betrachtet werden:

7.1 Verfrachtung in Wurzelballen von Bäumen

Die Entwurzelung von Bäumen und deren Transport durch Flußsysteme kann das Resultat von Stürmen sein, oft gekoppelt mit katastrophalen Hochwässern (GASTALDO 1991, SPICER 1991). Jedoch auch längerfristige Ereignisse, wie die kontinuierliche Unterspülung der Flußufer, führen zum Eintrag größerer flotierender Holzmengen. Große Stammfragmente können in Flüssen mehrere Jahre driften, wobei deren Schwimmfähigkeit abhängig bleibt vom Zerstörungsgrad des Holzes und dessen Wasseraufnahme oder dem noch anhängenden Wurzelsystem (SPICER 1989).

In solchen Wurzelballen können Gesteinsfrachten bis zu einigen Tonnen Gewicht transportiert werden (EMERY 1963), die sich nach längerem Transport aus diesem Gemenge lösen können und so an ihrem endgültigen Fundort abgesetzt werden. Ein eindeutiges Beispiel dieses Verfrachtungsmodus liegt aus dem süddeutschen Lias vor, wo exotische Gerölle dokumentiert sind, noch umwachsen von Wurzelholz in gagatisierter Erhaltung (ETZOLD & MAUS 1990). Bei erratischen Geröllen aus fluviatilen Sedimenten des Karbons wurde die noch anhaftende Holzsubstanz durch Inkohlung in Vitrit umgewandelt (LIU & GASTALDO 1992).

Allerdings kann das gleichzeitige Vorkommen von permineralisierten Holzfragmenten an der Lokalität Leippersberg - auch das des über 2 m langen glattpolierten Stammfragments - nicht als eindeutiges Kriterium für diesen Transportmodus gewertet werden. Trotzdem erscheint die Möglichkeit einer Verfrachtung der Gerölle im Wurzelballen eines driftenden Baumstammes als die plausibelste aller denkbaren Möglichkeiten. Sicher beweisbar wäre dieser Vorgang aber nur durch noch anhaftende Wurzelholz-Matrix an den exotischen Geröllen.

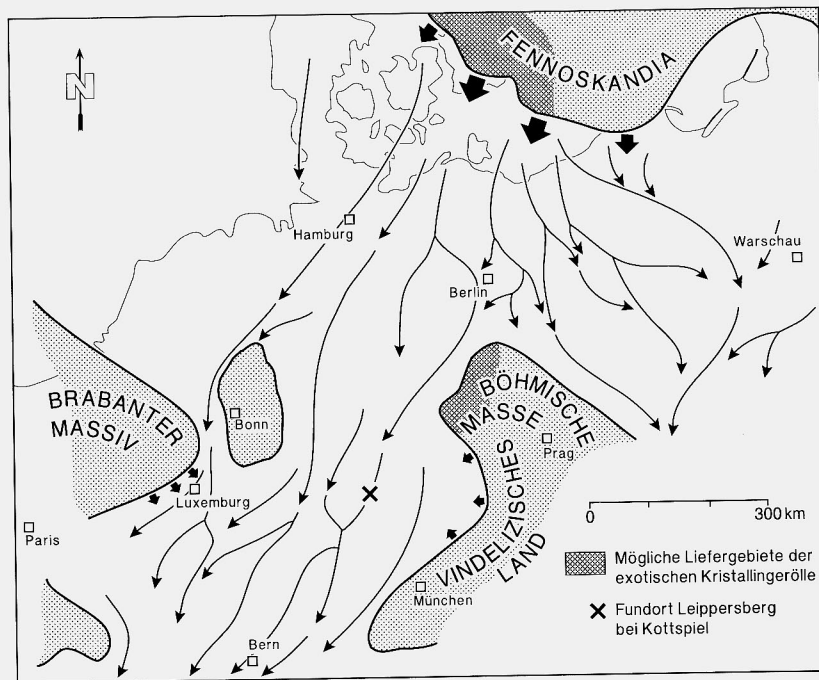


Abb. 21. Die vereinfachte paläogeographische Karte Mitteleuropas zeigt das dominierende Sedimentationsmuster der Flußsysteme zur Schilfsandsteinzeit und die Festlandsgebiete der Beckenumrandung. Angedeutet sind die Strömungsrinnen mit einem bevorzugten Sedimenttransport vom fennoskandischen Festland und den daraus abgeleiteten möglichen Liefergebieten der Kristallingerölle. Kleine kurze Pfeile verweisen auf den untergeordneten Sedimenteintrag vom Brabant Massiv und vom Vindelischen Land. Verändert nach DITTRICH (1989, 1991).

Fig. 21. Simplified palaeogeographic map showing the dominating sedimentation pattern of the Schilfsandstein fluvial system and the continental frame of the North-West European Basin. Possible source areas of the exotic crystalline pebbles are shaded. Small short arrows indicate the local clastic influx from the Brabant Massif and the Vindelician High. Modified after DITTRICH (1989, 1991).

7.2 Verfrachtung durch Wirbeltiere

Magensteine, sogenannte Gastrolithe, kommen fossil bei manchen Vögeln, Krokodilen, Plesiosauriern und gelegentlich auch bei Dinosauriern vor (STOKES 1987). Sie sollen bei manchen Tiergruppen zur Unterstützung der Nahrungszerkleinerung gedient haben, nach anderen Ansichten aber auch als Ballast bei der fast vollständig untergetauchten Lebensweise mancher Saurier von Nutzen gewesen sein, oder den Gleichgewichts- und Orientierungssinn stabilisiert haben (DARBY & OJAKANGAS 1980, TAYLOR 1993).

Eine stärkere Polierung der Oberflächen, die bei JOHNSTON et al. (1990, 1994) als kennzeichnendes Merkmal für disperse Gastrolithe angeführt wird, muß nicht notwendigerweise verwirklicht sein. Bei sicheren Gastrolithen von Sauriern aus dem süddeutschen Lias ist weder eine besonders intensive Politur ersichtlich noch der Rundungsgrad besonders ausgeprägt. Es kommen sogar gerundete und fast eckige Bruchstücke zusammen vor. Gastrolithe von *Stenosaurus bollensis* erreichen eine Länge von 10 cm und ein Gewicht von etwa 140 Gramm (ETZOLD & MAUS 1990).

Als ein bemerkenswertes Beispiel ist in diesem Zusammenhang die Ansammlung von Saurierknochen im Dinosaur National Monument (Morrison Formation, bei Jensen, Utah, USA) zu nennen. Gastrolithe kommen in diesen Knochen-Akkumulationen so gut wie gar nicht oder nur äußerst selten vor, finden sich aber in großer Fülle in den darüberliegenden Unterkreideschichten (STOKES 1987: 1243).

Ein Gastrolith-Transport der exotischen Gerölle kann im saurier-dominierten Mesozoikum grundsätzlich in Erwägung gezogen werden (BENETT et al. 1996). Die Interpretation zumindest eines Teils der exotischen Gerölle vom Leippersberg als Gastrolithe erscheint durchaus denkbar, besonders wenn man dabei auch eine Aufarbeitung aus Prä-Schilfsandstein-Ablagerungen in Rechnung stellt (vgl. nächstes Kapitel). Die in Frage kommenden Wirbeltiere könnten die exotischen Kristallingerölle aus dem Anstehenden der Beckenrandzone aufgenommen und durch Migration oder saisonale Wanderungen in das fluviatil-amphibische Habitat im Beckeninneren transportiert haben. Für größer dimensionierte Klasten (s. Tab. 1) kommt diese Möglichkeit aber sicherlich nicht in Betracht.

7.3 Aufarbeitung der Estherienschichten

Nach der über weite Strecken gleichförmigen Ablagerung der Estherienschichten (Grabfeld-Gruppe, km₁), die als pelitische Schelf- und Prodelta-Sedimente (WURSTER 1964), generell jedoch als salinare Bildung interpretiert werden (BACHMANN & WILD 1976), unterlag dieser Sedimentationsraum einer kräftigen Erosion. Besonders im Keuper unseres Arbeitsgebietes (Blatt Ober-sontheim) wurden die 6-8 m mächtigen Oberen Bunten Estherienschichten zusammen mit den hangenden Partien der Grauen Estherienschichten durch

die mehrphasigen Schilfsandsteinereignisse rinnenförmig ausgeräumt (siehe KRIMMEL 1980, Abb. 21; GÖHNER et al. 1982).

Nicht nur Karbonat-, Sand- und Tonsteingerölle des aufgearbeiteten Untergrundes, auch Zähne von Haien sowie Schmelzschupper- und Saurier-Reste kommen in den intraformationellen Konglomeraten an der Schilfsandsteinbasis vor (HAGDORN & SIMON 1985). Eine Übersicht der bekanntgewordenen Wirbeltierreste aus dem Schilfsandstein gibt WARTH (1988). Aufgearbeitete Wirbeltierknochen sind oft bis zur Unkenntlichkeit abgeschliffen und nur in Ausnahmefällen noch bestimmten Tiergruppen zuzuordnen.

Das gleiche Kondensationsmodell könnte auch für die exotischen Gerölle in Anspruch genommen werden: Als Relikte eines früheren Sedimentationsereignisses - dessen genauere Umstände allerdings im Dunkeln liegen - wären sie dann nach einem Aufarbeitungsprozess in die Schilfsandstein-Basis projiziert worden.

7.4 Auszuschließende Transportmechanismen

In der Auswahl der Möglichkeiten von Verfrachtungsmechanismen exotischer Gerölle - besonders aus litoralen und pelagischen Ablagerungen - nimmt die Annahme eines glazigenen Transports sowie die Möglichkeit einer Verdriftung durch auf Steinen aufgewachsenen Meeresalgen einen breiten Raum ein (BENNETT et al. 1996, EMERY 1963, ETZOLD & MAUS 1990). Beide Konstellationen können für die exotischen Fremdgesteine vom Leippersberg ausgeschlossen werden.

Obwohl SEFFINGA (1988) mögliche glaziale Klima-Bedingungen für das Liefergebiet des Schilfsandsteins postuliert, wird auch von diesem Autor ausdrücklich ein wesentlich wärmeres Klima für die fluviatile Tiefebene gefordert, in der die klastischen Sedimente abgelagert wurden. Die Fülle der sedimentologischen Fakten (WURSTER 1964, MADER 1990), der paläontologischen Fakten (WARTH 1988, GEYER 1989), im Einklang mit Milieuinterpretationen (WARTH 1988, GUYER 1989), im Einklang mit der generell mehr äquatorial gelegenen paläogeographischen Position der Schilfsandsteinlandschaft (TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1985; DERCOURT et al. 1993), verweist auf durchgehend aride Klimabedingungen, die auch durch jüngste paläobotanische Untersuchungen bestätigt wurden (VISSCHER et al. 1994).

8. Zur möglichen primären Herkunft der Gerölle

Unter Berücksichtigung der nach sedimentologischen Kriterien rekonstruierten Strömungsrinnen im Becken könnte man an eine fennoskandische Herkunft denken (Abb. 21). Allerdings besteht das Kristallin des Baltischen Schildes im südlichen Skandinavien vorwiegend aus proterozoischen Gneisen,

Granuliten und Migmatiten mit Granitoid-Intrusionen unterschiedlichen Alters. Phyllitische Gesteine sind am ehesten aus den proterozoischen Kareliiden in Nordschweden, Nord- und Ost-Finnland und Karelien sowie in den kaledonischen Deckenkomplexen Süd- und Zentral-Norwegens bekannt (z. B. RANKAMA 1963). Wenn man das NNE-SSW-gerichtete Strömungsregime während des Schilfsandstein-Ereignisses in Rechnung stellt, käme aber auch eine Herleitung von den nördlich exponierten Arealen der Böhmisches Masse in Frage (Abb. 21). So sind im saxothuringischen Fichtelgebirgs-Kristallin Phyllite, Quarzphyllite und Albitgneise weit verbreitet (z. B. MIELKE & SCHREYER 1969, MIELKE et al. 1979), z. T. auch mit hochphengitischen Hellglimmern (MIELKE 1997). Die Kieselschiefer-Gerölle wären dann zwanglos aus dem anchimetamorphen Paläozoikum des benachbarten Frankenswaldes ableitbar. Die kataklastischen Granite könnten eine größere Störungszone dokumentieren; doch wäre eine Herleitung aus der bayerischen Pfahlszone (MIELKE 1997) unvereinbar mit dem rekonstruierten Strömungsregime im Sedimentationsraum des Schilfsandsteins.

Die zunächst naheliegende Möglichkeit einer lateralen Zuführung durch fluviatile Randströme des mehr südlich gelegenen vindelizischen Landes erscheint bei näherer Kenntnis der sedimentologischen Fakten eher unwahrscheinlich, es sei denn, man zieht den Transport der exotischen Kristallingerölle in Form von Magensteinen von Wirbeltieren in Betracht (vgl. Kapitel 7.2).

Das Schilfsandstein-Vorkommen von Lichtenau bei Ansbach ist ein gutes Beispiel für eine durch fluviatile Zufuhr vom vindelizischen Hinterland geprägte Randfazies. Dort kommen relativ schlecht sortierte mittelkörnige Sandsteine, partienweise auch geröllführende Grobsandsteine vor. Geologische Detailuntersuchungen belegen aber, daß hier die beckenrandparallelen Randströme des von NNE geschütteten Schilfsandstein-Flußsystems den kristallinen Detritus des Vindelizischen Landes aufgenommen und nach Südwesten hin umgelagert haben (STETS & WURSTER 1977, DITTRICH 1991, HAUNSCHILD 1994). Bedingt durch eine Schwellensituation, die Stillwasserfazies der „Ansbacher Lagune“, gelangte kein Sediment in das Beckeninnere. Eine lateral-fluviatile Zufuhr aus dem südöstlich gelegenen Vindelizischen Festland kann daher für die hier beschriebenen exotischen Gerölle vom Leippersberg mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Die exotischen Kristallingerölle vom Leippersberg bei Kottspiel entstammen einem engräumig begrenzten Fundareal. Ihre Seltenheit und ihr isoliertes Vorkommen steht im Gegensatz zu lokalen Grobsandstein-Bildungen der vindelizischen Randfazies. Sie sind Repräsentanten von Gesteinsserien, die zur Zeit des mittleren Keupers im peripheren Festland aufgeschlossen waren. Durch ihre finale Einbettung an der Schilfsandsteinbasis blieben diese Relikte bis heute konserviert, wohingegen die umliegenden Festlandsgesteine weiterhin der Erosion und Denudation ausgesetzt waren.

Das Schilfsandsteinereignis wird nach KOZUR (1972) und KANNEGIESER & KOZUR (1972) in das Jul (Unterkarn) eingestuft. Zumindest für den nachfolgenden Zeitraum des Nor bis in die Endphase des Rhät blieb die großräumige paläogeographische Situation des Germanischen Triasbeckens annähernd erhalten. Damit sind für die Festlandsränder, überschlägig geschätzt, 20 Millionen Jahre Erosion anzunehmen. Allein dieser große Zeitbetrag zeigt deutlich - auch ohne die Berücksichtigung späterer Erosionsereignisse - daß die ehemals exponierten Festlandsgesteine der Keuperzeit heutzutage allenfalls nur noch als kleine Sedimentpartikel erkennbar sind (Gesteinsbruchstücke sensu HELING 1965).

Die konservierten exotischen Gerölle hingegen zeigen den Stoffbestand und das Gefüge dieser Gesteine noch recht deutlich, sie ermöglichen damit einen besseren Einblick in das damalige Gesteinsinventar. Allerdings sind die Befunde zu unspezifisch, um einen Bezug zu einem der heute aufgeschlossenen Kristallinkomplexe in der Umrandung des Keuperbeckens herstellen zu können.

Danksagung

Wir danken Dr. ULRICH SCHÜSSLER für seine Hilfe bei den Mikrosonden-Analysen, Dr. CHRISTOPH ARZ und Dr. ARMIN ZEH für die Mithilfe bei der Geo-Thermobarometrie und Prof. Dr. WOLFGANG SCHUBERT für anregende Diskussionen. Besonderer Dank gebührt Dr. HUBERT MIELKE (BGLA München) für wichtige Hinweise und Anregungen. Prof. Dr. GERHARD KATZUNG (Univ. Greifswald) und Prof. Dr. HUBERT MILLER (Univ. München) danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. - *Sed. Geol.*, **80**: 115-135; Amsterdam.
- BACHMANN, G. H. & WILD, H. (1976): Die Grenze Gipskeuper/Schilfsandstein (Mittlerer Keuper) bei Heilbronn/Neckar. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*; **58**: 137-152; Stuttgart.
- BACHMANN, G. H. & BEUTLER, G. (1996): Fluviale Zyklen im Schilfsandstein (Obere Trias) von Neinstedt am Harz. - *Hallesches Jahrb. Geowiss., B* **18**: 131-140; Halle (Saale).
- BENNETT, R. M., DOYLE, P. & MATHER, A. E. (1996): Dropstones: their origin and significance. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121**: 331-339; Amsterdam.
- BEUTLER, G. & HÄUSSER, I. (1982): Über den Schilfsandstein der DDR. - *Z. geol. Wiss.*, **10**: 511-525; Berlin.
- CHATTERJEE, N. D. (1970): Synthesis and upper stability of paragonite. - *Contrib. Mineral. Petrol.* **27**: 244-257; Berlin-Heidelberg.
- DARBY, D. G. & OJAKANGAS, R. W. (1980): Gastroliths from an Upper Cretaceous plesiosaur. - *J. Paleont.*, **54**: 548-556; Tulsa.
- DERCOURT, J., RICO, L. E. & VRIELICK, B. (1993): Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. - 307 S., 14 Karten; Paris (Gauthier-Villars).

- DITTRICH, D. (1989): Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment - eine Umdeutung bisheriger Befunde. - *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 295-310; Hannover.
- , (1991): Vergleiche zwischen ardennischer und vindelizischer Randfazies des Schilfsandsteins (Mittlerer Keuper, Trias). - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **41**: 143-168; Erlangen.
- DUCHROW, H. (1984): Der Keuper im Osnabrücker Bergland. Mit einer Revision der nordwestdeutschen Keuper-Gliederung. - In: KLASSEN, H. (Hrsg.): *Geologie des Osnabrücker Berglandes*. - S. 221-333; Osnabrück (Naturwiss. Museum).
- EMERY, K. O. (1963): Organic transportation of marine sediments. - In: HILL, M. N. (Hrsg.): *The sea*. 3: 776-793; New York (Wiley).
- EMMERT, U. (1965): Ist der Schilfsandstein des Mittleren Keupers eine Flußablagerung? - *Geologica Bavarica*, **55**: 146-168; München.
- ETZOLD, A. & MAUS, H. (1990): Exotische Blöcke und Gerölle im schwäbischen Lias. - *Jh. geol. L.-A. Baden-Württemberg*, **32**: 63-91; Freiburg.
- EVANS, B. W. (1990): Phase relations in epidote-blueschists. - *Lithos* **25**: 3-23; Amsterdam.
- FUHRMANN, M. L. & LINDSLEY, D. H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry. - *Am. Mineral.* **73**: 201-215; Washington, D. C.
- GASTALDO, R. A. (1991): The paleobotanical character of log assemblages necessary to differentiate blow-downs resulting from cyclonic winds. - *Palaios*, **5**: 472-478; Tulsa.
- GEYER, G. (1989): Fauna und Ablagerungsmilieu im Bereich des Schilfsandsteins, eine Erwiderung. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*; **71**: 405-412; Stuttgart.
- GÖHNER, D., GWINNER, M. P. & HINKELBEIN, K. (1982): Erläuterungen und Geologische Karte von Baden-Würt. 1: 25 000, Blatt 6925 Obersontheim; 143 S.; Stuttgart.
- GREEN, T. H. & HELLMAN, P. L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - *Lithos*, **15**: 253-266; Amsterdam.
- GRIMM, W.-D. (1990): Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland. - 255 S.; München.
- GUIDOTTI, C. V., SASSI F. P., SASSI, R. & BLENCOE, J. G. (1994): The effects of ferromagnesian components on the paragonite - muscovite solvus: a semiquantitative analysis based on chemical data for natural paragonite - muscovite pairs. - *J. metam. Geol.* **12**: 779-788; Oxford.
- GWINNER, M. P. (1970): Über Resedimentation im Schilfsandstein (Mittlerer Keuper). - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1970**: 141-148; Stuttgart.
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1985): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. - *Forsch. aus Württembergisch Franken* **28**, 186 S.; Sigmaringen (J. Thorbecke).
- HAUNSCHILD, H. (1993): Stratigraphische Ergebnisse der Kernbohrung Oberbreitenau, SE' Rothenburg o. d. T. - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **43** (4): 349-368; Erlangen.
- , (1994): Neue Daten zum Schilfsandstein-Vorkommen in und um Lichtenau bei Ansbach (Mittlerer Keuper, Trias). - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **44** (3-4): 133-172; Erlangen.
- HELING, D. (1965): Zur Petrographie des Schilfsandsteins. - *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **11**: 272-296; Berlin, Heidelberg.
- , (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*; **61**: 153-156; Stuttgart.
- HELING, D. & BEYER, M. (1992): Glaukonit im Schilfsandstein: Schlüssel zur kontroversen Faziesanalyse? - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*; **74**: 191-213; Stuttgart.
- HEY, M. H. (1954): A new view of the chlorites. - *Min. Mag.*, **30**: 277-292; London.
- HOLLAND, T. J. B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. - *Am. Mineral.* **65**: 129-136; Washington, D. C.

- JOHNSTON, R. G., MANLEY, K. & LEMANSKI, C. L. (1990): Characterizing gastrolith surface roughness with light scattering. – *Optics Comm.*, **74**: 279-283; Amsterdam.
- JOHNSTON, R. G., LEE, W. G. & GRACE, W. K. (1994): Identifying moa gastroliths using a video light scattering instrument. – *J. Paleont.*, **68**: 159-163; Tulsa.
- KANNEGIESER, E. & KOZUR, H. (1972): Mikropaläontologie des Schilfsandsteins (Karn). – *Geologie*, **21**: 185-215; Berlin.
- KELBER, K.-P. & HANSCH, W. (1995): Keuperpflanzen. Die Enträtselung einer über 200 Millionen Jahre alten Flora. – *museo*, **11**: 1-157; Heilbronn.
- KOZUR, H. (1972): Die Bedeutung der Megasporen und Characeen-Oogonien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**: 437-454; Innsbruck.
- KRIMMEL, V. (1980): Epirogene Paläotektonik zur Zeit des Keupers (Trias) in Südwest-Deutschland. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N. F., **76**: 1-74; Stuttgart.
- LINCK, O. (1970): Eine neue Deutung der Schilfsandstein-Stufe (Trias, Karn, Mittlerer Keuper 2). – *Jh. geol. L.-A. Baden-Württemberg*, **12**: 63-99; Freiburg.
- LIU, Y. & GASTALDO, R. A. (1992): Characteristics and provenance of log-transported gravels in a Carboniferous channel deposit. – *J. Sed. Petrol.*, **62**: 1072-1083; Tulsa.
- MADER, D. (1990): Palaeoecology of the flora in Buntsandstein and Keuper in the Triassic of Middle Europe. – Bd. 2: Keuper and Index; S. 937-1582; Stuttgart, New York (G. Fischer).
- ,– (1995): Taphonomy, sedimentology and genesis of plant fossil deposit types in Lettenkohle (Lower Keuper) and Schilfsandstein (Middle Keuper) in Lower Franconia (Germany). – 164 S.; Frankfurt/Main (P. Lang; Europ. Verl. d. Wiss.).
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 212-224; Berlin, Heidelberg.
- MIELKE, H. (1997): Briefliche Mitteilung.
- MIELKE, H. & SCHREYER, W. (1969): Mineralparagenesen in Metasedimenten des Fichtelgebirges. – *Geol. Bavarica* **60**: 29-44; München.
- MIELKE, H., BLÜMEL, P. & LANGER, K. (1979): Regional low-pressure metamorphism of low and medium grade in metapelites and psammities of the Fichtelgebirge area, NE-Bavaria. – *N. Jb. Mineral. Abh.* **137**: 83-112; Stuttgart.
- RANKAMA, K. (Hrsg., 1963): The Precambrian, Vol. 1. – New York - London - Sydney (Interscience Publishers, Wiley).
- SCHRÖDER, B. (1977): Unterer Keuper und Schilfsandstein im germanischen Trias-Randbecken. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, **1977**: 1030-1056; Stuttgart.
- SEFFINGA, G. (1988): Possible evidence of "glacial" conditions during the Julian substage of the Karnian (Upper Triassic). – *Procs. Koninkl. Nederlandse Akad. Wetenschappen*, **B 91**: 91-100; Amsterdam.
- SPICER, R. A. (1989): The formation and interpretation of plant fossil assemblages. – *Adv. Bot. Res.*, **16**: 95-191; London.
- ,– (1991): Plant taphonomic processes. – In: ALLISON, P. A. & BRIGGS, D. E. G. (Hrsg.): – *Taphonomy. Releasing the data locked in the fossil record.* – S. 71-113; New York, London (Plenum Press).
- STETS, J. & WURSTER, P. (1977): Der Lichtenauer Randstrom des Schilfsandstein-Deltas. – *Z. dt. geol. Ges.* **128**: 99-120; Hannover.
- STOKES, W. M. L. (1987): Dinosaur gastroliths revisited. – *J. Paleont.*, **61**: 1242-1246; Tulsa.
- TAYLOR, M. A. (1993): Stomach stones for feeding or buoyancy? The occurrence and function of gastroliths in marine tetrapods. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **B**, **341**: 163-175; London.

- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1985): Paleogeography of the European Tethys from Paleozoic to Mesozoic and the Triassic Relations of the Eastern Part of Tethys and Panthalassa. – In: NAKAZAWA, K. & DICKINS, J. M. (Hrsg.): *The Tethys - Her Paleogeography and Paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic.* – S. 3-22; (Tokai University Press).
- VISSCHER, H., VAN HOUTE, M., BRUGMAN, W. A. & POORT, R. J. (1994): Rejection of a Carnian (Late Triassic) "pluvial event" in Europe. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **83**: 217-226; Amsterdam.
- WARTH, M. (1988): Lebten die Muscheln des Schilfsandsteins (Trias, Karn, km2) im Meer? – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F.; **70**: 245-266; Stuttgart.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, **33**, 140 S.; Hamburg.
- ,– (1972): Entgegnung auf LINCK's neue Deutung der Geologie des Schilfsandsteins (GdSch). – *Jh. geol. L.-A. Baden-Württemberg*, **14**: 53-67; Freiburg.

Eingang des revidierten Manuskripts bei der Schriftleitung in München am 2. Juni 1997.

Anschriften der Verfasser:

- KLAUS-PETER KELBER, MARTIN OKRUSCH, Mineralogisches Institut der Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg.
- SIEGFRIED NIKEL, Kammerstatter Straße 11, D-74426 Böhlerzell.