

Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich)

Von Manfred BEHRENS

mit 1 Tabelle, 19 Abbildungen und 3 Tafeln (Beilagen 1—3)

Schlüsselwörter

*Nördliche Kalkalpen
Lunzer Schichten
Paläogeographie
Schwerminerale
Sedimentstrukturen*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	51
Summary	52
Résumé	53
1. Einleitung	53
Deckengliederung und Faziesräume	
2. Die Lunzer Schichten	55
Aufschlußbedingungen, Vertikalprofile, Gesteinstypen, Untergliederung	
3. Konzept und Ziel der Untersuchung	59
4. Die Sandsteine	60
Probennahme und Aufbereitung, Dünnschliffbeobachtungen, Korngrößen	
5. Schwerminerale	62
Qualitative Betrachtung, herkömmliche Verteilungsanalyse, Hauptkomponentenanalyse	
6. Sedimentstrukturen	70
Beschreibung und Darstellung, Richtungsverteilungen	
7. Paläogeographischer Entwurf	77
Literatur	80

Zusammenfassung

In den Lunzer Schichten wurden Profile feinstratigraphisch aufgenommen, Aufschlüsse für Gesteins- und Mineralanalysen unterschiedlich eng beprobt, sowie auf primäre Sedimentstrukturen hin untersucht.

Die Profile zeigen wechselhafte Folgen einer begrenzten Zahl von Gesteinstypen. Schiefertone, feinsandig gebänderte Schiefertone, Schieferton-Sandstein-Wechselagerungen in verschiedenen Abmessungen, durch Schiefertonlagen getrennte Sandsteinbänke, sowie metermächtige Sandsteinpartien

Anschrift des Autors: Dr. Manfred BEHRENS, Geologisches Institut der Rhein. Friedrich-Wilh.-Universität, D-53 Bonn, Nußallee 8.

dominieren entschieden über Kohlenflöze. Einzelne Bänke und auch Bankgruppen sind lateral schon auf kurze Entfernung nicht mehr parallelisierbar.

Die Sandsteine sind sehr gleichkörnige „tonige Feinsandsteine“, ihrer Zusammensetzung nach „Feldspatgrauwacken“ und „Arkosen“. Ihr Anlagerungsgefüge verrät häufig zyklische Sedimentation. Die Zyklen besitzen massige Ausbildung und gradierte Schichtung an der Basis, darüber Schrägschichtung und schließlich Flaserschichtung.

Die Schwermineralspektren bestehen aus Zirkon (und Monazit), Rutil (und Brookit), Turmalin, Spinell (Chromit), Granat und Apatit. Zinnstein, Anatas, Staurolith, Epidot und Zoisit kommen vor. Auf übliche Art und Weise abgegrenzte „Provinzen mit hohen Granat-, Apatit- und Zirkon-Anteilen“ ordnen sich im Gebirgstreichen an. Durch eine Hauptkomponentenanalyse ermittelte „Felder ähnlicher Schwermineralführung“ und „Richtungen abnehmender Probenähnlichkeit“ belegen eine weitgehend homogene Verteilung der Mineralien im gesamten Faziesraum. Weder in der vertikalen Sedimentsäule, noch in der lateralen Verbreitung der Sandsteine sind eindeutige Differentiationen erkennbar.

Die Sandsteine enthalten reichlich vielfältige Sedimentstrukturen. Diese können zu genetischen Gruppen geordnet werden, die in der Sedimentsäule jeweils richtungskonstant bleiben, jedoch lateral kräftig auspendeln. Sohlmarken sind generell am straffsten ausgerichtet. Sie belegen Transport in Suspensionsströmen aus nördlichen und östlichen Richtungen. Schrägschichtungsgefüge deuten demgegenüber auf spitzwinklig davon abweichende, bodennah weiterbewegte Nachschüttungen. Rippelfelder auf Schichtoberseiten bezeugen eher ein quer zum Suspensionstransport ausgerichtetes, persistierendes Verteilungsregime normaler Meeresströmungen.

Die Beobachtungen harmonieren mit dem paläogeographischen Konzept des „Nordischen Keupers“ von P. WURSTER, sowie mit den sedimentgeologischen Ausdeutungen der karpathischen „Lunz beds“ von R. MARSCHALKO & M. PULEC. Das Schilfsandsteindelta überzog vom Nordkontinent her das Rheinische Teilbecken und Oberschlesien. Im Westen streifte es unverändert das Aarmassiv. Im Osten der Böhmischen Masse störte der Schelfrand das straffe und ausbalancierte Transport- und Sedimentationsregime empfindlich. Von hier aus glitten die Sandmassen als Suspensionsströme in die Tethys bis in den Lunzer Faziesbezirk. Die abklingenden Turbulenzen bewirkten jeweils Sedimentationszyklen. In deren Endphase bestimmten jeweils trogparallele Meeresströmungen den weiteren, kleinräumigen Verteilungsmodus des Sediments. Die übrigen karnischen Faziesbezirke wurden vom fernen Keuper geschehen viel weniger betroffen: Karbonatischer Absatz überdauerte dort mehr oder weniger das karnische Intervall.

Summary

The Lunz Beds were in detail studied in stratigraphic profiles. Samples were taken at different vertical and lateral intervals all over the Lunz Facies in order to analyze rocks and minerals. Exposures were investigated in respect of primary sedimentary structures.

Profiles show an active alternation of beds with only some types of rocks. Mudstones, sandy ribboned shales, mudstones alternating with sandstones in beds of different thicknesses, strata of sandstone separated by clay laminae and several metre-thick members of sandstone predominate over coalbeds and the limestones which are confined to the most southern area. Not only individual but also thick zoned layers cannot be correlated even at a short lateral distance.

The sandstones are highly even-grained, argillaceous and fine-grained. With respect to the composition they are feldspathic graywackes and arkoses. The sedimentary structures often demonstrate cyclic sedimentation. The base of a unit is massive structured and graded bedded. Upper parts represent cross-stratification and flaser bedding.

The association of heavy minerals mainly consists of zircon (and monazite), rutile (and brookite), garnet and apatite. Cassiterite, anatase, staurolithe, epidote and zoisite can be found. Conventionally bordered „provinces with abundant garnet, apatite and zircon“ run parallel to the tectonic structures. By means of a principal components analysis determined „areas of similar heavy mineral association“ and „directions of decreasing sample analogy“ present a homogeneous distribution of the heavy minerals all over the sampling area. Either in vertical profiles, or in lateral extension the sandstones seem to be differentiated.

The sandstones are amply supplied with multifarious sedimentary structures. These can be arranged to genetical groups, that in each case keep to a constant direction in the vertical profile, but laterally deviate to a violent degree. Marks on bottoms tend to be stiffer than the other structures. They prove sediment transport by turbidity currents from north and east to south and west. In contrast to this, cross-bedding indicates acute-angled deviation of flows that moved the sand close to the sea floor. Rippelmarks on the top of sedimentation units rather attest directions of a persistent distributive current regime, which are transverse to the suspensions.

The observations harmonize with the paleogeographic concept of the „Northern Keuper“ by P. WURSTER and with the sedimentgeological interpretations of the Carpathian Lunz Beds by R. MARSCHALKO & M. PULEC. The delta of the Schilfsandstein coming from the North Continent covered

the Rhenish Basin and Upper Silesia. In the west it passed unchanged beyond the Aar Massif. In the east of the Bohemian Massif the regulated and balanced transport and sedimentation was disarranged at the shelf margin. From there masses of sand slid down the slope initiating turbidity currents that at last reached the Alpine Lunz Facies. Decreasing turbulence caused sedimentary cycles in each case. Finally trough-parallel drift controlled the further distribution of the sediment. The different Carnian facies were less effected by what happened in the distant Germanic Keuper.

Résumé

Des profils étaient relevés en détail dans les « couches de Luns ». Les affleurements étaient échantillonnés à intervalle irrégulier et les figures sédimentaires primaires étaient examinées.

Les profils montrent une suite variable de roches différentes : des argiles schisteuses, des argiles schisteuses avec des intercalations de sable fin, des alternations d'argiles schisteuses avec des grès en puissance diverse, des couches de grès séparées par des argiles schisteuses, et enfin des couches de grès en épaisseur de mètres. En plus on trouve des lits de charbon. Déjà entre de courtes distances les couches singulières et les séquences de couches ne sont plus à paralléliser.

Les grès sont des « grès fins argileux » d'une granulométrie très uniforme. D'après leur composition il s'agit de « grauwackes feldspatiques » et d'« arkoses ». La structure géopétale met en évidence une sédimentation cyclique. A la base des cycles les roches sont massives ou gradées, suivies d'une stratification entrecroisée et tout en haut d'une stratification en lentilles (Flaserschichtung).

Les spectres de minéraux lourds se composent de zircon (et monazite), rutile (et brookite), tourmaline, spinelle (chromite), grenat et apatite. Il y en existe aussi de cassiterite, anatase, staurotite, épidote et zoisite. Les minéraux lourds forment des provinces selon leurs abondance en grenat, apatite ou zircon respectivement. Ces provinces sont parallèles à la direction de l'orogène. Des analyses statistiques (Hauptkomponentenanalyse) démontrent une distribution plus ou moins homogène de minéraux lourds dans toute la domaine. Ni dans l'échelle verticale ni dans la distribution latérale des grès ne se trouvent des différences significantes.

Les grès abondent en figures sédimentaires primaires. On distingue des groupes génétiques, dont la direction ne diffère pas dans le profil mais dérive beaucoup latéralement. En général les empreintes de mur sont les plus alignées. Ils démontrent un transport du matériel par des courants de suspension du nord au sud et de l'est à l'ouest. Par contre, la stratification entrecroisée met en l'évidence une direction oblique à celle des empreintes de mur. Elle est provoquée par des mouvements secondaires du matériel près du sol. Les rides de courants aux surfaces témoignent plutôt une direction de transport transversal à celle du régime des turbidites. Cette direction peut résulter de la distribution persistente des courants normaux.

Les observations sont en conformité avec le concept du « Keuper nordique » de P. WURSTER et de même avec les interprétations sédimentologiques des « Luns beds » carpathiens de R. MARSCHALCO & M. PULEC. Le delta du « Schilfsandstein » provenant du continent de nord, couvre le bassin rhénan et la haute silésie. A l'ouest il effleure le massif de l'Aar sans changement. A l'est du massif Bohémien la proximité de la plateforme continentale a une grande influence sur le régime de transport et de sédimentation qui est si balancé : De cette plateforme continentale des masses de sable glissaient comme turbidites dans la Thétis jusqu'à la domaine de Luns. Les turbulences diminuant respectives provoquent les cycles de sédimentation. A la fin de chaque cycle des courants parallèles au bassin modifient la distribution du sédiment à petite extension. Les autres domaines carnies sont beaucoup moins affectées de ces événements du Keuper : la sédimentation calcaire dépasse plus ou moins l'intervalle carnien.

1. Einleitung

Die Nördlichen Kalkalpen nehmen eine Schlüsselstellung in der Alpengeologie ein. Wo sind die Gesteinsserien beheimatet? Auch wenn die Frage tektonisch angegangen wird, mündet sie in paläogeographischen Vorstellungen. Der heutige Zustand des Gebirges ist in zahlreichen Detail-Studien beschrieben und auch in Übersichtskarten zusammengefaßt worden. Eindrucksvolle Abwicklungen haben TOLLMANN (1963) und CLAR (1965), E. KRAUS (1951) und WUNDERLICH (1964) vorgestellt. Deren schwerwiegende Gegensätze ermuntern zu weiterem Detailstudium.

Die kalkalpine Trias ist nicht nur die voluminöseste, weil mächtigste und weitest verbreitete Formation des Oberostalpin. Ihre Gesteinsserien liefern insbesondere wichtige Informationen über die ersten sedimentären Vorzeichnungen des späteren Gebirges. Im Rät beginnt die Gliederung des Krustenstreifens in Schwellen- und Beckenzonen, die

sich in bunten Faziesmustern und schwankenden Mächtigkeiten erstmals so deutlich niedergeschlagen hat (GWINNER, 1971). Mit den älteren Lunzer Schichten wird demnach ein besonderer Horizont untersucht, der noch enge Beziehungen zum weiteren alpin-karpathischen, sowie zum germanischen Faziesraum erhoffen läßt.

Die sedimentologische Studie kann von tektonischen Erwägungen nicht völlig losgelöst werden. Zu eng sind im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen die Faziesgrenzen an die interne tektonische Gliederung des Oberostalpin gebunden. Die eingangs aufgeworfene Frage wird jedoch ganz bewußt ausgeklammert. Abb. 1 zeigt die Verteilung der eingehender bearbeiteten Lokalitäten auf die verschiedenen Struktureinheiten. In den drei tiefsten, von Norden gegen Süden gestaffelt übereinander liegenden Decken und Schollen häufen sich die Beobachtungspunkte. Es sind dies die Frankenfels-Ternberger Decke, die Lunzer- und Reichraminger Decke, die Sulzbach Decke und Reiflinger Scholle, also das Bajuwarikum. In den noch höheren, jeweils südlich anschließenden Struktureinheiten werden die Aufschlüsse mit noch vergleichbarer Fazies rar; sie sind im Osten allerdings häufiger als im Westen. Die Struktureinheiten sind: Reisalpen Decke, Ötscher Decke, Göller Decke, also das Tirolikum. Im höchsten und südlichsten kalkalpinen Deckenkomplex, den kalkhochalpinen Decken weist die karnische Fazies nur noch entfernte Ähnlichkeit mit den nördlichen Vorkommen auf.

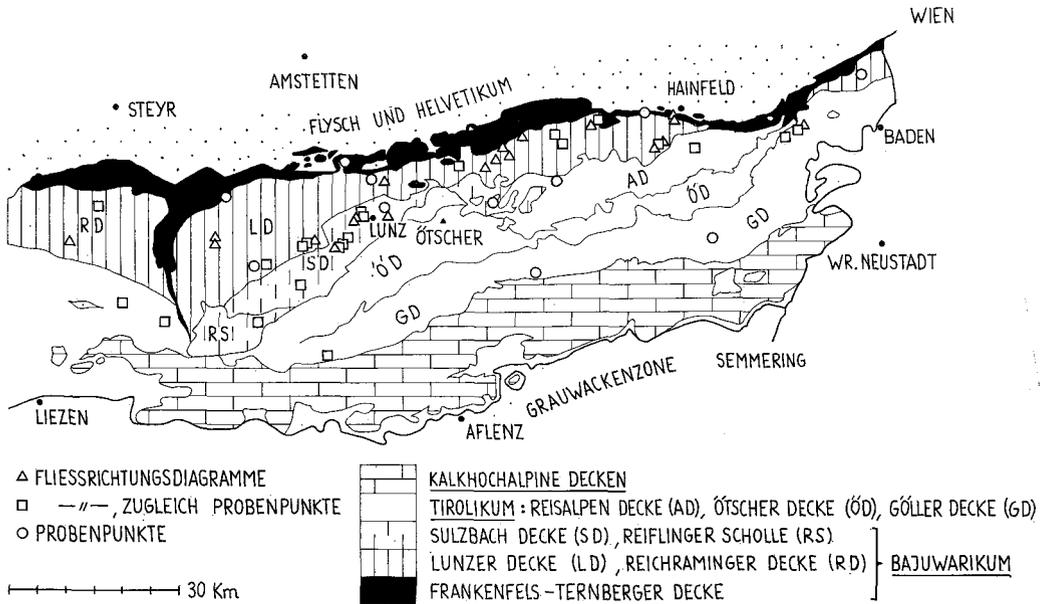


Abb. 1: Verteilung der Fließrichtungsdiagramme und Probenpunkte auf die tektonischen Einheiten. Gezeichnet nach TOLLMANN, 1966: Tafel 4.

Schon dieses grobe Beobachtungsnetz deutet die Verbreitung der Lunzer Fazies im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen an. Sie tritt geschlossen und großflächig im Bajuwarikum auf, das zwischen Wien und Enns das nördliche Drittel der Kalkalpen einnimmt; sie reicht westlich noch über die Enns hinaus und versinkt im Osten unter das Wiener Becken. Dieser ost—west-gestreckte Faziesbezirk ist demnach 10—30 km breit und mehr als 120 km lang.

Die Fazies-Südgrenze fällt mit der Strukturgrenze Bajuwarikum gegen Tirolikum zusammen. Im Tirolikum herrschen dolomit- und kalkreichere Fazies mit stark reduziertem terrigenem Karn. Die Rohrer Fazies breitet sich östlich vom Ötscher in der Reisalpen Decke und auch in der Ötscher Decke aus. Die Dachsteinkalküberfazies

bestimmt den Aufbau der Ötscher Decke westlich des Ötscher sowie den der Göller Decke. Besonders in der Dachsteinkalküberfazies trifft man gelegentlich auf Karn, dessen Petrographie und Sedimentstrukturen noch an den geschlossenen Lunzer Faziesbezirk erinnern.

Im Westen, im Einflußbereich der Enns, greift die Lunzer Fazies fingerförmig tief in die ihr enger verwandte Nordtiroler Fazies. Dort beherrscht mächtiger Wettersteinkalk die Mitteltrias, und das klastische Karn ist reduziert. Die Faziesübergänge sind häufig fließend, weil sie unabhängig von tektonischen Grenzlinien verlaufen. Beispielsweise gehören sowohl Nordtiroler Fazies im Gamssteinzug wie Lunzer Fazies in der Umgebung von Lunz zur Sulzbach Decke (GEYER, 1910; TOLLMANN, 1966:141).

Wo die Lunzer Schichten aus feinkörnigen Sandsteinen, Schiefertönen und Kohleflözen aufgebaut sind, erreichen sie auch maximale Mächtigkeiten. Dort kennzeichnen sie, gemeinsam mit den unter- und überlagernden Schichtgliedern, die Lunzer Fazies. Im Lunzer Faziesgebiet schließt das bis mehrere 100 m mächtige Muschelkalkprofil (Anis, Ladin) mit dem Reiflinger Kalk ab. Der Kalk zeigt gelegentlich Übergänge zum Wettersteinkalk (Raminger Kalk) und schließt im Hangenden zuweilen meterdicke Mergelpakete ein (Partnach-Schichten). Über sporadische, noch höher hinaufreichende Kalkbildungen (Göstlinger Kalk) folgt recht verbreitet der reichlich Ammoniten führende Aon-Schiefer (*Trachyceras aonoides*, unterstes Karn). Aus ihm entwickeln sich die bis 500 m mächtigen Lunzer Schichten: Reingrabener Schiefer (Halobien-Schiefer) an der Basis, darüber Liegendsandstein, dann Kohlenflöze führende Schiefertone und schließlich Hangendsandstein. Mit den Opponitzer Schichten (oberstes Karn) gewinnen chemische Sedimente abrupt wieder das Übergewicht. Auffälligstes Glied in diesem Schichtkomplex ist der bis etwa 100 m mächtige, massige Opponitzer Kalk, der nur noch gelegentlich von Mergelbänken untergliedert wird, stellenweise in Dolomit übergeht und dessen liegende und auch hangende Partien oftmals als ? gipsführende Rauhwacken ausgebildet sind. Auf die Opponitzer Schichten folgt dann das bis 1200 m dicke Hauptdolomit-Paket (Nor).

Die Lunzer Schichten

Brauchbare Aufschlüsse in den Lunzer Schichten müssen zumeist mühsam aufgespürt werden, obwohl der kartierbare Schichtkomplex im Gelände leicht identifiziert und abgegrenzt werden kann. Zwischen den widerständigen Karbonatfolgen erzeugen die Lunzer Schichten bei geringer Neigung Stufenflächen, bei größerer Neigung bilden sie Depressionen oder steile Abdachungen, je nachdem, ob sie gegen den Hang oder mit ihm einfallen. Sie stauen Wasser und bedingen häufig Quell-Austritte. Anstehendes kommt fast ausschließlich in eingeschnittenen Bächen, Gräben und Rinnen zutage. Wenig und ständig wasserführende Gräben sind zumeist unübersichtlich gewunden, zugewachsen und sumpfig. Von den Lunzer Schichten wird häufiger der von der Mauer der Opponitzer Schichten geschützte, hangende Anteil sichtbar. Die im allgemeinen markant ausgebildete Liegendgrenze des Opponitzer Kalks empfiehlt sich deshalb schnell als Bezugslinie für Profilvergleiche. Denn die Lunzer Schichten selbst bieten bei aller feinstratigraphischen Differenziertheit keinen aushaltenden, brauchbaren Leit-horizont.

Verhältnismäßig umfangreiche, zusammenhängende Profilabschnitte sind an folgenden Lokalitäten aufgeschlossen:

1. auf Blatt 69 Großbraming, östlich Molln an der Steyr, im Graben unterhalb der Mayeröd-Alm — dort sind etwa die tiefsten zwei Drittel des Schichtstoßes und insbe-

sondere auch die tonigen Übergangsschichten zum Reiflinger Kalk aufgeschlossen (GEYER, 1911);

2. auf Blatt 99 Rottenmann, beim Laussa-Engpaß, im Bach unterhalb vom Holzmaier — dort ist ein mittlerer, 60 *m* mächtiger, sandsteinreicher Profilausschnitt mit bis 7-10 *m* mächtigen Bänken zu sehen; er läßt sich nicht genau an die Opponitzer Schichten anschließen (AMPFERER et al., 1933);

3. auf Blatt 100 Hieflau, östlich vom Kerzenmandl, im Saggraben, der in die Salza mündet und beim Mooswirth entspringt — dort reicht das Profil vom Opponitzer Kalk über eine vorwiegend tonige Folge mit Sandsteinpaketen und mindestens einem Kohleflöz, dann über Sandsteinbänke mit tonigen Zwischenmitteln und schließlich über ein wiederum toniges Paket mit einzelnen geringmächtigen, im Liegenden kalkreichen Sandsteinbänken bis auf den Reiflinger Kalk hinab; der klastische Profilausschnitt zwischen den Kalken erreicht 499 *m*;

4. auf Blatt 71 Ybbsitz, in der östlichen Verlängerung des Gamsstein-Grats, im Mendling-Bach bei Hof (Beilage 1);

5. auf Blatt 71 Ybbsitz, 10 *km* nordöstlich von 4., im Wasserfall von der Steinbachmauer, bei Rudenau, oberhalb des Sägewerks A. Huber (Beilage 1);

6. auf Blatt 71 Ybbsitz, 2 *km* östlich von 5. im Stiegengraben (Beilage 1);

7. auf Blatt 72 Mariazell, südöstlich St. Anton an der Jeßnitz, im Bach vom Klauswald nach Unter-Klaus — dort enthält das Profil unter dem Opponitzer Kalk einige Meter kalkreiche Sandsteine und umfaßt abwärts eine mächtige, fast ausschließlich tonige Folge, die nahezu das gesamte klastische Intervall repräsentiert;

8. auf Blatt 73 Türnitz, im Bach oberhalb der Kirche von Loich — dort liegt unter dem Opponitzer Kalk eine mächtige, lückenhaft aufgeschlossene Schiefer-tonfolge mit stark zurücktretenden Sandsteineinschaltungen und darunter ein Profilausschnitt mit vorwiegenden Sandsteinbänken und untergeordneten Schiefer-tonzwischenmitteln.

Die Gesamt-Mächtigkeit der Lunzer Schichten ist also aufschlußbedingt nur ausnahmsweise direkt zu messen. Die 500 *m* — einschließlich Aon-Schiefer — im Saggraben scheinen jedoch ein Maximum darzustellen. Im Mendling-Bach bei Hof, im Wasserfall Steinbachmauer und im Stiegengraben (Beilage 1) sind die oberen 125 *m* aufgeschlossen. Extrapoliert man dort bis auf den Muschelkalk hinunter, kommen gut 350 *m* zusammen. Nach allen Beobachtungen ist dieser Wert typisch für den zentralen Lunzer Fazies-Bereich. Auch für die Ausbisse, die nahezu vollständig aus Schiefer-tonen bestehen, erscheint eine wesentliche primäre Reduktion der Mächtigkeit nicht wahrscheinlich. Demgegenüber ist das klastische Karn in den benachbarten Faziesräumen im allgemeinen deutlich reduziert. So darf man im Süden bei Wildalpen die Mächtigkeit auf nur einige 10 *m* schätzen.

Schon im einzelnen Profil findet man gewöhnlich das vollständige Spektrum der im Lunzer Schichtkomplex auftretenden Gesteine. Deren Variabilität ist gering. Feinklastische Sedimente wiegen entschieden vor; zusätzlich kommen, besonders im zentralen Faziesraum, Kohlenflöze vor (RUTTNER, 1947) sowie im Süden, bei Wildalpen, oolithische und fossilreiche Kalkbänke (Abb. 2, 3). Die Korngrößen der Klastika umfassen die Tonfraktion und reichen bis an die 250 μ -Sandfraktion. Reine Schiefer-tonen sind selten, dagegen schluff- und sandgebänderte Tone sehr verbreitet. Die Bänderung ist rhythmisch im Millimeter- oder aber Zentimeterabstand. Die gröberkörnigen Lagen bilden im ersten Fall häufiger eine feinlamellierte Flaserschichtung, im zweiten Fall öfter eine kleindimensionierte Schrägschichtung ab. Ebene Parallelschichtung ist selten.

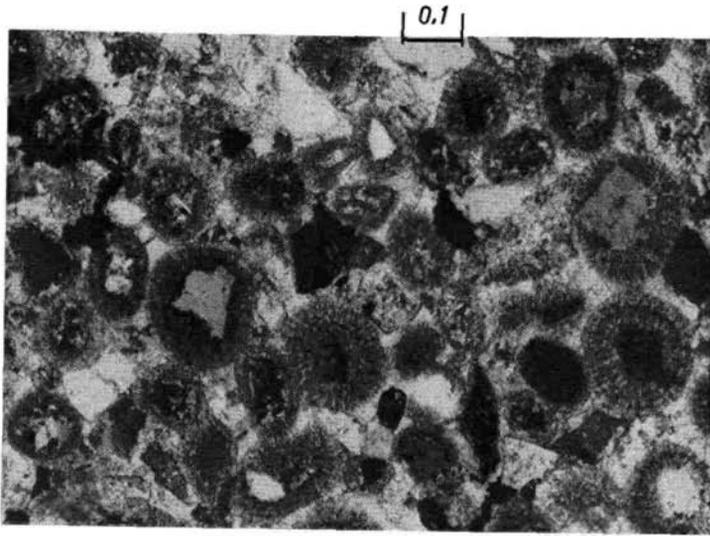


Abb. 2: Eckige Mineralkörner und Gesteinsbruchstücke bilden Keime für strahlig und konzentrisch aufgebaute Karbonat-Ooide. Ortschaft Hinterwildalpen, Bl. 101 Eisenerz. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

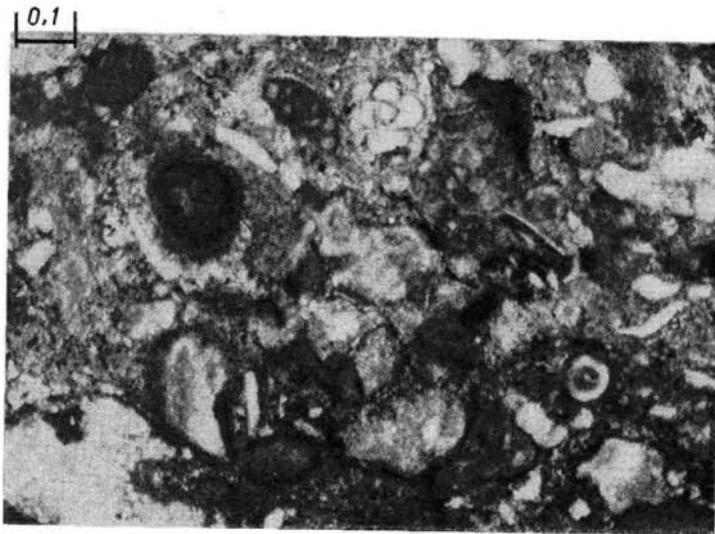


Abb. 3: Foraminiferen- und fossilschuttreicher, stark toniger und eisenschüssiger, oolithischer Kalkstein mit diagenetisch verwaschenen Korngrenzen. Ortschaft Hinterwildalpen, Bl. 101 Eisenerz. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

Sandsteinlagen treten gegenüber den tonigen Profilabschnitten in Bachanrissen morphologisch hervor; besonders dann, wenn sie karbonatisches oder kieseliges Bindemittel besitzen. CaCO_3 -zementierte Sandsteine verwittern mit den typisch braunen Farben. Die frischen, zementreichen Sandsteine sind beim Anschlag splittig-fest, häufig dünnbankig und treten in tonigen Profilabschnitten als einzelne scharf begrenzte Bänke auf. Sie sind im allgemeinen massig, zeigen aber auch zuweilen Wickelschichtung (convolute bedding) und selbst im Schriff selten Gradierung der Korngrößen (graded bedding). An der Basis solcher Bänke befindet sich im allgemeinen eine ganz bestimmte

Assoziation von Sohlmarken. Bindemittelarme Sandsteinbänke schließen sich demgegenüber oft zu dickeren Paketen zusammen. Sie führen stellenweise reichlich eingeregelt Pflanzenreste. Sie weisen häufiger Schrägschichtung in mit dem Kompaß meßbaren Dimensionen auf; oder sie erscheinen im Aufschluß ungeschichtet und erweisen sich dann unter dem Mikroskop oftmals als unvollkommen gradiert. Vor allem die schlecht gradierten Bänke führen lokal Tonschmitzen, die bei ihrer Sedimentation noch plastisch verformbar waren, wie die darin eingedrückten Sandkörner deutlich beweisen. Während die schrägschichteten Bänke im allgemeinen nahezu ebene Unterflächen haben, tragen die gradierten Bänke häufig Strömungswülste. Dickere, mehrere Meter mächtige Bankkomplexe solcher Sandsteine können von der Basis bis zum Top durchgehend schrägschichtet sein. Häufiger beobachtet man eine regelmäßige Wechsellagerung von schlecht gradierten mit schrägschichteten Bänken (Abb. 4). Solch strenge Rhythmik deutet auf Sedimentationszyklen. Innerhalb eines Zyklus übertrifft die Sedimentationsrate zunächst den lateralen Sortierungsmechanismus, anschließend findet geordneter Korntransport statt.

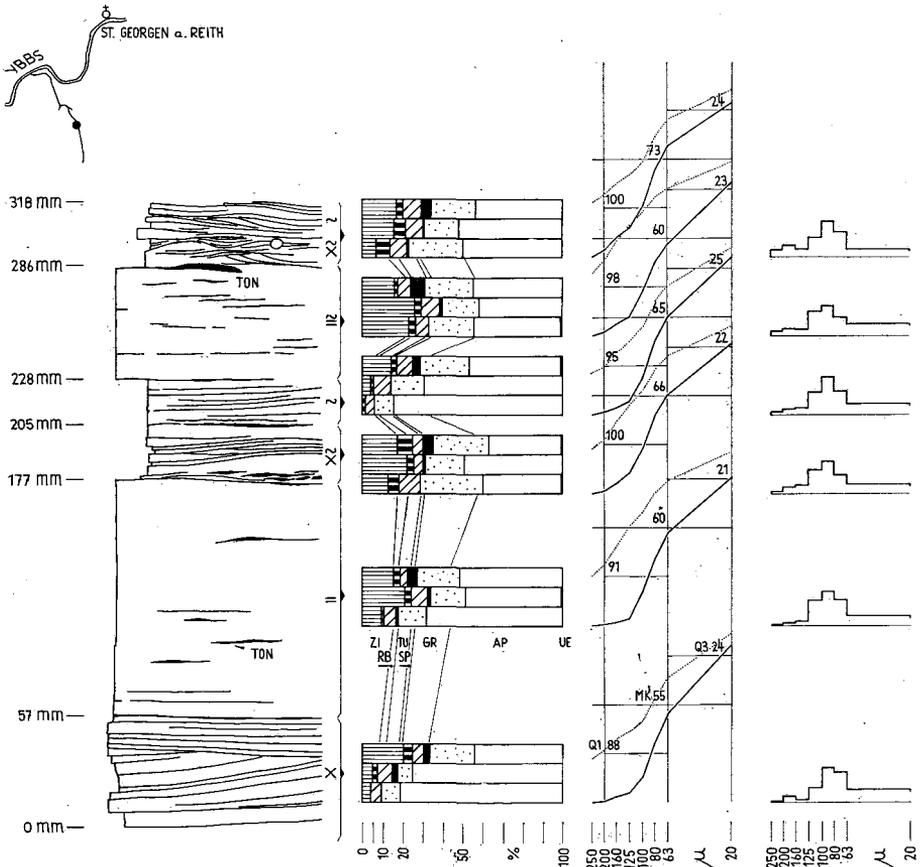


Abb. 4: Engständig beprobter Profilausschnitt südlich St. Georgen am Reith. Die Sedimentationszyklen besitzen intern und untereinander gleichartige Korngrößenzusammensetzungen sowie die gleichen Schwerminerale in unregelmäßig schwankenden Anteilen. Legende auf Beilage 1.

In der vertikalen Aufeinanderfolge beobachtet man einen mannigfachen Wechsel der Gesteinstypen. Aber schon in eng benachbarten, detailliert aufgenommenen Profilen lassen sich einander entsprechende Sedimentationseinheiten — einzelne Bänke, auch

Bankkomplexe — nicht wiedererkennen. Dagegen ist eine übergeordnete Gliederung der Gesamtprofile in vier unscharf voneinander abgegrenzte Abschnitte verbreitet (THENIUS, 1962; TOLLMANN, 1965).

1. Hangendsandstein. Im obersten Abschnitt unterbrechen zahlreiche dünnbankige Sandsteinlagen die Schiefertonsfolge; sie schließen sich direkt unter dem Opponitzer Kalk oftmals zu einer mehrere Meter messenden, kompakten Sandsteinzone zusammen. In der Steinbachmauer ist dieser Abschnitt etwa 27 m mächtig (Beilage 1).

2. Schiefertone mit Kohleflözen. Im nächst tieferen Abschnitt herrschen gebänderte Schiefertone entschieden vor. Sie enthalten sehr untergeordnet Sandsteinlagen und Zentimeter- bis mehrere Meter dicke Kohleflöze. In der Steinbachmauer mißt dieser tiefere Abschnitt etwa 56 m (Beilage 1).

3. Lunzer Hauptsandstein. Im nächst tieferen Abschnitt dominieren Sandsteinpakete. Sie sind ausgebildet als mürbe, mehrere Meter dicke, vollkommen schräggeschichtete Partien oder als bindemittelreiche, Dezimeter dicke Bänke, die durch Schiefertonslagen voneinander getrennt sind. In der Steinbachmauer und im Stiegengraben erreicht dieser Abschnitt etwa 30 m Mächtigkeit (Beilage 1).

4. Reingrabener Schiefer = Halobienchiefer. Im tiefsten Abschnitt der Lunzer Schichten treten Sandsteine gegenüber dunklen, bitumenreichen, feinschichtigen Tonmergeln und Schiefertonen völlig zurück. In den isolierten Aufschlüssen trifft man auf individuen- und artenreiche marine Faunen mit der Muschel *Halobia rugosa* GÜMBEL und dem Ammoniten *Carnites floridus* WULFEN.

3. Konzept und Ziel der Untersuchung

Die detritische Ausbildung der Lunzer Schichten inmitten mächtiger karbonatischer Serien und ihre weite Verbreitung über mehrere Struktureinheiten reizen zur paläogeographischen Studie. Der methodische Ansatz hierzu kann sehr verschieden gewählt werden (vgl. GRIMM, 1965: 24). Umfassende Faziesanalysen, aber auch ausgewählte Aspekte der Petro- und Biofazies liefern zunächst nur sehr indirekte Abbilder von paläogeographischen Zuständen. Beispielsweise führt das Studium von Sedimentmächtigkeiten, Leicht- und Schwermineralspektren normalerweise zum Entwurf von Isolinienplänen. Indessen sind Isolinienbilder im allgemeinen vieldeutig. Sogar eine geometrisch einfache Anordnung von Mineralprovinzen läßt sehr unterschiedliche genetische Erklärungen zu. Zahl und Anordnung der sedimentliefernden Festländer bleiben darin unbekannte Größen. Die Lage der Liefergebiete wird vieldeutig austauschbar und sogar Transportrichtungen können sich ins Gegenteil verkehren. Die Bestimmung von strömungsbedingten Sedimentgefügen verrät dagegen punktweise direkt den Strömungsverlauf und die Transportrichtung des Sediments. Je nach Art und Ausbildung der Strukturen sind mehr oder minder straff ausgerichtete Schüttungsskalare oder -vektoren abzulesen. Im genügend dichten Beobachtungsnetz gewinnen die einzelnen Pfeile häufiger den Rang von Leitlinien für Herkunft und Transportweg des Sedimentstroms. In den Lunzer Schichten können sich die beiden methodisch üblicherweise getrennten, gerade drastisch voneinander abgehobenen Arbeitsweisen sinnvoll ergänzen. Fließrichtungspfeile engen nämlich dann die Deutungsmöglichkeiten von regionalen Isolinienfeldern ein. Vor allem Untersuchungen von strömungsbedingten Sedimentgefügen sind in den alpinen Schichtfolgen fast ausschließlich auf den Flysch beschränkt geblieben. Neben dem klastischen Karn wäre in der Trias auch der Buntsandstein (Werfener Schichten) ein dankbares Anwendungsbeispiel. Großregionale Untersuchungen dieser beiden terrigenen Leithorizonte und der Vergleich der Ergebnisse würden vermutlich die alpine Trias als kritische Formation für die paläogeographische Entwicklung und die orogenetischen Anfänge der Alpen bestätigen. Die jetzt zerrissenen und verschleppten Verbände verbieten scheinbar die Untersuchung von Fließrichtungen ohne die tektonische Kinematik abgeklärt zu haben. Dem an wenig gestörte Schichttafeln, aber auch nach strengem Plan gefaltetes Schiefergebirge Gewöhnten, erscheint auch der umgekehrte Weg begehbar. Welche Bestimmung erhalten dann tektonische Einheiten im sediment-

geologischen und paläogeographischen Geschehen? Ein damit verwandtes Arbeitsziel liegt in der paläogeographischen Korrelation des Karns mit dem Keuper, des alpinen und germanischen Faziesbezirks. Die beiden Sedimentationsräume sind ja schon oberflächlich deutlich voneinander getrennt, und zwischen sie schiebt sich nach althergebrachter Vorstellung mindestens ein Festland, der Vindelizische Rücken. Gelingt es über die Informationslücken hinweg karnisches und Keuper-Geschehen paläogeographisch zu verknüpfen?

4. Die Sandsteine

Zusammensetzung und sedimentäres Gefüge der Sandsteine standen im Vordergrund des Interesses. Zunächst mußte geprüft werden, wie variabel beide schon im einzelnen Sedimentationszyklus bzw. an seiner Unter- und Oberseite sind (OTTO, 1938). Schrittweise Bereichsvergrößerungen offenbarten dann ihr systematisches Verhalten in Sedimentsäule und Schichtverbreitung und liefern zugleich genetische und paläogeographische Kriterien. Es bot sich also an, zunächst mit dem engsten Profilabstand zu beginnen, diesen Abstand dann zu vergrößern und schließlich ebenso stufenweise regional voranzugehen.

Im Gelände wurden etwa 100 Proben orientiert entnommen, davon 54 im Labor für die Dünnschliffherstellung orientiert zersägt und die Probenreste für Korngrößen- und Schwermineralbestimmungen im Brecher auf $<2\text{ mm}$ Körnung zerkleinert. Diese mechanische Aufbereitung ist gegenüber der chemischen zeitsparend und die Mineralspektren bleiben unverändert erhalten; denn der Bruch erfolgt — auch bei kieseligem Bindemittel — an den Korngrenzen (HENNINGSEN, 1967). Allerdings ist der Gesteinsbruch für Korngrößenanalysen nicht ohne weitere Aufbereitung verwendbar (Abb. 4, gestrichelte Summenkurven). Er wurde mit 10%iger Monochloressigsäure und H_2O_2 in seine Bestandteile zerlegt und anschließend trocken gesiebt (Siebsatz nach DIN 4188, 250, 200, 160, 125, 100, 80, 63 μ). Die Fraktion $<63\ \mu$ ließ sich dann mit einer Schlämmapparatur (G. FISCHER) unter Zusatz von Natriumpyrophosphat in die Anteile 63—20 μ und $<20\ \mu$ untergliedern.

Für die Schwermineralanalysen wurden jeweils 100 g Gesteinsbruch klassiert (wie oben). Nach kurzem Suspendieren in Bromoform ($d = 2.88$) mit einem Ultraschallgerät, fünfminütigem Zentrifugieren, Einfrieren des Bodensatzes mit flüssigem Stickstoff, Dekantieren des Leichtmineralanteils ergeben 5 g Einwaage für die beiden feinsten Fraktionen 20—63 μ und 63—80 μ jedesmal gut belegte Streupräparate mit >200 durchsichtigen Körnern. Die Fraktion 80—100 μ lieferte bei gleicher Ausgangsmenge und Behandlung nur für 45 Proben die geforderte Kornzahl; 9 Präparate blieben deshalb bei der Auswertung unberücksichtigt, ebenso die noch größeren Fraktionen. Die Mineralkörner wurden unter dem Mikroskop bestimmt und gezählt, ihre qualitative Bestimmung in einigen Fällen mit dem Röntgen-Diffraktometer überprüft.

Erst im Dünnschliff werden die tiefgreifenden Veränderungen des ursprünglichen Korngefüges und der primären Kornzusammensetzung durch Diagenese und Verwitterung sichtbar. Noch verhältnismäßig frisch wirken oft gröbere, gleichkörnige Sandsteinlagen. Die Körner sind eckig (Abb. 5), selten kantengerundet oder gerundet. An der Zusammensetzung beteiligen sich Quarz und Feldspäte mit vergleichbar hohen Anteilen. Quarz löscht sehr häufig undulös aus, die Feldspäte sind Orthoklas, Plagioklas (Abb. 6), Mikroklin. Gesteinsbruchstücke treten gegenüber jedem dieser Anteile im allgemeinen deutlich zurück. Beobachtet wurden verschiedenartige Quarzite, vereinzelt kristalline Schiefer, sowie Tonschmitzen und Karbonatbruchstücke. Die Menge an zwischengelagerter, feinkörniger Matrix schwankt erheblich, macht in den weniger zersetzten Sandsteinen jedoch weniger als 15% aus. Nach dem Konzentrationsdreieck von FÜCHTBAUER (1959) sind diese Sandsteine ganz vorwiegend „tonarme Arkosen“ und „tonarme Feldspatgrauwacken“. „Tonarme feldspathaltige Sandsteine“ kommen vor. Die Sandsteine enthalten ferner schichtparallel eingelagerten Muskovit und Biotit, Chlorit, zuweilen Glaukonit, idiomorphen Pyrit und dessen Verwitterungsprodukt

Limonit, kohlige Substanz, sowie Schwerminerale. Als Bindemittel treten Karbonat und Kieselsäure in wechselnden Mengen und gelegentlich gemeinsam auf; beide dürften vom Detritus abzuleiten sein. Die Petrographie der Lunzer Sandsteine deutet auf eine schnelle Folge von Abtragung, Transport und Absatz (BOKMANN, 1955).

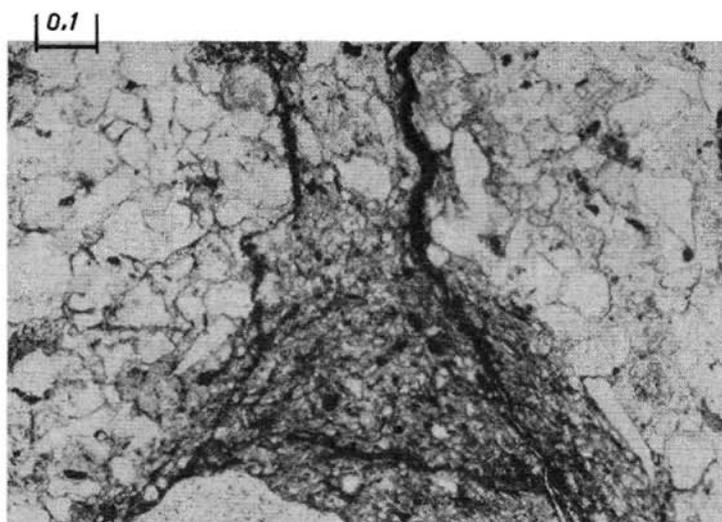


Abb. 5: Querschnitt durch die Grenze zwischen zwei Strömungswülsten (flute casts). Die Körner sind eckig. Das feinkörnigere Substrat ist durch Auflast und unterstützt von Scherflächen spaltenartig aufgedrungen. Ausschnitt aus Abb. 11. Parallele Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

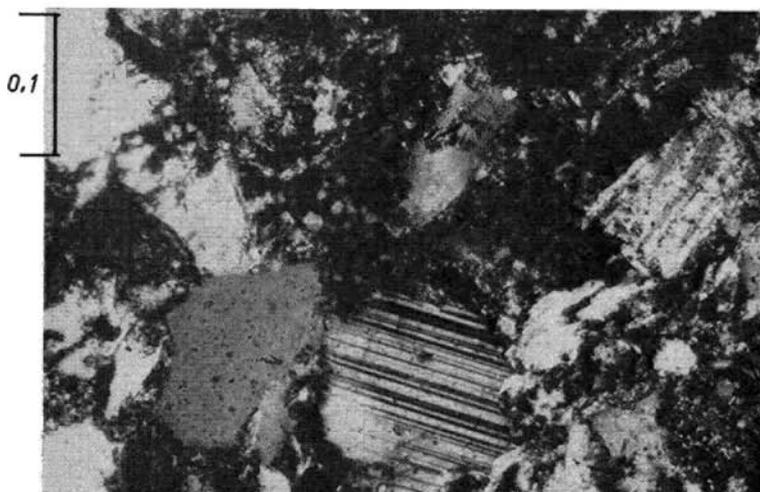


Abb. 6: Eckige Quarz-, Plagioklas- und andere Feldspatkörner, sowie feinkristalline Quarzitbruchstücke. Ausschnitt aus Fig. 2. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

Südlich des geschlossenen Lunzer Faziesgebiets, im Tirolikum, treten bankweise Kalkoolithe auf. Die Ooide besitzen verhältnismäßig große detritische Keime, unter denen mono- und mikrokristalliner Quarz entschieden vorherrschen (Abb. 2).

Die auf ihre Korngrößenverteilung untersuchten Sandsteine besitzen im allgemeinen einen Medianwert zwischen 55 und 75 μ . Die Sortierung liegt zwischen 1·8 und 2·2 — sie ist damit „schlecht“ bis „sehr schlecht“ (FÜCHTBAUER, 1959). Der größte Gewichtsanteil entfällt regelmäßig auf das Intervall 80—100 μ . Körner mit $>250 \mu$ Durchmesser

wurden überhaupt nicht beobachtet. Nach DIN 4022 und auch nach v. ENGELHARDT (in LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953) sind die Lunzer Sandsteine als „toniger Feinsandstein“ zu bezeichnen. Auffällig sind schon die gleichförmigen Korngrößenverteilungen im Schicht-für-Schicht-Profil (Abb. 4). Schräg-, faser- und parallelgeschichtete, sowie bindemittelarme und -reiche Sedimentationseinheiten besitzen nahezu gleiche Kennwerte. Offenbar liegt immer das gleiche Material im Kleinen mal besser, mal schlechter sortiert vor. Das gilt ebenso für den Vergleich von stratigraphisch weit auseinanderliegenden Horizonten — etwa von Proben aus dem Hangendsandstein mit solchen aus dem Liegendsandstein. Sogar im Regionalen ergeben die allerdings weit gestreuten Stichproben keine systematischen Veränderungen. Die pauschalen Korngrößenverhältnisse deuten auf homogene Verteilung der Sedimentfracht, sowie mangelnde übergeordnete Sortierungsmechanismen im Ablagerungsraum. Es fehlten dort wohl insbesondere kritische Fließgeschwindigkeiten, die eine regionale Trennung der Korngrößen bewirkt hätten. Die Feinkörnigkeit der Sandsteine legt zügigen schwebenden Transport für alle Korngrößen nahe (GRIMM, 1965).

5. Schwerminerale

Die Lunzer Sandsteine enthalten im allgemeinen weniger als ein Gewichtsprozent Schwerminerale, opake eingeschlossen. Höhere Anteile bis 25 Gewichtsprozent gehen auf detritische „Karbonatkörner“ zurück ($d > 2.88$). Sie lassen sich nicht quantitativ befriedigend abtrennen und wurden deshalb auch nicht ausgezählt. Ihr Verdünnungseffekt machte Präparate der Fraktion 80—100 μ gelegentlich unbrauchbar.

Zirkon zeigt alle Übergänge von idiomorphen, säulig-stengeligen Kristallen über kantengerundete mit teilweise erhaltenen Kristallflächen bis zu ellipsoidisch abgerollten Körnern. Er ist größtenteils zonar gebaut. Braune und rötliche Körner kommen vor. Ein akzessorischer, nicht näher bestimmter Anteil Monazit wurde zum Zirkon gerechnet.

Rutil bildet idiomorphe, stengelige und kantengerundete Formen. Ein geringer Anteil Brookit wurde beim Rutil verbucht.

Turmalin kommt gleichermaßen idiomorph und kurzsäulig, in eckigen Bruchstücken oder aber kugelig abgerollt vor. Flaschengrüne und braune Körner dominieren über rote und blaue.

Spinell (Chromit) tritt muschlig gebrochen auf. An den Bruchrändern ist er honiggelb bis tiefrot gefärbt. Dickere Körner sind nur im sehr hellen Durchlicht (Kondensor!) identifizierbar.

Granat bildet isometrische, meist „hahnenkammartig“ angelöste, sonst abgerollte Körner. Ihre Färbung ist teilweise rötlich und gelblich.

Apatit besitzt nur noch gelegentlich Kristallkanten, sonst ist er, mit c als längster Achse, ellipsoidisch abgerollt (HELING, 1963). Perlschnurartig angeordnete Einschlüsse, besonders auf Spaltrissen, geben ihm häufig schmutzig-bräunliche Färbungen.

„Übrige Schwerminerale“ machen nur ausnahmsweise mehr als 2% des Spektrums aus: Zinnstein, Anatas, Staurolith, Epidot und Zoisit.

Der Schwermineralgewichtsanteil, ebenso die Schwermineralvielfalt erhöhen sich im allgemeinen mit fallenden Korngrößen (WOLETZ, 1958). Die Abrollung der Körner wächst mit zunehmender Korngröße. Besonders deutlich zeigen dies Zirkon, Rutil und Turmalin. Bekannt (WOLETZ, 1958) und auch für die Lunzer Sandsteine zutreffend ist die Abnahme von Zirkon und auch Spinell mit zunehmender Korngröße; Turmalin und Apatit verhalten sich gegenläufig, Granat im allgemeinen indifferent.

Zirkon, Rutil und Turmalin sind stabile Minerale (WIESENER, 1953; GRIMM, 1957). Spinell, Granat und Apatit gelten demgegenüber als verwitterungsempfindlich (WIESENER, 1953; MILNER, 1962), Granat und Apatit darüber hinaus auch als diagenetisch instabil (WIESENER, 1953; HELING, 1963). Granat und Apatit bleiben nach FÜCHTBAUER (1961) und HELING (1963) in karbonathaltiger Umgebung am besten konserviert.

Die stoffliche Zusammensetzung der Lunzer Sandsteine deutet vor allem auf saure Magmatite und meso- bis katazonale Metamorphite, zusätzlich auf basische Magmatite (Chromit) und Sedimente (Karbonat, Gesteinsbruchstücke) im Liefergebiet (GRIMM, 1965). Die Böhmisches Masse im Norden und die zentralen Alpen im Süden des heutigen Lunzer Faziesbezirks erfüllen solche Bedingungen (vgl. dagegen Kapitel 7).

Im Schicht-für-Schicht-Profil schwanken die ausgezählten Prozentanteile der einzelnen Minerale deutlich (Abb. 4). Diese Variation ist unabhängig von den Korngrößen, die ja konstant bleiben, und dem schichtinternen Gefüge. Sie ist also für schräg-, flaser- und parallelgeschichtete, für bindemittelarme und -reiche Bänke praktisch gleich groß. Dies bestätigt auch Beilage 1. Bei Vergrößerung des Probenabstands im Profil vergrößert sich die Schwankungsbreite in der quantitativen Zusammensetzung der Spektren augenscheinlich nicht mehr (Beilage 1). Das gleiche gilt auch für die regionale Betrachtung.

Verantwortlich für die Schwankungsbreite sind vor allem Zirkon, Turmalin, Granat und Apatit, die durchweg größere Anteile an den Spektren besitzen. Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen dieser vier Minerale in den abgestuft verschieden großen Untersuchungsbereichen — im Schicht-für-Schicht-Profil, im längeren Vertikalprofil und im gesamten Faziesbezirk — ermöglicht Tab. 1. Ihr liegen die ausgezählten Prozentsummen jeweils aller drei Fraktionen zugrunde. Zirkon und Apatit zeigen jeweils konstante Standardabweichungen; bei Turmalin und Granat nimmt hingegen die Streuung mit Bereichsvergrößerung zu. Die beiden erstgenannten Minerale sind demnach in den Lunzer Sandsteinen für Schwermineralverteilungsanalysen nur bedingt zu verwenden. Besonders Granat, aber auch Turmalin versprechen dagegen Verteilungsmuster abzubilden. Interessant erscheint, daß paarweise je ein stabiles und ein instabiles Mineral im Verhalten ihrer Standardabweichungen zusammengehen.

	40 cm-Profil Abb. 4	100 m-Profil Beilage 1, Steinbachmauer	Gesamter Faziesbezirk Abb. 7, 8, 9
Zirkon			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	19·4%	23·3%	19·4%
größter Wert	66·1%	91·7%	104·7%
arithmetisches Mittel	41·9%	52·1%	54·2%
Standardabweichung	5·5	6·3	5·8
Apatit			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	124·0%	92·7%	70·0%
größter Wert	199·9%	212·0%	212·0%
arithmetisches Mittel	160·2%	143·9%	144·5%
Standardabweichung	10·6	11·3	10·7
Turmalin			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	18·8%	15·6%	15·6%
größter Wert	26·3%	33·6%	141·5%
arithmetisches Mittel	21·2%	24·1%	32·0%
Standardabweichung	0·9	1·8	6·0
Granat			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	39·3%	18·8%	0·5%
größter Wert	78·7%	88·7%	120·2%
arithmetisches Mittel	58·8%	48·1%	44·4%
Standardabweichung	4·4	7·2	9·9

Tab. 1: Häufigkeitsverteilungen von Zirkon, Apatit, Turmalin, Granat in verschiedenen großen Bereichen, errechnet aus den Prozentanteilen aller drei Fraktionen (300%).

SCHWERMINERALE 63-80 μ
 PROVINZEN MIT HOHEN GRANAT-, APATIT-, ZIRKON-ANTEILEN

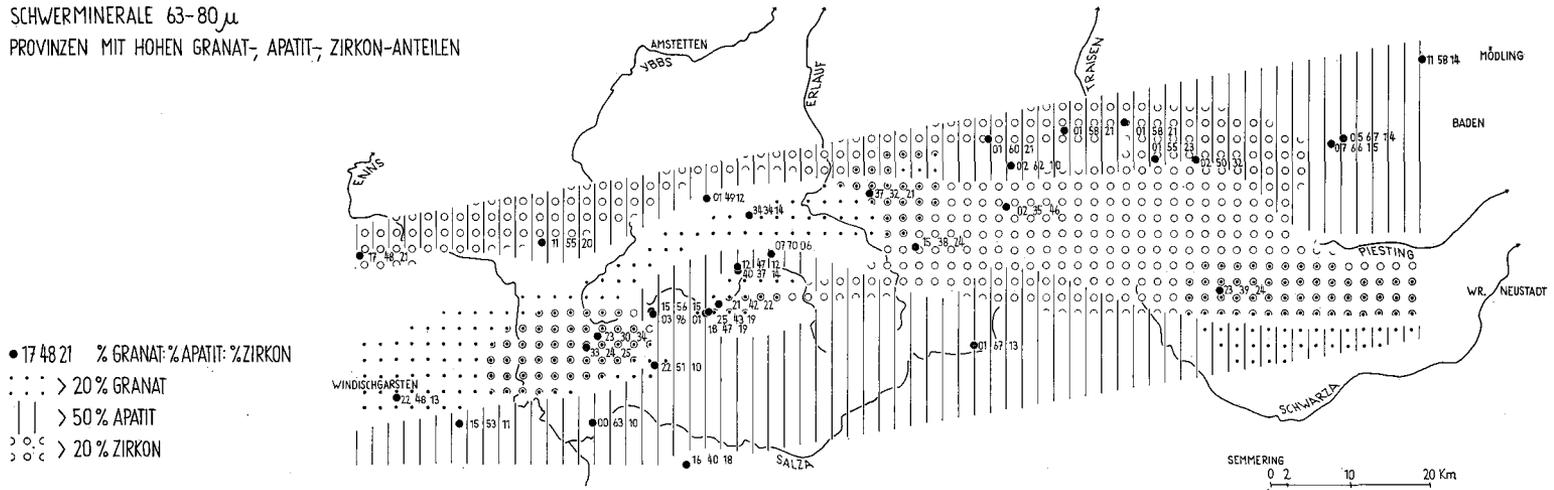


Abb. 7: Auf herkömmliche Art und Weise interpolierte Verteilungskarte der häufigsten Schwerminerale. Die intuitiv definierten Provinzen sind im Gebirgsstreichen gestreckt. Liefert die Karte eindeutige paläogeographische Argumente?

M. BEHRENS 1972

SCHWERMINERALE 63-80 μ
 FELDER ÄHNLICHER SCHWERMINERALFÜHRUNG

	VEKTORLADUNG	GRANAT + APATIT	SPINELL	ZIRKON	TURMALIN	RUTH-BROOKIT	ÜBRIGE
I	1000	36	958	6			
II	902	125	740	14	47	59	22
III	889	14	495	85	121	178	107
IV	818	116	601	147	49	58	29
V	772	168	580	12	112	106	22
VI	716	18	505	15	328	98	36
VII	686	175	512	5	162	86	60
VIII	602	135	389	16	183	206	71
IX	573	201	487	11	225	45	34
X	512	153	376	33	241	121	76
XI	491	183	412	15	264	92	37
XII	408	25	354	57	462	51	51
XIII	379	314	410	27	151	46	52
XIV	0	333	238	14	252	102	54

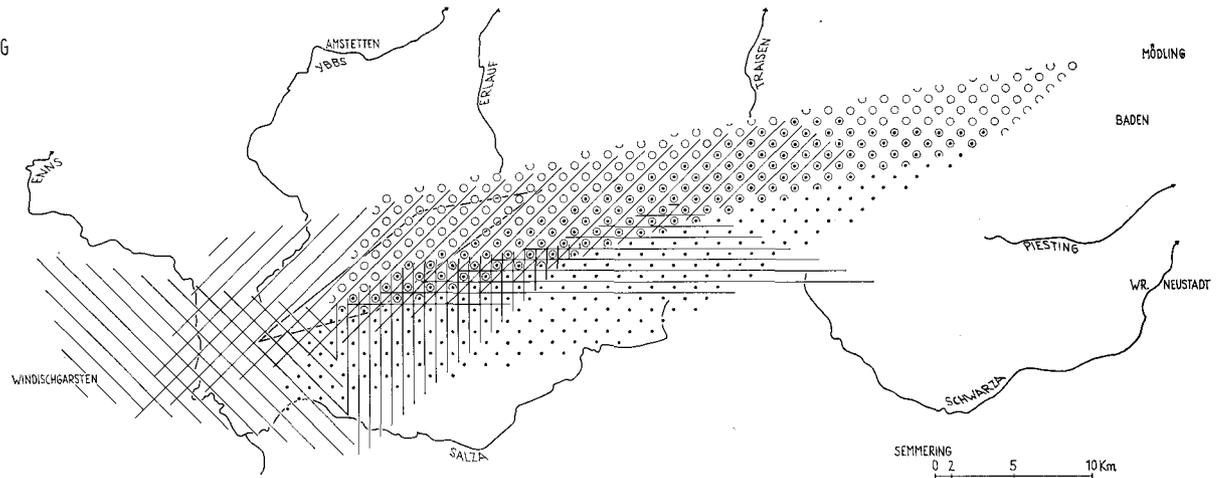


Abb. 8: Nach einer Hauptkomponentenanalyse im Q-Modus entwickelte Verteilungskarte von abgestuft ähnlichen Schwermineralfeldern. Die einzelnen Felder ordnen sich im Gebirgsstreifen an. Ihre Verzahnung belegt enge Verwandtschaft aller Proben im gesamten Probenraum.

M. BEHRENS 1972

Granat, Apatit und Zirkon wurden in der üblichen Schwermineralverteilungskarte regional dargestellt (Abb. 7). Ihr liegen von 54 Proben die Fraktionen 63—80 μ zugrunde. Die Probenpunkte besitzen unterschiedliches Gewicht. Sie repräsentieren im allgemeinen zwar nur jeweils eine Probe, gelegentlich jedoch die arithmetischen Mittel von mehreren (vgl. Abb. 7 mit Abb. 9). Die Provinzen ordnen sich generell streifenförmig parallel zum Gebirgsstreichen an. Sie halten sich jedoch nicht an bestimmte Deckeneinheiten. Im Norden und Süden begrenzen bilateral-symmetrisch zwei Säume mit $>50\%$ Apatit den Untersuchungsraum. Am Nordrand und im Mittelstreifen kommt Zirkon mit $>20\%$ vor. Granat ist mit $>20\%$ auf die Westhälfte des Mittelstreifens beschränkt und erscheint in gleicher Konzentration nochmals in einer isolierten Probe im Südosten. Eine übliche Ausdeutung dieser Konfiguration würde wohl abnehmenden Festlandseinfluß gegen Nordosten ergeben, oder aber zur Annahme mehrerer Liefergebiete führen.

Die gleichen Schwermineraldaten wurden dann durch eine Hauptkomponentenanalyse im Q-Modus mit anschließender schiefwinkliger Rotation untersucht. Alle Proben wurden dabei gleichrangig behandelt.

Zur Verfügung stand das „FORTRAN-program for factor and vector analysis of geological data“, COVAP (MANSON & IMBRIE, 1964). Es verwendet „Koeffizienten proportionaler Ähnlichkeit“ (IMBRIE & PURDY, 1962) zwischen den Proben, wobei die Proben als Einheitsvektoren in einem mehrdimensionalen, von den Koordinatenachsen der Merkmale aufgespannten Raum aufzufassen sind. Die Winkelbeziehungen zwischen den Einheitsvektoren werden durch Koeffizienten angegeben und sind ein Maß für die Ähnlichkeit der Schwermineralproben. Zur vereinfachten Darstellung wird der meist hochdimensionale Merkmalsraum in einen niedriger dimensionierten Hauptkomponentenraum übertragen. Der dabei entstehende Informationsverlust (IMBRIE & VAN ANDEL, 1964) wird vom Programm in Prozenten ausgegeben. Bei der anschließenden schiefwinkligen Rotation werden vom Programm die neuen Koordinatenachsen so gewählt, daß sie mit Probenvektoren in extremer Raumlage zusammenfallen: Alle Proben werden dann als Anteile der Endglieder mit extremer Zusammensetzung ausgedrückt. Diese Anteile werden als „Vektorladung“ bezeichnet und sind das Maß für die Probenähnlichkeit.

Bei der Wahl von nur zwei Endgliedern werden die Proben derart in einer Reihe angeordnet, daß ihre Ähnlichkeit von einem Endglied zum anderen Endglied sukzessive abnimmt und umgekehrt. Die Abb. 8 und 9 haben solche Ähnlichkeitsrangfolgen zur Grundlage. Der Informationsverlust beim Übertrag vom siebendimensionalen Merkmalsraum (7 Minerale) in den zweidimensionalen Hauptkomponentenraum ist mit 7.5% (20—63 μ), 3.6% (63—80 μ), 3.4% (80—100 μ) auffällig gering. Die aus komplexen Schwermineralverhältnissen errechneten Probenähnlichkeiten lassen sich also durch verschieden große Abstände auf einer einzigen Achse schon optimal ausdrücken. Das deutet auf einen relativ einfachen Verteilungsschlüssel für die Sedimentfracht, also relativ zahlreiche konstante geologische Parameter.

Für Abb. 8 wurde die Ähnlichkeitsrangfolge, ausgedrückt durch die Vektorladung der Proben auf einem der Endglieder, in zehn gleichgroßen Klassen zerlegt. Die Probenpunkte wurden gradlinig miteinander verbunden. Das jeweils größte durch Verbindungslinien begrenzte Areal ergab ein „Feld ähnlicher Schwermineralführung“. Die Anfangsprobe der Ähnlichkeitsreihe zeichnet sich durch extrem hohen Apatitanteil, wenig Granat und sehr spärlich vorhandenen Zirkon aus. Andere Minerale fehlen. Die komplementäre Probe der Reihe enthält dagegen relativ wenig Apatit, relativ viel Granat und Zirkon. Die anderen Minerale sind vertreten. Die beiden Extremproben liegen regional kaum 10 km auseinander. In den Übergangsgliedern nehmen mit fallender Vektorladung Apatit generell ab, Granat und Zirkon dagegen generell zu. Die zurücktretenden übrigen Minerale verhalten sich indifferent.

Die Felder ähnlicher Schwermineralführung sind generell ost—westlich ausgerichtet, wie in Abb. 7. Sie überschneiden sich teilweise beträchtlich und in mannigfachen Kombinationen. Besonders eng verzahnen sie sich im zentralen Gebiet um Lunz, wo sich die Probenpunkte häufen (vgl. Abb. 9). Dieser Zusammenhang zwischen Überschneidung der Felder und Probendichte bildet wiederum die von der Bereichsgröße unabhängigen Schwankungen in den Spektren ab.

Der eingehende Vergleich der Karten Abb. 7 und Abb. 8 zeigt, daß sich deren Inhalte nicht widersprechen. Er veranschaulicht aber auch die Vereinfachung, die bei der intuitiven Auswahl von Mineralien und Definition von Isolinien notwendigerweise entsteht. Die Simplifizierung der objektiven, aus allen Beobachtungen komprimierten Karte führt zur unvollständigen Information und möglicherweise falschen Interpretation.

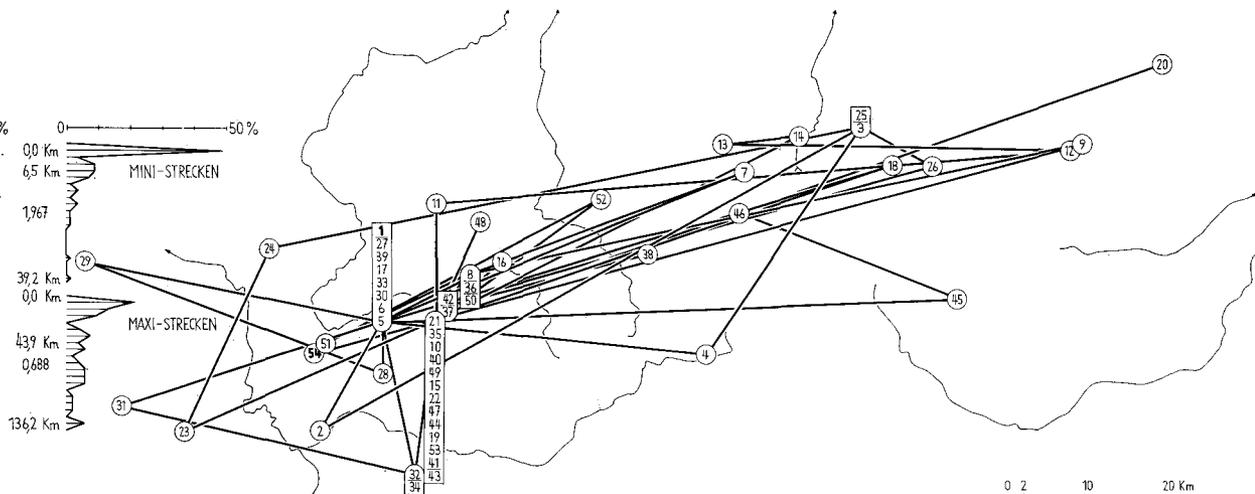
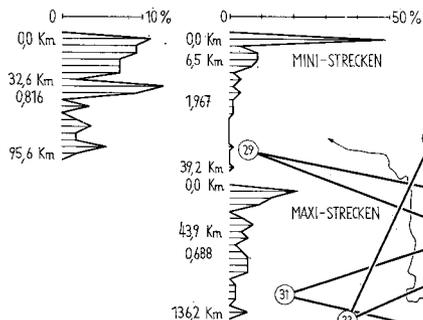
In den drei Figuren der Abb. 9 wurden die Rangziffern der Ähnlichkeit fraktionsweise regional aufgetragen und aufeinanderfolgende, d. h. besonders eng verwandte Proben durch Balken miteinander verbunden. Inhaltlich sind Abb. 8 und Abb. 9 (Fraktion 63—80 μ) identisch. Ins Auge fallen zunächst die langen Verbindungsstrecken in der ENE—WSW-Richtung. Einander besonders ähnliche Proben liegen demnach in dieser Richtung sehr weit auseinander — alternierend im Osten und Westen. Umgekehrt sind lateral benachbarte Proben einander im allgemeinen sehr unähnlich. Dies gilt ebenso für im Profil übereinanderliegende Proben: sie erhielten unregelmäßig springende, sehr verschieden hohe Rangziffern. Im Profil Steinbachmauer ist beispielsweise neben dem zehnten Glied der Ähnlichkeitsreihe das vorletzte, das 53. Glied enthalten. Die räumliche Konfiguration der Verbindungsstrecken ist zum Teil auch eine Funktion der Anordnung der Probenpunkte! Vordringlich spiegelt sie jedoch die Homogenität der Schwermineralverteilung in der ENE—WSW-Richtung durch den ganzen Untersuchungsraum und eher Heterogenität quer dazu. Ferner beweist sie nochmals etwa gleich große Schwankungen der Mineralführung in den Bereichen verschiedener Größenordnung.

Gleiche Deutungen fordern die Fraktionen 20—63 μ und 80—100 μ (Abb. 9). Die Proben ordnen sich tatsächlich bei den verschiedenen Fraktionen in unterschiedlicher Reihenfolge an. Das Sediment wurde also ganz vorwiegend in WSW—ENE angeordneten Streifen durch den gesamten Faziesraum geschüttet. Es ist auszuschließen, daß das Material von mehreren Festländern mit womöglich gar unterschiedlichen Liefergesteinen stammt. Die Anordnung der Provinzen parallel zum heutigen Gebirgsstreifen darf also auch nicht als Hinweis auf jeweils ein nördliches und ein südliches Festland verstanden werden.

Um einen Maßstab dafür zu erhalten, inwieweit der Verlauf der Verbindungsstrecken aufschlußbedingt und durch die vorgegebenen Probenpunkte beeinflusst ist, wurden Häufigkeitsverteilungen von Streckenlängen untersucht. Extreme Parameter zum Vergleich mit den tatsächlichen Verteilungen erhält man beispielsweise, indem man, ausgehend von den ermittelten Endgliedern, einmal die kürzest möglichen Verbindungsstrecken zur jeweils nächst benachbarten Probe, zum anderen die längsten Verbindungsstrecken zur jeweils weitest entfernten Probe untersucht. Die Streckenhäufigkeitsverteilungen für die drei Fraktionen 20—63 μ , 63—80 μ und 80—100 μ unterscheiden sich nicht wesentlich voneinander (Kurven in Abb. 9). Die hypothetischen „Mini-“ und „Maxi-Strecken“ liefern erwartungsgemäß stark voneinander abweichende Parameter (Kurven in Abb. 9). Die arithmetischen Mittel der tatsächlichen Streckenlängen (34.7 km, 32.6 km, 30.4 km) sind dem arithmetischen Mittel der längstmöglichen Maxi-Strecken (43.9 km) angenähert und wesentlich größer als das arithmetische Mittel der Mini-Strecken (6.5 km). Bei den aus Schwermineralanteilen ermittelten Probenrangfolgen tritt also der unwahrscheinliche Fall ein, daß besonders ähnliche Proben weiter voneinander entfernt sind, als aus der Probenanordnung zu erwarten.

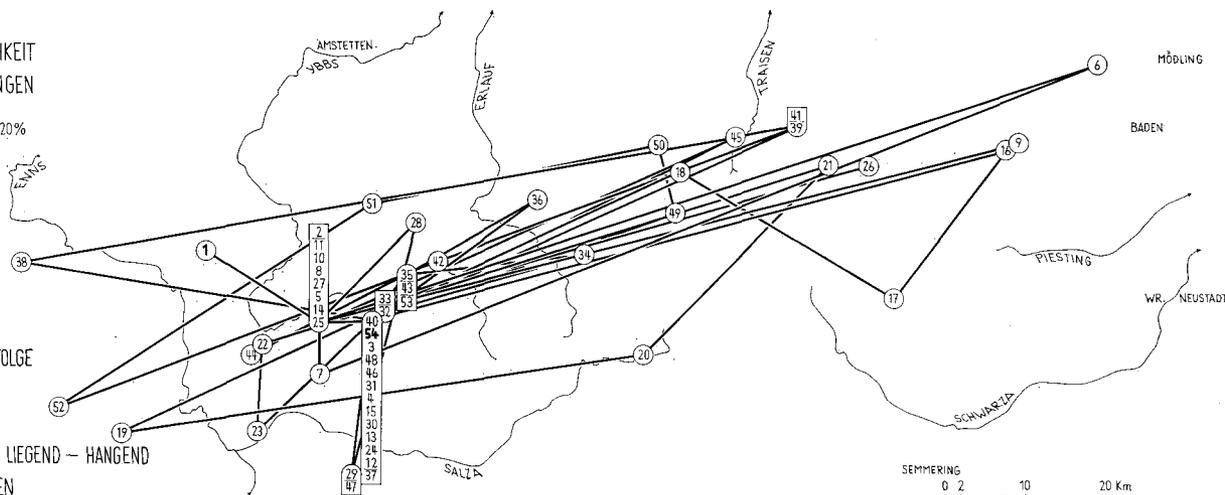
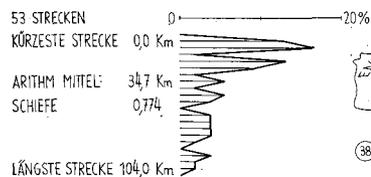
SCHWERMINERALE 63-80 μ

53 STRECKEN



SCHWERMINERALE 20-63 μ

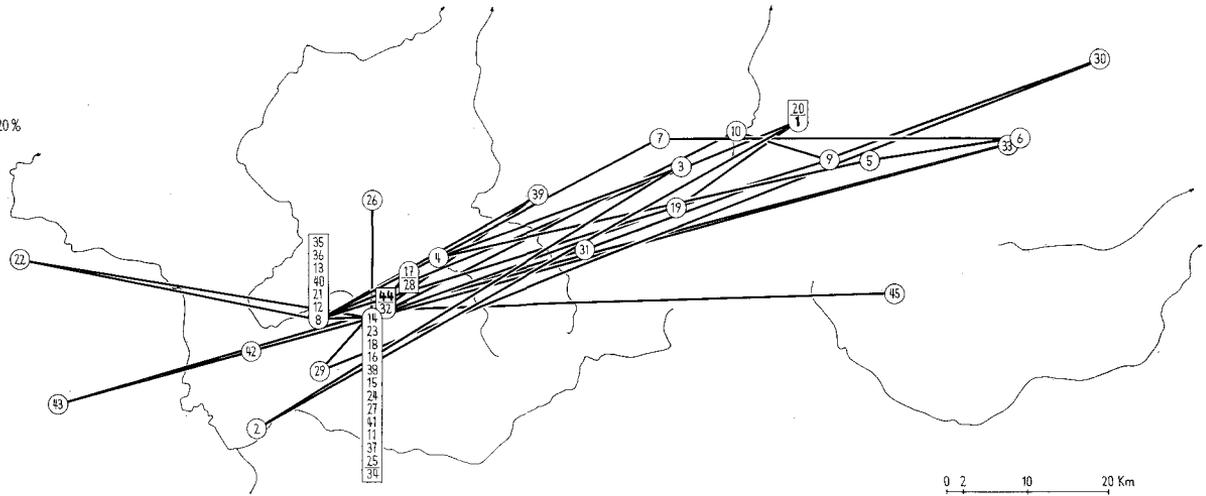
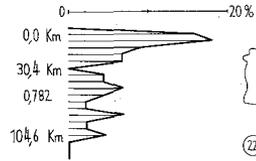
RICHTUNGEN ABNEHMENDER PROBEN - ÄHNLICHKEIT
HÄUFIGKEITSVERTEILUNG DER STRECKENLÄNGEN



- ④ PROBENPUNKT MIT ÄHNLICHKEITS-RANGFOLGE
RICHTUNG ABNEHMENDER ÄHNLICHKEIT
- ⑤ PROBEN AUS PROFIL IN DER REIHENFOLGE LIEGEND - HANGEND
- ⑥ PROBEN AUS BENACHBARTEN AUFSCHLÜSSEN

SCHWERMINERALE 80-100 μ

44 STRECKEN



M. BEHRENS 1972

Abb. 9: Nach Hauptkomponentenanalysen entworfene Karten mit Ähnlichkeitsrangfolgen der Schwermineralproben. Die Probenähnlichkeit ist in der ENE-WSW-Richtung durch den gesamten Probenraum hindurch besonders eng. Sie ist schon im Profilausschnitt ebenso groß, wie im gesamten Faziesbezirk.

6. Sedimentstrukturen

Flächenhaft freigelegte Sandsteinbänke bringen fast immer reichlich sedimentäre Gefügemerkmale zutage. Das Inventar ist artenreich und vielfältig ausgebildet. Offensichtlich haben bisher nur die kleinräumigen und ungünstigen natürlichen Anschnitte dessen Beachtung verhindert. Die Strukturen wurden an Ort und Stelle bestimmt, mit Gefügekompas, Zollstock und Winkelmesser eingemessen und bereichsweise ins SCHMIDT'sche Netz eingetragen. Bevorzugt wurden Gefügemerkmale, die als unproblematisch gelten und direkt skalaren Strömungsverlauf oder den Vektor der Strömungsrichtung anzeigen.

In die untere Halbkugel wurden die Schichtflächenpole mit verschiedenen Zeichen für normale oder inverse Lagerung, sowie die Streubreite der Schichtflächengroßkreise für jeden Untersuchungsbereich eingetragen. Für die verschiedenartigen Sedimentstrukturen wurden besondere Zeichen verwendet, die im allgemeinen den Durchstoßpunkt des Elements angeben, allerdings bei den Schrägschichtungsblättern den Durchstoßpunkt der Flächennormalen (Legenden in Beilagen 2, 3). Bei der Geländearbeit wurde darauf geachtet, daß möglichst keine Richtungen überrepräsentiert und die Streubreiten voll berücksichtigt wurden. Die Elemente wurden dann um das mittlere Streichen als Achse auf Kleinkreisen und unter Beachtung der Lagerungsverhältnisse in die Horizontale rotiert. Dieses Verfahren geht davon aus, daß die tektonischen Verstellungen nicht auch bedeutende Rotationsanteile um vertikale Achsen enthalten. Wäre das Aufschlußnetz enger, so könnten möglicherweise umgekehrt tektonische Deformationsvorgänge aufgeklärt werden. Die abgelesenen Transportrichtungen sind also von jedem Leser mit der Unsicherheit zu belasten, die er aus den tektonischen Verhältnissen ableiten möchte. — Verformungen um horizontale Achsen verzerren die sedimentäre Orientierung nicht, solche um wenig geneigte Achsen nur so geringfügig, daß dadurch entstehende Fehler in die Grenzen der Meßgenauigkeit fallen. Die horizontierten Sedimentstrukturen wurden dann am Rande der Diagramme in 10° breiten, sich jeweils um 5° überlappenden Sektoren ausgezählt und die Häufigkeitsverteilung in Form von 5° breiten Säulen radial aufgetragen. Aus skalaren Merkmalen abgeleitete Histogramme wiederholen sich jeweils auf der Gegenseite des Diagramms zentrosymmetrisch; aus vektorialen Merkmalen abgeleitete ordnen sich einseitig in Fließrichtung an. Die arithmetischen Mittel je einer Häufigkeitsverteilung wurden schließlich als Strömungspfeile auf der Karte (Beilagen 2, 3) eingezeichnet.

Schrägschichtung (cross-bedding), (WURSTER, 1958) gibt bei genügend gleichförmiger Anlagerung recht genau die Fließrichtung an. In den Lunzer Sandsteinen ist Schrägschichtung häufig auf einzelne, bis 20 cm dicke Bänke mit parallelen Grenzflächen beschränkt. Dort reichen die Leeflächen durch die ganze Bank und sind nur in einer Richtung, ihrem ursprünglichen Einfallen, gekrümmt. Die Rekonstruktion würde Transversalrippeln mit langen, linearen Kämmen nahelegen. In dickeren Sandstein-komplexen trifft man dagegen auf Anschnitte von neben- und übereinander angelegten Schüttungskörpern mit löffelförmigen Leeblättern, die durch Diskordanzflächen voneinander getrennt sind. Als Beispiel hierfür mag ein Aufschluß oberhalb Haus Nr. 1 an der Stiegenbach-Mauer (Gemeinde Göstling) auf der rechten Stiegenbachseite gelten (Beilage 2, Diagramm 11 d, e). Die Rekonstruktion würde hier aus parabolischen Grundkörpern zusammengesetzte Rippelfelder ergeben (WURSTER, 1958).

Rippelschichtung, Strömungsrippelschichtung (micro-cross-lamination), (WURSTER, 1964 a) beobachtet man gelegentlich an der Unterseite von Sandsteinbänken. Die Ausstriche der parabelförmigen, 5—10 cm breiten Leeblätter ordnen sich in Richtung ihrer Symmetrieebene an und stoßen diskordant gegen ebenso gemaserte und ähnlich orientierte Felder. Die Rekonstruktion legt Rippelfelder nahe, die wiederum aus parabolischen, jedoch kleiner dimensionierten Grundkörpern bestehen. Die offenen Seiten der Parabeln zeigen in Transportrichtung.

Wickelschichtung (convolute bedding), (PETTIJOHN & POTTER, 1964) komplettiert die schichtinternen Gefügemerkmale, tritt häufiger in kalzitisch zementierten Bänken auf und wurde in den Profilaufnahmen, gelegentlich auch in Diagrammen, vermerkt.

Transversalrippeln (transverse ripple marks), (PETTIJOHN & POTTER, 1964; ALLEN, 1968). Die Oberflächen von wenige Zentimeter dicken Sandsteinlagen in Tonstein-Sandstein-Wechselagerungen bilden häufig je ein Rippelfeld, das vom nachfolgenden Tonabsatz eingedeckt und so vollständig erhalten blieb. Etwa dezimeterdicke, mürbe Sandsteinlagen bestehen gelegentlich ganz und gar aus mehreren solchen einander aufliegenden Rippelfeld-Generationen (Abb. 10). Die Rippelkämme verlaufen immer geradlinig und sowohl bankweise, wie auch durch mehrere Profilmeter hindurch sehr richtungskonstant. Ihr morphologisches Querprofil ist im allgemeinen nahezu symmetrisch, meist flach sinusförmig, zuweilen auch girlandenförmig mit spitzen Kämmen. Der Querbruch entlarvt sie im allgemeinen schnell als Transversalrippeln mit teilweise gut erhaltenen Luvhängen — dann geben sie direkt den Strömungsvektor an. Gelegentlich erkennt man jedoch auch entgegengesetzte Wechsel von Luv und Lee im Anlagerungsgefüge.

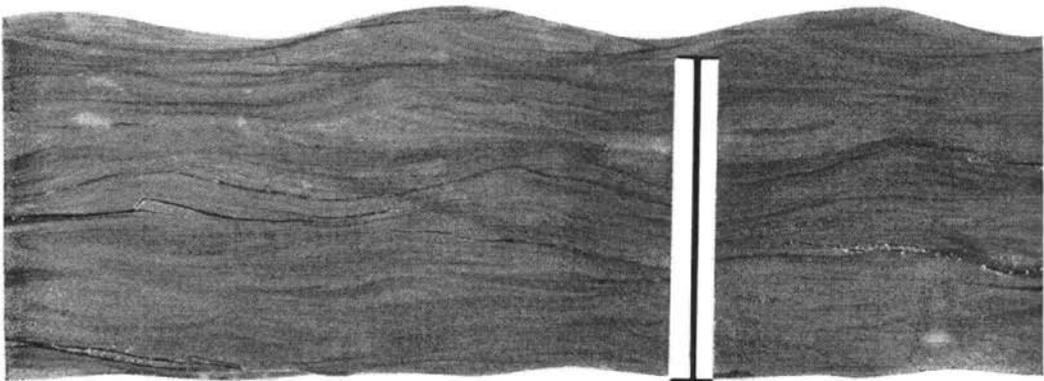


Abb. 10: Querschnitt durch einander überlagernde, symmetrische, flach sinusförmige Transversalrippeln, an denen Luv- und Leehänge erhalten sind. Im Mendlingbach bei Hof, Bl. 71 Ybbsitz. Maßstab: 5 cm.

Der entschieden arten- und formenreichsten Gruppe von sedimentären Gefügemerken begegnet man auf den Sohlflächen von Sandsteinbänken, die durch Tonlagen voneinander getrennt sind. Diese Marken sind in den letzten zwanzig Jahren viel beachtet, oft aus geosynklinalen Sedimentationströgen beschrieben und im Experiment nachgeahmt worden. Dem Leser sei deshalb eine eingehendere Beschreibung und Deutung erspart (vgl. PETTIJOHN & POTTER, 1964; DZULYNSKY & SANDERS, 1962, u. a.). Die Marken entstehen unter bestimmten strömungsphysikalischen Bedingungen, die nicht unbedingt zugleich den geologischen Charakter des Sedimentationsbeckens festlegen: Sie sollten bei Karten- und Strukturaufnahmen in den Lunzer Schichten häufiger als Entscheidungshilfe für normale oder inverse Schichtlagerung herangezogen werden, um Fehldeutungen zu vermeiden. So trifft man wesentlich häufiger auf überkippte Lunzer Schichten, als nach den vorliegenden Karten anzunehmen ist.

Strömungswülste (flute casts). Die Bankunterseiten von mürben, gelegentlich gradierten (Abb. 11, 12), selten schräggeschichteten Sandsteinen tragen häufiger Strömungswülste (Abb. 13, 14, 15, 16). Bei typischer Ausbildung geben sie direkt den Fließvektor an, gelegentlich auch nur den generellen Strömungsverlauf. Oftmals vereinigen sich ähnliche Strömungswülste auf einer Schichtfläche zu Feldern, die wiederum symmetrisch zur Strömungsrichtung angeordnet sind (vgl. PETTIJOHN & POTTER, 1964, pl. 59 A). In den Lunzer Schichten verlaufen solche Feldergrenzen im allgemeinen quer zur Strömung.

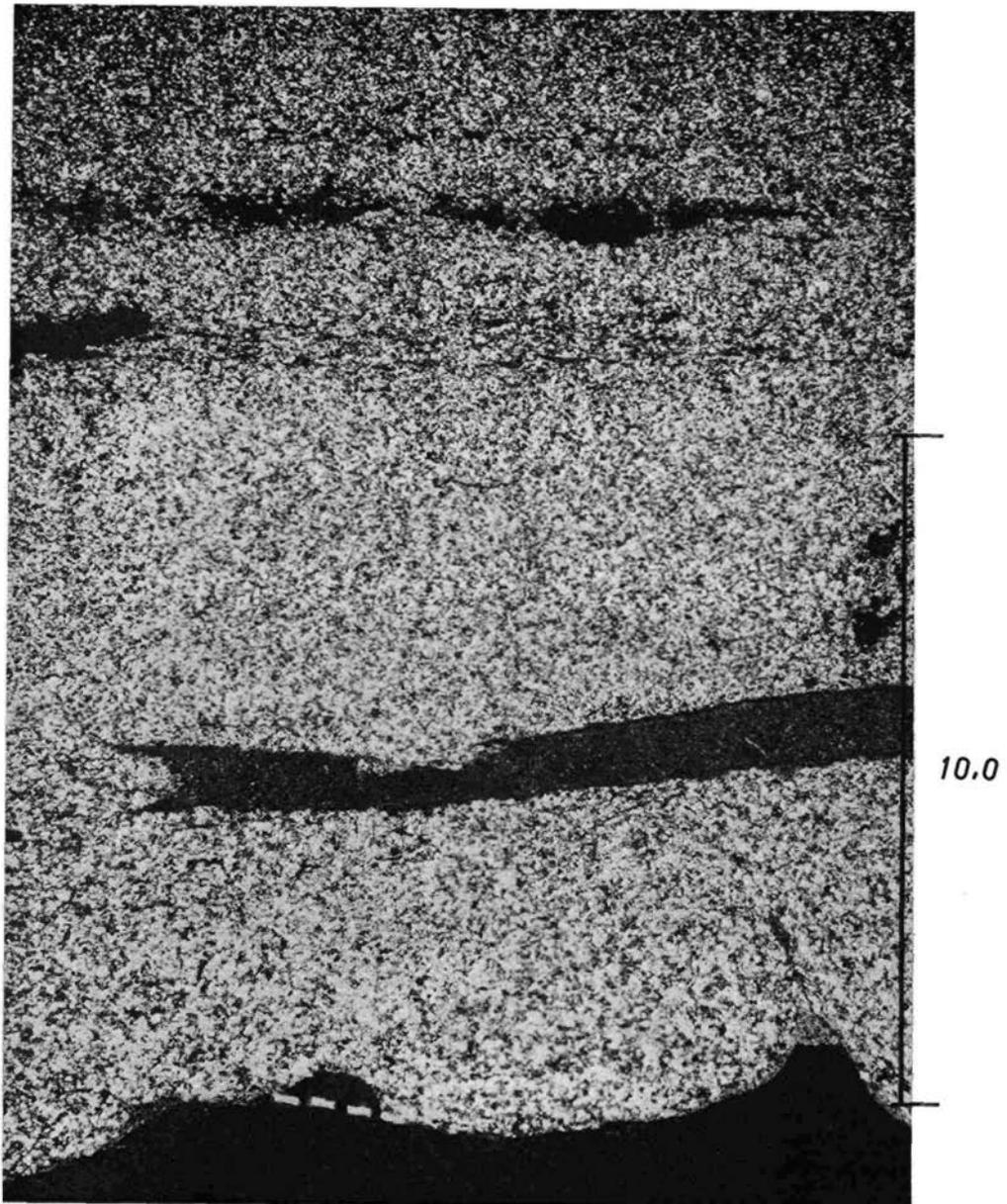


Abb. 11: Gradierte Lage (graded bedding) mit parallel und plastisch eingelagerter Tonschmitzen, sowie quergeschnittenen Strömungswülsten an der Basis. Im Bach oberhalb der Kirche von Loich, Bl. 73 Türnitz. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 10 mm.



Abb. 12: Gradierte Bank (graded bedding) mit längsgeschnittenen, schuppenartig angeordneten Strömungswülsten (flute casts), die vom aufgedrungenen Ton nahezu völlig ummantelt sind. Im Bach oberhalb der Kirche von Loich, Bl. 73 Türnitz. Maßstab: 5 cm.

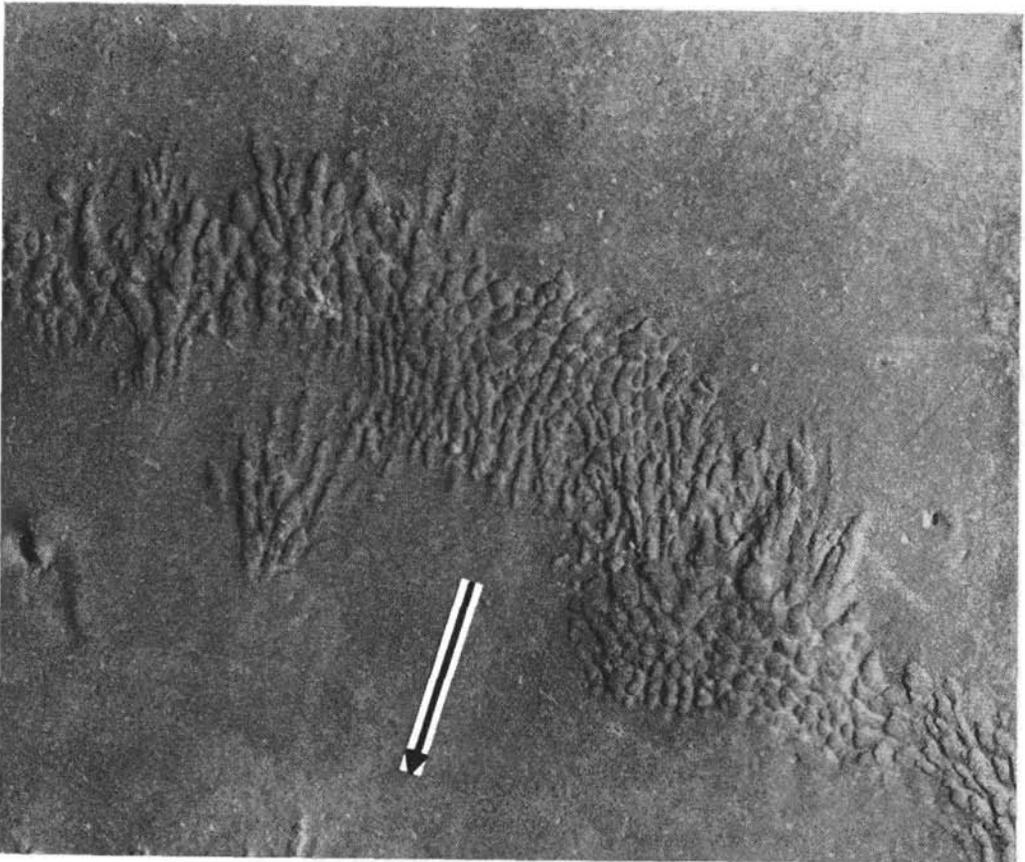


Abb. 13: Strömungsriefung (parting lineation) und gegen die Strömungsrichtung fingerförmig divergierende Strömungswülste (flute casts) auf sonst glatter Unterfläche. Im Sternreichbach nordöstlich der Mayeröd Alm, Bl. 69 Großraming. Strömungspfeil: 5 cm.

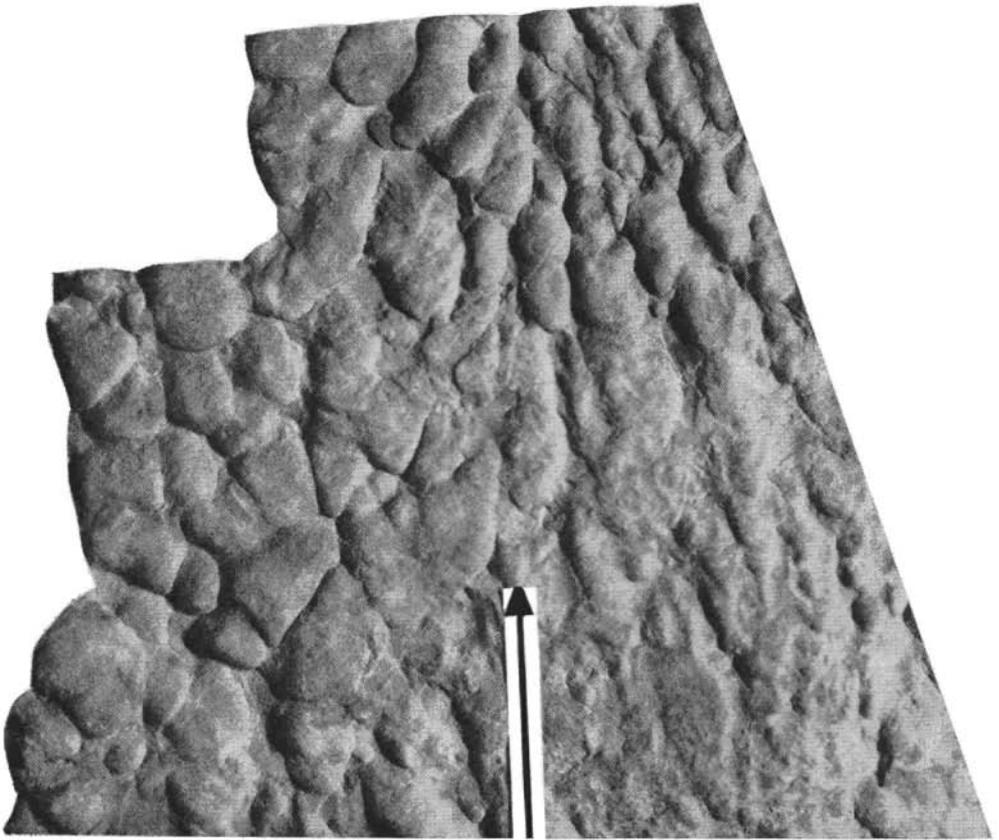


Abb. 14: Schuppenförmige, unscharf gerichtete Strömungswülste (flute casts) entwickeln sich aus einem Feld flachwulstiger Belastungsmarken (load casts). Übergangrotte, im Bach westlich Eibenstein, Bl. 72 Mariazell. Strömungspfeil: 5 cm.

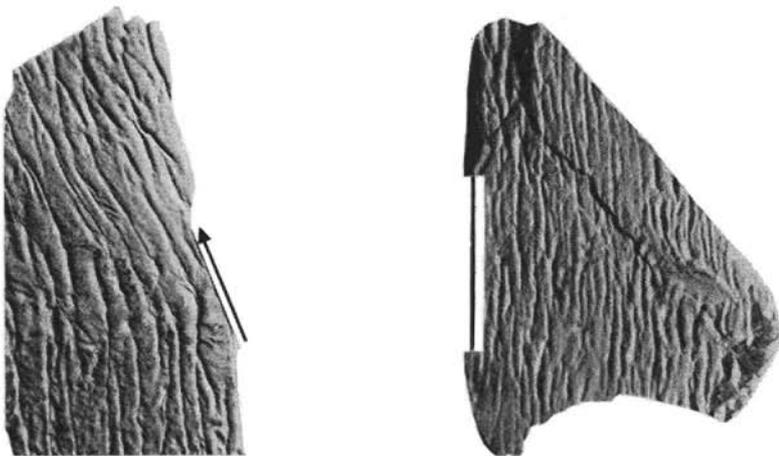


Abb. 15: (links) Sigmoidal umgelenkte, langdurchziehende Strömungswülste (flute casts). Saugraben bei P. 636 nordwestlich Lunz, Bl. 71 Ybbsitz. Strömungspfeil: 5 cm.

Abb. 16: (rechts) Dicht gescharte, straff ausgerichtete Strömungswülste (flute casts). Lunzer Musterfalte am Bodingbach nordwestlich Lunz, Bl. 71 Ybbsitz. Maßstab: 5 cm.

Stoßmarken, Schleifmarken und Zopfmarken treten gerne gemeinsam an den sonst glatten Sohlflächen von bindemittelreichen Sandsteinen auf. Stoßmarken (prod casts) wurden in den Lunzer Schichten durch gelegentlich oder rhythmisch ins Sediment stoßende Pflanzenteile verursacht. Sie beginnen spitzwinklig, schmal gefurcht und enden abrupt und verraten so den Bewegungsvektor oder aber sie sind weniger ideal geformt und geben dann nur den skalaren Strömungsverlauf an (Abb. 17). In diesem letzteren Fall vermitteln sie zu den Schleifmarken. Schleifmarken (drag marks) sind teilweise über mehrere Meter zu verfolgen. An ihnen fällt auf, daß sie nicht unbedingt sehr geradlinig, sondern häufig flach sinusförmig geschwungen sind. Zopfmarken, Fiedermarken (chevron marks) gibt es in den Lunzer Sandsteinen relativ selten. Sie repräsentieren hier eine reizvolle Variante der ungliederten Schleifmarken, wie aus Übergangsbildungen abzuleiten ist.

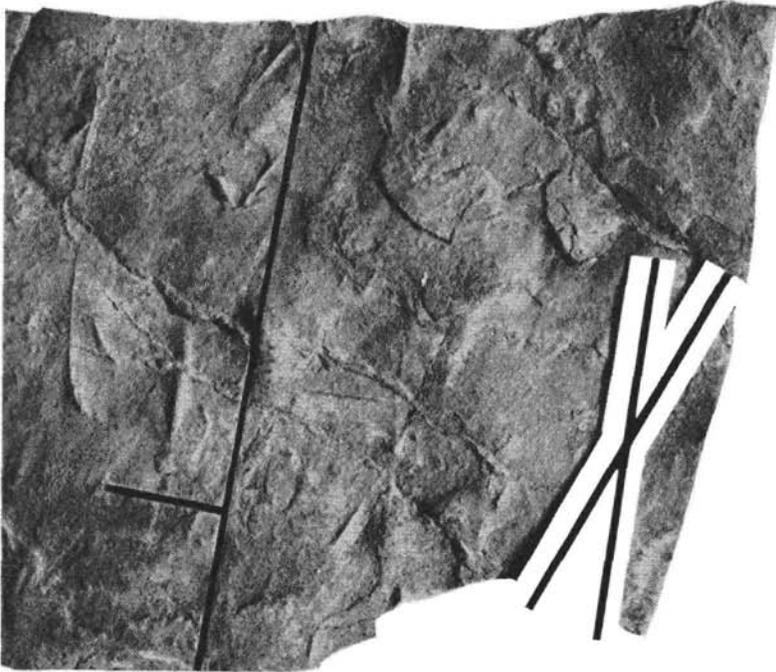


Abb. 17: Zwei zueinander spitzwinklige Scharen von Stoßmarken. Oberer Profilabschnitt im Stiegengraben, Bl. 71 Ybbsitz. Maßstäbe: je 5 cm.

Belastungsmarken (load casts) sind verschieden geformte, wulstige, ungerichtete Elemente, die im wesentlichen gravitative Entstehungsursachen haben. Sie sind in den Lunzer Sandsteinen verbreitet, aber für die paläogeographische Fragestellung weniger ergiebig. Auflast hat auch die Größenverhältnisse an den übrigen Marken, besonders den Strömungswülsten, verzerrt. Ballenstrukturen (ball-and-pillow structures) kommen gelegentlich vor. Für sie gilt, wie für die Belastungsmarken, daß sie wenig Sicheres über Strömungsverhältnisse aussagen. Dafür bestätigt wohl gerade auch ihr Auftreten, daß mit periodisch großen Sedimentationsraten gerechnet werden muß.

Die Richtungsstabilität der verschiedenartigen Sedimentstrukturen ist schon im engsten Beobachtungsbereich, in der einzelnen Schicht, auf der einzelnen Schichtoberfläche bzw. Unterfläche, verschieden groß. Generell streuen die schichtinternen Anlagungsgefüge stärker als die schichtexternen Elemente. Kommen verschiedenartige Strukturen gemeinsam vor, vertreten sie nicht unbedingt gleiche Richtungen. Deswegen ist es ratsam, das Inventar möglichst vollständig zu untersuchen. In den Lunzer Schich-

ten geben die Sedimentstrukturen im allgemeinen gruppenweise verschiedene Fließrichtungen an. Am deutlichsten differieren die von Unter- und Oberseiten gewonnenen; dazwischen vermitteln die aus schichtinternen Gefügen abgeleiteten. Während der Sedimentation einer vollständigen Schicht schlägt also der Stromstrich mehr oder minder kräftig aus. Dieser Befund bestätigt sich im Profil. Die Streubreite wächst gegenüber dem einzelnen Sedimentationszyklus im allgemeinen nur unwesentlich. Die verschiedenartigen Elemente verhalten sich gruppenweise in der gesamten klastischen Sedimentsäule ziemlich richtungsgleich (WURSTER, 1958; Beilage 2, Diagr. 4 a, b, d, 11 a, b, c; Beilage 3, Diagr. 4, 11). Dies bedeutet für jeden Aufschluß insgesamt konstante, aber für das jeweilige sich rhythmisch wiederholende Sedimentationsgeschehen spezifische Strömungsrichtungen.

Der Beginn eines jeden Rhythmus wird belegt durch die Erosionsphase sporadischer, frachtbeladener und schnell fließender Trübestrome, die Hohlformen im zumeist tonigen Substrat schaffen. Sedimentation beginnt mit nachlassender Strömungsgeschwindigkeit, füllt die Auskolkungen und erzeugt typischerweise einen gradierten Sedimentschleier. Bodennaher Korntransport in Rippelfeldern setzt dann bei mäßigeren Strömungen ein, die den kurzzeitig großen Sedimentanfall überdauern. In Zeiten und Bezirken sehr geringer Wasserbewegung behindert Tonabsatz die schräge Anlagerung. Richtungsdiskrepanzen zwischen heftigen sporadischen und mäßigen persistierenden Strömungen sind vor allem aus Geosynklinalräumen beschrieben worden (MURPHY & SCHLANGER, 1962; SEILACHER & MEISCHNER, 1965; KUENEN, 1967; besonders JIPA, 1968), aber auch von Schelfsedimenten bekannt (SCHRÖDER, 1965).

Die auffällige Richtungsstabilität der Sedimentstrukturen in der Sedimentsäule weicht einer lebhaften Richtungsvariabilität in der lateralen Schichtverbreitung (WURSTER, 1964a). Schon in bis 2 km voneinander entfernten Aufschlüssen divergieren die Fließrichtungen um beträchtliche Winkel (Beilage 2, Diagr. 12, 13, 14, 15). Geringe Richtungsabweichungen trifft man dagegen oftmals in 5–10 km auseinanderliegenden Beobachtungspunkten (Beilage 2, Diagr. 1, 4, 10, 12, jeweils Sohlmarken; KESSLER, 1971). Die regionale Richtungsverteilung ist also nicht regellos. Die Pfeile lassen sich über Deckengrenzen hinweg sogar zu Linienplänen verdichten, deren Aussagekraft sicherlich durch das weite Maßraster beeinträchtigt ist (Abb. 18). Am straffsten ausgerichtet sind die Sohlmarken, die den Haupttransport angeben (HENNINGSEN, 1969:

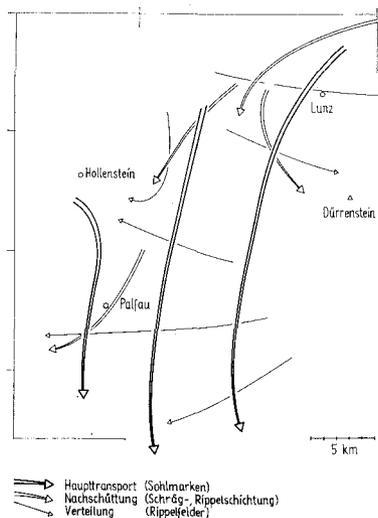


Abb. 18: Spitzwinklig divergierende Fließrichtungen der verschiedenartigen Transportsysteme. Ausdeutung von Beilage 2.

25, 26). Im Umkreis von Lunz zeigen sie bevorzugt gegen Südwesten und Süden. Quer dazu verlaufen die aus Rippelfeldern abgeleiteten Pfeile; und zwar im Norden eher gegen Osten, im Süden eher gegen Westen. Schrägschichtung und Kleinrippelschichtung scheinen vermittelnde Richtungen zu bevorzugen. Verfolgt man die Hauptschüttung gegenläufig in Richtung ihres Ursprungs, gelangt man in den Raum südwestlich Wien. Dort herrschte Transport aus östlichen und nördlichen Richtungen (Beilage 3).

7. Paläogeographischer Entwurf

Versuche, die geosynklinalen Karn-Fazies untereinander und mit den germanischen Keupersedimenten zu verknüpfen, sind von allen Gebieten her immer wieder unternommen worden (v. GÜMBEL, 1861; v. WÖHRMANN, 1893; JERZ, 1965, 1966; HARSCH, 1968; SCHULER, 1968; KRAUS, 1969; SCHULZ, 1970). Die lithologischen Kombinationsmöglichkeiten der jeweiligen Sedimentationseinheiten sind zahlreich. Der paläontologische Vergleich zeigt jedenfalls, daß die ökologische Verwandtschaft zwischen den Sedimenten außerordentlich eng ist (v. WÖHRMANN, 1893; Literatur in WURSTER, 1964a). In Übereinstimmung mit der großen Mehrzahl der Bearbeiter kann festgestellt werden, daß die Lunzer Schichten den unteren Raibler Schichten (Horizonte 1 a, b, c, 2 a), die Opponitzer Schichten den oberen Raibler Schichten (Horizonte 2 b, c) entsprechen und daß die Lunzer Schichten bzw. unteren Raibler Schichten in die Zeit des Lettenkeuper und/oder Gipskeuper gehören.

Die Anregung zur vorliegenden Studie mit betont sedimentologischer und paläogeographischer Zielsetzung kommt vom germanischen Keuper. Auch hier wird insbesondere die Genese der Sandsteine noch immer und teilweise heftig diskutiert (EMMERT, 1968; LINCK, 1970; WURSTER, im Druck). Im folgenden gehe ich vom Konzept der „Geologie des Schilfsandsteins“ (WURSTER, 1964a) aus.

Lettenkohle (ku) und Schilfsandstein (km_2) sind analoge Bildungen, die sich unter nahezu identischen paläogeographischen Voraussetzungen gleichartig und streckenweise sogar kongruent entwickelten (WURSTER, 1964 a, b, 1968; PATZELT, 1964). Beide werden als Deltabildungen angesehen, die sich unter subtropisch-semiaridem Klima vom „Nordkontinent durch das Rheinische Teilbecken auf die Westalpen zu“ (WURSTER, 1968: 163) vorgebaut haben (Abb. 19). Die konstantdünnen Sedimentschleier und ihr Faziesmuster entwickelten sich besonders in Abhängigkeit vom extensiven, ungegliederten Schelfareal mit seiner gleichmäßig geringen Wasserbedeckung. Im Resultat ähneln sich die Gesteine beider Horizonte vom Handstück bis in die Dimension des Sedimentationsraumes zum Verwechseln. Sie unterscheiden sich nur graduell dadurch, daß sich die Faziesisolinen des Schilfsandsteins weiter gegen Süden vorschoben. Demgegenüber kamen die höheren Keuperarkosen über der Roten Wand von der Böhmisches Masse lateral ins Keuperbecken. Sie bildeten regional begrenzte, teils grobe Schuttsäume mit komplizierten Faziesmustern und belegen so einen paläogeographischen Umbruch (PATZELT, 1964; WURSTER, 1964 a, b; KESSLER, 1971).

Man erkennt, daß die detaillierte stratigraphische Korrelation von Karn- und Keuper-Gliedern für das paläogeographische Konzept womöglich eine untergeordnete Bedeutung besitzt. Ob nun Lettenkohlend Sandsteine oder, wahrscheinlicher, Schilfsandstein oder aber die Folge von der Lettenkohlbasis bis einschließlich Schilfsandstein den Lunzer Schichten bzw. Raibler Schichten entsprechen — alle nordischen Keupersandsteine gehorchen nur einem paläogeographischen Prinzip.

Der distale Vorstoß des „Nordischen Keupers“ in die Westalpen ist in den Equisetenschiefen wiedererkannt worden (FREY, 1967, 1968: 146; WURSTER, 1968). Im übrigen Alpenraum treten uns die zeitlichen Äquivalente großräumig als „Raibler Schichten“ und ganz im Osten als „Lunzer Schichten“ entgegen. Für die Raibler Schichten wurden komplexe paläogeographische Rekonstruktionen abgeleitet (JERZ, 1965, 1966; SCHULER, 1968; HARSCH, 1968; KRAUS, 1969; SCHULZ, 1970). Die rhythmische, regional durch

Ausfälle und Ergänzungen, durch Kondensationen und Verdickungen gekennzeichnete Gliederung der Raibler-Profile soll das Ergebnis ebenso rhythmisch ablaufender, einschneidender paläogeographischer Vorgänge sein; dabei sollen jeweils die klastischen Glieder durch Hebungen umliegender Festländer und durch damit streng korrelierte Klimaänderungen erklärt werden (SCHULER, 1968: 51, 52).

Für die Lunzer Schichten der Ostalpen liegen pointierte paläogeographische Vorstellungen bisher nicht vor. Dagegen haben in den Inneren Karpathen MARSCHALKO & PULEC (1967) eine sedimentologische Bestandsaufnahme der „Lunz Beds“ durchgeführt. Die Beobachtungen der Autoren verteilen sich auf mehrere Baueinheiten — die Křižna Decke und das Gemer Mesozoikum sowie die Choč Decke. Sedimentmächtigkeiten, Korngrößenverhältnisse, petrographische Zusammensetzung sowie die zyklische Sedimentation stimmen mit den hier vorgestellten Ergebnissen gut überein. Das gilt ebenso für Art und Umfang der strömungsbedingten Sedimentstrukturen. Deren pauschale Darstellung in Strömungsrosen erlaubt jedoch leider keinen ins einzelne gehenden Vergleich mit den Diagrammen in den Beilagen 2 und 3. Streubreiten und Richtungsstabilitäten von bestimmten Gefügemerkmalen sowie Richtungsdivergenzen zwischen verschiedenen Gefügetypen sind nicht reproduzierbar. In der Karte der Paläoströmungen herrscht Sedimenttransport nach Südwesten, Süden, und Südosten entschieden vor. Nur an den vier Lokalitäten im Nordwestabschnitt der Křižna-Decke sind die Vektoren eigenartigerweise konträr, gegen Nordosten gerichtet. Die Lunzer Schichten in den Karpathen dokumentieren nach MARSCHALKO & PULEC (1967) Trübestrome, die das Lockermaterial von einem nördlichen Beckenrand in Richtung der Hangneigung gegen Süden ins Beckeninnere transportierten. Die Autoren können sich das sedimentliefernde Festland im Norden nur als kurzfristige Hebung eines kristallinen Sockels vorstellen, der jetzt tief unter den großflächigen Überschiebungen verborgen liegt.

Zusammenfassend sprechen alle Kriterien dafür, daß auch der Schilfsandstein und die Lunzer Sandsteine eng verwandt sind. Im Schriff und Handstück sind beide gelegentlich verwechselbar ähnlich. Die Korngrößenkurven entsprechen einander. Daß die Lunzer Sandsteine generell etwas feinkörniger und auch schlechter sortiert erscheinen, liegt auch an den verschiedenen Aufbereitungsmethoden (vgl. Kapitel 4 mit WURSTER, 1964a: 22). So ist es symptomatisch, daß die wenig verfestigten Schilfsandsteinproben recht genau den ausgezogenen Kurven in Abb. 4 entsprechen — die zementierten Schilfsandsteinproben ähneln dagegen eher den punktierten Kurven in Abb. 4. Womöglich bildet sich im germanischen Faziesbezirk gar keine Korngrößenverringering von Norden gegen Süden ab, sondern nur nach Süden zunehmende diagenetische Verkittung. Auch die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Schwermineralspektren in beiden Gesteinen gleichen einander. Spinell, der bei WURSTER (1964a) nicht aufgeführt ist, wurde bei nochmaliger Durchsicht der gleichen Schilfsandsteinpräparate doch in vergleichbaren Anteilen angetroffen. Pflanzenhäcksel, für den Schilfsandstein namensgebend, kommt reichlich in den beiden Faziesräumen vor, ebenso zusammengeschwemmte Kohlenlager (RUTTNER, 1949; RICOUR, 1945). Augenscheinlich ungleich verteilt sind die Sedimentstrukturen. Im Schilfsandstein herrscht Schrägschichtung mit parabolischer Anlagerung vor, in den Lunzer Sandsteinen dominieren durch Erosion hervorgerufene Sohlmarken sowie Transversalrippeln. Im Profil macht der Schilfsandstein einen homogenen, grob gebankten Eindruck, die Lunzer Sandsteine sind hingegen dünn gebankt, da Feines und Grobes in wechselnden Anteilen, oftmals rhythmisch, übereinanderliegt.

Das Material für beide Gesteine könnte also vom gleichen Liefergebiet kommen. Transportarten und Verteilungsmuster differieren allerdings in den beiden Sedimentationsräumen. Diese Diskrepanz im Erscheinungsbild der Sedimente ist auflösbar, indem man die Entwicklung des Schilfsandstein-Deltas über den kritischen, weil aufschlußleeren Krustenstreifen hinweg nach Süden vervollständigt (Abb. 19). Damit gewinnen wir einen neuen paläogeographischen Ansatz für die Lunzer Sandsteine.

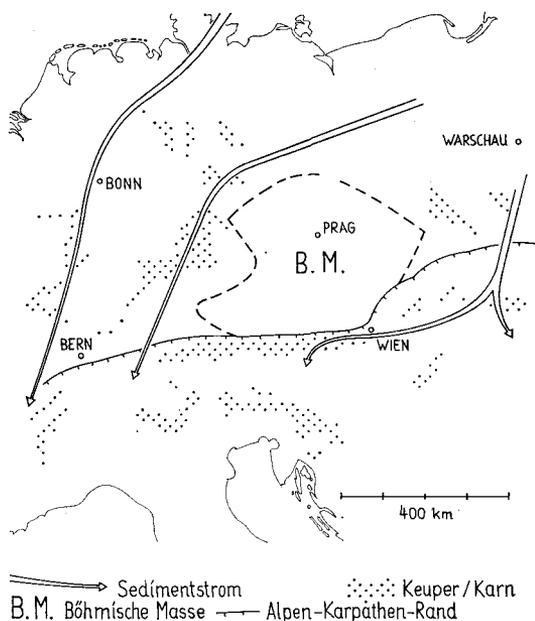


Abb. 19: Das Schilfsandsteindelta steuert den Sedimentstrom vom Nordkontinent über den germanischen Keuperschelf westlich und östlich der Böhmischen Masse bis an den Rand der Geosynklinale. Die Sandmassen bilden am östlichen Schelfrand sporadische Suspensionsströme, die weit gegen Südwesten ins Beckeninnere vordringen.

Das Material kam aus dem Nordosten. Transportregime und Verteilungsmuster blieben genau so lange streng geordnet, wie das Material über der morphologisch ausgeglichenen, kaum geneigten Schelfplattform mäandrierte. Den Schelfrand dürfen wir uns östlich der Böhmischen Masse, unter dem Karpathen-Nordrand vorstellen (v. BUBNOFF, 1936; BRINKMANN, 1954; KAPOUNEK et al., 1967; MARSCHALCO & PULEC, 1967; MAHEL', 1968; GWINNER, 1971).

Das Gefälle von hier gegen Süden, in das Lunzer Becken, brauchte nur wenige Grad zu betragen, um das ausbalancierte Transport- und Absatzgeschehen empfindlich zu stören. Die Sandmassen häuften sich bei kritischen Wassertiefen schelfrandparallel zu langgestreckten und schließlich abschnittsweise instabilen Säumen. Entlang dieser Zone rekrutierten sich die Trübestrome (BELL, 1942). Ihre Auskolkungen geben Haupttransportrichtung und letztlich Herkunft des Materials bis in die Ostalpen hinein an (Abb. 19). Es erscheint nicht verwunderlich, daß die Suspensionen auf diesem Weg zunehmende Richtungsstreuung dokumentierten (BELL, 1942). Anschließender Absatz mit vorherrschender Vertikalkomponente, schließlich zunehmend laterale Anlagerung leiten Intervalle ein, während derer das Verteilungsregime normaler Meeresströmungen ungestört wirken konnte. Zwischen Equisetenschiefern in den Westalpen und Lunzer Schichten in den nordöstlichen Kalkalpen sowie den Inneren Karpathen vermitteln sandärmere, karbonatreichere Faziesgebiete. Raibler Profile beherrschen auch die südalpiner Regionen. Dort überdauerte chemische Sedimentation, nur unterschiedlich stark betroffen von den Fernwirkungen des nördlichen Keupergeschehens.

Offen bleiben Fragen nach der ursprünglichen Stellung des Lunzer Faziesraums vor der Gebirgsbildung. Die beobachtete Faziesanordnung der Raibler Schichten diesseits und jenseits des zentralalpiner Kristallins läßt sich wohl am zwanglosesten mit der Staffelung der Baueinheiten vereinbaren, wie sie heute vorliegt (O. KRAUS, 1969: 137; vgl. dagegen TOLLMANN, 1963). In diesem Faziesmuster finden auch die Lunzer Schichten eine sinnvolle Position. Damit ist allerdings nicht festgelegt, ob die Nördlichen Kalk-

alpen südlich (TOLLMANN, 1963; auch CLAR, 1965) oder nördlich (E. KRAUS, 1951; WUNDERLICH, 1964, 1966) des zentralen Kristallins beheimatet sind. Ordnet man dagegen die primären Fazieszonen wie beispielsweise TOLLMANN (1965: Abb. 1) an, ergibt sich die schwierige Aufgabe, den terrigenen Sedimentstrom durch nördlich vorgelagerte, karbonatische Faziesgebiete hindurch zu erklären. Nach der vorliegenden Untersuchung ist eine klastische Sedimentzufuhr von einem entfernteren nördlichen Festland anzunehmen. Dieser paläogeographische Vektor sollte bei tektonischen Rekonstruktionen zukünftig berücksichtigt werden.

Am Zustandekommen der Arbeit waren im Gelände oder bei den Auswertungen beteiligt: Meine Frau Christa, Herr stud. geol. S. DOUTCH, Bonn, Herr Dr. U. GASSER, Bonn, Herr Direktor Dr. A. RUTTNER, Wien, Herr Prof. Dr. A. SIEHL, Bonn, Herr Prof. Dr. P. WURSTER, Bonn, die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, Bonn-Bad Godesberg, und die GESELLSCHAFT FÜR MATHEMATIK UND DATENVERARBEITUNG, Bonn. Den genannten Personen und Institutionen ist der Verfasser zu Dank verpflichtet.

Literatur

- ALLEN, J.: Current ripples, their relation to patterns of water and sediment motion. — 433 S., North-Holland, Amsterdam 1968.
- AMPFERER, O. & SPENGLER, E.: Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde, 1: 75.000. — Geol. B. A., Wien 1931. Mit Erläuterungen, 108 S., Wien 1931.
- AMPFERER, O. et al.: Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Admont und Hiefalau, 1: 75.000. — Geol. B. A., Wien 1933.
- ANGERMEIER, H. O., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H. J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. hist. Geol. 3, S. 83—105, München 1963.
- BECK-MANNAGETTA, P. et al.: Geologische und Lagerstättenkarte von Österreich, 1: 1.000.000. — Geol. B. A., Wien 1966. Mit Erläuterungen, 94 S., Wien 1966.
- BELL, H. S.: Density currents as agents for transporting sediments. — Journ. Geology, 50, S. 512—547, Chicago 1942.
- BITTNER, A.: Aus der Umgebung von Wildalpe in Obersteiermark und Lunz in Niederösterreich. — Verh. Geol. R. A., 1888, S. 71—80, Wien 1888.
- BITTNER, A. et al.: Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Gaming und Mariazell, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1907. Erläuterungen siehe GEYER, G.
- BOKMANN, J.: Sandstone classification: relation to composition and texture. — Journ. Sed. Petrol. 25, S. 201—206, Illinois 1955.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Fazies und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 50, S. 463—586, Berlin 1898.
- : Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke in der Trias in den Nordalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 50, S. 695—780, Berlin 1898.
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie. 2. Band: Historische Geologie. — 7. Aufl., 359 S., Enke, Stuttgart 1954.
- BUBNOFF, S. v.: Geologie von Europa. — 1. Bd., 322 S., 2. Bd. (3 Teile), 1603 S., Borntraeger, Berlin 1936.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 116, (1964), S. 267—291, Hannover 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Geol. Karte des Schneeberges und seiner Umgebung, 1: 25.000. — Geol. B. A., Wien 1951.
- : Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Mürrzuschlag, 1: 75.000. — Geol. B. A., Wien 1936. Mit Erläuterungen, 94 S., Wien 1952.
- DZULYNSKI, S. & SANDERS, J.: Current marks on firm mud bottoms. — Transactions Connecticut Acad. Art Science, 42, S. 57—96, Copenhagen 1962.
- EMMERT, U.: Das Verhältnis des Schilfsandsteins zu den unterlagernden Estherienschiechten im südlichen Steigerwald. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Vereins, N. F., 50, S. 91—100, Stuttgart 1968.
- FREY, J. D.: Geologie des Greinagebietes. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F., 131. Lief., 112 S., Bern 1967.
- : Quartenschiefer, Equisetenschiefer und germanischer Keuper — ein litho-stratigraphischer Vergleich. — *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 61, S. 141—156, Basel 1968.

- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, S. 605—613, Hamburg 1959.
- : Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. — Erdöl und Kohle, 14, S. 169—173, Hamburg 1961.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Gaming und Mariazell, 1: 75.000. — 34 S., Geol. R. A., Wien 1908.
- : Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. — Jb. Geol. R. A., 59, (1909), S. 29—100, Wien 1910.
- : Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Weyer, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1912. Erläuterungen, 60 S., Wien 1911.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H.: Geol. Karte der Umgebung Wien. — Geol. B. A., Wien 1952.
- GRIMM, W. D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., 26, S. 97—199, Hannover 1957.
- : Schwerminalgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. — Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Abh., N. F., 121, 135 S., München 1965.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., Perthes, Gotha 1861.
- : Geologie von Bayern. — 2. Bd., 1184 S., Fischer, Cassel 1894.
- GWINNER, M.: Geologie der Alpen. — 477 S., Schweizerbart, Stuttgart 1971.
- HARSCH, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Auszug Diss. T. H. München, München 1968.
- HELING, D.: Zur Petrographie des Stubensandsteins. — Diss. Tübingen, 1963.
- HENNINGSEN, D.: Crushing of sedimentary rock samples and its effect on shape and number of heavy minerals. — Sedimentology, 8, S. 253—255, Amsterdam etc. 1967.
- : Paläogeographische Ausdeutung vorzeitlicher Ablagerungen. — B. I.-Hochschulschriften, 839/839 a, 170 S., Bibliogr. Inst., Mannheim 1969.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 96, S. 69—75, Springer, Wien 1951.
- IMBRIE, J. & PURDY, E. E.: Classification of modern Bahamian sediments. — Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, S. 253—272, Chicago 1962.
- IMBRIE, J. & VAN ANDEL, T. H.: Vector analysis of heavy-mineral data. — Bull. Geol. Soc. America, 75, S. 1131—1155, New York 1964.
- JACOBSSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, S. 477—483, Stuttgart 1961.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 116, (1964), S. 427—439, Hannover 1965.
- : Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, 56, S. 3—100, München 1966.
- JIPA, D.: Azimuthal relationship between cross-stratification and current markings in flysch deposits: Upper Precambrian of Central Dobrogea, Romania. — J. Sed. Petrol., 38, S. 192—199, Oklahoma 1968.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B. A., 110, S. 73—91, Wien 1967.
- KESSLER, G.: Sedimentgeologische Untersuchungen im oberfränkischen Rhätolias. — Unveröffentl. Diss. Bonn, Bonn 1971.
- KOSSMAT, F.: Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Wiener Neustadt, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1916.
- : Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. St. Pölten, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1907.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil, 552 S., Akademie-Verlg., Berlin 1951.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Jb. Geol. B. A., 112, S. 81—152, Wien 1969.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwandgebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1967), S. 117—127, Stuttgart 1967.
- KUENEN, P.: Deep-sea sands and ancient turbidites. — in BOUMA, A. H. & BROUWER, A.: Turbidites. Developments in Sedimentology, 3, S. 3—33, Amsterdam etc. 1964.
- : Emplacement of flysch-type sandbeds. — Sedimentology, 9, S. 203—243, Amsterdam etc. 1967.

- LEMCKE, K., v. ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlands. — Beih. Geol. Jb., 11, 109 S., Hannover 1953.
- LINCK, O.: Eine neue Deutung der Schilfsandstein-Stufe (Trias, Karn, Mittlerer Keuper 2). — Jh. geol. L. A. Baden-Württemberg, 12, S. 63—99, Freiburg 1970.
- MAHEL', M.: Charakteristische Züge der Westkarpathen-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 106, S. 429—447, Wien 1963.
- : Geology of the inner West-Carpathians. — Intern. Geol. Congr., XXIII. Sess., Prague 1968. — Guide to excursion 5 AC, 53 S., Bratislava 1968.
- MAHEL', M., BUDAY, T. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. — Bd. II, 723 S., mit Atlas 1: 1.000.000. — Geol. Surv. Czechosl., Prag 1968.
- MANSON, V. & IMBRIE, J.: FORTRAN-program for factor and vector analysis of geological data using an IBM 7090 or 7094/1401 computer system. — Spec. Distr. Publ., 13, Geol. Surv. Kansas, 46 S., Lawrence 1964.
- MARSCHALKO, R. & PULEC, M.: Sedimentology of the Lunz Beds. — Geol. sborn. Slov. akad. vied., 18, S. 177—364, Bratislava 1967.
- MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography. — Bd. I, 643 S., Bd. II, 715 S., Allen & Unwin, London 1962.
- MOOS, A. v.: Sedimentpetrographische Verhältnisse an Molassesandsteinen. — Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 15, S. 169—265, Zürich 1935.
- MURPHY, M. & SCHLANGER, S.: Sedimentary structures in Ilhas and São Sebastião Formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, 46, S. 457—477, Oklahoma 1962.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., 47, S. 252—321, Stuttgart 1958.
- OTTO, G. H.: The sedimentation unit and its use in field sampling. — J. Geol., 46, S. 509—582, Chicago 1938.
- PATZELT, W. J.: Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. — Erlanger geol. Abh., 52, 30 S., Erlangen 1964.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 2. Aufl., 718 S., Harper & Brothers, New York 1957.
- PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E.: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. — 370 S., Springer, Berlin etc. 1964.
- POTTER, P. E. & PETTIJOHN, F. J.: Paleocurrents and basin analysis. — 296 S., Springer, Berlin etc. 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, (1963), S. 469—501, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B. et al.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich), 1: 25.000. — Geol. B. A., Wien 1964. Mit Erläuterungen, 142 S., Wien 1967.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F.: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. — Sedimentology, 11, S. 99—104, Amsterdam etc. 1968.
- RICOUR, J.: Sur la localisation des lentilles de houille dans le Keuper moyen de Lorraine. — C. R. Acad. Sci., 23. 7. 1945, Paris 1945.
- ROSENBERG, J.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, S. 477—479, Wien 1959.
- ROTH, Z.: Unmetamorphosed sedimentary formations of Czechoslovakia. — Intern. Geol. Congr., XXIII. sess., Prague, 1968. — Guide to excursion 2 AC, 51 S., Bratislava 1968.
- RUTTNER, A.: Bericht über kohlengeologische Aufnahmen auf Blatt Gaming—Mariazell. — Verh. Geol. B. A., S. 47—53, Wien 1947.
- : Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. — Jb. Geol. B. A., 93, (1948), S. 99—128, Wien 1949.
- SCHRÖDER, L.: Zur Sedimentologie des mittleren Buntsandsteins. — Geol. Jb., 82, S. 655—704, Hannover 1965.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. — Verh. Geol. B. A., S. 165—229, Wien 1970.
- SEILACHER, A. & MEISCHNER, D.: Faziesanalyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. — Geol. Rdsch., 54, S. 596—619, Stuttgart 1965.

- SPRENGLER, E.: Aufnahmsbericht über Blatt Eisenerz—Wildalpe und Schneeberg—St. Ägyd. — Verh. Geol. B. A., 1925, S. 17—19, Wien 1926.
- : Aufnahmsbericht über Blatt Schneeberg—St. Ägyd und Eisenerz—Wildalpe—Aflenz. — Verh. Geol. B. A., 1926, S. 18—21, Wien 1927.
- : Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — S. 302—413 in SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., Deuticke, Wien 1951.
- : Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, S. 193—312, Wien 1959.
- SPENGLER, E. et al.: Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, 1:75.000. — Geol. B. A., Wien 1926.
- STUR, D.: Die Geologische Karte der nordöstlichen Alpen. — Verh. Geol. R. A., 1865, S. 41—48, Wien 1865.
- ŠVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. — Bd. I, 668 S., mit Atlas 1:1.000.000. — Geol. Surv. Czechosl., Prag 1966.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. — Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie, 125 S., Wien 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke, Wien 1963.
- : Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 116, (1964), S. 359 bis 389, Hannover 1965.
- : Geologie der Kalkvorlpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, (1965), S. 103—207, Wien 1966.
- TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, (1936), S. 473—573, Wien 1937.
- : Zur Geologie des Voralpengebiets zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Verh. Geol. B. A., 1954, S. 89—140, Wien 1954.
- TRUNKO, L.: Geologie von Ungarn. — Beitr. z. reg. Geol. der Erde, 257 S., Borntraeger, Berlin und Stuttgart 1969.
- VEIZER, J.: Zonal arrangement of the triassic rocks of the Western Carpathians: A contribution to the dolomite problem. — J. Sed. Petrol., 40, S. 1287—1301, Oklahoma 1970.
- VETTERS, H.: Aufnahmsbericht über das Grenzgebiet zwischen Frankenfelder und Lunzer Decke auf den Kartenblättern Gaming—Mariazell und Ybbs. — Verh. Geol. B. A., S. 28—31, Wien 1938.
- VETTERS, H. et al.: Geologische Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten, 1:500.000. — Geol. B. A., Wien 1933. Mit Erläuterungen, 351 S., Wien 1937.
- WIESENEDER, H.: Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente. — Erdöl und Kohle, 6, S. 369—372, Hamburg 1953.
- WÖHRMANN, S. v.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. Geol. R. A., 43, S. 617—768, Wien 1893.
- WOLETZ, G.: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. — Erdöl-Zeitschrift, 71, S. 53—55, Wien 1955.
- : Die Schwermineralanalyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. — Verh. Geol. B. A. S. 172—182, Wien 1958.
- WUNDERLICH, H. G.: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. — Geologie en Mijnbouw, 43, S. 33—51, Den Haag 1964.
- : Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — B. I.-Hochschultaschenbücher, 339, 339 a, 339 b, 367 S., Bibliogr. Inst., Mannheim 1966.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rdsch., 47, S. 322—359, Stuttgart 1958.
- : Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, Text, 140 S., Hamburg 1964 a.
- : Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — Geol. Rdsch., 54, S. 224—240, Stuttgart 1964 b.
- : Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. — Eclogae geologicae Helvetiae, 61, S. 157—166, Basel 1968.
- ZAPPE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, (1963), S. 361—399, Wien 1964.

