

Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias—Neokom) von Ober- und Niederösterreich

Ein Beitrag zur Herkunft und Genese

Von Peter FAUPL

Mit 10 Tabellen und 43 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
Blätter 53—56, 66, 67, 69—71

Klippenzone
Kristallinvorkommen
Terrigene Sedimentgesteine
Grestener Schichten
Neuhauser Schichten
Zeller Schichten
Klastika des Malm—Neokom
Konradsheimer Kalk
Moravische Zone

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung, Abstract	2
1. Einleitung	3
2. Vorkommen kristalliner Gesteine im Bereich der Grestener Klippenzone	5
2.1. Das Gestein des Leopold von Buch-Denkmales im Pechgraben	5
2.2. Weitere Kristallinblöcke aus dem Pechgrabengebiet	7
2.3. Der „Granit“ von Schaitten	8
2.4. Ein Kristallinfund N von Glosbach	9
2.5. Ein Kristallinfund bei Plambach	10
3. Die terrigenen Sedimentgesteine der Grestener Klippenzone (Lias—Neokom)	11
3.1. Methodik	13
3.2. Die Grestener Schichten	15
3.2.1. Untersuchte Vorkommen	15
3.2.2. Sandsteine der grobkörnigen Basalserie	18
3.2.3. Sandsteine aus dem Flözbereich	23
3.2.4. Sandsteine aus dem marinen Komplex	26
3.2.5. Grobklastische Gesteine	30
3.3. Grobklastische Einschaltungen im Dogger	34
3.3.1. Breccie aus dem tieferen Dogger, NE von Ybbsitz	34
3.3.2. Neuhauser Schichten	36
3.3.3. Zeller Schichten	40
3.4. Die marinen pelitischen Gesteine des Lias und Dogger	41
3.5. Terrigene Bestandteile aus den Grestener Kalken	46
3.6. Das Herkunftsgebiet der terrigenen Lias- und Doggerablagerungen	46
3.7. Genese und sedimentäres Environment der Lias- und Doggerablagerungen	47
3.7.1. Der basale und flözführende Abschnitt der Grestener Schichten	47
3.7.2. Marine pelitische Gesteine des Lias und Dogger	48
3.7.3. Sandsteine und Grobklastika des marinen Bereiches	48
3.8. Terrigene Sedimentgesteine aus dem Malm bis Neokom	49
3.8.1. Konradsheimer-Kalk	49
3.8.2. Silikatisch-terrigenen Einschaltungen in tithon-neokome Aptychenkalke	52
3.8.3. Pelitische Gesteine aus dem Malm bis Neokom	53

4.	Die Beziehungen des terrigenen Materials und der Kristallinvorkommen der Grestener Klippenzone zum außeralpinen und alpinen Bereich.....	55
5.	Literatur	58

Anschrift des Verfassers: Dr. Peter Faupl, Geologisches Institut der Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Publikation wurden terrigene Sedimentgesteine der Jura-Unterkreide-Schichtfolge der Grestener Klippenzone zwischen Gmunden (Oberösterreich) und Bernreith/Gölsen (Niederösterreich) sedimentologisch untersucht. Ein besonderes Gewicht ist dabei auf das silikatisch klastische Material der Gesteine gelegt worden. Im Zusammenhang damit gelangten auch die wesentlichsten Kristallinvorkommen aus dem Bereich der Grestener Klippenzone, wie z. B. Gesteine des Leopold von Buch-Denkmales, zur Bearbeitung.

Die silikatischen Komponenten der Sandsteine und Grobklastika konnten von einem Liefergebiet abgeleitet werden, das sich überwiegend aus granodioritischen bis granitischen Gesteinen sowie Biotit-Plagioklasgneisen und Glimmerschiefern zusammensetzt. Eine schwache Diaphthorese ist einem Großteil dieser Gesteine gemeinsam. Als dominierende Schwerminerale der Sandsteine sind Granat, Apatit und Zirkon zu nennen. Im basalen und flözführenden Abschnitt der Grestener Schichten wurden allerdings die Schwermineralassoziationen durch stark wirkende „interstratal solution“ weitgehend zerstört. Aus den Doggerablagerungen stammen teilweise monomineralische Apatitspektren, welche sich durch ein Vorherrschen von Biotit-Plagioklasgneisen im Liefergebiet erklären lassen.

Eine Untersuchung der marinen pelitischen Sedimentgesteine erbrachte, daß sich die Mergel des Malm—Neokoms von jenen der Lias- und Doggerablagerungen, welche aus den Tonmineralien Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer, Kaolinit und Chlorit bestehen, durch das Verschwinden von Kaolinit, das Zurücktreten der Mixed-Layer-Phase sowie durch einen etwas schwächer ausgebildeten Kristallisationsgrad der Illite unterscheiden. Diese tonmineralogische Differenzierung wurde auf klimatische und abtragsbedingte Umstände zurückgeführt.

Das kristalline Material entstammt einem Herkunftsgebiet, das der vindelizisch-böhmischen Landmasse entspricht, welche während des Jura transgrediert worden ist. Kristallisationsgeschichtliche Beziehungen zwischen den Gesteinen dieses Grundgebirges und jenen der Moravischen Zone der Böhmisches Masse konnten aufgezeigt werden.

Abstract

In the present paper terrigenous sedimentary rocks of the Jurassic-Lower Cretaceous series of the Grestener Klippen-unit have been investigated between Gmunden (Upper Austria) and Bernreith/Gölsen (Lower Austria). Particularly silicatic clastics were emphasized. In this connection some crystalline rocks from the area of the Grestener Klippen-unit, e. g. rocks of the Leopold von Buch-Monument, were discussed.

A source area has been reconstructed from the terrigenous components of sandstones and conglomerates consisting of granodioritic to granitic rocks, biotite-plagioclasegneisses and some types of mica-schists. These rocks are mostly controlled by diaphthoritic processes. The dominant heavy mineral assemblages consist of garnet, apatite and zircon. In the basal and coal-bearing series of the Grestener Schichten the heavy minerals are largely destroyed by strong interstratal solution. Dogger beds partially spend monomineralic apatite-spectra, which originate by the dominance of biotite-plagioclase-gneisses in the source area.

The investigations of marine pelitic sedimentary rocks demonstrate the difference between argillaceous ones of Liassic — Mid-Jurassic, containing the clay minerals illite, illite-montmorillonite-mixed-layer, kaolinite and chlorite, and the pelitic ones of Upper Jurassic — Neocomian. In the marnes of the Upper Jurassic — Neocomian series kaolinite is absent, illite-montmorillonite-mixed-layer mineral is reduced or partly lost and the illite-crystallinity is weaker. These differences in the clay mineral composition may be explained by climatic and transporting factors.

The crystalline rock fragments are derivable from a source area, the so-called Vindelician-Bohemian land, which was transgreded during Jurassic times. Some connexions are found between this crystalline complex and the Moravian zone of the eastern Bohemian massif.

1. Einleitung

Die Grestener Klippenzone erstreckt sich als externes tektonisches Element der Ostalpen vom Wienerwald bis an den Traunsee bei Gmunden in Oberösterreich. Sie taucht unter der Flyschzone klippenartig empor, wobei sie im Wienerwald als Hauptklippenzone zwischen der Kahlenberger und der Kaumberger Flyschdecke auftritt und etwa ab dem Traisental bis zum Traunsee, regional immer wieder unterbrochen, am Nordrand der Kalkalpen hinreichet. Noch weiter westlich, bereits innerhalb der Kalkalpen, in den tektonischen Fenstern des Wolfgangsees, stehen die letzten bekannten Gesteinsvorkommen der Grestener Klippenzone an.

Die Schichtfolge reicht vom tiefsten Lias in Grestener Fazies, reich an silikatisch-terrigem Material, bis ins Neokom. Diese Schichtglieder bauen die eigentlichen Klippen, auch Klippenkerne genannt, auf.

Einschneidende paläogeographische Umstellungen im ostalpinen Orogen in der Mittelkreide bedingen eine Änderung in der Sedimentation. So gelangen, ab dem Gault bis ins Eozän reichend, die Gesteine der Buntmergelserie zum Absatz. In Analogie zu den Klippenkernen wird diese Kreide-Alttertiär-Schichtfolge auch als Klippenhülle bezeichnet. Ihre Beziehungen zur Flyschzone und zum Helvetikum (s. str.) von Oberösterreich hat S. PREY (1953 a, 1957) dargelegt.

Gegenstand der vorliegenden Publikation bilden die terrigenen Sedimentgesteine der Klippenkerne zwischen Gmunden (OÖ.) und Bernreith/Gölsen (NÖ.), bei deren Untersuchung zwei Problemkreise eine besondere Beachtung gefunden haben. Erstens waren es paläogeographische Fragen, zweitens sedimentologische Aspekte. Bei den paläogeographischen Überlegungen, die sich aus der gesteinsmäßigen Beschaffenheit des Herkunftsgebietes und ihrer Änderung im Laufe der Formation ergeben haben, wurde getrachtet, aus dem kristallinen Material Beziehungen zum außeralpinen und alpinen Grundgebirge herzustellen. Es war deshalb notwendig, nicht nur die Kristallinkomponenten der Sedimentgesteine zu untersuchen, sondern auch alle wesentlichen Kristallinvorkommen aus dem Bereich der Klippenzone, soweit sie zugänglich waren, in die Betrachtung mit einzubeziehen. Es wurden daher der eigentlichen Sedimentgesteinsuntersuchung die Ergebnisse über die Kristallinfunde aus der Klippenzone vorangestellt.

Weiters haben sich bei der Bearbeitung eine ganze Reihe von sedimentologischen Ergebnissen bezüglich Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen der terrigenen Gesteine und ihrer Diagenese ergeben. Durch den hohen Prozentsatz ihrer Beteiligung am Aufbau der Klippenschichtfolge wurde eine Einbeziehung der pelitischen Gesteine, über deren mineralogische Zusammensetzung bis jetzt fast nichts bekanntgeworden ist, in die Untersuchungen notwendig.

Die Auswahl der Gesteinsvorkommen (Abb. 1) ist, vielfach auch bezüglich ihrer altersmäßigen Einstufung, weitgehend der Literatur entnommen worden. Leider gehört die Grestener Klippenzone zu den schlechtest erschlossenen Serien der Ostalpen. Noch dazu wurden diese Schichtfolgen einer äußerst komplizierten Faltung und Schuppung unterworfen, sodaß kaum gute Informationen über die Geometrie der Sedimentgesteinskörper, über deren Schichtung und Internstrukturen zu erhalten waren.

Eine besondere Hilfe waren mir daher die gemeinsamen Begehungen mit Herrn Dr. W. SCHNABEL von der Geologischen Bundesanstalt im Gebiet um Waidhofen und Ybbsitz während seiner Kartierungen für das Blatt Ybbsitz. Durch ihn sind mir auch viele Neufunde an Grobklastika bekannt geworden. Für diese seine Bemühungen und Anregungen, die für das Gelingen dieser Arbeit ganz wesentlich waren, sei ihm an dieser Stelle herzlichst gedankt.

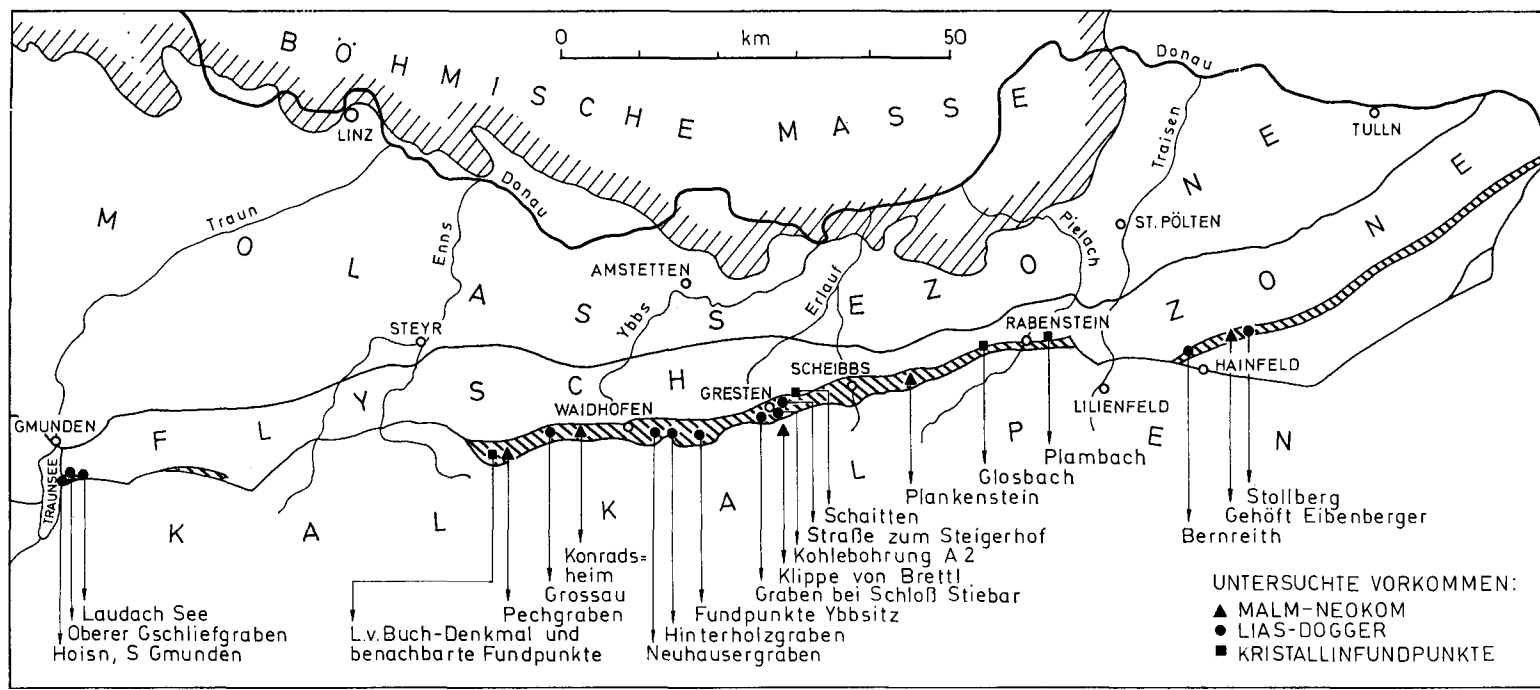


Abb. 1: Übersicht über die wichtigsten Probenpunkte in der Grestener Klippenzone.

Die Untersuchung wurde in dankenswerter Weise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich in apparativer wie finanzieller Hinsicht unterstützt (Forschungsvorhaben Nr. 1361). Den beiden Vorständen am Geologischen Institut, Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER als Träger des Forschungsvorhabens und Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN, gilt mein Dank für das stete Interesse und die zahlreichen Anregungen während meiner Arbeit. Für die großzügige Zurverfügungstellung der Einrichtungen des Institutes für Mineralogie und Petrologie habe ich Herrn Prof. Dr. H. WIESENER besonders zu danken, nicht zuletzt aber auch Herrn Dr. H. STRADNER von der Geologischen Bundesanstalt und Herrn Dr. H. FÖBER für die Anfertigung und Auswertung von Nannofossilpräparaten.

2. Vorkommen kristalliner Gesteine im Bereich der Grestener Klippenzone

Eine Untersuchung des terrigenen Materials der Gesteine der Grestener Klippenzone setzt unbedingt eine wenigstens Überblickmäßige Kenntnis der Beschaffenheit der in dieser Zone zahlreich vorkommenden Kristallingesteine voraus. Aus diesem Grunde ist der eigentlichen Untersuchung ein Abschnitt über die wesentlichsten, zugänglichen Kristallingesteine vorangestellt. Bei vielen dieser Vorkommen sind, bedingt durch die ungünstigen Aufschlußverhältnisse, ihre Beziehungen zu den Gesteinen der Klippenzone nicht eindeutig geklärt. So muß oft die Frage, ob es sich bei solch einem Gesteinskörper um einen tektonischen Scherling oder um einen einsedimentierten großen Block handelt, welcher etwa im Sinne von D. RICHTER (1973) als Olisthothrymma zu bezeichnen wäre, unbeantwortet bleiben. Es sollen daher an dieser Stelle Kristallingesteinsvorkommen, ungeachtet ihrer Genese, besprochen werden, die direkt in der Klippenzone liegen.

2.1. Das Gestein des Leopold von Buch-Denkmales im Pechgraben

Der „Granit“ des Leopold von Buch-Denkmales im Pechgraben bei Großraming bildet das größte und bekannteste Kristallinvorkommen innerhalb der Klippenzone. Es hat als solches bereits sehr früh das Interesse der Geologen erweckt. So hat A. v. MORLOT (1847) dieses Vorkommen als erratischen Block gedeutet. 1856 wurde dann dieser bemerkenswerte „Findlingsblock“ auf Vorschlag des Linzer Custos K. EHRlich als Gedenkstätte für den großen Geologen Leopold von BUCH auserwählt (F. v. HAUER & M. HÖRNES, 1858).

Im Jahre 1904 widmete G. GEYER der „Granitklippe mit dem Leopold von Buchdenkmal“ im Rahmen seiner Aufnahmestätigkeit eine eigene Veröffentlichung. Er kam zu dem Schluß (1904, S. 367) „, daß wir hier eine im Uferbereich des Liasmeeres aufragende, von den kohleführenden Strandbildungen umhüllte Granitklippe vor uns sehen, eine uralte Landmarke, deren subterranean Zusammenhang mit den entsprechenden nicht viel mehr als 30 km entfernten kristallinen Gebilden des böhmischen Massivs schon bei der Betrachtung einer geologischen Übersichtskarte in die Augen springt.“

Bei einer tektonischen Studie der „Kalkalpen der unteren Enns“ kam A. SPITZ (1916, S. 37), eingedenk der starken Absenkung des Böhmisches Grundgebirges unter die Molassezone, zur Ansicht, daß es sich bei diesem Granit aus dem Pechgraben um einen tektonischen Schürfling handle.

H. LÖGTERS (1937, Abb. 9, S. 397) berichtete über die transgressive Auflagerung der Grestener Schichten auf dem L. v. Buch-Denkmalgranit und deutet das Gestein ebenfalls wie A. SPITZ als ein während der Faltung zusammen mit den Grestener Schichten hochgeschürftes Element.

Auch K. POLL (1972, S. 18) erfaßte das Granitvorkommen in seiner Darstellung der Geologie der Weyerer Bögen ebenfalls als tektonischen Schürfling, deutete es jedoch seiner Herkunft nach als vom „kristallinen Untergrund der Kalkalpen“ abgeschert.

Zu einer ganz anderen Vorstellung über das Granitvorkommen gelangte P. SOLOMONICA (1933, S. 208), indem er es als „eine Blockwerkeinstreuung der Flyschzone“ bezeichnete, welches nichts mit dem ehemaligen Untergrund der Grestener Schichten gemein habe. P. SOLOMONICA dürfte unter der Bezeichnung Flysch den Klippenhüllflysch gemeint haben, über dessen Konglomerateinschaltungen er in den betreffenden Absätzen seines Aufsatzes berichtet.

Die beiden Meinungen, tektonischer Scherling oder sedimentäre Großkomponente, finden in der weiteren Literatur immer wieder ihren Niederschlag, ohne daß es zu einer wirklichen Klärung des Problems gekommen ist. Dasselbe Problem stellt sich auch bei anderen Kristallinvorkommen in der Klippenzone. So spricht G. GÖTZINGER (in G. GÖTZINGER & Ch. EXNER, 1953) bei vielen Kristallinvorkommen von Scherlingen. S. PRÉY (1953 b) faßt die Mehrzahl dieser Granitblöcke, wie z. B. den großen Granit von Schaitten, als sedimentäre Großkomponente auf.

Die geländemäßige Situation der Granitvorkommen des Buch-Denkmales, vor allem seine Beziehung zur Buntmergelserie, wird wohl die laufende Neukartierung der Geologischen Bundesanstalt (W. SCHNABEL, 1971 a) einer Klärung näherbringen. So wies bereits G. ROSENBERG (1965, S. 6) darauf hin, daß in unmittelbarer Nähe des Granites Buntmergelserie ansteht, was aus eigener Anschauung zu bestätigen ist.

Es ist eine Tatsache, daß kristallines Material vom Typ des Buch-Denkmales sowohl in Gesteinen der Klippenkerne als auch in jenen der Klippenhülle, z. B. im Eozänvorkommen bei Konradsheim, vorhanden ist (P. FAUPL, 1973).

Eine erste petrographische Beschreibung der Gesteine des L. v. Buch-Denkmales lieferte A. ROSHWAL (in G. GEYER, 1904, S. 367). Er bezeichnete das Gestein als Biotitgranit mit starker Kataklaststruktur.

Auf Grund eigener Untersuchungen ist das Hauptgestein als grobkörniger Granodiorit-Gneis zu bezeichnen (Abb. 18, 19). Untergeordnet erscheinen alkalifeldspatreichere Partien mit granitischer Zusammensetzung. Das Gestein besitzt ein flasrig ausgebildetes s und zeichnet sich durch bis 1 cm große, rosa Alkalifeldspäte aus.

Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Chlorit bilden die Hauptbestandteile dieses Gesteines. Untergeordnet finden sich Epidot, Serizit, Titanit, Zirkon, Apatit, Karbonat und Erz (überwiegend Magnetit) (Tab. 1).

Als Träger des s-Gefüges fungiert Biotit, welcher immer zusammen mit Chlorit auftritt. Der Chlorit ist zum Teil parallel 001 mit dem Biotit verwachsen und kann ihn auch zur Gänze verdrängen. In beschränkter Menge ist auch Serizit an die s-Flächen gebunden. Die akzessorischen Mineralien Apatit, Zirkon, Karbonat, Titanit und Magnetit sowie Epidot treten ebenfalls gehäuft in den Schieferungsflächen auf. Im Bereich der s-Flächen ist an den Quarzen eine Kornverkleinerung zu beobachten. Die einzelnen Quarzkristalle sind stark miteinander verzahnt; z. T. kann Sandquarzbildung beobachtet werden. Der Quarz zwischen den s-Flächen ist hingegen grobkörniger entwickelt und weist auch eine deutliche Undulösität auf (Abb. 26). Auch die übrigen Gemengteile, wie Alkalifeldspat und Plagioklas, ordnen sich, wenn auch weniger straff, dem s-Gefüge unter.

Bei den Plagioklasen handelt es sich um Oligoklase mit einem durchschnittlichen An-Gehalt von 23% (17—31). Die Kristalle sind intensiv polysynthetisch verzwillingt. Sie lassen häufig einen Zonarbau erkennen, welcher teilweise basische Rekurrenzen aufweist. Die Kristalle sind hypidioblastisch bis xenoblastisch ausgebildet. Vereinzelt schließen sie xenoblastische Alkalifeldspäte ein. Auffallend ist, daß alle Kristalle eine Trübe bis echte Mikrolithenfülle aufweisen (Abb. 27). In intensiv gefüllten Bereichen solcher Plagioklase konnte sogar das Aufsprossen von größeren Epidotaggregaten beobachtet werden. Überhaupt ist das Auftreten von Epidot, welcher z. T. kräftig gelben Pleochroismus besitzt, häufig direkt an den Rand der Plagioklase gebunden.

Beim Alkalifeldspat handelt es sich um einen Mikroklin mit gut ausgebildeter Gitterung. Der Mikroklin zeigt faser- und aderperthitische Entmischung. Er schließt xenobis hypidioblastische Plagioklase ein, welche ebenfalls eine Saussuritisierung erkennen lassen. Im Kontaktbereich Mikroklin-Plagioklas sind myrmekitische Reaktionsgefüge zu beobachten.

Der Biotit besitzt einen kräftigen Pleochroismus von x' hellbraun bis z' dunkelbraun. Der begleitende Chlorit weist kräftige grüne Eigenfarben auf, zeigt anomal blauviolette Interferenzfarben und optisch positiven Charakter.

Proben aus vereinzelt auftretenden plagioklasreichen Schlieren (Abb. 20) von quarzdioritischer Zusammensetzung lassen z. T. die diaphthoritischen Mineralbildungen, wie die Füllung der Plagioklase, das Sprossen von Epidot und die Chloritisierung der Biotite, noch wesentlich deutlicher erkennen als das grobkörnige Hauptgestein (Abb. 29). Besonders fallen große, nadelige Klinozoisitaggregate auf (Abb. 28). Eine An-Bestimmung war wegen der starken Fülle der Plagioklase nur an wenigen Kristallen möglich. Die Werte lagen zwischen 27 und 30% An.

In dem grobkörnigen Haupttyp stecken auch noch stark geschieferte, deutlich diaphthoritische, feinkörnige Granodiorit-Gneise (Abb. 21). Es dürfte sich hierbei um jenen Gesteinstyp handeln, den A. ROSI WAL als graue, chloritisierte „Zweigliimmergneise mit hochgradiger Kataklasstruktur“ bezeichnet hat.

Das Gestein unterscheidet sich vom Normaltyp im wesentlichen durch die Feinkörnigkeit und das straffere s-Gefüge. Der Mineralbestand ist annähernd dergleiche wie im Hauptgestein (Tab. 1). So erscheint erwähnenswert, daß die Schieferungsflächen neben Chlorit und Biotit in höherem Maße Muskovit führen. Beim Alkalifeldspat handelt es sich ebenfalls um einen Mikroklin; an den Plagioklasen sind partielle Saussuritisierung bis intensive Fülle mit Hellglimmer und Klinozoisit zu beobachten. Die Plagioklase besitzen einen durchschnittlichen An-Gehalt von 22%. Auf Grund des allgemeinen Erscheinungsbildes liegt der Schluß nahe, daß als Ausgangsgestein ein Gestein des Normaltypus vorgelegen hat, das jedoch einer wesentlich intensiveren Verschieferung unterworfen war.

Hinter der Ehrentafel des L. v. Buch-Denkmales ist ein Amphibolit in den Gneis eingelagert. Die Minerale Plagioklas und grüne Hornblende bilden die Hauptgemengteile. Daneben finden sich bemerkenswerte Mengen von Chloritporphyroblasten mit kräftig grünem Pleochroismus und Klinozoisit. Akzessorisch treten Titanit, Apatit, Quarz und Erz auf. Als Erscheinungen einer Diaphthorese weisen die Plagioklase eine intensive Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit auf, sodaß An-Bestimmungen nicht durchgeführt werden konnten. Zwischen den Plagioklasen kommt es zum Aufsprossen von derben Epidotkörnern. Das Gefüge zeigt eine schwache s-Orientierung.

2.2. Weitere Kristallinblöcke aus dem Pechgrabengebiet

Aus der näheren Umgebung des L. v. Buch-Denkmales wurden noch weitere kleinere Granitvorkommen beschrieben. So erwähnt H. LÖGTERS (1937, S. 397) fünf solche Vorkommen.

In dem Wäldchen SE des Denkmales konnte solch ein feinkörniger, rosa Granit von 2×1 m aufgeschlossener Größe unter Gestrüpp wiedergefunden werden. Dieser Block zeichnet sich durch eine melanokrate, etwas quarzführende dioritische Lage aus. Der Granit läßt bei makroskopischer Betrachtung eine schwache s-Orientierung der Biotite erkennen.

Die Hauptgemengteile des Gesteines sind Quarz, Plagioklas (durchschnittlich 25% An), Mikroklin und Biotit. Untergeordnet finden sich Chlorit und Muskovit; akzessorisch treten Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin und Epidot auf (Tab. 1).

U. d. M. besitzt das Gestein ein nur sehr schwach entwickeltes, hypidiomorph körniges Gefüge, wobei Biotit und vereinzelt Plagioklas eine Tendenz zur Idiomorphie aufweisen. Mikroklin und Quarz sind deutlich xenomorph entwickelt.

Die Quarzkristalle verzahnen sich gegeneinander buchtig. Sie zeigen glattes bis schwach undulöses Auslösches. Der Plagioklas, meist polysynthetisch verzwilligt, weist eine Saussuritisierung auf. Mitunter sind die Kristalle jedoch nur partiell getrübt. Der Mikroklin ist als Faserperthit entwickelt. Im Grenzbereich Mikroklin zu Plagioklas treten myrmekitische Reaktionsgefüge auf. Der Alkalifeldspat schließt idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklase ein.

Beim Biotit handelt es sich um eine dunkelolivgrüne Varietät (x' hellgelb). Die Kristalle sind oft nur mehr skelettartig erhalten. Eine Verdrängung durch Chlorit ist häufig zu beobachten. Partienweise ist das Gesteinsgefüge von Muskovit überschwemmt. In diesen Bereichen sind sowohl die Saussuritisierung der Plagioklase als auch die Chloritisierung der Biotite wesentlich intensiver.

Die melanokrate, dioritische Lage setzt sich überwiegend aus Plagioklas und Biotit zusammen. Quarz und Amphibol treten mengenmäßig stark zurück. Als akzessorische Bestandteile sind Titanit, Zirkon, Apatit, Epidot und Erz zu nennen. U. d. M. läßt das Gestein ein allotriomorph körniges Gefüge erkennen. Der Plagioklas ist ebenfalls saussuritisiert, und der Biotit teilweise chloritisiert. Die Hornblende findet sich nur mehr skelettartig im Gefüge.

Zwei weitere Granitvorkommen etwa 400 m S des Buch-Denkmales fanden sich bei Begehungen mit W. SCHNABEL in einem linksseitigen Nebengraben des Pechgrabens, in einem verwachsenen Hohlweg, der von diesem Graben nach Süden abzweigt.

Es handelt sich einerseits um einen roten Porphygranit und andererseits um ein hornblende- und biotitführendes granitisches Gestein mit vereinzelt großen, roten Alkalifeldspataugen. An letzteres ist ein kleiner, roter Pegmatitgang gebunden.

Im roten Porphygranit (Abb. 22) erreichen die idiomorphen Alkalifeldspateinsprenglinge bis 1 cm Größe. Das Gestein ist sehr reich an mafischen Gemengteilen. Als helle Bestandteile sind Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas zu nennen. Als dunkler Gemengteil tritt Chlorit mit kräftig grünem Pleochroismus auf, welcher noch reliktsch vorhandenen Biotit einschließt.

Der Alkalifeldspat ist weitgehend stark kaolinitisiert. Der Plagioklas ist hypidiomorph bis xenomorph entwickelt und weist polysynthetische Verzwilligung auf. Die Kristalle sind sehr stark von Füllungsmineralien durchsetzt. Akzessorisch treten Apatit, Titanit, Zirkon, Leukoxen, Epidot und Erz auf. Karbonat verheilt Klüftchen im Gestein und lagert sich auch parallel den Chloritflächen an.

Beim zweiten Vorkommen handelt es sich auf Grund einer Integrationsanalyse um einen quarzführenden Monzodiorit (Tab. 1). Auch an diesem Gestein sind starke Mineralumbildungen zu beobachten. Von G. GEYER (1904, S. 367) wird ein solcher „roter Amphibolgranit“ aus dem Pechgrabengebiet erwähnt.

Es erscheinen Biotit (x' blaßgelb, z' olivgrün), aber auch Hornblende (x' blaßgrün, z' blaugrün) instabil. Das Gestein führt eine beträchtliche Menge Chlorit. Unter den hellen Gemengteilen läßt besonders der Plagioklas durch die intensive Fülle Instabilität erkennen. Der Plagioklas ist auffallend häufig von aggressivem Quarz durchwachsen. Das Gestein fällt auch durch seine reichliche Apatitführung und die verhältnismäßig großen Titanitporphyroblasten auf. Auch in der Pegmatitlage, bestehend aus Quarz, Mikroklin, Plagioklas und etwas Chlorit, weisen die Plagioklase eine intensive Fülle auf.

2.3. Der „Granit“ von Schaitten

NE von Schaitten, einer kleinen Ortschaft zwischen Scheibbs und Gresten, wurde durch H. VETTERS (1929, S. 45) am Waldrand ein größeres Granitvorkommen bekannt-

gemacht. Bei der Erforschung dieses Raumes konnte dann S. PREY (1953 b, 1957) für dieses Granitvorkommen und auch für einige weitere kleine Funde wahrscheinlich machen, daß es sich hierbei um Großkomponenten eines sandig-konglomeratisch entwickelten Eozänvorkommens handelt.

Das unter Naturschutz stehende Vorkommen ist über den Kerschenberg-Güterweg von Schaitten aus zu erreichen. Bei dem Vorkommen handelt es sich um einige granitische Blöcke, welche im Umkreis von 7 m etwa einen halben Meter über den Erdboden aufragen. Ein direkter Kontakt mit dem Eozänvorkommen konnte, wie auch S. PREY (1953 b, S. 141) feststellen mußte, nicht beobachtet werden. Doch stehen in der Nähe solche konglomeratischen Gesteine an.

Das Gestein ist biotitreich und läßt eine ganz schwache Schieferung erkennen (Abb. 23). In unfrischen Partien erscheint es rötlich. Im petrographischen Sinne handelt es sich um einen Quarzdiorit mit den Hauptgemengteilen Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende. Untergeordnet finden sich Chlorit und gelber Epidot, akzessorisch Apatit, Titanit, Karbonat und Erz (Tab. 1). Das Gestein besitzt ein hypidiomorph körniges Gefüge. U. d. M. fällt an den hypidiomorphen Plagioklasen, welche als basische Oligoklase bis Andesine (An 23—48) entwickelt sind, ein intensiver Zonarbau mit basischen Rekurrenzen auf. Sie sind stark polysynthetisch verzwillingt und lassen nur partiell eine schwache Trübung der Kristalle erkennen.

Der Quarz bildet Zwickelfüllungen. Beim Biotit handelt es sich um eine dunkelbraune Varietät (x' hellgelb). Die Schuppen sind z. T. chloritisiert. Die Hornblende besitzt einen Pleochroismus von x' gelbgrün nach z' grün. Die idiomorphen Kristalle erscheinen vielfach verzwillingt.

An der roten Varietät des Gesteines konnte beobachtet werden, daß die Plagioklase intensiv gefüllt sind, und daß die mafitischen Gemengteile fast zur Gänze in Chlorit umgewandelt wurden. Es finden sich daher in diesem Gestein zwei Chlorittypen. Ein dunkelgrüner, stark pleochroitischer Chlorit ersetzt den Biotit, und ein blaßgrünes Chloritaggregat verdrängt die Hornblende.

2.4. Ein Kristallfund N von Glosbach

Nördlich der Bauernhöfe von Glosbach (Österr. Karte 1:50.000, 55 Obergrafendorf), welches ca. 7 km W von Rabenstein/Pielach gelegen ist, konnte ein etwa 30 cm großer, kantiger Block eines grünen Gneises gefunden werden. Dieser Block steckte im Schutt unmittelbar neben dem südseitig gelegenen Straßenaufschluß einer paläogenen Kalkbreccien-Mergelabfolge der Klippenhülle bei der Güterwegabzweigung Gartling. Aus dieser Gegend hatten auch G. GÖTZINGER & Ch. EXNER (1953, S. 85) Kristallinblöcke beschrieben.

Das Gestein ist als diaphthoritischer Chlorit-Plagioklasgneis anzusprechen (Abb. 24). Es besitzt eine deutliche Schieferung und erinnert makroskopisch an die plagioklasreichen Partien des Buch-Denkmales.

Als Hauptgemengteile sind Plagioklas (25% An), Quarz, Chlorit und Muskovit zu nennen. Akzessorisch finden sich Epidot, Apatit, Titanit und Erz. Chlorit zusammen mit dem Muskovit und Quarz fungieren als Träger des s-Gefüges. Der Chlorit dürfte aus Biotit hervorgegangen sein. Er besitzt intensiv dunkelgrünen Pleochroismus und ist in s postkristallin deformiert. Der Muskovit tritt gegenüber dem Chlorit mengenmäßig etwas zurück. Auch die Muskovitschuppen sind in s gequält. Der Quarz bildet ein s-orientiertes Lentikulargefüge. Die einzelnen Kristallindividuen sind intensiv miteinander verzahnt und stark undulös. Der Plagioklas ist hypidioblastisch ausgebildet. Die Kristalle sind polysynthetisch verzwillingt und besitzen teilweise Zonarbau mit basischen Rekurrenzen. Bemerkenswert ist ihre häufig starke Saussuritisierung.

2.5. Ein Kristallfund bei Plambach

Aus dem Gebiet von Plambach, ca. 3 km E von Rabenstein an der Pielach, wurde durch G. GÖTZINGER & Ch. EXNER (1953, S. 85) ein Granitgneis-Scherling bekanntgemacht. Bei der Suche nach diesem Block stieß ich im Graben S des Gehöftes Postl auf einen faustgroßen Granitgneisblock. Es dürfte sich jedoch höchstwahrscheinlich um ein anderes Vorkommen handeln.

Dieses Gestein ist als feinkörniger, stark geschieferter Granodioritgneis zu bezeichnen (Abb. 25). Makroskopisch auffällig sind neben der starken Schieferung die rosa Alkalifeldspäte. Das Gesteinsstück gleicht dem vom Buch-Denkmal beschriebenen, stark geschieferten, feinkörnigen Typ.

Als Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Chlorit zu nennen. Die xenoblastischen Kristalle des Alkalifeldspates sind als Fleckenperthite entwickelt. Die ebenfalls xenoblastischen Plagioklase (13—16% An) weisen vereinzelt einen Zonarbau auf und lassen teilweise eine polysynthetische Verzwilligung erkennen. Die Kristalle sind schwach saussuritisiert. Quarz und Feldspat bilden ein granoblastisches Kornpflaster, wobei der Quarz durchwegs in s gelangt erscheint. Der Biotit (x' hellgelb, z' dunkelgelbbraun) ist überwiegend in Chlorit umgewandelt.

Der Literatur sind noch eine ganze Reihe weiterer Kristallfundpunkte zu entnehmen. So haben G. GÖTZINGER & Ch. EXNER (1953, S. 97—99) einen Schachbrettalbitgneis WNW Hofbauer, NE des schon erwähnten Ortes Glosbach, und weitere Fundpunkte um die Lokalität Paunzen in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes beschrieben. Für die Zurverfügungstellung dieses Dünnschliffmaterials sei hier Prof. Dr. Ch. EXNER besonders gedankt. Allen diesen Gesteinen sind diaphthoritische Bildungen gemeinsam.

Zusammenfassend kann über alle hier beschriebenen Kristallingesteine der Klippenzone gesagt werden, daß diaphthoritische Mineralbildungen für sie ganz besonders charakteristisch sind. In dem einen Fall treten sie intensiver auf, im anderen, wie etwa beim Quarzdiorit von Schaitten, sind sie weniger deutlich ausgeprägt. Auf Grund der beobachtbaren Mineralumwandlungen kann jedoch die diaphthoritisch wirkende Metamorphose als schwächstemperierte Grünschieferfazies angeben werden. Dies bestätigen vor allem die Umwandlungen von Biotit und Hornblende in Chlorit sowie die Füllung der Plagioklase und das Sprossen von Klinozoisit und Serizit im Grundgewebe.

Da solche diaphthoritischen Gesteine bereits als Komponenten in den Klippenkernen (Grestener Arkose, Neuhauser Schichten und Zeller Schichten) auftreten, ist das Alter der Diaphthorese ein sicher voralpidisches. Die rückschreitend metamorphen Bildungen an den Gesteinen sind daher nicht mit einer eventuell alpidischen Schürflingsposition zu erklären.

	1	2	3	4	5
Quarz	34.4	32.6	29.9	12.4	16.6
Plagioklas	45.9	49.4	40.7	46.7	63.6
Alkalifeldspat	12.8	11.6	23.4	8.7	—
Biotit	4.9	1.1	3.4	8.6	7.9
Hornblende	—	—	—	9.5	7.7
Chlorit	0.9	2.7	0.6	11.6	1.7
Muskovit	0.3	1.3	1.1	—	—
Akzessorien	0.3	0.4	0.3	2.1	2.1
Erz	0.5	0.9	0.6	0.4	0.4

Tab. 1: Modalbestand einiger Kristallinvorkommen aus der Grestener Klippenzone in vol.-%. Die Mineralfülle der Plagioklase wurde bei der Integration nicht berücksichtigt. — 1 Grobkörniger Granodiorit-Gneis (203/1), Hauptgesteinstyp des Leopold von Buch-Denkmales. Der Alkalifeldspat wurde für die Auszählung gefärbt. — 2 Feinkörniger, intensiv geschieferter Granodiorit-Gneis (203/7), Leopold von Buch-Denkmal. Alkalifeldspat für die Auszählung gefärbt. — 3 Feinkörniger Granit (251/1), Wald unmittelbar SE des Buch-Denkmales. — 4 Quarzführender Monzodiorit (205/2b), linksseitiger Nebengraben des Pechgrabens, cirka 400 m S des Buch-Denkmales. — 5 Quarzdiorit (238/1), Naturdenkmal bei Schaitten.

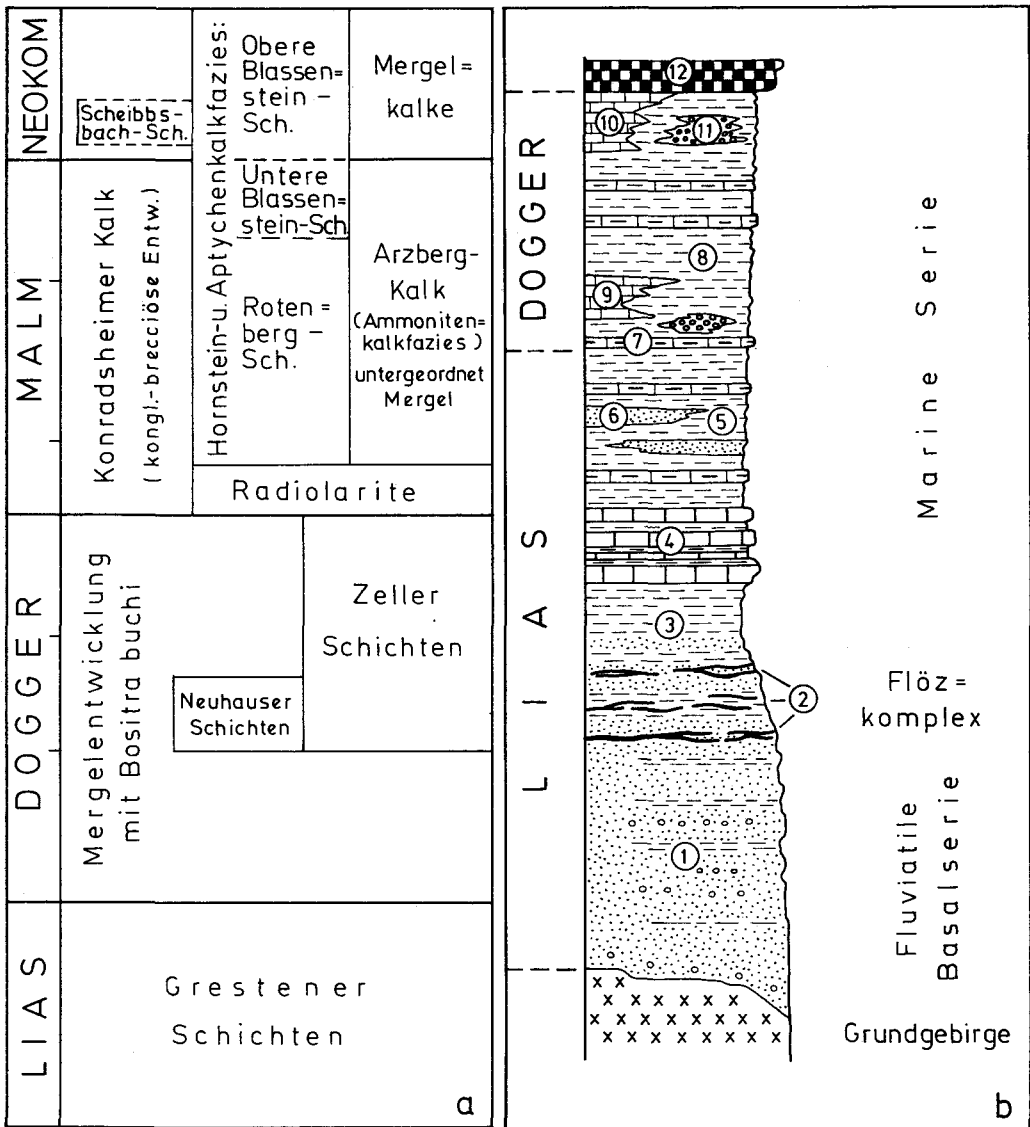


Abb. 2a: Die Schichtfolge der Klippenkerne der Grestener Klippenzone nach F. TRAUTH (1909 1921, 1948, 1954), B. KUNZ (1964) und L. KRYSYŃ (1971).

Abb. 2b: Schematisches Säulenprofil der Lias- und Doggerablagerungen. 1 Arkosen, untergeordnet Schiefertone und Konglomerate der fluviatilen Basalserie; 2 Flözkomplex; 3 Schiefertone mit marinen Fossilien; Grestener Kalke (4); 5 graue, siltige Schiefertone bis Tonmergel mit eingeschalteten Sandsteinen (6) und vereinzelt Kalkmergel- bis Mergelkalklagen (7); Fortsetzung der pelitischen Grestener Entwicklung in Form der Mergel mit *Bositra buchii* (ROEMER) (8) im Dogger; 9 Einschaltung heller Fleckenkalke; 10 Zeller Schichten; 11 Neuhauser Schichten; 12 Radiolarit.

3. Die terrigenen Sedimentgesteine der Grestener Klippenzone (Lias — Neokom)

Das Grundgerüst der Stratigraphie der Klippenkerne, wie auch die meisten Schichtnamen, sind Ergebnisse der langjährigen Forschungsarbeit von F. TRAUTH (1909, 1919, 1921, 1948, 1954). Eine Übersicht liefert Abb. 2a. Der Hauptanteil an terrigenen Sedimentgesteinen steckt in den Ablagerungen des Lias und Dogger (Abb. 2b). Malm und

Neokom sind hingegen überwiegend karbonatisch entwickelt, wobei im Unterkreideanteil dieser Schichten sich wieder ein erhöhter terrigener Einfluß bemerkbar macht, ohne jedoch nur im geringsten jene Bedeutung zu erlangen, welche das klastische Material in den Lias- und Doggerablagerungen innehat.

Über einem kristallinen Grundgebirge transgredieren die Grestener Schichten. Ihr basaler Anteil besteht aus sehr groben Sandsteinen, den Grestener Arkosen, in welchen vereinzelt Geröll- und Toneinschaltungen vorkommen. Die grobkörnigen Arkosen gehen dann in eine Schiefertonsandstein-Serie mit Kohleflözen über, welche hier Flözkomplex genannt sei. Darüber folgen dunkle Schiefertone und sandige Kalke mit marinen Fossilien. Die besonders fossilreichen Grestener Kalke sind nach den stratigraphischen Untersuchungen von F. TRAUTH (1909) in den oberen Lias α bis Lias γ einzustufen und reichen unter Umständen bis in den Lias δ . Die Schichtfolge setzt sich dann mit dunkelgrauen Schiefertonen, Tonmergeln und vereinzelt Kalkmergellagen allmählich in den Oberlias fort.

Wie aus dieser Schichtabfolge zu ersehen ist, handelt es sich bei den Grestener Schichten um eine typische Transgressionsfolge, die in ihrer Gesamtheit fast zur Gänze aus terrigenen Gesteinen aufgebaut ist. Die gegenwärtigen Obertagsaufschlüsse gewähren nur einen sehr beschränkten Einblick in die Schichtfolge. Jedoch läßt sich aus den Angaben über die alten Kohlenbergbaue auf Liaskohlen (M. V. LIPOLD, 1865, S. 33—64) manches über Schichtabfolge und Mächtigkeiten erfahren. So gibt auch F. TRAUTH (1909, S. 25) auf Grund eines Profils des ehemaligen Bergverwalters H. PICHLER für den Kohlenbergbau des Hinterholzgrabens, W von Ybbsitz, eine Gesamtmächtigkeit von ca. 260 m an. Auf die arkoseführende Basalserie entfallen dabei 120—140 m, auf den eigentlichen Flözkomplex mit drei Flözen etwa 20 m und auf den marinen Schichtbereich ca. 100—120 m. Auch aus dem Bergbau Grossau sind drei Flöze bekannt.

Das Verhältnis gröberdetritischer Gesteine, wie Sandsteine und Konglomerate, zu Tongesteinen verschiebt sich mit dem Eintritt ins marine Milieu stark zugunsten der pelitischen Gesteine. Die Entwicklung der Grestener Schichten setzt sich ohne besondere Änderung in den Dogger fort. In den Mergeln und in vereinzelt eingeschalteten Dezimeterdünnen Kalkmergel bis Mergelkalken finden sich reichlich kleine Bositren. In den hangenden Partien des Dogger erscheinen dann reichlicher helle, etwas gefleckte Mergelkalke mit dünnen schwarzen Mergelzwischenlagen. Aus solch schwarzen Mergeln wurden durch W. SCHNABEL (1970) *Zoophycos*-Lebensspuren bekanntgemacht.

Aus der tonig-mergeligen marinen Fazies sind geringmächtige Sandstein- bzw. Konglomerat- und Breccienlagen, teilweise reichlich Kristallinmaterial führend, bekannt geworden. Ein besonders großes Vorkommen dieser Art ist als Neuhauser Schichten von F. TRAUTH (1919) beschrieben und ins Bathonien eingestuft worden. Die Zeller Schichten stellen bereits eine überwiegend karbonatische, ammonitenführende Entwicklung dar, bergen jedoch auch erhebliche Anteile an z. T. recht grobklastischem Material. Neben den ammonitenführenden Kalken treten auch Echinodermenspatkalke auf. Graugrüne, kieselige Breccien leiten in die Radiolarite über.

Die Malmentwicklung wird durch Radiolarite eingeleitet, welche mit wenigen Lagen bis ins Tithon reichen können (B. PLÖCHINGER, 1973, Abb. 14). Die Radiolarite der Klippenzone bilden eine äquivalente Entwicklung zu den ostalpinen Radiolariten des tieferen Malm.

Die Ausbildung des Klippenmalm läßt sich, folgt man den Ausführungen von F. TRAUTH (1948), in drei Fazies unterteilen. Einer nicht sehr weit verbreiteten Ammonitenkalkfazies, dem Arzbergkalk, mit eingeschalteten Mergeln und untergeordneten Crinoidenkalken steht eine ausgedehnt entwickelte Hornsteinkalk- und Aptychenkalkfazies gegenüber. Der Konradsheimer Kalk als konglomeratisch-brecciöse Entwicklung findet zwischen Plankenstein und Pechgraben seine Verbreitung.

In allen diesen Malmkalken ist der silikatisch-terrigenen Einfluß gering und meist nur in Form pelitischer Lagen vorhanden. Grobes Material ist sehr selten. Beim Konradsheimer Kalk handelt es sich um eine Kalkbreccie.

Der Arzbergkalk setzt sich in einer mergelreichen Fazies ins Neokom fort. Ebenso gehen die Aptychenschichten (Untere Blassenstein-Schichten) direkt in neokome, ebenfalls mergelreichere Schichten (Obere Blassenstein-Schichten) über. In diese etwas terrigenreichere Neokomentwicklung schalten sich zusätzlich vereinzelt terrigene Lagen von Sandsteinen und Feinbreccien ein. F. TRAUTH (1948, S. 170) hat solche Einschaltungen als Scheibbsbach-Schichten bezeichnet.

In rote Tithonkalke und Radiolarite der Klippenzone eingeschaltete basische Eruptiva, wie sie B. PLÖCHINGER (1964, 1973) aus den tektonischen Fenstern des Wolfgangseegebietes beschreibt, bilden ein für die Klippenzone spezifisches Element. Weitere Eruptivgesteine sind aus dem Hinterholzgraben bei Ybbsitz bekannt geworden.

Zusammenfassend kann über die Schichtfolge der Klippenkerne gesagt werden, daß die Lias- und Doggerschichtfolge als Rand der alpinen Geosynklinale lithologisch starke Anklänge zur außeralpinen Entwicklung aufweist. Die Transgression der Grestener Schichten muß dabei im Zusammenhang mit der großen faziellen Umgestaltung, die zu Beginn des Jura die alpine Geosynklinale erfaßt hat, gesehen werden.

Auf die große Verwandtschaft dieser Ablagerungen mit dem Mesozoikum vom Untergrund der Molassezone, das aus Bohrungen im Osten von Österreich bekannt geworden ist, haben J. KAPOUNEK et al. (1967) hingewiesen. Auch faunistisch stehen die Lias- und Doggerablagerungen überwiegend unter außeralpinem Einfluß (F. TRAUTH, 1909, 1919; vgl. auch A. TOLLMANN, 1963 b).

Die zu Beginn des Malm mit den Radiolariten einsetzende große Eintiefung der Geosynklinale erwirkte, daß in bezug auf Lithologie auch in der Klippenzone typisch alpine Schichtglieder vorherrschen, wobei der Konradsheimer Kalk sowie die erwähnten Eruptiva und vereinzelte grobdetritische Einschaltungen als klippenspezifische Bildungen erscheinen.

3.1. Methodik

Sandsteine und Grobklastika

Die mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine wurde in Gesteinsdünnschliffen untersucht. Zur Ermittlung des Modalbestandes wurde ein zur Punktzählung geeigneter Objektführer (Leitz) verwendet, der gegenüber einem Integrationsokular den Vorteil hat, daß die zu zählenden Komponenten immer im Fadenkreuz des Polarisationsmikroskopes liegen und der Drehtisch beliebig betätigt werden kann, ohne dabei das einmal gewählte Netz zu verschieben. Auch fällt das unter gekreuzten Nicols ermüdende Suchen der Schnittpunkte im Integrationsokular weg.

Für die Untersuchung der Kristallinkomponenten in grobklastischen Lagen wurde eine Anzahl größerer Komponenten isoliert und davon Gesteinsdünnschliffe hergestellt.

Bei der Ermittlung der Korngrößenverteilung in den verfestigten Sandsteinen gelangte das Sehnenschnittverfahren nach H. MÜNZNER & P. SCHNEIDERHÖHN (1953) zur Anwendung. Es bietet die Möglichkeit, wenigstens annähernd mit Siebanalysen zu vergleichen. Für den Rechenaufwand und die Ermittlung der granulometrischen Parameter stand ein Programm für elektronische Datenverarbeitung (P. FAUPL, R. FISCHER & W. SCHNABEL, 1971) zur Verfügung.

Einige grobkörnige Arkosen konnten nach mehrmaliger Behandlung mit Wasserstoffperoxyd so gut aufbereitet werden, daß eine Siebanalyse dieser Gesteine möglich

war. Gerade diese Arkosen waren wegen ihrer Grobkörnigkeit mit dem Sehnenschnittverfahren nicht gut zu erfassen.

Bei der Beurteilung der Rundung wurde auf die Schaubilder von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN (in G. MÜLLER, 1964) zurückgegriffen oder bei lackierten Gesteinsanschnitten von Grobklastika der Prozentsatz (ρ) der konvexen Teile im Verhältnis zum Gesamtumfang der Komponenten ($Kg. > 1cm$) abgeschätzt (E. SZADÉCKY-KARDOSS, 1933; G. LÜTTIG, 1956).

Zur Aufbereitung für die Schwermineralanalyse wurde das Gestein im Backenbrecher zerkleinert und dann normalerweise gleich die Kornfraktion zwischen 0.4 und 0.063 *mm* naß ausgesiebt. Vereinzelt war es notwendig, die Proben vorher mit Monochloressigsäure oder Wasserstoffperoxyd zu behandeln, um so stark kalkige Verkittung oder tonig-limonitische Umkrustungen zu lösen. Das eher weite Korngrößenspektrum hat sich zur Ermittlung der Gesamtschwermineralverteilung in diesen Gesteinen am günstigsten bewährt (auch A. MATER, 1964; H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1972). Die Schwermineralabtrennung erfolgte gravitativ in spitzen Trichtern mit Tetrabromäthan ($\rho=2.95$) als Schwereflüssigkeit. Bei der Auszählung wurden 200 durchsichtige Körner, Biotit und Chlorit nicht mitgerechnet, berücksichtigt. In schwermineralarmen Spektren konnte jedoch diese Anzahl nicht immer erreicht werden. Es wurden aber Präparate mit mindestens 100 transluzenten Körnern noch als repräsentativ erachtet. Solch eine Anzahl wurde auch von I. THUM & W. NABHOLZ (1972) bei ihren Schwermineraluntersuchungen als ausreichend angesehen. Geringere Kornzahlen wurden in die Betrachtungen nicht miteinbezogen.

Pelitische Gesteine

Die Mehrzahl der Pelitproben lagen als Mergel vor. Ihr Karbonatgehalt wurde mittels einer gasometrischen CO_2 -Bestimmung festgestellt und in Gew.-% $CaCO_3$ verrechnet.

Die meisten Pelitproben waren auch so stark verfestigt, daß eine Gewinnung der Tonfraktion nur durch Aufschlännen in Wasser nicht möglich war. Die Proben wurden daher in einem Achatmörser maschinell gemahlen. Bei einem Karbonatgehalt über 5% wurde die Probe entkalkt. Die Entkalkung erfolgte rasch (15—20 *min.*) mit kühler 5% Salzsäure. Der Lösungsrückstand wurde anschließend über einen Unterdruckfilter mit reichlich destilliertem Wasser gewaschen und anschließend im Trockenschrank getrocknet. Bei solch einer kurzen Salzsäurebehandlung konnte an den Chloriten noch keine Veränderung festgestellt werden. Von diesem Pulver wurde eine röntgenographische Aufnahme hergestellt, um neben einem ersten Überblick über die Schichtsilikate auch auf das Vorhandensein von Quarz, Feldspat, Pyrit etc. schließen zu können.

Zur Gewinnung der Tonfraktion $Kg. < 2\mu$ wurde das Gesteinspulver in destilliertem Wasser, welchem etwas Natriumpyrophosphat zugesetzt wurde, durch kräftiges Rühren aufgeschlämmt, ca. fünf Minuten mit Ultraschall (50 *kHz*) behandelt und in einen Atterbergschlammzylinder eingebracht.

Die Herstellung der Texturpräparate für die röntgenographischen Aufnahmen erfolgte im Prinzip so, wie von G. MÜLLER (1964) beschrieben, im Zentrifugalfeld. Als Zentrifugegefäße dienten dabei einfache Glasröhren, die an ihrer Unterseite mit Siliconstopfen verschlossen waren. Dieser Stopfen trug den runden, gläsernen Objektträger. Etwa 20 *ml* der direkt dem Atterbergzylinder entnommenen Fraktion $< 2\mu$ wurden eine halbe Stunde bei ca. 3700 *U/min* zentrifugiert, und dann das Wasser rasch abgegossen. Der Objektträger mit der Sedimentschicht haftet so fest auf der glatten Oberfläche des Siliconstopfens, daß er auch bei kräftigem Ausgießen nicht aus dem Zentrifugegefäß fällt. Anschließend wurde das Präparat an einem staubfreien Platz zum Trocknen abgelegt.

Die röntgenographischen Aufnahmen wurden an einem Philips-Röntgendiffraktometer mit $\text{Cu}_K\alpha$ -Strahlung ($\gamma=1.5405$; 36 kV , 20 mA) und einer Winkelgeschwindigkeit von $1/2^\circ$ bis $1^\circ/\text{min}$ durchgeführt.

Die Bestimmung der Tonminerale erfolgte in der Regel aus drei Röntgendiffraktogrammen. Eine Aufnahme wurde am lufttrockenen Präparat, eine weitere nach 45-minütigem Bedampfen mit Äthylenglykol und eine letzte Aufnahme nach 1-stündigem Erhitzen bei 550° C hergestellt. Das Bedampfen mit Äthylenglykol wurde in der von G. MÜLLER (1964, S. 212) vorgeschlagenen Weise durchgeführt, was eine von Kräuselungen völlig freie Sedimentoberfläche der Präparate garantierte.

Um wenigstens eine ganz rohe Schätzung der Mengenverhältnisse der Tonminerale zu erhalten, wurden die Diagramme nach den von Ch. E. WEAVER (1958, S. 270) angegebenen Röntgenintensitätsverhältnissen ausgewertet. Aus der Gesamtaufnahme wurden die Intensitäten der übrigen wesentlichen Gesteinsbestandteile zueinander in Beziehung gesetzt, um so ihr mengenmäßiges Variieren zu veranschaulichen. Für Quarz wurde der Reflex bei 4.26 \AA , bei Feldspat der zwischen 3.18 — 3.24 \AA und bei Pyrit der bei 2.71 \AA herangezogen.

3.2. Die Grestener Schichten

3.2.1. Untersuchte Vorkommen

Die Grestener Schichten, namensgebend für die gesamte tektonische Einheit, in der sie auftreten, stellen ein weitverbreitetes Schichtelement dar. Es war daher möglich, aus dem gesamten Bereich der Grestener Klippenzone Untersuchungsmaterial zu beschaffen. Eine kurze Darstellung der einzelnen Fundpunkte, von Westen nach Osten fortschreitend, soll über ihre Beschaffenheit und geologische Position informieren (Abb. 1).

Laudachsee bei Gmunden

Aus dem Gebiet des Laudachsees bei Gmunden wurden durch E. v. MOJSISOVICS & U. SCHLOENBACH (1868, S. 212), F. TRAUTH (1909) und S. PREY (1953 a) Grestener Schichten bekannt gemacht.

Der Wegaufschluß am Westufer des Laudachsees erschließt einen Sandsteinkomplex, in dem eine ca. 10 m mächtige, grobe Konglomeratbank eingeschaltet ist (Abb. 3). Die Schichten fallen mit 60° nach Südwesten ein und befinden sich im Liegenden der kalkalpinen Mitteltrias in deutlich überschobener Position. Der gesamte Aufschluß ist etwa 30 m lang. Das eindeutig liassische Alter der Sandsteine konnte S. PREY (1953 a, S. 319) durch einen Arietitenfund festlegen.

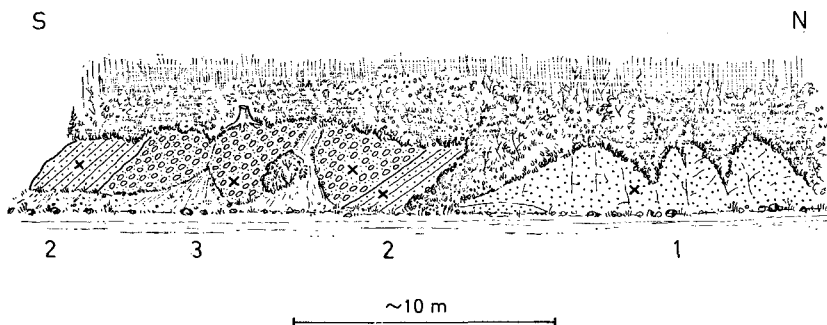


Abb. 3: Skizze des Aufschlusses in den Grestener Arkosen mit eingeschaltetem Konglomerat am Westufer des Laudachsees bei Gmunden. — 1 unbankte Arkosen, 2 im Dezimeterbereich gebankte Arkosen, 3 Konglomerat. + Probepunkte.

Während den Sandsteinen ein karbonatischer Zement fehlt, besitzt die Konglomeratbank eine calcitische Grundmasse. Der Sandstein ist im Liegend- und Hangendbereich geschichtet. Neben silikatischen Komponenten führt das Konglomerat dunkle Sandkalke, Gryphäen und Belemnitenrosten. Durch diese Fossilreste und auch die Kalkkomponenten, die aller Wahrscheinlichkeit nach aufgearbeiteten, marinen Grestener Schichten entstammen dürften, wird diese klastische Schichtfolge der marinen Schichtgruppe des Lias zugeordnet.

Oberer Gschlifgraben

Das Vorkommen im oberen Gschlifgraben wurde ebenfalls durch die oben genannten Autoren beschrieben. An einem Forstweg, ca. 900 m NW der Ramsauer Alm, finden sich fossilführende, dunkle, etwas sandige Mergel der marinen Grestener Schichten erschlossen. In Verbindung mit diesen Mergeln treten auch Sandsteine auf, welche calcitisch zementiert sind und biogenen Detritus führen.

Forststraße S Hoisn am Traunsee

Als Fortsetzung des Grestener Vorkommens im oberen Gschlifgraben trifft man an der Forststraße, über dem Kalkofen S Hoisn, ebenfalls karbonatisch zementierte Grestener Sandsteine an. Aus den Aufschlüssen an der Forststraße und den Verhältnissen um den Steinbruch des Kalkofens läßt sich die sehr komplizierte, tektonische Situation im Liegenden der Kalkalpen erahnen (Abb. 4; S. PREY, 1951, Taf. VII, Fig. 1 und 2).

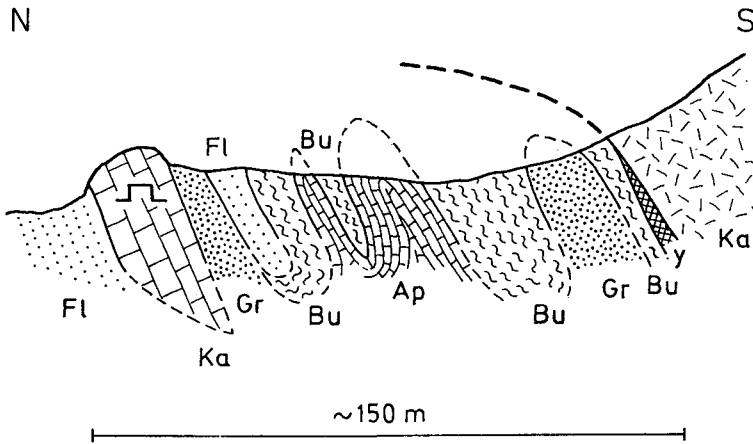


Abb. 4: Schematisches Profil vom Nordrand der Kalkalpen am Ostufer des Traunsees bei Hoisn, südlich von Gmunden. Profillänge ca. 150 m. — Ka Kalkalpine Gesteine, y Haselgebirge mit Gips; Bu bunte Mergel, Ap Aptychenkalke, Gr Grestener Sandsteine; Fl Flysch (Glaukonitsandsteine des Neokom).

Unter den überschiebenden Kalkalpen aus Mitteltriasdolomiten und Gipslinsen (Haselgebirge) ist ein kompliziert verschuppter Aufbruch von Gesteinen der Klippenzone zu beobachten. Grestener Sandsteine sowie Aptychenkalke als Klippenkerne sind mit roten Mergeln verschuppt. Eine kleine Einschaltung von kieseligen Sandsteinen, die am ehesten einem Gault-Sandstein der Flyschzone entsprechen dürften, konnten beobachtet werden. Die B-Achsen des stark gefalteten Aptychenkalkes streichen SW—NE. Eine kalkalpine Scholle von dunklen, dolomitischen Kalken der Mitteltrias des Steinbruches ist in die Flysch-Klippen-Serie bei der Überschiebung der Kalkalpen eingeschuppt worden und zurückgeblieben. A. TOLLMANN (1973, S. 143) führt diese Situation bei Hoisn als charakteristisches Beispiel für eine „Spurscholle“ an.

Kohlenbergbaugebiet Grossau

Der aufgelassene Liaskohlenbergbau liegt 4 km NE Maria Neustift (Österr. Karte 1:50.000, 70 Waidhofen/Ybbs). Erwähnung findet dieses Gebiet durch G. v. STERNBACH (in M. V. LIPOLD, 1865, S. 46), F. TRAUTH (1909, S. 21) und durch F. ABERER (1951, S. 45).

Das von F. ABERER im Maigraben beschriebene Profil konnte bei eigenen Begehungen noch annähernd rekonstruiert werden. In diesen Gräben münden vier völlig verstürzte Stollen des ehemaligen Kohlenbergbaues. Bei den aufgeschlossenen Gesteinen handelt es sich um Sandsteine, teils siltig graue Tone und einige Bänke sandiger Kalke mit Fossilgrus. In einem Aufschluß von stark verwittertem Arkosesandstein fanden sich zentimeterdünne Kohleschmitzen eingeschaltet. Die Gesamtheit der in diesem Graben erschlossenen Schichten repräsentiert marine Grestener Schichten mit eingeschalteten Sandsteinkomplexen.

Hinterholzgraben (W von Ybbsitz)

Aus dem ehemaligen Kohlenbergbaugebiet des Hinterholzgrabens (Österr. Karte 1:50.000, 71 Ybbsitz) konnte sowohl aus der basalen Serie mit grobkörnigen Grestener Arkosen als auch aus der marinen Schichtfolge Material gewonnen werden.

G. LAUER (1970) beschrieb einen Aufschluß eines Grestener Basalkonglomerates. Es handelt sich dabei um einen etwa 5 m aufgeschlossenen Bereich in grob- bis mittelkörnigen Arkosesandsteinen. Der Aufschluß ist stark verfallen, sodaß eine Schichtung mit 220/65 nur mehr erahnt werden konnte. Aus einem ungebankten Abschnitt wurde ein Geröllspektrum mit bis zu kindskopfgroßen Komponenten gewonnen.

Ebenfalls im Hinterholzgraben, unterhalb des vorher beschriebenen Aufschlusses, fanden sich bei einem verstürzten Stollenmundloch, aus dem H₂S-haltiges Wasser austrat, einige Blöcke einer verhältnismäßig frischen, grobkörnigen Arkose.

Neben diesen grobkörnigen Sandsteinen trifft man noch auf feinerkörnige, welche mit Grestener Kalken in Verbindung stehen. Sie weisen einen hohen Kalkgehalt auf und entstammen der marinen Schichtfolge.

Noch etwas tiefer im Hinterholzgraben kommen dunkelgraue Schiefertone des oberen Lias vor, in welchen die Bivalve „*Posidonia*“ *bronni* VOLTZ gefunden werden kann.

Neuhausergraben

Über dem Serpentinsteck von Gstadt findet sich ein weiteres Vorkommen grobkörniger Grestener Arkosen. Der Fundpunkt liegt in der Nähe des ehemaligen Gehöftes Loosbühl, westlich des Neuhausergrabens (W. SCHNABEL, 1970).

Vom Unterlauf des Neuhausergrabens sind zwei durch Buntmergel getrennte Klippengesteinsvorkommen, bestehend aus hellgrauen, fleckigen Kalkmergeln und schwarzen Mergelzwischenlagen, erschlossen. Beprobungen auf Nannofloren durch Herrn Dr. W. STRADNER haben ein Dogger-Alter ergeben. W. SCHNABEL (1970) meldet aus diesen Mergeln einen Fund einer *Zoophycos*-Lebensspur.

Ybbsitz

An der Straße, NE von Ybbsitz, stehen verhältnismäßig frische, grobkörnige Arkosen des basalen Profilabschnittes an (G. LAUER, 1970). Aus der marinen Serie der Grestener Schichten konnten in einem Grabenprofil, beim Gehöft Oberrigel, 2 km NW vom Ortszentrum von Ybbsitz, graue, sandige Tonmergel und Kalkmergel des oberen Lias bis tieferen Dogger aufgesammelt werden.

Gresten

Östlich von Gresten konnte ich dank der Angaben von W. SCHNABEL in marinen Grestener Schiefeln eingeschaltete Sandsteine und konglomeratische Lagen auffinden. Die Gesteine stehen im Graben, nahe der Straße, welche zum Steigerhof führt, an. Leider sind die Aufschlüsse teilweise stark verrutscht. Aus Peliten, welche dem obersten Abschnitt des Grabens, unmittelbar beim Gehöft, entstammen, konnte H. STRADNER Watznauerienfloren gewinnen, welche ein Doggeralter wahrscheinlich machen.

Im Graben westlich des Schlosses Stiebar, S von Gresten, konnten aus marinen, pelitischen Grestener Schichten Proben entnommen werden. Es handelt sich dabei um ein Vorkommen, das seiner lithologischen Ausbildung nach mit jenen Schichten beim Gehöft Oberrigel/Ybbsitz vergleichbar ist. Untersuchungen auf Nannofossilien machen ebenfalls ein Doggeralter wahrscheinlich.

Im Rahmen von Schurftätigkeiten auf Grestener Kohle im Jahre 1947 wurden SE von Gresten, unmittelbar E des Schlosses Stiebar, zwei Bohrungen niedergebracht. Die geologische Betreuung lag in den Händen von Dr. A. RUTTNER, welcher mir in freundlicher Weise Kernmaterial und Bohrprofile zur Verfügung stellte. Eine kurze geologische Beschreibung der Situation wurde von A. RUTTNER (1948) veröffentlicht. Das hier bearbeitete Material entstammt der Bohrung A₂, in der bis 144 m eine Wechselfolge von Sandsteinen, Schiefertonen mit Pflanzenresten und zahlreichen Kohleflözchen und -schmitzen durchörtert wurden. Aus der Lage eines Wurzelbodens war zu entnehmen, daß es sich um eine stratigraphisch aufrechte Schichtfolge handelt. Unter dieser sandsteinreichen Abfolge wurden bis 162 m schwarze, dünnplattige Schiefertone mit spärlichen Pflanzenresten angetroffen. Darunter bis zur Endteufe der Bohrung bei 212 m folgten graue Fleckenmergel, in die bunte Mergel, wahrscheinlich Späne der Buntmergelerde, eingeschaltet sind. Die grauen Fleckenmergel gehören ihrer Ausbildung nach mit ziemlicher Sicherheit den stratigraphisch höheren, marinen Grestener Schichten an. Ihr Auftreten unter den flözführenden Schichten läßt den komplizierten tektonischen Aufbau der Klippenzone erkennen. Das zu Probenzwecken entnommene Sandsteinmaterial war aus dem gesamten Abschnitt der Grestener Klippenzone das wirklich einzig frische Material aus dem Flözbereich.

Bernreith an der Gölsen

Beim ehemaligen Liaskohlenbergbau Bernreith, 1,5 km WNW von Unterrohrbach (Österr. Karte 1:50.000, 56 St. Pölten), konnten beim verstürzten Stolleneingang noch grobkörnige Grestener Arkosen anstehend vorgefunden werden. Ganz in der Nähe fanden sich auch verrutschte Blöcke von Grestener Kalken. Das Vorkommen dieser Grestener Schichten wurde von F. TRAUTH (1908, 1909), W. NADER (1952) und P. GOTTSCHLING (1965) bearbeitet. Es bildet ein Bindeglied zwischen der Grestener Klippenzone und der Hauptklippenzone des Wienerwaldes.

Ebenfalls aus diesem Gebiet, in der Nähe von Stollberg, stammen Proben aus dunkelgrauen, siltigen Mergeln des tieferen Dogger (P. GOTTSCHLING, 1965).

3.2.2. Sandsteine der grobkörnigen Basalserie

Es handelt sich bei den Sandsteinen der Basalserie um grobkörnige Gesteine, die bereits makroskopisch einen hohen Feldspatgehalt erkennen lassen. Sie weisen eine hellgraue, in stark verwittertem Zustand jedoch weiße Gesteinsfarbe auf. Die Sandsteine werden herkömmlicherweise als Grestener Arkosen bezeichnet und sind vornehmlich auf den basalen Bereich der Grestener Schichten beschränkt.

Der Begriff „Arkose“, welcher von A. BRONGNIART (1826) für Sandsteine mit einem sehr hohen Feldspatgehalt in der Auvergne verwendet wurde, hat mehrfache Neudefinitionen erfahren und soll hier in der von F. J. PETTJOHN (1957) gegebenen Definition

Anwendung finden. Demnach besteht eine Arkose zu 25 oder mehr Prozenten aus instabilen Bestandteilen, wobei unter diesen instabilen Fragmenten Feldspat und Gesteinsbruchstücke zu verstehen sind. Der Feldspat hat gegenüber den Gesteinsbruchstücken zu überwiegen oder wenigstens gleich häufig aufzutreten.

Eine mikroskopische Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung (Tab. 3) an fünf typischen Grestener Arkosen hat ergeben, daß sie unter Anwendung der gegebenen Definition (Abb. 6) als Arkosen bis Subarkosen zu bezeichnen sind.

An den besonders groben Typen war jedoch festzustellen, daß die Gesteinsbruchstücke, nämlich die Quarz-Feldspat-Glimmer-Aggregate, gegenüber dem Feldspat als Einzelkorn dominieren, sodaß solche Sandsteintypen in strenger Weise als lithische Arenite zu bezeichnen wären. Jedoch gerade diese Gesteine erscheinen als besonders typische Arkosen, deren Ausbildung auf eine geringere klastische Zerlegung des Ausgangsgesteines und einen kürzeren Transportweg zurückzuführen ist.

Bei der mikroskopischen Analyse stellte der Kaolinit ein Problem dar. War zu ersehen, daß er noch in Verbindung mit Alkalifeldspatsubstanz stand, so wurde das Korn als Alkalifeldspat gezählt. Handelte es sich jedoch um reine Kaolinitaggregate, vielfach nur Zwickelfüllungen bildend, so wurde der Kaolinit gesondert ausgeschieden. Auch dieser Kaolinit hat sich sicher aus Feldspatsubstanz entwickelt, sodaß bei solchen Proben der ursprüngliche Alkalifeldspatgehalt wesentlich höher gelegen ist.

Die Sortierung der Arkosen ist nach der verbalen Klassifikation von G. M. FRIEDMAN (1962) als schlecht bis mäßig zu bezeichnen. Die festgestellten Mean-Werte liegen zwischen $Kg. > 3 mm$ und $0.6 mm$ (Tab. 2, Abb. 7). Es zeigt sich, daß gröberkörnige Arkosen im allgemeinen schlechter sortiert sind als die feinerkörnigen (Abb. 8). Die Schiefewerte (Momentkoeff. der Schiefe) weisen alle positive Vorzeichen auf, was besagt, daß die Summenkurven dieser Sandsteine auf der feinen Kornseite einen Schwanz haben. Nach G. M. FRIEDMAN (1961) erbringen sowohl Fluß- als auch Dünenande gewöhnlich positive Schiefewerte, während die Werte für Strandsande im allgemeinen negativ sind. G. M. FRIEDMAN (1962) konnte Fluß- und Strandsande mittels eines Diagramms, in welchem die Standardabweichung gegen die Schiefe (3. Moment) aufgetragen wurde, eindrucksvoll unterscheiden. Im linken Diagrammteil der Abb. 8 wurde diese Trennlinie eingetragen. Es zeigt sich dabei, daß die Werte deutlich im fluviatilen Felde zu liegen kommen.

Probe	Mean	Standardabweichung	Momentkoeff. d. Schiefe	Median	Sortierungskoeff. n. TRASK	Schiefekoeff. n. TRASK
208/2*	—1.13 (2.18)	1.880	0.752	2.85	2.19	0.652
208/3*	—1.78 (3.43)	1.078	0.445	3.74	1.46	0.892
249/5*	—0.89 (1.85)	1.501	0.975	2.56	2.21	0.513
200/1b	—0.43 (1.35)	1.188	0.769	1.35	1.58	0.855
200/2a	0.56 (0.67)	1.216	0.107	0.67	1.70	0.241
200/2b	0.69 (0.62)	1.193	0.687	0.68	1.68	0.908
267/3	0.58 (0.67)	1.11	0.360	0.52	2.04	1.787
267/5	1.07 (0.48)	1.199	—0.184	0.43	2.23	1.362
267/7	1.96 (0.26)	0.588	0.299	0.24	1.3	1.05
267/8	1.75 (0.29)	0.817	0.202	0.28	1.36	0.908

Probe	Mean	Standard- abweichung	Momentkoeff. d. Schiefe	Median	Sortierungs- koeff. n. TRASK	Schiefekoeff. n. TRASK
255/1	1.67 (0.32)	1.129	0.698	0.38	1.73	0.535
255/2	2.37 (0.19)	0.935	0.587	0.19	1.30	1.387
254/2	0.75 (0.59)	1.144	0.424	0.53	1.80	1.727
257/1	1.78 (0.29)	1.110	0.303	0.26	1.62	1.141
257/2	1.18 (0.44)	0.825	1.194	0.46	1.32	0.926
264/1	2.20 (0.22)	0.699	0.009	0.19	1.41	1.085
264/3	1.10 (0.47)	0.632	1.210	0.41	1.32	1.0
264/5	2.04 (0.24)	0.585	—0.217	0.25	1.395	0.630
208/6	2.80 (0.14)	0.867	0.133	0.12	0.867	0.133
208/7	3.40 (0.09)	0.855	0.367	0.09	1.42	0.735
261/1	2.86 (0.14)	0.616	—0.050	0.15	0.79	0.274
261/6	4.14 (0.06)	0.741	—0.212	0.05	1.34	0.905

Tab. 2: Granulometrische Parameter der Grestener Sandsteine. Mean, Standardabweichung und Momentkoeffizient der Schiefe sind in Φ -Werten gerechnet; der Klammerausdruck bedeutet Mean in *mm*. — Die Proben 208/2 bis 267/8 entstammen den Sandsteinen des Basal- und Flözgebietes, 255/1 bis 261/6 sind Sandsteinen des marinen Bereiches der Schichtfolge entnommen. — * Werte aus der Siebanalyse berechnet; alle übrigen Parameter aus der Dünnschliffanalyse (Schnenschnittverfahren).

An den Komponenten der Gesteine fällt der schlechte Rundungsgrad auf, welcher nach den Schaubildern von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN im Durchschnitt als subangular zu bezeichnen ist. Nur die größeren Komponenten, etwa um 4 *mm* Korndurchmesser, weisen eine etwas bessere Rundung (subrounded bis rounded) auf.

An den Arkosen fällt eine sehr starke Verzahnung der Komponenten auf (Abb. 36). Diese Verzahnungen werden einerseits auf Quarzlösungen, aber andererseits auch auf sekundäres Quarzwachstum im Zuge der Diagenese zurückzuführen sein. Dieser Umstand erschwert sowohl die Korngrößenanalysen als auch die Untersuchungen über den Rundungsgrad sowie eine Beurteilung, ob polykristalline Quarze oder sekundär verwachsene Einzelquarze vorliegen. Es wurde daher weitgehend getrachtet, für diese Untersuchungen immer solches Material heranzuziehen, an welchem diese diagenetischen Effekte weniger stark zum Tragen gekommen sind.

Die mineralogische Zusammensetzung

Über die Komponentenzusammensetzung orientiert die Tab. 3. Quarz als Einzelkorn und polykristalline Quarze treten am häufigsten auf. Bei der Untersuchung von Siebgut erweist sich, daß in den größeren Fraktionen polykristalline Quarze und Quarz-Feldspataggregate überwiegen. In der besonders groben Arkose Nr. 3 (Tab. 3) ist das Verhältnis der Einzelquarze zu polykristallinen Quarzen bereits stark zugunsten der polykristallinen Kristalle verschoben.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Quarz	40·8 ¹⁾	55·0	10·5	59·2	30·4	60·5	38·9	50·6	60·7	71·2
Quarz polykrist.			48·7	9·2	25·5	11·7	34·4	15·9	9·2	6·6
Alkalifeldspat	17·1 ²⁾	8·8	28·8 ¹⁾	18·6 ¹⁾	9·1	0·3	0·3	0·9	0·6	1·2
Plagioklas	18·6	10·4				2·9	4·5	9·4	9·2	4·0
Biotit	1·8	2·0	—	1·8	—	4·6	1·6	—	0·9	0·9
Muskovit	0·3	—	—	—	—	—	—	0·6	—	—
Quarz-Feldspat-Aggregate .	6·9	14·6	10·2	—	3·6	1·1	7·8	1·3	0·9	1·2
Glimmerschiefer u. Phyllit .	—	—	—	—	—	2·0	—	0·6	1·5	1·2
Sandstein	—	—	—	—	—	0·6	—	—	—	—
Tonschiefer	—	—	—	3·0 ²⁾	3·0 ²⁾	—	—	—	—	—
Erz	1·2	—	0·5	—	—	0·3	—	—	0·6	0·3
(Summe der Komponenten)	(86·7)	(90·8)	(98·7)	(91·8)	(68·6)	(84·0)	(87·5)	(79·3)	(83·6)	(86·6)
Matrix	13·3 ³⁾	9·2 ¹⁾	—	8·2	17·7	2·6	3·2	5·2	1·2	1·1
Kaolinit	—	—	—	—	13·7	8·7	5·8	7·3	7·8	6·5
Chalcedon	—	—	—	—	—	2·9	2·2	2·4	5·5	3·2
Calcit-Zement	—	—	1·3 ²⁾	—	—	1·8	1·3	5·8	1·9	2·6
(Gesamte Grundmasse) ...	(13·3)	(9·2)	(1·3)	(8·2)	(31·4)	(16·0)	(12·5)	(20·7)	(16·4)	(13·4)

Tab. 3: Mineralogische Zusammensetzung der Grestener Sandsteine des Basal- und Flözbereiches in Vol.-%.

1 Arkose der basalen, grobkörnigen Serie. 208/4, aus dem Bereich der geröllführenden Lage. —

¹⁾ Eine eindeutige Abgrenzung von Einzelquarzen gegen polykristalline Quarze ist wegen der starken gegenseitigen Verzahnung nicht möglich. — ²⁾ Der Alkalifeldspat ist teilweise sehr stark kaolinitisiert. — ³⁾ Die Grundmasse ist siltig-tonig entwickelt; Illit, Kaolinit und Spuren von Chlorit.

2 Subarkose der grobkörnigen Basalserie. 215, Fundpunkt beim ehemaligen Gehöft „Loosbichl“, westlich von Waidhofen/Ybbs. — ¹⁾ Die Grundmasse besteht aus einer siltig-tonigen Quarz-Feldspat-Matrix mit Illit.

3 Arkose der Basalserie, sehr grobkörnig. 244, Hinterholzgraben. — ¹⁾ Feldspat liegt überwiegend als Plagioklas vor; häufig weisen die Feldspäte eine sehr starke Zersetzung auf. — ²⁾ Der Calcit-Zement tritt bevorzugt zusammen mit Erz im Bereich der Feldspäte auf.

4 Subarkose der grobkörnigen Basalserie. 200/2, ehemaliger Kohlenbergbau Bernreith. — ¹⁾ Feldspäte sehr stark zersetzt. — ²⁾ Siltsteine.

5 Arkose aus der grobkörnigen Basalserie. 200/1, ehemaliger Kohlenbergbau Bernreith.

6—10 Grestener Sandsteine aus dem Flözbereich. Kohlenbohrung (1947)-Gresten (A₂).

6 Sublithischer Arenit (48—49m)

7 Sublithischer Arenit (60,02—61,32m)

8 Subarkose (128,27—130,64m)

9 Subarkose (135,65—137,72m)

10 Subarkose (140,57—141,97m)

Die Quarze sind durchwegs undulös ausgebildet. Die polykristallinen Aggregate bestehen häufig aus intensiv verzahnten Individuen, wie sie aus quarzreichen, regionalmetamorphen Gesteinen bekannt sind. Aus diesem Grunde werden jene polykristallinen Quarze auch zum weitaus überwiegenden Teil von Gneisen und verwandten Metamorphiten abzuleiten sein.

Bei den Quarz-Feldspat-Aggregaten, welche z. T. auch mit Glimmer assoziiert sind, handelt es sich durchwegs um Bruchstücke von biotitführenden (Mikroklin-)Plagioklasgneisen. Auch in diesen Gefügen zeigen die Quarze dasselbe Gefüge wie in den polykristallinen Aggregaten. Mitunter führen diese Bruchstücke einen höheren Biotit- und Muskovitgehalt, sodaß ein glimmerschieferartiger Habitus entsteht. Der im allgemeinen braune bis rotbraune Biotit ist teilweise sekundär gelb verfärbt. Chloritisationen sind zu beobachten.

Der Alkalifeldspat liegt als Mikroclin vor. Er läßt primär- und sekundärperthitische Entmischungen erkennen. Häufig ist der Mikroclin partiell kaolinitisiert, oder es liegt überhaupt nur mehr ein Formrelikt vor.

Der Plagioklas erscheint stark polysynthetisch verzwilligt und ist häufig saussurisiert. Einige An-Bestimmungen ergaben Oligoklase.

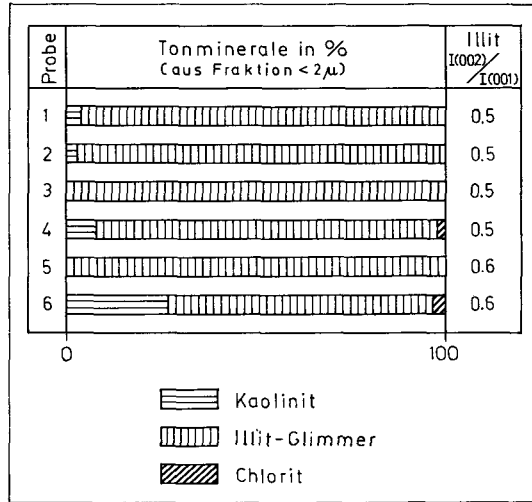


Abb. 5: Die Verteilung der Tonminerale in der Matrix der grobkörnigen Grestener Arkosen des Basalbereiches (Fraktion $<2\mu$) — 1—4 Hinterholzgraben; 5 ehemaliges Gehöft Loosbichel, über dem Serpentin von Gstadt; 6 aufgelassener Kohlenbergbau bei Bernreith an der Gölsen.

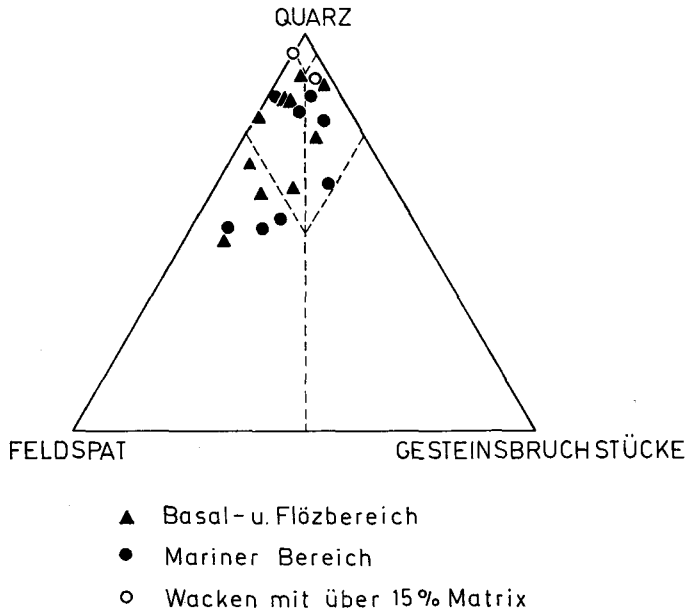


Abb. 6: Zusammensetzung der Grestener Sandsteine im Nomenklatordreieck Quarz—Feldspat—Gesteinsbruchstücke für Arenite nach PETTJOHN, POTTER & SIEVER (1972).

Die Gesteinsmatrix ist siltig-tonig entwickelt. Um über ihre tonmineralogische Zusammensetzung Aufschluß zu erhalten, wurde die Fraktion $< 2\mu$ abgetrennt und röntgenographisch untersucht (Abb. 5). Neben den Tonmineralien sind nennenswerte Mengen von Quarz und ganz wenig Feldspat nachgewiesen worden. Beim Feldspat handelt es sich auf Grund des Reflexes bei 3·18 bis 3·19 Å um Plagioklas.

Unter den Phyllosilikaten dominiert Illit. Bezüglich der Intensitätsverhältnisse (002)/(001) von 0·5—0·6 handelt es sich nach J. ESQUEVIN (1969) um Al-reiche Glimmertypen.

Der Kaolinit liegt mengenmäßig bis auf eine Ausnahme unter 10% oder er fehlt überhaupt vollständig. Es ist auch interessant zu beobachten, daß in röntgenographischen Aufnahmen, die das Gesamtgestein erfassen, ein höherer Kaolinitgehalt festzustellen ist. Dies läßt sich auf den Umstand zurückführen, daß wesentliche Mengen von Kaolinit ein größeres Korn als $< 2\mu$ besitzen. Aus den mikroskopischen Untersuchungen geht hervor, daß der Kaolinit in Zwickelfüllungen und Aggregaten als Pseudomorphose nach Alkalifeldspat in großen „wurmartigen“ Trachten auftritt. Bei solch ausgebildeten Kaoliniten wurde von verschiedenen Autoren darauf hingewiesen, daß sie nicht als detritäre Komponenten in Frage kommen (G. MILLOT, 1970, S. 239). Eine derartige sekundäre Kaolinitbildung dürfte jedoch nicht alle Gesteinspartien gleichmäßig erfaßt haben, da in einigen Proben, auch in den Gesamtaufnahmen, kein Kaolinit nachgewiesen werden konnte.

Der vereinzelt in Spuren feststellbare 14 Å-Chlorit wird möglicherweise auf sekundäre Umbildungen detritärer Biotite zurückzuführen sein. Eine expandierende Tonmineralphase tritt in keiner Probe auf.

Den basalen grobkörnigen Sandsteinen fehlt im Gegensatz zu den Sandsteinen aus höheren Profilabschnitten fast jeder calcitische Zement als orthochemischer Bestandteil*). An einer Probe mit beginnender spärlicher Karbonatdurchdringung läßt sich feststellen, daß die einzelnen Calcitkristalle nicht nur Quarz und Feldspat verdrängen, sondern auch Kaolinitaggregate, wobei sie idiomorph hineinwachsen. Daraus läßt sich ableiten, daß die Calcitzementierung der Sandsteine deutlich jünger ist als die auf Kosten der Feldspäte gehende Kaolinitbildung. Nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970) wird die Verdrängung der Alkalifeldspäte durch Kaolinit einem frühdiagenetischen Stadium, die intensive Verdrängung von Quarz und Feldspat durch Calcizement einem späteren Stadium der Diagenese zugeordnet. Selten sind an den Quarzen deutliche Anwachssäume zu beobachten. Auch sie sind gegenüber dem Calcizement älter. Nicht klar zu deuten sind hingegen die Kontakte sekundärer Quarzsaum zu Kaolinit. Die Grenzfläche erscheint stark verzahnt.

3.2.3 Sandsteine aus dem Flözbereich

Das einzig frische Gesteinsmaterial aus dem Flözbereich der Grestener Schichten entstammt der Schurfbohrung A₂ aus dem Kohlenrevier bei Gresten.

Aus dem von A. RUTTNER erstellten Bohrprofil (unveröffentlicht) ist zu entnehmen, daß die Sandsteine Mächtigkeiten von einigen Metern bis wenigen Dezimetern besitzen, wobei die mächtigeren Partien eher selten sind. Eingelagert sind die Sandsteine in graue, teils sandige Schiefertone. Die gesamte in dieser Bohrung erschlossene Mächtigkeit der Schichtfolge des Flözbereiches liegt bei etwas über 120 m und stellt nur einen Ausschnitt dar. Bei einigen Sandsteinen des Profils sind Ölspuren vermerkt.

*) Bei der Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung wurde nach Möglichkeit zwischen terrigenen, orthochemischen und allochemischen Bestandteilen im Sinne von R. L. FOLK (1968) unterschieden.

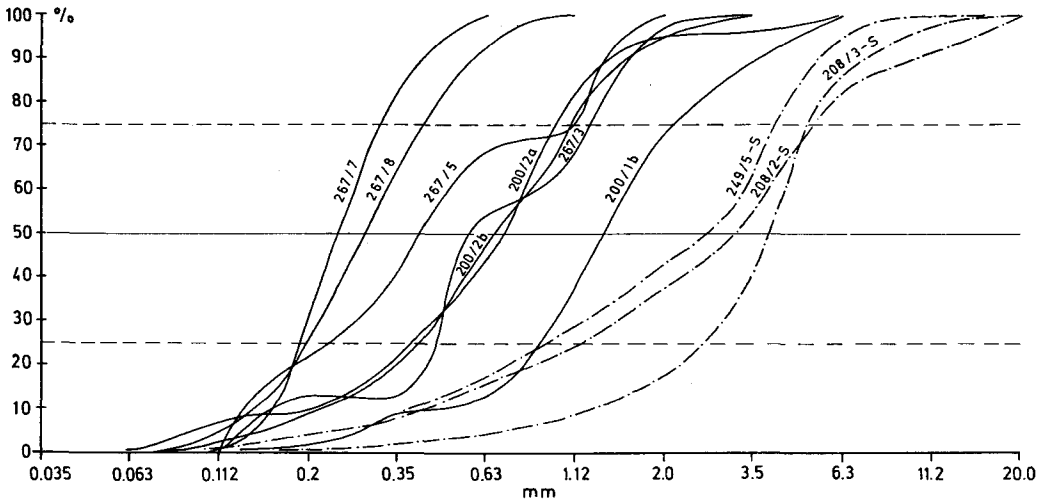


Abb. 7: Korngrößenverteilung in Grestener Sandsteinen des grobkörnigen Basal- und Flözbereiches in Summenkurvendarstellung. Ausgezogene Linien sind aus der Dünnschliffanalyse ermittelt, Strich-Punkt-Strich-Linien aus einer Siebanalyse erstellt.

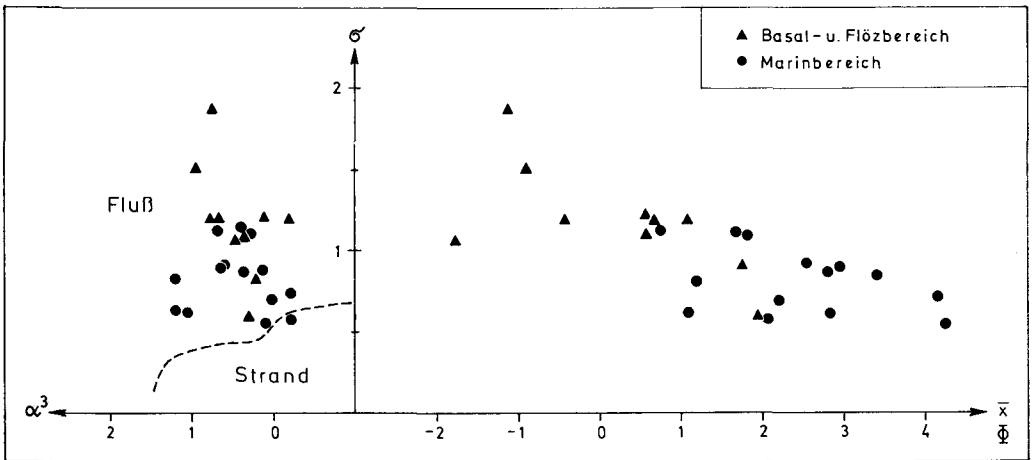


Abb. 8: Verteilung der Grestener Sandsteine im Diagramm Mean/Standardabweichung und Momentkoeffizient der Schiefe/Standardabweichung. Die Trennlinie zwischen Fluß- und Strandsanden im Diagrammteil Schiefe/Sortierung wurde G. M. FRIEDMAN (1962, S. 751) entnommen.

Die beprobten Sandsteine besitzen eine mittelgraue Farbe und sind grob- bis mittelkörnig entwickelt. Sie erscheinen schlecht sortiert. Die einzelnen Komponenten weisen kaum eine Rundung auf. Bereits makroskopisch läßt sich ein bedeutender Feldspatgehalt nachweisen. Eine Feinschichtung war an den Bohrkernen vereinzelt zu beobachten. Die Schichtflächen sind häufig mit Muskovit belegt.

Die dünn schliffmäßige Auswertung hat ergeben, daß diese Gesteine als Subarkosen bis lithische Arenite zu bezeichnen sind, wobei zu bedenken ist, daß primär ein höherer Alkalifeldspatgehalt vorhanden war, der später in Kaolinit umgewandelt wurde.

Die einzelnen Komponenten sind stark miteinander verzahnt, was die Korngrößenanalyse sowie die Auswertung des Modalbestandes beträchtlich erschwerte. Die Meanwerte von vier ausgewählten Proben mit 0.2 und 0.7 mm liegen bereits deutlich unter

jenen der Sandsteine des Basalbereiches. Die Sortierung ist als mäßig, in einem Fall als mäßig gut zu bezeichnen. Die Sortierungsgüte nimmt auch hier mit abnehmendem Mean-Wert zu. Im Diagrammteil Schiefe/Standardabweichung (Abb. 8) belegen die Punkte ebenfalls, wie die der Arkosen des Basalbereiches, das Feld für Flußsande. Mit einer Ausnahme sind alle Schiefewerte positiv.

Die mineralogische Zusammensetzung

Über die quantitative Zusammensetzung orientiert die Tab. 3. In den terrigenen Komponenten besteht kein grundsätzlicher Unterschied zu den Sandsteinen des basalen Bereiches, jedoch finden sich bei den Gesteinsbruchstücken neben den Quarz-Feldspat-Aggregaten auch Glimmerschiefer und phyllitische Gesteinstypen. An den Phylliten waren teilweise große, quer zum s-Gefüge sprossende Chloritporphyroblasten auffallend.

Die Sandsteine sind mit knappen 5% als verhältnismäßig matrixarm anzusprechen. Die Matrix ist tonig entwickelt und durch Limonit braun gefärbt. Kaolinit ist in allen Proben in grobschuppiger Tracht zu beobachten. Sein Gehalt liegt zwischen 5 und 9%. Die Kaolinitaggregate, welche ebenfalls randlich braun verfärbt sind, gehen aus der Umwandlung von Alkalifeldspat hervor. Der bei diesem Vorgang freigewordene Quarz findet sich vereinzelt noch in direkter Verbindung mit den Kaolinitaggregaten.

Auffallend ist fleckenförmig verteiltes chalcedonartiges SiO_2 , bei dem es sich ebenfalls um ein Diageneseprodukt handelt. Mitunter erreicht es sogar die Funktion des Gesteinsbindemittels. Es umwächst dabei unter Korrosion die Quarzkomponenten. Ein Calcit-zement ist nur in völlig zurücktretendem Maße in den Sandsteinen vorhanden. In solch einem Zement konnte das Aufsprossen von idiomorphem Quarz beobachtet werden.

Der Schwermineralgehalt der Sandsteine des basalen und flözführenden Bereiches

Als ein besonderes Charakteristikum für die Sandsteine des basalen und flözführenden Bereiches erwies sich, daß die daraus gewonnenen Schwermineralspektren fast ausschließlich aus opaken Mineralien bestehen. So war bei der Abtrennung an zwölf sehr grobkörnigen Arkosen zu sehen, daß sie insgesamt überhaupt sehr wenige Schwerminerale erbrachten, während aus sechs Proben des Flözbereiches von Gresten eine z. T. sehr reichliche, schwere Fraktion zu gewinnen war. Jedoch auch diese reichlichen Schwerefraktionen aus dem Flözabschnitt lieferten mit einer Ausnahme (Tab. 4) nur opake Minerale. Die wenigen in keiner Weise repräsentativen Mengen an transluzenten Körnern in diesen Spektren erwiesen sich als Zirkon, Rutil, Turmalin sowie etwas Apatit und Granat.

	Opake	Durchsichtige Minerale (100%)							
		Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Epidot	Titanit	Orthit
1	84	38	24	37	+	+	—	—	+
2	53	5	+	+	28	—	65	1	—

Tab. 4: Schwermineralverteilung in Korn-% aus einem Sandstein des Flözbereiches (1) und eines Granodiorit-Gneises vom L. v. Buch-Denkmal (2).

Auf Grund der Gesteinsbruchstücke in den Sandsteinen sowie der Gesteine, welche die Gerölluntersuchungen erschlossen haben, wäre ein Schwermineralspektrum, bestehend aus Apatit, Granat und Zirkon, zu erwarten. So liefert beispielsweise der Granodiorit-Gneis des Buch-Denkmales ein Epidot-Apatit-Spektrum mit untergeordnetem Zirkon (Tab. 4). Solch ein Gneistyp ist unter anderem am Aufbau der Grestener Sandsteine beteiligt.

Ein überwiegend primäres Fehlen transluzenter Minerale im weiten Bereich der Schichtfolge ist als eher unwahrscheinlich zu betrachten, sodaß für die weitgehende Zerstörung des Schwermineralspektrums vor allem Lösungsvorgänge während der Diagenese verantwortlich gewesen sein dürften. Die im Spektrum tatsächlich verbliebenen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil gelten als besonders stabile Komponenten. Epidot gilt bereits primär, folgt man der von H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970, S. 37) gegebenen Stabilitätsreihe gegenüber „interstratal solution“, als eine sehr labile Mineralkomponente, weniger hingegen Apatit und Granat.

Während der Gesteinszerlegung im Abtragungsgebiet, aber auch ganz besonders während der frühen Diagenese der Sandsteine, wird mit einem für diese Minerale besonders ungünstigen Lösungsmilieu, wie es die Kohlebildung mit sich bringt, zu rechnen sein, sodaß auch stabilere Komponenten weggelöst werden konnten. Ganz im Gegensatz zu diesen Sandsteinen führen jene des marinen Bereiches, wenn auch nicht besonders reichlich, so doch immer transluzente Spektren, wie sie die Geröll- und Komponenten-zusammensetzung erwarten lassen.

3.2.4 Sandsteine aus dem marinen Komplex

Bei den Sandsteinen des marinen Schichtkomplexes handelt es sich um hell- bis mittelgraue Gesteine von überwiegend mittel- bis feinkörniger Beschaffenheit. Viele Vorkommen sind deutlich karbonatisch. Alle diese Sandsteinkörper von einigen Zehnermetern, häufiger Meter bis Dezimeter Mächtigkeit, sind in fossilführende marine Schiefer-tone bis Mergel eingeschaltet. Entsprechende Biogenfragmente fanden sich auch als Komponenten in den Sandsteinen. Die Sandsteinkörper weisen, soweit es die schlechte Erschlossenheit erkennen läßt, nur in wenigen Fällen eine deutliche Schichtung auf.

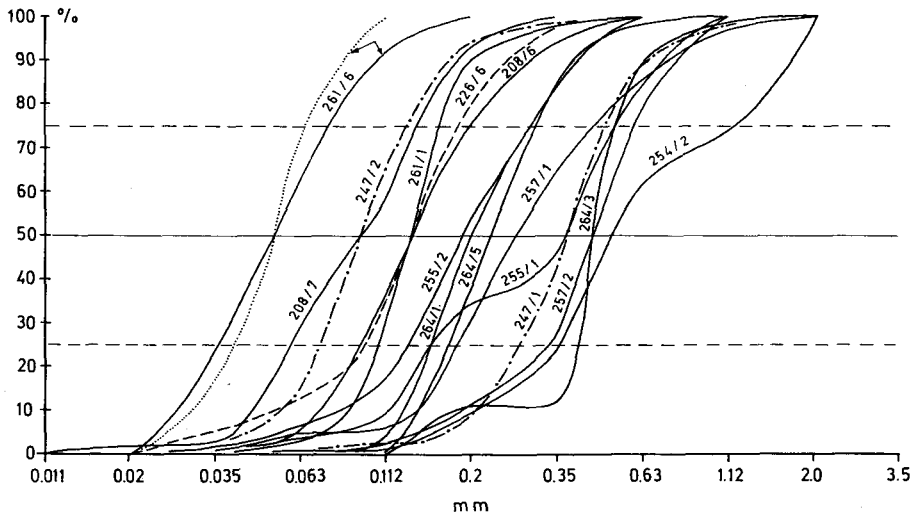


Abb. 9: Korngrößenverteilung in Grestener Sandsteinen aus dem marinen Bereich der Schichtfolge in Summenkurvendarstellung. Punktierter Linie entspricht der Korngrößenverteilung des Glaukonits in der Sandsteinprobe 261/6. Die strichlierte Linie ist an einem Sandstein der Zeller Schichten bei Ybbsitz ermittelt worden. Die Strich-Punkt-Strich-Linien geben die Korngrößenverteilungen der Sandsteinlagen aus den Aptychenkalken der Klippe im Brettli-Fenster wieder.

Untersuchungen über ihre Korngrößenverteilung (Abb. 9, Tab. 2) haben ergeben, daß diese Sandsteine, im Gegensatz zu den liegenden Sandsteinen, deutlich feinkörniger

sind und im Durchschnitt eine etwas bessere Sortierung aufweisen. Der Sortierungsgrad ist als mäßig bis mäßig gut zu bezeichnen. Der überwiegende Teil der Sandsteine besitzt positive Schiefewerte. Im Diagramm (Abb. 8) Schiefe (3. Moment)/Standardabweichung belegen sie ebenfalls deutlich das Feld der Flußsande.

Die einzelnen Komponenten weisen eine sehr schlechte Rundung (angular bis subangular) auf. Die Beurteilung wird jedoch wegen diagenetischer Veränderungen erschwert.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung (Tab. 5) sind die Sandsteintypen als Arkosen, Subarkosen und sublithische Arenite zu bezeichnen. Nur zwei Sandsteinproben fallen durch ihren hohen Matrixgehalt auf und sind deshalb als Quarzwacke und lithische Grauwacke einzustufen.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Quarz	28.6	33.4	27.0	47.6	38.9	67.2	57.6	46.3	35.4	20.4
Quarz polykrist.	9.2	9.4	8.2	2.4	3.4	1.3	1.6	5.8	18.7	27.2
Alkalifeldspat	13.3	7.4	1.8	4.0 ¹⁾	5.7	0.6	0.3	2.7	2.2	27.8
Plagioklas	7.5	26.4	5.4	4.0	—	3.0	2.0	0.9	2.7	5.2
Biotit	2.9	14.8 ¹⁾	5.8	0.2	0.4	—	0.3	0.2	0.2	1.2
Muskovit	0.8	1.4	2.4	1.8	1.1	0.6	1.3	—	0.9	1.2
Quarz-Feldspat-Aggregate .	11.4	6.6	8.0	0.4	3.8	—	—	5.6	10.5	10.2
Tonschiefer	—	—	0.4	—	—	—	4.2	—	—	—
Biogene u. Karbonatgest.	2.0	—	5.4	—	—	—	—	0.2	—	—
Glaukonit	—	—	—	—	—	4.0	4.3	—	—	—
Erz	—	0.6	2.6	0.2	0.4	0.3	1.3	0.9	0.5	1.2
(Summe d. Komponenten)	(75.7)	(100.0)	(67.0)	(60.6)	(53.7)	(77.0)	(72.9)	(62.6)	(71.1)	(94.4)
Matrix	—	—	—	—	—	23.0	18.0	6.0	0.9	3.5
Chalcedon	1.2	—	0.2	—	—	—	—	—	—	—
Calcit-Zement	23.1	—	32.8	39.4	46.3	—	9.1	31.4	28.0	2.1
(Gesamte Grundmasse)...	(24.3)	(—)	(33.0)	(39.4)	(46.3)	(23.0)	(27.1)	(37.4)	(28.9)	(5.6)

Tab. 5: Mineralogische Zusammensetzung der Grestener Sandsteine des marinen Bereiches der Schichtfolge in Vol.-%.

- 1 Arkose. — 254/2, Forststraße S Hoisn bei Gmunden.
- 2 Arkose. — 255/1, Westufer des Laudachsees bei Gmunden. — ¹⁾ Biotit teilweise sehr stark chloritisiert.
- 3 Sublithischer Arenit. — 257/1, Forststraße im Oberen Gschlifgraben bei Gmunden.
- 4 Subarkose, stark calcitisch zementiert. — 208/6, Hinterholzgraben. — ¹⁾ Alkalifeldspat ist stark kaolinitisiert.
- 5 Subarkose, feinkörnig, stark calcitisch zementiert. — 208/7, Hinterholzgraben.
- 6 Quarzwacke. — 261/1, Straße zum Steigerhof bei Gresten.
- 7 Lithische Grauwacke. — 261/6, Straße zum Steigerhof bei Gresten.
- 8 Sublithischer Arenit. — 264/1, bei ehemaligem Kohlenbergbau Grossau.
- 9 Sublithischer Arenit. — 264/3, beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau.
- 10 Arkose. — 264/8, beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau.

Quarz tritt überwiegend als Einzelkorn auf, kann jedoch auch mengenmäßig von polykristallinen Körnern übertroffen werden. Die polykristallinen Quarze scheinen metamorphen Gesteinen zu entstammen. Bei den Alkalifeldspäten handelt es sich zum Teil um deutlich gegitterte Mikrokline (Abb. 30), wobei auch sekundäre Perthitisierung zu beobachten ist. Einschlüsse von tropfenförmigen Quarzdurchwachsungen sowie solche von idiomorphen Plagioklasen im Mikroklin sind nicht selten. Teilweise erfährt der Alkalifeldspat eine Umwandlung in Kaolinit. Die Plagioklase sind sehr häufig polysynthetisch verzwilligt und durchwegs von Mikrolithen erfüllt (Abb. 31).

Bei den Gesteinsfragmenten finden sich in erster Linie Quarz-Plagioklas-(Alkalifeldspat-)Glimmer-Assoziationen mit z. T. gut ausgeprägtem s, was ebenfalls auf eine metamorphe Gesteinsvergesellschaftung im Herkunftsgebiet schließen läßt.

Neben den schon erwähnten Biogenfragmenten finden sich in mehreren Proben einige wenige mikritische Kalkkomponenten.

Als allochemischer Bestandteil, d. h. als transportiertes Korn, das sich jedoch im Sedimentationsbecken gebildet hat, dürfte der Glaukonit zu werten sein, der sich in allen Proben aus dem Grestener Bereich (Steigerhof) fand. Die Glaukonitkörner sind überwiegend gerundet. Es finden sich aber auch solche, die sich bildsam an die Korngrenzen der umgebenden Minerale anschmiegen. Der Abb. 9 ist die Korngrößenverteilung sowohl der Glaukonitkörner als auch des gesamten Sandsteines zu entnehmen. Gesamtgestein wie Glaukonit besitzen die gleichen Mean- und Median-Werte (beide 0.05). Der Glaukonit erscheint nur etwas besser sortiert. Daraus könnte man ableiten, daß der Glaukonit mit dem terrigenen Material gemeinsam transportiert worden ist. Einzelne Körner dürften dabei noch weich und bildsam gewesen sein.

An orthochemischen Bestandteilen führen die meisten Sandsteine des Marinbereiches reichlich Calcitcement. Chalcedonartiger Quarz ist als Bindemittel selten anzutreffen.

Eine ganze Reihe diagenetischer Erscheinungen läßt sich an den Sandsteinen beobachten. So verzahnen sich terrigene Quarzkörner häufig, was auf Lösung und Sekundärquarzausscheidung zurückzuführen sein wird. Solche sekundären Quarzanwachssäume bilden sich unter dem Polarisationsmikroskop nur ganz vereinzelt ab, da sich die Anlagerung des sekundären SiO₂ gittergleich an die terrigenen Quarze vollzieht. Hingegen waren sekundäre Anwachssäume an Alkalifeldspäten gut zu erkennen.

Diese für die diagenetische Entwicklung wesentlichen Erscheinungen über Lösung und gittergleiche Anlagerung ließen sich mit einer Cathodo-Lumineszenzeinrichtung ausgezeichnet sichtbar machen. Untersuchungen von J. V. LONG & S. O. AGRELL (1965) und vor allem von R. F. SIPPEL (1965, 1968) zeigen, daß diese Vorgänge in Sandsteinen häufig und von eminenter Bedeutung für die Beurteilung von Kornform, Rundung sowie Korngröße sind.

Der Calcitcement verhält sich gegenüber den silikatischen Komponenten äußerst aggressiv. So sind vor allem die Feldspäte, voran der Alkalifeldspat, bis zur fast vollständigen Aufzehrung (Abb. 35) ein Opfer der Verdrängung. Am Quarz lassen sich ebenfalls starke Verdrängungen nachweisen, wobei Kornzersprengungen und Absplitterungen besonders auffallen (Abb. 32, 33). Auch detritäre Glimmerschuppen werden parallel ihrer Basisflächen aufgesplittert. Es war auch zu beobachten, daß der Calcit eine tonige Matrix verdrängt (Abb. 34), sodaß die Tonsubstanz nur mehr relikhaft vertreten war.

An einigen Präparaten war die Feststellung zu machen, daß Kaolinit von idiomorphem Karbonat verdrängt wird, was, wie bei den Sandsteinen des tieferen Abschnittes, bedeutet, daß die Kaolinitisation der Alkalifeldspäte vor der karbonatischen Zementation erfolgte. Diese Beobachtung erlaubt eine zeitliche Festlegung der Kaolinitisation als frühdiagenetischer Prozeß in den Jura. Gerade an Probenmaterial, das Oberflächenaufschlüssen entstammt, bestand die Frage, ob es sich nicht bei der Kaolinitisation um tertiäre Verwitterungsprozesse gehandelt haben könnte. Als weiteres Argument zur Stützung des jurassischen Alters der Kaolinitisation sei angeführt, daß diese Verdrängungserscheinungen durch Calcit auch an ganz schwach zementierten Sandsteinen der Kohlenbohrung bei Gresten aus über 100 m Tiefe festzustellen waren, und daß von G. KITTLER (1971) unter ca. 400 m mächtigem, autochthonem Mesozoikum des Molassesockels der Bohrung Mauerbach ebenfalls stark kaolinitisierte Gesteine beschrieben wurden.

Der Schwermineralgehalt der Sandsteine des Marinbereiches

Die Sandsteine aus den marinen Grestener Schichten lassen mitunter einen geringen Gehalt an Schwermineralien erkennen, doch sind ganz im Gegensatz zum basalen Abschnitt durchaus repräsentative Spektren an transluzenten Körnern zu gewinnen. Diese bessere Schwermineralführung wird wenigstens z. T. auf die calcitische Zementierung der Sandsteine zurückgehen, da die Mineralien so einen weitgehenden Schutz gegen intraformationelle Lösungen besessen haben dürften (H. WIESENER, 1953). Es stammen jedoch auch aus schwachzementierten Sandsteinen dieser Serie Proben, die reichlich transluzente Spektren geliefert haben.

Die durchschnittlichen Gehalte der wichtigsten Schwerminerale und ihre Variationsbreite sind folgende:

Granat	45.3% (0—96)
Zirkon	15.6% (0—91)
Turmalin	14.6% (0—71)
Apatit	13.2% (0—57)
Rutil	9.9% (0—78)

Es ist zu ersehen, daß Granat als Anzeiger für eine metamorphe distributive Provinz die größte Bedeutung besitzt (vgl. auch Tab. 6). Er wird bei reichlichem Auftreten stets von nennenswerten Apatitmengen begleitet. Dagegen treten Zirkon, Turmalin und Rutil meistens gemeinsam gehäuft auf. Erwähnenswert scheinen die in drei Proben angetroffenen Barytkörner, die auf Grund ihrer gerundeten Ausbildung kaum als Neubildungen zu betrachten sind.

Probenr.	100%		Verhältnis der durchsichtigen SM in Korn-%										
	Opake	Durchsicht. Minerale	Zirkon	Turmalin	Rutil	Granat	Apatit	Epidot	Titanit	Brookit	Chloritoid	Amphibol	Baryt
1	92	8	7	—	4	74	9	—	—	—	—	—	6
2	67	33	2	1	6	67	19	—	+	—	—	—	5
3	52	48	4	+	4	88	4	—	—	—	+	—	—
4	95	5	4	—	3	68	24	—	—	—	—	—	1
5	82	18	2	—	4	77	14	2	1	—	—	—	—
6	88	12	—	—	2	96	1	—	1	—	—	—	—
7	76	24	2	—	2	94	2	—	—	—	—	—	—
8	55	45	91	—	2	—	7	—	—	—	—	—	—
9	83	17	7	9	4	53	27	—	—	+	—	+	—
10	84	16	17	19	4	3	57	—	—	—	—	—	—
11	86	14	35	41	17	2	4	1	—	—	—	—	—
12	91	9	11	2	3	68	14	+	1	—	—	—	—
13	92	8	9	1	4	57	25	2	2	—	—	—	—
14	80	20	5	—	—	80	15	—	+	—	—	—	—
15	92	8	13	5	78	2	2	—	—	—	—	—	—
16	94	6	11	71	16	—	—	—	—	2	—	—	—
17	94	6	31	31	2	27	9	—	—	—	—	—	—
18	95	5	23	47	25	4	1	—	—	—	—	—	—
19	92	8	22	51	9	1	17	—	—	—	—	—	—

Tab. 6: Schwermineralspektren aus den Sandsteinen des marinen Komplexes der Grestener Schichten. — × Mineral nur in Spuren anzutreffen. — 1—4 Westufer des Laudachsees bei Gmunden (255/1, 2,3,4,); 5 Forststraße S Hoisn, südlich Gmunden (254/2); 6—7 Forststraße im oberen Gschlifgraben, südlich Gmunden (257/1,2); 8—10 Hinterholzgraben bei Ybbsitz (208/5,6,7,); 11—14 Gresten, Straße zum Steigerhof (261/1,2,3,4); 15—19 Schichtfolge beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau (264/1,2,3,4,5,).

Der Hinweis auf ein metamorphes, granatspendendes Liefergebiet steht in gutem Einklang mit den Gesteinsbruchstücken der Sandsteine. Aussagen über einen etwaigen E-W-Trend der Schwermineralzusammensetzung innerhalb des Lias der Grestener Klippenzone sind nur mit größter Vorsicht zu machen, da keine ausreichende stratigraphische Korrelierung der einzelnen Sandsteinproben besteht. Es hat allerdings den Anschein, als nähme von Gmunden gegen Osten Zirkon gegenüber Granat in den Schwermineralspektren etwas an Bedeutung zu.

Die Bedeutung des Granates in den Grestener Schichten geht bereits aus den Untersuchungen von S. PREY (1953 a, S. 317) hervor, in denen aus den hier beschriebenen Vorkommen vom Laudachsee und dem etwas östlicher gelegenen Matzinggraben über Granat und Apatit-reiche Spektren berichtet wird. W. SCHNABEL (1970, S. 150) macht aus Arkosen E von Waidhofen eine zirkonreiche Schwermineralassoziation mit Turmalin-, Rutil- und auch Granatbegleitung bekannt. Aus der St. Veiter Klippenzone, im Raume von Wien, meldet G. WOLETZ (1950, S. 174) ebenfalls zirkonreiche Proben, jedoch auch hier mit etwas Granat und Apatit assoziiert.

3.2.5. Grobklastische Gesteine

Ein Konglomerat aus der basalen Grestener Arkose des Hinterholzgrabens

Aus der von G. LAUER (1970) bekanntgemachten Konglomeratbank der basalen Grestener Arkosen konnte ein Geröllspektrum bestehend aus drei verschiedenen Gesteinsgruppen gewonnen werden.

- | | |
|---------------------------|--|
| 1. Granitische Gesteine | feinkörnige Aplitgranite bis Zweiglimmergranite
mittelkörnige Granodiorite
granodioritische Gneise vom Typ des Buchdenkmales
granitische bis pegmatitische Gesteine mit granophyrischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen
Blastomylonite eines granitischen Gesteines |
| 2. Quarzporphyre | |
| 3. Arkosesandsteingerölle | |

Die einzelnen Gerölle des Konglomerates sind locker in der Arkosegrundmasse verteilt. Sie erreichen bis über 20 cm Durchmesser und weisen sehr unterschiedliche Rundungsgrade auf. Unter den granitischen Gesteinen sind z. B. sehr schlechte Rundungsgrade (angular bis subangular) zu beobachten. Es finden sich aber auch, vor allem unter den Quarzporphyren, ausgezeichnet gerundete Gerölle (rounded und wellrounded). Für eine geröllstatistische Auswertung lag zu wenig Material vor. Über die quantitative Zusammensetzung läßt sich jedoch sagen, daß Aplitgranite und Quarzporphyre am häufigsten auftreten.

Da das Geröllmaterial wesentliche Einblicke in die Zusammensetzung des ehemaligen Liefergebietes gibt, werden die einzelnen Gesteinstypen im folgenden eingehend petrographisch beschrieben. Das zahlenmäßig gehäufte Auftreten von feinkörnigen, aplitischen Gesteinen und Quarzporphyren wird in erster Linie auf eine transportbedingte Härtlingsauslese zurückzuführen sein.

Feinkörnige Aplitgranite bis Zweiglimmergranite

Es handelt sich um leukokrate, feinkörnige Gesteine, deren Feldspatsubstanz kreidig verwittert ist. An einigen Gerölln ist die Verbindung zu gröberkörnigen Graniten gegeben.

Als Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas und, etwas zurücktretend, Alkalifeldspat zu nennen. Untergeordnet finden sich Hellglimmer und Biotit. Akzessorisch treten Granat, Zirkon, Turmalin und Erz auf.

Quarz und Feldspat bilden ein hypidiomorph körniges Gefüge. Der Plagioklas zeigt eine deutliche Tendenz zur Idiomorphie. Quarz und Alkalifeldspat sind xenomorph entwickelt. Auffallend ist die Neigung zu granophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen.

Der Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas) ist intensiv polysynthetisch verzwilligt. Ein Zonarbau ist vereinzelt feststellbar, ebenso eine vom Alkalifeldspat ausgehende Myrmekitbildung. Alle Kristalle sind stark getrübt bis echt gefüllt. Der Alkalifeldspat liegt als Mikrokin vor. Er ist nur in wenigen Ausnahmefällen von der Kaolinitisation vollständig verschont geblieben.

Der Biotit liegt als goldgelbes Zersetzungsprodukt vor. Bemerkenswert sind einige im Schnitt rechteckige, serizitreiche Pseudomorphosen (0.5 mm). Neben blaßgrünem Serizit, etwas Chlorit und goldgelb gefärbtem Biotit ist auch Quarz eingewachsen. Einzelne große Muskovitschuppen sind ebenfalls an deren Aufbau beteiligt. In einem Falle konnte auch Granat beobachtet werden. Die Pseudomorphosen sind jenen von Ch. EXNER (1969) in Zweiglimmergraniten beschriebenen Pseudomorphosen nach Andalusit sehr ähnlich.

Mittelkörnige Granodiorite

Das richtungslos körnige Gestein setzt sich überwiegend aus Quarz und Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas) zusammen. Alkalifeldspat tritt mengenmäßig zurück. Als mafitische Bestandteile sind Biotit und Chlorit zu nennen. Untergeordnet finden sich Muskovit, Epidot, Apatit, Zirkon und Erz. Die Plagioklase erreichen bis zu 1 cm Korngröße. Der teilweise fleckenartig perthitisierte Alkalifeldspat hat eine weitgehende Kaolinitisierung erfahren. Der hypidiomorph ausgebildete Plagioklas ist polysynthetisch verzwilligt (Albit- und Periklingesetz). Die Kristalle weisen eine starke Trübe bis echte Fülle auf. Die Verteilung der Fülle läßt einen normalen Zonarbau erkennen.

Der Biotit mit kräftig braunen Pleochroismus wurde vielfach weitgehend in Chlorit umgewandelt. Auch Verwachsungen mit Muskovit sind beobachtbar.

Granodioritische Gneise vom Typ des Buch-Denkmales

Das Gestein besitzt rosa Alkalifeldspäte; es läßt auch ein deutlich ausgeprägtes s-Gefüge erkennen. Im Bereich der s-Flächen sind u. d. M. Katakalseerscheinungen festzustellen. Als Hauptgemengteile sind Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz zu nennen. Biotit, Chlorit und Muskovit treten zurück.

Der Plagioklas besitzt einen An-Gehalt von durchschnittlich 22% (19—26). Er ist hypidioblastisch entwickelt und weist teilweise einen Zonarbau auf. Darunter waren auch schwach inverszonare Individuen zu beobachten. Die Plagioklase sind durchwegs saussuritisiert und schließen kleine hartgegitterte Mikroklase ein. Im Grenzbereich zum Alkalifeldspat geht vom Plagioklas eine Myrmekitbildung aus.

Beim Alkalifeldspat handelt es sich um einen Mikrokin mit Faser- und Aderperthitstruktur. Er umschließt seinerseits idiomorphe Plagioklase und tropfenförmige Quarze.

Der Quarz bildet xenoblastische, undulöse, sich verzahnende Großindividuen. Im Bereich der s-Flächen tritt ein feinkörniges Quarzkornpflaster auf. Der Biotit besitzt kräftig olivgrünen Pleochroismus und ist weitgehend in intensiv grünen Chlorit umgewandelt.

Granitische bis pegmatitische Gesteine mit granophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen

Bei diesen Gesteinen sind sowohl Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas) mit polysynthetischer Verzwilligung als auch Alkalifeldspat granophyrisch mit Quarz verwachsen. Aus der Korngröße einzelner Gerölle kann auf ihre pegmatitische Natur geschlossen werden.

Quarzporphyre

Die Quarzporphyrgerölle besitzen im Anschnitt eine hellgraue bis graugrüne Farbe. In der dicht erscheinenden Grundmasse stecken als Einsprenglingskristalle (bis 3mm Kg.) Quarz und Feldspat.

Sowohl makroskopisch als auch u. d. M. läßt sich die porphyrische Struktur deutlich erkennen. Die Einsprenglingsquarze besitzen den bekannten Dihexaederquerschnitt mit gut ausgebildeten Korrosionsschläuchen. Die Plagioklase (Oligoklas) sind überwiegend hypidiomorph entwickelt. Manche Einsprenglingsquarze sind von einem gleich-auslöschenden Plagioklassaum umgeben. Es ist auch zu beobachten, daß Plagioklas von der Grundmasse absorbiert wird. Neben diesen Einsprenglingskristallen treten auch vereinzelte Chloritporphyroblasten auf.

Aufgrund der Ausbildung der Grundmasse lassen sich zwei Quarzporphyrtypen unterscheiden:

1. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit und Opacit. Der Plagioklas ist stark getrübt und vom Hellglimmer überwuchert. Makroskopisch erscheint dieser Gesteinstyp hellgrau.

2. Die Grundmasse setzt sich überwiegend aus xenomorphem Plagioklas, welcher reichlich mit Chlorit verwachsen ist, zusammen. Quarz scheint nur untergeordnet vertreten zu sein. Dieser Typ besitzt makroskopisch eine graugrüne Farbe.

Aus der überwiegend starken Trübung der Plagioklase und dem teilweise intensiven Auftreten von Chlorit ist auf eine „anchimetamorphe“ Umwandlung des Effusivmineralbestandes zu schließen. Der Zustand der Einsprenglingsquarze (völlig glattes Auslösches) sowie das Fehlen jeglicher Kataklasteerscheinungen schließen eine dynamometamorphe Überarbeitung des Gesteines aus.

Arkosesandsteine

Die als Gerölle anzutreffenden hellgrauen Sandsteine besitzen eine geringere Korngröße als die Grestener Arkosen, in die sie eingebettet sind. Es war nicht zu entscheiden, ob es sich um Resedimente oder um Sandsteine, die bereits am Aufbau des Liefergebietes beteiligt gewesen sind, handelt.

Konglomeratische Lagen aus den marinen Grestener Schichten östlich von Gresten

Aus den Grestener Schichten östlich des Ortes Gresten, welche im Graben neben der Straße zum Steigerhof aufgeschlossen sind, stammen einige konglomeratische Lagen (Abb. 39), welche sich durch einen bemerkenswerten Gehalt an Dolomitkomponenten auszeichnen. Die Aufschlüsse sind stark verstürzt. Neben den konglomeratischen Lagen finden sich die schon erwähnten matrixreichen Sandsteine und kohlig schwarzen, siltigen Tonsteine (Abb. 38) eingeschaltet in feinsandige, mergelige Schiefer. Eine direkte sedimentäre Verknüpfung der kohlig schwarzen Tonsteine mit den Breccienlagen war zu beobachten.

Die polymikte Geröllzusammensetzung unterscheidet sich wesentlich von den Geröllen des Konglomerates aus dem Hinterholzgraben. Die Dolomitkomponenten erreichen bis zu 3cm Durchmesser. Die einzelnen Komponenten zeigen mit gutgerundeten bis eckigen Formen sehr unterschiedliche Rundungsgrade. Das Gestein ist stark calcitisch zementiert, wobei der Calcit sich gegenüber den Silikaten aggressiv verhält.

Karbonatische Komponenten

Die zahlreichen Dolomitkomponenten verwittern gelb. Ihr mengenmäßiges Verhältnis zu den silikatischen Gesteins- und Mineralkomponenten liegt bei 10—20%. Unter den Dolomiten finden sich sowohl gut wie schlecht gerundete. Gegenüber dem Dolomit zurücktretend, kommen auch noch helle mikritische Kalke vor.

Von den zahlenmäßig dominierenden silikatischen Komponenten sind besonders folgende hervorzuheben:

Fein- bis mittelkörnige, diaphthorische Biotit-Plagioklasgneise

Diese Gesteine zeigen ein deutliches Parallelgefüge, in das sich die Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas und Glimmer einfügen. Die Biotite sind stark chloritisiert und die Plagioklase z. T. dicht gefüllt. Mitunter ist das Gesteinsgefüge von großen Chloritblasten überwuchert.

Plagioklasglimmerschiefer und Granatglimmerschiefer

Die glimmerschieferigen Gesteinstypen stehen in enger Beziehung zu den diaphthorischen Biotitgneisen. Auch an diesen Gesteinen sind diaphthoritische Bildungen, wie intensive Chloritisierung der Granate und Biotite zu beobachten. Neben den gefüllten Plagioklasen finden sich einige Albitporphyroblasten. Makroskopisch erscheinen beide Kristallinkomponenten als graugrüne Schiefer.

Auch grobkörnigere alkalifeldspatführende Gesteine sind an der Zusammensetzung der Konglomerate beteiligt. Der Alkalifeldspat, sofern er nicht zur Gänze vom Calcit-zement aufgezehrt worden ist, läßt sekundärperthitische bis schachbrettalbitische Erscheinungen erkennen. Die Grobkörnigkeit gestattet keine eindeutige Aussage über das Gesteinsgefüge. Biotit steckt vielfach nur mehr als Relikt im Chlorit.

Tonschiefer, Hornsteine, einige Biogenfragmente und Glaukonitkörner beteiligen sich nur in sehr verschwindendem Umfang am Aufbau des Konglomerates. Detritäre Feldspäte und Quarze liegen in Sandkorngröße vor. Der häufig vertretene polykristalline Quarz läßt sich in seiner undulös verzahnten Ausbildung auf metamorphe Gesteine zurückführen.

Der im Konglomerat anzutreffende detritäre Dolomit scheint in den Grestener Schichten insofern keine Seltenheit zu sein, da auch aus dem Neuhausergraben durch W. SCHNABEL (1970, S. 150) Dolomitgerölle bekannt wurden. Leider ist dort der Aufschluß der Bachregulierung zum Opfer gefallen.

Die Konglomerateinschaltung in den Grestener Sandsteinen am Westufer des Laudachsees

Das Konglomeratvorkommen, welches konkordant in Grestener Sandsteine des marinen Bereiches eingelagert ist, besitzt eine Mächtigkeit von ca. 10 m (Abb. 3). Das Gestein ist stark calcitisch zementiert. Die durchwegs gut gerundeten Geröllkomponenten erreichen Durchmesser bis zu 20 cm.

Als häufigste Komponenten finden sich karbonatisch zementierte Sandsteine und blaugraue sandige Kalke sowie dunkelgraue bis schwarze, teils biogenführende siltige Tonmergel.

An kristallinem Material lassen sich Gangquarzgerölle, Gerölle von feinkörnigen, teils quarzitischen Plagioklasgneisen, Mikroklingneisen und einem Diorit beobachten. Die Gneise mit deutlich entwickeltem Parallelgefüge weisen alle diaphthoritische Erscheinungen auf. Der Diorit besteht aus schwach saussuritisiertem Plagioklas und sehr stark in Chlorit umgesetzten Mafiten. Wahrscheinlich hat es sich um Amphibole und Biotit gehandelt.

An Fossilien sind reichlich Belemnitenrostren und Schalen von Gryphäen eingeschlossen. Nach F. TRAUTH (1909) gleichen die nicht sehr gut erhaltenen Bivalven der Art *Gryphaea obliqua* GOLDFUSS. Ganz ähnlich geartete Konglomerate aus Grestener Schichten konnte S. PREY (1953 a, S. 318) im Matzinggraben, NW von Grünau im Almtal, auffinden.

Konglomeratfund beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau

Im Grabenprofil bei den ehemaligen Stollen des Kohlenbergbaues Grossau fand sich eine 30 cm mächtige Konglomeratlage in Arkosesandsteine eingeschaltet. Nach 3 m folgten im Profil blaugraue Grestener Kalke. Konglomerat und Sandsteine sind calcitisch zementiert. Die ausgezeichnet gerundeten Gerölle erreichen bis zu 4 cm Durchmesser und bestehen überwiegend aus Quarz- und Sandsteingeröllen sowie einigen sehr unfrischen granitischen Gesteinen. Die enge Beziehung zum Grestener Kalk gestattete eine Zuordnung zum Marinbereich der Schichtfolge.

3.3. Grobklastische Einschaltungen im Dogger

Aus den Doggerablagerungen standen drei Vorkommen grobklastischer Gesteine mit reichlichem Kristallinmaterial zur Verfügung. Eines dieser Vorkommen war direkt in die Mergel mit *Bositra buchi* (ROEMER), welche die Fortsetzung der Grestener Entwicklung im Dogger darstellen, eingeschaltet. Bei den beiden anderen handelt es sich um die Neuhauser Schichten und um grobklastische Lagen aus den Zeller Schichten.

3.3.1. Breccie aus dem tieferen Dogger, NE von Ybbsitz

Im Gehänge nördlich von Ybbsitz zieht eine langhinstreichende Klippe, bestehend aus Oberlias und Dogger-Gesteinen, dahin (W. SCHNABEL, 1971 b). Im Graben W des Gehöftes Grössing (K. 561), NE der Ortschaft Ybbsitz, findet sich die erwähnte, etwa 2 m mächtige, grobe Breccienbank in dunkelgraue, siltige Mergel eingeschaltet. Über die genaue Position informiert ein im Graben aufgenommenes Profil (Abb. 10).

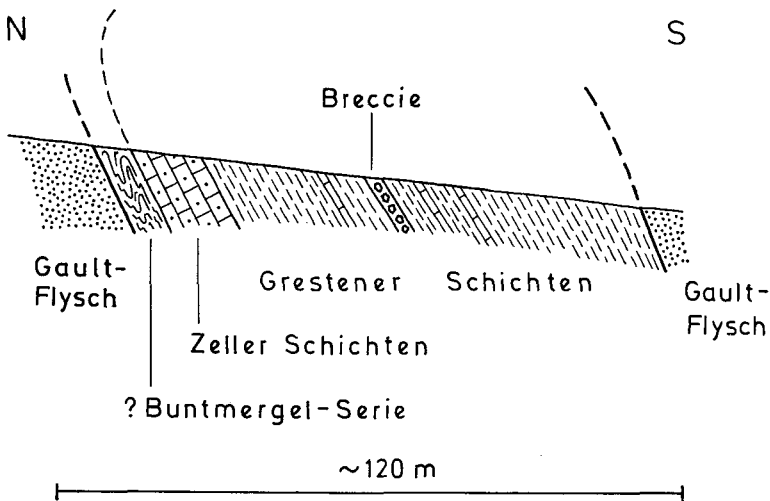


Abb. 10: Grabenprofil westlich des Gehöftes Grössing bei Ybbsitz. Klippe mit inversgelagerten Grestener Schichten des Oberlias bis Dogger (siltige Mergel und mergelige Kalke) und eingeschalteter Breccienbank sowie Zeller Schichten. Profillänge ca. 120 m.

Die invers gelagerte Klippenschichtfolge fällt mit 50° nach SSW ein. Gegen das stratigraphisch Hangende gehen die dunklen Mergel in plattige, crinoidenspätige Kalke der Zeller Schichten über. Im Süden und Norden werden die Klippengesteine tektonisch von Gaultflysch über- bzw. unterlagert.

Zur stratigraphischen Fixierung der Breccie ist zu bemerken, daß sie sich im Liegenden der Zeller Schichten, welche dem Bathonien zugeordnet werden, befinden. Eine

Nannoprobe, welche ca. 10 m bachaufwärts von der Breccienbank entnommen wurde, hat nach der Bestimmung von Herrn Dr. H. STRADNER eine Monoflora von *Watznaueria barnesae* BLACK erbracht. Aufgrund der stratigraphischen Position und dem Entwicklungsbild der Flora dürfte es sich um tieferen Dogger handeln (mündliche Mitteilung W. SCHNABEL, 1971).

Die Breccienbank mit Komponentendurchmessern bis zu 40 cm ist abrupt in die pelitische Marinserie eingeschaltet. Der Großteil der Komponenten läßt kaum eine Rundung erkennen (Abb. 11, 37). Das Gestein weist auch eine schlechte Korngrößen-sortierung auf. Die Grundmasse ist karbonatisch entwickelt.

Als Komponenten finden sich neben einigen wenigen Biogenresten ausschließlich metamorphe Gesteine, die sich in zwei allerdings petrographisch verwandte Gesteinstypen unterteilen lassen.

Dunkelgraue bis schwarze, feinschiefrige Chlorit-Plagioklasgneise

Makroskopisch besitzen diese Gesteine das Aussehen von Graphitphylliten. Sie bestehen aus Quarz und Plagioklas, wobei den Plagioklaslagen eine dominierende Rolle zukommt. Daneben treten Chlorit, ein goldgelb zersetzter Glimmer (? Biotit) und etwas Muskovit auf. Im s-Gefüge eingeschaltet, finden sich Züge von opacitischer Substanz, welche für die dunkle Gesteinsfarbe verantwortlich ist. Besonders fällt der Reichtum an großen Apatiten auf. Untergeordnet trifft man auf Zirkon, Epidot und Titanit. Chlorit und Glimmer sind deutlich postkristallin in s deformiert; Querindividuen sind jedoch unter den Chloriten nicht selten.

Der Plagioklas zeigt eine xenoblastische Kornform und ist meistens intensiv gefüllt. Der Quarz, ebenfalls xenoblastisch entwickelt, löscht undulös aus und ist mitunter lenticular in s angereichert. Der Glimmer hat zum überwiegenden Teil eine Umwandlung in Chlorit erfahren.

Mittelkörnige, hellgraue Alkalifeldspat-führende Chlorit-Plagioklasgneise

Dieser Gesteinstyp bildet die größeren Komponenten der Breccie.

Plagioklas und Quarz stellen die Gesteinshauptgemengteile. Chlorit und goldgelb zersetzter Glimmer (? Biotit), beide z. T. miteinander parallel verwachsen, finden sich nur in untergeordneten Mengen. Alkalifeldspat liegt in kaolinitisierter Form vor. Besonders große Apatite sowie Karbonat, Zirkon und Erz bilden die akzessorischen Gemengteile.

Das Gestein besitzt ebenfalls ein deutlich s-orientiertes Gefüge. Es wechseln grobkörnige Lagen und Linsen von Plagioklas und Quarz mit Lagen ab, in denen der Quarz feinkörnig ist und die Plagioklas häufig eine Deformation erkennen lassen. In diesen letzteren Partien steckt viel kleinschuppiger Chlorit und Glimmer. An diese chloritreichen Züge ist auch sehr viel wolkig verteilte opacitische Substanz gebunden.

Der Plagioklas ist hypidioblastisch bis xenoblastisch entwickelt und teilweise stark saussuritisiert. Eine polysynthetische Verzwilligung ist häufig zu beobachten. Als Einschlußminerale im Plagioklas finden sich untergeordnet idiomorphe bis hypidiomorphe Alkalifeldspäte, die allerdings partiell kaolinitisiert vorliegen. In den Plagioklasen ließen sich auch granophyrische Quarzeinwachsungen feststellen.

Bei beiden Kristallintypen handelt es sich um diaphthoritische Gesteine, wie dies aus der Umwandlung der Glimmer in Chlorit, der zum Teil sehr starken Fülle der Plagioklas mit Hellglimmer und Klinozoisit und der stark s-betonten Deformation des Mineralbestandes hervorgeht.

Die Schwerminerale

Aus der Sandfraktion der Bank wurden zwei Schwermineralproben abgetrennt (Tab. 8). Es ergaben sich dabei fast monomineralische Apatitspektren, welche in untergeordneter Weise von Granat, Zirkon, etwas Rutil, Titanit und Anatas begleitet werden. Diese Schwermineralverteilung stimmt gut mit dem monotonen Kristallinschutt von diaphthoritischen Plagioklasgneisen überein, deren akzessorischer Hauptbestandteil Apatit ist. Auch ordnen sich diese beiden extrem apatitreichen Spektren gut den anderen Proben aus dem Dogger unter.

3.3.2. Neuhauser Schichten

Zur Untersuchung gelangte das Vorkommen an der von F. TRAUTH (1919) beschriebenen Typlokalität im oberen Neuhausergraben. Es handelt sich dabei um jenen Graben, der auf der Österr. Karte 1:50.000, 70 Waidhofen/Ybbs (Prov. Ausg.) unmittelbar nördlich der Station Gstadt in die Ybbs mündet. Entdeckt wurde das Vorkommen eigentlich durch G. GEYER (1911) bei den Aufnahmen für das Blatt Weyer. Er hielt es jedoch mangels geeigneter Fossilien für eine Eozänablagerung. F. TRAUTH (1919) konnte dann an Hand von reichlichem Fossilmaterial eine Einstufung ins Bathonien vornehmen. Bei einer Neubearbeitung der Fauna durch B. KUNZ (1964) wurde das Alter der Schichten auf das untere bis mittlere Bathonien eingengt.

Ein weiteres jüngst von G. LAUER (1970) bekanntgemachtes Vorkommen von Neuhauser Schichten, südlich von Ybbsitz, erwies sich als grobklastische Einschaltung in tithon-neokome Aptychenkalke.

In der unmittelbaren Umgebung des Vorkommens der Neuhauser Schichten treten Mergel des Dogger mit *Bositra buchi* (ROEMER) und Gesteine der Buntmergelerde auf. Nach der Kartierung von W. SCHNABEL (1970) hat es aber doch den Anschein, als ob der morphologisch stark hervortretende Gesteinskörper in den Doggermergeln stecken würde.

Das gut verfestigte Gestein ist überwiegend grobklastisch entwickelt. An Kristallingerollen wurden bis zu 12 cm Durchmesser festgestellt. Untergeordnet kommen auch sandige Partien vor. Dem Gesteinskörper fehlt eine gut ausgeprägte Schichtung.

An Komponenten sind neben kristallinen Gesteinen einige wenige Quarzporphyre, verschiedene Kalke und auch gelb anwitternde Dolomite anzutreffen (Abb. 40). Auch vereinzelte Kohlebröckchen konnten beobachtet werden. Sehr hoch ist der Anteil an Biogendetritus, wobei als besonders häufig abgerollte Bruchstücke röhrenbüschelförmiger Wurmbauten auffallen. Nach den Angaben von B. KUNZ (1964) handelt es sich zum überwiegenden Teil um Bauten von *Serpula (Cycloserpula) socialis* GOLDFUSS. Daneben finden sich Echinodermenreste, wie Plattenbruchstücke, Stacheln und Crinoidenstielglieder. Weiters sind eine Vielzahl von Molluskenschalen und einige stark rekristallisierte Belemnitenfragmente zu beobachten. Der Biogenreichtum der Neuhauser Schichten dokumentiert sich letztlich in der reichen, artlich bestimmbaren Fauna, die die exakte altersmäßige Einstufung dieses Schichtgliedes ermöglicht.

Im Gestein gibt es reichlich Hinweise auf Hohlraumbildungen, primärer oder sekundärer Natur, welche einerseits Anzeichen von Internsedimentation, andererseits Ausheilungen durch jüngere Calcitgenerationen erkennen lassen (Abb. 41).

Über die mineralogische Zusammensetzung etwas feinerklastischer Partien orientiert die Tab. 7. Bis auf die silikatischen Gesteinsbruchstücke bedarf es keiner näheren Beschreibung des terrigenen Materials. An diagenetischen Vorgängen sind in erster Linie die Verdrängungen an den silikatischen Komponenten Quarz und Feldspat erwähnenswert. Jedoch werden auch die biogenen Fragmente vom Zement angegriffen. Die Biogene selbst lassen teilweise eine bedeutende Rekristallisation erkennen.

	1	2	3	4
Quarz	9.9	8.9	6.7	8.2
Quarz polykr.	3.3	1.6	2.2	3.0
Alkalifeldspat.....	5.4	0.2	4.0	2.5
Plagioklas	12.6	3.3	10.8	8.2
Biotit.....	0.4	0.7	0.2	0.6
Kristallin-Komp.	18.3	5.1	12.2	22.2
Quarzporphyr	1.3	—	3.3	0.5
Karbonatgest.	2.0	—	2.3	2.1
Biogen	2.8	5.1	13.3	18.2
Erz.....	0.1	1.8	—	0.3
(Summe d. Komponenten)	(56.1)	(26.7)	(55.0)	(65.8)
Calcit-Zement	43.9	73.3	45.0	34.2

Tab. 7: Mineralogische Zusammensetzung der Neuhauser Schichten in Vol.-%, ermittelt an sandigen Partien des Gesteines (201/6, 7, 9, 10—1) von der Typlokalität im Neuhausergraben östlich von Waidhofen/Ybbs.

Diaphthoritische Biotit-(Alkalifeldspat-)Plagioklasgneise

Gerölle dieses Gesteinstypus stellen die Hauptmasse der silikatischen Komponenten dar. Das Gestein selbst ist fein- bis mittelkörnig, erscheint im Querbruch grün und läßt deutlich eine Schieferung erkennen. Als Hauptgemengteile bauen Quarz, Plagioklas, Chlorit und Biotit das Gestein auf. Alkalifeldspat (Mikroklin) ist nur vereinzelt anzutreffen. Akzessorisch finden sich Apatit, Epidot und Erz.

Glimmer und Chlorit sowie in s gelängte, xenoblastische Quarz- und Plagioklas-kristalle fungieren als Träger des s-Gefüges. Die Plagioklase führen eine dichte, echte Fülle von Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen. Daneben sind amöboide Einschlüsse von Quarz zu beobachten. Die Kristalle lassen polysynthetische Verzwilligung und teilweise auch schwachen Zonarbau erkennen. Der An-Gehalt, bestimmt an klaren Kristallpartien, liegt im Albitbereich. Der Biotit ist teilweise in Chlorit umgewandelt. An die Chloritzüge ist reichlich Erzsubstanz gebunden.

Kristalline Gesteine mit granophyrischen Quarz-Plagioklas-Verwachsungen

Bei diesen Komponenten handelt es sich um sehr kleine Fragmente, die über das Gestein selbst keine rechte Aussage gestatten. Besonders charakteristisch sind jedoch granophyrische Quarz-Plagioklas-Verwachsungen. Der Plagioklas weist eine intensive Mikrolithenfülle auf. Als weitere Gemengteile treten Biotit und Chlorit auf. Der Ausbildung nach dürfte es sich um ein Gestein handeln, das den diaphthoristischen Plagioklasgneisen sehr nahe steht.

Quarzporphyre

Es handelt sich hier um sehr kleine Gesteinskomponenten, sodaß erst unter dem Mikroskop eine Bestimmung möglich ist. Einsprenglingskristalle, wie Dihexaederquarze, Plagioklase und vereinzelt große Biotitschuppen, stecken in einer mikrokristallinen Grundmasse. Die Grundmasse ihrerseits setzt sich aus Quarz, Plagioklas, blaßgrünem Chlorit und einem völlig zersetzten Glimmer (? Biotit) zusammen. Solcherart aufgebaute

Quarzporphyre lassen sich sehr gut mit jenen aus dem Hinterholzgraben vergleichen. Die meisten Komponenten sind jedoch so klein, daß sie oft nur Grundmassestücke einschließen, und es ist dann die gesteinsmäßige Zuordnung etwas problematisch.

Nicht angetroffen wurden die bei A. TOLLMANN (1965, S. 478) aus dem Konglomerat des Hinterholzgrabens und aus diesen Schichten erwähnten basischen Ergußgesteinskomponenten. Es dürfte sich hierbei um makroskopische Fehldeutungen handeln.

Die Schwerminerale

Aus dem Aufschluß wurden sieben Proben für Schwermineralanalysen ausgewählt (Tab. 8). Alle diese Proben ergaben eine eindeutige Apatit-Dominanz mit einem durchschnittlichen Gehalt (Mean) von 73%. Die einzelnen Apatitwerte schwanken zwischen 85 und 52%. Begleitet wird der Apatit von Granat (durchschn. 12%) und Zirkon (durchschn. 10%). Alle weiteren Minerale spielen im Spektrum nur eine untergeordnete Rolle. Es sei nur auf das häufig vollständige Fehlen von Turmalin hingewiesen. Der hohe Apatitgehalt ist auch hier, wie bei den beiden anderen Doggervorkommen, bezeichnend. Die Schwermineralzusammensetzung steht wieder in einem guten Einklang zu den angetroffenen Gesteinsfragmenten, sodaß das Liefergebiet als schwach diaphthoritisches mesometamorphes Kristallin bezeichnet werden kann. Die diaphthoritischen Biotit-Plagioklasgneise sind für den hohen Apatitgehalt verantwortlich.

Proben	100%		Verhältnis der durchsicht. SM in Korn-%											
	Opake	Durchsicht. Minerale	Zirkon	Turmalin	Rutil	Granat	Apatit	Epidot	Titanit	Anatas	Orthit	Monezit	Staurolith	Unbest. Min.
1	89	11	4	1	2	2	88	—	3	+	—	—	—	+
2	88	12	5	—	1	3	89	—	2	—	—	—	—	—
3	79	21	10	—	+	5	85	—	—	—	—	—	—	—
4	71	29	13	—	1	5	76	2	3	—	—	—	—	—
5	67	33	12	+	4	7	73	2	1	—	—	1	—	+
6	85	15	2	—	+	45	53	—	—	+	—	—	—	—
7	72	28	7	+	3	5	82	1	2	—	—	—	—	+
8	92	8	16	—	3	9	65	2	—	—	—	—	—	5
9	94	6	8	3	2	9	78	—	—	—	—	—	—	—
10	74	26	5	—	1	44	50	—	—	—	+	—	—	—
11	91	9	9	—	4	3	80	1	2	—	—	—	1	—
12	90	10	15	2	2	8	73	—	—	—	—	+	—	—

Tab. 8: Die Zusammensetzung der Schwermineralspektren in Korn-% aus Ablagerungen des Dogger der Grestener Klippenzone. — 1—2 Breccie des tieferen Dogger bei Ybbsitz; 3—9 Neuhauser Schichten von der Typlokalität im Neuhausergraben; 10—12 terrigene Lagen aus den Zeller Schichten, NE von Ybbsitz.

Die Abrollung der Kristallinkomponenten

Aus den Neuhauser Schichten wurden 95 Kristallingerölle in Gesteinsanschnitten auf ihre Abrollung hin untersucht. Zu Vergleichszwecken wurden 88 Kristallinkomponenten aus der Breccienlage des tieferen Dogger berücksichtigt.

Als Maß für die Abrollung (ρ) wurde der Prozentsatz der konvexen Teile im Verhältnis zum Gesamtumfang des Gerölles abgeschätzt, wie E. SZADÉCKY-KARDOSS (1933) und auch G. LÜTTIG (1956) vorgeschlagen haben. Dabei gelangten nur Komponenten > 10 mm zur Untersuchung. Zur Veranschaulichung der Ergebnisse wurde eine Summenkurvendarstellung gewählt (Abb. 11).

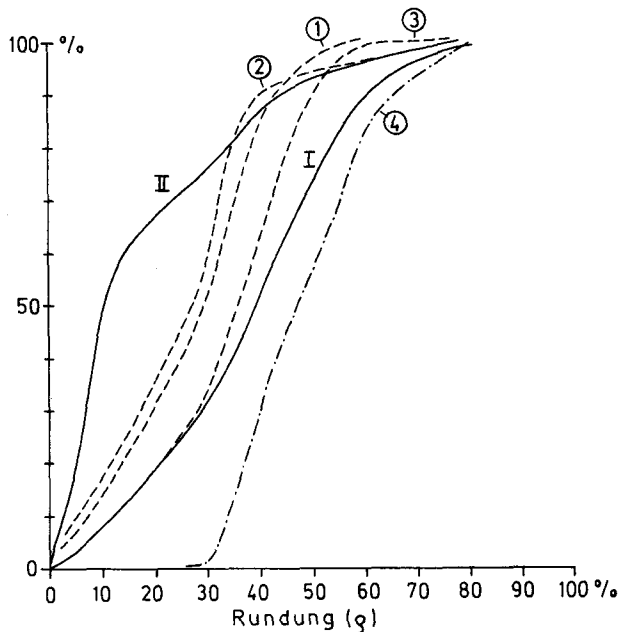


Abb. 11: Summenkurvendarstellung des Rundungsgrades. I Neuhauser Schichten (95 Kristallinkomponenten), II Breccie des tieferen Dogger (88 Kristallinkomponenten). Zum Vergleich die Verteilung der Rundungsgrade im rezenten fluviatilen Bereich an Hornsteinen und quarzitischen Gesteinen (1—3) und aus dem rezenten litoralen Bereich an Hornsteinen (4) aus den Untersuchungen von C. W. SAMES (1966).

Wie die Summenkurve zeigt, liegt der mediane Prozentsatz der Abrollung der Kristallinkomponenten in den Neuhauser Schichten bei 40% ρ , jedoch erwartungsgemäß der der Breccie des tieferen Dogger bei 10% ρ .

Zum Vergleich wurden nach den Abrollungswerten aus C. W. SAMES (1966) die Summenkurven für drei rezente Flüsse und einen rezenten Strandbereich konstruiert. SAMES konnte zeigen, daß im Litoral eine bessere Rundung erreicht wird, als im fluviatilen Bereich und daß vor allem in Verbindung mit dem Elongationsgrad δ (G. LÜTTIG, 1956) eine Trennung dieser beiden Environments möglich ist. Eine Ermittlung der Elongation und der Abplattung (π) war jedoch wegen der starken Zementation der beiden untersuchten Gesteine nicht möglich.

Bei derartigen Überlegungen sind allerdings gewisse Voraussetzungen zu beachten, die in erster Linie im Material der Gerölle selbst liegen. So eignen sich nur besonders harte und vom Gesteinsgefüge her weitgehend homogene Gesteine, um solch eine unterschiedliche Beanspruchung widerspiegeln zu können, wie dies bei Hornsteinen und quarzitischen Gesteinen gegeben ist. Weiche Gesteine, wie etwa Kalke, erfahren praktisch in beiden Environments die gleiche Rundung. Bereits aus diesen Überlegungen lassen sich nicht ohne weiteres Vergleiche mit den Rundungsuntersuchungen von C. W. SAMES (1966) anstellen, denn der Großteil der Kristallinkomponenten der Neuhauser Schichten besitzt ein ausgeprägtes s-Gefüge und entspricht somit nicht der Forderung nach weitgehender Homogenität. Der Rundungsgrad der Neuhauser Schichten ist etwas besser als der der flußtransportierten Hornsteine und Quarzite von SAMES. Es ist aber doch vorstellbar, das härteres, quarzitisches Material, als die Plagioklasgneise es sind, eine etwas geringere Rundung erfahren hätten.

3.3.3 Zeller Schichten

Bei den Neuaufnahmen in der Klippenzone um Ybbsitz konnte W. SCHNABEL (1971 b) in der langgestreckten Klippe N von Ybbsitz neben Grestener Schichten und Mergeln des Dogger auch Zeller Schichten und rote, gebankte Radiolarite feststellen.

Bei den Zeller Schichten, deren Bezeichnung F. TRAUTH (1919, S. 338) als altersmäßiges Äquivalent zu den Neuhauser Schichten vorgeschlagen hat, handelt es sich um ammonitenführende, graugrüne mikritische Kalke. Der erhöhte Quarzgehalt weist, wie L. KRYSZYN (1971, S. 503) richtig bemerkt, auf ein nahes Festland hin. Auch das Auftreten von biomikritischen Kalken wird erwähnt.

Altersmäßig sind die Zeller Schichten auf Grund der Ammonitenfauna, welche E. JÜSSEN (1890) bekannt machte, ins Bathonien einzustufen (vgl. L. KRYSZYN, 1971, S. 502).

An der Klippe N von Ybbsitz wurden von W. SCHNABEL an zwei Stellen gröberklastische Einschaltungen in den Zeller Schichten aufgefunden.

Eine Fundstelle befindet sich im Graben E des Gehöftes Grössing, ca. 30 m unterhalb der im selben Graben erschlossenen, bunten Mergel. Es handelt sich bei diesem Vorkommen nur mehr um loses Blockwerk. Die zweite Fundstelle liegt NW der Ortschaft Ybbsitz, im Graben zwischen dem Gehöft Oberrigel und der ca. 500 m WSW gelegenen Kote 570. Auch bei diesem Fundpunkt handelt es sich nur mehr um teilweise anstehendes Gesteinsmaterial. Beide Aufschlüsse gewähren keinen Einblick in die Schichtabfolge. Während die erste Fundstelle ein graugrünes Kristallinkonglomerat (Abb. 42) lieferte, erbrachte die zweite Stelle Kieselbreccien (Abb. 43), feinkörnige Sandsteine, Crinoidenspatkalke und grüne Radiolarite.

An silikatischem Material finden sich neben den Gesteinsbruchstücken Quarz als Einzelkorn und polykristallin, Plagioklas, wenig Mikroklin, Biotit, Muskovit und zahlreicher Chlorit.

Die Gesteinsbruchstücke sind verhältnismäßig klein, sodaß über Gefügemerkmale keine Auskunft zu erhalten war. Es handelt sich um Quarz-Plagioklas-Aggregate mit wechselnden Mengen von Chlorit und Biotit, wobei der Chlorit durch Umwandlung aus dem Biotit hervorgeht. Der Plagioklas ist deutlich saussuritisiert. Seltener sind Aggregate mit Alkalifeldspat, der als Fleckenperthit bis Schachbrettalbit ausgebildet ist, anzutreffen. Die Beschaffenheit der Gesteinsbruchstücke läßt sich sehr gut mit den diaphthorischen Gneisen aus den Neuhauser Schichten vergleichen.

Die enge Beziehung des Kristallindetritus zu den altersgleichen Neuhauser Schichten wird durch die Schwermineralspektren bestätigt (Tab. 8). Sie lassen wieder eine eindeutige Apatitdominanz, begleitet von Granat und Zirkon, erkennen. In einer der Proben stieg der Granatgehalt auf über 40% an. Analoges war auch aus den Neuhauser Schichten zu beobachten. Nicht zuletzt fehlt auch in den Zeller Schichten weitgehend das Mineral Turmalin.

Eine feinkörnige Arkosesandsteinlage aus den Zeller Schichten besitzt einen sehr hohen Plagioklasgehalt. Das Verhältnis der terrigenen Bestandteile zueinander beträgt Quarz 35·8%, Plagioklas 47·4%, Alkalifeldspat 2·2%, Glimmer 4·9%, Chlorit 0·7%, Gesteinsbruchstücke 7·9% und Erz 1·1%. Die Arkose ist calcitisch zementiert. Der Calcit verhält sich gegenüber den silikatischen Komponenten aggressiv. Die durchschnittliche Korngröße (Mean) beträgt 0·13 mm, die Sortierung ist als mäßig (0·89) zu bezeichnen. Die Schiefewerte liegen deutlich im positiven Bereich.

Eine besondere Entwicklung stellen die kieseligen Breccien dar. Die Hauptkomponenten bestehen aus Kieselgesteinen. Daneben treten die schon beschriebenen Kristallinkomponenten sowie Quarz und Feldspat auf. Auch einige rote (?) Radiolarite waren festzu-

stellen. Das Bindemittel ist zum Teil stark verkieselt. In ihm treten glaukonitische Aggregate auf.

Neben den verkieselten Breccien finden sich auch grüne, dichte Kieselgesteine mit bis 1·5 mm großen Korneinsprenglingen. Das Gestein besteht, soweit überhaupt mikroskopisch auflösbar, aus Chalcedon. Als terrigene Körner sind Quarz, Feldspat und „granitische“ Kornaggregate zu bestimmen. Vereinzelt vorkommende Biogenreste erfahren eine partielle Verkieselung. In der kieseligen Grundmasse sproßt in geringen Mengen Karbonat auf, welches die silikatischen Klastika, besonders die Feldspäte, verdrängt.

Diese hier beschriebene kieselig brecciöse Entwicklung in den Zeller Schichten dürfte bereits zur Radiolaritentwicklung überleiten.

Ein einzelnes Kristallingeröll von 2 cm Durchmesser aus den Zeller Schichten des Arzberggrabens verdanke ich Herrn L. KRÝSTYN. Möglicherweise handelt es sich bei dem im Kalk eingebetteten Geröll um einen Olistholith.

Das Gestein besitzt quarzdioritische Zusammensetzung und ist deshalb von besonderem Interesse, weil es sich auszeichnet mit den quarzdioritischen, plagioklasreichen Schlieren des Buch-Denkmales vergleichen läßt. Die Plagioklase bilden bis 2 mm große, idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle mit intensiv polysynthetischer Verzwilligung und starker Saussuritisation. Als xenomorphe Zwickelfüllung fungiert der Quarz. Biotit von rotbrauner Farbe ist fast vollständig in Chlorit und Erz umgesetzt. Als häufigstes Akzessorium trifft man auf Apatit. Das Gesteinsgefüge wird stark von sekundärem Karbonat durchsetzt.

3.4. Die marinen pelitischen Gesteine des Lias und Dogger

Pelitische Gesteine sind am Aufbau der Lias- und Doggerablagerungen, wie ein Blick auf ein Schichtprofil zeigt (Abb. 2b), in einem sehr hohen Maße beteiligt. Während im tieferen Lias gröberklastische Sedimente überwiegen, kommt es im höheren Lias mit dem Eintritt ins marine Milieu zu einer starken Verschiebung zugunsten tonig-mergeliger Sedimentgesteine. Gröberklastische Gesteine bilden dann, soweit der Einblick in die Schichtfolge auf Grund der schlechten Aufgeschlossenheit so eine Aussage zuläßt, nur relativ geringmächtige Einschaltungen.

Die in der Abb. 12 dargestellten mineralogischen Zusammensetzungen solcher pelitischen Gesteine beschränken sich nur auf Proben des marinen Bereiches. Die Proben entstammen acht verschiedenen Vorkommen, wobei versucht wurde die Auswahl so zu treffen, daß alle Abschnitte der Marinentwicklung erfaßt wurden.

Bei den Proben 1 und 2 aus dem Graben beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau handelt es sich um graue, schiefrige Tonsteine. In sie eingeschaltet, finden sich Bänke von blaugrauen, sandigen Grestener Kalken. Die Pelitproben sind karbonatfrei.

Die schwarzen Schiefertone der Proben 3—5 entstammen dem Nivau mit „*Posidonia*“ *bronni* VOLTZ (unterer Oberlias) und wurden im Hinterholzgraben aufgesammelt. Ihr Karbonatgehalt liegt unter 5%.

Die am weitest verbreiteten pelitischen Gesteine, wie sie die Proben 6—14 repräsentieren, gehören dem stratigraphischen Bereich Oberlias bis Dogger an. Die Gesteine von mittelgrauer bis hellgrauer Farbe sind teilweise etwas siltig entwickelt. Ihr durchschnittlicher Karbonatgehalt beträgt 25%. Besonders charakteristisch sind Dezimetermächtige Kalkmergel mit 60—75% Karbonatgehalt. Sie führen reichlich kleine Bivalven (Bositren), Brachiopoden und Belemnitenbruchstücke. Bei diesen Gesteinsproben fällt bereits makroskopisch ein hoher Glimmergehalt auf.

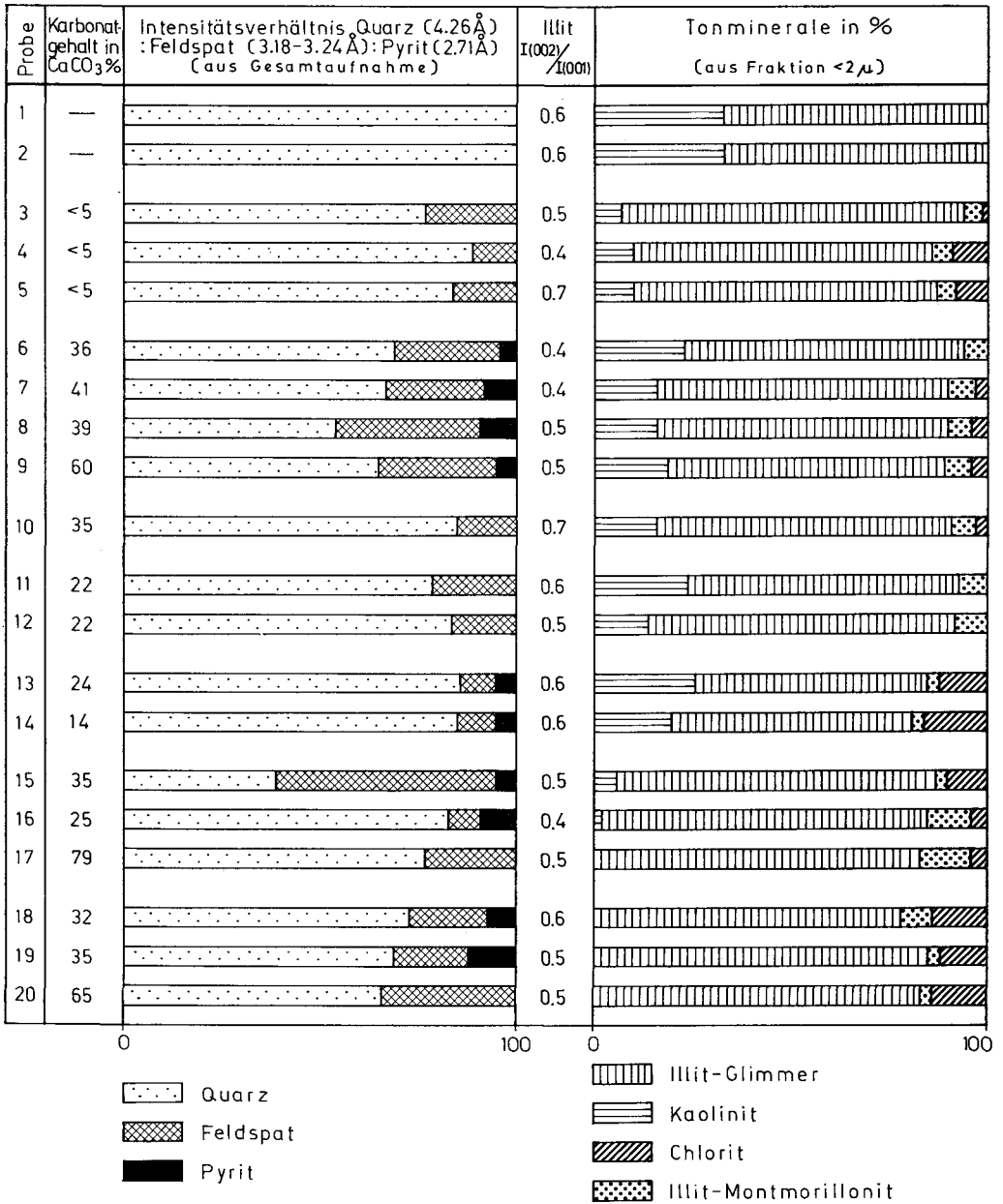


Abb. 12: Die mineralogische Zusammensetzung der marinen pelitischen Gesteine des Lias und Dogger der Grestener Klippenzone.

1—2 Schiefertone aus dem Graben des ehemaligen Kohlenbergbaues Grossau; Niveau des Grestener Kalkes (264/6, 7). — 3—5 Schwarze Schiefertone aus dem Niveau der Bivalve „*Posidonia*“ *bronni* Voltz; Hinterholzgraben (209/2, 210, 245/1). — 6—9 Dunkelgraue Mergel des Oberlias bis Dogger der Grestener Schichten; Profil nördlich von Ybbsitz (249/1—4) — 10 Sandige Mergel des tieferen Dogger bei Stollberg (258/1) — 11—12 Graue Mergel des Dogger; Aufschluß im Graben neben der Straße zum Steigerhof, E Gresten (262/1, 2) — 13—14 Graue, sandige Mergel des Dogger; Graben beim Schloß Stiebar, Gresten (263/1, 3) — 15—17 Schwarze Mergel mit *Zoophycos*-Lebensspuren; Unterlauf des Neuhausergrabens, Dogger (243/1—3) — 18—20 Helle Kalkmergel aus dem Unterlauf des Neuhausergrabens, Dogger (242/1—3).

Die Proben 15—17 entstammen dem Unterlauf des Neuhausergrabens. Aus diesen schwarzen Tonmergeln des Dogger wurden durch W. SCHNABEL (1970, S. 151) mehrere *Zoophycos*-Lebensspuren bekannt. Hellgraue Kalkmergel (20) mit geringmächtigen schwarzen Mergelzwischenlagen des Dogger (18—19), ebenfalls aus dem Unterlauf des Neuhausergrabens, repräsentieren bereits eine terrigenärmere Fazies des Dogger.

Karbonatgehalt

Generell kann gesagt werden, daß in tieferen Abschnitten der liassischen Schichtfolge die Pelite weitgehend karbonatfrei sind, allerdings treten als karbonatreiche Bildungen in diesem Bereich die Grestener Kalke auf. Erst im höheren Lias und dann im Dogger trifft man auf Tonmergel bis Kalkmergel.

Wie G. MÜLLER & R. BLASCHKE (1969, 1971) an dünnen, hellen Kalklagen des deutschen Posidonienschiefers (Lias epsilon) und analogen rezenten Bildungen aus dem Schwarzen Meer zeigen konnten, werden solche Kalklagen praktisch zur Gänze aus Coccolithineen aufgebaut. Es erscheint daher wahrscheinlich, daß der Großteil des Kalkgehaltes der Mergel auf eben diese Weise erklärt werden kann, da aus solchen Proben ebenfalls Nannofossilien zu gewinnen waren. Es muß auch in Betracht gezogen werden, daß Umkristallisationen diese zarten Gebilde sehr rasch zerstören und so der Beobachtung entziehen können.

Die mineralogische Zusammensetzung

Die meisten Pelitproben mußten vor der röntgenographischen Untersuchung entkalkt werden. Die eigentlichen Tonminerale wurden jedoch nicht aus der entkalkten Gesamtaufnahme, sondern aus der Tonfraktion $< 2\mu$ bestimmt. Einige Untersuchungen an nichtentkalktem Material haben ergeben, daß der Karbonatgehalt von praktisch reinem Calcit her stammt.

Quarz

Alle untersuchten Pelite weisen eine reichliche Quarzführung auf, die jedoch bei den meisten Proben in der Tonfraktion $< 2\mu$ stark zurückgeht.

Feldspat

Der Feldspatgehalt liegt deutlich unter dem des Quarzes. Besonders auffallend ist, daß sich röntgenographisch auf Grund der Reflexe bei $3\cdot 20$ — $3\cdot 18$ Å nur Plagioklas nachweisen ließ. Nennenswerte Mengen von Alkalifeldspat (Mikroklin) sollten eine Linie bei $3\cdot 24$ Å liefern.

Pyrit

Bei einer großen Zahl von Peliten ließen sich deutliche Mengen von Pyrit ($2\cdot 71$ Å) in der Gesamtaufnahme nachweisen.

Illit-Glimmer

Unter dem Begriff Illit-Glimmer wurden die Schichtsilikate mit dem ersten Basalreflex bei 10 Å zusammengefaßt. Diese Mineralgruppe bildet den dominierenden Anteil in den pelitischen Gesteinen. Sie war auch in jeder Probe nachzuweisen. Betrachtet man die Breite des 10 Å-Reflexes als Ausdruck des Kristallinitätsgrades, so war vor allem an den leicht siltig entwickelten Mergeln (6—14) in der Gesamtaufnahme eine etwas bessere Kristallinität zu beobachten als in der Fraktion $< 2\mu$. Dieser Umstand läßt sich durch das Auftreten größerer, bereits makroskopisch beobachtbarer detritärer Muskovit-schuppen erklären, die dann in der Tonfraktion nicht mehr vertreten waren.

Untersuchungen über die Intensität des 1. und 2. Basalreflexes ergeben einen ersten Hinweis bezüglich der Unterscheidung Al-reicher und Mg-Fe-reicher Glimmer (Ch.

WEAVER, 1958; J. ESQUEVIN, 1969). Der überwiegende Teil der untersuchten Tonproben weist Intensitätsverhältnisse (002/001) zwischen 0.4 und 0.7 auf. Es handelt sich demnach um Al-reiche Glimmer (Abb. 12, 16).

Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Mineral

Mit Ausnahme der Proben 1 und 2 konnte immer eine neben dem Illit existierende expandierende Mineralphase festgestellt werden, die sich als ein Mixed-Layer-Tonmineral erwies. An den unbehandelten Tonproben war der 10 Å-Peak gegen 14 Å hin stark asymmetrisch entwickelt und erreichte mitunter an der Peakspitze eine Breite vom 10 bis zum 10.5 Å-Bereich. Abb. 13 gibt zwei Beispiele für das Auftreten von

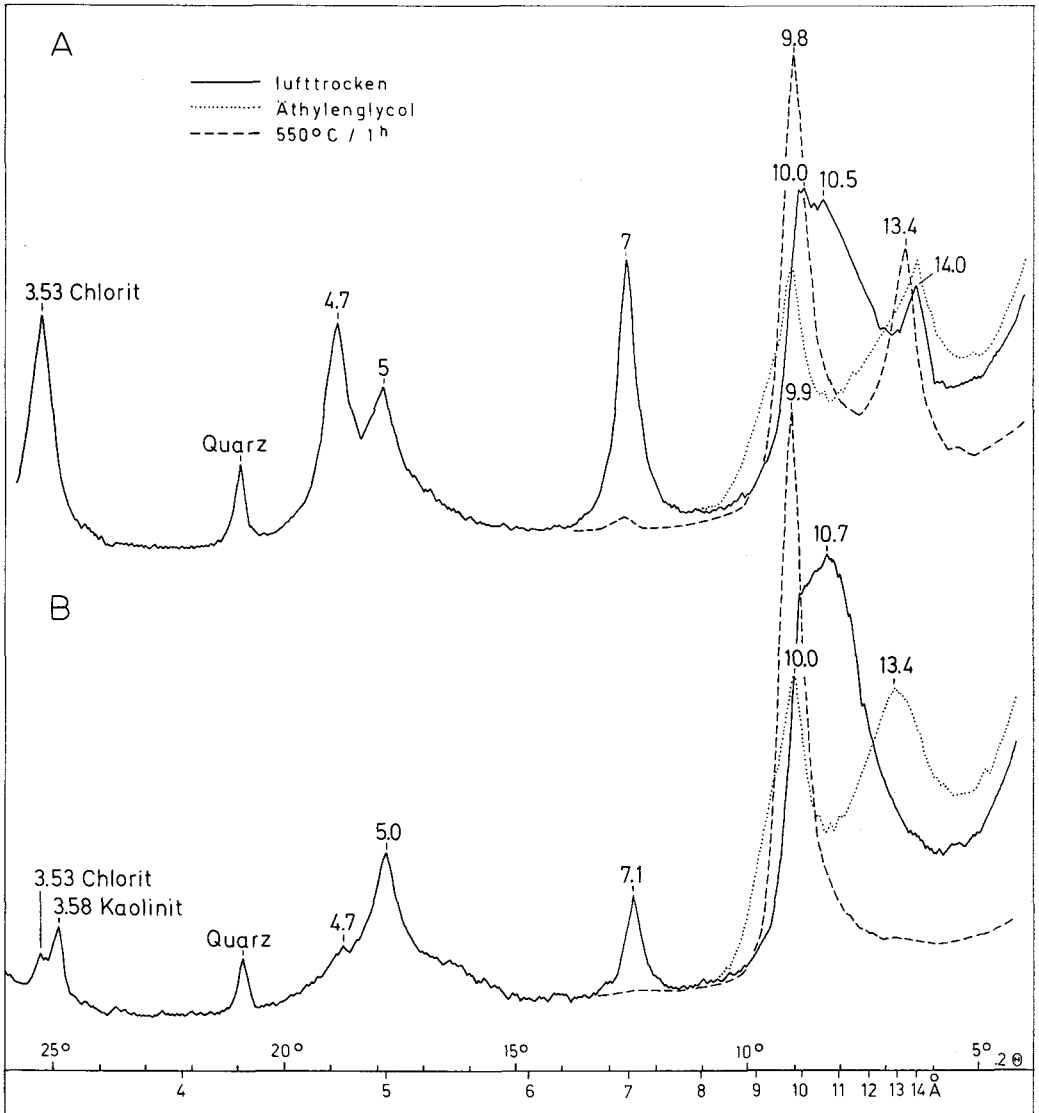


Abb. 13: Beispiele für Röntgendiffraktogramme (Ausschnitte) mit dem Mixed-Layer-Tonmineral Illit-Montmorillonit bei lufttrockenen Proben, solchen mit Äthylenglykolbedampfung und nach einstündigem Erhitzen bei 550° C. Nähere Erläuterungen siehe Text!

Illit-Montmorillonit in den Röntgendiffraktogrammen. Nach Bedampfen mit Äthylenglykol kam es vom 10 Å-Illitpeak zu einer Abspaltung eines Reflexes, welcher im Bereich von 12·4 bis 13·4 Å zu liegen kam. Nach anschließend einstündigem Erhitzen bei 550° C verschwand diese expandierende Phase, und es blieb nur der 10 Å-Reflex zur Beobachtung.

Nach den Angaben von Ch. E. WEAVER (1956) über Mixed-Layer-Tone in Sedimentgesteinen handelt es sich um einen Illit, der eine geringe Anzahl von Montmorillonit-schichten eingebaut hat. Der Anteil an expandierenden Lagen dürfte maximal 10—20% betragen.

Kaolinit

Das Mineral Kaolinit war in den meisten Tonproben nachzuweisen. Es hat jedoch den Anschein, als ob Kaolinit in den tieferjurassischen marinen Peliten von größerer Bedeutung sei, als in den entsprechenden Mergeln des Dogger. So konnte in der Proben-gruppe (15—20) Kaolinit nur zweimal aufgefunden werden, war jedoch auch dort nur in ganz geringer Menge vertreten.

Chlorit

Beim Chlorit handelt es sich um Mineralien der 14 Å-Gruppe. Wie immer, wenn Chlorit und Kaolinit in ein und demselben Gestein gemeinsam auftreten, ist die röntgenographische Unterscheidung mit Schwierigkeiten verbunden. Es reichten jedoch die von Ch. E. WEAVER (1958, S. 266 f.), FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1963, in G. MÜLLER, 1964, S. 213) und G. BROWN (1972, S. 262 f.) gegebenen Kriterien vollkommen zur Unterscheidung aus. So ließen sich die 004 Reflexe der Chlorite bei 3·53 Å deutlich von den 002 Linien des Kaolinit bei 3·58 Å trennen. Als weiteres Kriterium für das Vorhandensein von Kaolinit gilt der gut entwickelte 3. Basalreflex bei 2·38 Å. Eine ähnlich gelagerte Linie des Chlorit fehlt oder ist nur sehr schwach ausgebildet.

Der Chloritgehalt liegt in den Proben 13—20 gegenüber den anderen Pelitproben merklich höher. In einigen Tonproben der Fraktion $< 2\mu$ fehlt der Chlorit jedoch vollständig, oder war nur in einer sehr untergeordneten Menge nachzuweisen. Die Gesamtaufnahmen erbrachten jedoch deutlich höhere Chloritgehalte. Dieser Umstand dürfte sich am besten als Korngrößeneffekt erklären lassen.

Die Frage, wie weit die einzelnen in diesen Schichten auftretenden Tonmineralassoziationen durch Umwandlungen im marinen Milieu und durch nachfolgende diagenetische Prozesse geprägt sind, läßt sich auf Grund dieser Untersuchungen nicht beantworten. Über die Bildung der Mixed-Layer-Phase Illit-Montmorillonit ist einerseits zu berichten, daß sie bevorzugt in Böden, welche unter dem Einfluß eines „atlantischen Klimas“ (gemäßigte Temperaturen, nicht zu intensive Niederschläge) entstanden sind, vorkommen (G. MILLOT, 1970, S. 103). Andererseits weisen H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970, Abb. 4—68) auf Illit-Montmorillonit-Bildung während einer bereits unter mächtiger Überlagerung stattfindenden Diagenese hin.

H. PAQUET & G. MILLOT (1972, in A. ALIETTI & L. POPPI, 1972) sehen im Auftreten von Illit-Montmorillonit ein Stadium der Degradation von Illit in Richtung Montmorillonit. Sie führen dabei für diese Degradation folgende Phasen an: illite—open illite—illite-montmorillonite-mixed-layer—montmorillonite. Man könnte nun daraus ableiten, daß nachfolgende diagenetische Prozesse dieser Degradationsreihe entgegenlaufen, was bedeuten würde, daß primär im Sediment ein höherer Prozentsatz an Wechsellagerungsstrukturen vorhanden war.

Eine weitere Möglichkeit der Bildung halten A. ALIETTI & L. POPPI (1972) neben der eben erwähnten für möglich, daß nämlich die Illit-Montmorillonit-Mixed-Layerminerale ein Zwischenstadium der Bildungsreihe von kristallisiertem Montmorillonit aus einer amorphen Ausgangsphase verkörpern.

3.5. Terrigene Bestandteile aus den Grestener Kalken

Als typische Beispiele für fossilführende Grestener Kalke wurden Proben vom ehemaligen Kohlenbergbau Bernreith im Gölsental ausgewählt. F. TRAUTH (1908, 1909) beschrieb von dort eine reichliche Fauna des Unter- bis Mittellias. Ein aus diesen Proben gewonnenes Exemplar der Bivalve *Plagiostoma punctata* SOWERBY (det. Dr. O. SCHULTZ, Wien) weist auf Lias α hin.

Bei dem untersuchten Kalk handelt es sich um einen siltführenden Sparit mit glaukonitischen Pillen (Sparit 69%, Biogen 6·6%, Pillen 8·8%, Quarz und Feldspat 14·6%, Erz 1%).

Bei der röntgenographischen Untersuchung fand sich neben den terrigenen Komponenten Quarz und Feldspat (Plagioklas) auch deutlich nachweisbar Pyrit, der wahrscheinlich als orthochemischer Bestandteil zu betrachten ist. An Schichtsilikaten waren Illit und 14 Å-Chlorit zu bestimmen, die die im Gestein vorkommenden runden Pillen aufbauen. Beim Illit handelt es sich um einen Al-reichen Typ mit einem Intensitätsverhältnis (002)/(001) von 0·6. Werte für das Mineral Glaukonit würden wesentlich unter 0·3 liegen.

Die Pillen erreichen Durchmesser um 0·2 mm und besitzen eine hellbraune bis olivgrüne Farbe. Sie entsprechen in ihrem mineralogischen Aufbau dem von J. F. BURST (1958, S. 312 f.) beschriebenen Pellet-Typ 4, welcher sich aus zwei oder mehreren Tonmineralien zusammensetzt. Ihre scharfe Abgrenzung gegen die Grundmasse und die überwiegend gleichmäßige Form läßt in ihnen einen allochemischen Bestandteil vermuten.

3.6. Das Herkunftsgebiet der terrigenen Lias- und Doggerablagerungen

Die wesentlichsten Hinweise auf den gesteinsmäßigen Aufbau des Herkunftsgebietes der terrigenen Gesteine der Lias- und Doggerablagerungen sind naturgemäß aus den Komponentenvergesellschaftungen der Grobklastika abzuleiten. Demnach sind kristalline Gesteine am maßgeblichsten am Aufbau des Liefergebietes beteiligt.

Die Zusammensetzung dieses kristallinen Grundgebirges läßt sich folgendermaßen umschreiben. Granodioritische bis granitische Gneise sowie mehr oder weniger stark quarzitisches Biotit-Plagioklasgneise bauen als Hauptgesteine das Grundgebirge auf. Daneben haben jedoch auch Granat-führende Glimmerschiefer bedeutenden Anteil, wie auch der Granat in den Schwermineralspektren häufig anzutreffen ist. Anzeichen für eine weitere Verbreitung amphibolitischer Gesteine oder Marmore konnten nicht festgestellt werden.

Das Vorherrschen metamorpher kristalliner Gesteine wird auch durch die Zusammensetzung der Sandsteine bestätigt. So weisen neben zahlreichen entsprechenden Gesteinsbruchstücken besonders die Schwerminerale Granat und Apatit darauf hin. Der Apatit ist hierbei bevorzugt in größeren Mengen an die Biotit-Plagioklasgneise gebunden. Solche Gneise dürften dann auch im Dogger hauptsächlich abgetragen worden sein, da diese Ablagerungen z. T. richtig monomineralische Apatitspektren geliefert haben.

Als besonderes Charakteristikum all dieser kristallinen Gesteine lassen sich schwach diaphthoritische Mineralumwandlungen feststellen. Diese retrograden Erscheinungen manifestieren sich in der Saussuritisation der Plagioklase, in der Umwandlung von Granat und Biotit in Chlorit und in einer entsprechend starken Durchschieferung des Gesteinsgefüges. Der ursprüngliche Metamorphosegrad der kristallinen Gesteine lag im Bereich der Amphibolitfazies, während die schwachmetamorphen diaphthoritisches Überprägungen dem niedrigsttemperierten Bereich der Grünschieferfazies zuzuordnen sind.

Das kristalline Komponentenmaterial der Klippenkerne hat somit ein durchaus vergleichbares kristallisationsgeschichtliches Geschehen aufgeprägt erhalten, wie die aus der Klippenzone bekanntgewordenen Kristallinvorkommen.

Granitische Gesteine mit granophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen, Zweiglimmergranite, Pegmatite und vor allem Aplitgranite sind ebenfalls im Liefergebiet vertreten, doch dürfte ihnen verbreitungsmäßig nicht die Bedeutung zukommen, wie den vorher erwähnten kristallinen Gesteinen.

Aus dem Konglomerat des Hinterholzgrabens stammen graue bis graugrüne Quarzporphyrgerölle. Die Zufuhr solcher Quarzporphyrkomponenten reicht vom tiefsten Lias bis ins Bathonien der Neuhauser Schichten. Diese sauren Effusiva könnten von Rotliegendserien abgeleitet werden, welche als vereinzelt Erosionsreste im Liefergebiet vertreten waren.

Besonderes Interesse verdienen die Dolomitgerölle. Sie finden sich einerseits in marinen Liasablagerungen und andererseits auch in den Neuhauser Schichten. Mit diesen Komponenten taucht die Frage nach zwei getrennten, vielleicht nördlichen und südlichen distributiven Provinzen auf. F. TRAUTH (1954, S. 111) hat die Dolomitkomponenten als Hauptdolomite gedeutet. Hingegen sprach sich A. TOLLMANN (1963 a, S. 127) aus großräumig faziellen Überlegungen eher für aufgearbeitete Mitteltriasdolomite aus, da die Hauptdolomitfazies in der Geosynklinale wesentlich weiter im Süden beheimatet gewesen ist. Diese Deutung als Mitteltriasdolomit erscheint mir am wahrscheinlichsten, da die Dolomite von nicht näher definierten, hellen bis mittelgrauen Kalken begleitet werden, die vielleicht auch der Mitteltrias entstammen könnten.

Nicht unwahrscheinlich wäre aber auch eine Herleitung des Dolomites als Abkömmling einer etwas südlich gelegenen Keuperfazies mit untergeordnet eingelagerten Dolomiten.

Es dürfte paläogeographisch die geringsten Schwierigkeiten bereiten, die Dolomitkomponenten aus einem südlich gelegenen Liefergebiet abzuleiten. Es könnte sich dabei um jenen Bereich handeln, der in kretazischer Zeit als Cetischer Rücken in Erscheinung getreten ist. Richtungshinweise aus den Sedimentgesteinen fehlen allerdings leider zur Gänze.

Über die klimatischen Bedingungen und die Verwitterungsverhältnisse im Herkunftsgebiet lassen sich unter Umständen aus den Tonmineralassoziationen einige Anhaltspunkte gewinnen. So wird von G. MILLOT (1970, S. 103 f.), wie schon erwähnt, ein besonders charakteristisches Auftreten von Illit-Montmorillonit in den Böden, welche unter „atlantischen Klimabedingungen“ entstanden sind, beschrieben. Dieses gemäßigte, eher kühle Klima würde in keinem Gegensatz zu allgemein klimatologischen Angaben über die tiefere Jurazeit stehen (M. SCHWARZBACH, 1961, S. 143). Die Bildung von Kaolinit wird im sauren Milieu sumpfiger Alluvialflächen gefördert worden sein. GRAFF-PETERSEN (1961, aus G. MILLOT, 1970, S. 163) hat bei Untersuchungen an jurassischen limnischen Kohlen der dänischen Insel Bornholm Illit als Hauptgemengteil der Tongesteine vorgefunden. In den Liegendtonen der Flöze mit saurem Wasser wurde ein Anstieg des Kaolinit beobachtet. Auch auf die Umbildung von Illit in eine Mixed-Layer-Phase wird hingewiesen.

3.7. Genese und sedimentäres Environment der Lias- und Doggerablagerungen

3.7.1. Der basale und flözführende Abschnitt der Grestener Schichten

Die besonders grobkörnigen Sandsteine des basalen Bereiches liegen als Arkosen und Subarkosen vor. Setzt man den Feldspatgehalt in bezug zur Korngröße, so entsprechen im allgemeinen die feinkörnigen Gesteine den quarzreichen Typen. Folgt man den Überlegungen von F. J. PETTJOHN et al. (1972, S. 185) über die Arkosebildung, so lassen sich die Arkosen entweder als Produkt eines extremen Klimas sehen, wobei der Feldspatzersetzung gewisse Grenzen gesetzt sein müssen, oder sie entstehen durch

beschleunigte Erosion, bedingt durch erhöhte Reliefenergie. In beiden Fällen ist ein granitisches Liefergebiet Voraussetzung.

Da für den Lias ein besonders extremes Klima auszuschließen ist, dürfte für die Arkosebildung in erster Linie eine rasche Erosion eines „granitischen“ Herkunftsgebietes ausschlaggebend gewesen sein. Beim vorliegenden Arkosematerial handelt es sich nicht um reine Aufarbeitungsprodukte ohne nennenswerten Transport, sogenannte Residualarkosen, da an den Komponenten auf Grund ihrer Rundung ein deutlicher Korntransport abzulesen ist. Der Transport kann allerdings nicht sehr intensiv gewesen sein, da die Kornzerlegung, wie der hohe Gehalt an Gesteinsbruchstücken erkennen läßt, nicht sehr weit fortgeschritten ist.

Die Sedimentation dieser Gesteine ist in einem meeresnahen, fluviatilen Milieu vorzustellen, wobei weite Teile immer wieder als küstennahe Sumpfgebiete für eine kurze Zeit von der klastischen Sedimentation verschont waren. Die Grestener Kohlen bildeten sich also in einem paralischen Bereich. Das sehr saure Lösungsmilieu dieser Sümpfe hat auf die frühdiagenetischen Prozesse der Sandsteine einen wesentlichen Einfluß genommen (Kaolinitisation, „interstratal solution“ an Schwermineralien). Die Deutung der Arkosen und Subarkosen als fluviatile Sandsteine wird durch die granulometrischen Untersuchungen gestützt, wie Vergleiche mit rezenten fluviatilen Sanden von G. M. FRIEDMAN (1962) ergeben.

3.7.2. Marine pelitische Gesteine des Lias und Dogger

Die pelitischen Gesteine des Lias und Dogger sind im niedrigerenergetischen, küstennahen Bereich eines flachen Meeres zum Absatz gekommen. Die dunkle Gesteinsfarbe und der häufig auftretende Pyrit, der zum Hauptteil doch als orthochemischer Bestandteil zu werten sein wird, weisen auf überwiegend reduzierende Sedimentationsbedingungen hin.

Ein Vergleich mit den Mergeln des Malm-Neokom (Abb. 16) zeigt unter anderem, daß die Glimmer der Lias- und Dogger-Pelite gegenüber den Glimmern des Malm-Neokom eine deutlich bessere Kristallinität besitzen. Es soll dies nicht auf eine stärkere diagenetische Prägung zurückgeführt, sondern vielmehr als Folge einer weniger intensiven Aufbereitung interpretiert werden, bedingt durch rascheren Abtrag und Sedimentation. Zur selben Deutung verschiedener Kristallinitätsgrade an Glimmern von Molassemergeln gelangte jüngst H. KURZWEIL (1973, S. 196).

Für ähnliche mergelige Ablagerungen des Lias γ Schwabens gibt V. B. SCHWEIZER (1968) auf Grund von Vergleichen mit rezenten Faunenvergesellschaftungen Ablagerungstiefen von 60—100 m an. A. HALLAM (1967) nimmt die Bildung der Posidonienschiefer in noch geringerer Tiefe von 15—30 m an. Der hohe Anteil an dünnen, bituminösen Lagen weist auf stagnierende, anaerobe Wasserverhältnisse hin. G. MÜLLER & R. BLASCHKE (1969) verlegen die Bildungstiefe der Posidonienschiefer allerdings im Vergleich mit analogen Sedimenten des Schwarzen Meeres in wesentlich größere Wassertiefen, unter 200 m.

In den Mergelkalken der Doggergesteine tritt der terrigene Schlamminflux bereits sehr zurück, was unter Umständen auf küstenfernere Ablagerungsbereiche schließen läßt. Das gleichzeitige Zurücktreten von Kaolinit mag ebenfalls als Anzeichen einer größeren Küstenferne gewertet werden.

3.7.3. Sandsteine und Grobklastika des marinen Bereiches

Die in die marinen pelitischen Gesteine eingeschalteten Sandsteine und einzelne Grobklastika lassen sich als Ablagerungen kurzfristiger mariner Regressionsphasen deuten. In diesen Zeitabschnitten haben sich in Form flacher Deltas fluviatile Sandfächer vorgeschoben. Unter diesen Gesteinen finden sich Arkosen, Subarkosen und lithische Arenite. Während dieser Regression ist es auch zur Aufarbeitung von Teilen der Grestener Schichtfolge gekommen. So finden sich Sandkalke und Gryphaeen im Konglo-

merat vom Laudachsee bei Gmunden; ebenso häufig trifft man auf Kohlebröckchen. Auch in den Sandsteinen finden sich Bruchstücke mariner Fossilien. Die granulometrischen Parameter deuten auch auf einen fluviatilen Transport der Sandsteine hin. Strand- und fluviale Sande sollten eine bessere Sortierung aufweisen.

An den dünnen, feinkörnigen Sandsteinlagen aus dem Graben an der Straße zum Steigerhof, E Gresten, die in die pelitische Marinserie der Grestener Schichten eingeschaltet sind, fällt ein hoher Matrixgehalt und der reichlich vorhandene Glaukonit auf. Mit diesen Sandsteinen verknüpft, treten grobklastische, dolomitreiche Lagen auf. Es wäre vorstellbar, daß diese Wacken und die grobklastischen Bänke durch Gleitvorgänge im weitesten Sinne in den niedrigerenergetischen Sedimentationsbereich der tonigmergeligen Fazies gelangt sind.

Ein typisches Beispiel für solche Gleitvorgänge ist in der Breccienbank des tieferen Dogger NE von Ybbsitz mit ihren bis 40 cm großen, z. T. völlig ungerundeten Komponenten zu sehen. Es handelt sich um lokalen Kristallinschutt, der nur durch solch einen Transportvorgang in die unter niedrigerenergetischen Bedingungen entstandenen Mergel gelangt sein kann.

Bei den Neuhauser Schichten handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um ein im Litoral gebildetes, grobklastisches Sedimentgestein. Zu diesem Schluß sind bereits F. TRAUTH (1919) und B. KUNZ (1964) auf Grund der Beurteilung der Fauna und des Erhaltungszustandes der Fossilien gekommen. Bedauerlicherweise lassen die Neuhauser Schichten zum umliegenden Nebengestein keinerlei eindeutige Beziehungen erkennen, sodaß man sie nur vermutungsweise mit den altersgleichen Mergeln der Nachbarschaft in Verbindung bringen kann. Unter Umständen stellen auch die Neuhauser Schichten eine in die Mergel eingelittene Masse dar, da ihr Vorkommen, praktisch nur aus einem Aufschluß bekannt, so völlig isoliert aufscheint.

Für die Zeller Schichten, in denen terrigenes Material mehr in den Hintergrund tritt, nimmt L. KRYSZYN (1971, S. 504) auf Grund des hohen Benthosgehaltes in der Makrofauna ein neritisches, energiearmes, gut durchlüftetes Bildungsmilieu mit Tiefen um 100 m an. Einzelne Abschnitte der Schichtfolge dürften jedoch einem höherenergetischen Sedimentationsbereich angehört haben, da Crinoidenspatkalke sowie erhöhter Kristallineinfluß und Resedimentationen zu beobachten sind. Die Verkieselung der Breccien scheint dabei postsedimentärer Natur zu sein, da Komponenten als auch Grundmasse in gleicher Weise davon betroffen sind.

3.8. Terrigene Sedimentgesteine aus dem Malm bis Neokom

Der Gehalt an silikatisch terrigenem Material ist in den Malm-Neokom-Ablagerungen gegenüber den Lias-Dogger-Schichten wesentlich geringer. Der Hauptanteil steckt dabei in der pelitischen Fraktion der Hornstein- und Aptychenkalkentwicklung. Richtig grobklastisches silikatisches Material läßt sich nur sehr selten auffinden. Es stammt einerseits aus dem Konradsheimer Kalk und andererseits aus einer zu den Scheibsbach-Schichten äquivalenten Bildung aus der Klippe im Brettlfenster.

3.8.1. Konradsheimer Kalk

Der Konradsheimer Kalk als brecciöse Fazies des Malm bildet ein für die Klippenzonenentwicklung des Raumes zwischen Plankenstein und Pechgraben besonders typisches Schichtglied. Nach den Angaben von F. TRAUTH (1948) dürfte das Schichtglied einen stratigraphischen Umfang von Oxford bis Obertithon besitzen. Der altersmäßige Schwerpunkt auf Grund der Makrofossilien liegt jedoch im Kimmeridge bis Untertithon.

Obwohl eine detaillierte Untersuchung des Konradsheimer Kalkes nicht angestrebt wurde, fielen doch Beobachtungen an, die für die genetische Deutung entscheidende Hinweise lieferten.

Ein Profil (Abb. 14) durch den kleinen Steinbruch beim Gehöft ca. 1 km E von Konradshiem soll einen Einblick in den schichtmäßigen Aufbau des Gesteines vermitteln.

Der tiefere Profilanteil wird durch den Normaltyp des Konradshiemer Kalkes aufgebaut, einer Kalkbreccie, welche aus verschiedenen hell- bis mittelgrauen, mikritischen Kalken zusammengesetzt ist. Resedimentationserscheinungen sind häufig zu beobachten, ebenso Biogenreste. Die durchschnittliche Größe der Karbonatkomponenten liegt bei 1 bis 2 cm. F. TRAUTH (1948) spricht von einer Aufarbeitung älterer Kalke des höheren Dogger bis mittleren Malm. Daß auch pelitische Lias- und Doggersedimente zur Abtragung gelangt sind, belegen dunkelgraue Schiefertons- und Mergelschollen. Die größte, in diesem Aufschluß beobachtete Scholle dieser Art maß 10 cm. Alle diese Schieferschollen sind gut im *ss* eingeregelt. Eine Matrix war bei diesen Breccien kaum festzustellen, vielmehr grenzen einzelne Bruchstücke mit Suturen aneinander.

An zwei Bänken konnten deutlich Korngrößenabnahmen vom Liegenden zum Hangenden beobachtet werden. Die Korngrößen reichen dabei von 1 cm Durchmesser bis in den kalkarenitischen Bereich. Quarzeinstreuungen treten völlig in den Hintergrund. Eine Entwicklung zum graded bedding bahnt sich bereits in der ungefähr 1,5 m mächtigen Schicht im Liegenden an, indem im oberen Drittel der Bank ein erhöhter kalkarenitischer Detritus auftritt.

Die grobklastische Karbonatgesteinsentwicklung wird vereinzelt durch Lagen einer ruhigen Sedimentation in Form mikritischer Kalkbänke und Mergellagen unterbrochen.

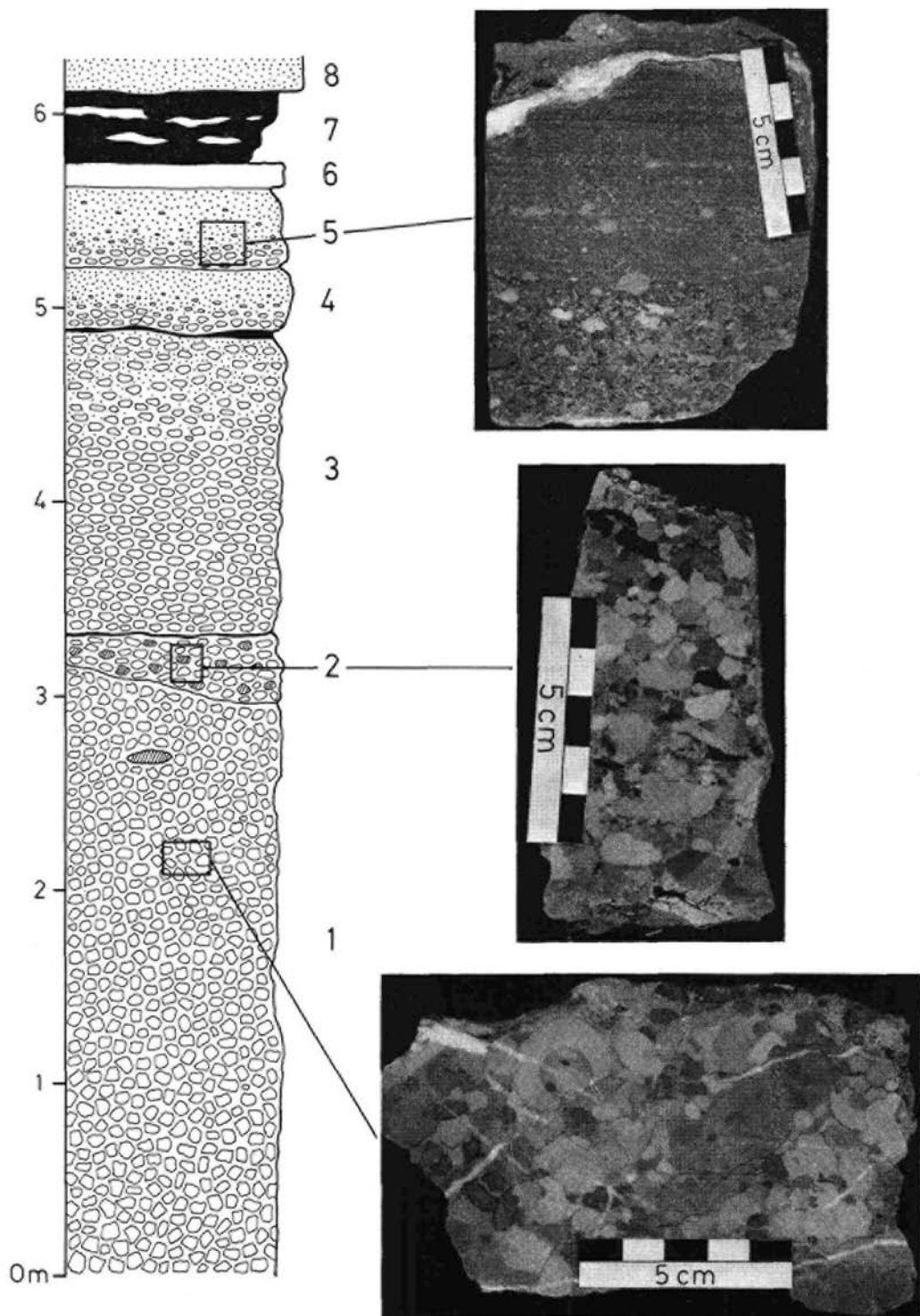
Genetisch sind die Kalkbreccien als Absätze von Fluxoturbiditen bis Turbiditen zu betrachten. Der Hauptgesteinstyp des Konradshiemer Kalkes, durchwegs arm an Matrix, grobkörnig und ohne die Erscheinungen des graded bedding, läßt sich am besten mit dem Begriff Fluxoturbidit (S. DZULYNSKI et al., 1959, S. 1114) umschreiben. Auch spricht der beobachtete Übergang in gradierte Bänke und richtige Turbidite für diese Zuordnung. Olisthostrombildungen (Schlammstrom-Breccien) im Sinne von G. FLORES (1955) und K. GÖRLER & K.-J. REUTER (1968) dürften hingegen auf Grund der bisherigen Beobachtungen, wenn überhaupt, dann nur in einem sehr zurücktretenden Maße am Aufbau des Konradshiemer Kalkes beteiligt sein. Analoge Bildungsbedingungen haben W. SCHLAGER & M. SCHLAGER (1973) in den klastisch entwickelten Taugelbodenschichten (Malm) der Nördlichen Kalkalpen vorgefunden.

Als Ablagerungsraum kommt der untere Bereich eines Beckenabhanges sowie der unmittelbare Fuß des Abhanges in Frage. Die eigentlich zugehörige pelagische Beckenfazies wäre in der Hornstein- und Aptychenkalkfazies zu sehen. Diese greift auch mit einzelnen Mergel- und Kalkmergelbänken in die Breccienentwicklung ein.

Mehrfach wurden aus dem Konradshiemer Kalk „spangrüne Tonbröckchen“ (z. B. F. TRAUTH, 1948, S. 166) beschrieben und in dem einen oder anderen Fall mit basisch-vulkanischer Beeinflussung in Zusammenhang gebracht. Ein solch grünes, flasriges Tonaggregat aus dem Konradshiemer Kalk des Pechgrabens wurde tonmineralogisch untersucht (Abb. 15, Probe 3). Es hat sich dabei ergeben, daß in der Fraktion $< 2\mu$ in der Hauptsache das Mineral Glaukonit untergeordnet etwas Chlorit auftritt. Der hohe Fe-Gehalt des 10 Å-Minerals ist auch die Ursache für das niedrige Intensi-

Abb. 14: Profil durch den Konradshiemer Kalk im kleinen Steinbruch beim Gehöft, welches ca. 1 km E der Ortschaft Konradshiem liegt.

1 Kalkbreccie mit Biogenfragmenten, Resedimenten und einer 10 cm großen, dunkelgrauen Ton-
scholle (Grestener Schichten); Haupttypus des Konradshiemer Kalkes. — 2 Kalkbreccie mit zahlreichen
gut in *s* geregelten Schiefertonschollen (Grestener Schichten). — 3 Kalkbreccienbank mit erhöhtem
Karbonatsandgehalt im Hangenden. — 4 und 5 Schichten mit deutlichem graded bedding. — 6 Grau-
grüner Mergelkalk ohne Breccienstruktur. — 7 Graugrüner Tonmergel mit boudinierten Mergelkalk-
lagen. — 8 Karbonatische Feinbreccie.



tätsverhältnis von (002)/(001)=0.1 (J. ESQUEVIN, 1969). Unter dem Mikroskop läßt sich der Nachweis des Minerals Glaukonit bestätigen. Die röntgenographische Gesamtaufnahme hat ergeben, daß neben Quarz im Vergleich mit anderen Tongesteinen nur ein ganz unbedeutender Feldspatgehalt (Plagioklas) auftritt.

Aus demselben Konradsheimer Kalk des Pechgrabens stammen auch zwei 15 und 5 cm große ungerundete Kristallingesteine als Komponenten. Solche Kristallinfunde im Kalk sind äußerst selten und waren auch die einzigen im Rahmen dieser Untersuchung.

Es handelt sich um feinkörnige Gneise mit einem schlierigen Gefüge, bestehend aus melanokraten, biotitreichen Flasern und Quarz- Feldspat-reichen Partien. Das Gestein ist am besten als migmatischer Gneis von granodioritischer Zusammensetzung zu bezeichnen. Den Hauptgemengteilen, Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat, ist eine xenoblastische Kornform eigen. Der Biotit zeichnet das schlierige Gefüge nach. Der Alkalifeldspat läßt häufig sekundärperthitische Erscheinungen erkennen. Der Plagioklas, meistens etwas mikrolithengefüllt, zeigt nur vereinzelt eine polysynthetische Verzwilligung. Der Biotit mit kräftig braungrünem Pleochroismus hat vereinzelt eine Umwandlung in Chloritaggregate erfahren.

3.8.2. Silikatisch-terrigenene Einschaltungen in tithon-neokome Aptychenkalke

Vereinzelt eingeschaltetes silikatisch-terrigenes Material findet sich auch in tithon-neokomen Aptychenschichten. Solche klastischen Gesteine wurden von F. TRAUTH (1948, S. 170, Fußnote 35) nach einem typischen Vorkommen im „Fischer'schen Steinbruch“ der Katastralgemeinde Scheibbsbach, E von Scheibbs, als Scheibbsbachschichten bezeichnet.

Der gegenwärtig völlig verfallene und verwachsene Steinbruch der Typlokalität hat kein brauchbares Untersuchungsmaterial geliefert. Hingegen konnten aus der Literatur äquivalente Einschaltungen aus tithon-neokomen Aptychenkalcken der Klippe im Brettlfenster gewonnen werden (A. RUTNER, 1960, S. 229). Es handelt sich um einen kleinen Steinbruch NE der Doithmühle.

In graugrüne, teils rot geflammte Mergelkalke der Aptychenschichten, in welche vereinzelt Hornsteine und dünne rote und grüne Radiolaritlagen eingeschaltet sind, stecken mehrere Sandsteinlagen. Die mächtigste Lage mißt 15 cm und läßt eine Zweiteilung erkennen. Der Liegendteil, scharf gegen den hangenden abgegrenzt, besteht aus einem mittelkörnigen Sandstein mit einem hohen silikatischen Detritus. Diese Partie ist mäßig gut sortiert. Der hangende, helle, feinelaminierte Sandstein mit ebenfalls mäßig guter Sortierung führt hingegen nur Karbonatdetritus. Über die wesentlichen granulometrischen Parameter orientiert Tab. 9. Eine graphische Darstellung der Summenkurve ist in Abb. 9 gegeben.

	Mean	Standard- abweichung	Mom. Koef. Schiefe	Median	Sort. n. Trask	Schiefe n. Trask
1	3.31 (0.10)	0.737	—0.109	0.09	1.39	1.221
2	1.35 (0.39)	0.728	0.442	0.40	1.42	0.885

Tab. 9: Granulometrische Parameter der Sandsteinlage aus den tithon-neokomen Aptychenschichten; 1 Hangendpartie, 2 Liegendpartie. Klippe im Fenster von Brettl, NE der Doithmühle.

Die silikatreiche Sandsteinpartie setzt sich mineralogisch folgendermaßen zusammen: Quarz 7·4%, Quarz polykristallin 7·7%, Plagioklas 4·7%, Alkalifeldspat 0·5%, Glimmer inc. Chlorit 7·2%, Quarz-Feldspat-Glimmer-Agg. (Gneise) 7·2%, Glimmerschiefer bis Quarzglimmerschiefer 11·6%, Sandsteine und Tonschiefer 4%, Karbonatgesteine und Biogene 9·5% karbonatische Grundmasse 40%, Erz 0·2%. Auf Grund des hohen Gehaltes von Gesteinsfragmenten handelt es sich um einen kalkreichen, lithischen Arenit. Der hohe Anteil an karbonatischer Grundmasse dürfte auf rekristallisierte Biogenreste, in erster Linie Echinodermengrus, zurückzuführen sein. Unter den klastischen Karbonatgesteinen überwiegen biomikritische Kalke mit Calpionellen, daneben treten auch oolithische Kalke auf.

Der laminierte, feinkörnige Sandstein der Hangendpartie führt als klastisches Material nur Echinodermengrus und ganz wenig Quarz. Der Echinodermenspat wird sehr häufig frühdiagenetisch von Chalcedon verdrängt, dieser wiederum weicht einer jüngeren Karbonatgeneration.

Aus drei verschiedenen terrigenen Lagen dieses Aufschlusses konnten Schwermineralspektren isoliert werden. Ihre Zusammensetzung wurde in Tab. 10 dargestellt.

Proben	1	2	3	4
Opake Minerale	59	51	62	41
Transluzente Minerale	41	49	38	59
Zirkon	2	5	3	4
Turmalin	8	9	12	12
Rutil	—	1	1	3
Granat	67	26	22	15
Apatit	23	58	61	65
Titanit	—	1	—	1
Anatas	—	—	1	—

Tab. 10: Zusammensetzung der Schwermineralspektren in Korn-% aus den terrigenen Lagen tithon-neokomer Aptychenschichten. Klippe im Brettli-Fenster, NE Doithmühle. 1 Mittelkörnige Liegendpartie einer Sandsteinlage, 2 Feinkörnige Hangendpartie, 3 und 4 weitere feinkörnige Sandsteine (Ausbildung wie 2).

Aus den Schwermineralspektren, deren dominierende Komponenten Apatit und Granat sind, läßt sich, wie auch durch die Gesteinsbruchstücke, auf ein metamorphes Liefergebiet schließen. Diese Ergebnisse lassen sich gut mit den Spektren aus den Lias- und Doggerablagerungen vergleichen. Die Verteilung Granat und Apatit scheint in erster Linie durch die Sandsteinkorngröße geregelt zu sein. Der Granat ist vorwiegend an die grobkörnigen, Apatit an die feinkörnigen Partien gebunden.

Genetisch lassen sich die terrigenen Lagen aus den Aptychenschichten als gelegentliche Turbiditeinschaltungen in die pelagischen Kalksedimente erklären, wobei sekundären Verfrachtungen durch Bodenströmungen eine gewisse Bedeutung zukommen dürfte.

3.8.3. Pelitische Gesteine aus dem Malm bis Neokom

Die mineralogische Zusammensetzung der Mergellagen aus den Malm- bis Neokomkalken, welche überblicksmäßig in Abb. 15 zusammengestellt ist, läßt gegenüber den Peliten des Lias und Dogger doch einige deutliche Unterschiede erkennen. So fällt als besonders bemerkenswert das Fehlen von Kaolinit auf, ein Umstand, der sich bereits in einigen Proben des Dogger (Abb. 12) abgezeichnet hat. Ebenso ist das Mixed-Layer-

Tonmineral Illit-Montmorillonit nicht mehr so häufig an der Zusammensetzung der Pelite beteiligt. Als Hauptgemengteil tritt nach wie vor Illit auf. Die (002)/(001)-Intensitätsverhältnisse der Illite, zwischen 0.4 und 0.7 schwankend, sprechen für Al-reiche Glimmer. Auf den Glaukonit wurde bereits bei der Besprechung des Konradsheimer Kalkes verwiesen.

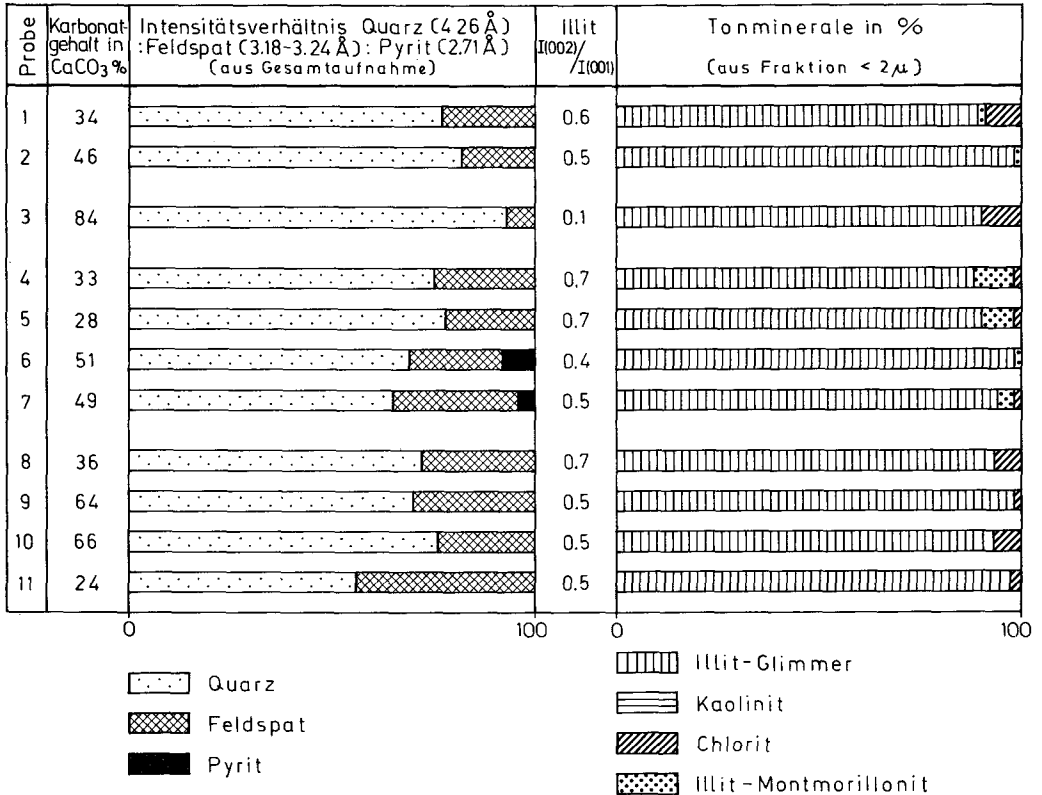


Abb. 15: Die mineralogische Zusammensetzung einiger pelitischer Gesteine des Malm und Neokom der Grestener Klippenzone. — 1 Graugrüner Mergel, Einschaltung in den Konradsheimer Breccienkalk (Malm); kleiner Steinbruch ca. 1 km E von Konradsheim (212/1). — 2 Grüner Mergel, Einschaltung in den Konradsheimer Breccienkalk; Aufschluß unmittelbar E der Kirche von Konradsheim (213/1). — 3 Glaukonit-Aggregat aus dem Konradsheimer Kalk; Pechgraben (204/1). — 4—7 Bunte Mergellagen aus tithon-neokomen Aptychen-Schichten der Klippe beim Gehöft Eibenberger bei Stollberg (259/1—4). 8—11 Mergellagen aus den Blassenstein-Schichten; Straßenaufschluß bei Plankenstein (260/1—4).

Die im Durchschnitt niedrigere Kristallinität der Glimmer (Abb. 16) gegenüber den Lias-Dogger-Peliten mag als Hinweis auf eine bessere Aufbereitung des terrigenen Materials gewertet werden.

Das Verschwinden des Minerals Kaolinit sowie die geringe Bedeutung der Mixed-Layer-Tonminerale wird mit großer Wahrscheinlichkeit auf klimatische Änderungen, welche vom Lias bis tieferen Dogger zum Malm und Neokom hin stattgefunden haben, zurückzuführen sein. Der Einfluß transformationeller Umwandlungen beim Eintritt ins marine Environment und während diagenetischer Prozesse lassen sich nur sehr schwer abschätzen, haben aber sicher auch ihre Spuren in der tonmineralogischen Zusammensetzung hinterlassen.

In der Gesamtgesteinsaufnahme konnte nur in einem makrofossilreichen, roten, grün geflammten Mergel ein bemerkenswerter Pyritgehalt festgestellt werden (Abb. 15,

Probe 6 u. 7). Es fiel auch auf, daß sich, wie bei den Lias-Dogger-Peliten, als Feldspat ebenfalls nur Plagioklas nachweisen ließ.

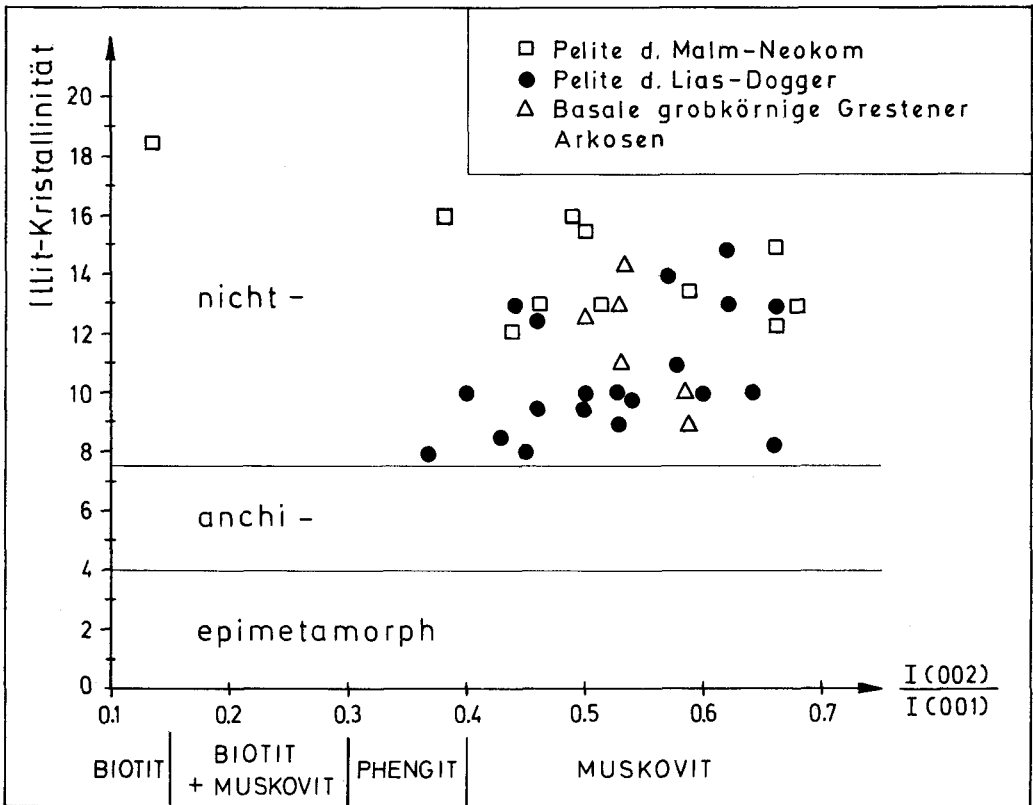


Abb. 16: Intensitätsverhältnis von Glimmer (002)/(001) gegen Illitkristallinität (B. KUBLER, 1967; M. FREY, 1970; Breite des 10 Å-Reflexes, gemessen in halber Höhe des Peaks; Fraktion $< 2\mu$). Diagramm in Anlehnung an J. ESQUEVIN, 1969, S. 152.

4. Die Beziehungen des terrigenen Materials und der Kristallinvorkommen der Grestener Klippenzone zum außeralpinen und alpinen Bereich

In diesem abschließenden Kapitel soll nicht auf die litho- und biofaziellen Beziehungen der Grestener Klippenzone zum außeralpinen und alpinen Bereich, auch nicht auf die faziellen Rekurrenzen in der Klippenentwicklung und der kalkalpinen Schichtfolge eingegangen werden, sondern vielmehr auf eine Analyse der Stellung der distributiven Provinz der Gesteine der Klippenzone. Die Untersuchungen des terrigenen Materials sowie die Kenntnis der verschiedenen Kristallinvorkommen bilden die Voraussetzung für solche Überlegungen.

Die Bearbeitung des Materials hat vielleicht als wesentlichstes Ergebnis gezeigt, daß sich die verschiedenen Kristallinfunde aus der Klippenzone und das gesamte kristalline Komponentenmaterial vom Lias bis zum Neokom von einem gemeinsamen Liefergebiet herleiten lassen. Diese Übereinstimmung reicht bis zum typenmäßigen Wiedererkennen einzelner kristalliner Gesteine, wie z. B. der des Buch-Denkmales, in den Geröllgesellschaften.

Der Vergleich der Schwermineralspektren aus dem Lias bis zum Tithon-Neokom hat ebenfalls gezeigt, daß es sich in diesem Zeitraum um ein im wesentlichen gleichbleibendes Liefergebiet gehandelt haben muß. Die Verschiebung von Granat-Apatitbetonten Spektren zu teils monomineralischen Apatitvergesellschaftungen im Dogger läßt sich mit einem Hervortreten apatitreicher diaphthoritischer Biotit-Plagioklasgneise und einem Zurücktreten granatliefernder Gesteine erklären. Der Granat verliert jedoch bis in den tithon-neokomen Bereich niemals ganz an Bedeutung.

Das eigentlich Verbindende an all dem Kristallinmaterial liegt in seiner gemeinsamen kristallisationsgeschichtlichen Entwicklung. An der Hauptmasse der Gesteine ist nämlich ein mehr oder weniger deutlich wirksamer retrograder Metamorphoseakt festzustellen. Dieser Umstand erscheint für den Vergleich mit bekannten Grundgebirgsabschnitten des Außeralpines und Alpines entscheidend. Allerdings muß neben dem petrographischen Befund auch der externen Position der Klippenzone im alpinen Orogen Rechnung getragen werden.

Bei Zuordnungsversuchen für den „Granit“ des Leopold v. Buch-Denkmales (P. FAUPL, 1973) wurde das Kristallin der Moravischen Zone als vergleichbare außeralpine Grundgebirgseinheit erkannt (Abb. 17). Gerade an diesen moravischen Gesteinen wurden wesentliche retrograde Mineralumwandlungen beschrieben (F. MOCKER, 1910; F. REINHOLD, 1910; G. FRASL, 1968, 1970). Bei diesem Vergleich käme dem Moosbierbaumer Granodiorit-Massiv im Untergrund der Molassezone bei einem Weiterführen der Moravischen Zone nach Süden im Sinne der hier geäußerten Annahme eine vermittelnde Position zwischen den moravischen granitischen Gesteinen (G. FRASL, 1970; nicht G. FREILINGER, 1964) und solchen aus dem Klippenzonenabschnitt zu.

Zusammenfassend soll das Herkunftsgebiet der Kristallinvorkommen wie des kristallinen terrigenen Materials der Klippenzone als ein Grundgebirgsabschnitt bezeichnet werden, der im bezug auf seine Kristallisationsgeschichte mit der moravischen Zone in Verbindung gestanden hat und in seiner weiteren Fortsetzung auch eine vermittelnde Stellung zum südlich gelegenen alpinen Grundgebirge herstellen könnte. In paläogeographischer Hinsicht entspricht dieses Herkunftsgebiet dem Südabschnitt jener alten vindelizisch-böhmischen Landmasse, die im Laufe des Mesozoikums fortschreitend transgrediert wurde.

Daß es auch im Ostalpinen Grundgebirge ähnliche kristallisationsgeschichtliche Parallelen gibt, ist seit geraumer Zeit durch Gerölluntersuchungen an permo-karbenen Ablagerungen bekannt geworden. Auch an solchem Material konnten präalpidische Diaphthoreserscheinungen nachgewiesen werden.

E. CLAR (1971, S. 161) hat sich bei einem Rekonstruktionsversuch des variszischen Gebirges für „eine strukturelle Fortsetzung des ostsudetisch-moravischen Streichens in den später ostalpinen Bereich“ ausgesprochen. Frühere Versuche, solche moravischen Bauelemente im Alpenkörper wiederzufinden, unternahmen H. MOHR (1919) und R. SCHWINNER (1933).

Abschließend sei noch auf mögliche Beziehungen zwischen der Gesteinsprovinz der Grestener Klippenzone und dem Ultrapienidischen Rücken, welcher ab der Mittelkreide und dem Cenoman charakteristisches terrigenes Material in den südlich gelegenen kalkalpinen und nördlich gelegenen Flyschbereich geschüttet hat, eingegangen. Neben dem typischen Chromitgehalt der Schwermineralspektren lieferte der Ultrapienidische Rücken nach den Untersuchungsergebnissen an der Cenomanrandzone Ostösterreichs durch J. LÖCSER (1970) charakteristische granitische Gesteine, die sich nicht mit den kristallinen Gesteinen der Klippenzone vergleichen lassen. Auch fehlen in der Klippenzone die basischen bis intermediären Effusivgesteinsgerölle. Auch die Quarzporphyre sind nicht vergleichbar.

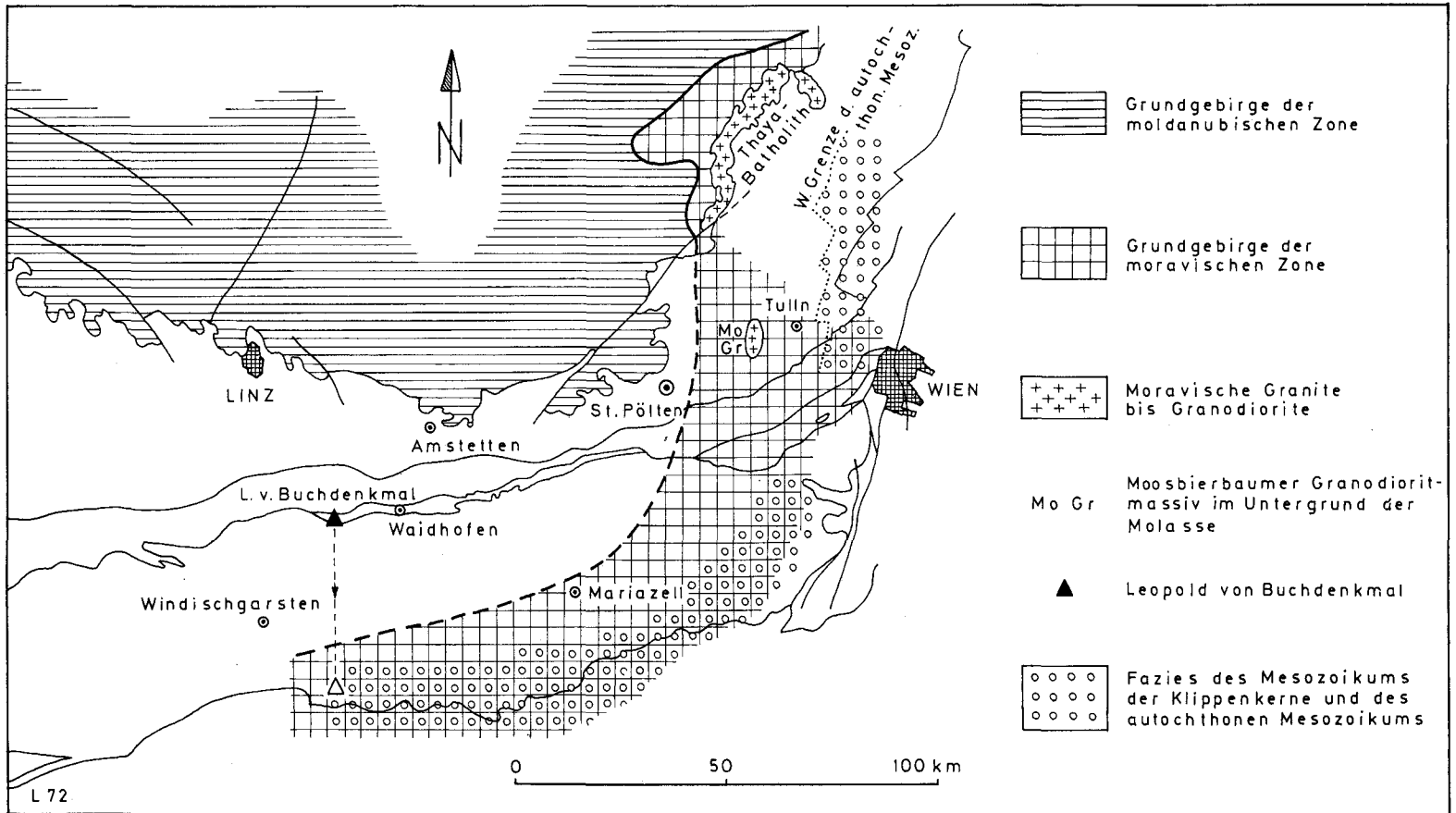


Abb. 17: Die Beziehungen der kristallinen Gesteine der Grestener Klippenzone zur Moravischen Zone (P. FAUPL, 1973).

Der Cetische Rücken, der ab der Oberkreide Flysch- und Buntmergeltrog getrennt hat, wird hingegen mit großer Sicherheit dieser Gesteinsprovinz der Grestener Klippenzone entstammen und auch Material geliefert haben. Diesbezüglich laufende Untersuchungen an Grobklastika der Buntmergelzone lassen entsprechendes Material erkennen.

5. Literatur

- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Rahmenzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, 1—73, Wien 1951.
- ALIETTI, A. & POPPI, L.: A „labile“ interlayer illite-montmorillonite mineral in Apennine clays. — Miner. Petrogr. Acta, 18, 141—154, Bologna 1972.
- BROGNIART, A.: L'arkose, caractères minéralogique et histoire géognostique de cette roche. — Ann. Sci. naturelles, 8, 113—163, Paris 1826.
- BROWN, G. (Editor): The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. — 544 S., 2nd Ed., Miner. Soc. (Clay Miner. Group), London 1972.
- BURST, J. F.: „Glaucosite“ Pellets: Their Mineral Nature and Application to Stratigraphic Interpretation. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 42, 310—327, Tulsa 1958.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. — Zs. Deutsch. Geol. Ges., 122, 161—167, Hannover 1971.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, Ph. H.: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 1089—1118, New York 1959.
- ESQUEVIN, J.: Influence de la composition chimique de illites sur leur cristallinité. — Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 147—153, Pau 1969.
- EXNER, Ch.: Zur Rastemberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, 6—39, Wien 1969.
- FAUPL, P.: Der Granit des Leopold von Buch-Denkmales (Vorbericht). — Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 109, 158—164, Wien 1973.
- FAUPL, P., FISCHER, R. & SCHNABEL, W.: Programm zur Berechnung sedimentologischer Parameter aus verfestigten klastischen Sedimenten. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 648—654, Wien 1971.
- FLORES, G.: Discussion. — 4th World Petrol. Congr., Proc. Sec. I-A-2, 120—121, Rom 1955.
- FOLK, R. L.: Petrology of sedimentary rocks. — 170 S., Hemphill's Bookstore, Austin 1968.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria. The Moravian Zone. — Int. Geol. Congr., 23. Sess., Guide to Exc. 32C, 13—24, Prag 1968.
- : Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachrichten, Deutsch. Geol. Ges., 2, 55—60, Hannover 1970.
- FRELLINGER, G.: Das Konglomerat von Moosbierbaum (Basis der Molasse) und die Granodiorite des Molasseuntergrundes SW von Tulln. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 140 S., Wien 1964.
- FREY, M.: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. — Sedimentology, 15, 261—279, Amsterdam 1970.
- FRIEDMAN, G. M.: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — J. Sed. Petrol., 31, 514—529, Tulsa 1961.
- : On Sorting, Sorting Coefficient and the Lognormality of the Grain-Size Distribution of Sandstones. — J. Geol., 70, 737—753, Chicago 1962.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1970.
- GEYER, G.: Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buchdenkmal im Pechgraben bei Weyer. — Verh. Geol. R.-A., 1904, 363—390, Wien 1904.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Weyer. — Geol. R.-A., 60 S., Wien 1911.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. — Geol. Rundsch., 57, 484—514, Stuttgart 1968.
- GOTTSCHLING, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 23—86, Wien 1965.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, Ch.: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. — Skizzen zum Antlitz der Erde, S. 81—106, Verlag Brüder Hollinek, Wien 1953.
- HALLAM, A.: The depth significance of shales with bituminous laminae. — Marine Geology, 5, 481—493, Amsterdam 1967.

- HAUER, F. v. & HÖRNES, M.: Das Buchdenkmal. Bericht über die Ausführung desselben an die Teilnehmer der Subscription. — Separataschrift, 34. S., Wien 1858.
- JÜSSEN, E.: Beiträge zur Kenntnis der Klausschichten in den Nordalpen. — Jb. Geol. R.-A., 40, 381—397, Wien 1890.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 110, 73—91, Wien 1967.
- KITTLER, G.: Der kristalline Untergrund der Molassezone im östlichen Niederösterreich. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 76 S. Wien 1971.
- KRYSTYN, L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 486—509, Wien 1971.
- KUBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieres du metamorphisme. — Etages tectonique, Coll. de Neuchâtel, 18—21 avril 1966, 105—122, Neuchâtel 1967.
- KUNZ, B.: Die Fauna der Neuhauser Schichten von Waidhofen/Ybbs, N. Ö. (Dogger, Klippenzone). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 173, 231—276, Wien 1964.
- KURZWEIL, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelschichten der Molassezone Oberösterreichs. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, 169—215, Wien 1973.
- LAUER, G.: Der Kalkalpenordrand im Raume von Ybbsitz. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 19, 103—130, Wien 1970.
- LIPOLD, M. V.: Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. — Jb. Geol. R.-A., 15, 1—163, Wien 1865.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkalpen (Abschnitt Losenstein—Wien). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., Wien 1969.
- LONG, J. V. P. & AGRELL, S. O.: Cathodo-luminescence of minerals in thin section. — Miner. Mag., 34, 318—326, London 1965.
- LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buchdenkmals. — Jb. Oberösterreich. Musealverein, 87, 369—437, Linz 1937.
- LÜTTIG, G.: Eine neue, einfache geröllmorphometrische Methode. — Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 13—20, Öhringen/Würt. 1956.
- MATTER, A.: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. — Eclogae geol. Helv., 57, 315—428, Basel 1964.
- MILLOT, G.: Geology of Clays. Weathering—Sedimentology—Geochemistry. — 429 S., Springer-Verlag New York—Heidelberg—Berlin 1970.
- MOCKER, F.: Der Granit von Maissau. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 29, 334—352, Wien 1910.
- MOHR, H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? — 12. S., Leuschner, Graz 1919.
- MOJSISOVICS, E. v. & SCHLOENBACH, U.: Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrand der Kalkalpen zwischen dem Traun- und Laudach-See bei Gmunden. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 212—216, Wien 1868.
- MORLOT, A. v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. — 212 S., Wien 1847.
- MÜLLER, G.: Sediment-Petrographie, Teil I: Methoden der Sedimentuntersuchung. — 303 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1964.
- MÜLLER, G. & BLASCHKE, R.: Zur Entstehung der Posidonienschiefer (Lias ϵ). — Die Naturwissenschaften, 56, S. 635, Berlin—Heidelberg—New York 1969.
- : Coccoliths: Important rock-forming elements in bituminous shales of Central Europe. — Sedimentology, 17 119—124, Amsterdam 1971.
- MÜNZNER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P.: Das Sehnenschnittverfahren. — Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr., 3, 456—471, Heidelberg 1953.
- NADER, W.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 116 S., Wien 1952.
- PAQUET, H. & MILLOT, G.: Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soil of Mediterranean climates. — 1972 Int. Clay Conf., preprints, 1, 255—261, New York 1972.
- PETTLJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. — 718 S., 2nd Ed., Harper, New York 1957.
- PETTLJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstones. — 618 S., Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York 1972.
- PLÜCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 107, 11—69, Wien 1964.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich). 1:25.000. — Geol. B.-A., 92 S., Wien 1973.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 88, 72 S., Erlangen 1972.

- PREY, S.: Helvetikum und Flysch. In *Alpenexkursion II.* — Verh. Geol. B.-A., Shft. A, (1950—51), 38—48, Wien 1951.
- : Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). — Jb. Geol. B.-A., 96, 301—343, Wien 1953 a.
- : Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. — Verh. Geol. B.-A., 1953, 138—145, Wien 1953 b.
- : Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). — Jb. Geol. B.-A., 100, 299—358, Wien 1957.
- REINHOLD, F.: Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiet des Manhartsberges (NÖ. Waldviertel). — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 29, 361—370, Wien 1910.
- RICHTER, D.: Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektonogenetischer Bewegungen im Geosynklinalbereich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 143, 304—344, Stuttgart 1973.
- ROSENBERG, G.: Rand-Kalkalpinen aus den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 2—8, Wien 1965.
- RUTTNER, A.: Bericht über kohlengeologische Arbeiten im Gebiet von Gresten (Bl. Gamming-Mariazell). Verh. Geol. B.-A., 1948, 72—77, Wien 1948.
- : Das Flyschfenster von Brettal am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 227—235, Wien 1960.
- SAMES, C. W.: Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. — *J. Sed. Petr.*, 36, 126—142, Tulsa 1966.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Taugelboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). — *Sedimentology*, 20, 65—89, Amsterdam 1973.
- SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 19, 131—188, Wien 1970.
- : Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Großraming. — Verh. Geol. B.-A., 1971, S. A79, Wien 1971 a.
- : Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz. — Verh. Geol. B.-A., 1971, A80—A81, Wien 1971 b.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. Einführung in die Paläoklimatologie. — 273 S., 2. Aufl., Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1961.
- SCHWEIZER, V. B.: Ökologische, geochemische und sedimentologische Untersuchungen im Lias γ (Carixium) Schwabens. — *Arbeit. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Stuttgart, N. F.*, 55, 1—139, Stuttgart 1968.
- SCHWINNER, R.: Variscisches und alpines Gebirgssystem. — *Geol. Rundsch.*, 24, 144—159, Berlin 1933.
- SIPPEL, R. F.: A simple device for luminescence petrography. — *Rev. Scientific Instruments*, 36, 1556—1558, Lancaster 1965.
- : Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. — *J. Sed. Petrology*, 38, 530—554, Tulsa 1968.
- SOLOMONICA, P.: Geologische Untersuchungen im Gebiet des Buch-Denkmales. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 26, 207—211, Wien 1933.
- SPITZ, A.: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. — Verh. Geol. B.-A., 1916, 37—41, Wien 1916.
- SZADECKZY-KARDOSS, E. v.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. — *Zbl. Miner. Geol. Paläont., B*, 1933, 389—401, Stuttgart 1933.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau—Lenzerheide—Oberhalbstein. — *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F.*, 144, 55 S., Bern 1972.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., F. Deuticke, Wien 1963 a.
- : Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — *Erdöl-Zs.*, 79, 41—52, Wien—Hamburg 1963 b.
- : Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57, 469—478, Wien 1965.
- : Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. — 404 S., F. Deuticke, Wien 1973.
- TRAUTH, F.: Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 1, 112—134, Wien 1908.
- : Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. — *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients*, 22, 1—142, Wien 1909.

- TRAUTH, F.: Die „Neuhauser Schichten“ eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. — Verh. Geol. R.-A., 1919, 333—339, Wien 1919.
- : Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, 105—265, Wien 1921.
- : Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1948, 145—218, Wien 1948.
- : Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Verh. Geol. B.-A., 1954, 91—142, Wien 1954.
- VETTERS, H.: Aufnahmsbericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming (im Jahresbericht für 1928) Nr. 1. — Verh. Geol. B.-A., 1929, 41—45, Wien 1929.
- WEAVER, C. F.: The Distribution and Identification of Mixed-Layer Clays in Sedimentary Rocks. — Amer. Mineralogist, 41, 202—221, Menasha 1956.
- : Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I: Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 42, 254—271, Tulsa 1958.
- WIESENEDER, H.: Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken. — Tschermarks Min. Petr. Mitt., 3, 142—153, Wien 1953.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B.-A., 94, 167—194, Wien 1950.

Bei der Schriftleitung am 19. März 1974 eingegangen.

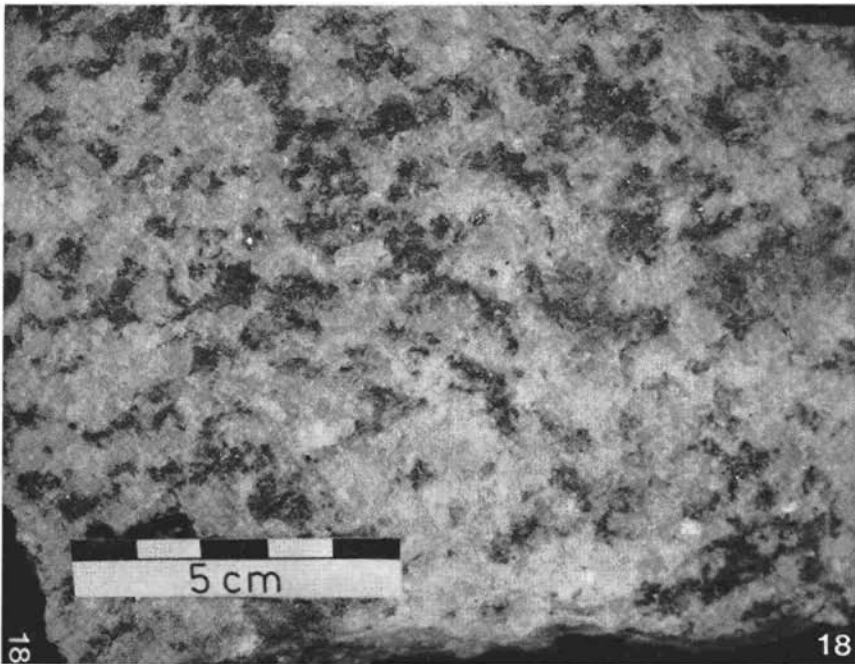


Abb. 18: Granodiorit-Gneis; Hauptgesteinstyp des Leopold von Buch-Denkmales. Abbildung einer Bruchfläche.

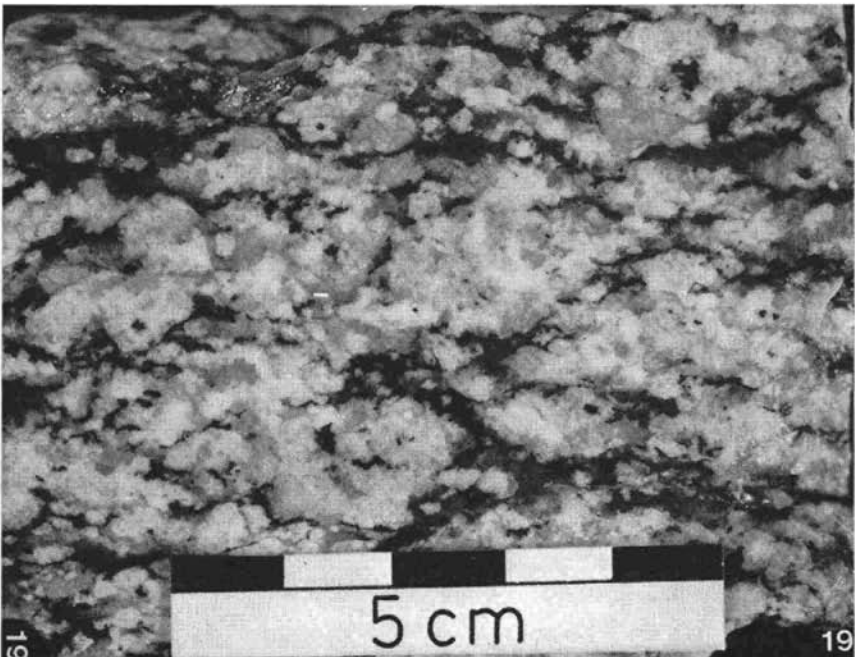


Abb. 19: Granodiorit-Gneis; Hauptgesteinstyp des Leopold von Buch-Denkmales. Anschnitt senkrecht s.



Abb. 20: Plagioklasreiche Schliere von quarzdioritischer Zusammensetzung aus dem Kristallin des Leopold von Buch-Denkmales. Links im Bild ein Quarzgang.

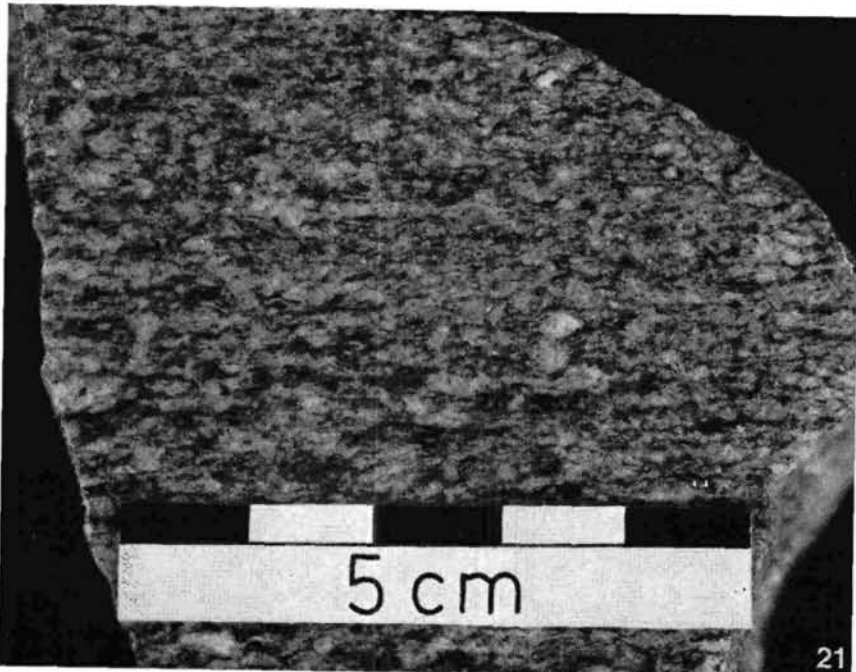


Abb. 21: Feinkörniger, stark geschieferter, diaphthoritischer Granodiorit-Gneis aus dem Kristallin des Leopold von Buch-Denkmales.

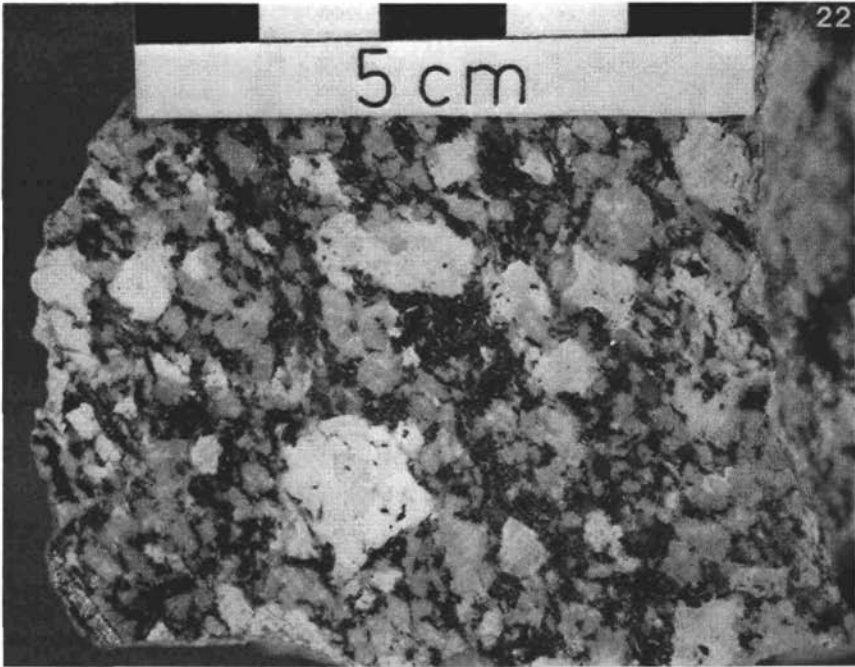


Abb. 22: Roter Porphyrgranit. Bei den großen, hellen Einsprenglingskristallen handelt es sich um stark kaolinitisierte Alkalifeldspäte. — Vorkommen 400 m S des Buch-Denkmales, aus dem linksseitigen Nebengraben des Pechgrabens.

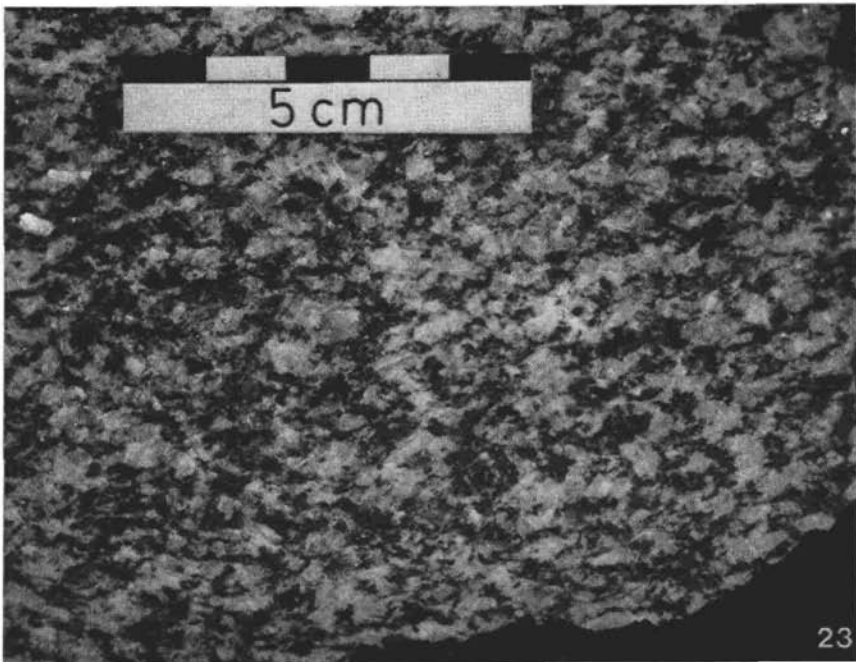


Abb. 23: Quarzdiorit von Schaitten. Die Bruchfläche läßt eine schwache *s*-Orientierung des Gesteinsgefüges erkennen. Naturdenkmal NE von Schaitten, zwischen Gresten und Scheibbs gelegen.

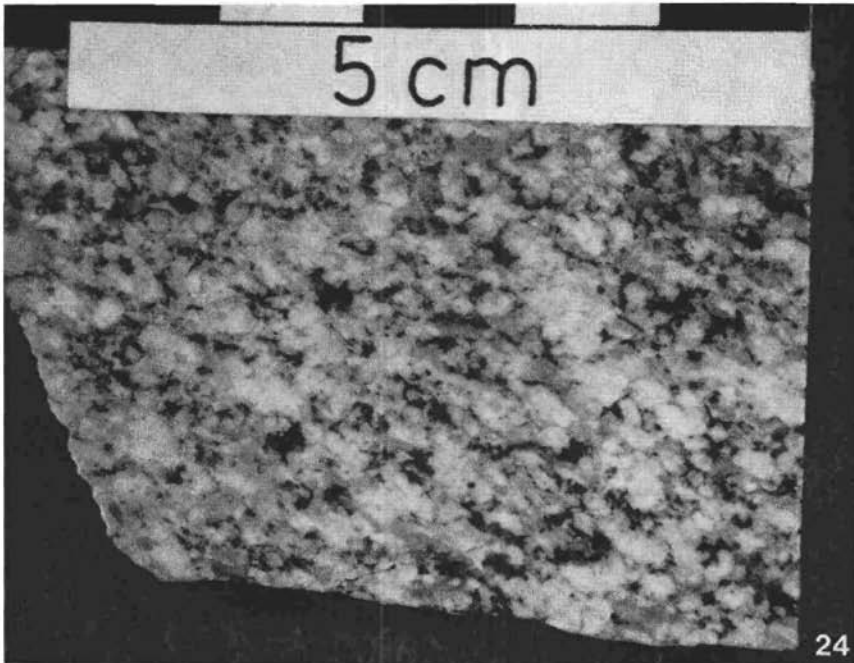


Abb. 24: Diaphthoritischer Chlorit-Plagioklasgneis. Kristallfund N von Glosbach, ca. 7 km W von Rabenstein/Pielach.

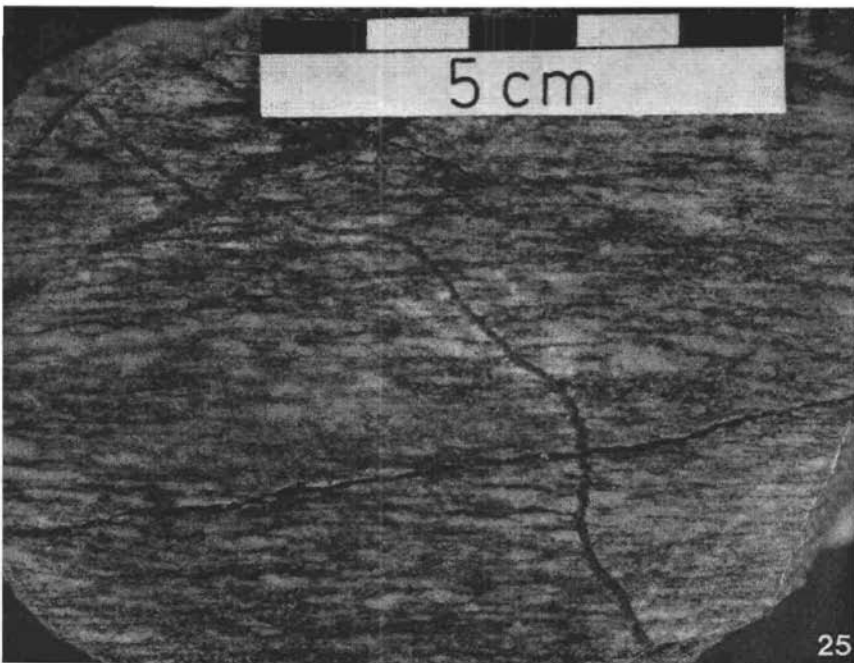


Abb. 25: Feinkörniger, stark geschieferter Granodiorit-Gneis. In die *s*-Flächen sind Kataklasten von rosa Alkalifeldspäten eingeregelt. Kristallfund bei Plambach, ca. 3 km E von Rabenstein/Pielach.

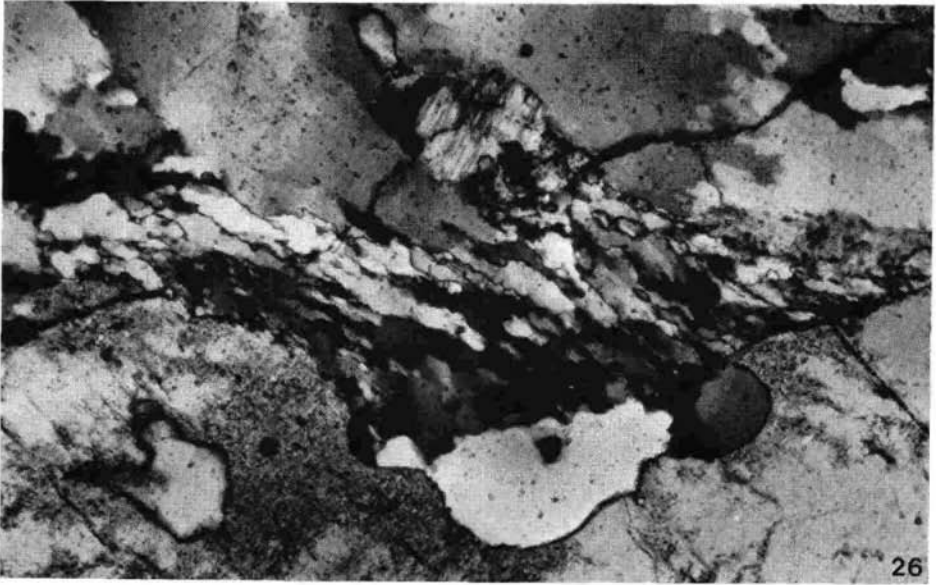


Abb. 26: Schieferungsfläche mit undulösem Kleinquarz neben großen Quarzkristallen und Plagioklas. Granodiorit-Gneis des Leopold von Buch-Denkmales (Hauptgesteinstyp). Gekreuzte Nicols, 60× vergrößert.

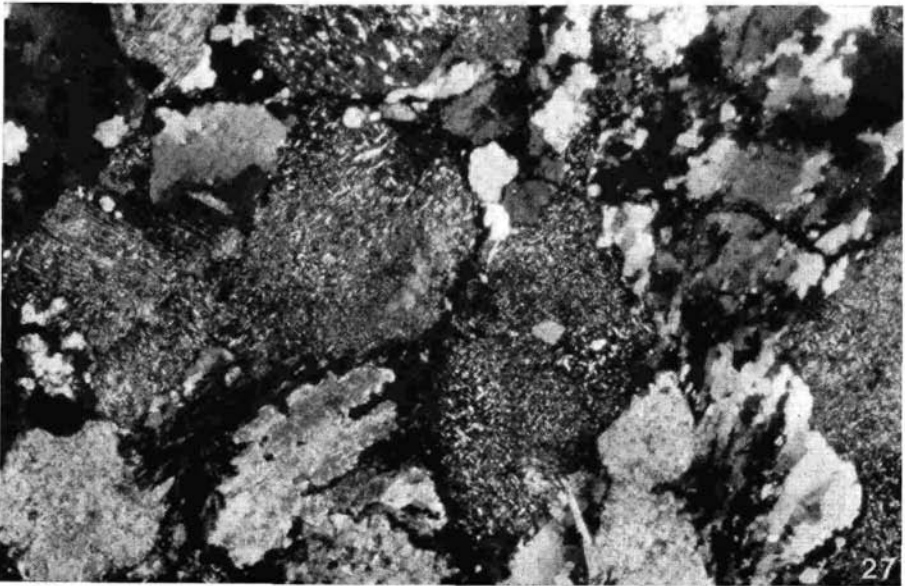


Abb. 27: Gesteinsgefüge eines Granodiorit-Gneises mit saussuritisierten Plagioklasen. Hauptgesteinstyp des Leopolds von Buch-Denkmales. Gekreuzte Nicols; 25× vergrößert.

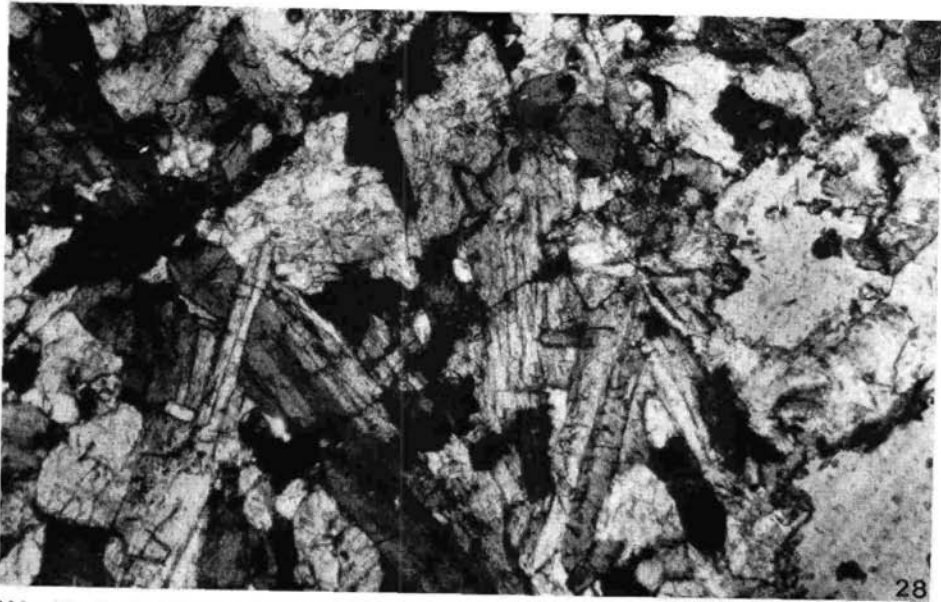


Abb. 28: Große Klinozoisitkristalle außerhalb der Plagioklase in den plagioklasreichen Schlieren von quarzdioritischer Zusammensetzung. Leopold von Buch-Denkmal. Gekreuzte Nicols, 60× vergrößert.

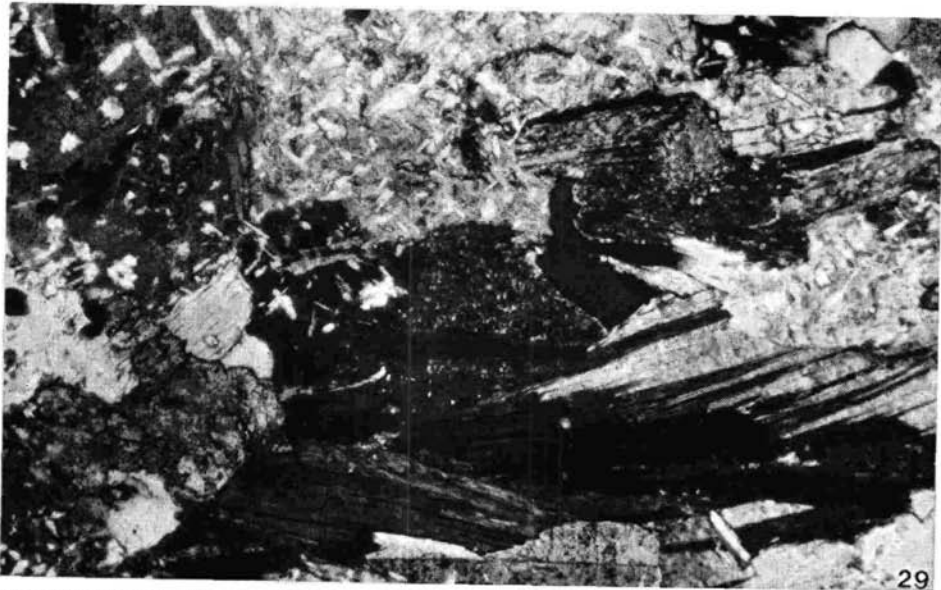


Abb. 29: Chloritisation der Biotite und Saussuritisation der Plagioklase in den plagioklasreichen Schlieren von quarzdioritischer Zusammensetzung. Leopold von Buch-Denkmal. Gekreuzte Nicols, 60× vergrößert.

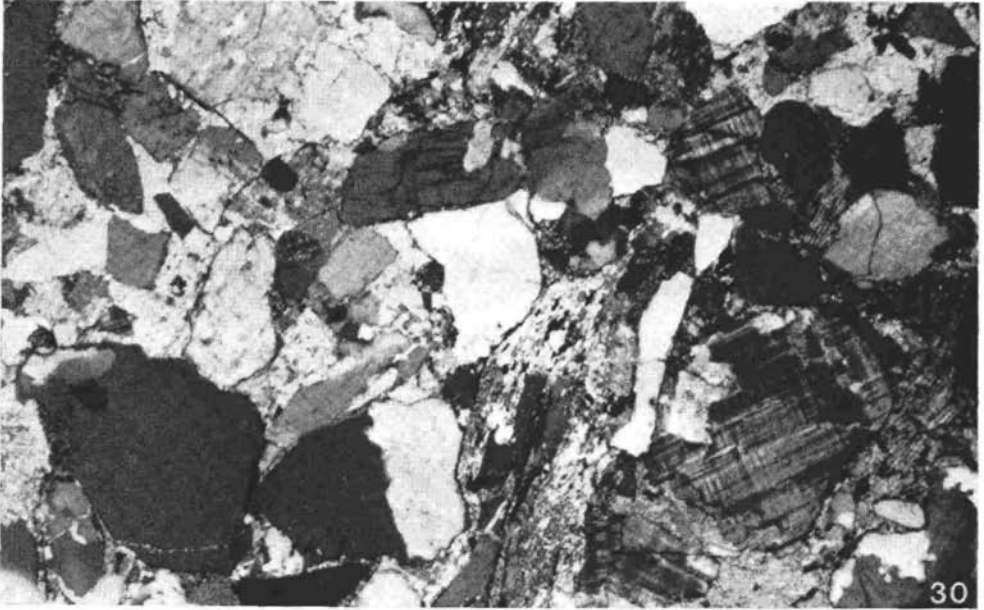


Abb. 30: Arkose aus den marinen Grestener Schichten (Übersicht) Quarz, Mikroklin und Glimmer als terrigene Komponenten; Calcit-Zement. — Forststraße S Hoins am Traunsee (254/1). Etwas schräg gekreuzte Nicols; 25× vergrößert.



Abb. 31: Überblick über eine Arkose aus den marinen Grestener Schichten. Quarz und Plagioklas (teilweise polysynthetisch verzwillingt und saussuritisiert) als terrigene Komponenten. — Westufer des Laudachsees bei Gmunden (255/1). Gekreuzte Nicols, 25× vergrößert.



Abb. 32: Diagenese. Calcit-Zement (hell) korrodiert Quarzkomponenten, dringt in Kornrisse ein und zersprengt die Körner. Arkose des marinen Bereiches der Grestener Schichten. — Forststraße S Hoisn am Traunsee (254/2). Schräge Nicols, 150× vergrößert.

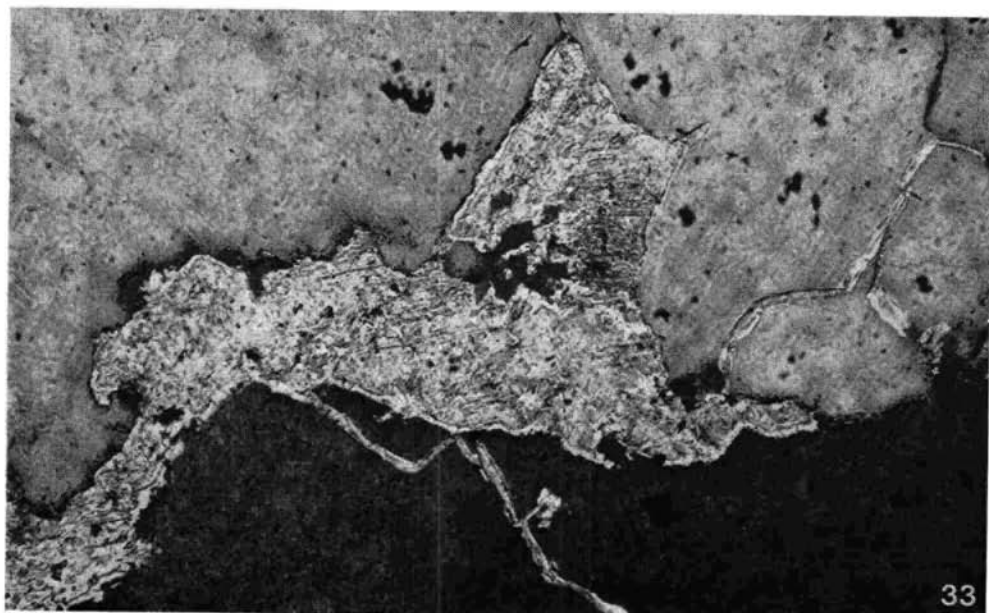


Abb. 33: Diagenese. Sehr starke Kornsprengung und Verdrängung an terrigenen Quarzen durch Calcit-Zement (hell). Arkose aus dem marinen Bereich der Grestener Schichten. — Forststraße S Hoisn am Traunsee (254/2). Schräge Nicols, 150× vergrößert.

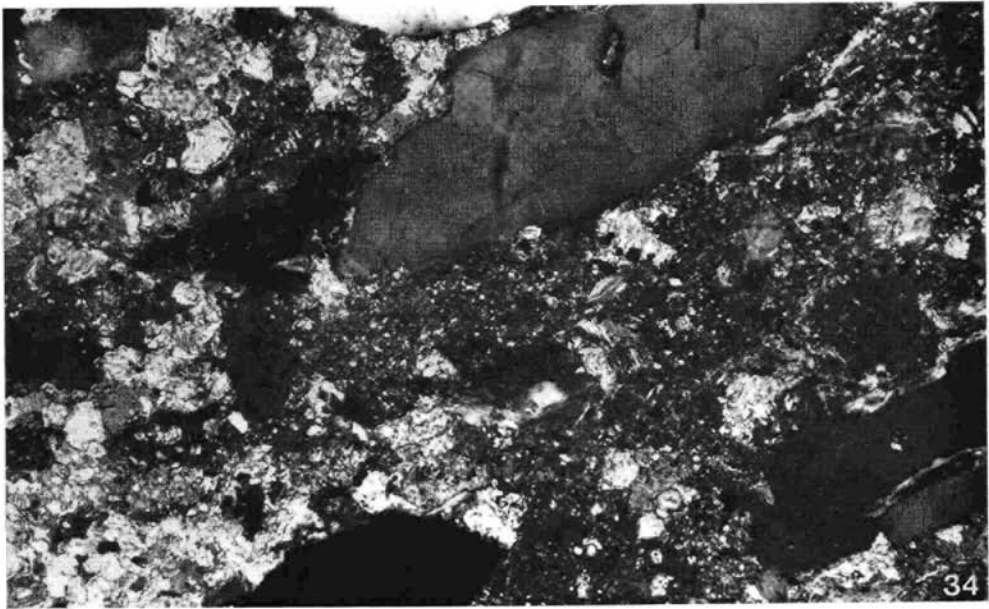


Abb. 34: Diagenese. Tonige Matrix (dunkel) wird von Calcit-Zement (hell) verdrängt. Sublithischer Arenit aus dem marinen Bereich der Grestener Schichten. — Forststraße im oberen Gschlieffgraben bei Gmunden (257/1). Schräge Nicols, $150\times$ vergrößert.

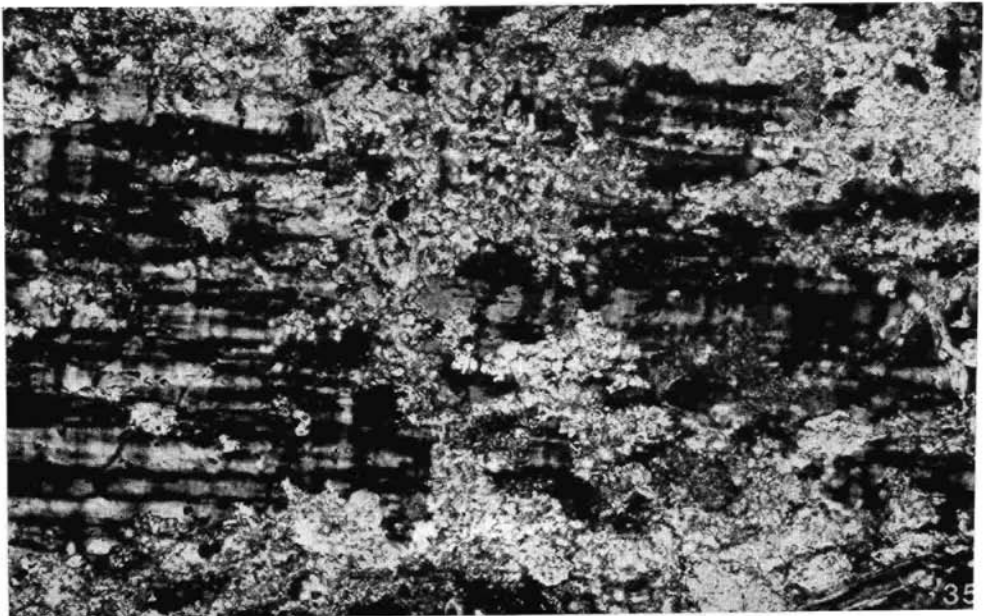


Abb. 35: Diagenese. Intensive Verdrängung eines Mikroklin durch Calcit-Zement. Sublithischer Arenit aus dem marinen Bereich der Grestener Schichten. — Forststraße im oberen Gschlieffgraben bei Gmunden (257/1). Schräge Nicols, $150\times$ vergrößert.

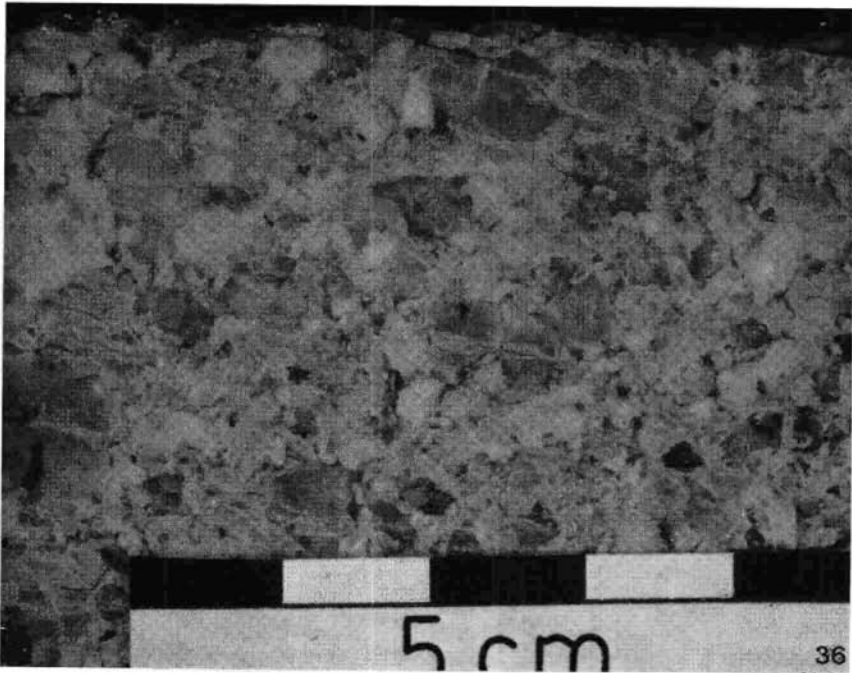


Abb. 36: Grobkörnige Grestener Arkose des Basalbereiches der Schichtfolge. An dieser Probe ist die starke diagenetische Verzahnung der Quarz- und Feldspatkomponenten gut zu beobachten. Fundort: ehemaliges Gehöft Loosbichl, über dem Serpentin von Gstadt.



Abb. 37: Grobe Breccie aus der marinen Grestener Entwicklung des Dogger. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus kristallinem Material, daneben finden sich einige wenige Biogenreste. — Graben W des Gehöftes Größing bei Ybbsitz.

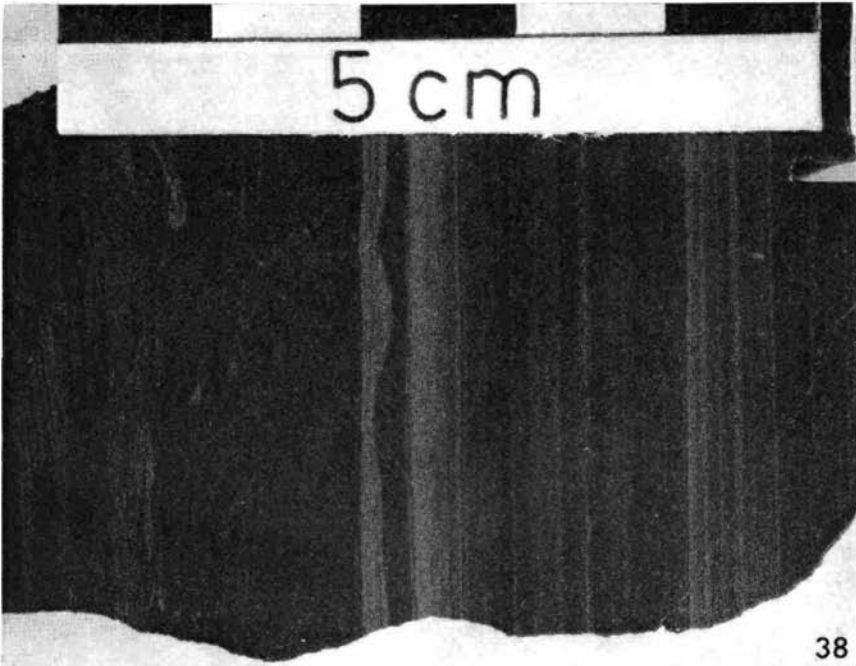


Abb. 38: Schwarzer Tonstein mit millimeterdünnen Feinsand- bis Siltlagen aus der marinen Schichtfolge der Grestener Schichten. — Graben neben der Straße, welche zum Steigerhof, E von Gresten, führt.

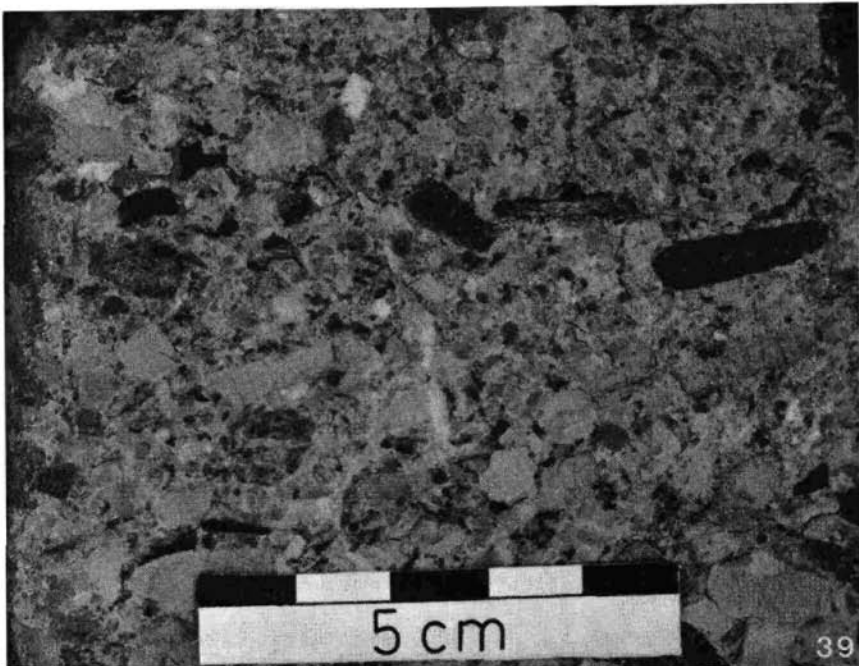


Abb. 39: Ausschnitt aus einer Breccienlage, welche in die schwarzen, siltigen Tonsteine (Abb. 38) eingeschaltet ist. Neben dem reichlichen Kristallinmaterial ist ein hoher Gehalt an gelbem Dolomit und hellgrauem Kalk bemerkenswert.



Abb. 40: Neuhauser Schichten mit großem Kristallingeröll (diaphthoritischer Biotit-Plagioklasgneis) und typischen gelben Dolomitkomponenten (Bildmitte). Typlokalität im Neuhausergraben.



Abb. 41: Neuhauser Schichten mit reichlichem Biogenmaterial und Hohlraumbildung mit Internsedimentation. Typlokalität im Neuhausergraben.

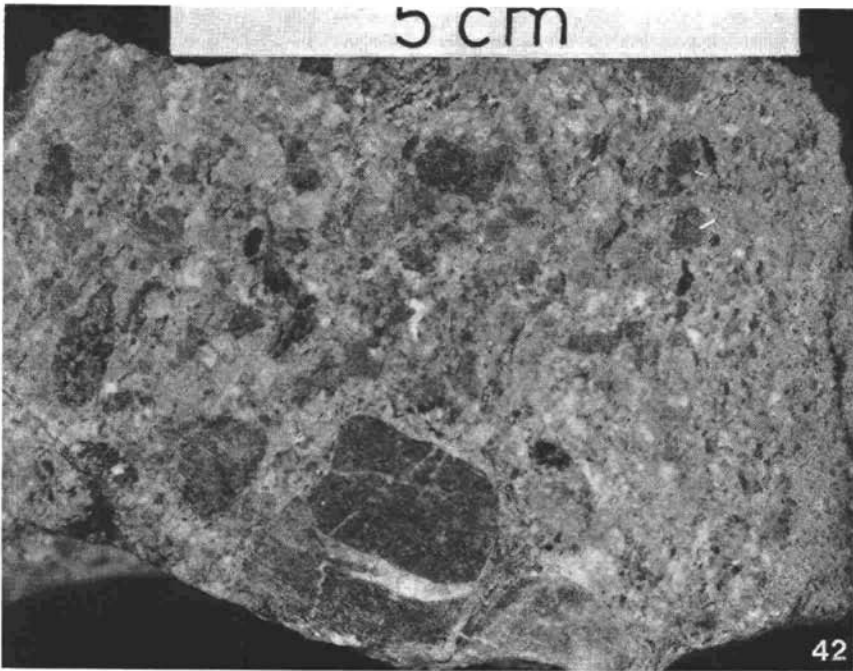


Abb. 42: Zeller Schichten. Graugrünes Kristallinkonglomerat aus dem Graben E des Gehöftes Größing.

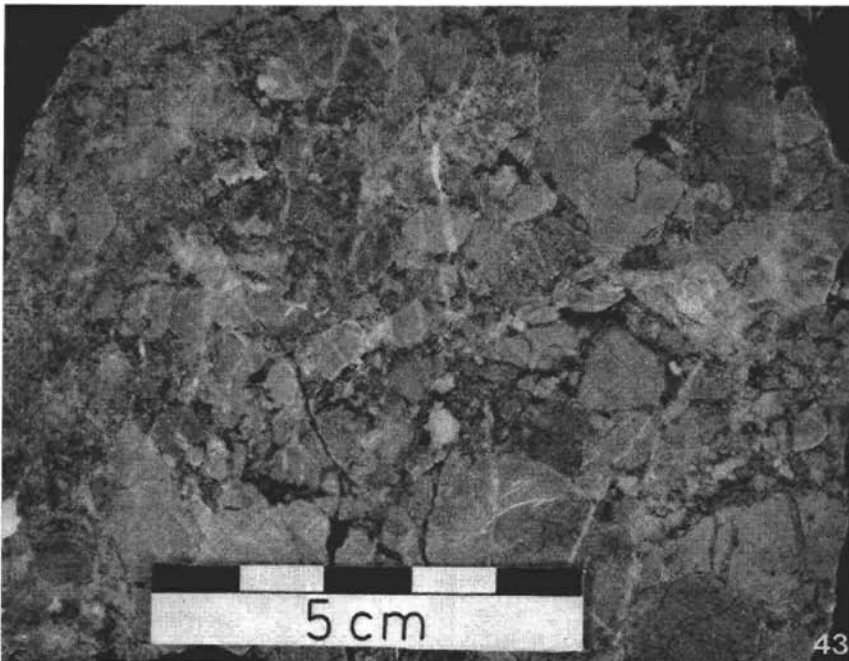


Abb. 43: Zeller Schichten. Kieselige Breccie mit Kieselkalken, Hornsteinen und Kristallinmaterial aus dem Graben zwischen dem Gehöft Oberrigel und der Kote 570, NW der Ortschaft Ybbsitz.