

**Regional-
archiv**



Nr.: 1500

11. 4. 88 Kl.		Mü ⁴
---------------	--	-----------------

GEOLOGISCHE UND SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN
DER TERTIÄREN UND QUARTÄREN SEDIMENTE
IM WESTLICHEN SAUWALD / OÖ.

STEFAN SALVERMOSER

EG 117

Neuf. 2 70 H. W. 1 Exemplar

Nº 7629



RegioKAT NEU
Grund- und Trinkwasserwirtschaft

A 07539-R

Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen
der tertiären und quartären Sedimente im
westlichen Sauwald / Oö.



44 Abb., 11 Tab., 5 Taf.

vorgelegt als Diplomarbeit
am

INSTITUT FÜR ALLGEMEINE UND ANGEWANDTE
GEOLOGIE
DER
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
MÜNCHEN

von
Stefan Salvermoser

August, 1989

Kurzfassung

Im Zuge einer Kartierung der tertiären und quartären Sedimente zwischen Rainbach i. Innkreis und der Donau in Höhe der Soldatenau wurden die auftretenden Ablagerungen sedimentpetrographisch untersucht.

Als sedimentpetrographische Methoden wurden granulometrische Untersuchungen, qualitative und quantitative Schotteranalysen, Karbonatgehaltsbestimmungen, Mineralbestimmungen mittels Röntgendiffraktometer und vor allem die Schwermineralanalyse angewandt.

Die Kartierung im Gelände erfolgte im Maßstab 1:10 000, teilweise mit Hilfe eines Bohrstocks.

Den Sockel des Kartiergebiets bilden variszische Gesteine des Moldanubikums, wobei die größten Areale von den Perlgneisen und Cordieritperlgneisen eingenommen werden. Daneben tritt ein palingener Granit vom Typus Schärdinger Granit auf.

In einer langen festländischen Zeit werden die kristallinen Gesteine tiefgründig verwittert. Die so entstandenen Zersatzdecken treten in der Regel um + 460 m NN auf. Ein Merkmal dieser Zersatzdecken ist der entfestigte Gesteinsverband, der aber noch die ursprüngliche kristalline Textur aufweist.

Die Verwitterungsprodukte des Perlgneis zeigen in ihrer Schwermineralführung ein Zirkon-Sillimanit Hauptmaximum. Im Schärdinger Granit tritt ein Zirkon-Apatit Hauptmaximum auf, wobei Apatit auf eine Para-Abstammung des Palingengesteins hinweist.

In der Folge des Pockinger Abbruchs erzeugen tektonische Bewegungen die Beckenstruktur von Rainbach als eine nördliche Fortsetzung der Leoprechtinger Rinne.

Über diese Rinne erreicht im unteren Ottnangien ein erster Meeresvorstoß das Rainbacher Becken. Die marine Sedimentation beginnt im Kartiergebiet mit den fossilreichen Grobsanden.

Es wird eine kurze Regression im unteren Ottnangien diskutiert, bevor im obersten Unterottnangien eine dauerhafte Überflutung eintritt.

Die fossilreichen Grobsande zeigen ausgeprägte sedimentäre Strukturen und treten im Wechsel mit Tonmergelbänken auf. Der Sedimentationsraum dieser Abfolge ist die Übergangszone (transition zone), in der die Sedimente im zeitlichen Wechsel von Ruhigwasserbedingungen und starken Strömungen zur Ablagerung kommen.

Das Schwermineralspektrum der Pelite ist alpin geprägt. In den Sanden zeigt sich jedoch zusätzlich eine Interferenz mit moldanubischem Detritus.

In der Kies- und Sandfraktion tritt Phosphorit (Fluorapatit) auf. Die Herkunft als Aufarbeitungsprodukt aus den pelitischen Gesteinen des oberen Egerien legt die Vermutung nahe, daß deren Verbreitung weiter nach Norden reicht als bisher angenommen.

Durch immer häufigere und mächtigere Einschaltungen der Tonmergelbänke geht aus den fossilreichen Grobsanden in einer kontinuierlichen Entwicklung der Blätterschlier hervor.

Der Blätterschlier ist ein grauer feinschichtiger Tonmergel, der die Beckenfazies des unteren bis mittleren Ottnangiens vertritt.

Das Sediment ist in einem ruhigen, von Strömungen und Wellentätigkeit nur gering beeinflussten Ablagerungsraum entstanden.

Im Schwermineralbild zeigt sich eine Granat-Epidot-grüne Hornblende Assoziation. Die Zulieferung der Sedimente erfolgte aus dem alpinen Raum bis an den unmittelbaren Beckenrand.

Nach der sedimentären Ausfüllung des Rainbacher Beckens setzt eine Verbreiterung des Meeres ein. Die größte Verbreitung der Tonmergel wird im mittleren Ottnangien erreicht.

Mit dem mittleren Ottnangien endet die marine Sedimentation. Während weiter im Süden und Westen die Brackwassermolasse entsteht, kommen bei Zwickledt limnische Äquivalente der Oncophoraschichten zur Ablagerung. Diese geschichteten Tone zeigen aufgrund ihrer Schwermineralführung sowohl Verbindung zum Brackwassermeer als auch ständige Einschüttungen aus dem Moldanubikum. Diese Einschüttungen werden im Laufe der Zeit immer stärker.

Bei Freinberg befindet sich in einer Ost-West gestreckten Mulde ein kohleführendes Tonvorkommen, das unmittelbar dem Kristallin auflagert. Das Sediment weist einen hohen Prozentsatz an Tonmineralien auf. Als Beimengungen finden sich zudem kiesige Erzminerale wie Pyrit und Markasit, die ein reduzierendes Ablagerungsmilieu anzeigen.

Aufgrund der vorherrschenden Monazit-Zirkon Kombination in der Schwermineralverteilung ist die distributive Provinz ausschließlich im Moldanubikum zu finden.

Die Tone lassen sich mit den weiteren Ablagerungen des Braunkohletertiärs, insbesondere mit der Lokalität Rittsteig, vergleichen.

Nach einem Hiatus beginnt die Sedimentation erst wieder im Badenien. In einer ersten fluviatilen Schüttungswelle werden die kristallinen Zersatzdecken zusammengeschwemmt und bilden die Liegendsande. Diese Sande, die durch ihre Feldspatführung eine

arkoseartige Zusammensetzung erhalten, zeigen in ihrer Schwermineralführung eine Herkunft aus moldanubischen Gesteinen.

Unmittelbar über den Liegendsanden setzt dann die schichtflutartige Schüttung des Pitzenberg-Schotters ein. Dieses äußerst grobkörnige Sediment wird mit hohen Sedimentationsraten abgelagert.

Der Pitzenberg-Schotter ist aufgrund seiner Lithologie in zwei Verbreitungsgebiete getrennt. Im Süden, rund um den Pitzenberg, zeigt das Vertikalprofil eine deutliche Differenzierung, wobei insgesamt die Korngrößen nach oben hin zunehmen. Im nördlichen Verbreitungsgebiet herrscht eine mehr massige Ausbildung vor.

Aufgrund von sedimentären Merkmalen kann von einem Kies und Schotter dominiertem, verzweigten Flußsystem (braided river) ausgegangen werden.

Die Geröllführung weist darauf hin, daß der Pitzenberg-Schotter ein Sediment alpiner Abkunft ist.

In einem Hiatus nach der fluviatilen Sedimentation beginnt während des Sarmatiens eine starke chemische Verwitterung auf den Schotter einzuwirken. In der Folge wird der mineralogische Bestand stark verändert, es bildet sich ein Restschotter. Das Geröllspektrum besteht zu 90-95 % aus Quarzen und Quarziten.

Neben der makroskopischen Ausmerzung instabiler Gerölle wird auch die Schwermineralvergesellschaftung von der Verwitterung betroffen.

Zunächst erfolgte eine Eliminierung der verwitterungsinstabilen Mineralien wie Granat und Hornblende. Dies führte zur Anreicherung der stabilen und extrem stabilen Schwermineralien.

Im derart veränderten Schwermineralspektrum bilden sich folgende Mineralfazies im Pitzenberg-Schotter : in den basalen Anteilen, in denen moldanubische Zersatzdecken mit aufgearbeitet wurden, tritt eine Sillimanit-Zirkon Fazies auf; desweiteren findet sich eine Staurolith-Rutil-Disthen Fazies, welche die reliktsche Normalvergesellschaftung im Sediment darstellt.

Im Zusammenhang mit der Kaolinverwitterung bildet sich ein Einkieselungshorizont in den hangenden Schotterpartien. Das bis zu 4 Meter mächtige, kieselig zementierte Quarzkonglomerat findet sich in einer in-situ Lagerung an der Oberkante des Pitzenberg-Schotters.

Im Quarzkonglomerat haben die Verwitterungslösungen zu einer noch stärkeren Ausmerzung der Schwermineralien geführt. Aufgrund der wesentlich geringeren Opakgehalte, wie sie der unverfestigte Schotter zeigt, muß die Einkieselung vor der authigenen Neubildung der Opaken stattgefunden haben.

Während im unverfestigtem Schotter über die gesamte Mächtigkeit ein einheitliches Schwermineralbild vorliegt, sind im Quarzkonglomerat stark deszendente wirkende Verwitterungslösungen nachgewiesen.

Das Schotterareal rund um den Steinberg wird aufgrund seiner mineralogischen Ähnlichkeit mit dem Pitzenberg-Schotter gleichgestellt.

Der Steinberg Schotter ist ein Restschotter alpiner Herkunft, dessen Schwermineralbild von einem reliktschen Staurolith-Disthen Maximum geprägt ist.

An einem tektonischem Lineament längs des Wallenshamer Tales finden Bewegungen statt, die das Schotterareal um den Pitzenberg relativ zu seiner Umgebung herausheben.

Im oberen Sarmatien beginnt eine Schüttung, die ihren Ursprung in den Kristallingebieten des Moldanubikums hat. Sie führt zur Aufarbeitung des Pitzenberg-Schotters und gräbt sich rinnenartig in diesen ein. Diese Sedimente, die ihre Verbreitung bei Asing und Kinham haben, weisen einen hohen Anteil an kristallinen Komponenten auf.

Die Schwermineralverteilung zeigt für die Schotter von Asing zwei Populationen. Eine Zirkon-Monazit Population entstammt einer direkten moldanubischen Schüttung, während eine Staurolith-Disthen Population einer Aufarbeitung des älteren Restschotters entspricht. Aufarbeitung und frische moldanubische Schüttung sind Schwankungen und Überlagerungen unterworfen.

In der folgenden Zeit unterliegt das Kartiergebiet überwiegend der Erosion. Mit der Klimaverschlechterung im Pleistozän entstehen kaltzeitliche Bildungen.

Entlang der Donau werden Hochterrassenschotter sedimentiert, die teilweise mit Löss bedeckt sind. Der Löss ist stark karbonathaltig und führt eine reiche Molluskenfauna. In einem tieferen Niveau werden Niederterrassenschotter abgelagert.

Von größerer Bedeutung, weil weiter verbreitet, sind solifluktive Bildungen. Es entstehen an den Rändern fast aller Schotterriedel der Hochflächen Fließerdedecken. Sie führen neben lehmigem Material grobe Gerölle. Wesentlich feiner in der Körnung sind die in-situ Lehme ausgebildet, die im Zuge der warmklimatischen Bodenbildungen entstanden sind. Nach ihrer Verbreitung sind untergeordnet Staublehne zu finden.

Im Holozän entstehen Niedermoore, Rutschhänge sowie jüngste Talfüllungen, die im dauernden Wechsel zwischen Akkumulation und Erosion stehen.

Dank

Diese Arbeit wurde durch vielfältige Unterstützung und Hilfe ermöglicht, für die ich an dieser Stelle danken möchte.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab mir Herr Prof. Dr. W.-D. Grimm, der schon seit Jahren Untersuchungen zu diesem Thema durchgeführt hat. Neben dem Interesse am Fortgang der Arbeit ermöglichte er sowohl Zugang zu seiner Literatur als auch die Verwendung von Vergleichsmaterial aus dem niederbayerischen Tertiär. Nicht zuletzt sei ihm gedankt für die Vermittlung der finanziellen Förderung.

Für die Gewährung der finanziellen Mittel danke ich der Geologischen Bundesanstalt Wien, allen voran Herrn Dr. R. Roetzel, der auch für die Bereitstellung von Kartenmaterial und Literatur aus dem Archiv der GBA gesorgt hat.

Herrn Dr. W. Wenger schulde ich Dank für die mikropaläontologischen Bestimmungen und für wertvolle Gedanken die zur Klärung mancher Probleme beigetragen haben.

Herrn Dr. H. Kohl gilt mein Dank für eine informative Diskussion.

Eine große Hilfe war die Erläuterung mathematisch-statistischer Fragen durch Herrn Dr. S. Schäffler.

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Erlaubnis zur Benutzung der Geräte am Institut; ebenso Herrn Dr. U. Schwarz für ständige Hilfsbereitschaft bei Problemen der Materialbeschaffung und Klärung sonstiger grundsätzlicher Fragen.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Kommilitonen T. Hank und W. Walser für eine kameradschaftliche Zusammenarbeit danken.

Inhalt

1. Einleitung	11
2. Sedimentpetrographische Methoden	14
3. Geologische Kartierung auf ÖK 12 Blatt Passau und ÖK 29 Blatt Schärding	17
3.1 Kristallines Grundgebirge	18
3.2 Unteres bis mittleres Ottnangien	22
3.2.1 Fossilreiche Grobsande	22
3.2.2 Blätterschlier	28
3.2.3 Faziesentwicklung im unteren bis mittleren Ottnangien	33
3.3 Oberes Ottnangien bis tieferes Karpatien	41
3.2.1 Tone von Freinberg	41
3.2.2 Tongrube von Zwickledt	44
3.4 Badenien bis Sarmatien	48
3.4.1 Liegendsande	48
3.4.2 Pitzenberg Schotter	51
3.4.3 Sedimentstrukturen im Pitzenberg Schotter	61
3.4.4 Steinberg Schotter	64
3.5 Oberes Sarmatien bis Pannonien	67
3.5.1 Schotter von Asing	67
3.5.2 Kiese von Kinham	70
3.6 Pleistozän	72
3.6.1 Deckschichten aus Lehm und Fließerden	72
3.6.2 Hochterrassenschotter / Lößbedeckt	72
3.6.3 Niederterrassenschotter	73
3.7 Holozän	74
3.7.1 Holozän, allgemein	74
3.7.2 Anmooriger Boden und Niedermoortorf	74
3.7.3 Rutschhänge	75
3.7.4 Jüngste Talfüllungen	75
3.7.5 Künstliche Auffüllungen	75
3.8 Tektonik und Lagerungsverhältnisse	76
3.9 Paläogeographie	80
4. Zitierte Literatur	82

Allgemeines

Diese Arbeit entstand am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München unter der Leitung von Prof. Dr. Grimm.

Ziel der Kartierung war es, die tertiären und quartären Sedimente im Arbeitsgebiet detailliert aufzunehmen. Für den Bereich des Kartenblattes ÖK 12 Passau stand eine geologische Karte 1:50.000 von THIELE (1987) zur Verfügung. In dieser "Kristallinkarte" finden die sedimentären Einheiten wenig Beachtung. Es galt, diesen Anteil genauer zu erfassen. Bereiche des Kartenblatts ÖK 29 Schärching sind von WIESER (1963) im Überblick kartiert worden. Ebenso diente die geologische Karte 1:100.000 des Kristallins im westlichen Mühlviertel und Sauwald von FUCHS & THIELE (1968) als Unterlage.

Bei der geologischen Geländearbeit wurden lehmige Deckschichten bei hinreichender Mächtigkeit kartiert. Wenn im Bohrstock bei einer Tiefe von 1 Meter noch keine zweifelsfreie Ansprechmöglichkeit des Anstehenden gegeben war, wurde lehmige Überdeckung in die Karte eingetragen. Die Grenzziehung "Kristallin-Tertiär" konnte gut mit kantigen, d.h. nichtgerundeten Lesesteinen durchgeführt werden. In Bereichen mit anstehendem Kristallin wurden keine lehmigen Deckschichten kartiert.

Die Kartierung im Gelände erfolgte im Maßstab 1:10 000.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen im zweiten Teil der Arbeit sollten die Kartierungsergebnisse unterstützen und die einzelnen Einheiten genauer kennzeichnen. Dabei wurde insbesondere die Methode der Schwermineralanalyse angewandt. Zu einzelnen Fragen schien es interessant, den Rahmen des Arbeitsgebietes zu erweitern. So wurden Proben aus Ostniederbayern und dem Hausruckgebiet analysiert.

Die Schwermineralanalyse bot auch Gelegenheit zu methodischen Untersuchungen, wie etwa der durchgeführte Vergleich zwischen qualitativer und quantitativer Mineralbestimmung im Polarisationsmikroskop und mittels Röntgenstrukturanalyse (RDA).

Regionalgeologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Die Molassezone in Oberösterreich und Niederbayern stellt einen Teilbereich der alpin-karpatischen Tertärvortiefe dar. Ihre Entwicklung ist ursächlich mit dem Entstehen des alpinen Orogens verknüpft. Durch die geotektonische Lage als Subsidenztrog im Vorland der nach Norden vorrückenden Alpen tritt eine große Variabilität der Sedimente auf. Dies gilt auch für die Verschiedenartigkeit der Ablagerungsmilieus (KURZWEIL 1973, 171). So sind Molassesedimente in mariner, brackischer und limnisch-fluviatiler Umgebung abgelagert worden.

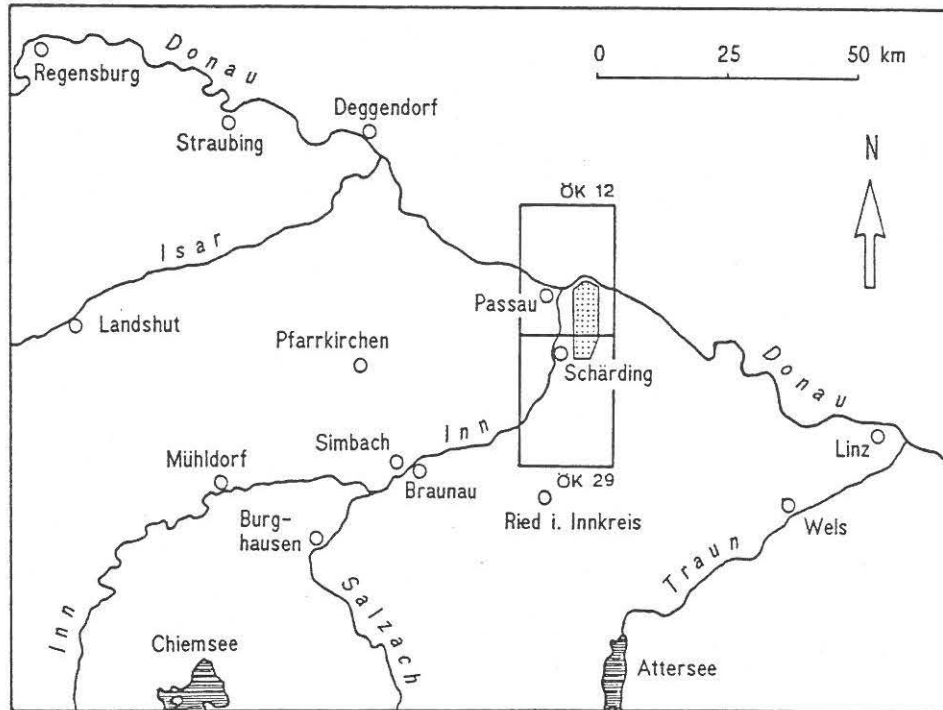


Abb. 1.1 Geographische Lage des Kartiergebietes (punktiert) auf den Kartenblättern ÖK 12 Blatt Passau und ÖK 29 Blatt Schärding.

Der stratigraphische Umfang der Molasse und ihrer Sedimente reicht vom oberen Eozän bis zum unteren Pliozän. Aufgrund lithofazieller Unterscheidungen gliedert BRAUMÜLLER (1961) die Molasse im oberösterreichisch-ostniederbayerischen Raum in drei Großabschnitte:

Der erste Zyklus beginnt im oberen Eozän mit Sedimenten in einer epikontinentalen Ausprägung, die noch enge Beziehungen zum Helvetikum aufweisen. Bereits im Latdorfien werden die Fischschiefer in einem Tiefseetrog mit ruhigen Ablagerungsverhältnissen gebildet. Das ganze Rupelien hindurch dauert diese Tiefwasserentwicklung an entgegen früherer Ansicht einer Regression im unteren Rupelien (KURZWEIL 1973, 172).

Im zweiten Zyklus setzt eine deutliche Verflachung des Meeres ein. Das untere Egerien führt zur Ausbildung mariner Tonmergel, der typischen "Schlierfazies" im Molassebecken. Dieser Zyklus ist durch mehrere Regressionen und Transgressionen gegliedert. An dessen Ende im oberen Ottnangien steht eine den gesamten Raum erfassende Regression mit der Entstehung der bis nach Rumänien reichenden brackischen Oncophoraschichten.

Der dritte Zyklus, vom Karpatien bis Pannonien, führt bei zunehmender Verlandung zur Ablagerung limnisch-fluviatiler Sedimente. Dieser Abschnitt wird gerne als "Nachphase" der eigentlichen Molassezeit angesehen.

RADIOMETRISCHE ZEITSKALA IN M.A.	SERIEN	FRÜHER BENUTZTE STUFEN DER ZENTRALEN PARATETHYS	ZENTRALE PARATETHYS REGIONALE STUFEN	VOLLSTÄNDIGE SCHICHTENFOLGE IM ÖSTLICHEN NIEDERBAYERN (UNGER 1984b)	SCHICHTENFOLGE IM KARTIERGEBIET	
5 10 15 20	PLIOZÄN	DAZ	DACIEN	Alte Terrassenschotter von Rittsteig, Haarschedl und Königsdobl		
		PONT	PONTIEN			
	SPÄT	PANNON	PANNONIEN	Moldanubische Serie		
		SARMAT	SARMATIEN	Mischserie		
	MITTEL	TORTON	BADENIEN	Quarkonglomerat Quarzrestschotter		? Schotter von Aasing ? Kiese bei Kinham
		HELVET	KARPATIEN	Fluviatile Süßwasserschichten		Quarkonglomerat Pitzzenberg-Schotter ? Steinberg Schotter Liegendsande
	FRÜH		OTTNANGIEN	Limnische Süßwasserschichten		Tone von Freinberg
		BURDIGAL	EGGENBURGIEN	Ortenburger Schotter Oncophoraschichten Neuhöfener Schichten		Bläterschlier Fossilreiche Grobsande
		AQUITAN	OBERES EGERIEN	Limnische Äquivalente der Süßbrackwassermolasse Rittsteiger Schichten Diatomeenmergel von Habühl Glaukonisande Litoralfazies (Holzbach und Höch) Blätkermergel Meeressand von Ortenburg		

Abb. 1.2 Tertiäre Schichtenfolge in Ostniederbayern und im Kartiergebiet.

KURZWEIL (1973, 174) unterteilt die Molassezone nach tektonischen Kriterien in die :

1. Randfazies zur Böhmischem Masse
2. zentrale Beckenfazies
3. südliche, orogennahe Randzone

Die Randfazies zur Böhmischem Masse ist durch zahlreiche Einbuchtungen des Kristallins gegliedert, in denen tertiäre Molassesedimente weit nach Norden vorstoßen. Die

westlichste dieser Einbuchtungen ist die Taufkirchener Bucht. Das Arbeitsgebiet (Abb. 1.1) umfaßt im Süden die nördlichsten Anteile der Taufkirchener Bucht, die dort noch eine Breite von 5 Kilometern aufweist. Nördlich des Pitzenbergs bildet das kristalline Grundgebirge eine Hochfläche, der nur noch isolierte Sedimentdecken aufliegen. Die sedimentäre Schichtenfolge im Kartiergebiet beginnt mit marinen Sedimenten des Ottnangiens und reicht über die Molassezeit hinaus bis zu jüngsten Ablagerungen (Abb. 1.2). Bei stratigraphischen Bezeichnungen der Stufen und deren zeitliche Stellung wurde STEININGER, RÖGL & MARTINI (1976) gefolgt.

2. Sedimentpetrographische Methoden

Schwermineralanalyse

Aus den Sedimentproben wurde zunächst durch nasse Siebung die Fraktion 0,063-0,2 mm gewonnen. Nach der anschließenden Trocknung erfolgte die Schwereretrennung mittels 1,1,2,2-Tetrabromäthan ($D=2,96$). Mit den so isolierten Schwermineralien wurde ein Streupräparat angefertigt. Als Einbettungsmittel diente Caedax ($n=1,54$). Mit dem Polarisationsmikroskop erfolgte die Identifizierung der Mineralien.

Zu einer quantitativen Bestimmung wurden mit Hilfe eines Kreuztisches 250-300 durchsichtige Körner gezählt, die entlang von parallelen Schnittlinien durch das Fadenkreuz wanderten. Opake Körner wurden ebenfalls ausgewertet, aber nur quantitativ erfaßt. Durchsichtige und opake Körner sind in ihrem gegenseitigem Verhältnis berechnet.

Folgende Schwerminerale konnten unterschieden werden (die im Text verwendeten Abkürzungen in Klammern hinter den Mineralien): Zirkon (rund) (Zlr), Zirkon (idiomorph) (Zli), Rutil (RU), Turmalin (TU), Anatas (AN), Disthen (DI), Staurolith (ST), Sillimanit (SI), Andalusit (AD), Epidot/Zoisit (EP), Granat (GR), grüne Hornblende (HBgr) braune Hornblende (HBbr), blaue Hornblende (HBbl), Monazit (MO), Apatit (AP), Titanit (TI), Brookit (BR), Chlorit (CH) und Dumortierit (DU). Minerale die nicht bestimmt werden konnten sind in einer Gruppe (UNID.) zusammengefasst. Die Urliste wurde in Tabellenform angelegt und befindet sich am Ende dieser Arbeit.

Es erfolgt hier keine Beschreibung der optischen Merkmale. Beim Auftreten irgendwelcher Besonderheiten ist an entsprechender Stelle darauf hingewiesen. Zur Bestimmung der Schwerminerale wurden die Darstellungen von MILNER (1962), TRÖGER (1969) und BOENIGK (1983) verwendet.

Korngrößenanalyse

Die Ansprache der Korngröße im Gelände beruhte auf einer visuellen Schätzung, wobei die Nomenklatur der DIN 4022 verwendet wurde. "Steine" werden jedoch hier als Schotter angesprochen.

Eine genaue Bestimmung erfolgte im Labor. Dabei wurde der Anteil $> 0,063$ mm durch nasse Siebung geteilt. Es sind die Prüfsiebe nach DIN 4188 mit Maschenweiten von 64 mm, 32 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm und 0,063 mm verwendet worden. War der Feinanteil $< 0,063$ mm einer Probe höher als 15 %, so ist im Anschluß an die Siebanalyse eine Sedimentationsanalyse durchgeführt worden. Dabei kam die Aräometerbestimmung nach CASAGRANDE zur Anwendung. Die für Berechnungen benötigten Phi-Werte der Häufigkeitsklassen wurden durch Ablesung an der Kornsummenkurve im logarithmischen Normalverteilungsnetz ermittelt. Bei der Berechnung der granulometrischen Parameter wurde die Methode der Momente (MARSAL 1979) angewandt. Die Klassifizierung der Sortierung erfolgte nach FRIEDMAN (1962 zitiert in: FOLK 1966, 84). Bei der Berechnung der Durchlässigkeitseiwerte nach HAZEN wurden die Quartilmaße verwendet.

Qualitative und Quantitative Schotteranalyse

Die quantitative Schotteranalyse wurde an den zehn größten Geröllen in einem Aufschluß durchgeführt. Dazu werden die drei Raumachsen der Gerölle vermessen. Deren

geometrisches Mittel bildet den K-Wert. Das arithmetische Mittel aller zehn K-Werte ist der K_m -Wert. Der größte auftretende K-Wert ist der K_{max} -Wert.

In der qualitativen Analyse werden 125 Einzelgerölle untersucht. Diese Komponenten entstammen der Fraktion 2-60 mm. Nach einer makroskopischen Ansprache erfolgt die Einteilung in eine der folgenden Klassen:

- 1) Quarze
- 2) Quarzite
- 3) Kristallin
- 4) Sedimentgesteine
- 5) Lydite (schwarze Kieseliefer) + Hornsteine + Radiolarite

Der Rundungsgrad wurde optisch an der Kiesfraktion bestimmt. Verwendet wurde die Tabellen nach TUCKER (1985, 18), wobei die Kornrundung in 5 Klassen unterteilt ist. Unterschieden sind: sehr eckig - eckig - beginnende Kantenrundung - angerundet - gerundet - gut gerundet.

Karbonatgehaltbestimmung

Nach einer Vorprobe auf Kalkgehalt im Gelände mit 20 %iger Salzsäure wurde das Sediment im Labor weiteruntersucht. Die Durchführung der Karbonatgehaltsbestimmung erfolgte gasometrisch mit dem SCHEIBLER-Apparat. Zwischen den Einzelanalysen wurde das Gasvolumen von 1 g reinem $CaCO_3$ Pulver ermittelt, um einen Standard bezüglich der herrschenden Meßbedingungen (Luftdruck und Temperatur) zu erhalten. Die CO_2 Entwicklung wurde durch Zugabe von 1n HCl erzeugt. Es wurde keine Unterscheidung zwischen Calzit und Dolomit getroffen.

3. GEOLOGISCHE KARTIERUNG AUF ÖK 12 BLATT PASSAU
UND ÖK 29 BLATT SCHÄRDING

BERICHT ZUR DIPLOMKARTIERUNG

(Teil 1)

Den Untergrund der Taufkirchener Bucht und den Sockel des Kartiergebiets bilden kristalline Gesteine des Moldanubikums. Dabei sind zunächst die vorvariszischen Gesteine zu unterscheiden. Diese bilden den unveränderten Altbestand und sind aus Gneisen, Marmoren und Ultrabasiten aufgebaut. Als flächenmäßig am weitesten verbreitete Einheit treten die Perlgneise und Cordieritperlgnese auf. Sie sind als metamorph überprägter Altbestand zu sehen, der in einem weiter fortgeschrittenen Metamorphosestadium als homogenisierter Perlgneis auftritt. In den homogenisierten Perlgneisen finden sich nun keine unveränderten Altbestandsrelikte mehr. Die Gruppe der älteren Granite, wie etwa der Schärddinger Granit, sind keine "echten" Intrusiva, sondern das Ergebnis einer Anatexis, die über die Perlgneisbildung bis zur Granitisierung des Altbestandes reichte. Es handelt sich dabei um palingene Granite. Die Schiefergnesserie entlang der Donauströmung enthält neben den Schiefergneisen noch Kalksilikate, Amphibole und auch Mylonite und Ultramylonite.

Die klimatischen Verhältnisse im Tertiär haben das freiliegende Kristallin tiefgründig verwittert (WIESENER et al. 1976, 516).

Der aus kristallinen Gesteinen aufgebaute Grundgebirgssockel liegt im Süden der Bucht von Taufkirchen noch unter beträchtlicher Sedimentbedeckung. In der Bohrung Brauchsdorf 1, etwa 2,5 km südwestlich von Rainbach wird kristalline Zersatzdecke in 181 Metern Teufe erbohrt (LENGAUER et al. 1987, 174). Im Gebiet von Rainbach treten bereits Kristallinaufragungen durch die ausdünnende Sedimentdecke bis schließlich in der nördlichen Hälfte, etwa ab dem Nordabfall des Pitzenbergs, das Kristallin großflächig ausstreicht. Sedimentäre Bedeckung tritt dort nur noch geringmächtig und inselartig auf.

Die kurze petrographische Charakterisierung der wichtigsten Gesteinstypen erfolgt nach THIELE (1962, 1987):

Perlgnese und Cordieritperlgnese

Die größten zusammenhängenden Flächen des Kartiergebiets nehmen die Perlgnese und Cordieritperlgnese ein. Es sind mittelkörnige, schwach schiefriige Gesteine. Im Querbruch finden sich Feldspatäugen in einer glimmerreichen Grundmasse. Das insgesamt massige Aussehen ergibt sich, da die Glimmer keine zusammenhängenden Lagen bilden. Er wird im wesentlichen aus Plagioklas, Quarz und Biotit aufgebaut. Daneben findet sich ein zwar stark wechselnder, aber immer kennzeichnender Cordieritgehalt. Weiteres Nebengemengteil ist Kalifeldspat. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Sillimanit und grüner Spinell vorhanden.

Die Genese des Gesteins im Zuge einer variszischen Regionalmetamorphose ist umstritten. Die Metablastese wird von den Wiener Geologen (THIELE 1962, 1987; FUCHS & THIELE 1968) als Ergebnis einer stärkeren Thermometamorphose gedeutet, während FISCHER (1959, 12) und auch BAUBERGER (1984, 25) diese Gesteine eher als Tiefenmylonite mit blastokataklastischer Vorgeschichte sehen; bei dieser Deutung stehen kinetische Vorgänge im Vordergrund.

Schärdinger Granit

In einem breiten Nordwest-Südost ziehendem Streifen von Lindenberg entlang der Straße nach Münzkichen sowie im westlichen Rainbacher Tal findet sich der Schärdinger Granit anstehend.

Er ist ein fein- bis mittelkörniger Granit, dessen körneliger Habitus stark dem Perlgneisgefüge ähnelt. Sein Bestand setzt sich aus Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat und Biotit zusammen. Typisches Nebengemengteil ist insbesondere Cordierit. Desweiteren sind Muskovit und Apatit vorhanden. Der Schärdinger Granit weist viele unverdaute Nebengesteinseinschlüsse auf.

Der Schärdinger Granit ist ein palingenes Gestein, bei dem die Anatexis, die schon zur Perlgneisbildung führte, weiter fortgeschritten ist. Neben den oben erwähnten Erscheinungen sprechen der stufenlose Übergang zu den angrenzenden Migmatiten und das Fehlen quergreifender Intrusionserscheinungen (Gänge etc.) für diese Deutung.

Tafel I : Links (Bildunterkante 2,5 cm) : Corieritperlgneis, Schönbach. Rechts (Bildunterkante 2,5 cm) : Schärdinger Granit, Lindenberg.



Bemerkenswert ist das Auftreten eines dunklen Dioritporphyrits südöstlich von Schardenberg. Dieses hornblendereiche Gestein führt nach BERTOLDI (1960) gefüllte Plagioklase. TRÖGER (1969, 89) beschreibt gefüllte Plagioklase als kennzeichnend für eine alpine Saussuritisierung. Auch in der Sedimentpetrographie gelten diese Mineralien als Anzeiger alpiner Schüttungen (z.B. ZÖBELEIN 1940, 244).

Kristalline Verwitterungszonen

Es finden sich mehrere Stellen, an denen kristalliner Zersatz aufgeschlossen ist. Die größte Mächtigkeit dieser Zersatzdecken wurde bei Zöhler mit 4-5 Metern beobachtet. Ein Merkmal der Zersatzdecken ist es, daß das kristalline Gefüge weitgehend erhalten bleibt. Man stellt desweiteren fest, daß die Entfestigung nach unten hin abnimmt und allmählich in einen frischen Gesteinsverband übergeht. Kaolinverwitterung, wie sie derartiger Grus im Bayerischen Wald oft zeigt (vgl. PRIEHÄUSSER 1968, 164), ist im Kartiergebiet nicht zu beobachten.

Sedimentpetrographisch ist der kristalline Zersatz als ein schluffig feinsandiger Mittel- bis Grobsand mit zum Teil feinkiesigen Beimengungen anzusprechen (Abb. 3.1).

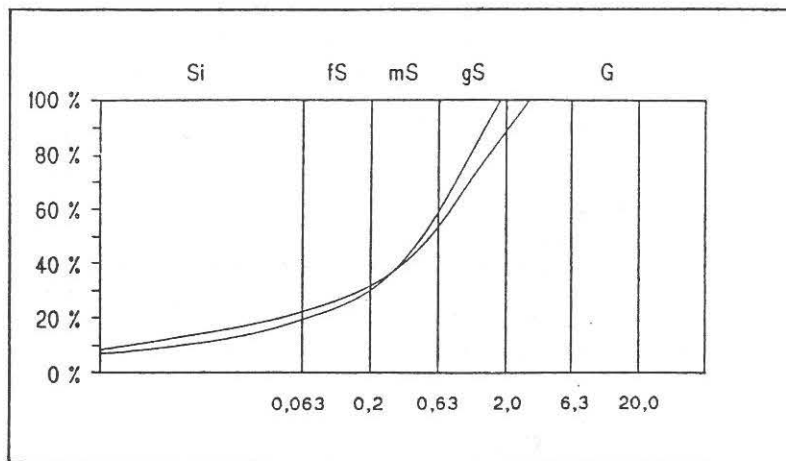


Abb. 3.1 Kumulative Korngrößenverteilungskurven der kristallinen Verwitterungsdecken.

Die heute noch vorhandenen Profile der Hochflächen wurden möglicherweise von der pleistozänen Solifluktion in ihrer Mächtigkeit gekappt. PIPPAN (1955, 338) konnte feststellen, daß Zersatzdecken im Sauwald nicht unter + 460 m NN hinabreichen. Dies kann im wesentlichen bestätigt werden, wenn auch der Zersatz des Schäringer Granits bei Zöhler bei + 415 m NN liegt. In den kristallinen Verwitterungsprodukten im Kartiergebiet fehlen verwertbare Zeitmarken (Kaolinverwitterung, Roterdebildung).

Im Bayerischen Wald kennt man mehrere große Verebnungsflächen. Neben Verebnungen bei + 1200, + 830 und + 750 m NN ist vor allem die + 550 m NN Fläche bedeutsam, da sie Kaolinverwitterung zeigt und für Obermiozän gehalten wird (CLAUS 1936, 7).

Die Zersatzprofile im Kartiergebiet können einer tieferen (und wohl auch jüngeren) Einebnungsfläche zugerechnet werden.

Schwermineralparagenesen

Die Untersuchung von Schwermineralen der im Liefergebiet anstehenden Gesteine kann die Grundlage sein um distributive Provinz und Vorgänge beim Transport eines Sediments besser beschreiben zu können.

Um eine solche Grundlage zu erhalten wurden die kristallinen Gesteine des Moldanubikums bereits von CLAUS (1936) und später von STATTEGGER (1986) schwermineralanalytisch untersucht.

Orientierend sind in dieser Arbeit Schärdinger Granit und Perlgneis auf ihre Schwermineralführung untersucht worden (Abb. 3.2). Die Proben sind den Verwitterungsprodukten der jeweiligen Gesteine entnommen.

	ZI	RU	TU	DI	ST	SI	AD	GR	grHB	brHB	MO	AP	OP
Perlgneis / Zersatz Oberham n=1	21,0	4,9	12,5	3,5	1,6	33,8	12,7	-	1,0	-	10,0	-	68,9
Schärdinger Granit / Zersatz Wienering n=1	24,1	-	6,3	-	2,5	-	-	3,8	-	11,4	-	51,9	13,2

Abb. 3.2 Schwermineralparagenesen in den Verwitterungsprodukten kristalliner Gesteine. Zahlenwerte sind Prozentangaben.

Der Perlgneis zeichnet sich nach seiner Schwermineralführung durch ein Zirkon-Sillimanit Hauptmaximum aus. Daneben finden sich noch erhöhte Anteile an Andalusit, Turmalin und Monazit. Bemerkenswert ist der hohe Opakgehalt. Der Schärdinger Granit ist durch eine Apatit Vormacht gekennzeichnet. Desweiteren sind hohe Zirkonwerte und eine Anreicherung von brauner Hornblende zu erkennen. Das Auftreten von Apatit in palinogenen Gesteinen ist nach TRÖGER (1969, 187) ein Hinweis auf dessen Para-Abstammung.

3.2.1

Fossilreiche Grobsande

Die ältesten Sedimente, die im Kartiergebiet anstehen, sind litorale Grobsande, die besonders durch ihren Gehalt an Makrofossilien auffallen. Sie stellen den Transgressionshorizont des unteren Ottnangien dar. Ihrer starken Fossilführung wegen waren sie schon früh Gegenstand geologischer Betrachtungen. Eine erste Bearbeitung geht auf SUESS (1891) zurück.

ABERER (1958, 46f) beschreibt grünbraune, grobkörnige Sande der Taufkirchener Bucht, die unmittelbar dem Grundgebirge aufliegen. Die Makrofauna der Sande und die Mikrofauna der pelitischen Einlagerungen weisen die Sande in das Untere Ottnangien. Diese Alterseinstufung wird auch von jüngeren Bearbeitern bestätigt und beibehalten.

FUCHS (1968, 51f in: FUCHS & THIELE 1968) gibt dem Sediment die Bezeichnung "fossilreicher Grobsand". Der lithologische Aufbau der Sande wird von ihm beschrieben.

Die wichtigsten Bearbeiter in neuerer Zeit waren RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973, 148ff in: PAPP et al. 1973). Sie wählen die Lokalität Rainbach als Faziesstratotypus des Ottnangiens. Dort finden sich umfassende Fossilisten der Sande sowie eine Zusammenstellung früherer Autoren.

WENGER (1987, 189) erwähnt, daß sich die bei RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973, 148ff) zusammengefaßten Aufschlüsse um Rainbach möglicherweise in zwei getrennte Horizonte gliedern lassen.

Die Verbreitung der fossilreichen Grobsande beschränkt sich auf den südlichen Teil der geologischen Karte. Ihr Auftreten ist im allgemeinen an Kristallinauftragungen gebunden, die im Norden, Westen und Süden des Rainbacher Beckens auftreten. Die Grobsande lagern in den obertägigen Aufschlüssen um + 390 m NN im Süden und um + 400 m NN im Norden.

Eine Mächtigkeitsangabe der fossilreichen Grobsande ist, von der schlechten Aufschlußbeschaffenheit abgesehen, problematisch, da es sich um ein Litoralsediment handelt, das stark vom älteren Relief abhängig ist. RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973, 150) nennen als Mächtigkeit der Faziesstratotypuslokalität westlich von Rainbach (diese Lokalität wird in dieser Arbeit als Aufschluß Zöhrer beschrieben) etwa 22 Meter.

Eine 900 Meter davon entfernte Brunnenbohrung des Stadtamtes Schärding (Abb. 3.3) durchteuft den Grobsand bis in eine Tiefe von 74 Metern unter Gelände. Die erbohrten Schichten sind ein hangender Grobsand, ein zwischengeschaltetes 43 Meter mächtiges

Tonmergelpaket und ein liegender, ebenfalls fossilreicher Grobsand. Für den unteren Grobsand läßt sich keine Mächtigkeit ableiten, da die Liegendgrenze nicht erbohrt wurde. Der obere Sandhorizont weist eine Mächtigkeit von etwa 20 Metern auf, nimmt man den Geländebefund ergänzend zum vorliegenden Bohrprofil.

Die weiter im Norden des Kartiergebiets ausstreichenden Grobsande besitzen ebenfalls eine Mächtigkeit von 20 Metern.

Die dem Grobsand eingelagerten pelitischen Bänke zeigen ein gemittelttes ($n=3$) Einfallen von 10° nach Nordwest (301°).

Petrographisch handelt es sich um einen braungrauen bis grüngrauen, grobkörnigen Sand mit deutlichem Feinkiesgehalt (Abb. 3.4). Den Hauptbestand der gröberen Fraktionen bildet Quarz sowie untergeordnet Feldspat. Die Feldspäte sind zumeist in frischem, unverwittertem Zustand. Erwähnenswert ist der Fund einer (einzigen) Phosphoritknolle ($\varnothing 0,6$ cm). Im Feinkornbereich ist teilweise viel Glimmer und Glaukonit enthalten. In den tieferen Partien, nahe der Diskordanzfläche, treten auch angerundete Granitgerölle ($\varnothing 5,0$ cm) auf. Die Komponenten der Sandfraktion sind gerundet bis angerundet. In den Sanden treten häufig Schrägschichtungsstrukturen auf (vgl. Kap. 3.2.3).

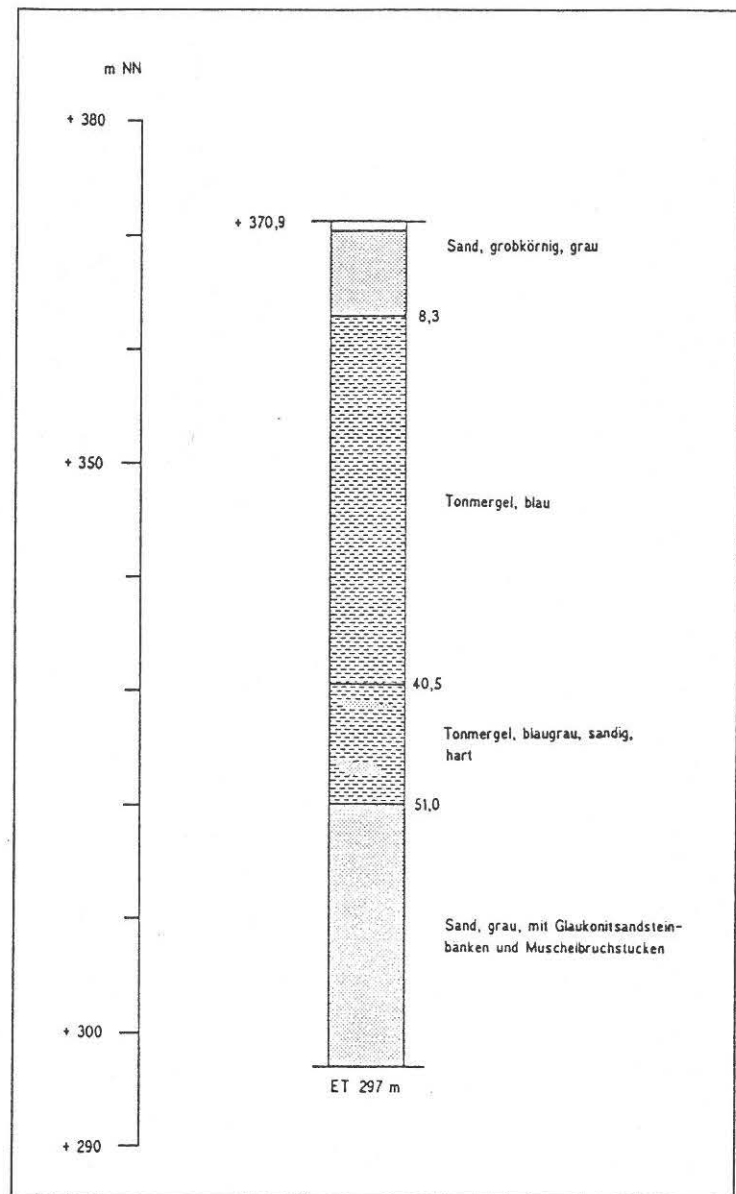


Abb. 3.3 Bohrprofil des Artesischen Brunnens in Rainbach. Die Profilaufnahme erfolgte 1963 durch F. WIESER. Eine zweite Bohrung wurde 1972 durchgeführt.

In unregelmäßigen Abständen sind die Grobsande von Tonmergelbänken durchzogen, die starken Mächtigkeitsschwankungen vom cm bis dm Bereich unterliegen. Die Tonmergel

sind auch zum Teil linsenförmig oder als Pelitklasten in die Sande eingelagert. Es sind graue, im trockenem Zustand hellgraue, stark tonige Schluffe mit einem Karbonatgehalt von 5,4 %. Nicht selten findet man die Sandlagen kalzitisch verbacken, was darauf hindeutet, daß mit der starken Wasserführung der Sande ein Teil des ursprünglich höheren Karbonatgehalts in den Peliten ausgewaschen wurde.

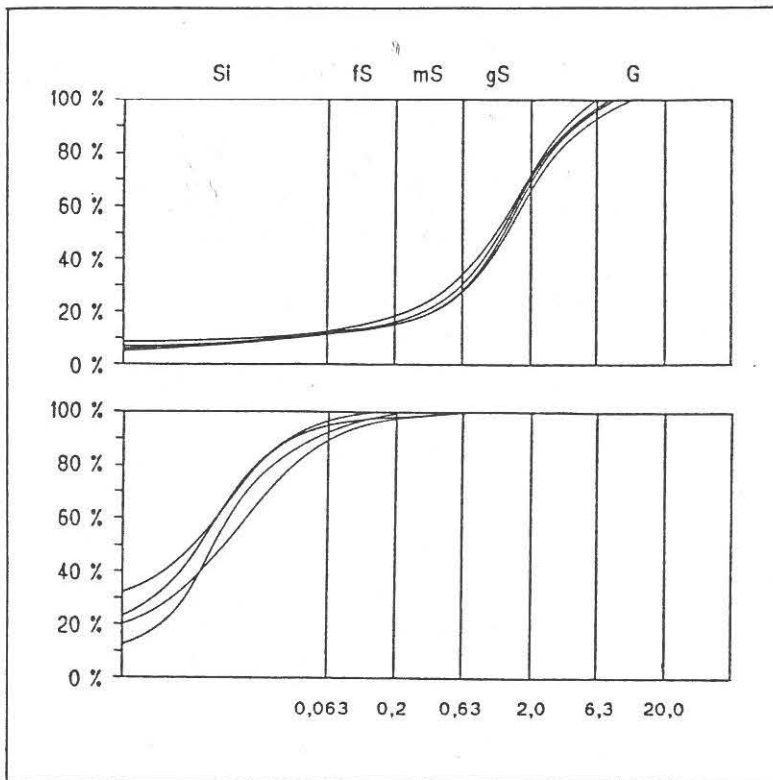


Abb. 3.4 Kumulative Korngrößenverteilungskurven der fossilreichen Grobsande. Oben: Grobsande. Unten: pelitische Zwischenlagen. Alle Proben entstammen dem Aufschluß Zöhler.

Das Schwermineralspektrum der fossilreichen Grobsande ist geprägt von einer alpinen Granat-Epidot-grüne-Hornblende Assoziation, die das Hauptmaximum bildet. Ein Nebenmaximum wird von Disthen und Staurolith aufgebaut. Grobsande wie auch die Pelitlagen weisen diese beiden Maximas auf. Jedoch besteht sonst ein deutlicher Unterschied (Abb. 3.5).

In der Schwermineralzusammensetzung der Grobsande (n=6) tritt zwar das alpine Granat-Epidot-grüne Hornblende Maximum (mit 55,6 %) auf, aber daneben zeigen sie noch ein charakteristisches Zirkon-Rutil-Turmalin Nebenmaximum (zusammen 14,4 %). Sie führen als Nebengemengteile wenig aber stetig Monazit, Sillimanit und Andalusit. Akzessorisch treten Brookit und Dumortierit auf. Der Schwermineralbestand der Grobsande zeigt also eine Überlagerung zweier Liefergebiete. Sicherlich ist der Granatgehalt (18,2 %) nicht allein alpiner Herkunft, da der in unmittelbarer Nähe anstehende Cordierit-Sillimanit Gneis nach BAUBERGER (1984, 34) Granat als Nebengemengteil führt. Aus der Mischung von Schwermineralien alpiner und moldanubischer Herkunft resultiert eine Mineralverteilung, die RITTER (1953, 71) ein "chaotisches Mineralbild" nennt. Dieses Mineralbild, typisch für die Litoralsedimente am Nordrand des Molassebeckens, ist nach ANDREE (1936, 110f) geeignet, diese Sedimente in stratigraphischer Hinsicht abzugrenzen.

In der Schwermineralzusammensetzung der pelitischen Zwischenlagen (n=4) sind Granat (33,4 %), Epidot (21,4 %) und grüne Hornblende (14,0 %) vorherrschend. Dies zeigt eine Zugehörigkeit zur GE(H)-Gesellschaft innerhalb der gesamten Molassesedimentation (vgl. GRIMM 1965, 35ff). Insgesamt zeigt die Schwermineralverteilung starke Übereinstimmung mit der pelitischen Beckenfazies des unteren Ottnangiens. Lediglich die als Nebengemengteile auftretenden Mineralien Zirkon (1,9 %) und braune Hornblende (1,2 %) entstammen einer geringen Interferenz des alpinen mit dem moldanubischen Liefergebiet.

	ZI	RU	TU	AN	DI	ST	SI	AD	EP	GR	grHB	brHB	blHB	MO	AP	BR	DU	RES	OP
Fossilreiche Grobsande / Sand Proben 1-4, 8-9 n=6	7,6	2,6	3,5	0,4	13,7	6,9	2,0	0,5	20,1	18,2	17,6	3,0	0,6	0,7	1,3	0,1	0,1	1,1	37,5
Fossilreiche Grobsande / Pelit Proben 5-7, 10 n=4	1,9	1,9	2,7	1,3	11,7	7,1	0,7	0,2	21,4	33,4	14,0	1,2	0,4	0,3	1,5	-	-	0,3	23,9

Abb. 3.5 Schwermineralverteilung in den fossilreichen Grobsanden. Die Zahlenwerte sind Prozentangaben. Die Gruppe RES enthält alle nicht identifizierbaren oder aggregatischen Körner.

Die GE(H)-Kombination setzt in Ostniederbayern ab dem unteren Ottnangien dauerhaft ein. In Oberösterreich verzögert sich das endgültige Vorherrschen dieser Schüttung noch bis ins Sarmatien. Es treten allerdings auch schon im Ottnangien bis Badenien ausgesprochene GE(H)-Sedimente auf (RITTER 1953, zitiert in: GRIMM 1965, 37).

Bei der ruhigen Sedimentation der pelitischen Lagen erfolgte eine überwiegende Zulieferung der klastischen Komponenten aus dem alpinen Raum bis hin zum unmittelbaren Beckennordrand. Die Ablagerung der Grobsande in einer höherenergetischen Umgebung bewirkte zusätzlich zum alpinen Detritus eine Aufarbeitung oder Umlagerung von moldanubischem Material. Denkbar wäre auch eine direkte Schüttung aus dem Bereich des moldanubischen Kristallins. Eine derartige fluviatile Schüttung würde ein entsprechend humides Klima voraussetzen.

Der Fossilreichtum der Sande wurde schon erwähnt und kommt auch in der Schichtbezeichnung zum Ausdruck. Im Aufschluß nördlich von Rainbach konnte ohne Mühe eine Vielzahl von Ostreen, Pectiniden sowie Anthozoa aufgesammelt werden. Zusätzlich finden sich Bryozoa und Balaniden. RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973, 152f) veröffentlichen eine genaue Zusammenstellung der bekannten Makro- und Mikrofauna aus den fossilreichen Grobsanden. Sie berücksichtigen auch Faunenlisten früherer Bearbeiter (z.B. KÜHN 1965). Aus den Faunen leiten RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973), wie auch schon ABERER (1958, 46) eine stratigraphische Stellung im unteren Ottnangien ab.

Die Arten und Vergesellschaftung der Makrofauna weisen auf ein ufernahes, litorales Biotop hin (RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL 1973, 151).

Die Makrofossilien liegen zumeist regellos in den Sanden verstreut oder treten als Lumachellenbänke auf.

Von GRILL & WALDMANN (1951 zitiert in: FUCHS 1968, 52) wurde die Mikrofauna der Tonmergelzwischenlagen untersucht. Sie konnten ein Faunenbild mit Vorherrschen von *Robolus inornatus* (D'ORBIGNY) feststellen. Die Gattung *Robolus* ist leitend für das untere Ottnangien.

WENGER (1987) konnte mit Hilfe mikropaläontologischer Untersuchungen in Ostniederbayern das untere Ottnangien zweiteilen. Bereits HAGN (1960) trennt das siltig-tonige Schichtpaket des unteren Ottnangiens in einen tieferen, sandreichen Horizont, der Sandmergelstufe, und einen höheren Teil, den Neuhofener Mergeln. WENGER (1987, 187ff) bemerkt zudem einen deutlichen faunistischen Unterschied in den zwei lithologischen Einheiten und benennt das Liegende als "Untersimbacher Schichten", welche den tiefsten Teil des unteren Ottnangiens vertreten.

Die im ostniederbayerischen Raum vorgenommene Zweiteilung des Unterottnangiens wird auch für die stratigraphischen Verhältnisse der fossilreichen Grobsande in der Taufkirchener Bucht bedeutsam. Die Grobsande der Lokalität Rainbach entsprechen als Litoralbildungen den Neuhofener Schichten. Die Grobsande von Höbmansbach, etwa 2,5 km südwestlich von Rainbach, schließen einen tieferen Horizont auf, der den Untersimbacher Schichten gleichzusetzen ist (WENGER 1987, 189).

In der schon erwähnten Brunnenbohrung Rainbach (Abb. 3.3) zeigt sich diese Teilung in zwei getrennte Sandhorizonte. Der obere Horizont im Profil entspricht demnach dem Grobsand von Rainbach, der untere dem Grobsand von Höbmansbach. In der pelitischen Zwischenschicht könnte der lithologische Wechsel bei Bohrmeter 40,5 die Trennung zwischen unterem und mittlerem Ottnangien sein. Eine andere Deutung dieses Profils stammt von GOLDBRUNNER (1984, 99). Er hält es für möglich, daß die liegenden Sande zur Puchkirchener Serie des Egerien gehören, also Äquivalente der Linzer Sande sind.

Der paläontologische Befund rechtfertigt, neben den lithofaziellen Gegebenheiten, die stratigraphische Einstufung der fossilreichen Grobsande in das Untere Ottnangien. Durch den Vergleich mit Ostniederbayern lassen sich die Grobsande der Lokalität Rainbach in das obere Unterottnangien stellen.

Aufschlüsse

1 Ehemalige Sandgrube bei Zöhrer. 1200 Meter westlich von Rainbach, südwestlich der Straßenkreuzung nach Wienering. Typlokalität nach RÖGL, SCHULTZ & HÖLZL (1973 in: PAPP et al. 1973). (R: 42 12400 H: 53 69325; + 395 m NN)

3 Meter Wechselfolge im cm bis dm Bereich aus Grobsandlagen und Tonmergelbänken. Die Grobsande sind feinkiesig und führen stellenweise Pelitklasten. Die Farbe ist graugrün. Es sind deutliche Schrägschichtungsstrukturen vorhanden. Fossilfunde:

Pectiniden, Ostreen. Die grau(-blauen) Pelitlagen zeigen eine starke Feinsandlamination, die auch linsenförmig verdickt auftritt. Die mächtigeren Bänke liegen 287/10, 330/10, 286/11. Die Pelite sind weitgehend entkalkt. Nach unten zu nimmt Anzahl und Mächtigkeit der Tonmergeleinschaltungen ab. Wenige Meter südwestlich der Sandgrube findet sich Schärddinger Granit anstehend.

2. Fischteich bei Steinert. Etwa 100 Meter östlich der Häuser im Wald. Im Sommer ist der Teich eingefüllt ! (R: 46 13300 H: 53 70975; + 425 m NN)

Der Aufschluß zeigt die Transgressionsfläche Kristallin-fossilreiche Grobsande. Im tiefsten Teil ist Kristallin aufgeschlossen. Das Kristallin weist ein welliges Relief auf. Diskordant folgt ein stark grobsandiger Kies mit kantigen bis angerundeten Kristallingeröllen, aber auch Pelitklasten (\varnothing 2,0 cm). In den Kiesen viele Schalenbruchstücke von Pectiniden und daneben Balaniden. Auch Reste feinschaliger Bivalven. Gerölle mit Bryozoenumkrustung. Nach 25 cm über der Diskordanzfläche setzt pelitische Fazies ein.

3. Hanganriß nördlich von Rainbach. An westlichen Ortsende beim Wasserwerk 150 Meter nach Norden. (R: 46 13275 H: 53 69675; + 390 m NN)

1 Meter Grobsand-Tonmergel Wechselfolge. Ergiebigster Fossilfundpunkt; zusätzlich zu den schon erwähnten Fossilien fanden sich hier zusätzlich noch Anthozoa. Grüngraue, feinkiesige Grobsande und hellgraue Tonmergel. Grobsande sind ungeschichtet. Der CaCO_3 -Gehalt der Pelite liegt bei 5,4 %.

4. Bacheinschnitt. Von Boxruck (Ortbauer) die Straße nach Steinert entlang. Nach 150 Metern beginnt der Einschnitt. (R: 46 13350 H: 53 70450; + 410 m NN)

Längs des Bacheinschnitts die Grobsand-Tonmergel Wechselfolge. Grobsande sind stellenweise konkretionär verbacken. Typisch auch für die Aufschlußverhältnisse in anderen Bächen.

5. Bacheinschnitt. 300 Meter dem Bach durch Hingsham ab Ortsende entlang, dann östlicher Seitenbach. (R: 46 13750 H: 56 71075; + 430 m NN)

Transgressionsbereich. 0,5 Meter brauner Mittelsand, grobsandig. Der Sand zeigt keine Schichtung. Etwas unterhalb ist Kristallin aufgeschlossen. Der Kontakt war leider verwachsen. Dem Einschnitt aufwärts findet sich nach etwa 30 Metern der Blätterschlier anstehend.

Im Süden des Kartiergebiets, noch über die Verbreitung der fossilreichen Grobsande hinaus, liegen die pelitischen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse. Diese Pelite gehen ohne Schichtlücke aus den fossilreichen Grobsanden hervor.

ABERER (1958, 56; 1960, 11) erwähnt das Vorkommen der Oberen Meeresmolasse um Hingsham. Wegen der dünn-schichtigen Ausbildung der Pelite, die auf den Schärding-Taufkirchener Raum beschränkt ist, bezeichnet er sie als Blätterschlier.

Eine eingehende Beschreibung der miozänen Meeresablagerung zwischen Rainbach und Hingsham findet sich bei FUCHS (1963; 1968, 52).

Für UNGER (1985, 42) weist dieses Sediment deutliche Anklänge an das mittlere Ottnangien auf, so daß er es lithologisch und stratigraphisch für ein Übergangssediment zwischen unterem und mittlerem Ottnangien hält¹. Er bezeichnet diese Schicht als "Tonmergel bis Sandmergel".

Im folgenden wird der Bezeichnung Blätterschlier, wie sie ABERER (1958, 56) vornimmt, der Vorzug gegeben. Die Bezeichnung wird nur im Sinne einer Kartiereinheit verstanden, da sich der Übergang vom unteren ins mittlere Ottnangien nicht lithologisch nachvollziehen läßt.

Es ist durchaus klar, daß dadurch auch die Problematik der faziellen Bezeichnung Schlier als stratigraphischer Begriff auftaucht, die seit NEUMAIER & WIESENER (1939, 183) diskutiert wird (vgl. auch RITTER 1953, 22).

Hauptverbreitung im Kartiergebiet findet der Blätterschlier vom Pitzenberg hinab zum Rainbacher Becken. Von dort reicht er noch bis zum südlichen Blattrand. Nördlichste Verbreitung hat er längs des Wallenshamer Tales. Anstehend erreicht der Blätterschlier westlich von Salling mit seiner Oberkante + 490 m NN. Die tiefsten obertägigen Aufschlüsse liegen bei Zöhrer um + 400 m NN.

Es ergibt sich für diesen Schichtkomplex eine vertikale Mächtigkeit von annähernd 90 Meter. Diese maximale Mächtigkeit wird dadurch erreicht, daß der auch heute noch vorhandene tiefe Taleinschnitt von Rainbach eine schon prätertiäre Beckenstruktur gewesen sein muß. Demzufolge nimmt die Mächtigkeit des Blätterschliers nach Norden zu ab. UNGER (1985, 42) ermittelt eine Mächtigkeit von 40 Metern für den Blätterschlier. Diese Angabe gilt auch für die durchschnittlichen Mächtigkeiten im nördlichen

¹ Es soll der Hinweis nicht fehlen, daß das Sediment makroskopisch starke Ähnlichkeit mit den Blättermergels des mittleren Ottnangiens in Ostniederbayern hat. Darauf weisen auch UNGER (1985, 44) sowie W. WENGER (frdl. mdl. Mitt.) übereinstimmend hin.

Verbreitungsgebiet innerhalb der Kartiergrenzen.

Nach FUCHS (1963) zeigt der Blätterschlier ein leichtes Einfallen nach Süden. Im Aufschluß Salling liegen die Schichten mit 190/7 (n=5).

Der Blätterschlier ist ein grauer oder grünlichgrauer, abschnittsweise blaugrauer Tonmergel mit deutlichem Glimmergehalt. Die Korngrößenverteilung zeigt, daß es sich um einen Schluff mit wechselnden Gehalten an Feinsand und Ton handelt (Abb. 3.6), wobei der Tongehalt stets unter 25 % liegt.

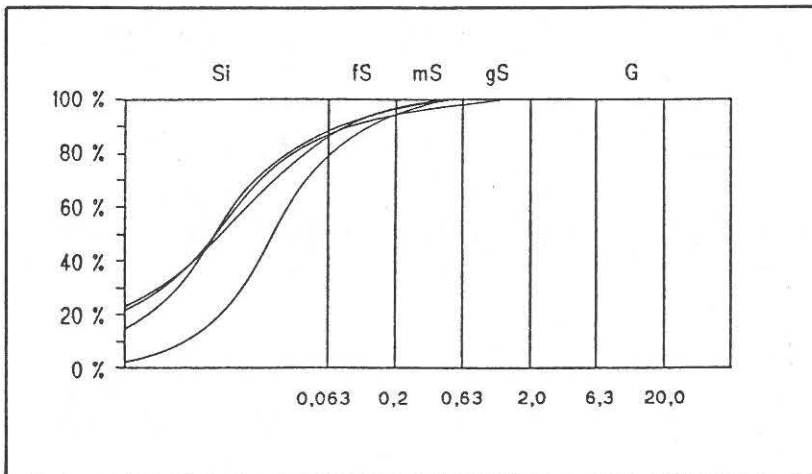


Abb. 3.6 Kumulative Korngrößenverteilungskurven des Blätterschliers. Die Proben entstammen den Aufschlüssen Salling und Steinert.

Die Tonmergel haben im trockenen Zustand eine hellgraue Farbe. Der Karbonatgehalt liegt bei 20,6–23,7 % CaCO_3 . Bei den Karbonatmineralien, die der Schwermineralgruppe angehören, fanden sich Dolomit und Siderit.

Feinsande treten als dünne Lagen und Linsen, sowie als feiner Belag der Schichtflächen auf. Es können sich auch mächtigere (etwa 3 cm dicke) Mittelsandlinsen einschalten, die dann reichlich (umgelagerte) Makrofossilien führen.

Durch den hohen Karbonatgehalt entstehen sekundär knollige Konkretionen, die in den meisten Aufschlüssen zu sehen sind. Im Gelände lassen sich Kalksinterabsätze an Quellaustritten beobachten, die sich durch das stark karbonathaltige Wasser bilden.

Das Schwermineralbild des Blätterschliers dominiert deutlich die alpin geschüttete GE(H)-Kombination (Abb. 3.7). Die drei Mineralien Granat, Epidot und grüne Hornblende bilden mit einem Anteil von 74,0 % (Aufschluß Salling, n=4) an der Schwermineralzusammensetzung das Hauptmaximum. Ein Nebenmaximum wird von Disthen und Staurolith (zusammen 14,0 %) gebildet. Weitere Mineralien treten kaum oder nur akzessorisch auf (Zirkon, Rutil, Anatas, Turmalin, Apatit, Sillimanit).

Im Aufschluß Steinert ist ein geringer, aber deutlicher moldanubischer Einfluß zu erkennen, der sich in einem kleinen Zirkon-Turmalin-Rutil Nebenmaximum, mit 3,5 % Anteil niederschlägt (Aufschluß Steinert, n=2).

Der gewichtsmäßige Schwermineralgehalt des Blätterschliers ist äußerst gering.

	ZI	RU	TU	AN	DI	ST	SI	AD	EP	GR	grHB	brHB	blHB	MO	AP	RES	OP
Blätterschlier / Steinert Proben 11-12 n=2	5,3	1,8	2,4	0,4	6,9	7,1	-	-	21,2	32,1	20,7	1,4	0,9	0,5	-	-	18,6
Blätterschlier / Salling Proben 14-17 n=4	1,0	1,0	1,3	1,0	12,5	4,5	0,2	-	25,7	35,2	16,1	-	-	-	0,2	1,4	19,1

Abb. 3.7 Schwermineralverteilung des Blätterschliers. Die Zahlenwerte sind Prozentangaben. Die Gruppe RES enthält alle nicht identifizierbaren oder aggregatischen Körner.

Der Blätterschlier geht im südlichen Verbreitungsgebiet konkordant aus den fossilreichen Grobsanden hervor. Im Verbreitungsgebiet im Bereich des Wallenshamer Tales liegt er direkt auf dem kristallinen Sockel. Transgressionsbildungen sind hier nicht mehr zu beobachten.

Die wichtigste Zusammenstellung der Faunen aus den pelitischen Sedimenten des Ottnangiens findet sich bei ABERER (1958, 49ff). Der Blätterschlier im Untersuchungsgebiet ist nach ABERER (1958, 56f) aufgrund seiner Mikrofauna in das untere Ottnangien zu stellen. Die Mikrofauna ist charakterisiert durch das häufige Auftreten von *Robolus inornatus* (D'ORBIGNY).

UNGER (1985, 43) veröffentlicht eine von H. RISCH bestimmte Mikrofaunenliste aus diesem Sediment. Er stellt dabei eine spärliche, arten- und individuenarme Mikrofauna fest.

Schlammproben aus dem Aufschluß bei Salling erbrachte folgende, von W. WENGER freundlichst bestimmte Mikrofauna:

Foraminifera

- Spiroplectammina pectinata* (REUSS)
- Robolus inornatus* (D'ORBIGNY)
- Stilostomella perscripta* (EGGER)
- Elphidium flexuosum flexuosum* (D'ORBIGNY)
- Elphidium flexuosum subtypicum* PAPP
- Elphidium macellum* (FICHTEL & MOLL)
- Elphidium hauerinum* (D'ORBIGNY)
- Elphidium glabratum* CUSHMAN
- Elphidiella minuta* (REUSS)
- Porosonion granosum* (D'ORBIGNY)
- Florilus communis* (D'ORBIGNY)
- Pullenia quinqueloba* (REUSS)

Ammonia beccarii (LINNE)
Globigerina praebulloides praebulloides BLOW
Globigerina ciperoensis ottnangensis RÖGL
Globigerina dubia EGGER
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Cibicoides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Hanzawaia boueana (D'ORBIGNY)

Ostracoda

Cytheridea ottnangensis (TOULA)
Costa reticula (REUSS)

Neben den bestimmten Arten fanden sich noch etliche Schwammnadeln.

Diese Fauna spricht nach W. WENGER (frdl. mdl. Mitt.) für oberstes Unterottnangien und zwar in einer küstennahen Fazies der höheren Neuhofener Schichten (dies sind die ostniederbayerischen Schichtglieder, die dem Robolusschlier s. str. entsprechen). Der Ablagerungsraum sollte das obere Neritikum mit einer Meerestiefe bis zu 50 Metern sein.

Eine weitere Schlämmprobe aus diesen Aufschluß wurde von CH. RUPP bestimmt. Diese brachte eine Diatomeenfauna zum Vorschein (frdl. mdl. Mitt.). Diatomeen waren auch in den untersuchten Schwermineralpräparaten nicht selten. Zieht man in Betracht, daß die EGGER'schen Diatomeenmergel von Habühl (vgl. UNGER 1984b, 94f)) dem mittleren Ottnangien angehören, zeigt der Blätterschlier hierin bereits deutliche Anklänge an das Mittelottnangien. Zudem ist die von CH. RUPP bestimmte Foraminiferenfauna typisch für das mittlere Ottnangien.

Die Tonmergelabfolge des Blätterschliers entwickelt sich aus den fossilreichen Grobsanden des unteren Ottnangiens. Die Sedimentation setzt sich kontinuierlich in das mittlere Ottnangien fort. Da sich diese Grenze lithologisch nicht äußert, konnte in der Karte keine Trennung vorgenommen werden.

Aufschlüsse

6. Große Mergelgrube bei Salling. 500 Meter westlich der Ortschaft. Befindet sich noch im Abbau. (R: 46 14000 H: 53 71425; + 470 m NN)
10 Meter frische, hellgraue und teilweise blaugraue Tonmergel. Die Tonmergel weisen einen Karbonatgehalt von 22,5 % bzw. 23,4 % auf. Die ss-Flächen der Pelite tragen einen

glimmerreichen Feinstsandbelag. Diese Sandschmitzen können Bruchstücke dünnchaliger Muscheln führen. Der Schlämmrückstand der Pelite ist reich an Mikrofossilien. Die Pelitbänke liegen 185/5, 210/5, 190/9, 190/7, 175/8. Bemerkenswert ist die starke tektonische Beanspruchung der Tonmergel, die eine starke Klüftigkeit hinterlassen hat.

7. Mergelgrube nahe Steinert. Nach dem Ortsende von Hingsham gegen Rainbach bei den ersten Häusern 50 Meter nach Westen über den Acker. (R: 46 13500 H: 53 70950; + 440 m NN)

5 Meter graugrüne Tonmergel. Deren Karbonatgehalt liegt bei 20,6 %. Sehr enge Feinsandlamination in den Pelitlagen. Die Feinsande führen viel Glimmer. Etliche Mittelsandlinsen mit Dicken von 1-3 cm und einer lateralen Ausdehnung von 50-60 cm sind eingeschaltet. Die Komponenten der Sande sind gerundet bis angerundet. Diese führen Makrofossilien wie Anthozoa und Bivalven. Es können auch Grabbauten fossiler Organismen beobachtet werden.

8. Bachanschnitt. Beginnend etwa 250 Meter nordöstlich der Ortschaft Haselbach. (R: 46 12700 H 53 70150; + 430 m NN)

Längs des Bachs sind die Tonmergel aufgeschloßen. Sie sind weitgehend entkalkt und erscheinen durch die Verwitterung besonders blättrig. Dieser Aufschluß ist typisch auch für weitere Bachanschnitte, in denen Blätterschlier zutage tritt.

9. Verwachsene Mergelgrube. An der nördlichen Böschung der Fischteiche im Wald nordwestlich von Wallensham. (R: 46 11375 H: 53 72800; + 440 m NN)

Kleiner Hanganriß in dem entkalkter Tonmergel ansteht. Bemerkenswert ist, daß 50 Meter den Graben nach Westen entlang der Schlier unmittelbar dem Perlgnais auflagert. Es haben sich hier also keine fossilreichen Grobsande ausgebildet.

3.2.3 Faziesentwicklung im unteren bis mittleren Otnangien

In den Aufschlüssen des Kartiergebiets läßt sich die Transgression des Otnangiens dokumentieren. Das Molassemeer reicht zu dieser Zeit weit über die nördliche Verbreitung älterer Strandlinien hinaus (vgl. BRAUMÜLLER 1961). Es greift dabei auf das durch kristalline Gesteine aufgebaute Küstengebiet über. Die Kornverfeinerung, der Trend zur schlechteren Sortierung sowie die Änderung der Lithologie vom Geröllhorizont der Diskordanzfläche über kiesige Grobsande zu tonigen Schluffen und das generell marine Milieu weisen auf eine typische Transgressionsabfolge hin (VISHER 1965, 54ff).

Analysiert wurde die Lithofazies dreier Aufschlüsse im Hinblick auf texturale und sedimentäre Strukturen. Von den Sanden und Peliten sind 14 Korngrößenanalysen durchgeführt worden, um so mit Hilfe der granulometrischen Parameter Aussagen über die sedimentäre Umgebung zu treffen. Als weitere Methoden zur Faziesinterpretation wurden die CM-Norm nach PASSEGA (1964) und PASSEGA & BYRAMJEE (1969) und die Analyse der Kornsummenkurve im Wahrscheinlichkeitsdiagramm verwendet. Die Betrachtung der Schwermineralverteilungen konnte die gewonnenen Ergebnisse unterstützen.

Sedimentäre Strukturen (Taf. 2)

Aufschluß Zöhler

Der Aufschluß zeigt 5-15 cm mächtige, feinkiesige Mittel- bis Grobsandlagen. Diese Sandbänke sind entweder massig und strukturlos oder planar schrägschichtet, wobei auch keilförmige Schrägschichtung auftritt. Die einzelnen Schrägschichtungseinheiten tragen teilweise einen Pelitbelag (mud drapes), der von mm- bis cm Dicke anschwellen kann oder sind durch gerundete Pelitklasten nachgezeichnet. Diese Erscheinungen sind aber nicht die Regel. Das Einfallen der Schrägschichtungseinheiten in getrennten Sandbänken kann gegensätzlich gerichtet sein (entweder Südost oder Nordwest). Massige und strukturlose Sandbänke treten bevorzugt in tieferen Bereichen des Aufschlusses auf. In den Sandbänken finden sich regellos eingelagert Bruchstücke grobschaliger Bivalven (Pectiniden, Ostreen).

Die Sandbänke sind getrennt durch tonig, feinsandige Schlufflagen. Deren Mächtigkeit liegt im cm- bis dm Bereich. Den Schlufflagen sind dünne Feinsandlinsen eingelagert, die lateral rasch auskeilen. Aus besonders stark feinsandig laminierten Schlufflagen, die dann im Hangenden einen welligen Kontakt zur folgenden Sandbank zeigen, gehen zumeist mud drapes hervor.

Die beschriebene Wechselfolge, die dem marinen Milieu entstammt, ist bezeichnend für

Ablagerungen der Übergangszone (transition zone) vom engeren Küstenbereich zum Beckenbereich (REINECK & SINGH 1986, 373f).

Die lithologische Ausbildung einer Übergangszone ist sowohl von der energetischen Situation der Küste als auch von der Verfügbarkeit und Körnung des Ausgangsmaterials stark abhängig. Nach REINECK & SINGH (1986, 373) ist die Grenze der Übergangszone dadurch definiert, daß sie nicht mehr vom mittleren Wellengang erreicht wird.

In der Kartierung wurde die Grobsand-Pelit Wechselfolge der Übergangszone noch zu den fossilreichen Grobsanden gestellt.

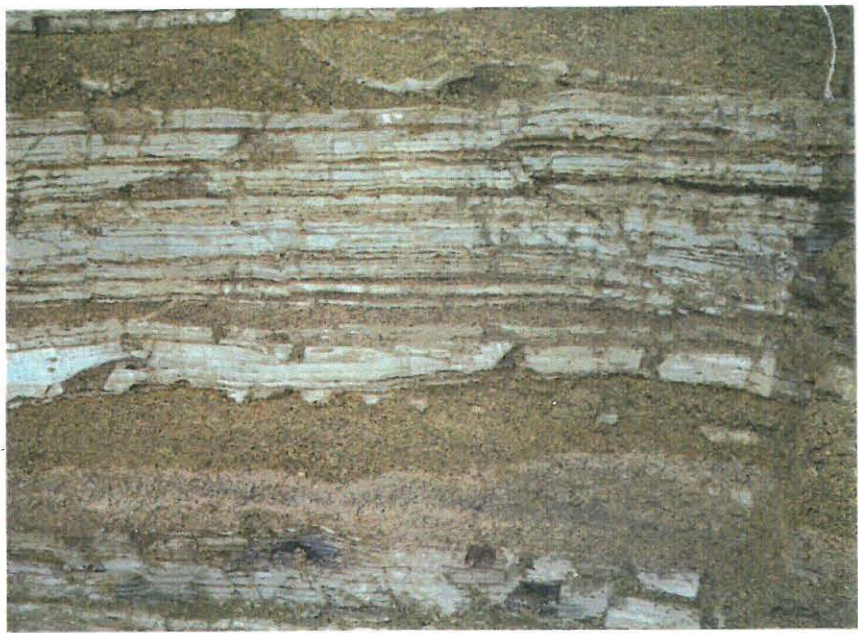
Die Interpretation der sedimentären Strukturen weist die Sandlagen als submarine Sandbänke aus. Die Sedimente müssen bei beträchtlichen Strömungen abgelagert worden sein, zieht man den hohen Feinkiesanteil der Sande in Betracht. Die Schrägschichtung der einzelnen Sandlagen stellen die Vorschüttungseinheiten der Sandrippel dar. Deren entgegengesetztes Einfallen in (getrennten) Sandlagen (herring bone bedding) entspricht verschiedenen Richtungen des Sedimenttransports (TUCKER 1985, 33f). Desweiteren weisen die Mud drapes und Pelitklasten auf den Vorschüttungsschichten nach FAUPL & ROETZEL (1987, 441) auf eine Gezeitenaktivität hin.

Aufschluß Steinete

Die pelitische Fazies überwiegt in diesem Aufschluß bei weitem. Die Grob- bis Mittelschluffe sind durch dünne Feinsandlinsen im mm-Bereich laminiert. In diese Abfolge schalten sich wenige Zentimeter dicke Mittelsandlinsen ein.

Diese Schluff-Feinsand Lamination kennzeichnet nach REINECK & SINGH (1986, 395) Sedimente des Schelfbereichs. Die beschriebenen Sandlagen weisen einen leicht rippelförmigen Hangendkontakt zur folgenden Tonmergelbank auf. Es scheint demnach noch eine deutliche Beeinflußung durch Strömungen vorhanden gewesen zu sein.

Folgende Farbseite (Tafel II) : Oben Links : Transgressionsfläche. Über dicht gelagertem Kristallinersatz folgt eine Geröllage mit kantigen bis angerundeten Kiesen (Aufschluß 2). Oben Rechts (Bildunterkante 75 cm) : Schichtungsbänder lösen sich aus der pelitischen Lage (Aufschluß Zöhler). Mitte (Bildunterkante 80 cm) : Grobsand-Pelit Wechselfolge. Pelitklasten zeichnen Schrägschichtung nach (Aufschluß Zöhler). Unten Links (Bildunterkante 20 cm) : Fossilführende gut sortierte Mittelsande im Blätterschlier (Aufschluß Steinete). Unten Rechts : Tektonisch stark zerrütteter Blätterschlier (Aufschluß Salling).



Aufschluß Salling

Die gesamte Aufschlußmächtigkeit wird von der pelitischen Fazies eingenommen. Dünne Feinsandlagen sind den Schluffen eingelagert. Ihre Dicke liegt im mm-Bereich. Mächtigere Sandlagen fehlen völlig.

Mit diesem Aufschluß wird nun der Beckenbereich mit einer überwiegend schlammigen Sedimentation erreicht. Eine mächtigere sandige Fazies fehlt. Die sandige Lamination kann als ein dünner, durch leichte Strömungen bewegter Sandkörper gedeutet werden.

Granulometrie

Die Ermittlung der granulometrischen Parameter beruht durchweg auf den bei MARSAL (1979, 15ff) dargestellten Berechnungsverfahren. Das Mean (\bar{x}) ist das arithmetische Mittel der Kornsummenkurve. Als Stützpunkte bei der Berechnung wurden die Phi-Werte von 10Φ bis -9Φ zugrundegelegt.

Die Standardabweichung (σ) dient zur näheren Kennzeichnung von Verteilungen. Sie beschreibt die Variabilität. In Anlehnung an FRIEDMAN (1962 zitiert in: FOLK 1966, 84) kann über diesen Parameter der Sortierungsgrad festgelegt werden:

< 0,35	Phi	sehr gute Sortierung
0,35-0,50	Phi	gute Sortierung
0,50-0,80	Phi	mäßig gute Sortierung
0,80-1,40	Phi	mäßige Sortierung
1,40-2,00	Phi	schlechte Sortierung
2,00-2,60	Phi	sehr schlechte Sortierung
> 2,60	Phi	extrem schlechte Sortierung

Die Schiefe (α_3) beschreibt den Grad der Abweichung der Häufigkeitsverteilung von der symmetrischen Form. Bei positivem Vorzeichen überwiegt der Feinantell, bei negativem Vorzeichen der Grobanteil im Sediment (FOLK 1966, 85).

Ein weiteres Kennzeichen von Verteilungen ist die Kurtosis (α_4), die Gipfeligkeit. Sie beschreibt das Verhältnis der Streuung in den zentralen Teilen der Verteilungen zu der Streuung in den Endteilen. Es werden i.d.R. flachgipfelige (platykurtic) Kurven mit $\alpha_4 < 3,00$ von steilgipfeligen (lepidikurtic) Kurven mit $\alpha_4 > 3,00$ unterschieden (KOLDIJK 1968, 65).

In der Abb. 3.8 werden die ermittelten Parameter dargestellt. Es zeigt sich, daß die arithmetischen Mittelwerte (\bar{x}) der Pelite überwiegend zwischen 6Φ und 7Φ liegen. In den drei Aufschlüssen ist jeweils eine Kornverfeinerung nach oben zu erkennen. Ein Trend zur Kornverfeinerung zeigt sich auch in der sandigen Fazies.

Die Standardabweichungen (σ) zeigen für die Pelite schlechte bis sehr schlechte Sortierung an. Die Sortierung in den Sanden schwankt zwischen schlecht und extrem schlecht. Im Aufschluß Steinert hat die Sandlage eine mäßig gute Sortierung.

Die Schiefewerte (α_3) der Pelite liegen im Bereich um 0,00 Φ mit leichter Tendenz zur positiven Seite. Die Schiefewerte der Sande dagegen liegen zwischen + 2,50 Φ und + 1,00 Φ , es überwiegt also der Feinanteil. Hohe Schiefewerte wie in den Sanden sind ein Anzeiger für Bereiche mit hoher sedimentärer Aktivität (FOLK 1966, 86).

		\bar{x}		σ		α_3		α_4	
Probe Ort		S	P	S	P	S	P	S	P
14	Sa		7,12		2,10		0,00		2,05
13	Sa		6,26		1,83		0,27		2,76
12	Sa		6,48		2,26		-0,10		2,56
11	Sa		6,19		1,76		0,20		2,68
10	St		6,49		2,28		-0,20		2,38
9	St	1,05		0,80		1,63		7,77	
8	St		4,94		1,60		0,29		3,25
7	Zö		6,88		1,88		0,12		2,06
6	Zö	-0,30		2,11		2,24		10,40	
5	Zö		6,49		1,92		0,23		1,64
4	Zö	-0,70		2,32		2,46		10,60	
3	Zö	-0,80		1,95		1,12		4,03	
2	Zö		6,35		2,33		0,21		0,82
1	Zö	-0,60		1,74		1,32		5,54	

Abb 3.8 Granulometrische Parameter. Bestimmt wurden das arithmetische Mittel \bar{x} , die Standardabweichung σ , die Schiefe α_3 und die Kurtosis α_4 . Es entstammen die Proben 1-7 dem Aufschluß Zöhler (Zö), 8-10 dem Aufschluß Steinert (St) und 11-14 dem Aufschluß Salling (Sa). Die Proben wurden in der Tabelle getrennt in Sande (S) und Pelite (P).

CM Diagramm

Die Verwendung der CM-Norm wurde von PASSEGA (1957, 1964) eingeführt. Sie ist eine graphische Darstellungsmethode mit der Ablagerungsräume und Transportarten eines Sediments analysiert werden können. Dabei wird der Median M (= 50 %-Wert) gegen den C-Wert (= **grober** 1 %-Wert) aufgetragen. Nach Lage der Probenpunkte im Diagramm kann auf den Ablagerungsraum geschlossen werden. In einer späteren Weiterentwicklung werden Bereiche im Diagramm eingeführt, die zusätzlich Aussagen über die Transportart gestatten (PASSEGA 1964). Desweiteren wurden Klassen innerhalb des Diagramms entwickelt, mit denen die Transportarten näher beschrieben werden können (PASSEGA & BYRAMJEE 1969).

Trägt man die Proben der Pelite in das CM Diagramm ein, so stellt man fest, daß die Probenpunkte in einem Feld (gerastert) zu liegen kommen (Abb. 3.9).

Dieses Feld entspricht als Ablagerungsraum einem Bereich geringer Wasserströmung und Wellenaktivität, der "quiet water suspension deposits". Die Pelite wurden teils als "uniform suspension", teils als "pelagic suspension" transportiert.

Der Unterschied zwischen den beiden Transportarten ist nicht tiefenabhängig, sondern es liegen verschiedene Transportweiten zugrunde (PASSEGA 1964, 835f). Als trennende Linie ist $C = 150 \mu$ zu sehen. Es ergibt sich hierin eine gewisse Zweiteilung der Proben.

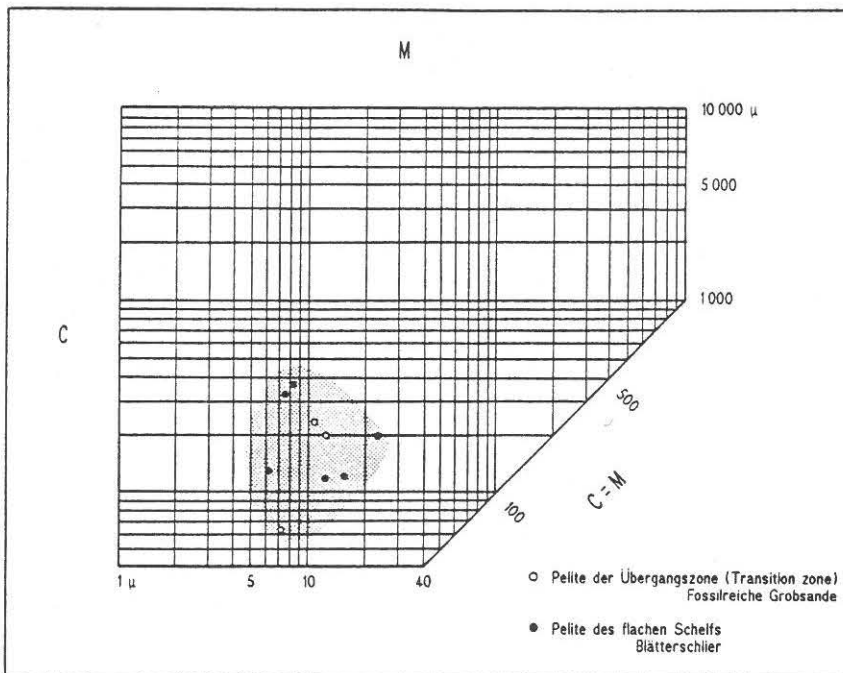


Abb. 3.9 CM Diagramm nach PASSEGA (1964).

Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz

Im Wahrscheinlichkeitsnetz wird die Abszisse logarithmisch, die Ordinate nach dem Gauß'schen Integral geteilt. Eine logarithmisch normalverteilte Summenkurve würde in diesem Netz eine Gerade erzeugen. Sind in einer Häufigkeitsverteilung weitere lognormale Subpopulationen enthalten, werden diese ebenfalls als Geraden abgebildet. VISHNER (1969) bezog nun die Subpopulationen, die in den meisten Korngrößenverteilungen vorhanden sind, auf die verschiedenen Transportarten. Es werden rollender, springender und schwebender Transport unterschieden, wobei der rollende Anteil nochmals unterteilt ist. Die Steigung der Geraden im Wahrscheinlichkeitsnetz zeigt die Sortierung an. In einer umfangreichen Untersuchung von ROETZEL et al. (1983) wurde diese Methode zur Faziesanalyse verwendet. Dabei ist zu beachten, daß nicht jede Kornsummenkurve eindeutig interpretierbar ist.

Stellt man die Kornsummenkurve in einem Wahrscheinlichkeitsnetz dar (Abb. 3.10), verfügt man über eine gute Möglichkeit, die Ablagerungsbedingungen zu rekonstruieren.

In der Übergangszone (transition zone) und im Beckenbereich werden die Ablagerungen einerseits durch starke Strömungen und Wellengang beeinflusst, andererseits herrschen im zeitlichen Wechsel Ruhigwasserbedingungen. Kurven derartiger Ablagerungsräume

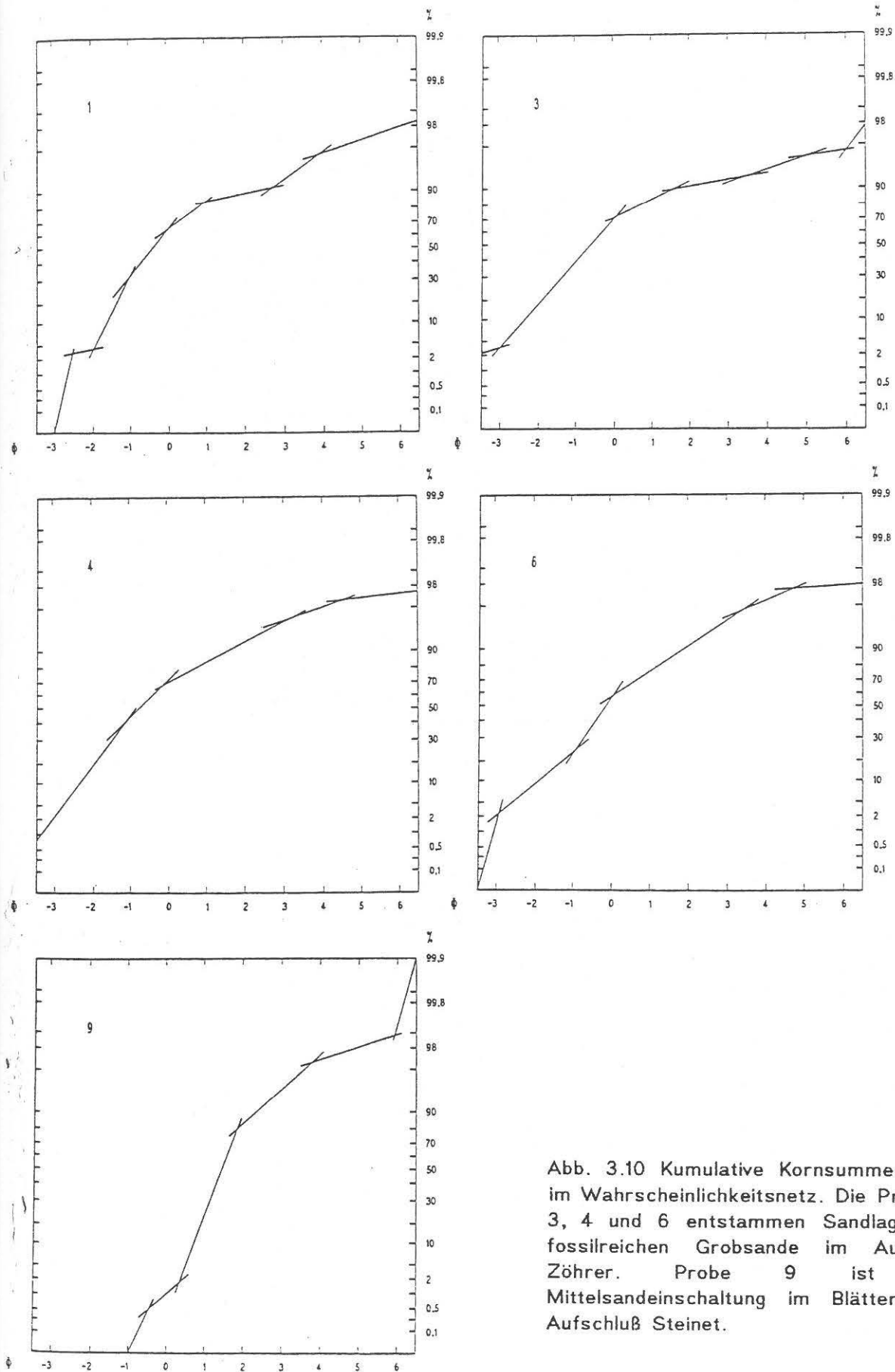


Abb. 3.10 Kumulative Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz. Die Proben 1, 3, 4 und 6 entstammen Sandlagen der fossilreichen Grobsande im Aufschluß Zöhler. Probe 9 ist eine Mittelsandeinschaltung im Blätterschlier, Aufschluß Steinert.

zeigen die rollende, springende und schwebende Population. Diese Populationen enthalten allerdings noch mehrere Subpopulationen, die zudem schlecht sortiert sind (ROETZEL et al. 1983, 134f). Die analysierten Proben der Sande können durchwegs in diesen Ablagerungsbereich gestellt werden.

Die Sande im Aufschluß Zöhler (1, 3, 4 und 6) zeigen eine Vielzahl von Subpopulationen. Diese weisen zudem eine schlechte Sortierung auf. Solche Sande werden bei ROETZEL et al. (1983, 144f) als aufgearbeitete Sande in submarinen Sandbänken der Übergangszone beschrieben. Der stufige Übergang von der springenden zur schwebenden Population resultiert aus stark variierenden Energiebedingungen (VISHNER 1969, 1103).

Die Mittelsandprobe (9) im Aufschluß Steinert zeigt einen sehr gut sortierten, rollend transportierten Anteil, der in zwei Subpopulationen geteilt ist. Der schwebende Anteil erscheint mengenmäßig untergeordnet. Diese Zusammensetzung spricht für höherenergetische Ablagerungsbedingungen. Denkbar ist eine Wellentätigkeit, die die feinsten Populationen ausgewaschen hat.

Schwermineralanalyse

In den Schwermineralspektren der Aufschlüsse Zöhler, Steinert und Salling läßt sich eine kontinuierliche Entwicklung feststellen (Abb. 3.11).

Während die Pelite sowohl in der Übergangszone als auch im Beckenbereich eine alpine Kombination aufweisen, erkennt man in den Sanden eine Interferenz zweier Liefergebiete: Im Aufschluß Zöhler ist die alpine Granat-Epidot-Hornblende Assoziation der Sande mit der moldanubischen Zirkon-Sillimanit Kombination vermischt. Im Aufschluß Steinert, mit überwiegend schlammiger Beckensedimentation und nur noch geringmächtigen Sandeinschaltungen, findet eine weitgehende Entmischung statt, so daß hier der mineralische Detritus fast ausschließlich aus dem alpinen Liefergebiet stammt.

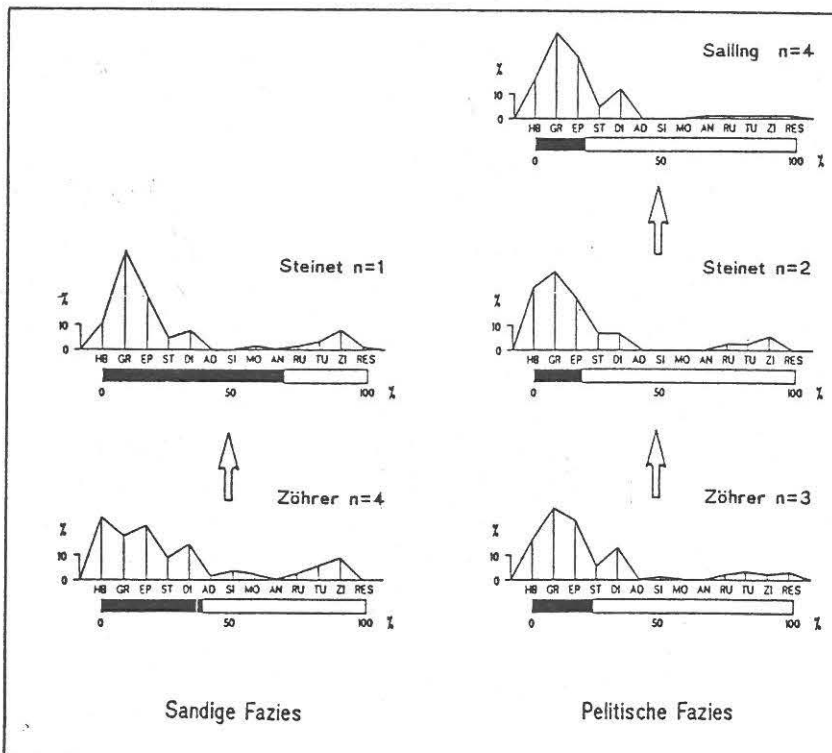


Abb. 3.11 Die Entwicklung der Schwermineralzusammensetzung von den fossilreichen Grobsanden im Aufschluß Zöhler bis zum Blätterschlier im Aufschluß Salling. Unterschieden sind sandige und pelitische Proben. Zur Erläuterung des Histogramms siehe Kap. 4.1.

3.3.1

Tone von Freinberg

Unweit von Freinberg befindet sich ein hochwertiges Tonvorkommen, das seit langem von Passauer Hafnern abgebaut wurde. Ein Abbau in größerem Maße diente dann zu Anfang des Jahrhunderts der Bleistiftfabrikation.

In einem Gutachten für die Faber-Castell Werke hat FRIZ (1908) das Tonvorkommen hinsichtlich der Ausbeutung für industrielle Zwecke untersucht. Neben genauen Vermessungen finden sich Angaben über Petrographie, Schichtaufbau und Fossilführung.

Die Freinberger Tone werden von STADLER (1916, 40) mit den weiteren Vorkommen des Braunkohletertiärs in der Passauer Umgebung gleichgestellt. Er beschreibt ihre Lagerung unter den "tertiären Quarzschottern" und gibt ihnen ebenfalls tertiäres Alter.

Später geht STADLER (1925, 87f) nochmals auf die Lokalität Freinberg ein. Er bearbeitet deren Petrographie und beobachtet kleine Braunkohleflöze. Die Tone von Freinberg stellen für ihn Äquivalente der Tone von Rittsteig dar.

LECHNER (1954, 55) veröffentlicht Ergebnisse chemischer Analysen der Tone. Desweiteren beschreibt er die damals gut aufgeschlossene Schichtenfolge innerhalb des Sedimentkomplexes.

In einer von THIELE (1987, 10) durchgeführten Zusammenstellung seiner Geländebefunde bearbeitet er die Tone von Freinberg getrennt von den anderen Tonlagern der Umgebung. Er läßt also die Parallelisierung mit den Tönen von Rittsteig, die als Typlokalität des Braunkohletertiärs im Passauer Raum gelten (SEITNER 1977, 31ff), offen.

Die Tone bilden einen schmalen, etwa 1,3 Kilometer langen Streifen von Freinberg nach Neudling zu. Sie lagern bei + 395 m NN. Von der Basisfläche zum höchsten aufgeschlossenen Punkt ergibt sich eine vertikale Mächtigkeit von 50 Metern.

Petrographisch handelt es sich um stark tonige Schluffe mit leichtem Fein- bis Mittelsandgehalt oder um schuffig feinsandige Tone (Abb. 3.12). Die Farbe ist zumeist graublau oder grauschwarz, aber auch rot und grau gefärbte Bereiche sind aufgeschlossen. In den tonigen Schluffen sind kantige Kristallinbruchstücke (bis 4 cm Ø) eingelagert. In der Feinsandfraktion sind Quarz und Glimmerblättchen vorherrschend. Akzessorisch finden sich auch Graphitschüppchen in dieser Fraktion.

FRIZ (1908, 161) beschreibt "Torf, Moorerde und kohlige Beimengungen", welche das Sediment durchsetzen. Geringmächtige Braunkohleflöze konnte auch STADLER (1925, 87)

beobachten. Nach beiden Autoren ist diese "lignitisch" (Anm.: i.e. xylitisch) ausgebildet. Die Kohle ist stark durch kiesige Beimengungen verunreinigt, wobei FRIZ (1908, 161) hauptsächlich Markarsit erwähnt. STADLER (1925, 161) findet neben faserigem Markarsit noch Pyrit.

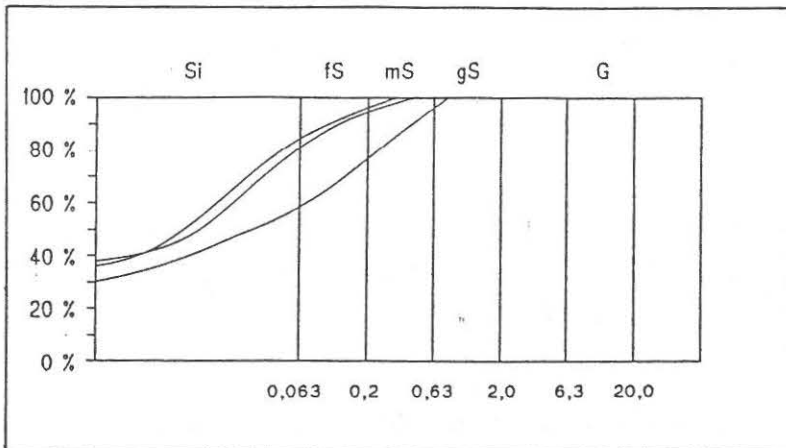


Abb. 3.12 Kumulative Korngrößenverteilungskurven der Tone von Freinberg.

Zur Zeit der Kartierung konnte weder obertägig noch im Bohrstock inkohlte Substanz nachgewiesen werden.

Eine Röntgenstrukturanalyse der kohlefreien, tonigen Schluffe zeigt bei den Erzmineralien in der Feinsandfraktion ein Überwiegen von Ilmenit vor Magnetit und Markarsit sowie wenig Pyrit. LECHNER (1954, 56) findet allerdings auch ausgesprochene Pyritkonkretionen in den Tönen.

Von LECHNER (1954, 56) durchgeführte Analysen zeigen für die Freinberger Tone einen Tonerdegehalt von 36-39 % und einen Eisengehalt von 4,8-7,3 %. Diese Zusammensetzung weist das Sediment als feuerfeste Tone aus (PETRASCHECK & POHL 1982, 202). Die niedrigen Eisengehalte sind sicherlich in genetischem Zusammenhang mit den Kohlebildungen zu sehen. Die humussäurebeladenen Wässer können für die Eisenauslaugung verantwortlich gewesen sein.

Das Schwermineralbild wird im Mittel von einem Monazit-Zirkon Hauptmaximum bestimmt (Zirkon 23,4 %, Monazit 26,4 % bei n=2). Desweiteren finden sich hohe Gehalte an Disthen (14,9 %) und Rutil (10,8 %). Neben noch etwas erhöhten Turmalinwerten von 8,2 % treten als Nebengemengteile Andalusit mit 3,6 %, Epidot mit 2,1 % und Staurolith mit 1,2 % auf. Akzessorisch ist Granat und Apatit vorhanden.

Charakterisiert ist das Sediment durch Mineralien, die man ganz allgemein moldanubischen Schüttungen zurechnet. Auch das schon erwähnte Auftreten von Magnetit spricht für moldanubischen Detritus (ZÖBELEIN 1940, 273, GRIMM 1965, 47). Die Gehalte von Epidot, Staurolith sowie Granat und Apatit, ansonsten als Häufigkeitsformen alpine Herkunft kennzeichnend, lassen sich in geringen Anteilen auch einem moldanubischem Liefergebiet zuordnen. Die hohen Disthengehalte sind für moldanubische Schüttungen untypisch, aber nicht ausgeschlossen (GRIMM 1965, 44).

Die Tone von Freinberg sind nach ihrem Schwermineralspektrum Sedimente rein moldanubischer Herkunft.

Die Tone sind in einer Ost-West gestreckten Kristallinmulde abgelagert worden, die wohl schon in praesedimentärer Zeit vorgegeben war. Aus den analysierten Proben erkennt man einen höheren Tongehalt in den tieferen Niveaus. Möglicherweise läßt sich hierin eine postsedimentäre Tonverlagerung erkennen (vgl. SEITNER 1977, 52ff). Ebenso finden sich die eingelagerten Kristallinbruchstücke in den muldenrandnäheren Aufschlüssen.

Die Tone sind Stillwasserablagerungen. Sie gehören einer fluviatilen Fazies an, die man als Überflutungsbereich (overbank deposits) bezeichnen kann (ALLEN 1965, 145ff). Der Überflutungsbereich wird von einem Hochwasser erst dann erreicht, wenn die gröbere Sedimentfracht bereits abgelagert ist. Infolgedessen wird überwiegend als Suspension transportiertes Material zur Ablagerung kommen. Eine solche Selektion findet man auch in den äußerst niedrigen Schwerminerkonzentrationen im Sediment, die aufgrund ihres hohen spezifischen Gewichts den Ablagerungsraum zum Teil nicht erreichen konnten.

Schon durch das Auftreten von Kohle wird ein humides Klima während der Sedimentation angezeigt. Im humiden Klimazonen sind Überflutungsbereiche zumeist als "backswamps" ausgebildet (REINECK & SINGH 1986, 296).

Die Freinberger Tone lassen sich durch Fossilien nicht näher charakterisieren. FRIZ (1908, 161) konnte in den Kohlen nur verkieste Pflanzenreste bergen. Die Tone selbst sind ihmzufolge fossilieer. Im Zuge einer Dissertation an der Universität München über mittelalterliche Keramik und deren zugrundeliegenden Tonlagerstätten im Passauer Raum konnte POLZ (frdl. mdl. Mitt.) Radiolarien und Schwammnadeln in den Tonen finden. Diese wurden als allochthon identifiziert. Da sie auch im Naabgebiet im Braunkohletertiär auftreten, kann man eine Herkunft aus dem mitteldeutschen Mesozoikum annehmen.

Eine palynologische Untersuchung, veranlaßt durch R. ROETZEL (frdl. mdl. Mitt.), erbrachte holozäne Pollenformen, deren ursprüngliche Zugehörigkeit zum Sediment allerdings in Frage gestellt werden muß. Es ist kaum vorstellbar, daß Ruhigwassersedimente solcher Mächtigkeit in einem höheren Niveau abgelagert werden, als die schon im Pleistozän geschaffene Vorflutbasis in unmittelbarer Nähe. Diese liegt im Kartiergebiet wenig nördlich der Tonvorkommen, etwa 50 Meter tiefer.

Am Südrand des Moldanubikums, vom Naab-Gebiet bis Passau, finden sich engbegrenzte, isolierte Senken, in denen Tone tertiären Alters auftreten (MEYER 1956). Sie erhalten ihre Sedimentzufuhr ausschließlich aus dem Norden. Diese Ablagerungen werden als Braunkohletertiär bezeichnet.

Aufgrund der sedimentären Merkmale, der Lithologie und der Lagerungsverhältnisse, können die Tone von Freinberg als Äquivalente der Tone von Rittsteig betrachtet werden, wie sie bei SEITNER (1977, 31ff) beschrieben werden.

Nach GREGOR (1984) und MEYER (1956) werden die Tone von Rittsteig wie auch das Braunkohletertiär insgesamt in das Oberhelvet bis Untertorton gestellt.

Aufschlüsse

10. Hindinger Straße. 150 Meter südlich der Straßenkreuzung von Freinberg nach Hinding zu. Unmittelbar gegenüber der Einmündung des Forstwegs nach Osten. (R: 46 12650 H: 53 81650; + 450 m NN)

Die Aufgrabung zeigt graublaue, zähe Tone mit leichtem Sandgehalt. In einer oberflächennahen Probe wurden holozäne Pollen gefunden (R. ROETZEL frdl. mdl. Mitt.)

11. Grabenanriß. Dem bei 1 beschriebenen Forstweg 250 Meter folgen. Nördlich des Wegs beginnt ein tief eingeschnittener Graben. Diesem etwa 30 Meter folgen. (R: 46 12875 H: 53 81750; + 430 m NN)

Fleckige, leicht sandige Tone. Die Farbe wechselt über die Aufschlußmächtigkeit von 1,5 Meter von blaugrauen über rostrote zu grauen Partien. In die Tone sind eckige Kristallinbrocken eingelagert (\emptyset 3-4 cm), darunter ein Leptinit.

12. Neudinger Weiher. Diese befinden sich 300 Meter nordöstlich von Neudling. Vorsicht, recht sumpfige Gegend ! (R: 46 13250 H: 53 81525; + 405 m NN)

0,5 Meter blaue bis grauschwarze, sandige Tone. Die Tone zeigen massige, schichtungslose Lagerung.

13. Bachanschnitt. Dem Bachgraben, der nördlich der letzten Häuser am östlichen Ortsende von Freinberg beginnt, etwa 400 Meter folgen. (R: 46 12175 H: 53 82050; + 385 m NN)

Längs des Bachs, auf etwa 3 Meter, sind graublaue Tone aufgeschlossen. 20 Meter westlich davon befinden sich bereits die ersten Kristallinleesteine.

3.3.2 Tongrube von Zwickledt

Bei der Ortschaft Zwickledt befindet sich eine stillgelegte Tongrube. Dort ist eine etwa 10 Meter mächtige Tonabfolge zum Teil in enger Wechsellagerung mit Sanden aufgeschlossen. Das Liegende bilden Tonmergel, die den marinen Schichten des Ottnangiens zugerechnet werden. Die Tongrube von Zwickledt (R: 46 09750 H: 53 74375; + 440 m NN) liegt 1500 Meter westlich der Kartiergrenze.

UNGER (1984a, 86ff) bearbeitet die Tongrube Zwickledt ausführlich. Die Tonmergel im Liegenden bezeichnet er als Neuhofener Schichten des unteren Ottnangiens. Desweiteren vergleicht er die darüberfolgenden Tone mit den Tönen des Braunkohletertiärs.

Die Schichtfolge beginnt mit blaugrauen feinsandigen Tonmergeln. Die Korngrößenverteilung weist sie als Mittel- bis Grobschluffe aus. Sie haben mit 22,9 % CaCO₃ einen beträchtlichen Karbonatgehalt. Die Schichtflächen zeigen einen feinen Sandbelag im mm Bereich.

Das Schwermineralspektrum ist eindeutig gekennzeichnet von einer Granat-Epidot-grüne Hornblende Kombination (zusammen 80,7 %). Daneben findet sich noch wenig Staurolith (6,7 %), Zirkon (3,0 %) und Disthen (2,7 %). Akzessorisch sind Turmalin, Apatit und Brookit vorhanden.

Die alpine Herkunft und stratigraphische Bedeutung der Granat-Epidot-grüne Hornblende Assoziation wurde schon erläutert. Litorale Einflüsse, die sich in moldanubischen Leitmineralien oder Vergesellschaftungen ankündigen, fehlen.

Eine Bestimmung der Mikrofaunen ist wiederum von W. WENGER durchgeführt worden.

Foraminifera

- Robolus inornatus* (D'ORBIGNY)
- Lagena semistriata* WILLIAMSON
- Caucasina cylindrica* ZAPLETALOVA
- Fursenkoina acuta* (D'ORBIGNY)
- Hopkinsonia bononiensis primiformis* (PAPP & TURNOVSKY)
- Stilostomella perscripta* (EGGER)
- Elphidium flexuosum subtypicum* PAPP
- Elphidium hauerinum* (D'ORBIGNY)
- Elphidium glabratum* CUSHMAN
- + *Elphidiella subcarinata* (EGGER)
- Elphidiella heteropora* (EGGER)
- Elphidiella minuta* (REUSS)
- Elphidiella cryptostoma semiinica n. ssp.*
- + *Elphidiella dollfusi* (CUSHMAN)
- Porosonion granosum* (D'ORBIGNY)
- Florilus communis* (D'ORBIGNY)
- Globocassidulina oblonga* (REUSS)
- Ammonia beccarii* (LINNE)
- Globigerina praebulloides* sp.
- Globigerina ciperoensis ottnangensis* RÖGL
- Globigerina angustiumbilicata* BOLLI
- Globigerinoides trilobus immaturatus* LE ROY
- Globorotalia acrostoma* WEZEL
- Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB)
- Cibicoides pseudoungerianus* (CUSHMAN)
- Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY)
- Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY)

Mit + gekennzeichnete Formen sind umgelagert.

Desweiteren fanden sich Ostracoden in der Probe.

Aufgrund der Mikrofauna gehören die Tonmergel in das mittlere Ottnangien in seiner typischen flachmarinen Entwicklung.

UNGER (1984a, 87) veröffentlicht eine von R. RISCH bestimmte Mikrofauna aus diesem Aufschluß. Er hält eine Einstufung in den tieferen Teil des unteren Ottnangien für möglich.

Über den marinen Sedimenten setzen dann bei + 450 m NN die fluviatilen Tone ein.

Petrographisch handelt es sich um weiße, graue, rote und auch dunkelbraune kalkfreie Mittel- bis Grobschluffe mit einem Tongehalt um 15 % und leichtem Fein- bis Mittelsandanteil um 6 %.

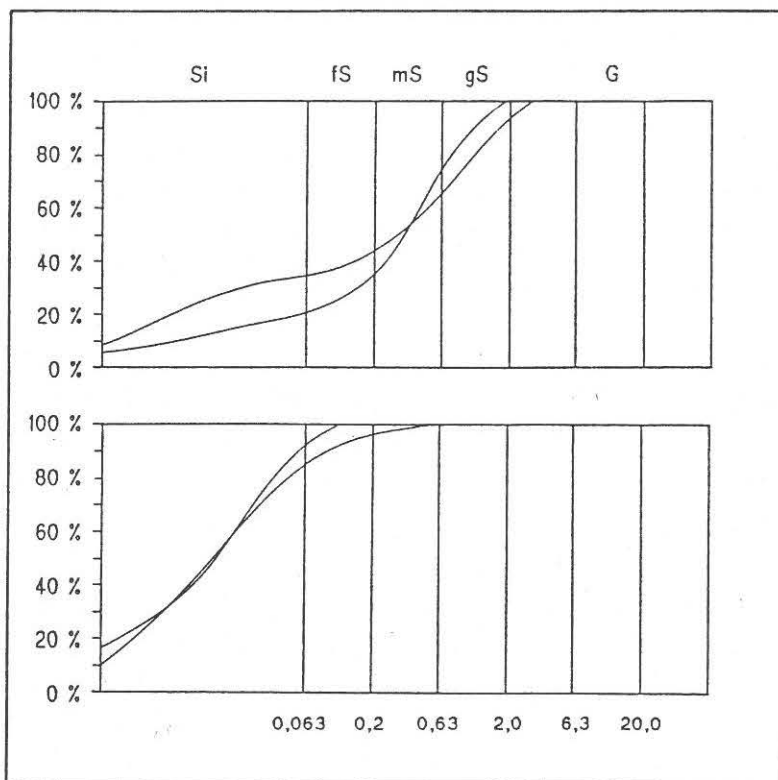


Abb. 3.13 Kumulative Korngrößenverteilungskurven der Sande (oben) und Pelite (unten) in der limnisch-fluviatilen Abfolge der Tongrube Zwickledt.

Die geschichteten Tone sind in den untersten 5 Metern dunkelbraun bis ocker mit hellgrauen Partien und dicht gelagert. Über einer etwa einen Meter mächtigen Zone roter Tone, die ebenfalls dicht gelagert sind, beginnt der Hangendbereich. In diesen 3 Metern zeigen die Tone helle Farben. Den Tonen sind dort feldspatführende Sande zwischengelagert, deren Mächtigkeit im dm Bereich liegt.

Es handelt sich hier um hellbraune Mittel- bis Grobsande mit teilweise hohem Feinkornanteil (bis zu 36 %). Sie führen Pelitklasten mit 2-3 cm Durchmesser. Die Sande zeigen gemäß FRIEDMANN äußerst schlechte Sortierung.

Die Sandkörner sind überwiegend angerundet.

Der hohe Prozentsatz an frischen Feldspatkörnern in der Sandfraktion zeigt die liefergebietsnahe Herkunft der Sande aus dem Moldanubikum. Auch der schlechte Rundungsgrad weist auf einen kurzen Transportweg hin.

Aus dem Sortierungsgrad kann nicht ohne weiteres auf mangelnde Entmischung des Sediments durch kurze Transportweiten geschlossen werden, da die Sande in Bereichen mit zusätzlich hohem Suspensionstransport abgelagert wurden.

Sande und Tone unterscheiden sich nicht grundsätzlich in ihrer Schwermineralführung. Unterschiede zeigen sich aber sehr wohl in der vertikalen Abfolge im Sediment. Eine Probe die näher zur Basis entnommen wurde (Probe 23), zeigt neben dem Staurolith (29,6 %) und Disthen (17,8 %) Hauptmaximum noch hohe Werte der alpinen Granat-Epidot-grüne Hornblende Assoziation (zusammen 23,8 %).

In den Proben, die weiter oben entnommen wurden (Proben 19-22), beobachtet man eine stetige Entwicklung hin zu einer moldanubischen Rutil-Zirkon-Monazit Gesellschaft. Diese ist in den Sandlagen besonders ausgeprägt. In allen Proben dominiert aber stets das Staurolith-Disthen-Maximum.

Die Tone von Zwickledt können nicht ohne weiteres als Äquivalent der Rittsteiger Tone betrachtet werden. Die Tone und insbesondere die Sande entstammen einer distributiven Provinz, die überwiegend im Moldanubikum zu suchen ist. Man kann jedoch nicht von einem Ablagerungsraum sprechen, der als isolierte Senke keine Verbindung zum Molassebecken aufweist. Dies zeigt die alpine Schwermineralkombination.

Auch weisen die Tone des Braunkohletertiärs in der Korngrößenverteilung einen höheren Anteil an Körnern der Tonfraktion ($< 0,002$ mm) auf.

Aufgrund dieser Gegebenheit kann man die Hangende Tonabfolge von Zwickledt nicht mit den Ablagerungen des Braunkohletertiärs, vergleichbar mit Rittsteig (sensu UNGER 1984a, 104) parallelisieren. Die Tone von Zwickledt sind vielmehr zu den Süßwasserschichten zu stellen, die als limnische Äquivalente der brackischen Oncophora-Schichten gelten (GRIMM 1957, 105f; SCHAUERTE 1962, 19ff).

Die von ZÖBELEIN (1940, 254) untersuchten Schwerminerale der Süßwasserschichten zeigen eine alpine Herkunft. Epidot, Hornblende und Granat bilden die Hauptmenge an Schwermineralien. Die Tone von Zwickledt weichen insofern von dieser Feststellung ab, als daß in zunehmendem Maße eine moldanubische Beeinflussung zu sehen ist. Dies ist

aber für die Süßwasserschichten, die in Kristallinrandnähe abgelagert wurden, nichts ungewöhnliches (vgl. UNGER 1984a, 110).

Bei RITTER (1953, 55) und GRIMM (1965, 43) wird diskutiert, daß ab dem Helvet eine fluviatilen Rinne am Südwestrand des Moldanubikums angelegt wird. Diese Rinne, in der das Braunkohletertiär entsteht, fängt die moldanubischen Schüttungen in das Hauptbecken ab. Die Sedimente der Tongrube Zwickledt zeigen, daß Schüttungen aus dem Norden durchaus imstande waren, diese Rinne zu überwinden.

Die zeitliche Einstufung muß in das obere Ottnangien erfolgen (UNGER 1984a, 94).

3.4 Badenien bis Sarmatien

3.4.1 Liegendsande

Im Liegenden des Pitzenberg-Schotters streichen an manchen Stellen fluviatile Sande aus, die aufgrund ihrer Merkmale als eigenes Sediment beschrieben werden müssen.

THIELE (1987, 9) stellt die Sande zur Sedimentationsabfolge des Pitzenberg-Schotters. Er beschreibt sie demzufolge als gemeinsame Einheit.

Die Liegendsande finden sich im Kartiergebiet in einem Ost-West streichenden, schmalen Streifen um den kleinen Weiler Höh. Die Basis der Sande ist bei etwa + 420 m NN zu finden. Ihre Mächtigkeit dürfte kaum mehr als 25-30 Meter betragen.

Es handelt sich bei den Liegendsanden um weißgraue Mittel- bis Grobsande. Sie sind schluffig und stark feinkiesig. Die gröberen Komponenten sind angerundet. Der mineralische Bestand setzt sich überwiegend aus Quarz und Feldspat zusammen. Durch

die hohe Feldspatführung erhalten die Sande eine arkoseartige Zusammensetzung. Desweiteren sind dunkle Glimmer enthalten. Die Komponenten der Kiesfraktion sind ausschließlich angerundete bis gerundete Quarze.

Die Liegendsande können auch als gelbe Feinsande auftreten, die überwiegend aus Quarz bestehen. Dunkle Glimmer fehlen dann fast ganz. Feinkiese treten hierbei nicht auf. Die

Schwermineralanalysen zeigen für die Sande ein rein moldanubisches Liefergebiet. Im Aufschluß Höh (Probe 116) findet man ein Zirkon (22,2 %) - Monazit (15,7 %) Hauptmaximum. Die Werte für Sillimanit (14,7 %) und Andalusit (12,4 %) sind ebenfalls stark erhöht.

Alpine Einflüsse sind in keiner Schwermineralprobe der Liegendsande zu erkennen. Eine detaillierte Darstellung der Schwermineralführung des Sediments findet sich in Kap. 4.1 .

Aufgrund der Aufschlußverhältnisse können keine Aussagen zu den sedimentären Strukturen gemacht werden.

Einen weitaus besseren Einblick in den internen Schichtaufbau gibt der Aufschluß Reikersham, nordwestlich Münzkirchen, knapp außerhalb des Kartiergebiets.

Man erkennt deutlich die fluviatile Natur der Liegendsande. Die Sande, die reichlich Pelitklasten führen, zeigen konkave Schrägschichtung. Die liegenden Schichtbegrenzungen sind oftmals wellig. Es treten auch ausgesprochen korngestützte Mittelkieslagen auf.

Eine zeitliche Einstufung kann nur durch die Lagerungsverhältnisse erfolgen.

Die Liegendsande sind das Ergebnis einer Zusammenschwemmung der Zersatzdecken des kristallinen Grundgebirges aus der näheren Umgebung. Im Hangenden werden sie vom Pitzenberg-Schotter überlagert.

Ob diese Zusammenschwemmung sehr lokal im unmittelbaren Vorfeld der Pitzenberg-Schotter Sedimentation zu sehen ist, oder ob ein Zusammenhang mit dem Auswaschungstertiär von KLÜPFEL (1923, 46ff) besteht, kann nicht abschließend beantwortet werden.

Die Bezeichnung "Auswaschungstertiär" des Regensburger Gebiets wurde von KLÜPFEL (1923) geprägt, da dieses Sediment diskordant über den Tonen des Braunkohlentertiärs liegt. Petrographisch handelt es sich um Sande mit reicher Feldspatführung sowie feine hellgelbe Glimmersande und umgeschwemmte Tone. Das Liefergebiet ist im Moldanubikum zu finden.

Das Sedimentationsalter muß zwischen der Ablagerung der Freinberger Tone und der Schüttung des Pitzenberg-Schotters liegen, also zwischen dem oberen Ottnangien und höherem Badenien.

Aufschlüsse

14. Beim Gehöft Höh den Feldweg nach Westen etwa 250 Meter entlang. Beiderseits sind ehemalige Sandgruben zu sehen, an deren Kanten sich kleine Anrisse befinden. (R: 46 11350 H: 53 80750; + 430 m NN)

Es stehen schluffige und feinkiesige weißgraue Mittel- bis Grobsande an. Die Komponenten sind Quarze, Feldspäte und dunkle Glimmer.

15. 200 Meter östlich von Höh, unmittelbar an der Abzweigung nach Freinberg. (R: 46 11950 H: 53 80575; + 445 m NN)

Gut sortierte gelbe Fein- bis Mittelsande. Kiesige Komponenten wurden nicht beobachtet. Auch diese Sande gehören, trotz ihrer andersartigen Ausbildung, zu den Liegendsanden.

Große Verbreitung im Kartiergebiet finden weißgraue Kiese und Schotter, die einen ausgesprochenen Restschottercharakter aufweisen. Ihre lithologische Ausbildung läßt sofort an den Quarzrestschotterkomplex in Ostniederbayern denken. Eine deutliche Analogie zum Quarzrestschotter stellt das Quarzkonglomerat des Pitzenberg-Schotters dar, das am Pitzenberg -einmalig östlich des Inns- in einer in-situ Lagerung an der Oberkante der Schotter zu finden ist.

STADLER (1916, 30ff; 1925, 89f) beschreibt den Schotterzug von Freinberg und Hareth bis Schardenberg und das Schotterareal um Münzkirchen als "tertiäre Quarzschotter" und gibt ihnen miozänes Alter. Er erkennt die alpine Herkunft der Gerölle und eine Schüttungsrichtung aus Südost.

Eine eingehende Erwähnung finden die Schottervorkommen am Pitzenberg durch KINZL (1927, 235ff), der insbesondere das hangende Quarzkonglomerat beschreibt.

THIELE (1962b) faßt zum ersten Mal alle verstreut liegenden Restschotterareale zu einer Schottergruppe zusammen. Weil diese Schotter nur dem kristallinen Sockel und nirgends marinen Sedimenten auflagern, schließt THIELE auf präburdigales Alter.

KOHL & SCHILLER (1963) sowie KOHL (1967, 1978) äußert sich ausführlich zu den Schottern am Pitzenberg und stellt erstmalig das Hauptmerkmal, die Kaolinverwitterung, deutlich heraus. Die starke Ähnlichkeit zum Quarzrestschotter im östlichen Niederbayern schränken die Aussagen von THIELE (1962b) zum Sedimentationsalter stark ein.

FUCHS (1968, 54ff in: FUCHS & THIELE 1968) faßt langjährige Geländebeobachtungen hinsichtlich der Lithologie des Pitzenberg-Schotters zusammen.

Im Rahmen einer weiträumigen Untersuchung beschreibt MACKENBACH (1984, 34f) den Pitzenberg-Schotter und stellt ihn dem Grimberg Kies gleich.

In neuerer Zeit ergänzt THIELE (1987, 9f) seine früheren Beobachtungen. Es wird diskutiert, ob die nördlichen Anteile des Schotters wegen geringerer Höhenlagen als im Süden tektonisch verstellt oder einer jüngeren Schüttung angehören.

Unverfestigter Pitzenberg-Schotter

Als Typlokalität des Pitzenberg-Schotters gelten die Kiesgruben am Pitzenberg selbst. Am Pitzenberg liegt die Basis des Schotters bei + 510 m NN. Die Mächtigkeit beträgt 50 Meter.

Ein weiteres Verbreitungsgebiet findet sich in einem etwa 3 km breiten Streifen von Bach über Hareth nach Freinberg. Die Festlegung der Unterkante des Schotterkörpers

war schwierig, weil sie nirgends frei zugänglich und zudem von Fließerdedecken verhüllt war. Im Bereich der Ortschaft Bach liegt sie bei + 460 m NN und behält diese Höhenlage längs einer Strecke von 7 km bei. Die maximale Mächtigkeit beträgt 40 Meter.

Der Pitzenberg-Schotter zeichnet sich durch eine sehr grobe Körnung aus (maximale Schottergröße 23 cm). Es sind Mittel- bis Grobkiese und Schotter einer durchschnittlichen Korngröße von 10 bis 15 cm. Das Zwischenmittel (< 2 cm) ist zumeist mittel- bis grobsandig, aber auch mit einem deutlichen Gehalt an schluffigem Material. Generell ist eine Zunahme der Korngröße nach oben hin zu beobachten.

Die Farbe der Schotter ist ein helles weißgrau. Insbesondere die Aufschlüsse am Pitzenberg zeigen zudem eine intensive Durchfärbung von kräftig rotorangen Bändern. Es ist anzunehmen, daß die färbenden Lösungen erst nach der Kaolinisierung der Schotter eingewandert sind. Bezeichnend ist, daß der Wandel der Eisenverbindungen nie zu rostbraunen Farben führt. GRIMM (1957, 106) weist darauf hin, daß Färbungen dieser Art in Ostniederbayern im wesentlichen auf den Quarzrestschotterkomplex beschränkt sind.

Ein weiteres Kennzeichen des Pitzenberg-Schotters ist seine Geröllführung. Das fast ausschließliche Auftreten von Quarzgeröllen weist ihn als typischen Restschotter aus. Diese verschieden gefärbten Quarze bilden zusammen mit den Quarziten mit 90-95 % den Hauptanteil am Schotter.

Daneben finden sich noch stark zersetzte Restgerölle, deren reliktsch erhaltenes Gefüge und Struktur auf Gneise, Serpentine und metamorphe Grüngesteine hinweisen. Daneben sind rote quarzitische Sandsteine (? alpine Buntsandsteine) vorhanden. FUCHS (1968, 54) erkennt eine Zunahme der weniger stabilen Komponenten in den tieferen Lagen des Schotters.

Diese Restgerölle sind intensiv verwittert. Sie weisen jedoch auf einen Geröllbestand hin, der einem frischen alpinen Schotter nahe kommt. Es stellt sich die Frage, ob die Anreicherung der stabilen Komponenten auf chemische oder mechanische Beanspruchung zurückzuführen ist. Für den ostniederbayerischen Raum wurde diese Frage bereits in den Arbeiten von NEUMAIER & WIESENEDER (1939), ZÖBELEIN (1940) und GRIMM (1957) geklärt. Ihre Ergebnisse belegen eine Entstehung durch in-situ Kaolinverwitterung aus einem Vollschotter. Für den Pitzenberg-Schotter muß eine analoge Erklärung gelten: Denn wie im Quarzrestschotter zeigt auch der Pitzenberg-Schotter häufig graue, kaolinige Putzen in Geröllform, die aus tonig-schluffigem Material bestehen. Diese Reste extrem verwitterter Gerölle, die eine Kaolinverwitterung ehemals feldspatführender Gerölle zeigen, belegen die in-situ Verwitterung, da sie eine Umlagerung nicht überstanden hätten.

Die lithologische Ausbildung des Pitzenberg-Schotter ist im Kartiergebiet in etwa zweigeteilt. Der erste Typ findet sich im Aufschlußgebiet um den Pitzenberg. Hier kann ein Vertikalprofil, gestaffelt in mehreren Aufschlüssen, obertägig mit einer Mächtigkeit von etwa 30 Metern beschrieben werden. Die Beschreibung beginnt etwa 21 Meter über der Aufschlußbasis und erfährt somit die oberen 29 Meter (Abb. 3.14):

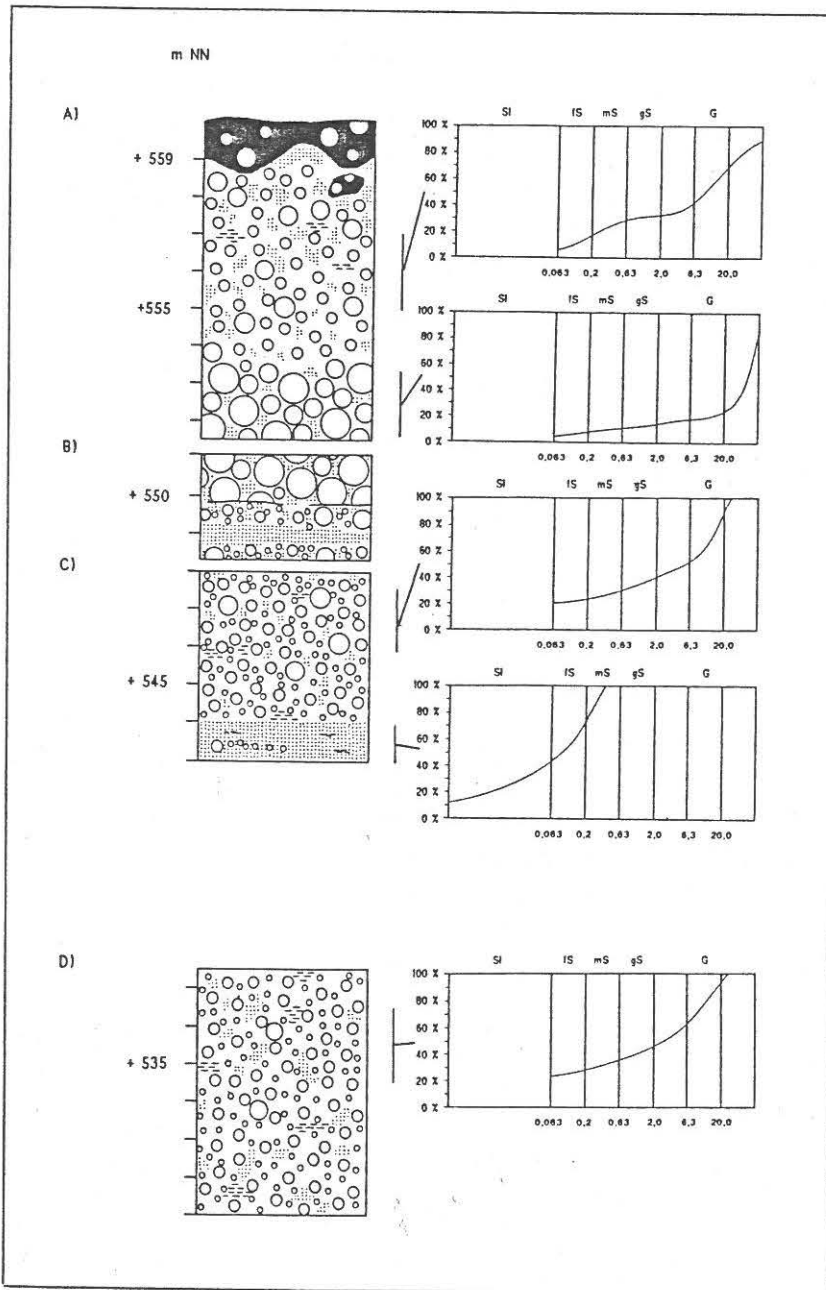


Abb. 3.14 Gestaffeltes Profil der Aufschlußgruppe am Pitzenberg. A: Sallinger Schottergrube (Aufschluß 16); B: Engelhaminger Schottergrube (Aufschluß 17); C: Südöstlichste Grube am Pitzenberg (Aufschluß 18); D: Südwestlichste Grube (Aufschluß 19).

In den untersten 7 Metern befinden sich mittel- bis grobkörnige Kiese, wobei Gerölle (bis etwa 15 cm) sehr vereinzelt auftreten. Das Zwischenmittel (< 2 cm) ist ein toniger Mittel- bis Grobsand. Nach einer Lücke im Profil von 6 Metern setzen Einschaltungen von weißen Sandlagen ein, die etwa 1 Meter mächtig werden. In diesen deutlich schluffigen

Sanden können (Mittel- bis) Feinkieslinsen eingelagert sein. Über den Sanden befinden sich 6 Meter mächtige, stark sandige Fein- bis Mittelkiese. In diesem Kies befinden sich durchaus noch geringmächtige (< 50 cm) Sandlinsen.

Der Kleinkies geht durch eine scharfe (? erosive) Grenze zu den Grobschottern über. Die 3-4 Meter mächtige Grobschotterlage bildet den auffälligsten Horizont des ganzen Schotterkomplexes. Ein hoher Prozentsatz dieser Schicht wird durch Grobschotter (bis 23 cm) gebildet. Weitere Komponenten sind meist größer als 6 cm. Das Zwischenmittel ist deutlich reduziert.

Unter Zunahme des Zwischenmittelanteils, der aber in seiner Körnung die Schlufffraktion kaum erreicht und einer Abnahme der extremen Korngrößen, bilden gelblich-weiße Mittel- bis Grobkiese die obersten 5 Meter. In diesem Horizont können schon erste verbackene Quarzkonglomeratbrocken auftreten, bevor im Hangenden das fest verkieselte Quarzkonglomerat beginnt. Unter nach oben konkaven Begrenzungen des Quarzkonglomerats zum Schotter finden sich stark gebleichte Taschen, in denen ein weißer kiesiger Sand auftritt.

Trotz deutlichem Wechsel der Korngrößen im Profil sind interne Sedimentstrukturen zum Teil verwischt. Die Bearbeiter des ostniederbayerischen Quarzrestschotters, so GRIMM (1957, 107), SCHAUERTE (1962, 67) und UNGER (1984b, 132), machen hierfür Setzungsvorgänge infolge der Materialabfuhr bei der Kaolinverwitterung verantwortlich.

Die zweite Ausbildungsform ist im nördlichen Verbreitungsgebiet vorherrschend. Der Pitzenberg-Schotter ist dort bezüglich der Korngrößen weniger stark differenziert. Es sind massige Mittel- bis Grobkiese über eine große Mächtigkeit aufgeschlossen, die nur stellenweise von geringmächtigen (< 50 cm) Sandlinsen etwas gegliedert werden. Die Kornsummenkurven (Abb. 3.15) zeigen demzufolge bimodale Verteilungen mit einem Maximum im Mittelkiesbereich und einem zweiten Maximum im Mittelsand. Auch im nördlichen Verbreitungsgebiet finden sich tonig-kaolinig verwitterte Putzen in Geröllform.

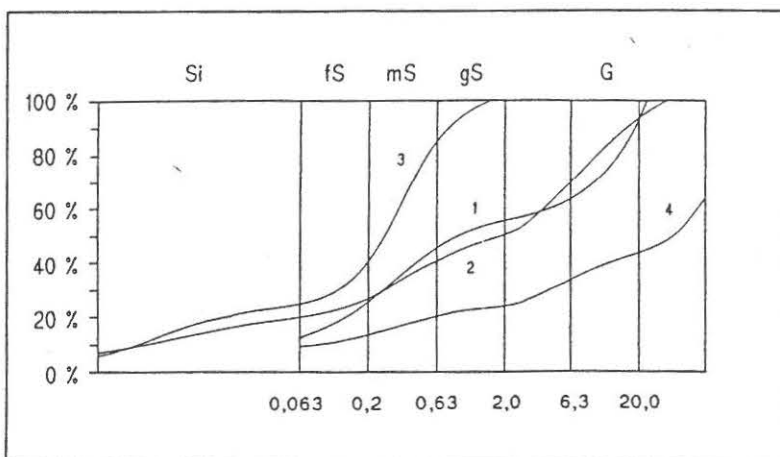


Abb. 3.15 Kumulative Korngrößenverteilungskurven des Pitzenberg Schotters im nördlichen Verbreitungsgebiet. Die Kurven 1-3 entstammen Proben aus dem Aufschluß Bach, Kurve 4 aus Aufschluß Stöckl.

Ausnahmen von dieser weitaus überwiegenden Fazies bilden die Aufschlüsse Faber und Edtwald mit zwar denselben Korngrößen, aber mit ausgeprägteren sedimentären Strukturen, als sie die Hauptfazies zeigt.

Der hohe Kaolingehalt des Pitzenberg-Schotters und das damit verbundene wirtschaftliche Interesse gaben Anlaß zu einer intensiven Bohrtätigkeit im Bereich des Pitzenberg :

Von den 18 Bohrungen der KAMIG aus dem Jahr 1956 (RIEDL, 1957) wurde keine bis in das Liegende abgeteuft. 1982 erfolgten acht Bohrungen der GEBR. DORFNER. Der Bohrbericht erwähnt in einer Reihe von Bohrungen das Auftreten kantiger Kristallinbruchstücke im Bohrgut. In anderen Bohrungen kam vor Abbruch graugrüner Lehm zum Vorschein (F. ECKERT frdl. mdl. Mitt.). Die Verteilung dieser Bohrungen führt zu der Annahme, daß der Pitzenberg-Schotter im Norden Kristallingestein und im Südteil marine Tonmergel überlagert.

Die Bohrkerne einer der nördlichen Bohrungen konnten schwermineralanalytisch ausgewertet werden (vgl. Kap. 4.1).

Die Bohrkerne zeigen makroskopisch durchgehend weißen Restschotter. Es gibt keinen Hinweis, daß basal eine unverwitterte oder weniger verwitterte Fazies auftritt, wie sie etwa die Steinbacher Fazies darstellt. Die Möglichkeit einer durchgehend unverwitterten Fazies im Liegenden des Quarzrestschotters erwähnt HOFMANN (1970).

Die Schwermineralverteilung des Pitzenberg-Schotters ist über das gesamte Verbreitungsgebiet hinweg gekennzeichnet von einer Restvergesellschaftung stabiler Minerale. Neben einem Staurolith-Disthen Hauptmaximum tritt ein Rutil-Turmalin Nebenmaximum auf. Zirkongehalte sind meist schwankend. Minerale einer geringeren Stabilität wie Granat oder Hornblende fehlen völlig. Eine Bearbeitung der Schwermineralassoziationen findet sich in Kap. 4.1 .

Die Schwermineralvergesellschaftung des Pitzenberg-Schotters zeigt seine Nähe zum Quarzrestschotter in Ostniederbayern. Dort wurde zuerst von NEUMAIER & WIESENEDER (1939, 235f) erkannt, daß die von der GE(H)-Kombination der Oberen Süßwassermolasse (vgl. GRIMM 1965, 35ff) abweichende Assoziation nicht auf ein außeralpines Liefergebiet hinweist, sondern das Endprodukt einer Verwitterungsauslese darstellt. Abweichend von den Befunden im Quarzrestschotter findet man höhere Werte an Zirkon, Andalusit und Sillimanit. Dies erklärt sich mit dem unterschiedlichen Material im Untergrund, das sich in gewissem Maß mit dem alpinen Schotter vermischt hat.

Aufgrund der von BLISSENBACH (1957, 46) festgestellten Schüttungsrichtungen des Quarzrestschotters fügt sich der Pitzenberg-Schotter nahtlos in die liefergebietsnähere Verlängerung der "Passauer Rinne" ein.

Den ersten Fossilfund aus dem Pitzenberg-Schotter erwähnt TOLLMANN (1985, 455). Aufgrund eines Zahns von *Gomphotherium angustidens* (CUVIER) stellt er den Pitzenberg Schotter in das obere Badenien bis tiefere Sarmatien.

Zu derselben Alterseinstufung gelangt man durch eine Parallelisierung mit dem Quarzrestschotter, der seit dem Fund eines linken m_3 von *Mastodon angustidens* (CUVIER) in der Steinbacher Fazies durch GRIMM (1957, 137) datierbar ist.

Aufschlüsse

16. Sallinger Schottergrube. Zufahrt von der Straße Schärding-Münzkirchen, gegenüber der Einmündung des Wirtschaftsweges nach Salling. (R: 46 14350 H: 53 72250; + 540 m NN)

Das auf 7 Meter aufgeschlossene Vertikalprofil wurde bereits oben beschrieben. Über dem Grob- und Mittelschotterhorizont beginnt eine Kornverfeinerung bis zum Quarzkonglomerat. Gebleichte kiesige Sande treten auf.

17. Engelhaminger Schottergrube. Von Engelhaming nach Süden zum Pitzenberg. (R: 46 14225 H: 53 72475; + 550 m NN).

Größte im Abbau befindliche Schottergrube. 10 Meter weiße bis gelblichweiße Schotter und Kiese. Besonders deutlich ist die erosive Grenze im Liegenden der Grob- und Mittelschotterlage zu sehen. Orangerote Bänder durchziehen die Kiese. Anstehendes Quarzkonglomerat und verbackene Bereiche im Schotter. Kryoturbate Erscheinungen.

18. Südöstlichste Kiesgrube am Pitzenberg. 250 Meter westlich der Einmündung des Sallinger Wirtschaftsweges am Wegkreuz den Feldweg nach Westen. (R: 46 14275 H: 53 72000; + 540 m NN)

8 Meter weiße Mittel- bis Grobkiese. Im Liegenden treten bis zu 1 Meter mächtige weiße Sandlagen auf. Profilbeschreibung siehe oben.

19. Südwestlichste Kiesgrube am Pitzenberg. Dieselbe Zufahrt wie bei Punkt 3. (R: 46 14100 H: 53 72000; + 530 m NN)

Die tiefste obertägig aufgeschlossene Kiesgrube am Pitzenberg zeigt 4 Meter weiße bis gelbliche Mittel- bis Grobkiese. Profilbeschreibung siehe oben. Die Grube wird von einer 1,5 Meter mächtigen Solifluktionsdecke überlagert.

20. Kiesgrube Bach. 200 Meter südwestlich der Ortschaft Bach. (R: 46 11625 H: 53 71050; + 465 m NN)

12 Meter weiße Mittel- bis Grobkiese, stark sandig und tonig. Die Kiese sind sehr dicht gelagert, wobei die Komponenten horizontal eingeregelt sind. Die Kiese wechsellagern über die ganze Aufschlußmächtigkeit mit kiesigem weißen Grobsand. Der Grobsand fühlt sich seifig an. Die Sandlagen schwanken in ihrer Mächtigkeit zwischen 5 und 50 cm und treten regellos auf. Die Kieskomponenten sind gerundet. Es treten im ganzen Aufschluß vergrusste Tonputzen auf.

21. Kiesgrube Stöckl. An der Sternförmigen Straßenkreuzung Hareth noch 500 Meter zum Stöckl-Hof. (R: 46 13150 H: 53 80325; + 465 m NN)
15 Meter weiße bis rötliche Mittel- bis Grobkiese mit grobsandigem Zwischenmittel. Allergrößte Gerölle treten im Hangendbereich auf. Die Kiese sind gerundet. Eine leichte horizontale Einregelung ist erkenntlich. Auch hier sind wieder vergrusste Tonputzen vorhanden.
22. Kiesgrube Faber. 200 Meter nordöstlich Punkt 21. (R: 46 13275 H: 53 80525; + 480 m NN)
Über 3 Meter roten, stark sandigen Grobkiesen, in denen sich Schotter bis zu 19 cm Ø finden, folgen 1,5 Meter Fein- bis Mittelkiese. Diese sind weiß bis rotorange und haben ein grobsandiges Zwischenmittel. Größere Komponenten fehlen. Dieser Horizont ist planar schräggeschichtet und teilweise korngestützt. Nach geringmächtigen (0,8 Meter) Feinsedimenten (weißgraue Pelitbänder und intensiv geschichtete rote Mittel- bis Grobsande) folgt eine weiße steinige Mittel- bis Grobkieslage. Diese Lage führt Pelitklasten, zeigt korngestütztes Gefüge und ebene Schrägschichtung. Ortsteinbänder durchziehen den obersten Horizont.
23. Kiesgrube Edtwald. Vom unteren Parkplatz des Freiwildgeheges Freinberg-Pühret dem Waldweg nach Südost 200 Meter folgen. Dann nach links über die Einzäunung noch etwa 50 Meter. (R: 46 12326 H: 53 80600; + 460 m NN)
4 Meter weiße und rote Fein- bis Mittelkiese, stark sandig und schluffig. Die Kiese sind gerundet und zeigen korngestütztes Gefüge. Sie sind planar schräggeschichtet und fallen mit 25 ° nach Westen ein. Schichtungsblätter können auch rein grobsandig in geringer Mächtigkeit (etwa 5 cm) ausgebildet sein. Tonige Putzen treten auf.
24. Ehemalige Kiesgrube Höh. Vom Gehöft Höh 200 Meter nach Westen am Waldrand. (R: 46 11525 H: 53 80675; + 440 m NN)
Verlehnte Anrisse an der Grubenkante zeigen braune Mittel- bis Grobkiese. Größte Gerölle erreichen 10 cm Ø. Das Zwischenmittel ist stark feinsandig und verlehmt. Aufgrund von Lage und Form des Schotterkörpers kann es sich um eine en-bloc Rutschung handeln.
25. Zugeschobene Kiesgrube Weg. Am östlichen Ortsende der Ortschaft Weg. (R: 46 11700 H: 53 79800; + 460 m NN)
Weiße Mittelkiese, stark sandig in kleineren Anrissen der Grubenkante.

Verfestigter Pitzenberg-Schotter / Quarzkonglomerat

Das Quarzkonglomerat ist ein Einkieselungshorizont, der sich am Pitzenberg in einer in-situ Lagerung über dem unverfestigten Schotter befindet. Seine Höhenlage beträgt + 559 m NN. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,5-4,0 Meter.

Es sind durchwegs Mittel- bis Grobkiese eingekieselt worden. Verkieselte Sandlagen treten am Pitzenberg nur selten auf. Der petrographische Bestand gleicht völlig dem Pitzenberg-Schotter selbst. Die untere Begrenzungsfläche zum unverfestigten Schotter ist stark gewellt; das Quarzkonglomerat greift auch zapfenartig in den Schotter hinab.

Neben dem Einkieselungshorizont finden sich auch verbackene oder verkieselte Bereiche innerhalb der oberen Partien des unverfestigten Schotter.

Das Quarzkonglomerat ist außerordentlich zäh und zerspringt beim Zerschlagen durch die Gerölle hindurch.

Entstehung

Der ursächliche Zusammenhang zwischen Restschotterbildung und Entstehung des Quarzkonglomerats ist schon früh erkannt worden. Die chemisch-mineralogischen Abläufe wurden erst später genauer dargestellt (BERCHEM 1969, HEROLD 1970, GRIMM 1977, UNGER 1984b). Für die Genese sind demnach folgende Vorgänge von Bedeutung:

Lösungsvorgänge

1. Als lösende Agentien kommen Huminsäuren oder Phenole, als Abbauprodukte von Flechten in Betracht. Kannelierte Quarzkonglomeratstücke werden als eingekieselte Wurzelgänge gedeutet, die eine Überlagerung durch Moore wahrscheinlich machen.
2. Weglösung der Alkalien und Erdalkalien aus dem ehemaligen Vollschotter. Für die Entkarbonatisierung genügt ein leicht saurer pH-Wert der Verwitterungslösungen.
3. Im Zusammenhang mit der Entkarbonatisierung gehen die Eisenverbindungen in Lösung. Dies geschieht im Sinne einer Podsolisierung: Huminsäuren reduzieren schwerlösliches dreiwertiges Eisen zu mobilem zweiwertigem Eisen. Die Wiederausfällung erfolgt durch Zustrom von sauerstoffhaltigem Wasser, das die reduzierten Verhältnisse umkehrt.
4. Stark saure Sickerwässer bewirken eine Kaolinisierung der Feldspäte. Organische Säuren können Al^{+++} als Chelatkomplexe in Lösung halten und wirken gleichzeitig einer Polymerisierung der gelösten Kieselsäure entgegen. Durch eine langsame Freisetzung von Al^{+++} kann Kaolinit auskristallisieren.
5. In Bereichen mit noch aggressiverer Wirkung der Verwitterungslösungen konnte kein Kaolinit auskristallisieren. Die im Vergleich zur Kieselsäure etwas mobilere Tonerde ist dort allmählich weggeführt worden und die Kieselsäure zu Quarz kristallisiert.

Über die Wirkung der einzelnen Lösungsvorgänge besteht kein Zweifel. Unstimmigkeiten treten auf, will man den Lösungstransport klären. Tatsächlich lassen sich deszendente wandernde Verwitterungslösungen und gleichzeitig aszendenter Lösungstransport schwer erklären. Selbst im wechselfeuchten Klima muß eine Richtung vorherrschen. Denkbar wäre ein lateraler Transport.

Um diesen Widerspruch zu klären, nimmt HEROLD (1970, 52) eine örtliche Kieselsäuremobilisierung und eine darauffolgende Nahausscheidung an. Die gelöste Kieselsäure des tieferliegenden Schotter wäre demnach an der Einkieselung nicht beteiligt.

Dem Quarzkonglomerat wurde am Pitzenberg und nordwestlich von Birnbach (Churfürst) je drei Proben im Vertikalprofil entnommen. Die Mächtigkeit betrug bei beiden Quarzkonglomeratlagen 1,5–2,0 Meter. Während am Pitzenberg Kiese und Schotter eingekieselt sind, finden sich bei Birnbach verkieselte Sandlagen. Nach der Zerkleinerung eines Teils der Proben in der Scheibenmühle wurden Schwermineralpräparate angefertigt. Desweiteren wurden von allen sechs Proben Dünnschliffe hergestellt.

Beide Quarzkonglomeratprofile weisen dieselbe vertikale Entwicklung auf: eine deutliche Anreicherung der extrem stabilen Mineralien (Rutil, Turmalin, Zirkon) und eine Abnahme der Mineralien mit einer mittleren Stabilität (Staurolith, Disthen) nach oben zu (Abb. 3.16). Es liegen in beiden Fällen Verwitterungsprofile vor.

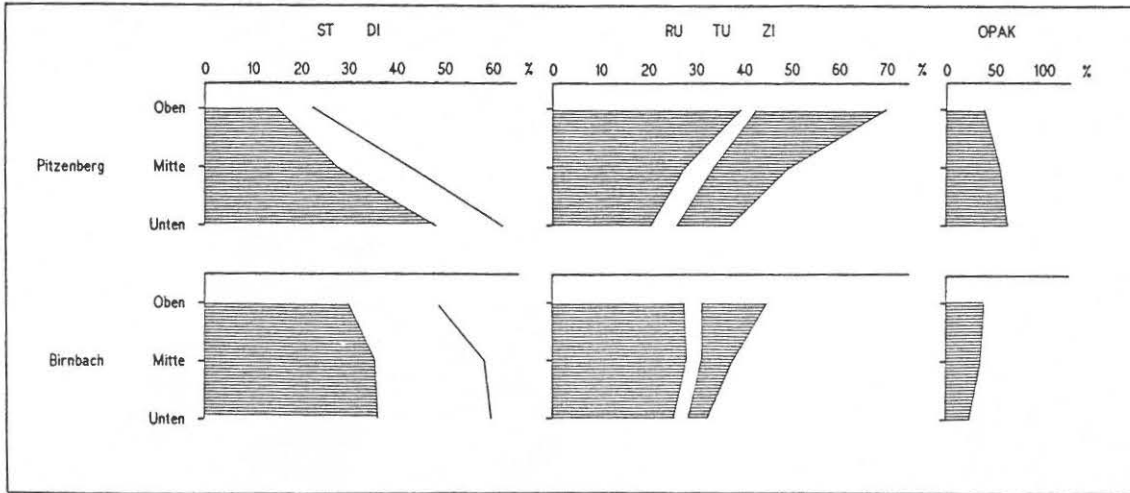


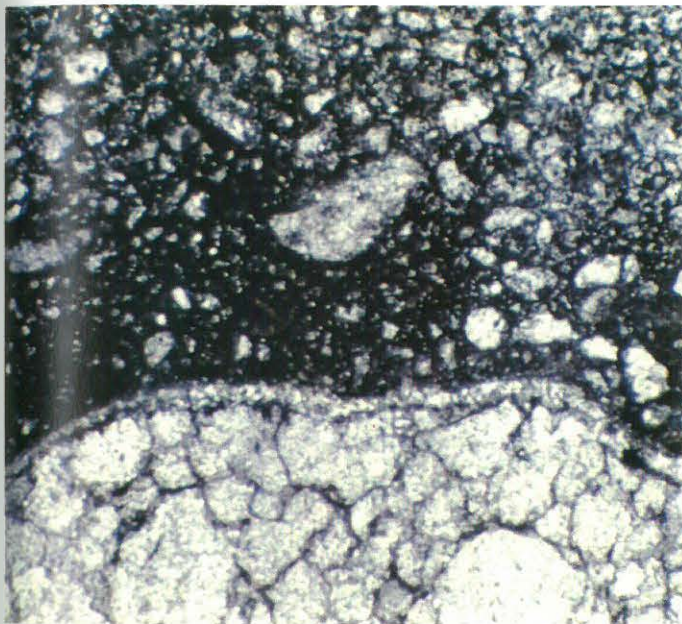
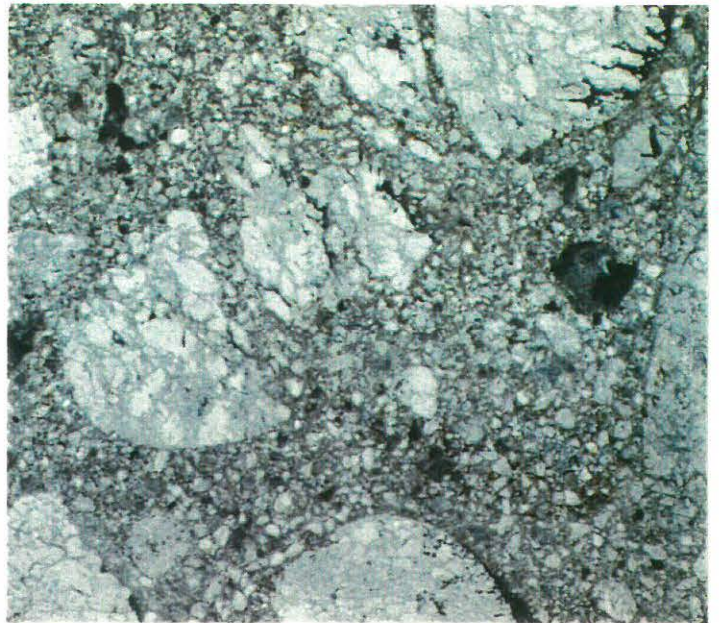
Abb. 3.16 Vertikale Schwermineralverteilung im Quarzkonglomerat am Pitzenberg und in Ostniederbayern. Die Beprobungsspanne beträgt in beiden Fällen 50 cm.

Im Vergleich zum unverfestigten Schotter ist im Quarzkonglomerat eine weitere Verarmung des Schwermineralspektrums zu erkennen, was darauf hindeutet, daß in den hangenden Partien die Verwitterungslösungen stärker auf das Sediment eingewirkt haben.

Ein auffälliger Unterschied zwischen lockerem und eingekieseltem Schotter ist der um etwa 50 % niedrigere Opakgehalt im Quarzkonglomerat. Die Opakminerale im Pitzenberg-Schotter sind überwiegend authigener Natur (vgl. Kap. 4.1 sowie 4.2). Es scheint daher die Einkieselung zu einem Zeitpunkt erfolgt zu sein, an dem die Auskristallisation der Mehrzahl der Opakminerale noch nicht abgeschlossen war.

Im Dünnschliff (Tafel 3) zeigt das Quarzkonglomerat einen einförmigen Stoffbestand, der sich fast nur aus undulös auslöschendem Quarzaggregaten zusammensetzt. An den äußeren Begrenzungen der Gerölle bildet sich ein Lösungssaum mit einer wesentlich kleineren Körnung als im Quarzgeröll selbst.

In Porenräumen oder als Kluftfüllung stark zerfressener Quarze tritt eine opake Substanz auf. Bildet diese Substanz taschenartige Füllungen von Kornzwischenräumen, schwimmen kleine Quarzkörner in der opaken Matrix.



Tafel III : Oben Links: In-situ lagernde Quarzkonglomeratblöcke am Pitzenberg (Aufschluß 16). Oben Rechts (Bildunterkante 2,6 cm): Quarzkonglomerat im Dünnschliffbild. Unten Links (Bildunterkante 3,6 mm): Feinkörniger Saum an Quarzgeröll. Unten Rechts (Bildunterkante 3,6 mm): Opake Matrix in Kornzwischenräumen.

Porenräume oder Klüfte in Quarzgeröllen können mit Fe-Hydroxiden gefüllt sein.

Als Zeitraum der Entstehung des Quarzkonglomerats in Ostniederbayern wird eine längere Sedimentationspause während des Sarmatien angenommen (UNGER 1984b, 137). Nach GRIMM (1973, 376) beginnt dieser Hiatus bereits im höheren Badenien.

3.4.3 Sedimentstrukturen im Pitzenberg Schotter

Die fluviatilen Ablagerungen des Pitzenberg-Schotters zeigen im Aufschluß verschiedene Muster von Sedimentstrukturen (Tafel 4). Es wurde versucht, bei der Beschreibung der Schotter das Ablagerungsmilieu näher zu untersuchen. Moderne Ansätze zur Analyse fluviatiler Systeme finden sich bei WILLIAMS & RUST (1969), MIALL (1977, 1985) und RUST (1971).

Im fluviatilen Ablagerungsraum findet man Bereiche, die sich in textueller wie sedimentärer Hinsicht stark unterscheiden. Um nun diese Sedimentationsbereiche vernünftig zu gliedern, werden in den Ablagerungsmodellen genannter Autoren eine begrenzte Anzahl von Standardfaziestypen unterschieden. Diese "Elementarbausteine" der fluviatilen Architektur sind sowohl durch Korngröße, als auch durch interne Sedimentstruktur gekennzeichnet und sind typisch für bestimmte Teilbereiche innerhalb eines fluviatilen Systems (z.B. Fließrinne, Sandbank, Auebereich). Eine ausführliche Darstellung der möglichen Standardfaziestypen findet sich bei MIALL (1985, 267), wobei den einzelnen Typen ein System von Codebuchstaben zugeordnet wird, um eine rasche Profilaufnahme zu ermöglichen.

Da die Standardfaziestypen auch Maßstab und äußere Geometrie berücksichtigen, kann neben der Bearbeitung von Vertikalprofilen auch gut die 3-dimensionale Struktur der Sedimentkörper beschrieben werden.

Anwendungsbeispiele dieser Methode finden sich bei KRAINER (1986) und HUGGENBERGER et al. (1988).

Die Zusammenstellung der einzelnen Faziestypen, die in den Aufschlüssen des Pitzenberg-Schotters zu beobachten sind, zeigt zugleich, welche Faziesbereiche des fluviatilen Systems zur Ablagerung kamen (Abb. 3.17).

Insgesamt konnten 53 Profilmeter ausgewertet werden. Die kiesige Fazies Gm bildet mit rund 76 % den Hauptanteil.

Folgende Farbseite (Tafel IV) - Pitzenberg-Schotter : Oben Links : Engelhaminger Grube mit anstehendem Quarzkonglomerat. Oben Rechts (Bildunterkante 1,10 m) : Fein- bis Mittelkiese, von den Grobschottern überlagert (Aufschluß 17). Mitte Links : Planare Schrägschichtung in den Pitzenberg-Schottern (Aufschluß 23). Mitte Rechts : Rinnenförmige Basis der hangenden Grobkiese (Aufschluß 22). Unten Links : Rippelgeschichtete Grobsandlage (Aufschluß 22). Unten Rechts : Sandlinsen (bis 50 cm) in den massigen Mittel- bis Grobkiesen (Aufschluß 20).



Fazies-code	Lithofazies	Sedimentäre Strukturen	Fazies	Aufschlüsse
Kiesige Fazies				
Gm	Massiger Grob- bis Feinkies, auch steinig, eingelagerte Sandlinsen.	Grobe bis undeutliche Horizontalschichtung, korngestützt, laterale Korngrößenschwankung.	Basale Rinnenfüllung, longitudinale Bänke.	Bach, Stöckl, Faber, Pitzberg-Aufschlußgruppe.
Gt	Deutlich geschichteter Grob- bis Feinkies.	Trogförmige Schrägschichtung, breite muldenförmige Basis, Rinne erosiv.	Rinnenfüllung, Nebenarme, Seitenarme Kiesbänke.	Faber
Gp	Deutlich geschichteter Grob- bis Feinkies.	Planare Schrägschichtung, einzelne Leebänke bis dm-mächtig, teilweise Reaktivierungsflächen.	Deltaförmige seitliche Vorschüttungen über bestehende Bänke, an Einmündungen von Nebenarmen.	Faber, Edtwald
Sandige Fazies				
Sr	Rippelgeschichteter Grob- bis Feinsand.	Verschiedene Rippeltypen.	Uferbereich, Oberfläche von Sandbänken, Hochwasserabsätze in Ufernähe.	Faber
Sh	Horizontal geschichteter Grob- bis Feinsand, feinkiesig.	Laminiert bis massig, teilweise Strömungslinien.	Sandbänke, Uferbereich, Hochwasserabsätze in Ufernähe, Grobsande zumeist aus schießendem Wasser.	Bach, Engelhaminger-Grube, Südost-Grube
Siltige Fazies				
Fl	Laminierte Feinsand-Silt-(Ton)-Wechselfolge.	Wellige Wechsellagerung im cm bis dm Bereich.	Ufernähe, Auebereich, Überschwemmungsebene, teilweise Hochwasserabsätze.	Faber

Abb. 3.17 Fluviale Faziestypen des Pitzberg Schotter. Den Standardfaziestypen (MIALL 1985) in den Spalten 1-4 werden entsprechende Aufschlüsse zugeordnet, Spalte 5.

Folgende Faziesübergänge waren zu beobachten:

Gm < > Sh Der Übergang zeigt den Wechsel zwischen Hoch- und Niedrigwasserablagerungen. Möglicherweise resultiert diese Abfolge aus einem Nachlassen der Strömungsgeschwindigkeit (MIALL 1977, 39).

Gm, Gp > Sr > Fl Schotter- und kiesdominierte Flüsse zeigen oft Kornverfeinerungszyklen (fining-upward) nach oben zu (WILLIAMS & RUST 1969, Abb. 21)

Im Untersuchungsgebiet weisen die Ablagerungen des Pitzberg-Schotter deutliche Merkmale eines verzweigten Flußsystems (braided river) auf, die in mäandrierenden Flüssen selten sind oder fehlen:

Fazies Gt, Gp fehlt in mäandrierenden Systemen, weil deren erosives Verhalten keine Neuanlage von Fließrinnen, sondern eine Eintiefung der bestehenden Hauptfließrinne erzeugt.

MIALL (1977, 52) weist darauf hin, daß Flüsse in Abhängigkeit vom lokalen Fließgefälle, der Sedimentfracht und der Fließgeschwindigkeit von mäandrierenden, in verzweigte Systeme und umgekehrt, wechseln können.

Bei der Ortschaft Steinberg finden sich Reste einer fluviatilen Sedimentation, deren stratigraphische Stellung durchaus noch nicht gesichert ist. Erschwerend für eine genaue Untersuchung war das Fehlen guter Aufschlüsse.

FUCHS (1963) erwähnt die Kiese und Schotter am Steinberg und beschreibt deren lithologische Ausbildung.

Etwas später untersuchen FUCHS & WOLETZ (1964) den Steinberg-Schotter auf seine Schwermineralführung. Sie stellen dabei fest, daß Verwitterungsfaktoren bei der beobachtbaren Mineralkombination eine Rolle gespielt haben.

In einer weiteren Veröffentlichung ist FUCHS (1968, 57f) der Ansicht, daß die Nichtquarzkomponenten eine eindeutige Abkunft aus zentral- und kalkalpinen Bereichen sowie der Flyschzone zeigen. Er gibt dem Sediment erstmals seinen Namen. Durch einen reinen Vergleich mit den bekannten Untersuchungen in Niederbayern erkennt er Parallelen mit dem Südlichen Vollschotter.

Die Vergleiche mit den gut datierten Schichten in Niederbayern veranlassen FUCHS (1980, 160 in: OBERHAUSER 1980) zur Einstufung des Steinberg-Schotters in das obere Sarmatien bis untere Pannonien.

Der Steinberg-Schotter findet Verbreitung in einem kleinen reliktschen Gebiet südlich und nordwestlich der Ortschaft Steinberg. Die Unterkante der Schotterfläche lagert bei + 460 m NN im Süden und bei + 465 m NN im Norden.

Ob die Schotterbestreuung, die man auf dem kleinen Hügel nördlich von Wienering antrifft zum Steinberg Schotter gehört (vgl. FUCHS 1963), läßt sich nicht zweifelsfrei entscheiden. Die Höhenlage (etwa + 465 m NN) würde dem Vorkommen um Steinberg entsprechen.

Das Sediment erreicht eine Mächtigkeit von 20 Metern am Steinberg. Allerdings bildet der Steinberg Schotter Geländekuppen. Die Mächtigkeiten können daher erheblich reduziert worden sein. Im nördlichen Schotterareal beträgt die Mächtigkeit 5 bis 10 Meter.

Der Steinberg-Schotter besteht petrographisch aus braunen bis braungrauen Fein- bis Mittelkiesen. Die größten beobachteten Gerölle zeigen einen Durchmesser von 16 cm. Das Zwischenmittel (< 2 mm) besteht hauptsächlich aus einem Grobsand. Schluffige oder tonige Beimengungen der Kiese liegen bei 10 % (Abb. 3.18).

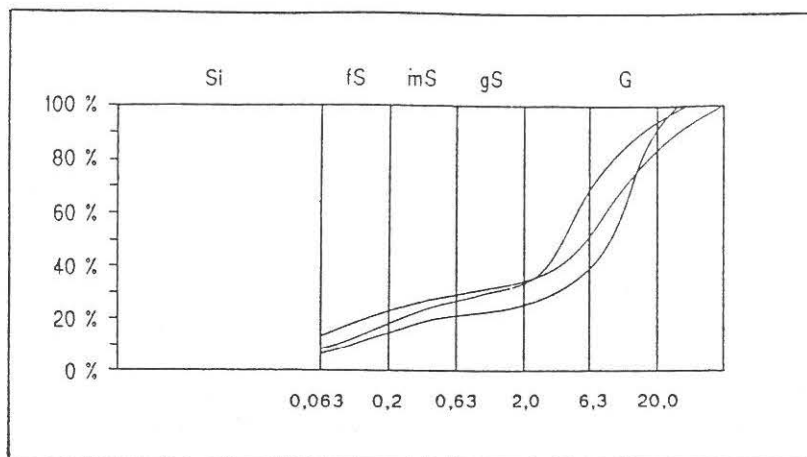


Abb. 3.18 Kumulative Korngrößenverteilungskurven des Steinberg Schotters.

Im Hangenden des Sediments findet sich eine weißgraue, sandige Schlufflage. Auffallend ist die Farbe, die auf kaolinhaltiges Material hindeutet. Nach FUCHS (1968, 57) treten diese "Kaolintone" ausschließlich im Hangenden auf.

Als Komponenten wären zuerst Quarze und Quarzite zu nennen, die 88 % des Bestandes ausmachen. Desweiteren konnten Gneise und reliktsche Quarz-Feldspat Verwachsungen sowie kieselige Sandsteine bestimmt werden. FUCHS (1968, 57) erkennt noch Amphibolite, Lydite, Dolomite, Kieselkalke und Radiolarite als Nebengemengteile.

Die Kiese sind durchwegs als gerundet anzusprechen.

Schwermineralanalytisch zeigt der Steinberg-Schotter ein ausgeprägtes Staurolith-Disthen Hauptmaximum mit Werten von 31,1 % für Staurolith und 20,3 % für Disthen (n=5). Ein weiteres Maximum bilden Zirkon und Rutil (23,1 % und 20,4 %). Ein geringer, jeweils unter 5,0 % liegender Gehalt an Epidot, Granat und grüner Hornblende ist vorhanden.

Das Vorhandensein letzterer, typisch alpinen Kombination zeigt, wenngleich es kein alpines Liefergebiet beweist, zumindest die Aufarbeitung alpin geschütteter Sedimente an. Wären die ausgesprochen hohen Werte für Zirkon und Rutil auf eine moldanubische Zulieferung zurückzuführen, müßten weitere, ebenfalls moldanubische Schüttung anzeigende Mineralien höhere Werte annehmen oder zumindest vorhanden sein. Beides ist nicht der Fall. Dies gilt insbesondere für den mit Zirkon vergesellschafteten Monazit.

Man kann daraus ableiten, daß der Steinberg-Schotter einer intensiven Verwitterung ausgesetzt war. Der hohe Opakgehalt (67,6 %), der Leukoxengehalt (vgl. Kap 4.2) und der hohe Disthengehalt läßt eher an eine chemische Verwitterung denken.

Der Steinberg-Schotter zeigt im Aufschluß Kreuzschichtung mit planaren Schrägschichtungseinheiten. Deren Einfallen beträgt etwa 20°. FUCHS (1968, 57) erkennt eine Schüttungsrichtung aus ca. Süden. Die durchschnittliche Dicke der

Leeblätter, in mehr sandiger Ausbildung, beträgt etwa 5 cm. In kiesigen Bereichen tritt häufig korngestütztes Gefüge auf.

Der Steinberg Schotter liegt in seiner gesamten Verbreitung dem Blätterschlier auf.

Da keine Fossilfunde bekannt sind, kann eine zeitliche Einstufung nur durch lithologische Vergleiche vorgenommen werden.

FUCHS (1980, 160 in: OBERHAUSER 1980) sowie TOLLMANN (1985, 455) stellen den Steinberg-Schotter in das obere Sarmatien.

Diese Altersteinstufung geht zurück auf FUCHS (1968, 57f), der Übereinstimmung mit dem Südlichen Vollschotter erkennt.

Die Verbreitung und Schüttungsrichtungen der jungtertiären Schotter in Niederbayern und Oberösterreich (vgl. BLISSENBACH 1957, 22f und 27) machen allerdings klar, daß der Steinberg Schotter nicht dem Südlichen Vollschotter entsprechen kann. Zudem ist der Steinberg Schotter kein Vollschotter.

Läßt man den Südlichen Vollschotter als Parallelisierungsmöglichkeit außer acht, bieten sich folgende alpin geschüttete Sedimente der weiteren Umgebung an:

- a, Ortenburger Schotter
- b, Hoisberger Schotter
- c, Pitzenberg-Schotter (Quarzrestschotter)

Das nächste Vorkommen des Ortenburger Schotters befindet sich etwa 7,5 km nordwestlich von Steinberg, bei Dommelstadt. Er lagert dort bei + 440 m NN. Reliktische Schwermineralkombinationen sind im Ortenburger Schotter durchaus zu beobachten, aber nicht die Regel (HAAS 1987, 88). Der Ortenburger Schotter ist nach seinem Geröllbestand kein ausgesprochener Restschotter.

Der Hoisberger Schotter scheidet aufgrund lithologischer Kriterien sowie der Lagerungsverhältnisse zur Parallelisierung aus (GRIMM frdl. mdl. Mitt.).

Die Schwermineralspektren des Steinberg Schotters sind gut mit dem Pitzenberg-Schotter in Einklang zu bringen. Beide Sedimente zeigen eine reliktsche Vergesellschaftung mit denselben Maximas. Darauf weisen bereits FUCHS & WOLETZ (1964) hin. Auch in den hohen Opakgehalten sowie den erhöhten Leukoxenanteile (vgl. Kap. 4.2) ist eine Übereinstimmung zu erkennen.

Der Steinberg Schotter liegt mit seiner Basis etwa 45 Meter tiefer als der Pitzenberg-Schotter. Tektonische Verstellungen sind hier durchaus vorstellbar, da ein deutliches Lineament (vgl. Kap. 3.8) entlang des Wallenshamer Tales die Schotterareale am Steinberg und am Pitzenberg trennt. Das Fehlen von kaolinig vergrusteten Geröllen spricht für eine fluviatile Umlagerung des bereits verwitterten Pitzenberg-Schotters. Es erscheint aber auch die Tieferlegung der lokalen Vorflutbasis um 45 Meter ohne tektonische Einflüsse unwahrscheinlich.

Es wird eine Parallelisierung mit dem Pitzenberg-Schotter für wahrscheinlich gehalten. Eine zeitliche Einstufung erfolgt demnach in das obere Badenien.

Trotzdem wurde der Steinberg Schotter in der Kartierung als eigene Einheit behandelt.

Aufschlüsse

26. Ehemalige große Kiesgrube am Steinberg. 500 Meter südlich der Ortschaft Steinberg. Aufgrabung im Nordwesten des Grubengeländes. (R: 46 12475 H: 53 70425; + 475 m NN)

3 Meter Mittel- bis Grobkiese, braun bis braungrau, stark mittelsandig. Kiese gerundet. Gut ausgebildete sedimentäre Strukturen.

27. Ehemalige Kiesgrube. Vom Gehöft Speckmann 300 Meter nach Norden zum Waldrand. Im Wald etwas in nordwestlicher Richtung. (R: 46 11900 H: 53 71575; + 465 m NN).

Grube stark verlehmt. Hier sind die größten Gerölle des Sediments zu finden (\emptyset bis 16,5 cm). Es fallen die recht frischen Feldspäte in der Feinkiesfraktion auf.

3.5

Oberes Sarmatien bis Pannonien

3.5.1

Schotter von Asing

Bei Asing befindet sich ein Schottervorkommen, das sich in petrographischer und schwermineralanalytischer Hinsicht deutlich vom Pitzenberg-Schotter unterscheidet. Diese Unterschiede machen eine Abtrennung als eigene Kartiereinheit nötig, wenngleich sie von früheren Bearbeitern nicht durchgeführt wurde. Es existierte zur Zeit der Kartierung nur ein einziger Aufschluß, der zur Typisierung des Sediments herangezogen werden konnte.

Für STADLER (1916, 33) stellen die Schotter von Asing ein weiteres Vorkommen seiner "tertiären Quarzschotter" dar. Er vergleicht sie mit den Schottern bei Münzkirchen, dem Pitzenberg-Schotter.

THIELE (1987, 9f) betrachtet den Schotterriedel von Asing bis Buchet als identisch mit dem Pitzenberg-Schotter.

Die Schotter zwischen Asing und Buchet ziehen sich in einem Nord-Süd verlaufenden schmalen Schotterzug hin. Sie lagern in einer Höhe von + 480 m NN. Ihre größte Mächtigkeit beträgt nahezu 30 Meter. In den Bereichen mit maximaler Mächtigkeit weisen sie eine beträchtliche Staublehmdecke auf.

Petrographisch handelt es sich beim Schotter von Asing um ein in seiner Körnung stark schwankendes Sediment. In den größten Lagen erreichen die Schotter bis zu 19 cm Ø. Die Kornverteilungskurven zweier über die gesamte obertägige Mächtigkeit entnommener Schlitzproben zeigen ein Überwiegen der Kiesfraktion, bei jeweils sehr hohen sandigen und auch steinigen Anteilen. Die bimodale Verteilung weist Maximas im Grobsand- und Mittelkiesbereich auf. Auffallend ist der sehr geringe Gehalt an siltig-tonigem Material unter 10 % (Abb. 3.19).

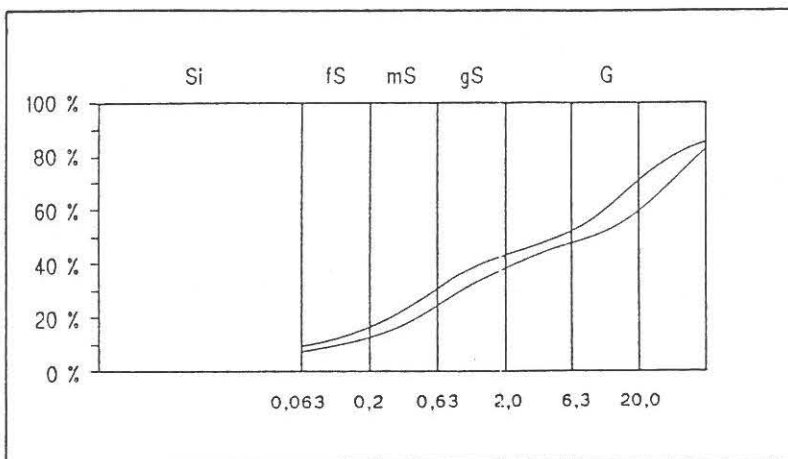


Abb. 3.19 Kumulative Korngrößenverteilungskurven der Schotter von Asing. Die Proben wurden als Schlitzproben entnommen.

Die Komponenten der gröberen Fraktionen sind angerundet bis gerundet. Es treten aber auch kantig zerbrochene Quarze auf.

Die Farbe der Kiese wechselt von braunen und hellbraunen Farben bis zu rostroten und kräftig orangen Farbtönen in sandigen Lagen.

Die Kiese bestehen hauptsächlich aus Quarzen und Quarziten (zusammen 76 %) und einen im Vergleich zum Pitzenberg-Schotter viel höheren Gehalt an Kristallingesteinen (20 %). Dies sind vorwiegend Phyllite und stark zerfressene Quarz-Feldspat Verwachsungen. Desweiteren gehören feinkörnige helle Sandsteine zum petrographischen Bestand. Frische Feldspäte treten gehäuft in der Grobsandfraktion auf und sind in meist grobsandigen Lagen angereichert.

Als besonderes Merkmal des Schotters ist der sehr starke Gehalt an Eisenoxiden zu nennen. Die gesamte Aufschlußmächtigkeit ist durchzogen von Ortsteinlagen. Diese Eisenoxidbildungen treten als Bänder, röhrenartige Bildungen und Geoden auf.

Unter der Staublehmdecke tritt eine weiße fein- bis mittelkiesige, stark feinsandige Schlufflage auf, die als angeschwemmter Kaolinton anzusehen ist.

Das Schwermineralspektrum zeigt deutlich zwei Maxima. Ein Maximum wird durch die stabilen Mineralien Zirkon und Rutil (zusammen 41,0 %) aufgebaut. Das andere Maximum bilden Staurolith und Disthen (beide 35,0 %).

Die Schwermineralmaxima deuten bereits an, daß das Sediment einerseits eine moldanubisch geschüttete Komponente beinhaltet, andererseits ungelagerten Restschotter führt.

In der hangenden Staublehmdecke ist eine Granat-Epidot-grüne Hornblende Kombination enthalten.

Eine ausführliche Besprechung der Schwermineralassoziationen findet sich in Kap. 4.1.

Die Schotter zeigen deutliche Internstrukturen. In den kiesigen Horizonten erkennt man neben horizontaler Einregelung der Komponenten oftmals matrixgestütztes Gefüge. Sandige Lagen sind ausgezeichnet geschichtet. Es findet sich planare und konkave Schrägschichtung. Feinkiesige Schichtungsblätter zeigen teilweise rein korngestütztes Gefüge. Manche Schrägschichtungseinheiten sind mit Pelitklasten nachgezeichnet.

Ein direkter Hinweis auf eine altersmäßige Einstufung der Schotter von Asing fehlt. Lithologisch und nach Höhenlage würden sie sich mit den pliozänen Bildungen der Umgebung vergleichen lassen (vgl. UNGER 1984a, 121ff).

Die pliozänen Terrassenschotter führen in ihrem Geröllbestand einen deutlichen Gehalt (bis 15 %) an Komponenten, die für die Molasse untypisch sind. Dabei sind vor allem Lydite, Radiolarite und bunte Hornsteine zu nennen (vgl. SEITNER 1977, 104). Diese Gerölle sind im Schotter von Asing nicht oder nur in geringer Häufigkeit zu beobachten.

Die gleichzeitige Schüttung und Aufarbeitung von alpinen und moldanubischen Sedimenten weist dem Schotter als Mischserie aus. Das Sedimentationsalter der Mischserie in Ostniederbayern liegt im oberen Sarmatien bis Pannonien (UNGER 1984a, 116)

Aufschlüsse

28. Aufschluß Windpessl. Etwa 150 Meter südlich des Gehöfts Windpessl, westlich von Asing. (R: 46 12000 H: 53 78175; + 495 m NN)

8 Meter stark grobsandige und steinige Mittel- bis Grobkiese, mit zum Teil matrixgestütztem Gefüge. Im oberen Aufschlußbereich regelmäßige Einschaltung von Mittel- bis Grobsanden. Diese Sande zeigen planare Schrägschichtung. Im unteren Teil überwiegt die sandige Fazies, wobei die Sandlagen sowohl planar als auch konkav schrägschichtet sind. Manche konkave Schrägschichtungseinheiten sind durch Pelitklasten nachgezeichnet.

Im äußersten Westen des Kartiergebiets befindet sich ein isoliertes Kiesvorkommen, das im Folgenden als "Kiese von Kinham" bezeichnet wird.

THIELE (1987, 11f) kartiert die Kiese bei Kinham und parallelisiert sie mit der aus Ostniederbayern bekannten Mischserie. In der Geröllanalyse erkennt er neben alpinen Komponenten einen größeren Einfluß außeralpiner Gerölle

Das Vorkommen befindet sich in einem kleinen Areal südlich von Kinham. Die Verbreitung ist bei weitem geringer als bisher angenommen. Die hangaufwärtige Kiesbestreuung – nach Osten zu – scheint allerdings eine ehemals größere Verbreitung zu bezeugen.

Die Kiese lagern bei + 445 m NN mit einer Mächtigkeit von 25 Metern.

Es handelt sich bei den Kiesen von Kinham um steinige Fein- bis Mittelkiese, die in Wechsellagerung mit kiesigen Grobsanden oder sandig-schluffigen Lagen stehen (Abb. 3.20). Die durchgehend rote Farbe des Sediments entstammt einer starken Eisenschüssigkeit. Es ziehen sich Ortsteinbänder netzartig durch das Sediment. Die größeren Komponenten sind gerundet bis gut gerundet. In der qualitativen Geröllanalyse zeigt sich, daß neben dem Überwiegen des Quarzanteils (57 %) ein hoher Anteil an kristallinen Komponenten (23 %) vorhanden ist.

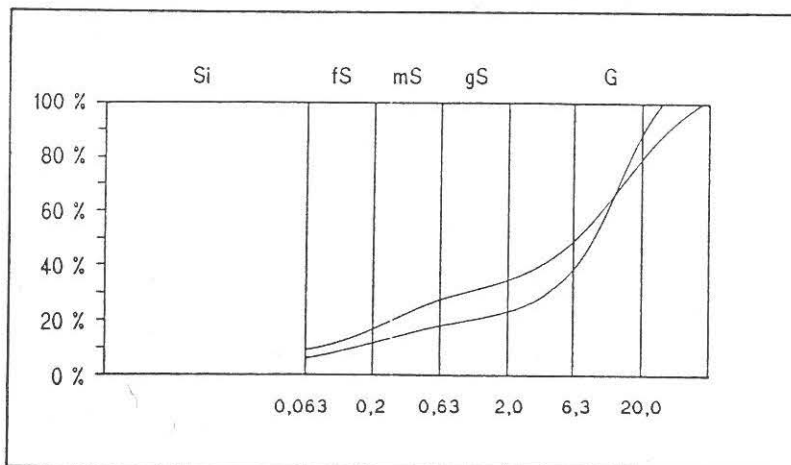


Abb. 3.20 Kumulative Korngrößenverteilungskurven der Kiese von Kinham. Die Proben wurden als Schlitzproben entnommen.

Die Sandlagen sind gekennzeichnet durch einen hohen Feldspatgehalt in der Grobsand und Feinkiesfraktion. Es sind gehäuft Dunkelglimmer vorhanden.

Das Sediment zeichnet sich durch intensive Schichtung aus, sowohl in vertikaler, als auch in horizontaler Richtung. Die Kiese zeigen meist stark korngestütztes Gefüge und insgesamt eine angedeutete Horizontalschichtung. In den Sanden überwiegt Schichtungslosigkeit. Es tritt aber auch planare Schrägschichtung tritt auf. Manche

Sandlagen beginnen mit einem ausgesprochenem Pelitklastenhorizont, der sich dann in höheren Teilen der Sandlagen in einzelne "zerissene" Pelitbänder auflöst.

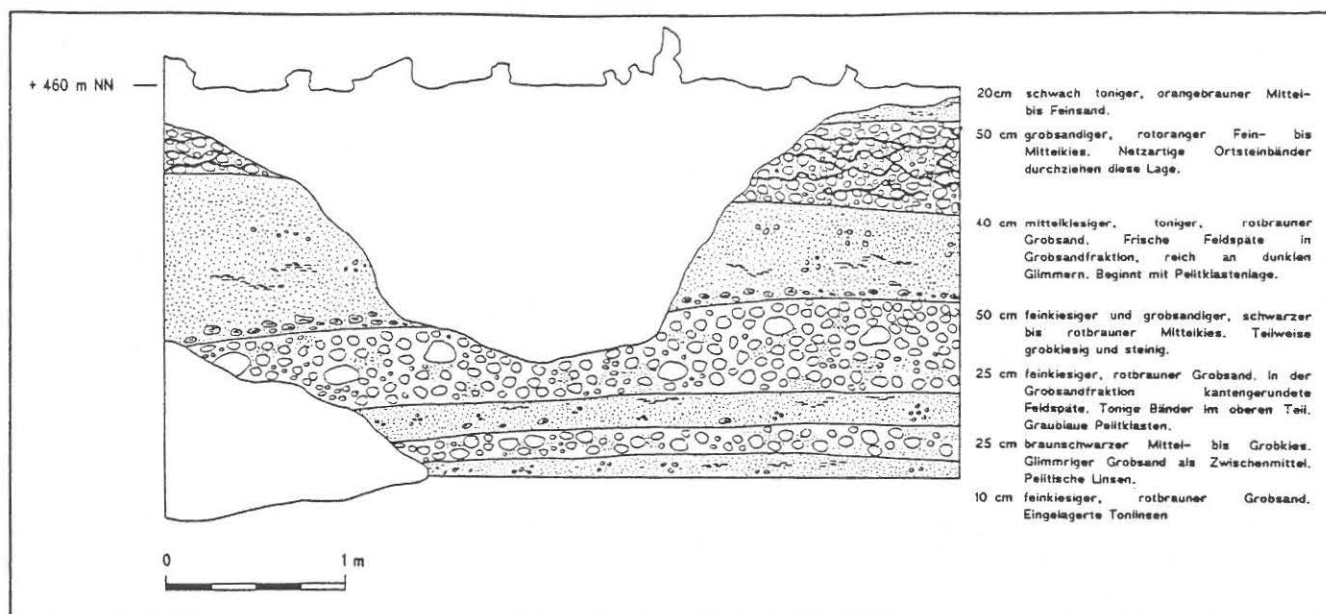


Abb. 3.21 Kiesgrube südlich von Kinham (Aufschluß 29).

Das Schwermineralbild zeigt ein deutliches Staurolith-Maximum (35,0 %). Daneben erscheint ein Zirkon (22,1 %) und Rutil (19,9 %)-Nebenmaximum. Desweiteren finden sich Disthen (9,5 %), Epidot (5,8 %) und Turmalin (4,6 %). Eine Liefergebietsbestimmung scheint kaum möglich.

Nach der makroskopischen Gesteinsausbildung handelt es sich um eine Ablagerung, bei der eine starke Sedimentzufuhr aus dem Moldanubikum zu erkennen ist. Aufgrund der groben Gerölle muß aber auch eine Aufarbeitung von alpinen (Rest-)Schottern stattgefunden haben. Die Ansprache als Mischserie des oberen Sarmatien bis Pannonien (vgl. UNGER 1984a, 116) scheint gerechtfertigt.

Aufschüsse

29. Ehemaliges Kiesgrubengelände im Wald etwa 500 Meter südlich von Kinham. Die Grube im äußersten Westen ist noch im geringen Umfang in Abbau. (R: 46 10850 H: 53 74300; + 455 m NN)

2 Meter Kiese und Sande in Wechsellagerung. Die Typisierung des Sediments stützt sich einzig auf diesen Aufschluß. Im Liegenden der Kiese befinden sich sicherlich nicht die Tone von Rittsteig (bzw. von Zwickedt) wie bei THIELE (1987, geol. Kte. 1:50 000) dargestellt.

3.6.1 Deckschichten aus Lehm und Fließerden

Große Verbreitung im Kartiergebiet finden Deckschichten aus Lehm und Fließerden. Sie treten über allen älteren Sedimenten auf.

Die Deckschichten wurden bei einer Mächtigkeit von mehr als einem Meter als eigene geologische Einheit ausgeschieden.

Die petrographische Zusammensetzung, insbesondere die Korngröße ist von der Entstehung der Lehme abhängig (Abb. 3.22). Bei Lehmen, die aus einer in-situ Verwitterung eines älteren Sediments hervorgegangen sind, tritt eine feine Körnung mit Überwiegen des Schluffanteils auf.

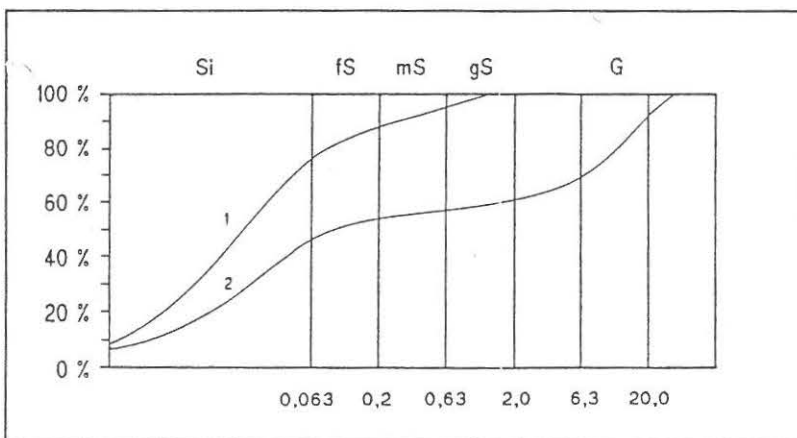


Abb. 3.22 Kumulative Korngrößenverteilungskurven von Lehmen. Kurve 1: In-situ (Braunerde-) Verlehmung über dem Pitzenberg Schotter. Kurve 2: Solifluktslehm am Steinberg.

Die Kanten der Schotterriedel werden von Solifluktsdecken verhüllt. In diesen Fließerdelehmen tritt ein hoher Prozentsatz an gröberklastischen Komponenten auf, die als Geröllschnüre eingeregelt sind. Die Fließerdelehme zeichnen sich durch hohe Ungleichförmigkeit aus. Ausgesprochene Schuffe finden sich bei den Staublehmdecken.

Da eine saubere Trennung der verschiedenen Lehme nur im Einzelfall, nicht aber im ganzen Kartiergebiet möglich war, wurde eine Zusammenfassung vorgenommen.

3.6.2 Hochterrassenschotter / Lößbedeckt

Am rechten Donauufer, nordwestlich von Parz, befindet sich eine deutliche

Terrassenverebnung.

Die Terrasse lagert bei + 315 m NN und ist überlagert von Löß. Der Löß weist einen Karbonatgehalt von 29,5 % CaCO_3 auf. Petrographisch handelt es sich um einen braunen, leicht feinsandigen Schluff (Abb. 3.23).

Es ist eine reiche Molluskenfauna zu beobachten.

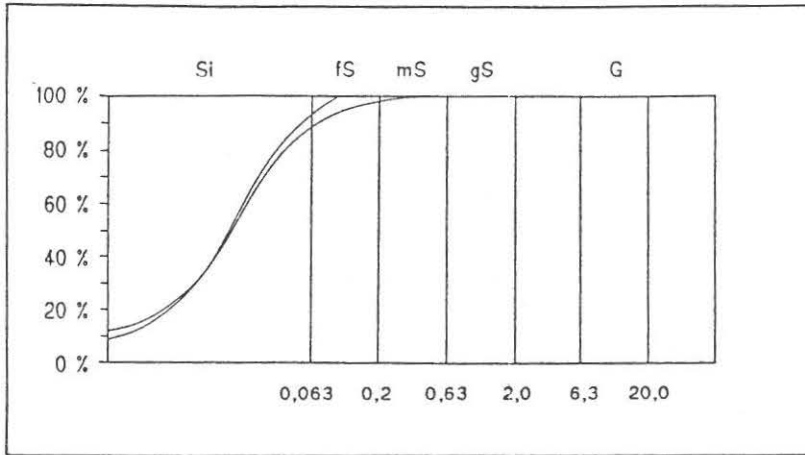


Abb. 3.23 Kumulative Korngrößenverteilungskurven des Lösses bei Parz.

Aufgrund der Felderbestreuung kann bei der Hochterrasse von einem überwiegend psephitischem Material ausgegangen werden. Karbonatgerölle finden sich als Lesesteine.

Nach der NN-Lage (vgl. UNGER 1984a, 127) kann ohne weiteres auf eine Zugehörigkeit zum Hochterrassenschotter des mittleren Pleistozäns geschlossen werden.

3.6.3 Niederterrassenschotter

Ebenfalls nordwestlich von Parz finden sich zwei weitere Terrassenverebnungen.

Die höhergelegene, recht schmale Terrasse liegt bei + 305 m NN, die tiefere lagert bei + 295 m NN.

Nach JANICK (1971, 11) ist die Niederterrasse zweigeteilt. Die tiefere Niederterrasse ist eine Erosionsform der höheren, die während des maximalen Gletscherstandes angelegt wurde.

Die tiefere Niederterrasse wurde vom Katastrophenhochwasser 1954 nicht mehr überflutet.

UNGER (1984a, 127) konnte entsprechende Verebnungen im Passauer Raum kartieren, so daß die Einstufung analog in das jüngere Pleistozän erfolgte.

3.7.1**Holozän, allgemein**

Die tiefsten Verebnungen entlang der Donau sind dem Holozän zuzurechnen. Sie zeichnen sich dadurch aus, daß sie vom Hochwasser regelmäßig überschwemmt wurden (zumindest bis zur Flußregulierung von Inn und Donau).

Das Niveau der holozänen Sedimente befindet sich entlang der Donau bei + 292 m NN. Diese Höhenlage stellt die derzeitige Erosionsbasis des westlichen Sauwalds dar.

Größere zusammenhängende Anteile im Kartiergebiet bilden die Donauinsel Soldatenau sowie ein etwa 1,3 km langer Streifen von der Soldatenau bis Parz. Die Mächtigkeit beträgt etwa 10- bis 11 Meter.

Petrographisch handelt es sich um Sande und schotterige Kiese. Darüber folgt ein schluffiger Sand und Schluff (NEUMEIER 1952, 1). In den hangenden Schluffen konnte ein beträchtlicher Karbonatgehalt festgestellt werden.

Die Ablagerung erfolgte hauptsächlich durch die Donau. Aber auch die kleineren Zuflüsse dürften am Aufbau des Holozäns beteiligt gewesen sein.

3.7.2**Anmooriger Boden und Niedermoortorf**

Niedermoore und anmooriger Boden finden sich im Kartiergebiet bei Peham (+ 460 m NN), östlich von Schwendt (+ 460 m NN), sowie südlich von Höh (+ 420 m NN). Ihr Auftreten ist nicht höhenabhängig. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 1 Meter, da diese Schicht mit dem Bohrstock nicht durchbohrt werden konnte. Die Bildung der Niedermoore und anmoorigen Böden wurde durch die Morphologie begünstigt. In den flachen Tälern entstanden durch Verschlammung von tonigem Material undurchlässige Böden.

3.7.3

Rutschhänge

Rutschungen größeren Umfangs konnten nur an wenigen Stellen beobachtet werden. Am Ausgang des Wallenshamer Tales entstand eine große Rutschung. Die unterlagernde wasserstauende Schicht bildet hier der Blätterschlier, während sich der Steinberg-Schotter als rutschanfällig erwiesen hat. Die Rutschmasse hat eine Länge von 500 Metern und eine Breite von 400 Metern. Der Fuß des Körpers liegt bei + 420 m NN.

Bei der Rutschung der Lokalität Höh ist der gesamte Schotterkörper in einer en-bloc Bewegung verlagert worden. Die Rutschmasse liegt hier isoliert aus ihrem ursprünglichen Verband gelöst, etwa 25-30 Meter tiefer.

3.7.4

Jüngste Talfüllungen

Entlang kleinerer Bäche haben sich fein- bis grobklastische Sedimente abgelagert. Der petrographische Bestand ist abhängig von den anstehenden Gesteinen im Einzugsgebiet.

Sie bilden die allerjüngsten Ablagerungen im Kartiergebiet. Eine weitere Unterteilung ist aufgrund fehlender stufenförmiger Gliederung nicht möglich.

Die jüngsten Graben- und Talfüllungen sind noch überschwemmungsgefährdet und unterliegen laufender Umlagerung.

3.7.5

Künstliche Auffüllungen

Größere Flächen mit künstlichen Auffüllungen befinden sich westlich von Freinberg sowie entlang der Donau.

Das Kartiergebiet und seine weitere Umgebung befindet sich auf einer kristallinen Hochlage die im niederbayerischen Raum ihre Entsprechung im Aidenbach-Griesbacher-Hoch hat (UNGER & SCHWARZMEIER 1982, 200).

Die südliche Begrenzung dieses Hochs bildet der Pockinger Abbruch als die südöstliche Verlängerung des Donaurandbruches. Der Pockinger Abbruch ist ein synthetischer Staffelbruch mit mehreren Bewegungslinien, an denen insgesamt Sprunghöhen bis 1000 Meter erreicht werden.

Die Abbruchzone ist generell in treppenartige Teilschollen zerlegt, die in ihrer Gesamtheit nach SSW einfallen (GUDDEN & ZIEGLER 1965, 225).

Die Abbruchzone löst sich nach Osten in antithetische Brüche auf (POLESNY 1983, 92). Aus diesem Bruchsystem streichen Ausläufer des Leoprechtinger Bruches in den südöstlichen Teil des Kartiergebiets. Der Leoprechtinger Bruch zerlegt den Untergrund in eine südwestliche Hochscholle, den Taufkirchener Rücken und in eine nordöstliche Tiefscholle, die Leoprechtinger Rinne (LENGAUER et al. 1987, 174). Das Rainbacher Becken entspricht der nordwestlichen Fortsetzung der Leoprechtinger Rinne.

Die Streichrichtung des Leoprechtinger Bruches, wie auch der Taufkirchener Bucht verläuft in herzynischer Richtung, folgt also dem Streichen des Donaurandbruches.

Tektonische Bewegungslinien sind im Kartiergebiet nicht nachgewiesen. Im Satellitenbild lassen sich folgende Hauptlineamente erkennen:

1. Wallenshamer Tal
2. Kößlbach, von der Donaumündung bis zum Umbiegen bei Kösslarn
3. Kößlbach von Kösslarn bis Ginzldorf
4. WNW-ESE streichende Linien an der Donau (Mylonitzonen)

Folgende Seite (Tafel V): Multispektrale Scanning Aufnahme LANDSAT-1-(ERTS 1), Kanal 6, 6. August 1975; Geologische Grundlage der Interpretation: FUCHS & THIELE 1968, LENGAUER et al. 1987, UNGER 1984a+b, 1985, UNGER & SCHWARZMEIER 1987, eigene Aufnahmen. Kreuzsignatur: Kristallin der Böhmisches Masse in Oberösterreich; Ohne Signatur: Sedimentäre Einheiten.



Markante Reliefunterschiede im Gelände, wie etwa Täler bilden im Luftbild Lineamente. Es ist zunächst keine gültige Aussage über die Identität zwischen Lineamenten und tektonischen Bruchstrukturen möglich. Aber aufgrund vieler Beispiele kann eine Übereinstimmung angenommen werden (LAMMERER 1976, 527).

Die "Wallenshamer Linie" überquert den Inn nördlich von Vornbach und streicht WNW-ESE bis Hingsham. Westlich des Inns ist dieses Lineament von FÜHRER (1978, 1091) als Inhomogenitätsfläche im Grundgebirge nachgewiesen.

Lagerungsverhältnisse des Pitzenberg-Schotter zum Steinberg Schotter

Der Pitzenberg-Schotter lagert im Verbreitungsgebiet um den Pitzenberg auf pelitischen Gesteinen der Oberen Meeresmolasse, sowie auf kristallinem Grundgebirge. Im nördlichen Verbreitungsgebiet liegt er vollständig dem Grundgebirge auf.

Zwischen südlichem und nördlichem Verbreitungsgebiet beträgt die Höhendifferenz der Schotterbasen 50 Meter. Eine fluviatile Umlagerung nach der Restschotterbildung scheidet aus, da sich in beiden Schotterarealen kaolinig vergrusste Geröllputzen finden, die eine Umlagerung keinesfalls überstanden hätten.

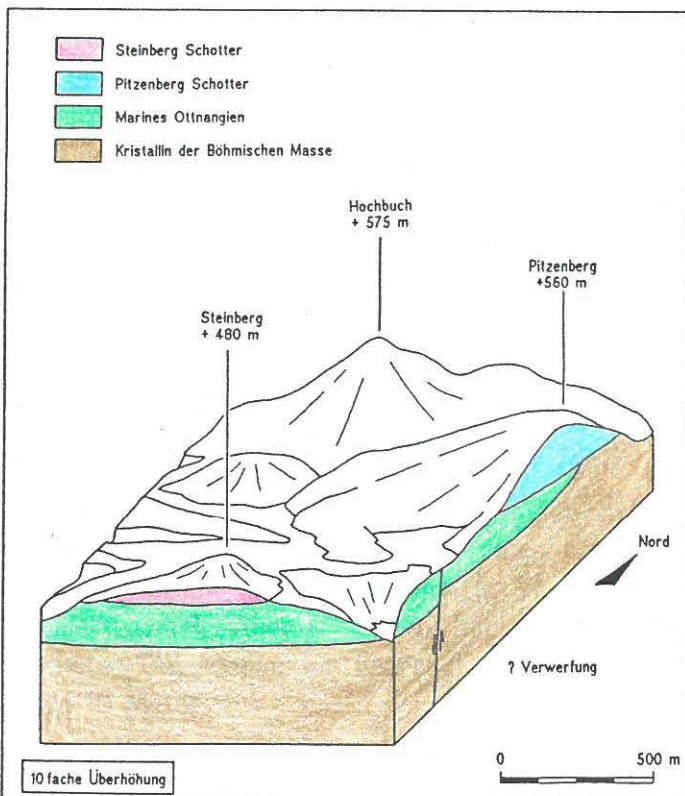


Abb. 3.24 Blockbild der geologischen Situation zwischen Pitzenberg und Steinberg.

Auf die lithologische Übereinstimmung zwischen Pitzenberg-Schotter und Steinberg Schotter wurde bereits hingewiesen. Die Höhendifferenz zwischen beiden Schottern beträgt wiederum 50 Meter (Abb. 3.24). Geht man davon aus, daß der Steinberg Schotter identisch mit dem Pitzenberg-Schotter ist, ergibt sich das folgende tektonische Bild:

Die en bloc Hebung des Moldanubikums seit dem Ottangien (UNGER & SCHWARZMEIER 1982, 219) führte dazu, daß sich der Pitzenberg als eine zu seiner Umgebung relative Hochlage herausbildete.

Zwischen den Schottern am Pitzenberg und am Steinberg verläuft ein tektonisches Lineament entlang des Wallenshamer Tales. An diesen Lineament hat ein Versatz von bis zu 50 Metern stattgefunden.

Weitere Beobachtungen sprechen für die Existenz dieses Lineaments :

- Auf der südlichen Tiefscholle liegt das Kristallin unter Sedimentbedeckung, nördlich des Wallenshamer Tales streichen unvermittelt auf der gesamten Länge des Tales kristalline Gesteine aus.
- Das Lineament verläuft in seiner östlichen Verlängerung durch die Mergelgrube von Salling. Die geschichteten Tonmergel waren einer deutlichen tektonischen Beanspruchung ausgesetzt (vgl. Taf. 2).
- Das Schotterareal des Steinbergs liegt mit seiner Oberkante tiefer, als der Blätterschlier im Liegenden des Pitzenbergs (diese Lagerungsverhältnisse würden ohne tektonische Deutung eine erosive Rinne des Steinberg Schotters voraussetzen).

Lagerungsverhältnisse des Pitzenberg-Schotters zum Schotter von Asing

Der Pitzenberg-Schotter lagert im nördlichen Verbreitungsgebiet bei + 460 m NN mit einer Mächtigkeit von 40 Metern.

Die Basis der Schotter von Asing findet sich bei + 480 m NN. Im Südwesten, bei Schwendt, weist dieses Sediment einen rinnenförmigen Kontakt zum kristallinen Sockel auf. Im Norden haben die Schotter von Asing ihre Rinne in den Pitzenberg-Schotter erodiert. Nach Ausfüllung der Rinne dauerte die Sedimentation weiter an. An den höchsten Geländepunkten überragt der Schotter von Asing den Pitzenberg-Schotter um etwa 10 Meter.

Während der variszischen Gebirgsfaltung im ausgehenden Paläozoikum wurden die moldanubischen Gesteine gefaltet. Die Metamorphisierung der im Kartiergebiet anstehenden Gesteine reichte von einer Perlgneisbildung bis zur Entstehung palingener Granite.

Während weiter im Osten Sedimente des Rotliegenden, des unteren Malm, der Oberkreide und des Alttertiärs auftreten (UNGER 1984b, 36) begann die Sedimentation im Kartiergebiet erst wieder im unteren Ottnangien. Während dieser festländischen Zeit vom Karbon bis zum Ende des Alttertiärs kam es zu einer tiefgründigen Verwitterung der kristallinen Gesteine.

Vermutlich im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen am Pockinger Abbruch (NATHAN 1949) entstand die Nordwest-Südost gerichtete Beckenstruktur von Rainbach.

Im unteren Ottnangien erreichte ein erster Meeresvorstoß aus dem Süden über die Leoprechtinger Rinne das Rainbacher Becken. Nach einer kurzen Regression begann ab dem oberen Unterottnangien eine dauerhafte Überflutung des betrachteten Gebiets.

Die aufgeschlossene sedimentäre Abfolge beginnt mit den etwa 20 Meter mächtigen fossilreichen Grobsanden. Dieses litorale Sediment führt Phosphoritkonkretionen. Da die Konkretionen Aufarbeitungsprodukte aus den pelitischen Gesteinen des oberen Egerien sind, dürfte deren Verbreitung weiter nach Nordwesten reichen als bisher angenommen.

Aus den Transgressionssanden geht konkordant ein etwa 90 Meter mächtiger hellgrauer Tonmergel hervor. Die Abfolge beginnt im höchsten Unterottnangien und reicht bis in das mittlere Ottnangien. Nach der sedimentären Füllung des Rainbacher Beckens noch im Unterottnangien trat eine deutliche Verbreiterung des Meeres ein. Transgressionsbildungen sind nunmehr unterentwickelt ausgebildet. Die Verbreitung der Pelite des mittleren Ottnangien reicht von Salling bis Zwickledt. Das Meer hat jetzt seine größte Ausdehnung erreicht.

Im mittleren Ottnangien endete die marine Sedimentation. Durch nachlassende Senkungstendenz des Troges begann die Verbrackung des Molassemeeres und die Bildung der Oncophoraschichten im oberen Ottnangien. Im Kartiergebiet fehlen brackische Sedimente. Es wurden jedoch bei Zwickledt limnische Äquivalente der Oncophoraschichten abgelagert, die sich in Randnähe zum Moldanubikum bildeten. Diese Sedimente lagerten sich in Senken ab, die sowohl Verbindung zum Oncophorameer im Süden aufwiesen, als auch ständig Einschüttungen aus dem Norden erhielten.

Weiter im Norden entstanden zur gleichen Zeit Senken, die keinerlei Verbindung mehr zum Oncophorameer hatten. In ihnen wurden kohleführende Tone in einer ausgesprochenen Stillwasserfazies abgelagert. Diese randparallelen Senken, die von Regensburg bis Passau auftreten erhielten ihr sedimentäres Material ausschließlich vom Moldanubikum. Die Tone finden sich im Kartiergebiet nördlich von Freinberg auf.

Im oberen Badenien setzte eine starke grobklastische Schüttung ein, die über das Traun- und Ennsgebiet aus Osten kommend Kiese und Schotter sedimentierte. Im Vorfeld dieser Schüttung wurden die kristallinen Zersatzdecken lokal zusammengeschwemmt und bilden die fluviatilen Liegendsande. Darüber folgt der etwa 50 Meter mächtige Pitzenberg-Schotter. Dieser ehemalige alpine Vollschotter wurde während einer längeren Sedimentationspause im Sarmatien einer intensiven Verwitterung ausgesetzt in deren Folge sich der Einkieselungshorizont des Quarzkonglomerats bildete.

Im Sarmatien machten sich erneut tektonische Verstellungen bemerkbar. Die seit dem Ottnangien andauernde en bloc Hebung des Moldanubikums (UNGER & SCHWARZMEIER 1982, 219) führte zu einer relativen Hochscholle des Pitzenbergs.

Nach der Sedimentationspause setzte mit den Schottern von Asing und Kinham im oberen Sarmatien eine grobklastische Schüttung aus dem Norden ein. Dieses fluviatile System führte zunächst zur Bildung einer erosiven Rinne im Pitzenberg-Schotter. Nach Ausfüllung dieser Rinne erfolgte eine weitere Aufsedimentation, so daß diese Schotter die höchsten sedimentären Geländeanteile bilden.

In der folgenden Zeit unterlag das betrachtete Gebiet der Erosion. Lediglich im Pleistozän kam es zu Terrassenbildungen und Lössanwehungen mit nur geringer Ausdehnung. Ebenfalls pleistozänen Alters ist die Überprägung der Talflanken mit großräumigem Bodenfließen, was zur Bildung von Solifluktslehmen führte. Warmklimatische Perioden führten bei einer Bodenbildung zur Entstehung der in-situ Lehme.

- ABERER, F. (1958) : Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg.- Mitt. Geol. Ges. Wien; 50/1957 : 23-93, 1 geol. Kte.; Wien.
- ABERER, F. (1960) : Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung.- Mitt. Geol. Ges. Wien; 52/1959 : 7-16, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.
- ALLEN, J.R.L. (1965) : A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments.- Sedimentology; 5 : 89-191, 34 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.
- ANDREE, H. (1936) : Die Schwerminerale in der älteren oberbayerischen Molasse.- Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd.; 71 A : 59-120, 6 Tab., Beil.; Stuttgart.
- BAMBERG, G. & BAUR, F. (1984) : Statistik.- X+334 S., 62 Abb., 8 Tab.; München.
- BAUBERGER, W. (1984) : Gesteinsfolge Grundgebirge.- in: UNGER, H.J. & BAUBERGER, W. (1984) : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 7446 Passau : 32-82, Abb. 3-13, Tab. 4-5, Bayer. Geol. Landesamt; München
- BERCHEM, H.-R. (1969) : Geologische Untersuchungen auf Blatt Griesbach im Rottal, 7545 (Maßstab 1:25 000).- 78 S., 30 Abb., 1 geol. Kte. 1:62 500; Inaug.-Diss. Univ. München.
- BERTOLDI, G. (1960) : Übersichtsaufnahme Blatt 12/Passau 1:50 000.- Verh. Geol. B.-A.; 1960 : A 16-A 17; Wien.
- BLISSENBACH, E. (1957) : Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges.- Beih. Geol. Jb.; 26 : 9-48, 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- BOENIGK, W. (1983) : Schwermineralanalyse.- VIII + 152 S., 77 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- BRAUMÜLLER, E. (1961) : Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg.- Erdöl Z.; 77 : 509-520, 2 Taf.; Wien.
- BRIGGS, L.I. (1965) : Heavy mineral correlations and provenances.- J. Sediment. Petrol.; 35/4 : 939-955, 8 Abb., 9 Tab.; Tulsa.
- CLAUS, G. (1936) : Schwerminerale aus kristallinen Gesteinen des Gebiets zwischen Passau und Cham.- Neues Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd.; 71 A : 1-58, 3 Tab.; Stuttgart.

- DAVIS, J. C. (1973) : Statistics and Data Analysis in Geology.- XIII + 550 S., Abb., Tab.; New York.
- DIETZ, V. (1973) : Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals.- Contr. Sedimentology; 1 : 69-102, 16 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- DOBEN, K. (1981) : Alpenraum.- in: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500 000 : 101-133, Abb. 25-26, Tab. 10-14, Bayer. Geol. Landesamt; München.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987) : Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone.- Jb. Geol. B.-A.; 130/4 : 415-447, 30 Abb., 3 Tab.; Wien.
- FAUPL, P., ROHRLICH, V. & ROETZEL, R. (1988) : Provenance of the Ottangien Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content.- Jb. Geol. B.-A.; 131/1 : 11-20, 5 Abb., 5 Tab.; Wien.
- FISCHER, G. (1959) : Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.; N.F. 41 : 1-22, 4 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- FOLK, R. L. (1966) : A review of grain-size parameters.- Sedimentology; 6 : 73-93. 1 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- FRIZ, O. (1908) : Untersuchung der Neudlinger Tonvorkommen.- 159-162; unveröff. Bericht Faber Castell'sche Forstverwaltung; Nürnberg.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968) : Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100 000.- 96 S., 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf., 1 geol. Kte. 1:100 000; Geol. B.-A.; Wien.
- FUCHS, W. (1968) : Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes.- in: FUCHS, G. & THIELE, O. (1968) : Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100 000 : 43-58, 1 Tab., 1 Taf., Geol. B.-A.; Wien.
- FUCHS, W. (1963) : Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29).- Verh. Geol. B.-A.; 1963/3 : A 21-A 22; Wien.
- FUCHS, W. (1964) : Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30).- Verh. Geol. B.-A.; 1964/3 : A 19-A 20; Wien.
- FUCHS, W. (1965) : Bericht 1964 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29).- Verh. Geol. B.-A.; 1965/3 : A 28-A 29; Wien.
- FUCHS, W. (1966) : Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30).- Verh. Geol. B.-A.; 1966/3 : A 24-A 25; Wien.

- FUCHS, W. (1980) : Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse.- in : OBERHAUSER, R. (1980) : Der geologische Aufbau Österreichs : 144-164, Abb. 25-35; Wien.
- FUCHS, W. & WOLETZ, G. (1964) : Sande vom Rande des Sauwaldes.- 5 S., Tabellen; unveröff. Manuskript Geol. B.-A.; Wien.
- FÜHRER, F.X. (1978) : Die Anomalien der Schwere am Südwest-Rand des Bayerischen Waldes und ihre Interpretation.- Geol. Rdsch.; 67/3 : 1078-1096, 11 Abb.; Stuttgart.
- GRAUL, H. (1937) : Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck.- Mitt. Geogr. Ges. München; 30 : 179-259, 6 Abb.; München.
- GREGOR, H.-J. (1984) : Die tertiären Samenfloren der Passau-Rittsteiger Gegend.- in: UNGER, H.J. & BAUBERGER, W. : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 7446 Passau : 114-115; Bayer. Geol. Landesamt; München.
- GRIMM, W.-D. (1957) : Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern).- Beih. Geol. Jb.; 26 : 97-199, 14 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Hannover.
- GRIMM, W.-D. (1965) : Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse.- Abh. Bayer. Ak. Wiss., Math.-Naturwiss. Abt., N. F.; 121 : 1-135, 3 Abb.; München.
- GRIMM, W.-D. (1973) : Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany).- Contr. Sedimentology; 1 : 103-125, 9 Abb.; Stuttgart.
- GRIMM, W.-D. (1977) : Das obermiozäne Quarzkonglomerat in Ostniederbayern ist kein Astroblem.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh.; 1977/4 : 373-384, 4 Abb.; Stuttgart.
- GUDDEN, H. & ZIEGLER, J.-H. (1965) : Die Thermalwasserbohrung Füssing 2 und 3 und ihre geologischen Befunde.- Geologica Bavarica; 55 : 216-230, 5 Abb., 2 Tab.; München.
- HAAS, J. (1987) : Das Ortenburger Schotterdelta in der Süßbrackwassermolasse von Ostniederbayern.- 145 S., 58 Abb., 23 Tab.; Inaug. Diss. Univ. München.
- HAGN, H. (1960) : Die Gliederung der bayerischen Miozän-Molasse mit Hilfe von Kleinforaminiferen.- Mitt. Geol. Ges. Wien; 52/1959 : 133-141; Wien.
- HEROLD, R. (1970) : Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns.- 132 S., 20 Abb., 16 Tab.; Inaug.-Diss. Univ. München.

- HOFMANN, B. (1970) : Der Quarzrestschotter der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns - eine einheitliche Schüttung ?.- *Geologica Bavarica*; 63 : 163-172; München.
- HUGGENBERGER, P., SIEGENTALER, C. & STAUFFER, F. (1988) : Grundwasserströmung in Schottern; Einfluß von Ablagerungsformen auf die Verteilung der Grundwasserfließgeschwindigkeit.- *Wasserwirtschaft*; 78/5 : 202-212, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ICPDS Powder Diffraction File (1983) : Joint Committee on Powder Diffraction Standards.- 1007 S., Tab., International Centre for Diffraction Data; Swarthmore.
- JANICK, V. (1971) : Ablagerungen und Gesteine.- in : INSTITUT FÜR LANDESKUNDE VON OBERÖSTERREICH, Atlas von Oberösterreich, 4. Liefg.: 7-42, 3 Abb.; Linz.
- KINZL, H. (1927) : Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern.- *Jb. Geol. B.-A.*; 77 : 235-263, 1 Taf.; Wien.
- KLÜPFEL, W. (1923) : Zur geologischen und palaeogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg.- 90 S., 2 Abb., 2 Taf., 1 geol. Kte 1:100 000; Giessen.
- KOHL, H. & SCHILLER, H. (1963) : Quartärgeologische Beobachtungen in den tertiären Schottern des Pitzenberges bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich).- *Jb. Oö. Mus.-Ver.*; 108/1 : 274-287, 1 Abb., 3 Tab.; Linz.
- KOHL, H. (1967) : Zur Altersfrage der Pitzenbergschotter bei Münzkirchen im Sauwald.- *Verh. Geol. B.-A.*; 1967 : 126-128; Wien.-
- KOHL, H. (1978) : Gesteine und Landformen als Marksteine aus der Erdgeschichte des Innviertels.- *Oö. Heimatblätter*; 32 : 129-146, 6 Abb., 1 Tab.; Linz.
- KÖLBL, L. (1944) : Untersuchungen über die Verteilung von Schwermineralien im niederbayerischen Tertiär.- *Neues Jb. Mineral. usw.*; 79 A : 39-103, 13 Abb.; Stuttgart.
- KOLDIJK, W.S. (1968) : On environment-sensitive grain-size parameters.- *Sedimentology*; 10 : 57-69, 8 Abb.; Amsterdam.
- KRAINER, B. (1986) : Untersuchungen an fluviatilen Sedimenten zur Bewertung von Lockergesteinsvorkommen am Beispiel des Unterpannons im Oststeirischen Becken.- *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*; 7 : 167-172, 3 Abb., 4 Tab.; Wien.
- KÜHN, O. (1965) : Korallen aus dem Helvet von Österreich.- *Sitz. ber. Öst. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I*; 174/ 7-10 : 280-313, 2 Taf.; Wien.
- KURZWEIL, H. (1973) : Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*; 20 : 169-215, 11 Abb., 9 Tab.; Wien.

- LAMMERER, B. (1976) : Strukturen des Alpenrandes zwischen Inn und Bodensee im Satellitenbild.- Geol. Rdsch.; 65 : 525-535, 6 Abb.; Stuttgart.
- LECHNER, K. (1954) : Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1953.- Verh. Geol. B.-A.; 1953 : 51-57; Wien.
- LENGAUER, C., TICHY, G. & ENICHLMAYR, E. (1987) : Beiträge zur paläogeographischen Entwicklung der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich).- Jb. Oö. Mus.-Ver.; 132 : 165-210, 15 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Linz.
- LIPSON, H. & STEEPLE, H. (1968) : Interpretation of X-ray Powder Diffraction Patterns.- VIII + 335 S., Abb., Tab.; London.
- MACKENBACH, R. (1984) : Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (Oberösterreich).- 175 S., 45 Abb.; Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln.
- MARSAL, D. (1979) : Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.- XII + 192 S., 54 Abb.; Stuttgart.
- MEYER, B.L. (1956) : Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlebildungen im östlichen Bayern.- Geologica Bavarica; 25 : 100-128, Abb.; München.
- MIALL, A.D. (1977) : A review of braided-river depositional environment.- Earth Science Reviews; 13 : 1-62, 16 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- MIALL, A.D. (1985) : Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.- Earth-Science Reviews; 22 : 261-308, 20 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- MILNER, H.B. (1962) : Sedimentary Petrography, Vol. II: Principles and Applications.- 715 S., 81 Abb., 20 Tab., 21 Taf.; London.
- NATHAN, H. (1949) : Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel.- Geologica Bavarica; 1 : 3-68, 5 Abb., 1 Taf.; München.
- PASSEGA, R. (1964) : Grain size representation by CM patterns as a geological tool.- J. Sediment. Petrol.; 34/4 : 830-847, 11 Abb.; Tulsa.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R. (1969) : Grain-size image of clastic deposits.- Sedimentology; 13 : 233-252, 5 Abb.; Amsterdam.
- PETRASCHECK, W.E. & POHL, W. (1982) : Lagerstättenlehre.- VIII + 341 S., 212 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- PIPPAN, T. (1955) : Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge.- Sitz. ber. Öst. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl.; 164/6,7 : 335-365, 1 Kte.; Wien.

- POLESNY, H. (1983) : Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse.- Erdöl-Erdgas Z.; 99 : 90-102, 16 Abb.; Hamburg.
- PRIEHÄUSSER, G (1968) : Über die Verwitterung kristalliner Gesteine zu Zersatz von der Oberfläche aus.- Geol. Bl. NO-Bayern; 18/3 : 162-172, 2 Abb.; Erlangen.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1986) : Depositional Sedimentary Environments.- X+551 S., 683 Abb., 38 Tab.; Berlin.
- RIEDL (1957) : Bericht über Bohrungen ausgeführt von der Kamig österreichische Kaolin- und Montanindustrie A.G. 1955-1956.- unveröff. Bericht KAMIG AG; 1-18, 59 Beilagen, davon 1 geol. Kte. 1:50 000; Kriechbaum.
- RITTER, L. (1953) : Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen von Niederbayern und Oberösterreich.- 77 S., 35 Abb.; Inaug.-Diss. Univ. München.
- ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983) : Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich).- Jb. Geol. B.-A.; 126/1 : 129-179, 57 Abb., 9 Tab.; Wien.
- ROETZEL, R. & KURZWEIL, H. (1986) : Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung.- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.; 7 : 199-216, 3 Abb., 6 Tab.; Wien.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O. (1973) : Holostratotypus und Faziesstratotypen der Innvierter Schichtengruppe.- in: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (1973) : Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. 3, M₂ Ottnangien : 140-196, Abb. 19-23, Tab. 4, Slow. Akad. Wiss; Bratislava.
- RUST, B.R. (1971) : Structure and process in a braided river.- Sedimentology; 18 : 221-245, 14 Abb.; Amsterdam.
- SCHAUERTE, E. (1962) : Die Geologie des Blattes Haidenburg und seiner Umgebung.- 150 S., 16 Abb.; Inaug.-Diss. Univ. München.
- SEITNER, L. (1977) : Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der ostniederbayerischen Molasse im Gebiet zwischen Fürstencell, Neukirchen a. Inn und Rittsteig bei Passau (Teil 1).- 136 S., 50 Abb.; Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München.
- STADLER, J. (1916) : Der Löss und sein Vorkommen um Passau.- Jb. Naturwiss. Ver. Passau : 91 S., Abb., Taf.; Passau.
- STADLER, J. (1925) : Geologie der Umgebung von Passau.- Geogn. Jh.; 38 : 39-118. 28 Abb., 1 geol. Kte. 1:25 000; München.
- STATTEGGER, K. (1986) : Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter und fossiler Sedimente.- Jb. Geol. B.-A.; 128/3+4 : 449-512, 68 Abb., 4 Tab.; Wien.

- STEININGER, F., RÖGL, F. & MARTINI, E. (1976) : Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe).- *Newsl. Stratigr.*; 4/3 : 174-202, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- SUESS, F.E. (1891) : Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich.- *Ann. naturh. Mus. Wien*; 6 : 407-429, 3 Abb., 1 Tab.; Wien.
- THIELE, O. (1962) : Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö.).- *Verh. Geol. B.-A.*; 1962 : 117-128; Wien.
- THIELE, O. (1962b) : Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Passau (12), Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i.H. (30).- *Verh. Geol. B.-A.*; 1962 : A 73-A 75; Wien.
- THIELE, O. (1987) : Kurze Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50 000 Blatt 12 Passau (Provisorische Ausgabe).- unveröff. Manuskript *Geol. B.-A.*; 1-15, 1 geol. Kte. 1:50 000; Wien.
- TOLLMANN, A. (1985) : Geologie von Österreich, Band II Außerzentralalpiner Anteil.- XV + 710 S., 286 Abb., 27 Tab.; Wien.
- TRÖGER, W.E. (1969) : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2.- XII + 822 S., 259 Abb.; Stuttgart.
- TUCKER, M.E. (1985) : Einführung in die Sedimentpetrologie.- X + 265 S., 219 Abb., 20 Tab.; Stuttgart.
- UNGER, H.J. & SCHWARZMEIER, J. (1982) : Die Tektonik im tieferen Untergrund Ostniederbayerns.- *Jb. Oö. Mus.-Ver.*; 127/1 : 197-220, 10 Abb.; Linz.
- UNGER, H.J. (1984a) : Schichtenfolge Deckgebirge.- in: BAUBERGER, W. & UNGER, H.J. : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000 Blatt Nr. 7446 Passau : 85-133, Abb. 14-24, Tab. 7-12, Bayer. Geol. Landesamt; München.
- UNGER, H.J. (1984b) : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000 Blatt Nr. L 7544 Griesbach im Rottal.- 245 S., 53 Abb., 19 Tab., 6 Beil., 1 geol. Kte. 1:50 000, Bayer. Geol. Landesamt; München.
- UNGER, H.J. (1985) : Schichtenfolge Deckgebirge.- in: UNGER, H.J. & BAUBERGER, W. : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000 Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn : 34-69, Abb. 3-8, Tab. 4-5, Bayer. Geol. Landesamt; München.
- VISHER, G. S. (1965) : Use of vertical profile in environmental reconstruction.- *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*; 49/1 : 41-61, 16 Abb.; Tulsa.
- VISHER, G. S. (1969) : Grain size distributions and depositional processes.- *J. Sediment. Petrol.*; 39/3 : 1074-1106, 21 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

- WENGER, W.F. (1987) : Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung.-Zitteliana; 16 : 173-340, 24 Abb., 22 Taf.; München.
- WEYL, R. (1950) : Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente.-Erdöl und Kohle; 3/5 : 209-211, 7 Abb.; Hamburg.
- WEYL, R. (1953) : Die Schwermineral-Assoziation der Liether Kaolinsande.-Erdöl und Kohle; 6/1 : 6-7; Hamburg.
- WIESENER, H. (1953) : Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese.-Erdöl und Kohle; 6/7 : 369-372; Hamburg.
- WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. et al. (1976) : Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.-Geol. Rdsch.; 65 : 512-525, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WIESER, F. (1964) : Abschließendes geologisches Gutachten über die Wasserbezugsstellen für die Wasserversorgung Schärding.-Unveröff. Bericht Stadtamt Schärding; 1-15, geol. Kten. 1:100 000; Schärding.
- WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R. (1969) : The sedimentology of a braided river.- J. Sediment. Petrol.; 39/2 : 649-679, 28 Abb.; Tulsa.
- ZÖBELEIN, H.K. (1940) : Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen).-Neues Jb. Min. etc.; 84 : 233-302, 6 Abb., 2 Tab., Taf. 15-18 (darunter 1 geol. Kte.); Stuttgart.

GEOLOGISCHE KARTE 1:10 000 DER TERZIÄREN UND QUARTÄREN
SEDIMENTE IM WESTLICHEN SAUWALD

(OK 12 Blatt Passau und OK 29 Blatt Scharching)

