

GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 55

GEOLOGICA BAVARICA VARIA

Hans Nathan
in diem natalem sexagesimum tertium

actores

WILHELM BAUERGER	HELMUT GUDDEN	WALTER STEPHAN
KURT BERGER	HELMUTH HAUNSCHILD	GERHARD STETTNER
KARL BRUNNACER	OTTO HÖLZL	ERNST OTTO TEUSCHER
PETER CRAMER	GERHARD VON HORSTIG	WALTER TREIBS
THEODOR DIEZ	HANS LUDWIG JESSBERGER	ROLAND ULRICH
KLAUS DÖBEN	HELMUT KÖRNER	WILHELM WEINELT
ULRICH EMMERT	FRITZ KOHL	ALFRED WILD
GEORG FISCHER	PAUL MEISER	OTTO WITTMANN
BRUNO VON FREYBERG	MATTHIAS SALGER	ADOLF WIRM
ORTWIN GANS	DORA SCHMEK	JOSEPH H. ZIEGLER

Mit 99 Abbildungen, 20 Tabellen, 12 Tafeln und 11 Beilagen

MÜNCHEN 1965

GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 55

GEOLOGICA BAVARICA VARIA

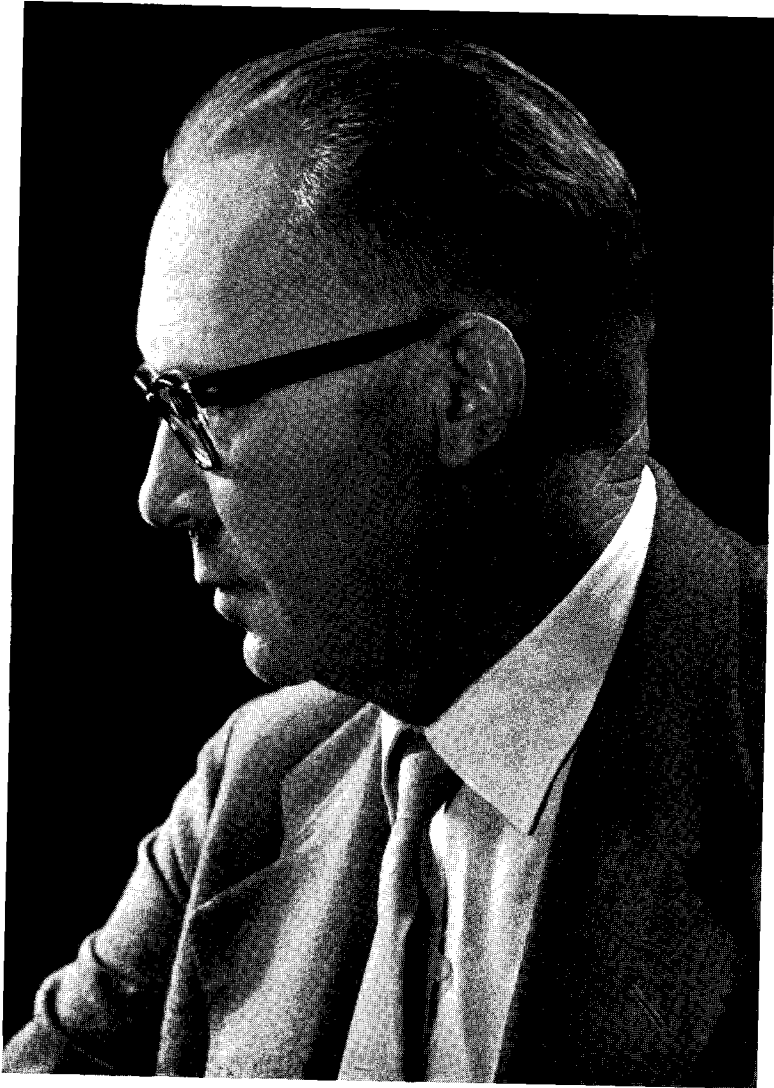
Hans Nathan
in diem natalem sexagesimum quintum

auctores

WILHELM BAUBERGER	HELMUT GUDDEN	WALTER STEPHAN
KURT BERGER	HELLMUTH HAUNSCHILD	GERHARD STETTNER
KARL BRUNNACKER	OTTO HÖLZL	ERNST OTTO TEUSCHER
PETER CRAMER	GERHARD VON HORSTIG	WALTER TREIBS
THEODOR DIEZ	HANS LUDWIG JESSBERGER	ROLAND ULRICH
KLAUS DOBEN	HELMUT KÖRNER	WINFRIED WEINELT
ULRICH EMMERT	FRITZ KOHL	ALFRED WILD
GEORG FISCHER	PAUL MEISER	OTTO WITTMANN
BRUNO VON FREYBERG	MATTHIAS SALGER	ADOLF WURM
ORTWIN GANSS	DORA SCHMEER	JOSEPH H. ZIEGLER

Mit 99 Abbildungen, 20 Tabellen, 12 Tafeln und 11 Beilagen

MÜNCHEN 1965



HANS NATHAN

Inhaltsverzeichnis

	Seite
BAUBERGER, W.: Horizontale und vertikale Faziesunterschiede im Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier	53
BERGER, K. u. SALGER, M.: Eine Urananreicherung im Sandsteinkeuper auf Blatt Höch- stadt/Aisch	179
BRUNNACKER, K.: Die Entstehung der Münchener Schotterfläche zwischen München und Moosburg	341
CRAMER, P.: Zur Geologie der Gegend von Bad Windsheim/Mfr. unter besonderer Be- rücksichtigung neuer Tiefenaufschlüsse	105
DIEZ, TH. u. SALGER, M.: Schluffreiche Deckschichten im Sandsteinkeuper, ihre Entstehung und ihre Beziehung zu Geomorphologie und Bodenbildung	372
DOBEN, K.: Über Harnische im Malm der östlichen Frankenalb	210
EMMERT, U.: Ist der Schilfsandstein des Mittleren Keupers eine Flußablagerung?	146
FISCHER, G.: Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin	7
FREYBERG, B. v.: Cyklen und stratigraphische Einheiten im Mittleren Keuper Nordbayerns	130
GANSS, O.: Ergebnisse der Kohlenbohrungen B 1—B 14 im Gebiet Endorf—Wasserburg/ Inn—Obing	290
GUDDEN, H. & ZIEGLER, J.-H.: Die Thermalwasserbohrungen Füssing 2 und 3 und ihre geologischen Befunde	216
HAUNSCHILD, H.: Der Burgsandstein im nordwestlichen Hesselbergvorland anhand neuer Bohrprofile	191
HÖLZL, O.: Die Molluskenfauna aus dem Grenzbereich Burdigal—Helvet im Kaltenbach- Gernergraben, Landkreis Miesbach/Oberbayern (Vorläufige Mitteilung)	258
HORSTIG, G. v.: Funde von Marken in unterkarbonischen Sedimenten des Frankenwaldes	81
JESSBERGER, H. L.: Das Kriechverhalten von gefrorenem Lockergestein im Zusammenhang mit der bautechnischen Anwendung des Gefrierverfahrens	422
KÖRNER, H. & ULRICH, R.: Geologische und felsmechanische Untersuchungen für die Gipfelstation der Seilbahn Eibsee—Zugspitze	404
KOHL, F.: Der nichtkarbonatische Anteil in südbayerischen Schottern und deren Böden	360

	Seite
MEISER, P. u. TEUSCHER, E. O.: Das Feld Gotting—Ranna, geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald	34
SALGER, M.: Zur Petrographie des Schilfsandsteins	169
— Über den Tonmineralbestand der Regensburger Oberkreide	231
STEPHAN, W.: Zur faziellen und zyklischen Gliederung der chattischen Brackwasser-Molasse in Oberbayern	239
STETTNER, G.: „Schiefereinschlüsse“ im Porphyrylonit des Fürstensteins bei Goldkronach im Fichtelgebirge	70
TREIBS, W.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung	310
WEINELT, Wl.: Der Zechstein in den Kernbohrungen von Bad Sodenenthal, Gemeinde Soden, im südlichen kristallinen Vorspessart	89
WEINELT, Wl., SCHMEER, D. u. WILD, A.: Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westlichen kristallinen Vorspessart	317
WITTMANN, O.: Über Podsole aus Buntsandstein im zentralen Spessart	389
WURM, A.: Zur Frage der Aufstiegswege des initialen variskischen Magmatismus im Kristallin der Münchberger Gneismasse und in der paläozoischen anchimetamorphen Umrahmung	62

VERZEICHNIS DER BEILAGEN

- BRUNNACKER, K.: Petrographische und fazielle Gliederung der Schotterprofile im Nordosten von München.
- FISCHER, G.: Dreiecksdiagramme der modalen Zusammensetzung von Eruptivgesteinen aus dem ostbayerischen Kristallin.
- FREYBERG, B. v.: Querprofil durch den Mittleren Keuper von der Randfazies zum Grabfeld-Becken.
- MEISER, P. u. TEUSCHER, E. O.: Graphitvorkommen des Zuges Habersdorf—Rannamühle; geologische Karte 1 : 10 000.
- Spezialkartierung des Rannafeldes; Maßstab 1 : 2000.
 - Eigenpotentialprofile im Rannafeld.
- SALGER, M.: Tonmineralbestand $< 2 \mu$ der Regensburger Oberkreide in den Bohrprofilen Parkstetten, Barbing und Straßentunnel/Regensburg-Winzerer Höhe.
- STEPHAN, W.: Brackwasser-Molasse des tieferen Chatts; parallelisierte Profile von West nach Ost; Maßstab 1 : 2000.
- Brackwasser-Molasse des höheren Chatts; parallelisierte Profile von West nach Ost; Maßstab 1 : 2000.
- TREIBS, W.: Geologisches Profil des Rohrgrabens der Rhein-Donau-Ölleitung (Kilometer 181,0—226,0); Längenmaßstab 1 : 5000, Höhenmaßstab 1 : 200.
- WEINELT, W.: Längsschnitt der Kernbohrungen 1—8 von Bad Sodenthal/Spessart.

Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin

Mit 1 Beilage

Von GEORG FISCHER¹⁾

Das Institut für Gesteinskunde hat nach dem Kriege die Tradition der Petrographischen Sammlung der Universität München aufgenommen und die durch E. WEINSCHENK und M. WEBER begonnene Forschung im ostbayerischen Kristallin fortgeführt. Die hier vorgelegte Studie ist eine erste Übersicht über ein Teilgebiet dieser Untersuchungen.

Sie wurden ermöglicht und eingeleitet durch Aufträge der Bayerischen Braunkohlen-Industrie in Schwandorf unter der verständnisvollen und hilfsbereiten Leitung des Herrn Direktors Dr. ing. W. SCHARF, durch Mittel des Bundesatomministeriums zur Uranprospektion, ferner durch die Mittel für eine Reihe von Forschungsaufträgen durch die deutsche Forschungsgemeinschaft und durch die wohlwollende Unterstützung durch das Bayerische Geologische Landesamt unter Herrn Direktor Dr. J. NATHAN. Ihnen allen danke ich herzlich namens meiner jungen Mitarbeiter.

Die im folgenden zusammengefaßten Modalanalysen der Eruptiva aus dem ostbayerischen Kristallin sind größtenteils aus unveröffentlichten Diplomarbeiten aus unserem Institut entnommen. Ein anderer, ebenfalls unveröffentlichter Teil stammt aus meinen eigenen Arbeiten, namentlich aus Flossenbürg und Neustadt a. d. Waldnaab und im Regensburger Wald. Der Rest ist veröffentlicht. Auf diese Arbeiten wird im Text Bezug genommen.

Die Benennung und Gliederung der Gesteine ist im Folgenden in engem Anschluß an TRÖGERS Typensammlung seiner „Speziellen Petrographie der Eruptivgesteine“ vorgenommen worden, weil diese zu einem großen Teil ebenfalls auf gemessenen Volumprozenten des Mineralbestandes beruht und daher unmittelbar vergleichbare Werte gibt. Wo bei TRÖGER auf „berechnete Gewichtsprozent“ aus chemischen Analysen zurückgegriffen ist, sind die Gewichtsprozent in Volum% umgerechnet worden, um einen möglichst ähnlichen Bezug zu haben. Freilich ist dabei nicht zu übersehen, daß solche „berechnete“ Mineralbestände gerade in der Feldspat-Gruppe sich keineswegs mit den Zahlen der optischen Analyse decken. Dies liegt daran, daß ein sehr viel größerer Anteil an $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ im Kalifeldspat enthalten ist, als Kalifeldspat im Plagioklas. Diese gegenseitigen Vertretungen bilanzieren sich also nicht aus. Der Albit-Anteil im Kalifeldspat kann optisch nicht in befriedigender Weise quantitativ erfaßt werden. Er besteht i. a. aus mehreren verschiedenen Teilen: a) Anteil echter Einschlüsse von Plagioklas in Orthoklas bzw. Mikroklin, b) Perthit-Flammen, -Bänder usw., c) noch im K-Feldspat-Gitter „gelöster“ Albit. Letzterer kann bei der Vermessung gar nicht bestimmt werden, aber auch die Perthite sind je nach Schnittlage und der Dicke der Spindeln oft nicht einmeßbar.

Es wird also grundsätzlich der Kalifeldspat-Anteil in der optischen Analyse gegenüber den aus der chemischen Analyse berechneten Werten aufgebläht erscheinen und der Plagioklas um etwa den gleichen Betrag gekürzt erscheinen,

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. GEORG FISCHER, Institut für Gesteinskunde der Universität München, 8 München 2, Luisenstraße 37 a.

so daß sich daraus eine beträchtliche Verschiebung im Zahlenverhältnis Plagioklas: Kalifeldspat ergibt.

Der Wirklichkeit wird man natürlich am besten gerecht werden durch optische und chemische Analysen am gleichen Material, insbesondere auch durch sorgfältige chemische Mineralanalysen.

Leider waren chemische Analysen am Institut mangels eines modernen Labors und entsprechender Arbeitskräfte nicht in genügender Zahl durchführbar, so muß ich bei dieser Zusammenstellung größtenteils auf chemische Kontrollen verzichten, mit Ausnahme weniger Beispiele.

Um die Variationen der Zusammensetzung sichtbar vor Augen zu führen, habe ich die Mineralbestände jeweils in 3 Dreiecken dargestellt (vgl. Beilage):

1. Im Dreieck Mafite—Feldspat—Quarz (= M—F—Q). Dieses Dreieck führt uns den g a n z e n Mineralbestand vor Augen.
2. Im Dreieck Mafite—Kalifeldspat—Plagioklas (M—P—KF), in dem a) das Mengenverhältnis der beiden modalen Feldspäte sichtbar ist und b) das Mengenverhältnis zu den Mafiten im Gestein.
3. Im Dreieck Plagioklas—Kalifeldspat—Quarz. Dieses Dreieck zeigt ebenfalls das Mengenverhältnis der beiden Feldspäte zu einander und daneben nun jenes zum Quarz.

Wo es die Lage der von Analysenpunkten belegten Teilflächen im Diagramm erlaubte, wurden diese 3 Diagramme in zwei oder sogar eine einzige Dreiecksdarstellung zusammengezogen um Platz zu sparen und gleichzeitig dem Beschauer auch den Überblick über das Gesamtverhalten der betreffenden Gesteinsart zu erleichtern. Natürlich müssen hierbei nun die Ecken des Dreiecks jeweils mehrere verschiedene Bedeutung bekommen. Dies ist bei allen Darstellungen stets in gleicher Weise angeordnet worden. In der Darstellung I (Δ M—F—Q) bildet Q die obere Spitze des Dreiecks, F liegt links der Basiskante, M rechts. Im Dreieck M—P—KF (II) ist M die Spitze, KF liegt links, P rechts der Basiskante. Im Dreieck III = P—KF—Q bildet Q die Spitze, KF liegt links, P rechts der Basislinie.

Die Punkthaufen der einzelnen Gesteinsarten wurden entweder nur durch eine Linie umgrenzt oder die Belegungsdichten dieser Teilfelder an allen Schnittpunkten der Hauptkoordinaten ausgezählt und hierdurch Flächen gleicher Belegungsdichte ausgegrenzt. Von Stufe zu Stufe gilt jeweils doppelte Belegungsdichte. Hierdurch lassen sich die Gebiete stärkster Belegung klar herausheben. Die Lage der Mittelwerte und der einschlägigen Träger-Typen wurden jeweils angegeben.

„Redwitzite“

Der Name wurde von K. WILLMANN gegeben nach der Stadt Markt-Redwitz in Oberfranken, wo größere Körper dieser Gesteine in Steinbrüchen erschlossen sind. Der beste Aufschluß befindet sich derzeit bei Grafenstein rund 3 km nordwestlich Marktredwitz. Doch sind diese Gesteine keineswegs auf die Nachbarschaft dieser Stadt beschränkt. Sie ziehen sich über Blatt Waldershof in den Nordteil von Blatt Erbdorf fort, ebenso über Blatt Mitterteich nach Blatt Neustadt a. d. Waldnaab und weiter über die Blätter Waldthurn, Vohen-

strauß nach Eslarn. Typische Redwitzite sind auch östlich von Mitterteich noch im Raum von Tirschenreuth zu finden.

Im Moldanubikum südlich der Luhe-Linie begegnen verstreut eine Reihe von Gesteinsvorkommen, die in ihrer Mineralisation den Redwitziten Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz ähnlich sind, die aber nicht sicher mit ihnen identifiziert werden können, als Beispiel ist ein solches Gestein vom Ahornschachten auf Blatt Zwiesel aus der Diplomarbeit PROPACHS in dem Diagr. 1 der Beilage mit eingetragen.

Die Gesteine, die als Redwitzite bezeichnet werden, sind mittel- bis grobkörnige Gesteine, ungeschiefert, mit hypidiomorphem Gefüge. Sie bestehen aus Plagioklas, der in manchen Vorkommen ausgezeichneten Zonarbau zeigt mit zahlreichen Rekurrenzen. Im Mittel entspricht der Anorthitgehalt meist einem Andesin. Die dunklen Gemengteile bestehen teils aus Pyroxenen, bei denen sowohl Diopside wie auch stärker Al-haltige Augite vorkommen, teils aus grüner Hornblende, die z. T. deutlich den Pyroxen verdrängt, ferner Biotit, der häufig zu mehreren cm-großen Individuen auswächst, die richtungslos miteinander verschränkt sind. Als Zwickelfüllung erscheint zwischen den idiomorphen Plagioklasen Quarz, der in solchen Redwitziten ohne granitische Durchtränkungen nur einen sehr geringen Prozentanteil des Gesteins ausmacht. Der Reichtum an Accessorien, insbesondere Apatit, Titanomagnetit, Titanit, Leukoxen und Orthit, ist für diese ganze Gesteinsgruppe typisch. Zirkon tritt zurück. Die Beziehungen zu den Nachbargesteinen sind verschiedener Art: Gegenüber den begleitenden saxothuringischen Sedimenten erweisen sich die Redwitzite als eruptive Massen, die als diskordante Gänge und Stöcke die Paragesteine durchsetzen, die ferner Schollen dieser Paragesteine in sich einschließen und verdauen. Gar nicht selten begegnen in den Redwitziten Reste von Quarzlinsen, die von einem Reaktionsraum von Hornblenden und Pyroxenen umhüllt sind. Auch geschichtete Kalksilikatfelschollen werden manchmal in ihnen angetroffen. Umgekehrt erweisen sich die Redwitzite stets als älter als die begleitenden Granite des Fichtelgebirgsraumes und der nördlichen Oberpfalz. Die dunklen Redwitzite werden vom Granit imbibiert oder auch von Gängen durchschlagen. Entlang den Imbibitionsbahnen entwickeln sich große Mikroklinblasten, Pyroxene und Hornblenden werden durch Biotit ersetzt, der Anorthitpiegel im Plagioklas sinkt. Im Schriff beobachten wir, wie sich die Mikrokline im Intergranularenetz ausgebreitet haben, daß neugebildeter Quarz die Plagioklase buchtig verdrängt und daß die Biotite die älteren femischen Gemengteile durchwachsen und ummanteln. Die granitischen Infiltrationen haben also beträchtliche Stoffveränderungen mit sich gebracht!

Es ist also verständlich, daß die Redwitzite von Vorkommen zu Vorkommen und auch innerhalb des einzelnen Vorkommens beträchtliche Verschiedenheiten aufweisen und sich einer systematischen Einordnung nicht fügen wollen.

Die ursprünglichen Schmelzen hatten gabbroide Zusammensetzung, solche Gabbros finden sich als Relikte z. B. bei Hauptersreuth auf Blatt Neustadt WN (siehe Diagr. 1), ebenso auch bei Ödschönlind, am Nordrand des Blattes Flossenbürg. Eine erste Veränderung erfuhr der Stoffbestand durch Assimilation von Paramaterial, die bereits oben erwähnt wurde. Der Mineralbestand und Chemismus verschob sich hierdurch in Richtung auf Diorit und Quarzdiorit. Die unten

mitgeteilte Modalanalyse zu Schl. Ne 83 zeigt, daß hierbei noch kaum Kalifeldspat entstand. Erst die granitischen Stoffzufuhren führten zu einer allmählichen Vermehrung der K-Feldspäte und überführt die Redwitzite schließlich in das Feld der Granodiorite.

In dem Diagr. 1 sind die Projektionspunkte mehrerer typischer Redwitzite aus dem Blatt Neustadt a. d. Waldnaab wiedergegeben. Die vermessenen Schriffe stammen z. T. aus einem Steinbruch südlich Püchersreuth (an der Straße nach Floß), z. T. aus Redwitzschollen im Gebiet zwischen Gailersreuth und Meierhof.

Die gemessenen Volumprocente sind die folgenden:

	Hornbl. +Pyroxen	Biotit	Plag.	K-Feldsp.	Quarz	Access.
Ne 11	—	19,2	59,3	0,12	18,4	3,0
Ne 90	2,9	24,3	55,6	3,2	11,1	2,8
Ne 94	14,4	23,5	52,7	1,2	3,9	4,3
Ne 83	17,7	18,4	50,2	0,28	12,6	0,76
Ne 80	20,1	20,5	50,9	1,2	5,1	2,2

Im Schliff Ne 83 ist einer der oben erwähnten Quarzeinschlüsse miterfaßt, der von Hornblende umrahmt ist. Der sehr niedrige Kalifeldspatgehalt steht im Einklang mit der Deutung dieser Quarzknollen als mitgerissene Fremdschollen und nicht als granitische Infiltrate.

Untergeordnet begegnen auf Blatt Neustadt a. d. Waldnaab auch Labradorporphyrite mit Einsprenglingen von Labrador-Bytownit, die meist Komplexzwillinge bilden und bis zu 10 unterscheidbare idiomorphe Anwachszonen zeigen, sowie uralitisierten und randlich biotitisierten ehemaligen Augiten. Die Einsprenglinge sind in eine recht feinkörnige, dunkle Grundmasse gesetzt, in der eine zweite Generation von mittelbasischen Plagioklasleisten neben Biotit die Hauptmasse bildet. Manchmal begegnet als Zwickelfüllung zwischen den kleinen Plagioklasen etwas Orthoklas, hie und da finden sich auch in diesen Porphyriten Quarzeinschlüsse, die ein feinkristallines Korngefüge zeigen, sowie etwas Orthoklas enthalten. Ein Reaktionshof um diese Einschlüsse besteht hier nicht. Eine Modalvermessung ist wegen des feinen Kornes der Zwischenmasse nur schlecht durchführbar, da sich vielfach die Mineralkörner im Schliff überlagern. In etwa ergab sich die Zusammensetzung in mehreren solchen Schriffen von Mitteldorf und Pauschendorf auf Blatt Neustadt zu

M	= 40,5 V%	Hierbei sind die Accessoria an Apatit,
P	= 58	Erz und Orthit zu den Mafiten gerechnet.
KF	= 1	
Q	= 5,5	

Da keine wirklichen Aufschlüsse vorhanden sind, ist es nicht möglich zu entscheiden, ob diese Labradorporphyrite eine randliche Salbandfazies der Redwitzgänge bilden, oder ob es sich um schmale selbständige Gänge handelt. Auf jeden Fall muß man sie eng zu den Redwitziten stellen. Sie haben die

gleichen Umwandlungen des Mineralbestandes durch den Falkenberger Granit erlitten wie diese.

Ein Vergleich mit den im Folgenden behandelten Quarzdioriten des südlichen Bayerischen Waldes ergibt, daß die oberpfälzer „Redwitzite“ im Durchschnitt reicher an Mafiten sind, daß unter diesen Mafiten Hornblendens (und Pyroxene) eine größere Verbreitung besitzen als in den Quarzdioriten. Die Gehalte an Kalifeldspat und Quarz sind in den kompakten, wenig granitisierten Teilen der Redwitzite gering, ja können auf Null herabsinken.

Redwitzitanalysen
Labor des Instituts für Gesteinskunde

Chem. Analyse	10	Modalanalyse (Gew.%)								
		Biotit	Hornbl. +Pyrox.	Plag.	K-F.	Quarz	Erz	Titanit	Apatit	Summe
SiO ₂	55,00	8,38	1,84	31,83	1,89	10,59	—	0,49	—	55,02
TiO ₂	1,24	0,47	—	—	—	—	—	0,65	—	1,24
Al ₂ O ₃	14,57	1,60	—	13,51	0,54	—	—	—	—	15,65
Fe ₂ O ₃	10,03	6,87	—	—	—	—	0,70	—	—	7,57
FeO	—	1,88	—	—	—	—	0,32	—	—	2,20
MnO	0,09	0,09	—	—	—	—	—	—	—	0,09
MgO	3,93	3,31	0,57	—	—	—	—	—	—	3,88
CaO	5,33	—	0,92	3,71	—	—	—	0,46	0,31	5,40
Na ₂ O	3,88	0,26	—	4,11	—	—	—	—	—	4,37
K ₂ O	2,89	2,40	—	—	0,50	—	—	—	—	2,90
H ₂ O ⁺	0,79	1,04	—	—	—	—	—	—	—	1,04
H ₂ O ⁻	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,26	—	—	—	—	—	—	—	0,28	0,28
Summe	98,07	26,30	3,33	53,16	2,93	10,59	1,02	1,60	0,59	99,60

Püchersreuth Blatt Neustadt

Die Verrechnung der Modalanalyse auf die chemischen Konstituenten führte zu einer befriedigenden Übereinstimmung mit der chemischen Analyse. Eine gewisse Divergenz ergab sich beim Aluminiumoxyd und beim Natriumoxyd, die beide nach der Modalanalyse etwas höhere Werte besitzen müssen, als sie in der chemischen Analyse ausgewiesen sind. Das durchschnittliche Mischungsverhältnis Albit/Anorthit wurde zu Ab₂An₁ in Rechnung gestellt.

Zum Vergleich wurden auch noch 2 Modalanalysen „redwitzitähnlicher“ Gesteine aus dem Bayerischen Wald in Diagr. 1 mit ihren Projektionspunkten eingetragen:

- a) ein von PROPACH vermessenes Gestein, dessen Fundpunkt am „Ahornschachten“ auf Blatt Zwiesel liegt. Hier ist die Analogie zu den Redwitziten der nördlichen Oberpfalz groß, zumal auch reliktsche Gabbros in diesem Bereich vorkommen.
- b) ein Gestein von Fahrnbach auf Blatt Regen, das von GRAUERT vermessen wurde. Auch bei diesem Gestein ist durch den fast verschwindenden Quarzgehalt und die hohe Mafiten-Beteiligung eine hohe Ähnlichkeit zu den Redwitziten gegeben.

Ferner wurden 2 Modalanalysen des Gabbros von Hauptersreuth mit-
eingetragen, deren Volumprozent-Werte die folgenden sind:

	Hornbl. +Pyrox.	Chl.+ Biotit	Plag.	Quarz	Apatit	Erz	Titanit
Schl. Ne 141	41,32	3,74	53,81	0,07	0,34	0,63	0,08
Schl. Ne 143	30,45	0,86	63,57	—	1,05	3,97	0,10

Der „Biotit“ ist offenbar sehr Mg-reich, nur blaßbraun gefärbt. Die Plagioklase sind Labradorite.

Nadeldiorit

Die einzige Modalanalyse eines Nadeldiorits (Diagr. 1), die bisher im Zuge unserer Arbeiten durchgeführt wurde, stammt von TROLL und betrifft einen Gang, der im Peterbruch (oder „Oberem Schätzbruch“) im Fürstensteiner Gebiet aufsitzt. Es handelt sich bei diesem und bei allen gleichartigen Vorkommen um meist schwächliche Gänge mit NW-Streichen und steilem Fallen, die sich als jüngste magmatische Förderungen erweisen. Sie durchschlagen mechanisch unbeansprucht die mylonitischen Pfahlschiefer des Bayerischen Pfahls bei Regen, sie durchsetzen ebenso auch die jungen Massivgranite. Der Name wurde von GÜMBEL geschaffen und charakterisiert ihr Aussehen recht gut, denn es finden sich in diesen Ganggesteinen stets lange dünne „Nadeln“ von braunen bis braungrünen Hornblende-Einsprenglingen, die bis zu cm-Länge erreichen, in einer sehr viel feinerkörnigen Grundmasse. Die Hornblendensind meist skelettär ausgebildet mit vorauseilenden Prismenkanten und tief eingesenkten, hohlen Trichtern an Stelle der Basisflächen. Unter den Feldspäten waltet Plagioklas weit vor oder ist allein herrschend. Die Quarzgehalte sind bescheiden oder fehlen ganz. Im großen und ganzen steht die Mineralzusammensetzung den „Redwitziten“ näher als den Quarzdioriten. Das Verbreitungsgebiet ist der ganze südliche Bayerische Wald, aber auch noch das Gebiet des hohen Böhmerwaldes zwischen der Landesgrenze, dem Bayerischen Pfahl und der Further Senke. Vereinzelt habe ich auch noch weiter im Norden auf Blatt Waldthurn solche Ganggesteine gefunden.

In der Literatur werden sie häufig mit den Kersantiten identifiziert und als Lamprophyre gedeutet. In der Dreiecksdarstellung Diagr. 1 habe ich daher auch die Punkte der TRÖGERSchen Typen für Nadeldiorite, Kersantite und Spessartite eingetragen, die in der Tat große Ähnlichkeit zeigen. Ein Urteil wäre erst möglich, wenn eine größere Zahl von Bestimmungen vorläge, so daß man das mittlere Verhalten festlegen könnte. Leider sind die Grundmassen dieser Gesteine meist zu feinkörnig, als daß eine zuverlässige optische quantitative Vermessung durchgeführt werden könnte. Es wird also nur der Umweg der Berechnung über die chemische Analyse gangbar sein.

Von Interesse erscheint, daß nach DOLLINGER im Hauzenberger Massiv und seiner nördlichen Umrandung die Nadeldiorite nur eine extreme, dunkle Ausbildung innerhalb eines ganzen Gangschwarmes zu sein scheint, der über malchitische Typen zu Quarzporphyriten sich wandelt. Es erscheint möglich,

daß die Ganggesteine hier erst innerhalb der Gangspalten differenzierten. Ähnliche Quarzporphyrite treten auch im Bereich der Blätter Neustadt, Parkstein und Waldthurn als jüngste Förderungen auf.

„Quarzdiorite“ des Bayerischen Waldes

Die feldgeologische Zusammenfassung dunkler Eruptiva im Bayerischen Wald südlich der Pfahllinie unter der Bezeichnung „Quarzdiorite“ ist eine durch das geologische Vorkommen erzwungene und berechtigte Vereinfachung. Im petrographischen Sinn handelt es sich um Gesteine, die den ganzen Zwischenraum zwischen typischem Quarzdiorit und einem Granit mit Plagioklas-Vormacht ausfüllen, siehe Diagr. 2 und 3.

Der Quarzgehalt der Quarzdiorite im engeren Sinn, d. h. jener Gesteine, bei denen das Verhältnis Plagioklas:K-Feldspat $> 8:1$ ist, beträgt im Mittel der vorliegenden Modalanalysen 23,3%, der niedrigste gemessene Wert ist 13,8%, während unter den Redwitziten der Quarzgehalt auf Null absinken kann und in den nicht-granitisierten Partien auch im Mittel den Wert 10% nicht übersteigt. Der Mittelwert für Plagioklas beträgt im Quarzdiorit 45%, die Mafite belaufen sich im Mittel auf 28,9%, der K-Feldspat auf 2,8%.

Die Hornblendeführung bewegt sich meist zwischen 0—4% und beträgt im Mittel aller gemessenen Quarzdiorite des südlichen Waldes mit Ausnahme des Quarzdiorits vom „Paradiesbruch“ auf Blatt Schöllnach nur 0,66%. Der Diorit vom Paradiesbruch enthält dagegen 17,0% Hornblende und unterscheidet sich hiermit sehr deutlich von den übrigen. Die beigegebene Liste der Analysen und die Dreiecksprojektionen geben einen Überblick über die Variabilität dieser Quarzdiorite.

Die Quarzdiorite ordnen sich zeitlich zwischen Kristallgranit I und die jüngeren Gang- und Stockgranite dieses Raumes ein. Sie kommen als mehr oder minder mächtige Gänge auf NW—SE oder NNW—SSE streichenden Klüften im Gneisgebirge vor. Häufig, aber nicht immer, sind die Fugen, in die die Quarzdiorite eingetreten sind, bei und nach der Intrusion noch zu scherenden Bewegungen benutzt worden, die zu Deformationen des Gefüges geführt haben. Nicht selten benützten wenig später granitische Schmelzen die gleichen Klüfte zum Aufstieg. Es kam zu Korrosionen der Quarzdiorite, namentlich entlang krummschaligen Absonderungsfugen. Losgerissene Schollen der Quarzdiorite wurden stark granitisiert. Auch entstanden in etwas tieferem Niveau kotektische Schmelzen, die je nach dem Mischungsverhältnis zu Granodioriten und Plagioklasgraniten überleiten.

Nicht ganz geklärt sind die Beziehungen der Quarzdiorite auf Blatt Ruhmannsfelden und Lalling zu den dortigen „Granodioriten“, die als Diatextite von LIST aufgefaßt worden sind. Die größten Vorkommen von Quarzdioriten — darunter auch der oben erwähnte „Paradiesbruch“ — sind an das Gebiet von Fürstenstein bis Waldkirchen gebunden. Sie sind in den vergangenen Jahren von TROLL monographisch bearbeitet worden.

Mangerit

Während unter den Redwitziten des nördlichen Bereiches nicht selten quarzfreie Typen auftreten, gehören südlich des Bayerischen Pfahles quarzfreie oder auch nur quarzarme derartige Gesteine zu den Seltenheiten. Bisher liegt nur eine einzige Modalanalyse eines „Mangerits“ vor von ANDRITZKY aus dem Gebiet des Blattes Nittenau. Es handelt sich hier um eine isolierte basische Partie, deren Verband zum umgebenden anatektischen Gneis nicht klarge stellt werden konnte, siehe Diagr. 4 und 5. Das Vorkommen liegt in einem Straßeneinschnitt nordöstlich Karlstein. Gemessen wurden 36,6 Mafite, 44,4 Plagioklas, 9,4 Orthoklas und 9,6 Quarz. Dies entspricht also einem Mangerit mit einem Quarzgehalt unter 10%, einem Plagioklas/Kalifeldspat-Verhältnis von nahezu 5 : 1 und einer hohen Mafitbeteiligung, die das Gestein mit den Opdaliten vergleichen läßt.

Die Seltenheit solcher Gesteinstypen scheint darauf zu beruhen, daß im allgemeinen Quarz- und Kalifeldspatgehalt konform zunehmen, so daß basischere Gesteine in der Regel in Opdalite oder Granodiorite überführt werden und nicht in Mangerite.

Der Mangerit wurde in die Dreiecksdarstellungen der Opdalite miteingetragen und durch schwarzes Dreieck wiedergegeben.

Das Gefüge des Mangerits ist ein Erstarrungsgefüge, die Plagioklase bilden ein ophitisches Balkenwerk, unter den dunklen Gemengteilen finden sich sowohl Diallage wie Hypersthene neben grünen Hornblenden. Unter den Accessorien fallen wie in den Redwitziten zahlreiche lange dünne Apatite auf.

Opdalite

Legen wir die TRÖGERSche Definition zu Grunde, daß die „Opdalite“ mehr als 10% Quarz enthalten, daß ihr Plagioklas/K-Feldspat-Verhältnis zwischen 2 : 1 bis 8 : 1 schwanken kann und daß der Anteil der Mafite mehr als 25% beträgt, so schalten sich die Opdalite nach ihrem P:KF-Verhältnis zwischen Quarzdiorit und Plagioklasgranit ein. Wird der oben genannte Quarzgehalt unterschritten, dann befinden wir uns im Gebiet der Mangerite, sinkt dagegen der Mafit-Gehalt unter 25%, dann treten wir in den Bereich der „Granodiorite“ ein.

In die Dreiecksprojektionen der Analysen (Diagr. 4 und 5) habe ich zum Vergleich auch die TRÖGERSchen Gesteinstypen eingetragen. Hieraus ist zu ersehen, daß die Opdalite des Bayerischen Waldes deutlich „dunkler“ sind als der Typ (4) des Opdalit aus Norwegen. Der mittlere Mafitgehalt der Opdalite aus dem Bayerischen Wald liegt bei 32%, beim Opdalit von Opdal dagegen nur bei 21,5%. Die Schwankungsbreite des Mafitgehaltes liegt im Bayerischen Wald zwischen 25 und 41,5, der Quarzgehalt variiert zwischen 14 und 34% und liegt im Mittel bei 20,5.

Daß der Opdalit von Opdal das in der TRÖGERSchen Definition festgelegte Verhältnis $P:KF \geq 2:1$ in der Δ -Darstellung unterschreitet, liegt daran, daß bei TRÖGER die Berechnung nach Gewichtsprozenten erfolgte; bei Umrechnung auf das Volumen erhöht sich aber der Anteil des Kalifeldspates wegen seiner geringeren Dichte soweit, daß der darstellende Punkt das Opdalitfeld verläßt.

Als geologische Körper sind die Opdalite im Bayerischen Wald vereinigt mit den Quarzdioriten. Wir finden sie in allen Teilen des südlichen Waldes vom Regensburger bis zum Passauer Wald. Es kann als sicher betrachtet werden, daß die Opdalite durch K-Zufuhr aus den Quarzdioriten entstanden sind.

Granodiorite

Die Definition der Granodiorite unterscheidet sich bei TRÖGER darin von jener der Opdalite, daß die Granodiorite Mafite nur zwischen 15—25% enthalten. Demgemäß schließen die Belegungsfelder der Opdalite und Granodiorite im Dreieck M—F—Q, das den ganzen Mineralbestand der Gesteine enthält, so aneinander, daß die Granodiorite weiter vom M-Pol abgerückt sind. Sie sind also heller als die eigentlichen Quarzdiorite und Opdalite und daher auch feldgeologisch häufig bereits von ihnen abgetrennt worden als „Mischdiorite“ oder auch als „Granodiorite“, wo der Gehalt an Kalifeldspäten bereits im Aufschluß sichtbar war. Neben den Modalanalysen aus dem Bayerischen Wald enthalten die Dreiecke auch eine Reihe von verwandten Gesteinstypen TRÖGERS, sowie als Doppelkreis das Mittel der Messungen aus dem Bayerischen Wald um die charakteristischen Beziehungen zu den TRÖGER-Typen sichtbar zu machen (Diagr. 6 und 7).

Eine gewisse Sonderstellung besitzen unter den Granodioriten des südlichen Bayerischen Waldes jene des Listschen Aufnahmegebietes auf Blatt Ruhmannsfelden und Lalling, die sich auch noch in Ausläufern auf Blatt Deggendorf und Schöfweg finden. Während sonst die Granodiorite in sehr engem Verband mit den Quarzdioriten und Opdaliten auftreten und als deren stärker granitisierte Teile aufgefaßt werden können, bilden die Granodiorite hier größere stock- oder pilzförmige Massen, deren Abgrenzung gegen die begleitenden Perl- und Körnelgneise schwierig ist, so daß sie als Diatexite dieser Gneise aufgefaßt worden sind. Dieser Vorstellung steht allerdings der Befund entgegen, daß diese Granodiorite ganz erheblich reicher an Apatit, Zirkon und anderen Accessorien sind als die Gneise.

Farsundite

Nach TRÖGERS Definition sind die Farsundite „helle Granodiorite“. Auch bei ihnen liegt also das Verhältnis Plagioklas zu Kalifeldspat in den Grenzen zwischen 2:1 und 8:1, sie enthalten aber weniger als 15% dunkle Gemengteile. Wir finden daher in dem Dreieck M—F—Q (I) das Feld der Farsundite nahe an die Kante F—Q verschoben. Der Schwerpunkt der Modalanalysen aus dem Bayerischen Wald liegt bei 11% Mafiten, ganz nahe beim Projektionspunkt des norwegischen Farsundits. In den beiden anderen Dreiecken zeigt sich, daß unsere Farsundite im Durchschnitt reicher an Plagioklas sind als der norwegische Typ. Sie entsprechen im P/KF-Verhältnis eher dem Alsbachit, doch nähern sich auch eine Reihe von Messungen dem Wert des Farsundits weitgehend (Diagr. 8).

Nach ihrem geologischen Vorkommen sind verschiedene Arten im Bayerischen Wald zu unterscheiden: Ein Teil der Farsundite schließt sich eng an die Granodiorite, Opdalite und Quarzdiorite im Fürstensteiner Gebiet an, wohl als Reaktionsbildungen zwischen den basischeren Vorläufern und den granitischen Schmelzen, die ihnen folgten. Zum anderen wurden „Farsundite“ auch als selbst-

ständige Gänge im Gebiet südlich der Fürstensteiner Diorite gefunden von TROLL. Ähnliche „basische Ganggranite“ wurden von SCHREYER auf Blatt Vils-hofen und von ANDAÇ auf Blatt Tirschenreuth vermessen. Sie liegen hart an der Grenze einerseits zum Granodiorit, andererseits zu plagioklasreichen Graniten. Schließlich zeigt auch einer der Pinitporphyre auf Blatt Reichenbach, von VENDL vermessen, farsunditischen Mineralbestand. Ebenso sind die durch DOLLINGER als Randfazies des Hauzenberger Granitmassivs am Ostrand ausgeschiedenen „Granodiorite“ nach ihren quantitativen Mineralverhältnissen als Farsundite zu bezeichnen. Auch die „Grundmasse“ des Falkenberger Granits zeigt farsunditische Zusammensetzung.

Die Granite

Eine ganze Reihe verschiedener Möglichkeiten bieten sich an zu einer Gliederung der Granite in unserem Kristallin.

Wir können je nach ihrem Auftreten als geologische Körper unterscheiden zwischen „Massivgraniten“, die größere einheitliche Massen bilden, und solchen, die als Kluffüllungen nur schmale Gangräume erfüllen und daher auch meist rascher abgekühlt und erstarrt sind. Fassen wir diese als „Ganggranite“ zusammen, so dürfen wir hier mit größerer Wahrscheinlichkeit damit rechnen, daß wir es bei diesen Gesteinen mit echten „Magmatiten“ zu tun haben, deren Schmelze in etwa der Zusammensetzung des Gesteins entsprach, abgesehen von den im Magma gelösten flüchtigen Bestandteilen. Wir können ferner nach dem Beispiel GÜMBELS unterscheiden zwischen „Kristallgraniten“ und fein- oder mittelkörnigen Graniten, je nach der Körnigkeit und dem Vorhandensein großer Kalifeldspäte, die in einigen Fällen eine Länge von mehr als 10 cm erreichen können. Wir können ferner die Granite in den beiden verschiedenen Bau-Einheiten einander gegenüberstellen, dem „Saxothuringikum“ im Norden und dem „Moldanubikum“ im Süden und überprüfen, ob zwischen den Graniten dieser beiden Einheiten Unterschiede vorhanden sind oder nicht. Schließlich können wir die Granite auch nach den quantitativen Verhältnissen ihrer Mineralbestände gruppieren, in solche in denen der Plagioklas vorwaltet und andere mit Vormacht des Kalifeldspats, oder wir gliedern nach dem Quarzanteil in Quarzgranite mit höherem Quarzgehalt als 40%, normale Granite zwischen 40—20% Quarz und Subgranite, bei denen der Quarzgehalt unter 20% abgesunken ist. Jede dieser Gliederungsmöglichkeiten hat Sinn und Bedeutung für jeweils andere Fragestellungen. Auch die Frage, ob es sich um „in situ“ granitisierte Massen handelt oder um solche, die als Schmelzen oder Schmelzbreie aufgestiegen sind und in höherer Dachregion erstarrten, wird von Fall zu Fall zu beantworten sein.

Plagioklasgranite

Das heißt Granite mit deutlicher Vormacht von Plagioklas über Kalifeldspat begegnen im Bayerischen Wald besonders im engen Verband mit den bereits behandelten Quarzdioriten, Opdaliten, Granodioriten usw., im Fürstensteiner Gebiet (siehe I und III in Diagr. 9 und 10), sowie auch in Begleitung der Granodiorite der Blätter Lalling und Ruhmannsfelden. Aus den Abbildungen ist zu ersehen, daß zwischen den einzelnen Vorkommen gewisse Unterschiede im Gehalt

an mafischen Gemengteilen vorhanden sind. Mafite und K-Feldspäte verhalten sich dabei i. a. gegensätzlich: Zunahme an K-Feldspat geht Hand in Hand mit einer Verringerung des Mafiten-Anteils.

Auch die Massiv-Granite von Tittling und Hauzenberg sind „Plagioklas-Granite“ (Diagr. 11 und 12). Zwischen dem Tittlinger Granit und den Mischgraniten des Typs Wendelberg, Peigerting usw., sowie auch TROLLS „Hybridgraniten“ aus dem Gebiet des Blattes Schöllnach besteht nahe Verwandtschaft.

Im Hauzenberger Granit macht sich erstmals eine Dehnung des Belegungsfeldes parallel zur Kante KF—P geltend, die bis zur Mittelachse des Diagramms, d. h. zu gleichen Zahlen für Plagioklas und K-Feldspat führt. Nach DOLLINGER besteht dieses Massiv aus mehreren etwas verschiedenaltrigen Einschüben. Die z. Z. laufenden Arbeiten werden zeigen, ob das Feldspatverhältnis in den unterscheidbaren Graniten verschieden ist.

Monzogranite

Mit diesem Namen will ich jene Granite bezeichnen, bei denen beide Feldspäte etwa im Gleichgewicht vorhanden sind.

Wie aus dem Diagramm 12 des Hauzenberger Massivs bereits ersichtlich war, trifft dies für einen Teil der dortigen Vermessungen zu, ebenso auch für den Eberhardsreuter Granit auf Blatt Tittling, der sich in Abb. 11 deutlich vom Tittlinger Granit abhebt, sowie für den von SCHREYER bearbeiteten Neustifter Granit auf Blatt Ortenburg, sowie den Kaußinger Granit auf Blatt Lalling im Arbeitsgebiet von St. DÜRR (Diagr. 11).

Eine Analyse des Falkenberger Granits von Blatt Neustadt a. d. Waldnaab wurde von PÖTZL durchgeführt:

SiO ₂	65,03
TiO ₂	0,74
Al ₂ O ₃	15,87
Fe ₂ O ₃	2,13
FeO	2,98
MnO	0,07
MgO	1,01
CaO	2,82
Na ₂ O	3,41
K ₂ O	4,67
H ₂ O ⁺	0,87
H ₂ O ⁻	0,12 ₅
P ₂ O ₅	0,13 ₅
CO ₂	—
Cl	Sp.
S	0,00 ₅
Summe	99,86

Im Vergleich mit den Analysen des Flossenbürger- und Leuchtenberger Granits tritt der geringere Kieselsäure-Gehalt, die höhere Magnesium-Eisen- und Calcium-Führung deutlich in Erscheinung.

Mit etwas größerem Schwankungsbereich trifft dies auch für die in den Diagrammen 13 und 14 dargestellten Granite des Falkenberger (= Tirschenreuther) Granits und den Flossenbürger Granit zu. Die Schwankungen vollziehen sich symmetrisch zum Verhältnis 1:1 der beiden Feldspäte, so daß im ganzen gesehen keine Vormacht des einen oder anderen zu beobachten ist. Die beiden Granite unterscheiden sich im Diagramm durch den durchschnittlichen Quarzgehalt. Dieser ist im Falkenberger Granit deutlich geringer als im Flossenbürger. Bei zwei Vermessungen (Wurmsgfäll und Gailenreuth, beide auf Blatt Neustadt a. d. Waldnaab) ergaben sich Gehalte an Quarz, die unter 15% liegen. Diese Granite könnten also bereits als „Sub-Granite“ gewertet werden. Möglicherweise hängt dies damit zusammen, daß in diesem Bereich noch reichlich Schollen von „Redwitziten“ im Granit vorkommen.

Andererseits zeigt das gleiche Diagramm, daß mehrere Vermessungen im Flossenbürger Granit Quarzgehalte festgestellt haben, die über der 40%-Grenze liegen. Diese „Quarz-Granite“ sind pneumatolytisch beeinflusst. Die Flossenbürger Granite sind im gegenwärtigen Anschnitt nicht tief unter der primären Oberfläche des Stockes angeschnitten. Sie zeigen weitverbreitete pneumatolytische Wirkungen auch im Nebengestein, wobei Turmalinisierungen und Turmalinreisenbildungen hauptsächlich am Westrand, Topasierungen hauptsächlich am Ostrand dieses Granitstockes zu beobachten sind. Am Ostrand zeigen die Granite auch weit verbreitete Schachbrettalbitisierungen der Mikrokline.

Durch diese Umsetzungen sind die Felder in den Dreiecken M—F—Q und P—KF—Q in Richtung auf Q hin stark auseinandergezogen.

Die Diagramme 15—17 geben einen Überblick über Modalvermessungen in der Bohrung Altenhammer I der Bayerischen Braunkohlen-Industrie, nahe dem Ostrand des Blattes Neustadt a. d. Waldnaab, angesetzt in einer Randfazies des Flossenbürger Granits. Die Kerne wurden alle 5 m in Dünnschliffen untersucht und quantitativ vermessen. Auch hier finden wir im Dreieck F—M—Q eine gleichartige „Zerdehnung“ des Belegungsfeldes. Auch hier begegnen „Subgranite“ oder „Syenogranite“ mit Quarzgehalten, die unter 10%, ja in einem Fall sogar unter 5% absinken! Daneben erscheinen Quarzgranite mit Quarzgehalten über 40%!

Bei den Subgraniten dieser Bohrkernfazies steht außer Zweifel, daß hier nicht etwa Reaktionen mit basischen Einschlüssen an dem niedrigen Kieselsäuregehalt Schuld sind, sondern es handelt sich um hydrothermal veränderte Granite, bei denen der Kalifeldspat unangegriffen ist, während die Plagioklase vollständig entkalkt und durch klaren Albit ersetzt sind. Die Biotite sind durchwegs chloritisiert, z. T. sind sogar neue Chloritrosetten gebildet worden. In der ersten, oberflächennahen derartigen Zone ist eine abnorme Steigerung des Muscovitgehaltes festzustellen (siehe ERNST), die in tieferen Zonen dagegen zurücktritt oder fehlt. Als Neubildungen erscheinen hier vor allem Albit, dann Epidot, Titanit und Calcit. Der Apatitgehalt erscheint über das Normalmaß hinaus ebenfalls gesteigert. Die Umsetzungen haben sich in schwach alkalischer Lösung abgespielt, daher die Aufzehrung der Quarze, die Neubildung von Calcit und Apatit. Die Modalzusammensetzung dieser Proben ist folgende:

Teufe	Quarz	K-F.	Albit	Chl. + Biot.	Musc.	Ap.	Erz	Zirk.	Epid.	Titanit	Calcit
13 m	11,0	37,3	25,1	0,1	26,2	0,2	0,1	—	—	—	—
18 m	2,4	33,9	20,5	0,26	41,6	0,7	0,4	—	—	—	—
188 m	18,8	28,4	28,8	2,9	17,4	0,9	0,02	Sp	2,2	0,5	—
198 m	8,2	30,8	43,4	7,1	5,2	0,3	—	0,03	2,9	1,2	0,9
200 m	13,6	28,9	41,5	4,3	5,0	0,47	0,0	Sp	4,2	1,2	0,8

Es besteht Grund zu der Annahme, daß diese „Entkieselungszonen“ in enger genetischer Verbindung stehen zu Quarzgängen mit Eisenglanz, die in höherem Niveau auftreten. Der Quarz scheint entlang den Kluftbahnen zunächst aufgelöst worden zu sein (Wasserglaslösung) und in höherem Niveau nach Schwinden der Alkalinität der Lösung wieder ausgefällt worden zu sein. Auch SCHREYER hat im Granit von Neustift ähnliche Umsetzungen beobachtet.

Die Höhenschichtlinien in dem Diagramm 15 zeigen von Stufe zu Stufe doppelte Belegungsdichte an. Die dichteste Belegung ergibt sich bei 35% Quarz, 15% Mafiten und 50% Feldspäten. Die beiden Diagramme, in denen die Gehalte an Kali-Feldspat, Plagioklas mit den Mafiten bzw. mit dem Quarzgehalt in Beziehung gesetzt sind, lassen eine gewisse „Schiefe“ des Belegungs-feldes erkennen: geringe Quarzwerte fallen mit hohen Kali-Feldspatwerten zusammen. Der Plagioklas- (bzw. Albit-)Anteil steigt hier mit zunehmendem Quarz. Es ist dies in Einklang mit der bereits weiter oben mitgeteilten Erfahrung, daß in den pneumatolytisch beeinflussten Granitpartien die Kalifeldspäte mehr oder minder weitgehend durch Schachbrettalbit verdrängt sind.

Im ganzen aber zeigt auch der Granit der Bohrung Altenhammer ein ausgeglichenes Verhältnis beider Feldspäte. Einige wenige Proben greifen bereits aus dem Feld der Monzogranite hinüber in das angrenzende Feld der „Syenogranite“ mit deutlicher K-Vormacht. Doch ist hierbei zu bedenken, daß die größeren Kalifeldspäte auch im Flossenbürger Granit Dimensionen bis zu 3—4 cm Kantenlänge erreichen können. Es wird also mitunter ein Schriff zuviel K-Feldspat mitbekommen haben.

Die Umrechnung mehrerer volumetrischer Analysen des Flossenbürger Granits vom Plattenberg ergab im Durchschnitt:

Gew. %	Quarz	(Mi ⁺ Pe)	Plag.	Biotit	Musc.	Apatit	Zirk.	Erz	Summe
SiO ₂	36,55	14,62	14,15	1,27	6,66	—	0,0013	—	73,25
TiO ₂	—	—	—	0,11	0,04	—	—	0,02	0,17
Al ₂ O ₃	—	4,14	5,38	0,67	5,03	—	—	—	15,22
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,21	0,51	—	—	—	0,72
FeO	—	—	—	0,59	0,13	—	—	0,01	0,73
MnO	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,02
MgO	—	—	—	0,30	0,08	—	—	—	0,38
CaO	—	—	0,46	0,03	0,02	0,33	—	—	0,84
K ₂ O	—	2,83	—	0,31	1,51	—	—	—	4,65
Na ₂ O	—	0,65	2,27	0,07	0,18	—	—	—	3,17
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,13	0,60	—	—	—	0,73
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,27	—	—	0,27
F	—	—	—	0,03	0,07	0,03	—	—	0,13
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0,0024	—	(0,0024)
Summen:	36,55	22,24	22,26	3,74	14,83	0,63	(0,0037)	0,03	100,28

In der Kolonne (Mi + Pe) sind Mikroklin, Perthit und die von entmischtem Albit umrahmten kleinen Einschlußplagioklase zusammengefaßt.

Die Umrechnung zweier Integrationen von Flossenbürger Granit aus einem Steinbruch am W-Rand des Blattes, nördlich Rückersmühle, ergeben:

Gew.-%	Quarz	(Mi+ Pe)	Plag.	Biotit	Musc.	Apatit	Summe
SiO ₂	26,31	23,08	17,20	1,35	3,33	—	71,27
TiO ₂	—	—	—	0,11	0,02	—	0,13
Al ₂ O ₃	—	5,53	6,51	0,71	2,51	—	16,26
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,23	0,26	—	0,49
FeO	—	—	—	0,63	0,06	—	0,69
MnO	—	—	—	0,02	—	—	0,02
MgO	—	—	—	0,31	0,04	—	0,35
CaO	—	—	0,55	0,03	0,01	0,18	0,77
K ₂ O	—	4,15	—	0,33	0,75	—	5,23
Na ₂ O	—	1,24	2,74	0,07	0,09	—	4,14
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,14	0,30	—	0,44
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,15	0,15
F	—	—	—	0,04	0,03	0,01	0,08
Summe:	26,31	35,00	26,90	4,00	7,40	0,34	100,02

Chemische und volumetrische Analyse des Flossenbürger Granits aus dem Steinbruch Bäumler in Galstenlohe, nahe dem Südrand des Blattes Flossenbürg (6240)

Modalanalyse Schliff Flo 7 und 8

Chem. Analyse	Biotit	Plag.	K-Feldsp.	Quarz	Musc.	Apatit	Zirk.	Erz	Summe	
SiO ₂	70,04	1,55	18,94	10,76	35,38	5,82	—	0,007	—	72,46
TiO ₂	0,22	0,12	—	—	—	0,04	—	—	0,06	0,22
Al ₂ O ₃	14,41	0,81	7,21	3,04	—	4,39	—	—	—	15,45
Fe ₂ O ₃	2,83	0,26	—	—	—	0,45	—	—	—	0,71
FeO	1,08	0,72	—	—	—	0,12	—	—	0,06	0,90
MnO	0,04	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,03
MgO	0,47	0,36	—	—	—	0,07	—	—	—	0,43
CaO	1,21	0,03	0,61	—	—	0,02	0,28	—	—	0,94
Na ₂ O	2,78	0,08	3,03	—	—	—	—	—	—	3,11
K ₂ O	5,03	0,38	—	2,81	—	1,56	—	—	—	4,75
H ₂ O ⁺	1,15	0,19	—	—	—	0,52	—	—	—	0,71
F	—	0,05	—	—	—	—	0,02	—	—	0,07
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	0,01
P ₂ O ₅	0,50	—	—	—	—	—	0,23	—	—	0,23
Summe:	99,76	4,58	29,79	16,61	35,38	12,99	0,53	0,017	0,12	100,00

Eine biotitreiche, schlierige Hüllzone um einen
Greisenschlauch im Steinbruch am Plattenberg
(Schliff Flo 83)

ergibt folgende Zahlen der Mineral- und chemischen Zusammensetzung:

	Quarz	Mikr.	Plag.	Biotit	Musc.	Ap.	Erz	Zirkon	Sill.	Summe
Vol ⁰ / ₀	13,9	38,9	26,3	11,1	8,4	0,8	0,4	0,08	0,10	100,00
Gew. ⁰ / ₀	13,58	37,31	26,00	12,25	8,95	0,99	0,72	0,14	0,10	100,04
SiO ₂	13,58	24,16	16,53	4,25	4,02	—	—	0,05	0,04	62,63
TiO ₂	—	—	—	0,04	0,03	—	0,38	—	—	0,45
Al ₂ O ₃	—	6,83	6,29	2,23	3,03	—	—	—	0,06	18,44
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,72	0,31	—	—	—	—	1,03
FeO	—	—	—	1,97	0,075	—	0,34	—	—	2,38
MnO	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	0,07
MgO	—	—	—	0,99	0,05	—	—	—	—	1,04
CaO	—	—	0,53	0,09	0,01	0,50	—	—	—	1,13
Na ₂ O	—	—	2,65	0,23	0,11	—	—	—	—	2,99
K ₂ O	—	6,23	—	1,03	0,91	—	—	—	—	8,26
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,53	0,36	—	—	—	—	0,89
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,44	—	—	—	0,44
F	—	—	—	0,05	0,04	0,05	—	—	—	0,14
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—	0,09
Summe:	13,58	37,31	26,00	12,25	8,95	0,99	0,72	0,14	0,10	99,98

Über die Zusammensetzung der Einsprenglings-Mikrokline im Flossenbürger Granit informiert die folgende Umrechnung einer Reihe von volumetrischen Vermessungen:

	Quarz	K-Feldsp.	Plagioklas	Perthit	Muscovit	Summe
Vol ⁰ / ₀	0,5	78,2	10,0	8,7	2,7	100,0
Gew. ⁰ / ₀						
SiO ₂	0,52	50,20	6,50	6,07	1,33	64,62
TiO ₂	—	—	—	—	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	—	14,20	2,47	1,72	1,01	19,40
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,10	0,10
FeO	—	—	—	—	0,02	0,02
MgO	—	—	—	—	0,01	0,01
CaO	—	—	0,21	—	—	0,21
K ₂ O	—	13,11	—	—	0,30	13,41
Na ₂ O	—	—	1,04	1,04	0,03	2,11
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,13	0,13
F	—	—	—	—	0,01	0,01
Summe:	0,52	77,51	10,22	8,83	2,95	100,03

Der Anteil dieser Feldspäte am Gesamtgestein schwankt etwa um 20—25 Volum% in der Regel, doch habe ich in einer anomal einsprenglingsreichen Granitplatte aus dem Steinbruch am Plattenberg den Anteil der großen Kalifeldspäte integriert zu 39,3 Vol%!

Der Gehalt an Quarz im Kalifeldspat ist auf Schläuche beschränkt, die sich gerne an den Grenzen älterer Einschlüsse gegen den K-Feldspat angesiedelt haben. Auch der Muscovit ist vermutlich jünger als der Feldspat. Echte Einschlüsse von Hochquarz und Biotit mit zonarer Anlagerung an den wachsenden Feldspat sind hier äußerst selten, dagegen sind solche „angelagerte“ kleine Plagioklase in jedem der Kalifeldspäte zu finden. Der Perthit ist als Entmischungsprodukt zu deuten.

Die Zwischenmasse zwischen den K-Feldspateinsprenglingen im Steinbruch Plattenberg bei Flossenbürg:

	Quarz	K-F.	Plag.	Biotit	Musc.	Apatit	Erz	Zirk.	Summe
Vol%	34,4	18,4	38,4	1,8	6,7	0,2	0,1		100,0
Gew.%	34,53	17,72	38,10	2,04	7,17	0,25	0,19		100,00
SiO ₂	34,53	11,47	24,23	0,69	3,22	—	—	—	74,14
TiO ₂	—	—	—	0,06	0,02	—	—	—	0,08
Al ₂ O ₃	—	3,25	9,22	0,36	2,43	—	—	—	15,26
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,12	0,25	—	0,13	—	0,50
FeO	—	—	—	0,32	0,06	—	0,06	—	0,44
MnO	—	—	—	0,01	—	—	—	—	0,01
MgO	—	—	—	0,16	0,04	—	—	—	0,20
CaO	—	—	0,78	0,01	0,01	0,13	—	—	0,93
K ₂ O	—	3,00	—	0,17	0,73	—	—	—	3,90
Na ₂ O	—	—	3,88	0,04	0,09	—	—	—	4,01
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,08	0,29	—	—	—	0,37
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,11	—	—	0,11
F	—	—	—	0,01	0,03	0,01	—	—	0,05
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	Sp	Sp
Summen:	34,53	17,72	38,11	2,03	7,17	0,24	0,19	Sp	100,00

In dieser Grundmasse des Flossenbürger Granits ist also das Verhältnis Plagioklas: K-Feldspat > 2:1. Da der Anteil der dunklen Mineralien < 10% ist, ist sie als „farsunditisch“ zu bezeichnen.

Chemische Analysen des Flossenbürger Granits

SiO ₂	73,59
TiO ₂	0,13
Al ₂ O ₃	14,62
Fe ₂ O ₃	0,73
FeO	0,61
MnO	0,02
MgO	0,39
CaO	0,78
Na ₂ O	3,04
K ₂ O	4,86
P ₂ O ₅	0,37
H ₂ O	0,50
<hr/>	
Summe	99,64

Daraus errechnete Mineral-Gewichts⁰/₀ (nach STRUNZ):

Biotit	2,38
Plagioklas	27,02
Orthoklas	19,52
Quarz	39,86
Muscovit	8,51
Apatit	0,65
Rutil	0,10
Hämatit	0,44
Rest (Al ₂ O ₃)	1,52

Der chemische Befund nach Analyse von FRESENIUS (veröffentlicht von STRUNZ 1953/55) stimmt gut überein mit den mitgeteilten optischen Analysen. Die berechnete Mineraltabelle ist nicht ganz im Einklang mit der wirklichen Mineralgesellschaft. Dadurch, daß sich der Albit auf Plagioklas und Alkalifeldspat verteilt, ist das Verhältnis der beiden Feldspäte im Gestein verschoben. Rutil ist im Flossenbürger Granit nicht vorhanden. Das Titan sitzt zum Teil in den Glimmern, z. T. im Erz. Hämatit ist höchstens als sekundäre Neubildung vertreten, das Eisenerz ist primär entweder ein Titanomagnetit oder Titaneisen.

Das in der STRUNZschen Berechnung nicht untergebrachte, überschüssige Aluminiumoxyd ist selbstverständlich hier nicht als Korund vorhanden (es gibt nur im Kontakthof bei Plössberg einen Korundfels), sondern es steckt wohl zumeist als HAl-Silikat in den Glimmern. In vielen moldanubischen Graniten begegnet man auch Andalusit, der aber im Flossenbürger Granit zu fehlen pflegt.

Chemische Analyse des Granits von Leuchtenberg

(Blatt Nr. 6339 Waldthurn)

Analytiker: FRESINIUS, Wiesbaden.

Veröffentlicht durch STRUNZ, Acta Albertina Ratisb., **21**, S. 63—69, Regensburg 1953/55.

SiO ₂	74,77
TiO ₂	0,04
Al ₂ O ₃	14,84
Fe ₂ O ₃	0,65
FeO	0,45
MnO	0,06
MgO	0,22
CaO	0,51
Na ₂ O	3,50
K ₂ O	4,07
P ₂ O ₅	0,21
H ₂ O	0,46
Summe	99,78

Hieraus errechnete

Mineral-Gew.‰:		und Mineral V‰:
Biotit	1,58	1,59
Plagioklas	30,18	32,32
Orthoklas	15,83	17,76
Quarz	41,29	38,22
Muscovit	8,25	7,93
Apatit	0,42	0,41
Hämatit	0,41	0,34
Rutil	0,04	0,03
Rest (Al ₂ O ₃)	2,00	1,40

Der Granit von Leuchtenberg ist die höchste Dachregion einer westlichen Zunge des Falkenberger Massivs, die nach Süden vorstößt. Sie entspricht in ihrer Mineralzusammensetzung weitgehend jener des Flossenbürger Massivs.

Chemische Analyse des Granits von Hagedorf

(Blatt Nr. 6340 Vohenstrauß)

Analytiker: FRESINIUS, Wiesbaden.

Veröffentlicht durch STRUNZ, Acta Albertina Ratisb., **21**, S. 63—69, Regensburg 1953/55.

SiO ₂	71,51	Gew.‰
TiO ₂	0,20	
Al ₂ O ₃	16,53	
Fe ₂ O ₃	0,36	
FeO	0,79	
MnO	0,03	
MgO	0,13	
CaO	0,69	
Na ₂ O	4,38	
K ₂ O	4,42	
P ₂ O ₅	0,65	
H ₂ O	0,74	
Summe	100,13	
	+ 0,06	‰ SO ₃

Hieraus errechnete

Mineral-Gew.‰:		und Mineral V‰:
Biotit	1,92	1,93
Plagioklas	36,66	38,94
Orthoklas	13,66	15,19
Quarz	31,51	28,89
Muscovit	14,12	13,44
Apatit	0,94	0,93
Hämatit	0,21	0,18
Rutil	0,16	0,13
Rest (Al ₂ O ₃)	0,52	0,37

Der Granit von Hagendorf, wie auch der berühmte Phosphat-Pegmatit von Hagendorf, sind Aufbrüche des „Flossenbürger“ Massivs, das sich unter der Gneisdecke nach Südosten fortsetzt.

Granitmassiv von Oberviechtach

Dieses Massiv wurde von C. DÜSING bearbeitet. Das Diagramm 18 gibt die von ihm vermessenen Schriffe und ihren Mineralbestand wieder. Wie die beiden Felder II und III zeigen, ist dieses Massiv ein Monzogranit mit sehr ausgewogenem Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis und verhältnismäßig geringfügiger Streuung. Dies hängt sicherlich damit zusammen, daß das Korngefüge dieses Massivs feinkörnig ist, so daß schon im Einzel-Schliff die mittlere Zusammensetzung ziemlich gut gegeben ist. Im Vergleich mit dem Flossenbürger Granit ist festzustellen, daß die größte Häufung der Meßpunkte im Oberviechtacher Granit bei 30‰ Quarz, 55‰ Feldspat und 15‰ Mafiten gegeben ist. Er enthält also weniger Quarz und mehr Feldspat im Durchschnitt als der Flossenbürger Granit. Daß die Zahl der Mafite in beiden Graniten gleich hoch liegt, überrascht den Kenner dieser Granite, da der Oberviechtacher ohne Frage mehr Biotit enthält als der Flossenbürger. Das Ergebnis erklärt sich dadurch, daß den Mafiten auch die Muscovite beigezählt sind, die das Defizit an Biotit im Flossenbürger Granit wettmachen. Immerhin enthalten mehrere Proben des Oberviechtacher Granits mehr als 20‰ Mafite, was im Flossenbürger Granit nur in den „anormalen“, entquarzten und hochverglimmerten Partien erreicht und übertroffen wird.

Kristallgranite I und II des Bayerischen Waldes

Sie bilden insbesondere im „Regensburger Wald“, d. h. in der nordwestlichsten Partie des Bayerischen Waldes südlich des Pfahles große geschlossene Massiv-Flächen, doch sind sehr ähnliche Gesteine in einigen Zügen auch nördlich des Pfahles bekannt, so im Gebiet von Bodenmais und Zwiesel. Die Abgrenzung dieser Granite gegen ihren Rahmen ist häufig ungewiß. Sie sind vielfach eingehüllt in einen Mantel von „Körneltneisen“, die ähnlich wie die Kristallgranite große Kalifeldspäte enthalten, die hier als Porphyroblasten gedeutet werden müssen. Doch kommen andererseits auch scharfe Kontakte zwischen den Nebengesteinen und dem Kristallgranit vor. Es bleibt zunächst eine Streitfrage, ob die Kristallgranite in situ granitisierte Gneise sind und dann die erwähnten Körneltneise als „unfertige“ Kristallgranite aufzufassen sind, oder ob der

Kristallgranit als Magmenbrei seinen Platz intrusiv eingenommen hat und die beobachtete K-Feldspatblastese in seinem Mantel als eine exogene Kontaktmetamorphose unter Stoffzufuhr aufzufassen ist. Beides ist vielleicht als ein und dasselbe aufzufassen, als 2 verschiedene Betrachtungsweisen des wirklichen Vorganges. Betrachten wir zunächst das Diagramm 19 des Dreiecks M—F—Q, so stellen wir fest, daß die Kristallgranite I ein ziemlich eng geschlossenes Feld belegen, dessen Zentrum bei 11 Mafiten, etwa 28 Quarz und 61 Feldspäten liegt. Im Vergleich zum Oberviechtacher Granit sind also die Feldspäte angestiegen, der Gehalt an Quarz und an Mafiten ist zurückgegangen. Es ist natürlich einzuräumen, daß diese sehr grobkörnigen Gesteine einer richtigen Vermessung erhebliche Schwierigkeiten bereiten. Die Vermessung erfolgte in 3 Arbeitsgängen: 1. wurde an einer genügend großen Platte von m²-Dimension der Anteil der großen Kalifeldspäte am Gestein ausgemessen (Fotos ausplanimetriert). 2. wurde im Schliß die Zusammensetzung der Zwischenmasse zwischen den großen Feldspäten nachgegangen und 3. wurde das Interngefüge der großen K-Feldspäte untersucht. Aus diesen 3 Vermessungen wurde dann die pauschale Zusammensetzung des Kristallgranits errechnet. An diesen Vermessungen waren beteiligt: G. FISCHER, G. KRAUS, KÖHLER, HERGET, BOSSE und andere. Im Diagramm ist neben der Pauschalesammensetzung der Granite (●) mit x-Signatur die Zusammensetzung einiger eingemessener Grundmassen des Kristallgranits I angegeben. Diese Grundmassen neigen zu granodioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung. Plagioklas und Mafite sind in ihnen angereichert, Kalifeldspat tritt zurück oder fehlt ganz.

Die beiden Dreiecke M—P—KF (Diagr. 19 II) und P—KF—Q (Diagr. 20) zeigen eine Dehnung des Belegungsfeldes entlang der Kante KF—P. Das Belegungsfeld liegt zum größeren Teil zwar noch im Bereich der „Monzogranite“, aber hier auf der Seite mit leichter K-Feldspat-Vormacht, und reicht etwa mit einem Drittel seiner Ausdehnung noch in das Feld der Syenogranite hinüber, in dem der K-Feldspat mehr als doppelt so hoch vertreten ist als der Plagioklas. Diese Zerdehnung des Belegungsfeldes ist in erster Linie hervorgerufen durch verschiedenes Mengenverhältnis zwischen „Grundmasse“ und „Einsprenglingen“, das in der Regel zwischen 20—40% Einsprenglings-Feldspäten schwankt. Doch kann auch in der Grundmasse selbst der K-Feldspat-Anteil großen Schwankungen unterliegen, wie aus der Verteilung der Grundmasse-Signaturen zu ersehen ist.

Recht ähnlich liegen die Dinge auch im Saldenburger Granitmassiv, aus dem einige Vermessungen durch G. TROLL vorliegen. Das Dreiecksdiagramm 21 zeigt, daß auch hier die Zwischenmasse zwischen den großen K-Feldspäten plagioklasgranitische bis granodioritische Zusammensetzung besitzt, während das ganze Gestein, einschließlich der K-Feldspat-Einsprenglinge eine leichte Vormacht des K-Feldspats über den Plagioklas aufweist. Die K-Feldspat-Einsprenglinge enthalten hier im Mittel 0,8% Mafite (hauptsächlich Biotit), 12,2% Plagioklas + Perthitschnüre, sowie 2,6% Quarz.

Die Kristallgranite II, die im Regensburger Wald die Kristallgranite I gangförmig durchsetzen und häufig mit den Quarzdioriten zusammen vorkommen, sind in den Diagrammen miteingetragen. Sie sind ebenfalls Monzogranite mit schwacher Vormacht der K-Feldspäte.

Eine Analyse des Kristallgranits II von der Löffelmühle auf Blatt Reichenbach zeigt eine ähnliche Zusammensetzung wie jene der Kristallgranite I.

Zum Vergleich seien hier noch eine chemische Analyse des Kristallgranits I aus dem Steinbruch im Perlachtal bei Trasching, Blatt Nr. 6840 Reichenbach, gegenübergestellt meiner Dünnschliffvermessung:

Chem. Analyse		Modalanalyse								Summe
		Biotit	Plag.	K-Feldsp.	Quarz	Apatit	Zirkon	Erz	Titanit	
SiO ₂	65,50	3,35	27,59	18,50	17,26	—	0,03	—	0,08	66,81
TiO ₂	0,66	0,28	—	—	—	—	—	0,01 ₆	0,10	0,39
Al ₂ O ₃	16,02	1,76	10,49	5,23	—	—	—	—	—	17,48
Fe ₂ O ₃	3,93	0,57	—	—	—	—	—	—	—	0,57
FeO	—	1,56	—	—	—	—	—	0,01 ₄	—	1,57
MnO	0,03	0,00 ₈	—	—	—	—	—	—	—	0,01
MgO	1,11	0,78 ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,78
CaO	1,77	0,07	0,89	—	—	0,26	—	—	0,07	1,29
Na ₂ O	3,49	0,18	4,42	—	—	—	—	—	—	4,60
K ₂ O	5,44	0,82	—	4,84	—	—	—	—	—	5,66
H ₂ O ⁺	0,50	0,42	—	—	—	—	—	—	—	0,42
H ₂ O ⁻	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,29	—	—	—	—	0,22	—	—	—	0,22
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0,06 ₆	—	—	0,07
F	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—
Summe:	98,81	9,80	43,39	28,57	17,26	0,50	0,10	0,03	0,25	99,87

Die Zahlen der Modalanalyse würden noch besser mit jenen der chemischen Analyse harmonieren, wenn der Biotit als frei von Aluminium und Natrium berechnet würde. Aber auch nach dieser Korrektur bleibt als Unterschied bestehen, daß die Modalanalyse offenbar mehr Feldspäte erfaßt hat und einen geringeren Anteil an mafischen Mineralien als die chemische Analyse.

Pinitporphyre und Ganggranite

Bei den grobkörnigen Massivgraniten ist die pauschale Zusammensetzung des Gesteins, wie erwähnt, in hohem Grade von dem Mengenverhältnis Grundmasse zu K-Feldspat-Einsprenglingen abhängig. Da es sich um ein sehr grobes Mineralgemenge handelt, ist es fraglich, ob mit einer beschränkten Zahl von Dünnschliffvermessungen die wahre mittlere Zusammensetzung des Gesteins erreicht werden kann. Außerdem ist in vielen Aufschlüssen zu sehen, daß das Mengenverhältnis der beiden Feldspäte im Meter-Bereich bereits sehr verschieden sein kann. Örtliche Anhäufungen der großen K-Feldspäte bis zu 60% der Gesamtmasse stehen Verarmungen gegenüber, wo bankweise solche K-Feldspäte überhaupt fehlen können. Es ist daher naheliegend, die Dehnung der Belegungsfelder parallel zur KF—P-Kante der Diagramme auf solche Unterschiede in der Verteilung der großen K-Feldspäte zurückzuführen.

Daß dies aber nicht die einzige Ursache der Divergenz ist, das beweisen die vorliegenden Diagramme der Pinitporphyre und Ganggranite aus dem

bayerischen Moldanubikum (Diagr. 22 und 23). Hier fällt die Dehnung der belegten Felder parallel der KF—P-Kante noch viel deutlicher ins Auge! Sie reicht vom Granodiorit-Feld bis zum Kali-Granit-Feld, sowohl den Bereich der Monzogranite wie den der Syenogranite durchquerend.

Hier handelt es sich durchwegs um Gesteine von feinem Korn, meist ohne Einsprenglinge. Die Verschiebungen im Feldspatverhältnis können hier weder durch Abseihung größerer Frühkristalle, noch durch metasomatische Holoblastenbildung erklärt werden. Die Differenzierung ist in den granitischen Schmelzen gegeben gewesen.

Im Dreieck M—F—Q vollzieht sich die Streuung um ein einziges Zentrum, das etwa der Zusammensetzung $M_{10}F_{55}Q_{35}$ entspricht.

Im Vergleich mit dem Oberviechtacher Granit ist also das Mittel der Ganggranite etwas quarzreicher und ärmer an Mafiten.

In den Dreiecken M—P—KF und P—KF—Q ist es nicht möglich, ein wohldefiniertes Maximum der Belegungsdichte und damit der häufigsten Zusammensetzung dieser Ganggranite anzugeben. Immerhin überzeugt ein Blick auf die Diagramme, daß im Durchschnitt ein schwaches Übergewicht der K-Feldspäte vorhanden ist, von ganz ähnlicher Lage wie in den Kristallgraniten! Auch hier erweisen sich die Ganggranite als etwas quarzreicher als die Massivgranite.

Chemische Analysen eines Aplit-Ganggranits von Patersdorf (1) (Blatt Viechtach) und eines den schlierigen Mischverband der Diorite mit Granit I scharf durchsetzenden Ganges („Granit II“) aus dem großen Steinbruch bei Richardsreuth, nördlich von Waldkirchen (2), sind zur Ergänzung des Gesagten hier mitgeteilt:

	1	2
SiO ₂	74,98	70,04
TiO ₂	0,11	0,22
Al ₂ O ₃	12,06	15,92
Fe ₂ O ₃	0,71	0,59
FeO	—	—
MnO	0,01	< 0,01
MgO	0,25	0,50
CaO	0,48	0,65
Na ₂ O	4,75	4,09
K ₂ O	5,28	6,85
H ₂ O ⁺	0,36	0,42
H ₂ O ⁻	0,06	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,22
Summe	99,06	99,64

Zusammenfassung der Moldanubischen Granite in Bayern

Die Diagramme 24 und 25 geben einen zusammenfassenden Überblick über die Mineralisation der moldanubischen Granite in Bayern im Dreieck P—KF—Q, einmal als Punkthaufen, zum anderen als Schichtstufenbild der Belegungsdichte. In das letztere sind auch die Lagepunkte der TRÖGERSchen Granittypen eingetragen. Die Zahlen sind in der Erläuterung zum Diagramm 26 erklärt.

Die Meßwerte der einzelnen Granite variieren von der Grenze gegen das Granodioritfeld bis in das Feld der Syenogranite hinein, der Randstreifen der Kali-Granite wird dagegen nicht erreicht.

Die große Masse der Granite aus unserem Moldanubikum ist an den Streifen zwischen 20 und 40 Vol% Quarz gebunden. Nur sehr spärlich kommen Unter- und Überschreitungen dieser Grenzen vor.

Charakteristisch ist also auch in dieser Zusammenfassung die Dehnung des Belegungsfeldes parallel der Kante Kalifeldspat—Plagioklas.

Zusammenfassung der im Saxothuringikum aufsitzenden Granite

Im Vergleich mit den vorausgehenden Abbildungen fällt bei den Diagrammen 26 und 27 die stärkere Streuung senkrecht zu Kante KF—P ins Auge. Sowohl die Unter- wie Überschreitungen der Grenzlinien 20 bzw. 40 Vol% Quarz sind häufiger und stärker als im Diagramm der Granite aus dem Moldanubikum. Die Differenzierung des Feldspatgehaltes fällt daher weniger ins Auge, obwohl sie etwa gleichen Umfang besitzt. Das Höhenschichten-diagramm zeigt die stärkste Belegungsdichte fast genau im Zentrum des Dreiecks, während die moldanubischen Granite die höchste Konzentration ein wenig in Richtung auf die Plagioklas-Ecke des Dreiecks verschoben zeigen.

Im ganzen zeigen die Granite beider geologischer Einheiten nahe Verwandtschaft. Der Eindruck, der vielfach aus den großen Kalifeldspäten der moldanubischen Kristallgranite gewonnen wurde, daß die Granite dieses Raumes besonders K-reich seien, bestätigt sich nicht.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß die Granite in Österreich gleichartig ausgebildet sind wie im bayerischen Moldanubikum. Die „Weinsberger Granite“ entsprechen unseren „Kristallgraniten I“, die „Mauthausener Granite“ dem Typ Oberviechtach und Hauzenberg, die „Eisgarner Granite“ dem Flossenbürger-, Leuchtenberger-, Neunburger- und Dreisessel-Granit.

Es darf als sicher betrachtet werden, daß die Granite des letztgenannten Typs aus dem saxothuringischem Raum in das Moldanubikum übertreten und die Gneise von Tirschenreuth bis an die österreichische Grenze unterlagern.

Schrifttum

- ANDAÇ, M. A.: Geologie und Petrographie des Falkenberger Granitmassivs und seiner Ganggesellschaft. — Diss. Inst. f. Gesteinskunde, München 1957.
- ANDRITZKY, G.: Die Anatexis im Regensburger Wald. — N. Jb. Miner., Abh., **99**, S. 79—112, Stuttgart 1962.
- BADER, H.: Das Granitmassiv v. Neunburg v. d. W. u. seine Rahmengesteine. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1957.
- BAUBERGER, W.: I. Kristallin. — In: BRUNNACKER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. München 1956.
- Über Pinitporphyre im Naabgebirge. — Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin Klasse III, H. 1, S. 311—320, Berlin 1960.
- BAUBERGER, W. u. CRAMER, P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6838 Regenstauf. München 1961.
- BAUBERGER, W. u. HAUNSCHILD, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6438 Schnaittenbach. München 1960.
- BOSSE, H. R.: Das Kristallin zwischen Altfalter und Wundsheim i. d. Obpf. — Diss. Univ. München 1961.

- DAVIS, G. L. u. SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., **52**, S. 146—169, Stuttgart 1962.
- DIMROTH, E.: Geologische und petrographische Untersuchungen im nördlichen Steinwald. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München 1958.
- DÜRR, ST.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ostteil Gradabt.-Bl. Lalling im Bayer. Wald. — Dipl.-Arb., München 1958.
- DÜSING, C.: Geologisch-petrographische Untersuchungen auf d. Gradabt.-Bl. Oberviechtach in der südlichen Oberpfalz. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1957.
- Petrographie, Chemismus und Gefüge feinkörniger Granite des Moldanubikums. — Diss. Inst. f. Gesteinskunde, München 1959.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern Blatt Nr. 6540 Oberviechtach. München 1960.
- ERNST, TH. & GEHLEN, K. v.: Entkieselung durch bevorzugte Serizitisierung von Quarz in einem Oberpfälzer Granit. — Chemie der Erde, **22**, S. 83—90, Jena 1962.
- FISCHER, G.: Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. — Der Aufschluß, 6. Sonderh., S. 7—26, Heidelberg 1957.
- Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **41**, S. 1—22, Stuttgart 1959.
- Ein Beitrag zur stofflichen Verteilungsanalyse. — N. Jb. Miner., Mh., 1964, S. 269—283, Stuttgart 1964.
- FORSTER, A.: Geologische Aufnahme der Gneisfaltenschlinge von Moosbad—Eslarn. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1955.
- Metamorphose und Tektonik im Moldanubikum der nördlichen Oberpfalz. — Diss., München 1957.
- Metamorphe Orthogesteine im Moldanubikum (GÜMBELS „Granulite“). — N. Jb. Miner. Abh., **92**, S. 1—46, Stuttgart 1958.
- HABENICHT, K.: Spessartit von Trasching. — Der Aufschluß, Jg. 7, H. 6—7, Heidelberg 1956. — [Beschreibt den Aufschluß von Trasching in seiner Entwicklung zw. 1945—50, beob. ebenfalls das Auftreten eines „jüngeren Granites“, der den basischen Gang seinerseits intrudiert, dessen Gangnatur sichergestellt ist. Dünnschliffbeschreibung des „Spessartits“ sehr einfach: viel Plagioklasleisten, reichlich primäre Hornblende, wenig Quarz, Bi fehlt].
- HERGET, G.: Der Wörth-Falkensteiner Gneiszug und seine nähere Umgebung. — Geol. Dipl.-Arb. Univ. München 1961.
- KRAUS, G.: Das Flußspatrevier östlich von Regensburg und dessen Nebengesteine. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1955.
- Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg, Bayerischer Wald. — N. Jb. Miner., Abh., **92**, S. 109—146, Stuttgart 1958.
- Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranits I im Vorderen Bayerischen Wald. — N. Jb. Miner., Abh., **97**, S. 357—434, Stuttgart 1962.
- KRAUSS, U.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Grundgebirge auf Blatt Parkstein (Oberpfalz). — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1963.
- LANGNER, E.: Geologie von Blatt Tännenberg. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1960.
- LENZ, H., WENDT, I. u. GUDDEN, H.: Altersbestimmungen an sedimentären Uranmineralien aus dem Fichtelgebirge und dem nördlichen Oberpfälzer Wald nach den Pb/U-Methoden. — Geologica Bavarica, Nr. 49, S. 124—133, München 1962.
- LIST, F. K.: Geologisch-petrographische Untersuchungen auf dem Westteil des Gradabteilungsblattes Lalling. — Dipl.-Arb., München 1958.
- Über Granitisation im Grundgebirge des südlichen Bayerischen Waldes. — Diss. Univ. München 1961.
- MADDEL, J.: Geologie und Petrographie im Westteil des Gradabteilungsblattes Nr. 6945 Zwiesel. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1964.
- PROPACH, G.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Nord-Ost-Teil des Gradabteilungsblattes Nr. 6945 Zwiesel. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1965.

- REICH, H.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Südostteil des Gradabteilungsblattes Nr. 6945 Zwiesel. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1964.
- RIEDEL, H.: Untersuchungen im Flußspatlagerstättenbereich westlich der Naab in der Oberpfalz. — Neues Jb. Miner., Abh., **87**, S. 240—320, Stuttgart 1954.
- RIEDERER, J.: Die Kalifeldspäte der moldanubischen Granite. — N. Jb. Miner., Abh., **102**, S. 291—339, Stuttgart 1965 sowie Diss. München 1964.
- ROST, F.: Der Aufbau der Pegmatite von Hagendorf. — Der Aufschluß, Heidelberg 1957.
— Die Bayerische Oberpfalz und ihre Bodenschätze. — Der Aufschluß, 6. Sonderh., Heidelberg 1957.
- SCHARF, W.: Uranvorkommen und ihre Aufsuchung im Bundesgebiet. — Bergm. Z. Glückauf, **93**, S. 571, Essen 1957.
- SCHREYER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Vilshofen Ndb. mit besonderer Berücksichtigung der jüngeren Granite einschließlich des Neustifter Granitmassivs. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1955.
— Der Granit von Neustift bei Vilshofen in Niederbayern. — Geologica Bavarica, Nr. 39, S. 3—28, München 1959.
— Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 306—317, Stuttgart 1957.
— Aufbau, Entstehungsgeschichte und geologische Bedeutung des Natternberges bei Deggen-dorf a. d. Donau. — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, S. 179—189, Erlangen 1961.
— Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern. — Diss. Univ. München sowie Beih. geol. Jb., **49**, Hannover 1962.
- SCHRICKE, W.: Die Granitischen Gesteine im Kristallinvorsprung des Vorderen Bayerischen Waldes; Blatt Burglengenfeld und Bruck. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1962.
— Die Quarz-Feldspat-Verwachsungen in den Pinitporphyren des nordwestlichen Regens-burger Waldes. — Diss. Univ. München 1965.
- SCHRÖCKE, H.: Petrotektonische Untersuchungen an einem akkordanten Granitgang. — N. Jb. Miner., Mh., 1954, S. 151—158, Stuttgart 1954.
- STEINER, L.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Südwestteil des Gradabteilungs-blattes Unterfrauenau. — Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde, München 1964.
- STRUNZ, H.: Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Ein mineralogisch-geologischer Über-sichtsführer. — 128 S., Regensburg 1952.
— Die Phosphat-Quarz-Feldspatpegmatite von Hagendorf—Pleystein in Bayern. — N. Jb. Miner., Abh., **84**, S. 77—92, Stuttgart 1952.
— Oberpfälzer Granite und ihre Zusammensetzung. — Acta Albertina Ratisbonensia, **21**, S. 63—69, Regensburg 1953/55.
— Die Phosphat-Paragenese im Hagendorfer Pegmatit. — Der Aufschluß, 6. Sonderh., Heidelberg 1957.
— Orthotorbernit von Altrandsberg/Bayer. Wald. — Der Aufschluß, H. 2, S. 25—27, Heidel-berg 1961.
- STRUNZ, H. & FISCHER, M.: Childro-Eosphorit, Tavorit und Fairfieldit von Hagendorf. — N. Jb. Miner., Mh., 1957, S. 78—88, Stuttgart 1958.
- STRUNZ, H. & SEELIGER, E.: Erzpetrographie der primären Uranmineralien von Wölsendorf. Erste Feststellung von Coffinit auf einer Uranlagerstätte Mitteleuropas. — N. Jb. Miner., Abh., **94**, S. 681—719, Stuttgart 1960.
- STRUNZ, H., SEELIGER, E., TENNYSON, CH.: Mineralien aus der Fürstenzeche im Bayerischen Wald. — Der Aufschluß, Jg. 12, S. 145—151, Göttingen 1961.
- STRUNZ, H. & TENNYSON, CH.: Über den Columbit vom Hühnerkobel im Bayr. Wald und seine Uran-Paragenese. — Der Aufschluß, Jg. 12, S. 313—324, Göttingen 1961.
- TENNYSON, CH.: Berylliummineralien und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten in Tittling (Bayerischer Wald). — N. Jb. Miner., Abh., **94**, Festband RAMDOHR, S. 1253—1265, Stuttgart 1960.

- TRÖSTER, M.: Magnetische Untersuchungen im Bereich des Hauzenberger Granitmassivs. — Diss. Univ. München 1956.
- TROLL, G.: Geologisch-petrographische Untersuchungen bei Winzer an der Donau (Gradabteilungsblatt Osterhofen). — Geol. Dipl.-Arb. Inst. f. Gesteinskunde Univ. München, 1959.
- Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Diss. Inst. f. Gesteinskunde, München 1962 sowie *Geologica Bavarica*, Nr. 52, 140 S., München 1964.
- VOLL, G.: Petrographie, Tektonik und Stratigraphie an der Grenze Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern. — Geol. Dipl.-Arb., München 1953.
- Kalksilikat-Amphibolite aus der Bayerischen Oberpfalz. — *Fortschr. Mineral.*, **32**, S. 52—54, Stuttgart 1953.
- Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. — Diss. Univ. München 1955 sowie *Beih. geol. Jb.*, **42**, Hannover 1960.
- WILLMANN, K.: Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyre. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **71**, S. 1—33, 1919, Berlin 1920.
- ZIEHR, H.: Über die Flußspatgänge und das Nebengestein im Grubenbereich der Gewerkschaft Wölsendorf. — Diss. Univ. München 1954.
- Das Wölsendorfer Flußspatrevier. — *Erzbergbau u. Metallhüttenwesen*, **8**, S. 1—7, Stuttgart (Dr. Riederer-Verlag GmbH) 1955.
- Uranvorkommen in Bayern. — *Atomwirtschaft*, **2**, S. 190—196, Düsseldorf 1957.
- Uranprospektion mit dem Helikopter, 1960. — *Die Atomwirtschaft*, **5**, S. 1—8, Düsseldorf 1960.
- Radioaktivitätsmessungen der Bayerischen Braunkohlen-Industrie AG, Schwandorf i. B., 1960.
- Bemerkungen zu den neuen Uranerzfunden in Wölsendorf. — *Der Aufschluß*, Jg. 12, S. 300—302, Göttingen 1961.

Das Feld Gotting-Ranna, geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald

Mit 6 Abbildungen und 3 Beilagen

VON PAUL MEISER UND ERNST OTTO TEUSCHER¹⁾

Aus einigen Gemeinschaftsarbeiten auf Graphitvorkommen im Passauer Wald, wo jeweils geologische Detailaufnahmen 1 : 1000 kleiner Felder und engmaschige geophysikalische Messungen durchgeführt worden sind, wurden die vom Gebiet Gotting—Ranna für eine Veröffentlichung ausgewählt. Die Untersuchungsbedingungen waren hier relativ einheitlich und es konnte ein geschlossenes Kartenbild gewonnen werden im Gegensatz zur Aufnahme der Hauptlagerstätte Kropfmühl/Pfaffenreuth; dort war zwar der Umfang der durchgeführten Arbeiten wesentlich größer, aber durch das ausgedehnte Grubengebäude waren nicht nur gute Aufschlüsse, sondern auch künstliche Störungen des Verlaufs der Isanomalien der Eigenpotentiale gegeben und allein die Tagesanlagen und Halden erzwangen bereits große Meßlücken. Auch bei Nebling, bei Ficht und bei Diendorf—Lämmersdorf wurden die wichtigsten Graphitgneiszüge aufgenommen und es ließen sich mit der angewandten Aufnahmetechnik dort ebenfalls gute Ergebnisse erzielen; prinzipiell zeigen diese nichts Neues gegenüber dem ausgewählten Beispiel.

Einleitung

Neben der Graphitlagerstätte von Kropfmühl/Pfaffenreuth, der wichtigsten und größten zusammenhängenden des Passauer Waldes, die derzeit als einzige in Abbau steht, existieren über ein Verbreitungsgebiet von mehr als 200 km², das großenteils im Maßstab 1 : 25 000 neu kartiert worden ist, zahlreiche kleine Graphitvorkommen. Im vorigen Jahrhundert gab es noch einige Dutzend Kleinbetriebe, die alle aufgelassen sind. Von diesen Orten alten Bergbaus liegt der interessanteste in dem fast urwaldartigen Gelände an der Wilden Ranna. Dort ist eine Fläche von fast 1 km² vom alten Bauernbergbau förmlich „tiefgründig durchpflügt“ worden, der meist nur in geringen Teufen umgegangen ist und zahlreiche Pingens hinterlassen hat. Der Zug ist nach Westen gegen Gotting—Habersdorf in Richtung des Achsenstreichs der Paragneise noch mehr als 3 km verfolgbar (siehe Karte Beil. 1) und es bestand ein praktisches Interesse, gerade von diesem Vorkommen eine Detailaufnahme anzufertigen als Vorarbeit für weitere Untersuchungen, die vor einer eventuellen Wiederaufnahme des Bergbaues notwendig erschienen. Obwohl Luftbilder vorlagen (Einzelbilder i. M. ca. 1 : 8500 und Luftbildplan 1 : 5000), mußten z. T. erst regelrechte Meßschneisen durch den dichten Wald geschlagen werden, damit eine topographische Aufnahme der völlig verwachsenen Pingens, Schächte, Stolln und Halden und die geologische Spezialkartierung durchgeführt und das Lagerstättengebiet schachbrettartig geophysikalisch vermessen werden konnte, was mit 10 m Meßpunktabstand bei 50 m Zwischenraum zwischen den Profilen geschah (mit zahlreichen kurzen Zwischenprofilen bei 25 m). Während die

¹⁾ Anschriften der Verfasser: Dr. PAUL MEISER, 3 Hannover-Buchholz, Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, Alfred Bentz-Haus; Reg.-Dir. Dr. ERNST OTTO TEUSCHER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

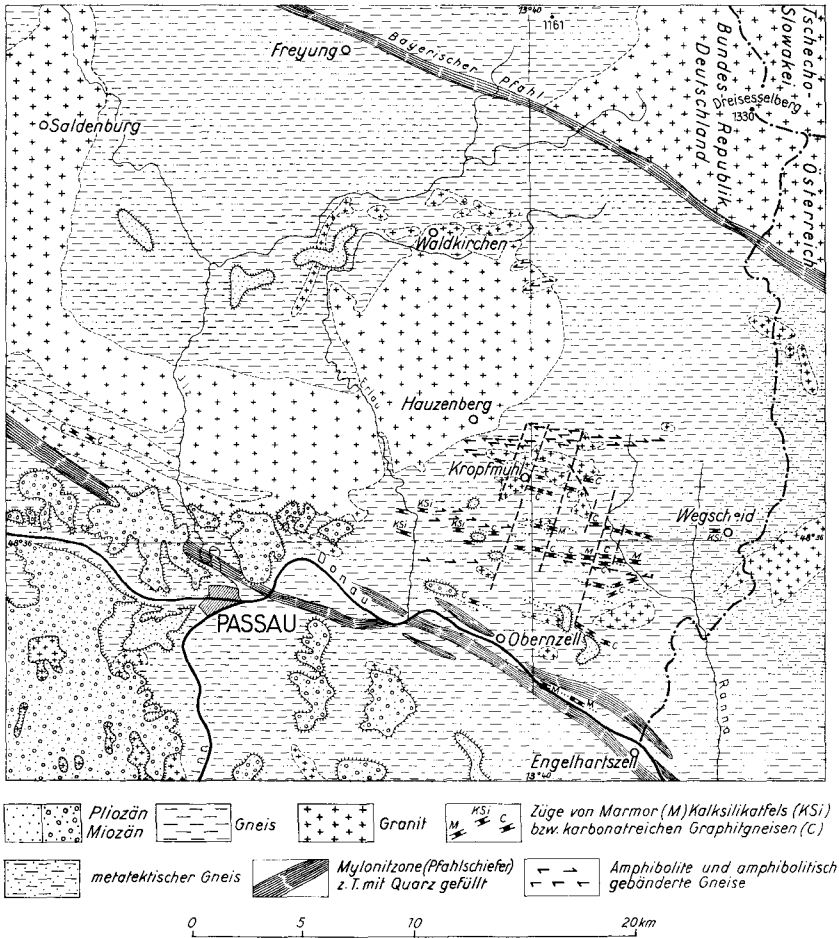


Abb. 1. Die Graphitgneisvorkommen im südlichen Bayerischen Wald.

geologische Aufnahme 1 : 5000 von der Achse des Graphitvorkommens mindestens 1 km nach N und S reichte, konnte die Länge der geophysikalischen (NS-)Meßprofile meist auf 500—600 m beschränkt werden und nur wenige Profile wurden weit in den Bereich ungestörter Eigenpotentiale hinein vermessen (siehe Beil. 2 und 3).

Wir danken der Graphitwerk Kropfmühl AG für die Förderung unserer Arbeiten, insbesondere Herrn Markscheider Dipl.-Ing. Simon, der uns bei der topographischen Vermessung behilflich war und bei der Auswahl und Markierung der Festpunkte im Gelände, die der Entzerrung der Luftbilder dienen, ferner Herrn Direktor Dipl.-Ing. Erhard, der unsere Arbeit vor allem durch Stellung von Hilfskräften unterstützte. Beiden Herren sind wir für ihr stetes Interesse verbunden, das sie allen unseren Wünschen und Fragen entgegengebracht und mit dem sie die sich ergebenden Probleme mit uns diskutiert haben.

Geologische Position

Die Gneise des Passauer Waldes südlich der Pfahllinie zeigen Merkmale einer höheren Etage des Grundgebirges. Es ist nicht nur die Stufe der Metamorphose etwas geringer als bei den typischen tiefstufigen Cordieritgneisen des Bayerischen Waldes, sondern auch die erkennbaren sedimentären Züge der parakristallinen Serien sind sehr charakteristisch und legen den Vergleich mit ähnlich zusammengesetzten Serien vermutlich algonkischen Alters im Süden der Böhmisches Masse nahe, also auch altersmäßig liegt wohl hier eine höhere Etage der Gneise vor. Das Verbreitungsgebiet typischer gebänderter Gneise, die noch die Materialdifferenzen alter sedimentärer Wechsellagerungen abbilden und die auch durch mächtige Einschaltungen von Marmoren bzw. Dolomitmarmoren oder Kalksilikatfelsen, Paraamphiboliten und Graphitgneisen bzw. Graphitflözen führen, die also auf Absätze einer spezifischen euxinischen Fazies hinweisen, findet sich im südöstlichsten Teil des Bayerischen Waldes. Es entspricht ungefähr einem Dreieck, dessen nördliche Seite sich von Passau am Südrand der Granitmassivzonen von Saldenburg und Hauzenberg und dann weiter nach Osten bis an die Landesgrenze hinzieht, welche die östliche Seite bildet. Die dritte südliche Seite fällt mit der Donau zwischen Passau und Engelhardzell, respektive geologisch dem Donaurandbruch und der zugehörigen Mylonitzone zusammen. Die sonst in den Gneisen des Bayerischen Waldes so verbreiteten Faziesminerale Cordierit und Sillimanit sind in der kalkreichen graphitführenden Serie selten anzutreffen; trotz des starken Wechsels in der Zusammensetzung von Lage zu Lage, bisweilen im Dezimeter- und Zentimeterbereich, ist die Kalkvormacht im ganzen hier so groß, daß die stofflichen Voraussetzungen zur Bildung von Cordierit oder Sillimanit nur lokal gegeben waren. Der hohe Ca-Gehalt der Serie äußert sich nicht allein im Reichtum an Calcit und Diopsid, sondern auch im Vorherrschen von Plagioklas über Kalifeldspat unter den neugesproßten Feldspäten; Gneislagen mit hohem Kaligehalt sind meistens sehr reich an Glimmer, besonders Biotit, nur selten wurden Typen beobachtet, in denen Mikroklin häufiger war als Plagioklas. Die Gesteine haben eine intensive Regionalmetamorphose erfahren mit starker Verformung, häufig sind örtliche turbulente Feinfältelungen beobachtbar und besonders in den Grubenaufschlüssen konnten weitgespannte Faltungen kartiert werden, die meist Südvergenz zeigen.

Eine intensive Granitisation, die fast alle alten Strukturen und sedimentären Gesteinsdifferenzen auslöscht, macht sich von der Landesgrenze ab nach Osten hin bemerkbar; sie ist mit der ältesten Generation der Granitintrusionen (Typus Weinsberger Granit) verknüpft. Die Paragneise haben überall eine mindestens mittelstufige Metamorphose erfahren, durch Metablastese in den Granitisationszonen und stellenweise durch Kontaktmetamorphose an den jungen postkinematischen Granitnachschieben ist vielenorts die metamorphe Fazies veredelt worden²⁾.

Eine starke, im wesentlichen nachkristalline Bruchtektonik, hat das Gebiet in Schollen zerlegt im 100 m-Bereich, seltener bis herab zum 10 m-Bereich

²⁾ Die reiche Fülle der primären und sekundären Mineralbildungen ist jüngst für die Hauptlagerstätte Kropfmühl von W. TÖPPER recht eingehend untersucht worden. In unserer Abhandlung wird die petrographische Beschreibung nur soweit gegeben wie es notwendig ist, um die Zusammenhänge zwischen meßbaren geophysikalischen Indikationen und entsprechenden petrographischen Besonderheiten einzelner Gesteinstypen herauszustellen.

zerstückelt; dabei sind außer lang durchstreichenden Störungen an WNW—OSO-Linien (Pfahlzonen) zahlreiche, etwa NS-gerichtete Querbrüche entstanden. Tiefgründige Verwitterung, besonders an tertiäre Einebnungsflächen geknüpft, und pleistozäne Fließerde- und Firnschuttdecken haben den Ausbiß des Grundgebirges über große Flächen hin verhüllt. Bei dieser bekannten Sachlage stand fest, daß es selbst im relativ günstigen Abschnitt der Graphitlagerstätte Ranna nur gelingen würde, in sich etwa homogene strukturelle Bereiche zu kartieren, wenn eine mühevoll Kleinaufnahme aller Bergbauspuren, eine statistische Lesesteinauswertung und die Ermittlung der Feinstrukturen an den wenigen Aufschlußpunkten mit anstehendem Gestein mit einer engmaschigen geophysikalischen Vermessung kombiniert würden. Dadurch konnten Lücken, die bei jeweiliger einseitiger Aufnahme nach nur einer Methode verblieben, geschlossen werden.

Die Spezialkarte 1 : 1000, die in Beil. 2 auf 1 : 2 verkleinert wiedergegeben ist, bringt gewissermaßen die Auswertung der Ergebnisse zu einem geologischen Bild der Lagerstätte; im Aufnahmeblatt sind für jeden vermerkten Meßpunkt (also mindestens alle 10 m) die Einzeldaten eingetragen worden für den Lesesteinbefund respektive den petrographischen Befund von Halden- und Pingenaufschlüssen. Einzelangaben über das Einfallen der „s“-Flächen wurden in der Karte (Beil. 2) weggelassen, weil diese besonders im Bereich kurzweiliger Faltung in der Nachbarschaft von Graphitflözen stark pendeln. In die Übersichtskarte (Beil. 1) sind auch nur solche Gefügedaten übernommen worden, die repräsentativ für größere Räume gelten können (Mittelwerte über mehr als 100 m).

Die speziellen Aufschlußverhältnisse der Graphitgneisserie und ihre Auswirkung auf die Kartierungsarbeit

Die Gneise des Passauer Waldes sind nur in den Tälern der Donau und ihrer tiefeingeschnittenen Nebenflüsse gut aufgeschlossen. Mit der Heraushebung des Bayerischen Waldes im Tertiär haben sich nördlich der Donau mehrere Verebnungsflächen herausgebildet. Eine charakteristische im Niveau 420—460 m trägt pliozäne Schotter mit alpinem Geröllbestand. Sie wurde aus dem Raum unmittelbar nördlich von Passau bis an die Erlau im Osten durch die Kartierung von WEINELT auf Blatt Hauzenberg festgestellt, noch weiter nach Osten sind keine Schotter mehr bekannt. Eine andere charakteristische Verebnungsfläche bei 450—500 m, die keine einstufigen Sedimente trägt, ist durch intensive warmzeitliche Verwitterung (Miozän?) gekennzeichnet; ihr sind verschiedene Stellen mit flächenhafter Kaolinisierung zuzuordnen, z. B. bekannt im Westfeld Kropfmühl und in Ficht, wo die Bildung von Kaolin und Nontronit und eine Verkarstung der Marmore bis in mehr als 40 m Tiefe unter heutiger Landoberfläche beobachtet worden sind. (Sie reicht also nach Osten bis in das hier behandelte Gebiet hinein.) Wo diese Bildungen heute freigelegt sind oder von der jüngeren Abtragung nur geringfügig entfernt wurden, ist von der jetzigen Oberfläche aus eine Lesesteinkartierung auf das Kristallin kaum durchführbar. Solche Gebiete liegen z. B. unmittelbar südlich des behandelten Feldes Ranna im Gebiet der Grube Ficht vor.

Es ist erstaunlich, daß der Bergbau der Alten solche Lagerstätten wie die von der Grube Ficht bebaute, überhaupt entdeckt hat. Dies läßt sich nur daraus verstehen, daß früher andere Gesichtspunkte für den Graphitbergbau wesentlich waren als heute. So konnten vermutlich die lehmigen Fließerden bei Ficht, wenn sie auch nur geringen Graphitgehalt hatten, vom primitiven Bergbau mit Hacke und Schaufel wegen ihrer leichten Gewinnbarkeit und Schlammbarkeit frühzeitig genutzt werden. Wahrscheinlich sind die Bauern den Funden von geschwärtzten lehmigen Fließerden nachgegangen, wie man sie heute noch gelegentlich nach Windbruch findet, und nach und nach erst wird man — zunächst zufällig — mit unregelmäßig etwa schachbrettartig gestellten Gewinnungsschächten auf den ersten Ausbiß eines der flach einfallenden Graphitflöze gestoßen sein; erst im 20. Jahrhundert wurde vom Bergbau der Graphit in den anstehenden Gneis bis zur Tiefe von 30 m etwa verfolgt. Es ist durchaus möglich, daß ein Jahrtausende alter Kleinbetrieb Erfahrungen sammelte³⁾, ehe schließlich der Untertage-Bergbau erstmalig mit Stollen und Schächten im Flurgebiet der Gemeinde Untertözdorf in größere Tiefen und damit in den fest anstehenden Gneis vordrang, was besonders in der Zeit des ersten Weltkrieges erfolgte.

Im engeren Bereich der Grube Ficht, — ca. 1 km südlich vom Meißgebiet — sind Paragneise nur in der Grube besonders auf den Strecken der 30 m-Sohle gut und relativ frisch aufgeschlossen. Über mehrere 100 m Länge sind Graphitflöze aufgeföhren, gebänderte Kalksilikatfelse verlaufen parallel zu diesen Zügen. Aber oberhalb der 30 m-Sohle finden sich nur wenige Aufschlüsse und diese sind noch dazu auf die Zonen bauwürdiger Graphitführung beschränkt, so daß sie für eine flächenhafte geologische Darstellung der Verbandsverhältnisse an der Oberfläche der Gneisserie unter den Deckschichten nicht ausreichen. Der tiefgründig verwitterte Paragneis ist von mindestens 1—2 m mächtigen sandig-lehmigen Fließerden überlagert und wo Lesesteine darin vorkommen, sind sie oft nicht ortsecht (Wegebau und alter Bergbau!). Auch der Isanomalen-Verlauf bildet nicht die Verhältnisse im anstehenden Gneis ab, sondern wird z. B. von durchfeuchteten Alluvionen mit einem gelegentlichen Gehalt an Graphitflinzen gestört. Wenig mächtige tonige Abgänge der alten Schlammarbeiten, die auch noch feinen Graphit enthalten, und die im Wiesengründe neben dem alten Barbara-Schacht breitgezogen worden sind (Mächtigkeit um 1—2 m) lieferten wesentlich höhere Eigenpotentiale als stellenweise die Zonen, wo rißkundige Flöze dicht unter der Oberfläche bekannt sind. Obwohl es nahegelegen hätte, die Lagerstätte Ranna mit der eng benachbarten von Ficht zu vergleichen, mit der sie bergbaulich zu einer Betriebseinheit hätte vereinigt werden können, ließen sich aus den genannten Gründen in Ficht keine völlig eindeutigen Ergebnisse erzielen. Weder Geologie noch Geophysik lieferten ein Bild, das für alle Teile der Fläche eine Aussage ergeben hätte. Dabei waren in der Tiefe gut entwickelte Graphitkörper vorhanden (die Hauptgraphitmassen stehen zwischen 30 m- und 60 m-Sohle und darunter noch an), von denen ein deutliches Meßbild hätte erwartet werden können, wenn die Eigenpotentiale der Deckschichten nur „dämpfend“ gewirkt hätten und keine störenden Eigenstrukturen im Isanomalen-Verlauf aufgeprägt hätten.

Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen bot das Rannafeld neben einem günstigeren Lesesteinbefund (meist blockiger Hangschutt) stellenweise sogar die Möglichkeit, verwittertes anstehendes Gestein und damit Strukturelemente zu kartieren. Die Werte der gemessenen Eigenpotentiale lagen wesentlich höher als im benachbarten Ficht und entsprachen offenbar deutlicher den Strukturen im anstehenden Graphitgneis, weil keine störenden eigenen und überlagernden Eigenpotentiale von den Deckschichten verursacht wurden. Unregelmäßig-

³⁾ Schon in der prähistorischen Keltentadt Manching bei Ingolstadt wurden graphitgeschwärtzte Tonwaren hergestellt; man kann sich schwer vorstellen, daß dieser Graphit aus anderen Fundorten als denen im Passauer Wald stammte.

keiten, die durch das starke Relief mit über 150 m Höhendifferenz und durch die Wasserführung im Rannatal bedingt waren, konnten in ihrer Wirkung leicht erkannt und in Rechnung gestellt werden.

Obendrein hat der tiefe Einschnitt der Wilden Ranna in den Höhenzug Unterötzdorfer Berg—Kailingner Stierleiten quer zum Streichen der B-Achsen der gefalteten Gneisserie günstige Ansatzpunkte im westlichen Gehänge für eine Anzahl kurzer Stollen geschaffen, in denen trotz häufigen Verbruchs stellenweise noch Details der Petrographie und des Feingefüges aufgenommen werden konnten. Über diese Stollen wurde nur etwa 2—5 m westlich von den Mundlöchern ein geophysikalisches Testprofil gelegt, das die Beziehungen zwischen sichtbaren geologischen Verhältnissen und geophysikalischen Indikationen wenigstens an einigen Punkten erkennen ließ. Danach scheint es, daß das Auftreten insgesamt graphitreicher Gneispakete nahe der Oberfläche in annähernd söhligler (horizontaler) Lage mit nur geringen Undulationen (Faltungen mit Meter-Amplituden) wohl höhere Eigenpotentiale erzeugen kann als selbst reine Graphitflöze (von 1 m und mehr Mächtigkeit), die mittelsteil oder steil einfallen.

Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme

Die geologische Kartierung mit dem Ziel, den weiteren Rahmen der Graphitlagerstätten des Zuges Gotting—Ranna möglichst genau zu skizzieren, lieferte die in Beil. 1 auf 1 : 10 000 verkleinerte Spezialkarte, die mit Luftbildplan 1 : 5000 und Katasterkarte gleichen Maßstabes als topographischen Unterlagen hergestellt worden ist. Das Hauptgestein, ein Biotitplagioklas-Zeilengneis mit mehr oder minder deutlicher Bänderung in mm- bis cm-Lagen wurde mit hellrotem Farbton in der Karte gekennzeichnet. Der Gneis variiert in der Zusammensetzung so stark im Kleinbereich, daß eine Gliederung bei der Kartierung im allgemeinen nicht durchführbar ist, es können nur die mächtigeren Einschaltungen abgetrennt werden. Die Lage der „s“-Flächen sowie Richtung und Einfallen der B-Achsen wurden nur an den Stellen angegeben, wo Werte ermittelt worden sind, die für größere Bereiche als repräsentativ gelten dürfen. Soweit Konturen von konkordant eingelagerten karbonatischen und graphitführenden sowie von amphibolitischen Gesteinen gezeichnet worden sind, konnte eine zusätzliche Angabe von Streichzeichen entfallen; Schieferung und Bänderung durch Materialdifferenz verschiedener Lagen verlaufen ohnehin größtenteils etwa parallel. In den Zonen mit Wechsellagerung weicher und harter Gesteinslagen war die Faltungsintensität besonders groß und damit erübrigt es sich hier, die stetig pendelnden Fallwerte für „s“ anzugeben. Bei großräumiger Kartierung ohne geophysikalische Ergänzung und ohne die Hilfe bergbaulicher Aufschlüsse lassen sich nur Marmorzüge ausscheiden, die mehrere Meter bis einige zehn Meter Mächtigkeit erreichen (blau), sowie die Amphibolite und amphibolitisch gebänderten Gneise (grün), die in der Karte zu einer Gruppe zusammengefaßt worden sind, zumal sie auch genetisch zusammengehören und schließlich die Granite und das lamprophyrische Ganggefüge (rot).

Ein **Marmorband** wurde in der NO-Ecke des Blattes Oberötzdorf kartiert (W von Kailing), seine Gefügeverhältnisse sind an Felsbildungen meßbar; ähnlich deutlich tritt der Marmor westlich von Kroding auf Bl. Habersdorf

(Katasterblatt NO XXIII—67) in Erscheinung. In beiden Fällen handelt es sich um Tektonite, zwischen denen eine Verbindung durch Marmorzüge entsprechender Mächtigkeit fehlt. Höchstwahrscheinlich ist der Marmor in den Zwischenstücken auch enthalten, jedoch entweder stark ausgequetscht bei der Verfaltung oder durch streichende Abschiebung in Räume außerhalb des heutigen Oberflächenanschnittes gelangt; sicher nachweisbar ist ein schmales Band von Marmor nur nördlich Höhe 730 westlich von dem Sprung AA'.

Die Marmore wurden zwar bei warmzeitlicher Verwitterung bisweilen aus der Gneisserie selektiv herausgelöst (vgl. tertiäre Verwitterungshorizonte mit Verkarstung). In höheren Lagen des Bayerischen Waldes, wie sie in den beiden genannten Vorkommen vorliegen, haben die Marmore in glazialen und rezenten Fließschuttdecken dagegen offensichtlich eine Härtlingsauslese erfahren, da sie gegen mechanische Verwitterungseinflüsse widerstandsfähiger sind als die blättrigen Biotitzeilengneise.

Die **graphitführenden Gneise** mit kalkigen Lagen, die in der Karte ebenfalls blau getönt von den normalen Biotitplagioklasgneisen unterschieden wurden, hätten ohne die zahlreichen bergbaulichen Aufschlüsse nicht scharf abgetrennt werden können, da sie leicht verwittern und sich in Lesesteinbefunden allein von anderen Bändergneisen kaum abtrennen lassen. Im Verlaufe dieser Züge mit gebänderten Graphitgneisen treten bisweilen auch kompakte Kalke von geringerer Mächtigkeit als im geschilderten nördlichen Zuge auf, so bei Habersdorf und im Abschnitt zwischen Schreinerhäusl (Gotting) und dem Westrande des Rannafeldes (Randstörung bei AA'); sie zeichnen sich örtlich durch poikiloblastisches Wachstum der Calcite bis zu über 1 cm Durchmesser aus. Nach der Ranna zu scheinen die mächtigen Marmorlagen — schon primär faziell — durch eine Wechsellagerung von ehemals karbonatischen mit tonigen Sedimenten vertreten, die offenbar auch stärkerer metamorpher Umwandlung zu Kalksilikat unterworfen war als die kompakten Kalkeinschaltungen. Nach Osten zu macht sich auch eine Zunahme der regionalen Granitisation bemerkbar: Östlich des Rannagebietes wurden keine Marmore mehr beobachtet, in der streichenden Fortsetzung des kompakten Marmorzugs von Kailing finden sich 4 km östlich nur mehr einige Meter mächtige gebänderte Kalksilikatfelse in Wegscheid. Noch weiter nach Osten zeigen die Gneise starke Metablastese und gehen in den Weinsberger Granit über, der selten noch deutliche Relikte sedimentärer Gesteine aufweist.

Der Gneisserie konkordant eingeschaltete *Paraa amphibolite*, z. T. gebändert, mit feldspatreichen Lagen treten vor allem im Süden des Rannafeldes auf, wo sie die südliche Begrenzung der Graphitzüge bilden; ein ähnlich markanter Amphibolitzug wurde östlich von Oberötzdorf (außerhalb der Karte) auf 500 m Länge festgestellt, wo er die Graphitgneiszone von Ficht in gleicher Weise nach Norden hin begrenzt. (In der Hauptlagerstätte Kropfmühl—Pfaffenreuth wird die Graphitgneisserie durch einen über fast 10 km Länge auskartierten O—W-Zug von Amphiboliten abgeschlossen, der im Hangenden der am Nordrand vorwiegend N-fallenden Schichtstrukturen der Graphitgneisserie verläuft.) Neben den kompakten mächtigeren Amphiboliten sind mehrere O—W streichende Zonen kartiert worden, die durch eine Bänderung mit amphibolitischen Lagen von dm- bis etwa 1 m Mächtigkeit in einer 10 oder mehrere 10 m mächtigen Gneisserie ausgezeichnet sind. Im Amphibolit des Rannafeldes treten stellenweise kleinkörnige, stofflich homogene Feldspat-

amphibolite auf, die auf Herkunft aus alten basischen Orthogesteinen hinweisen. NO von Kienzersberg wurden selten auch feldspatfreie Ultrabasite im Lesesteinmaterial des Amphibolitzuges gefunden. Sicher sind auch die Amphibolite durch Boudinage stark zerstückelt wie an anderen Orten im Passauer Wald, im Rannagebiet fehlen Aufschlüsse für eine Beobachtung.

Die jungen postkinematischen Granite, welche den Gneis diskordant durchsetzen oder auch akkordant — d. h. oft ungefähr den Fugen parallel zu „s“-Flächen lagergangartig folgend — sowie ausgesprochene Aplitgänge von unter 10 m Mächtigkeit und plattenförmiger Gestalt wurden intensiv rot markiert, bei Körpern unbestimmter Form bisweilen nur durch Lesesteinsignaturen (Kreuze). Ein Aplitgang von 2 m Mächtigkeit z. B., der NE streicht bei 60° Fallen des Salbandes nach 120° SE, zeichnete sich durch Feinkörnigkeit aus gegenüber den feinkörnigen Lagergraniten. (Aufschluß im Stollen im westlichen Rannagehänge bei H = 150).

Lamprophyrgänge treten nicht in der Häufigkeit auf wie in Kropfmühl, wo z. B. 10 Gänge von 1—5 m Mächtigkeit in einer Strecke durchörtert wurden, die 100 m lang in einem flach (20—30°) einfallenden Lagergranit verlief. Sie sind im Revier Kropfmühl innerhalb der Granite als lang durchziehende mächtige Spaltenfüllungen entwickelt; das Gefüge der Gneise ist ungünstig für die Entwicklung von solchen Gängen, weshalb die Lamprophyre nach Zahl und Masse auf einen Bruchteil zurückgehen, sobald sie aus dem Granit in Gneis hineinstreichen. Während in Kropfmühl die Streichrichtung 130—140° SE stark bevorzugt ist, hat keiner der vier beobachteten größeren Lamprophyrgänge bzw. -gangzüge des Rannafeldes diese Richtung, sondern sie streichen zwischen S bis SW nach N bis NE. (Auch im Rannafeld liegen sie bevorzugt in Gebieten stärkerer Granitisierung resp. Metablastese.)

Die stärkste Metablastese der Gneise im Kartengebiet findet sich im Ort Oberötzdorf und östlich davon. In Sandgruben und an großen Blöcken (Zentner- und Tonnenblöcke) kann man Gesteine beobachten, die zur Hälfte aus hellen aplitoiden Metatekten bestehen, in denen Restgefüge mit erhaltenem O—W-streichendem „s“ „schwimmen“, die oft Biotitanreicherung zeigen. Im Rannafeld fehlen größere Granitkörper und die stärkere Metablastese tritt erst weiter südlich außerhalb der Graphitgneiszüge in Erscheinung. Im Abschnitt zwischen Rannafeld und Gotting finden sich innerhalb des Graphitgneiszuges mehrere Granitintrusionen und eine intensive lokale Metablastese hat den Gneis in breiter Zone erfaßt; typisch sind porphyrtartige Körnelgneise, die in gewissen Lagen massenhafte Neuspaltung von Plagioklasprophyroblasten zeigen (Durchmesser mehrere mm bis etwa 0,5 cm).

Tiefgründige tertiäre Verwitterung, wie sie in der Grube Ficht zu beobachten ist, tritt in unserem Gebiet besonders westlich und südlich von Kienzersberg im Niveau unterhalb 550 m NN auf, in einer Sandgrube ist dort anstehender, zersetzter Gneis aufgeschlossen.

Die Schotter der Ranna-Alluvionen führen als Komponenten die Gesteine der anstehenden Gneisserie, die Blöcke der härteren Gesteine erreichen darin Dimensionen bis zu über 1 m Durchmesser.

Die Spezialaufnahme des Rannafeldes 1 : 1000

Diese Spezialaufnahme, die auf 1 : 2000 verkleinert in Beil. 2 wiedergegeben ist, erfolgte in einer Fläche, in der lückenlos ein rechtwinkeliges Koordinatensystem auf Meßschneisen abgesteckt worden war, so daß im folgenden zur Beschreibung die Nummern der Profile (Pr. I—XXIII von W nach E) und die am Blattrand angegebenen Hochwerte (H) von 0—500 m angegeben werden können. Alle streichenden Grenzen sind innerhalb dieses angeophysikalisch vermessenen Streifens aus Schnittpunkten mit 2 Linien konstruiert worden und damit nicht nur in der Richtung, sondern auch in der Lage recht genau skizziert, so daß die Vergleiche von geophysikalischer mit geologischer Aufnahme gut fundiert sind.

Folgt man dem Feldweg von Oberötzdorf in das Rannatal, und dann in diesem entlang flußaufwärts, so quert man etwa 100 m nördlich der Rannamühle den **ersten südlichen graphitführenden Gneiszug**, der am Südrande der Spezialkarte Beil. 2 liegt (der Blattrand entspricht etwa der Lage 50 m nördlich, der H-Wert $H = 0$ der Lage 100 m nördlich der Rannamühle). Der Zug ist bei Pr. XXII—XXIII, $H = 0$ an einer Reihe von Bruchpingen erkennbar, die über einem 110° Ost verlaufenden Stollen eingebrochen sind, der einer Graphitlage folgte. Im Haldenmaterial findet man nur gebänderte Gneise mit wenigen Lagen von Graphit (mm- bis cm-Bänder). Dem Vergleich mit analysierten Proben zufolge dürften Muster, die eine Mächtigkeit von mehr als 10 cm senkrecht „s“ repräsentieren, kaum über 5 % C-Gehalt haben. Die kleine Sucharbeit E der Ranna hat an 50 m Länge und führte offenbar zu keinerlei Versuchsabbau. Auch die kleinen Schürfarbeiten in Pr. XX, XVIII und XVII auf dem südlichen Zug geben keinerlei Hinweis darauf, daß irgendwo bauwürdige Graphite gefunden worden seien. Mit Überschreiten des Ostrandes der Oberötzdorfer Störzone (EE') bestand für die Schürfenden offensichtlich völlige Unsicherheit, wo sie ansetzen sollten und sie tasteten mit winzigen Schurföchern über eine Breite von 100 m in der Fortsetzung des Zuges. Erst westlich des Westrandes der Störzone (CC') lassen die Schürfarbeiten wieder eine lineare Anordnung entsprechend dem Verfolgen eines WE-streichenden Zuges erkennen. Im Lesesteinbefund haben sich die Bändergneise innerhalb des beschürften Zuges und unmittelbar nördlich davon kaum unterschieden, deutlich kartierbar war in dem bezeichneten Profildbereich nur die Nordkante des Amphibolitzuges (unterhalb $H = 0$, zwischen Pr. I—XI), an dem auch gelegentlich „s“ mit relativ konstanten Werten gemessen werden konnte, die nur in der Fallwertkomponente wegen des Hangkriechens etwas verändert sind. So ist die Oberötzdorfer Störung zwischen CC' und EE' am deutlichsten in der Blattverschiebung abzulesen, die der Amphibolitzug erfahren hat. Der Zusammenhang der Strukturen innerhalb des südlichen Graphitzuges ist nicht so deutlich. Bei einer in viele wenig mächtige Graphitlagen aufgesplitterten Randfazies (die Graphitlagen haben oft nur mm- bis cm-Mächtigkeit) besteht die Möglichkeit, daß man an verschiedenen Stellen des 1000 m langen Zuges mit den Schürfarbeiten verschiedene stratigraphische Horizonte des Graphitgneises untersucht hat; deshalb können Lageveränderungen an Störungen hier nicht so deutlich festgelegt werden wie z. B. im Hauptzug, wo die Untersuchungsarbeiten den Verlauf einiger weniger Hauptflöze herauspräpariert haben, die offenbar nur meterweit auseinanderlagen.



Abb. 2. Ortsbrust einer Strecke im mittleren Graphitzug „Ranna“. Starke Faltung im Gneis bis zu örtlich horizontaler Lage von „s“. Das Graphitflöz (schwarz) war in dem Ortsbrust 5–10 cm tief herausgeschrämt.

Der zweite Graphitgneiszug ist westlich der Ranna der am stärksten bergmännisch beschürfte und bebaute; E der Ranna sind nur 2 Pingenzüge (über Stolln) auf ca. 50 m Länge nach E in das Gebirge vorgedrungen, da die B-Achsen und mit ihnen die linearen Graphitanreicherungen gegen den Berghang hin einfallen (Achsenfallen nach E mit $5-10^\circ$).

Dieser Hauptgraphitzug bei $H = 200$ hat westlich der Ranna stellenweise fast 100 m Breite, auf die mindestens 3–4 Auffaltungen (bzw. kurzwellige Stauchungen) mit m- bis 10 m-Amplituden entfallen. Auf diese Weise stellen sich die 7 Ausbisse von Graphitflözen innerhalb des mittleren Zuges, die unmittelbar westlich der Ranna vom Bachgrund aus mittels Stollen oder Einschnitten ins Gehänge hinein nach W verfolgt worden sind, z. T. als tektonische Wiederholung dar. Die mächtigsten Graphitflöze im Gneis hatten wenige dm Mächtigkeit und ca. 20 % C-Gehalt. An einer günstigen Stelle konnte in der Ortsbrust einer Strecke die völlige Umfaltung eines Flözes beobachtet werden (vgl. Abb. 2). In einem Einzelfall ließ sich zeigen, wie ein Einschnitt, der dem Scheitel eines gefalteten Graphitflözes folgt, nach E in 2 Strecken aufzweigt. (Diese Deutung legt auch der Vergleich benachbarter geophysikalischer Profile — vgl. Beil. 3 — nahe.) Mit zunehmender Erosionstiefe nach der Ranna hin (nach E zu) taucht der Geländeanschnitt von der Scheitelzone einer Falte immer tiefer in den Bereich der divergierenden Schenkel ein. Besonders im unteren Teil des westlichen Rannagehänges fällt die Böschung steiler nach E als die B-Achsen im Gneis (Einfallen der B-Achsen ca. $5-10^\circ$ nach E). In den Scheitelzonen der Falten ist meist der bei der Faltung mobilisierte Graphit stark angereichert, so daß solche tektonische Positionen, die „Rollen“ der Bergleute für den Graphitbergbau jederzeit besonders interessant waren und man oft einer Scheitelzone einige 10 m mit Strecken nachgefahren ist, in denen Graphit nur aus einer kleinen Querschnittfläche von unter 4 m^2 gewonnen wurde.

Da an keiner Stelle ein zusammenhängendes Profil aufgeschlossen ist, läßt sich nicht sagen, ob primär mehr als 3 mächtigere Flöze (von mindestens 1 dm

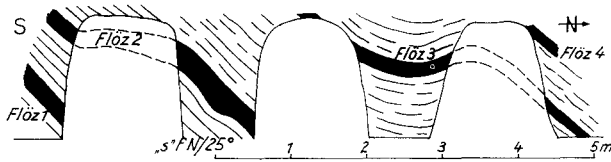


Abb. 3. Profil quer zu B der Graphitgneise. Rannastollen.
B-Achsen f. E (nach vorn!) $5^\circ \pm 2^\circ$

Abb. 3. Profil quer zu B der Graphitgneise. Rannastollen. B-Achsen f. E (nach vorn!) $5^\circ \pm 2^\circ$.

Mächtigkeit) vorhanden waren (s. Abb. 3). Nach der mineralogischen Zusammensetzung sind die Flöze nicht verschieden. Die Mächtigkeitsschwankungen innerhalb des gleichen Flözes aus tektonischen Gründen sind im Passauer Wald erfahrungsgemäß größer als die Unterschiede gegenüber einem benachbarten Flöz. Im Verband waren nie mehr als 2 mächtigere Flöze nebeneinander aufgeschlossen (vgl. Abb. 3), aber schätzungsweise sind wohl 3 dm-Flöze und mehr als 20 cm-Lagen von Graphit primär entwickelt, die nur tektonisch vervielfältigt erscheinen.

Zwischen Profilen XIV und XII ist im zweiten Zuge die Oberötzdorfer Störungszone deutlich in ca. 100 m Breite festzustellen. Innerhalb derselben erstrecken sich wie im ersten Zug die flachen Schürffgruben ohne Abbau (keine breiten Bruchpingen) wieder über eine fast 200 m breite N—S-Erstreckung, in der offensichtlich keine Graphitführung verfolgt werden konnte, die mehr als 10 m streichenden Zusammenhang besaß. In Analogie zu anderen NS-Sprüngen, die z. B. in Pfaffenreuth im Krininger Verwurf durch eine Strecke querschlägig zur Störung gut aufgeschlossen waren, darf vermutet werden, daß auch die Oberötzdorfer Störung vielleicht aus 10—20 Sprüngen parallel zur Linie EE' besteht, an der die von der Ranna her ziemlich regelmäßig durchlaufenden Pingenzüge begrenzt sind; die Detailaufnahmen der vielen Schürffpingen im Störungsbereich, wo die Alten den Zusammenhang verloren hatten und suchen mußten, lassen aber nochmals etwa in der Mitte der Störzone bei DD' eine Cäsur erkennen, längs der offensichtlich die Schollenzerteilung innerhalb des Bereichs zwischen CC' und EE' stärker war. Die Darstellung der „Schollen“ innerhalb der Störzone entspricht keiner exakten Aufnahme, sondern soll den Mechanismus der Zerstückelung schematisch bildlich andeuten. (Allein die parallel B streichenden Pingen sind eingemessene, exakt kartierte Elemente.)

Westlich des Randes der Störzone hat der mittlere Zug noch auf 200 m Länge Abbau erfahren (Pr. XII—VIII). In diesem Teil ist man ersichtlich linearen Graphitkonzentrationen in Richtung der B-Achsen nachgefahren. Die tiefste Abbausohle lag streckenweise nur 3—4 m unter Rasensohle, weil man mit geringstem Querschnitt und kleinstem Anfall an Haufwerk stets an der besten Graphitführung zu bleiben versuchte; stellenweise ist man auch einmal seitlich in einem abfallenden Schenkel einer gefalteten Graphitlage einige Meter in die Tiefe gefolgt oder hat kleine streichende Störungen ausgerichtet. Die Aufnahme vom nördlichen Stollen am Schreinerhäusl/Gotting, nur 500 m westlich vom Ende des Hauptzuges des Rannafeldes (bei AA'), der noch zugänglich war, zeigt, daß sich die Verhältnisse auf nur 10 m streichende Strecke stark ändern können (siehe Abb. 4). Bei Gotting sind noch 20 m Strecke zugänglich,

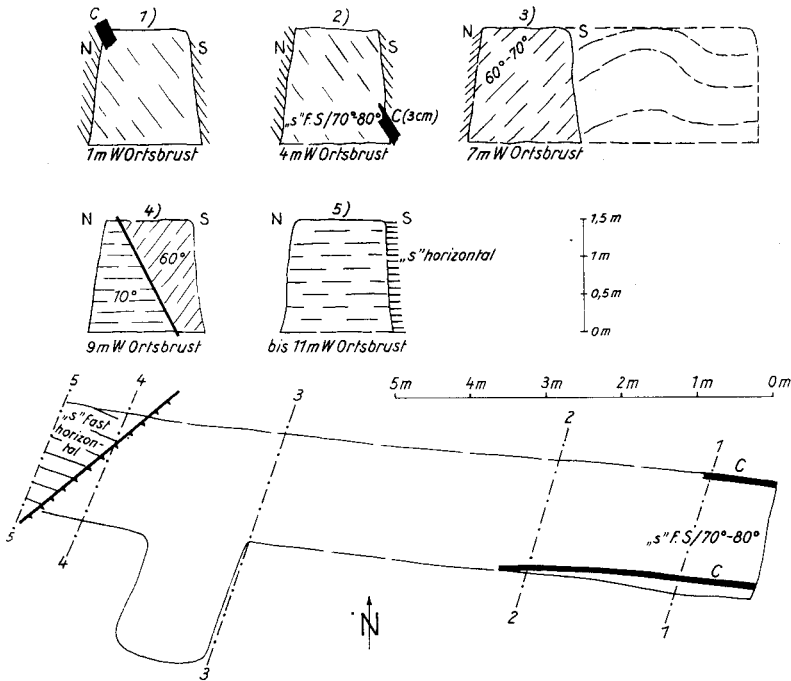


Abb. 4. Stollen im Graphitgneis bei Götting (Schreinerhäusl). Unten: Grundriß, oben: N—S-Profile 1—5, Lage s. im Grundriß. C = Graphitlage im Gneis.

vorher liegen 20 m verbrochener Einschnitt, insgesamt wurden also 40 m im Streichen einer graphitreichen Zone des Bändergneises aufgefahren. Vermutlich hatte der zweite Graphitzug des Rannafeldes im westlichen Teil nahe der Störung (von Pr. VIII—III) auch nur wenig mächtige Graphitlagen, ähnlich wie man es im Göttinger Aufschluß noch sehen konnte, weshalb die in Beil. 2 skizzierten bergmännischen Arbeiten den Eindruck erwecken, daß nur Versuchsbaue ohne Graphitgewinnung angelegt worden sind. Das Material der Halden zeigt nur schmale Graphitlagen, Aufschlüsse im Anstehenden waren nicht mehr zugänglich. Es könnten aber nur kurze Stücke mit Graphitflözen vorhanden gewesen sein, die bei der Auffahrung ausgehalten wurden, im ganzen ist ersichtlich im Streichen in Richtung E—W im Hauptzug des Rannafeldes eine Verarmung der totalen Graphitführung vorhanden.

Der 3. nördliche Graphitgneiszug ist östlich der Ranna schlecht ausgebildet. Westlich der Ranna ist er von Profil XXI bis Profil XV zwischen $H = 280$ und 320 gut an den Pingenzügen erkennbar. In einem alten Stolln dicht über Talsohle westlich der Ranna (bei $H = 290$, 10 m westlich von Profil XXI), der durch einen Pingenbruch hinter dem Mundloch zugänglich war, konnten über 20 Graphitlagen von meist nur mehrere mm bis 1—2 cm Mächtigkeit in einem Gneispaket von ca. 2 m Mächtigkeit senkrecht „s“ festgestellt werden. Aus einem Schlitz von 1 m Länge, der 10 Graphitlagen bemusterte, wurde eine Probe gewonnen, die rund 5% C-Gehalt hatte („s“ f. $355^\circ \text{N}/30\text{—}40^\circ$, Beobachtung im Stolln).

Auf 150 m streichende Länge wird der Zug bis zum Profil XVIII etwa von z. T. 10 m breiten Pinggen gebildet, die auf einen tagebauartigen Abbau des Graphitgneises schließen lassen. Das verwitterte parallelplattige, relativ weiche Gestein war sicher für einen primitiven Bergbau, der ohne Preßluftwerkzeuge arbeitete, leicht zu gewinnen und auch leicht zu zerkleinern; es sind hier schätzungsweise einige 1000 t Haufwerk gewonnen und zur Ranna-Mühle gebracht worden, wo früher Graphit gemahlen worden ist.

Im weiteren Verlauf bis zur Oberötzdorfer Querstörung (Profil XVIII bis Profil XV) ist der nördliche Gangzug von mehreren Untersuchungsstolln diagonal durchörtert worden (Richtung der Stolln parallel zur Begrenzung der schmalen Waldäcker!), die offensichtlich keine bauwürdigen Graphitlagen antrafen. Auch weiter nach W zwischen Profilen XV und XII (Störzone bei EE' und CC') und bis zum Profil V finden sich regelmäßig in Abständen von 50:50 m Schürfungen und Stolln von 20—50 m Länge, aus denen nur gebänderte Gneise mit Graphitlagen von mm- bis cm-Mächtigkeit auf die Halden gebracht worden sind, es finden sich keine Graphitproben, die auf Flöze mit mehr als 20% C-Gehalt hinweisen.

Die Störung bei AA' bringt einen stärkeren Gesteinswechsel als die Oberötzdorfer (CC'), vor allem ist im Abschnitt zwischen Gotting und AA' eine Aufweitung der Gneisserie durch granitische Intrusionen erfolgt und dieses Stück hat durch stärkere lagenweise Bildung von Metablastiten (Injektionsgneisen) eine größere Homogenisierung erfahren; dadurch reagierte es in der Phase der jungen (nachmetamorphen) Bruchbeanspruchung, welche die zahlreichen NS-Sprünge erzeugte, mechanisch anders als die nicht so stark verschweißten Bändergneise im Abschnitt Ranna (Profil III bis Profil XXIII). Innerhalb des Zuges karbonat- oder graphitführender Gneise finden sich nordöstlich von Kienzesberg Metablastite, die zeilenweise Neuspaltung von Plagioklas zeigen.

Überblick über das Rannafeld

Im Rannafeld sind 3 Graphitgneiszüge kartierbar; nur der mittelste weist mächtigere Graphitflöze von ein bis zu mehreren dm Mächtigkeit auf. Der südliche und nördliche Graphitgneiszug ähneln einander in der Art der Graphitführung: Der Graphit tritt hier in Bändergneisen mit hellen, vormals wohl mergeligen Lagen, nur als untergeordnete Mineralführung im Gneis (unter 5%) oder in mm- bis cm-mächtigen Lagen auf, wobei allerdings in m-mächtigen Gneispaketen der C-Gehalt ca. 5% erreichen kann. Auf 500 m Länge im Streichen läßt der nördliche Zug größere Unterschiede in der Ausbildung erkennen, als sie zwischen dem westlichen Teil des 3. Zuges und dem graphitarmen 1. (= südlichen) bestehen. Es lassen sich keine so typischen fein-stratigraphischen Profile der Graphitgneisserien aufnehmen, daß man einen Anhalt gewinnen könnte, ob zwei verschiedene Serien vorliegen oder nur tektonische Wiederholungen. Lediglich der Hauptzug zeigt so große Differenzen zu den beiden anderen, daß man annehmen möchte, daß neben einer Hauptflözserie mindestens eine feingebänderte Serie vorliegt, die nicht zeitgleich entstanden ist (wahrscheinlich Hangendserie, über der noch weiter im Hangenden eine Zone kompakter Kalke folgte). Auch im Hauptzug scheinen östlich des

Rannafeldes und westlich von Habersdorf (im Ort selbst sind Mächtigkeiten von 3—6 dm bekannt) die Graphitflöze ersetzt durch graphitisch gebänderte Gneise ohne bedeutendere vom Nebengestein scharf abgesetzte Flöze. Dies würde darauf hinweisen, daß mehrere relativ kleine Becken vorhanden gewesen sind, die nur im Zentrum mächtigere Absätze organischer Substanz aufwiesen und die an den Rändern und auch im Hangenden aufsplintern in viele dünne Lagen. Der Gesamtgehalt an Graphit pro Flächeneinheit nimmt dabei vom Zentrum nach den Rändern hin auf Entfernungen von höchstens 1—2 km deutlich ab.

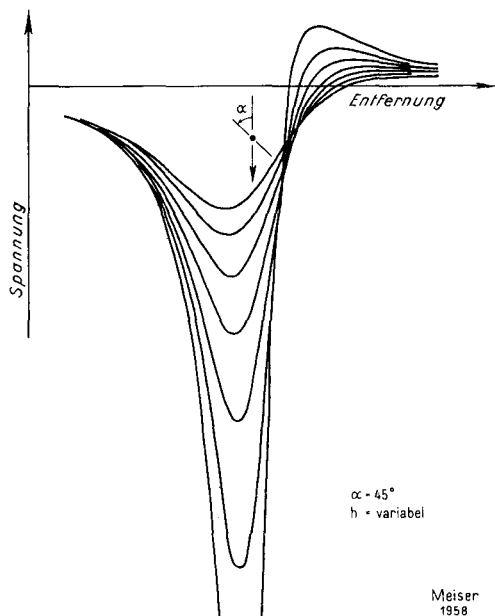


Abb. 5. Modellkurven. — Verlauf der Eigenpotentiale über einer polarisierten Kugel in Abhängigkeit von der Tiefenlage des polarisierten Körpers.

Geophysikalische Meßmethode und allgemeine Deutungsmöglichkeit der Meßergebnisse

Die Lagerstätte Ranna streicht praktisch W—E, so daß die N—S abgesteckten Meßprofile fast genau senkrecht dazu verlaufen. Dies war im vorliegenden Fall besonders vorteilhaft, da die Eigenpotentiale in dieser Richtung auf kürzestem Abstand starke Änderungen zeigen (Beil. 3). Die Potentialverteilung auf den Profilen ist nicht nur relativ festgestellt worden, sondern auf ein Nullpotential bezogen, das außerhalb des Meßgebiets in ungestörtem Gelände auch für die Messungen anderer Anomalienzüge festgelegt worden war (etwa 400 m SE von der SE-Ecke der Karte, Beil. 1, nahe dem Haltepunkt Oberötzdorf am km-Stein 13,0 der Bahn Erlau—Untergriesbach—Wegscheid). Die Äquipotentiallinien (Anl. 2) bilden einen das ganze Meßgebiet überziehenden Potentialtrog von etwa 300 m Breite, der im Innern ausgeprägte Spezialstrukturen erkennen läßt.

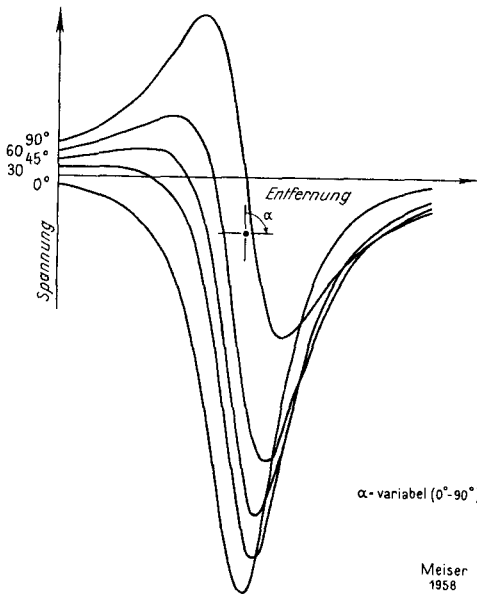


Abb. 6. Modellkurven. — Verlauf der Eigenpotentiale über einer polarisierten Kugel in Abhängigkeit von der Richtung der Polarisation.

Zur Deutung der Potentialprofile kann man den Vergleich mit berechneten Modellkurven heranziehen. Die einzelnen elektrisch wirksamen Graphitvorkommen können wohl am treffendsten als tektonische Scheerkörper von etwa linsenförmiger Gestalt angenommen werden. So schien es adäquat, die Potentialverteilung über polarisierten Kugeln für Vergleichsfälle heranzuziehen. Einige dieser Modellkurven sind in Abb. 5 und 6 dargestellt.

Abb. 5 gibt eine Darstellung des Potentialverlaufs über einer polarisierten Kugel in Abhängigkeit von der Tiefenlage. Die Polarisationsebene ist 45° gegen die Vertikale geneigt. Je tiefer die Kugel in den homogenen Untergrund eingebettet ist, umso breiter und schwächer erscheint die Potentialanomalie an der Erdoberfläche, umso kleiner wird gleichzeitig der Potentialgradient.

Abb. 6 veranschaulicht den Kurvenverlauf in Abhängigkeit von der Polarisationsrichtung. Nur bei vertikaler Polarisation — vorausgesetzt ist horizontal ebenes Meßgelände — findet sich das Potentialminimum direkt über der Lagerstätte. In dem Maße, wie der Winkel zwischen Polarisationsrichtung und der Vertikalen anwächst, rückt das Potentialminimum zunehmend von der Projektion der Lagerstätte auf die Erdoberfläche ab; dabei verringert sich der Betrag des negativen Potentials, während die positive Anomalie sich stärker ausprägt.

Diese Ergebnisse bleiben auch in unebenem Gelände gültig, vorausgesetzt, daß sie auf die geneigte Oberfläche statt auf die Horizontalebene bezogen werden.

Auswertung der Meßergebnisse im Vergleich mit der geologischen Spezialaufnahme

Die Graphitgneise sind zwar nach Konzentration und Verteilung des Graphits vom 10 m-Bereich bis zum Handstück schon sehr komplex und durch die Faltungs- und die Bruchtektonik wird der Aufbau im großen nochmals kompliziert, es liegen aber genügend ausgedehnte Bereiche mit annähernd einheitlichem Gefüge und mit gesamtwirksamer Graphitführung vor, daß im Isanomalienverlauf gleichwertige Teilstücke der Lagerstätte erkennbar werden. So liefert der Pauschaleffekt eine Isanomalien-Karte, die brauchbar ist zur Erkennung von Strukturbereichen, wenn auch im einzelnen die Faktoren zu variabel sind, um etwa die Eigenpotentialwerte für das Einzelprofil annähernd quantitativ auswerten zu können.

Die Topographie wirkt sich kaum aus, da der schnell wechselnde Abstand der wirksamen Graphitgneislagen von der Tagesoberfläche (infolge der Faltung) einen vielmal größeren Effekt hat als die Talbildung der Ranna, die über 150 m tief eingeschnitten ist. Die starke Einschnürung des Potentialtrops im Rannatal ist eher auf besondere hydrologische Verhältnisse in der Talau zurückzuführen. Um zu zeigen, daß trotz geringer Absolutwerte die Minima auch im Profil XXII an den Stellen liegen, die nach den benachbarten Profilen im linken und rechten Gehänge der Ranna zu erwarten waren, wurde die Lage der Minima in den Einzelprofilen mit Doppelpfeilen angegeben (s. Beil. 2). Bei dieser Darstellung kreuzen neben der Potentialrinne des Hauptgraphitzuges (beim H-Wert 150—170) weitere 5 Potentialrinnen ohne größere Ablenkung die Ranna. Die Graphitzüge erscheinen also weder unterbrochen (etwa durch die Ranna erodiert) noch an einer größeren Störung parallel zur Ranna versetzt.

Außerhalb der genannten Einschränkung lassen sich die geophysikalischen Indikationen eindeutig mit den geologischen Verhältnissen in Beziehung setzen und konnten benutzt werden, um eine Reihe von Beobachtungen bei der Kartierung zu ergänzen bzw. besser zu untermauern und bei der Diskussion ergab sich eine Fülle von korrespondierenden Einzelheiten.

Es wurde versucht, auch den Einfluß des starken Zersetztes respektive vielleicht der stärkeren Durchmischung der Gesteine und Störung einer ursprünglichen Bankung innerhalb der Oberötzdorfer Störzone in den Hintergrund treten zu lassen durch Einzeichnung der Minima der Eigenpotentiale. Dieser Kunstgriff, der an der Ranna durchlaufende E—W-Streichlinien lieferte, führt hier nicht zum Ziel; die Minimalrinnen laufen von E her nicht über CC' und von W her nicht über den östlichen Rand der Störzone (EE') hinaus glatt durch. Sehr deutlich kommt auch die Weststrandstörung des Rannafeldes heraus, denn die Minimalrinne bei H = 50 in Profilen I bis III ist östlich der Störung AA' undeutlich, auch kommen östlich von BB' mehrere Potentialanomalien neu hinzu. (Vielleicht wird die Entwicklung steiler Minima in der Störzone auch dadurch unterdrückt, daß die zahlreichen gegeneinander wenig versetzten Teilminima sich überlagern.)

Die stärksten Anomalien von über — 1000 mV, die sonst an keiner Stelle auf Graphitvorkommen des Passauer Waldes und der Oberpfalz gemessen worden sind, wo auch über m-Flözen selten Anomalien bis zu — 500 mV auftreten, sind schwer erklärbar. Vielleicht ist hier außer dem stellenweise

hohen Pyritgehalt der Graphitgneise auch die gelegentliche feine Wechselagerung von graphitführenden und graphitfreien Lagen in mächtigeren Paketen verantwortlich. Auch ein günstiger Anschnitt kurzweiliger Falten, in dem die Graphitlagen selten auf größere Tiefen absinken, vor allem aber die allgemein sehr geringe Tiefenlage des gesamten graphitführenden Gneispaketes von einigen 10 m Mächtigkeit sind sicher mit verantwortlich für die gemessenen hohen Beträge der Eigenpotentiale.

Bei dem raschen Wechsel der Anschnittbilder in Streichstrecken parallel zur B-Achse der Gneise (vgl. Abb. 3, 4) ist es fast verwunderlich, daß diese unregelmäßige Lagerstätte als statistischen Effekt im Mittel doch noch ausreichend großzügige Anomalienkarten liefert. (Verwaschene, schwer deutbare Anomalienbilder ergaben sich in anderen Beispielen, wo Fließerdedecken, tiefgründige Verwitterung oder Granitintrusionen vorlagen.)

Bemerkenswert ist, daß bei genauer Zeichnung des Verlaufs der — 600 mV-Isanomale sich Abweichungen vom E—W-Streichen an den Stellen ergeben, wo Graniteinschübe beobachtet werden konnten, nämlich bei Profil VI (H = 150), Profil IX (H = 100) und Profil XX (H = 50).

In der Anlage 3 sind die Meßergebnisse der geophysikalischen Untersuchung in Form von Potentialprofilen dargestellt worden. Die Koordinatenmaßstäbe sind der Anlage zu entnehmen. Man erkennt auch hier deutlich den gleichartigen Verlauf der Eigenpotentialkurven innerhalb der Profilgruppen mit gleichem geologischen Profil: In den Profilen I—III ist nur eine größere Anomalie zu erkennen, die auf einen Störkörper in etwa 20—30 m Tiefe hindeutet. Hinweise auf oberflächennahe Graphite sind aus dem Verlauf der Potentialkurven kaum zu entnehmen. Dieses Gebiet entspricht daher der fast graphitfreien Zone außerhalb des Westrandes des Rannafeldes (W von AA'). Das Gebiet zwischen Profil IV bis VII entspricht dem Westteil des Rannafeldes ohne bauwürdige Graphitführung; das zwischen den Profilen VII bis XII dem Westteil des Rannafeldes mit bebauten Graphitgneisen; der Bereich der Oberöztzdorfer Störzone zwischen CC' und EE' (Profile XIII bis XV) hebt sich von den Nachbargebieten deutlich ab durch einen besonders unruhigen Verlauf der Meßkurven, die hier obendrein keine Extremwerte wie in den tektonisch ungestörten Bereichen zeigen. Das gesamte Ostfeld Ranna zeigt dagegen in sich keine sprunghaften Veränderungen im Bild der geophysikalischen Profile. Die vorhandenen Differenzen lassen sich allein aus der Lageverschiedenheit des Anschnittes der gefalteten Graphitgneisserie erklären und gehen im allgemeinen kontinuierlich ineinander über. Sicher ist eine große Zahl von tektonischen Grenzflächen (kurzweilige Abbiegungen von Flözen durch Faltung, wobei ein Schenkel steil in die Tiefe abtaucht, Sprünge und streichende Abschiebungen in den Graphitflözen) beim bergmännischen Aufschluß der einzelnen Lagerstättenteile zu erwarten. Der Meßpunktabstand war aufgrund unserer früheren Erfahrungen gewählt worden und hatte im Beispiel Ranna offensichtlich eine ausreichende Größe. Dadurch werden nur größere räumliche Anlagen bemerkbar, die etwa gleiche Struktur und gleiche Gesamtgraphitführung aufweisen. Ein Profilabstand von 20—25 m, wie ihn früher OSTERMAYER in zahlreichen Aufnahmen zugrunde gelegt hat, liefert im allgemeinen kaum differenziertere Aussagen als der von uns gewählte. Bei Abständen von 100—200 m dagegen, wie sie in der Aufnahme von WILKENS gewählt worden

sind, der erstmalig eine Isanomalenkarte eines größeren Graphitlagerstättenbezirks im Passauer Wald veröffentlichte, kommt der Verlauf der Eigenpotentiallinien parallel zu alten sedimentären Strukturen und die Unterbrechung derselben an Störzonen nicht mehr deutlich heraus. Dies zeigten zwei Meßbilder des gleichen Lagerstättenstückes am Krinninger Verwurf in Pfaffenreuth, deren geologische Verhältnisse durch spätere bergmännische Arbeiten gut aufgeschlossen worden sind und erkennen ließen, daß von der OSTERMEIERSchen Isanomalenkarte des Gebiets die geologischen Strukturen erkennbar nachgezeichnet werden, während eine Eigenpotentialaufnahme mit 200 m Abstand stellenweise unzutreffende Interpretationen offen läßt.

Bei der geophysikalischen Vermessung wurden außerhalb der bergmännisch beschürften Gebiete, die allenthalben sichtbare Spuren von Graphitführung in den Gneisen geliefert haben, keine größeren Potentialrinnen gefunden. So ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die Alten bei ihren Untersuchungsarbeiten keinen Hauptzug der Graphitführung übersehen haben. Bedeutung eines Graphitzuges nach der geophysikalischen Diagnose (ausgeprägte Anomalie mit gleichmäßigem Verlauf über längere Erstreckung) und Intensität der bergmännischen Schürftätigkeit auf diesem Zuge entsprechen bei der Untersuchung des Rannafeldes einander in einer Regelmäßigkeit, wie sie wohl ausgeprägter kaum erwartet werden könnte.

Diese Erfahrungen waren für uns sehr wertvoll und erhöhten die Sicherheit, mit der andere Eigenpotentialkarten ausgewertet wurden, wo keine entsprechend detaillierten Parallelbeobachtungen zur Lagerstättengeologie möglich waren. Sie gestatten auch, mit wenigen gezielten Untersuchungsarbeiten (z. B. Bohrungen) die Verhältnisse im Isanomalenbilde darauf „zu eichen“, welche günstig erscheinende Zonen auch bauwürdigen Lagerstättenteilen entsprechen.

Als praktische Ergebnis der gründlichen Aufnahme im Rannagebiet wurde mit ziemlicher Sicherheit gefunden, daß hier vom alten, oberflächennahe betriebenen Bergbau keine Gebiete unbeschürft gelassen worden sind, die aufgrund hoher geophysikalischer Meßwerte als besonders graphitreich anzunehmen sind. Das Feld wäre nur dann für eine Wiederaufnahme der Produktion geeignet, wenn sich die Frage eines Tagebaues und der Aufbereitung großer Massen (wahrscheinliche Vorräte in der Größenordnung von 1—2 Mio t Haufwerk) eines graphitarmen Rohgutes zufriedenstellend lösen lassen. Vorläufig ist das Vorkommen nicht interessant, weil die stärksten verwitterten Partien selektiv herausgebaut sind und weil mit zunehmender Tiefe härtere Gneise angetroffen werden, aus denen sich die z. T. qualitätsmäßig recht günstigen Graphitflinze (ϕ oft über 0,1 bis 1 mm) nicht ohne starkes Zermahlen zu feinem Puder gewinnen lassen.

Schrifttum

- Unveröffentlichte Kartierungen 1 : 25 000 lagen vor von E. HARTMANN, der neben dem Lagerstättenbereich Kropfmühl—Pfaffenreuth auch Gebiete in der Nachbarschaft von Ficht und Habersdorf aufgenommen hat. Ein Profil NS durch die Hauptlagerstätte Kropfmühl von HARTMANN wurde von R. S. WAYLAND veröffentlicht. Auch die von STBUNZ, S. 104, gegebene Übersichtskarte geht im wesentlichen auf die Kartierung von E. HARTMANN zurück.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage mit Erläuterungen, München 1964. — [Besonders S. 7—11].
- CHRISTMANN, W.: Magnetische Variometermessungen bei Hauzenberg i. Bayr. Wald als Hilfsmittel bei d. geol. Kartierung im Kristallin dieses Gebietes. Diss. München, 1954.
- DORN, P.: Geologische Studien im Passauer Graphitgneisgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 632—650, Hannover 1935.
- FUCHS, G.: Kristallin Mühlviertel u. Sauwald, südliche Böhmisches Masse. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, S. 281—290, Wien 1964.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. Gotha 1868.
- HOLZER, H.: Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitlagerstätten. — Verh. Geol. B.-Anst., S. 316—330, Wien 1962 und S. 79—91, Wien 1963.
- KAISER, E.: Zur Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Geol. Rdsch., **13**, S. 321—326, Berlin 1922.
- MAUCHER, A.: Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Chem. d. Erde, **10**, S. 539—565, Jena 1935/36.
- OSTERMEIER, J. B.: Berichte über Eigenpotentialmessungen bei Ficht, Kropfmühl u. Pfaffenreuth (1956—57). — Archiv des Bayer. Geol. Landesamtes.
- RITTER, L.: Erläuterungen zu einer Kartierung 1 : 25 000 der Umgebung von Kropfmühl. — Diplomarbeit Inst. f. prakt. Geologie d. Univ. München, 1951.
- STRUNZ, H.: Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Ein mineralogisch-geologischer Übersichtsführer. — Acta Albertina Ratisbonensia, **20**, S. 103—105, Regensburg 1951/52.
- TÖPPER, W.: Beitrag zum Mineralbestand und zur Geochemie der Graphitlagerstätte Kropfmühl—Pfaffenreuth bei Passau/Donau. — Diss. Berlin 1961.
- WAYLAND, R. G.: The graphite of the Passauer Area, Bavaria. — Mining Engineering, **190**, S. 166—172, 1951.
- WEINSCHENK, E.: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Die Graphitlagerstätten des Bayerischen böhmischen Grenzgebirges. — Abh. K. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., 19, II. Abt., München 1897.
- WEIS, A. & HOFMANN, U.: Fasriger Vermiculit von Kropfmühl bei Passau. — Acta Albertina Ratisbonensia, **20**, S. 53—57, Regensburg 1951/52.
- WILKENS, F.: Die Grundlagen der Eigenpotentialmethode. — Z. f. Geophysik, **21**, S. 25—40. — Geoelektrische Untersuchung der Graphitlagerstätte Kropfmühl im Bayerischen Wald. — Geofisica pura e applicata, **33**, S. 91—100, Milano 1956.
- WURM, A.: Morphologie und Tektonik am Südwestrand des Bayerischen Waldes. — Zbl. Mineral. usw., 1938, Abt. B, S. 129—143, Stuttgart 1938.

Horizontale und vertikale Faziesunterschiede im Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier

Von WILHELM BAUBERGER¹⁾

Seit M. FLURL und C. W. v. GÜMBEL ist das Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier Objekt mineralogischer, geologischer und lagerstättenkundlicher Forschung. Vor allem nach dem zweiten Weltkrieg erfolgte eine intensive Neubearbeitung des Reviers. Dieses gesteigerte Interesse ist nicht zuletzt durch die wirtschaftliche Bedeutung bedingt, die die Flußspatlagerstätten nach dem Zusammenbruch Deutschlands im Jahre 1945 erlangt haben. Bis zum Wiederaufbau der deutschen Industrie war Flußspat nicht nur für Bayern, sondern auch für ganz Deutschland ein wichtiger, devisenbringender Exportartikel.

Das Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier liegt 50 km nördlich von Regensburg beiderseits der Naab. Seine Längserstreckung von Südost nach Nordwest beträgt rund 15 km, die Quererstreckung in Südwest—Nordostrichtung ca. 7 km. Zur Zeit sind über 50 Gänge bekannt, von denen etwa 15 von wirtschaftlicher Bedeutung sind oder waren. Im Vergleich zu anderen hydrothermalen Lagerstättenbezirken ist das Nabburger Revier räumlich engbegrenzt. Die Gänge sitzen im Grundgebirge auf, das aus verschiedenen Granit- und Gneisvarietäten besteht. In den dem Kristallin auflagernden Rotliegendensedimenten wurden bis jetzt nur unbedeutende Trümchen gefunden. Die Gangausbildung zeigt eine deutliche Abhängigkeit von den mechanischen Eigenschaften des Nebengesteins. So sind im Gneis die Gänge meist schlecht entwickelt, da dieser im Gegensatz zu Granit auf tektonische Beanspruchung nicht so gut klüftet und mit scherenden Ausgleichsbewegungen längs der Schieferungsflächen antwortet. Eine Ausnahme in dieser Hinsicht macht nur die Flußspatgrube Max im Südosten des Reviers, deren Gänge ausschließlich Gneis als Nebengestein haben. Diese Ausnahme ist vermutlich durch besondere tektonische Verhältnisse in diesem Gebiet bedingt (H. R. BOSSE 1959). Alle Gänge stehen steil, Gangverflachungen sind in der Regel mit Mächtigkeitsverminderungen verbunden. Das ist damit zu erklären, daß flache Klüfte sich rasch schließen, wenn sie nicht mit Lösungen oder Schmelzen hohen Innendrucks gefüllt werden. Diese Eigenschaft besaßen die Mutterlösungen der Flußspatgänge offensichtlich nicht.

Das Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier liegt in der nordwestlichen Fortsetzung des „Pfahls“, der an seinem nordwestlichen Ende aus zwei bis drei zueinander parallelen Störungszonen besteht (siehe Geologische Karte von Bayern 1:500 000). Seit altersher wurden deshalb die Flußspatgänge im Zusammenhang mit der Pfahltektonik betrachtet, nachdem obendrein die Längsachse des Reviers und die Streichrichtung vieler Gänge parallel oder annähernd parallel der Pfahlrichtung verlaufen. Ein weiteres wichtiges tektonisches Element wurde hingegen bislang weitgehend übersehen. Im Naabgebirge kreuzen

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. WILHELM BAUBERGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

sich dem Pfahl parallele Störungen mit anderen, die steil Südost—Nordwest streichen, parallel zu der Störung am Westrand des Naabgebirges, in Fortsetzung der Freihunger Störung. Wie in Grubenaufschlüssen nachweisbar, haben auf diesen Störungssystemen neben vertikalen auch horizontale Bewegungen stattgefunden, welche das Aufreißen der Flußspatgänge bewirkten. In tektonischer Hinsicht ist die Anlage des Nabburg—Wölsendorfer Reviers ähnlich dem von Sulzbach, 10 km östlich von Regensburg. Beide Reviere sind an große Störungen gebunden (Pfahl und Donaaurandbruch), bei beiden stehen die Störungen im Zusammenhang mit Ablagerungen des Rotliegenden (Schmidgadener Rotliegendebcken, Rotliegendes von Donaustauf), wodurch eine zeitliche Markierung für die Anlage der Gänge gegeben ist. Die Hauptmineralisation der Gänge ist vermutlich postpermisch erfolgt, da, allerdings selten, im Rotliegenden Flußspatrümer vorkommen (R. v. KOENIGSWALD 1929, G. FISCHER 1937, E. O. TEUSCHER 1957, H. ZIEHR 1957).

Ausgenommen J. KÖHLER (1941) wird von allen neueren Autoren angenommen, daß die Flußspatgänge des Reviers durch hydrothermale Lösungen gebildet wurden, die einem in der Tiefe verborgenem Granit entstammen. Einige Autoren lassen hierbei die Frage offen, ob der Granit primär plutonisch oder ein metamorphes Mobilisat ist. Gegen die Ableitung der Gänge aus den das Nebengestein bildenden Graniten spricht die Armut dieser Granite an Mineralien, die fluiden Phasen entstammen, und das Ganggefüge (H. RIEDEL 1954, S. 292). Lediglich ein mittel- bis grobkörniger Granit des Gebiets enthält manchmal aplitische oder pegmatitische Schlieren, die aber auch frei von seltenen Übergemengteilen wie Turmalin, Beryll usw. sind. Hingegen ist es durchaus möglich, daß im Untergrund des Naabgebirges ein Granitbatholith verborgen ist, der den „jungen“, grobkörnigen, nachsudetischen Graniten (Kristallgranit II) des ostbayerischen Grenzgebirges entspricht. Diese Annahme wird gestützt durch das Auftreten von Pinitporphyren im Naabgebirge nördlich vom Lagerstättenbezirk (W. BAUBERGER 1960), in denen sporadisch Flußspat vorkommt und die Apophysen dieses Batholithen sein könnten. Die Füllung der Gänge besteht vorwiegend aus Flußspat und Schwerspat, untergeordnet aus Quarz, Dolomit und Kalkspat. Akzessorisch oder als Nebengemengteile kommen Erzminerale vor, von denen Pyrit, Markasit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Eisenglanz und Uranpechblende Bedeutung haben. Die Gangfüllung ist in der Regel kompakt, allerdings sind Drusen mit idiomorphen und mit freien Endflächen kristallisierten Mineralien häufig.

Es sind mehrere Mineralabfolgen zu unterscheiden. Ungestörte Gänge mit den ersten Mineralausscheidungen am Salband und den jungen in der Gangmitte sind bilateral-symmetrisch aufgebaut. Sie bestehen aus einer schichtigen Wechsellagerung verschieden gefärbter Flußspatgenerationen, Schwerspatfolgen und Quarzlagen. Tektonische Bewegungen auf den Gangspalten fanden vor, während und z. T. auch nach der Mineralisation statt. Mineralabsatz und tektonische Gangaufweitungen lösten einander alternierend ab. Mitunter wurden auch ältere Mineralbildungen zerschert. Jüngere Mineralabfolgen durchschneiden gangförmig diskordant ältere, in jüngeren Mineralabfolgen liegen Breccien von älteren. Auch Nebengesteinsbreccien kommen vor, die kokardenerzartig von Flußspat, Schwerspat und Quarz umrindet werden. Dieses Wechselspiel Tektonik—Mineralisation verhinderte ein Verstopfen der

Zufuhrkanäle. Da Mineralabsatz nur dann erfolgen konnte, wenn Hohlräume vorhanden waren, und die tektonische Öffnung der Gänge mehrmals erfolgte, dabei aber an verschiedenen Orten in unterschiedlicher Stärke, finden sich schon aus diesem Grund nicht in allen Gängen und in allen Gangpartien alle Mineralgenerationen. C. W. v. GÜMBEL (1868) beschreibt an Hand der Wölsendorfer Gänge bereits ein aus mehreren Mineralien und Mineralgenerationen zusammengesetztes Gangbild. In der Folgezeit wurde das Schema der Mineralabfolge weiter verfeinert (H. RIEDEL 1954, H. ZIEHR 1954, 1957). Ordnet man die von ZIEHR aufgestellten Mineralgenerationen und tektonischen Phasen in Mineralisationsphasen, so ergibt sich folgendes Schema:

Mineralisationsphase 1:

Quarz I
 Uranpecherz I
 Pyrit I
 Kupferkies I
 Bleiglanz I

I. tektonische Phase

Mineralisationsphase 2:

Flußspat I (dunkelviolett, im Bereich der Uranerze als Stinkspat ausgebildet)
 Uranpecherz II
 Dolomit I
 Quarz IIa
 Pyrit II
 Markasit I
 Safflorit
 Eisenglanz
 Dolomit I
 Kalkspat I

I. Vererzungsphase

II. tektonische Phase

Mineralisationsphase 3:

Flußspat IIa (violett)
 Flußspat IIb (grün)
 Quarz IIb

III. tektonische Phase

Schwerspat I
 Quarz III

IV. tektonische Phase

Mineralisationsphase 4:

Flußspat III (hell gefärbte Varietäten)
 Dolomit II
 Baryt II
 Kupferkies II
 Pyrit III
 Zinkblende II
 Bornit
 Bleiglanz III
 Quarz IV

V. tektonische Phase

II. Vererzungsphase

Mineralisationsphase 5:

Ausklingen der Mineralisation mit jüngsten Mineralabscheidungen und Umsetzungen:

Flußspat IV (in Drusen, violette Kanten)

Kalkspat IIa

Kalkspat IIb

Kupferkies III

Schwerspat III

Schwerspat IV

Numerierung der Mineralgenerationen wie bei H. ZIEHR (1957); Beschreibung der Mineralgenerationen siehe H. RIEDEL (1954) und H. ZIEHR (1957).

Einzelne Mineralgenerationen bilden miteinander schichtige Wechsellagerungen und dokumentieren so ein Pendeln der physikalisch-chemischen Zustandsbedingungen im Gangraum zur Zeit der Mineralisation. Der Verlauf der Mineralisation ist durch sinkende Temperaturen gekennzeichnet. Die aufeinanderfolgenden Flußspatgenerationen sind immer lichter gefärbt. Schwerspat bildet den Abschluß der Mineralisation, womit ein temporaler Fazieswechsel gegeben ist. Die altersmäßige Reihenfolge der Mineralgenerationen stimmt auf den verschiedenen Gängen überein; sie sind miteinander parallelisierbar. Allerdings ist die Ausbildung der Mineralien gleicher Generation auf den verschiedenen Lagerstätten etwas unterschiedlich. So variiert beispielsweise die Intensität der Flußspatfärbung von Gang zu Gang.

Weiter oben wurde ausgeführt, daß aus tektonischen Gründen nicht alle Mineralgenerationen auf jedem Gang auftreten. Unabhängig von tektonischen Gründen ist aber im Nabburg—Wölsendorfer Revier auch eine horizontale Gliederung der Gänge möglich. „Quarz, Karbonate und Erze treten nach Südosten zu häufiger auf als im Nordwesten, damit ist zugleich eine Zunahme nach der Tiefe verbunden. Das ganze Gangrevier gliedert sich in verschiedene Mineralfaziesgebiete, die in Form eines Teleskopings ineinander übergehen“ (H. ZIEHR 1957).

Betrachtet man die Lagerstättenkarte von E. O. TEUSCHER (1957), in der auch der Mineralinhalt der Gänge berücksichtigt ist, so ist eine horizontale Gliederung des Reviers erkennbar. Um eine Zentralzone im Raum Wölsendorf (Johanneschacht, Marienschacht), die sich durch hohe Radioaktivitätswerte auszeichnet, scharen sich Gänge, deren Radioaktivität geringer ist als die des Granits, der das Nebengestein ist. Im randlichen Bereich des Reviers treten dann schließlich neben Gängen mit vorwiegend Flußspatführung solche auf, in denen Schwerspat dominiert.

Außerhalb des hier betrachteten Bereichs liegende Schwerspatgänge — südöstlich Luhe und bei Roggenstein östlich Weiden (F. DRECHSLER 1925, W. BAUBERGER 1960) — passen sich in die hier gegebene horizontale Gliederung ein und könnten Ausläufer des Reviers sein. Es ist allerdings auch möglich, daß sie mit dem Leuchtenberger Granitmassiv in Zusammenhang stehen und von diesem abzuleiten sind. Der Leuchtenberger Granit gehört zu den „jungen“, nachsudetischen Graniten, auf die vermutlich auch die Flußspatgänge der Oberpfalz zurückzuführen sind (s. o.).

Zwischen dem nordwestlichen und südöstlichen Teil des Reviers besteht ein Unterschied in der Erzführung. In dem Gebiet um Altfalter tritt in den Gängen relativ häufig Bleiglanz auf, der im nordwestlichen Teil des Reviers nur sporadisch beibricht. Die Ursache dieser unterschiedlichen Erzverteilung ist unbekannt.

Wie dem weiter oben angeführten Schema der Mineralisationsfolge zu entnehmen ist, gelangten die Uranerze in den ersten beiden Mineralisationsphasen zusammen mit Stinkspat zum Absatz. Diese ersten Mineralbildungen sind in ihrem Auftreten im wesentlichen beschränkt auf das Wölsendorfer Gebiet, die darauffolgenden Mineralphasen hingegen sind im ganzen Revier verbreitet. Die Mineralisation der Flußspatgänge begann im Raum Wölsendorf mit der Bildung der relativ hoch temperierten Stinkspäte. Erst von der darauffolgenden Mineralisationsphase 3 mit dem Flußspat II wurde das ganze Revier erfaßt. Flußspat II überwiegt mengenmäßig die Flußspäte der anderen Generationen. Um eine Zentralzone, in der höher temperierte ältere Mineralien zusammen mit jüngeren, etwas niedriger temperierten Mineralien auftreten, liegt ein Bereich, in dem die älteren Mineralien zunächst mengenmäßig zurücktreten (Gebiet um Stulln) und schließlich ganz fehlen. In den Randgebieten des Reviers ist Schwerspat relativ angereichert. Offenbar war die Migrationsfähigkeit der Schwerspatlösungen größer als die der Flußspatlösungen.

Die horizontale Gliederung des Reviers läßt sich mit der Theorie der Bildung hydrothermalen Lagerstätten erklären. Von dem im Untergrund angenommenen Granitbatholithen wurde zunächst nur die nähere Umgebung genügend erwärmt, um eine hydrothermale Vererzung zu ermöglichen. Später waren die Geoisothermen vom Intrusivkörper weiter weg nach außen gewandert, der mögliche Lagerstättenbezirk war größer.

Da zwischen der horizontalen Verbreitung der Flußspatgenerationen I und II so starke Unterschiede bestehen, ist anzunehmen, daß zwischen den Mineralisationsphasen 2 und 3 ein größerer zeitlicher Hiatus liegt.

Gegen die hier gegebene Deutung der Mineralverteilung im Revier könnte eingewandt werden, „ob nicht auch eine seitliche, fazielle Vertretung der höher thermalen ‚Stinkspäte‘ und Uranmineralien des zentralen Bereichs von Wölsendorf durch niedriger thermale, aber gleichzeitige Bildungen in einem äußeren Hof der Flußspatbildung vorliegen könnte“ (H. R. BOSSE 1959). Diese Möglichkeit kann bezüglich der Flußspatgeneration I (Stinkspat) widerlegt werden. Die Mineralabfolge auf den einzelnen Gruben stimmt überein; nur daß den im äußeren Bereich des Reviers gelegenen Gruben die ältesten Mineralbildungen fehlen. Es ist hingegen möglich, daß die hell gefärbten Flußspäte in den äußersten Bereichen des Reviers, wie z. B. bei Hartenricht, der Flußspatgeneration II zuzurechnen sind. Es ist somit nicht, bzw. noch nicht möglich, für die nach dem Stinkspat kristallisierten Mineralphasen eine horizontale Gliederung zu geben.

Die Frage, ob im Revier primäre Teufenunterschiede vorkommen, wurde erstmals von H. RIEDEL (1954) kritisch erörtert. Er schreibt, daß die Gänge ein „telescoping“ mit einer Ineinanderschachtelung verschiedener Generationen zeigen. „Nur in einer Hinsicht scheinen die bisherigen Aufschlüsse deutliche primäre Teufenunterschiede der Mineralisation zu zeigen: Sulfide, insbesondere Pyrit und Kupferkies, sind hauptsächlich an die oberen Teufen gebunden, während Karbonate in zunehmendem Maß in den tiefsten Sohlen erscheinen. Sekundäre Teufenunterschiede zeigen sich natürlich in der Oxydation der Sulfide, die zur Neubildung von Eisenoxyd und -oxydhydraten, zu Malachit und Chrysokoll führten.“

Demgegenüber schreibt H. ZIEHR (1957), daß die Erzminerale im Flußspatrevier nach Südosten und nach der Teufe zunehmen. „Quarz, Karbonate und Erze treten nach Südosten zu häufiger auf als im Nordwesten, damit ist zugleich eine Zunahme nach der Tiefe verbunden. — Im Bereich östlich der Naab setzt der Schwerspat nach der Teufe zu aus. Auf der 33 m-Sohle des Marienschachts führte ein Flußspatgang bis 1,5 m Schwerspat; auf der 150 m-Sohle kamen nur noch bis 0,3 m mächtige Barytlinsen vor; auf der 180 m-Sohle fehlt er vollständig. An seine Stelle tritt als Begleiter des Flußspates ab 150 m Tiefe Dolomit.“ Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt H. R. BOSSE (1959) für die Grube Max: „in der Regel sind in den Gruben primäre Teufenunterschiede nachweisbar. Dabei ist der Schwerspat vorwiegend an die höheren Gangteile gebunden. Im mittleren Bereich tritt hauptsächlich Flußspat auf. Zur Teufe hin nimmt der Quarzgehalt zu. Es ist aber zu beachten, daß keine regelmäßige Anordnung der Mineralien nach ‚primärer Teufe‘ vorliegt. Vielfach sind jüngere, niedriger temperierte Mineralisationen in tieferen Niveaus zur Abscheidung gelangt (Baryt, Calcit und Bleiglanz).“

Eine Zunahme der jungen Mineralgenerationen der Mineralisationsphasen 4 und 5, insbesondere der Karbonate, nach der Teufe ist in der Tat im ganzen Revier zu beobachten. Dabei können diese jungen Mineralien zum überwiegenden Teil nicht als deszendente Bildungen der Zementationszone gedeutet werden, da sie auch auf den oberen Sohlen, allerdings relativ weniger, auftreten. Im Zentralbereich um Wölsendorf kann man sogar bei einigen Gangpartien von einer Karbonatisierung sprechen. Im westlichen Lagerstättenbereich ist in der Teufe der Anteil des Schwerspats relativ hoch. Mineralogisch nicht feststellbar ist die Zunahme des Quarzes mit der Teufe, nach Angabe langjähriger Betriebsleiter aber vorhanden. Von einer Verquarzung der Gänge nach der Teufe kann aber nicht gesprochen werden. Weiterhin ist im Revier eine Abnahme der Korngröße der Flußspäte und Schwerspäte nach der Teufe zu beobachten. Freikristallisierte Flußspatwürfel aus größerer Teufe besitzen nur mehr selten eine Kantenlänge von über 2 cm; die Mehrzahl weist Kantenlängen unter 1 cm auf. Soweit die Gangfüllung derb vorliegt, ist die Verwachsung der Mineralien intensiver, was durch die geringere Korngröße bedingt ist. Hiermit sind höhere Anforderungen an die Aufbereitung verbunden. Eine charakteristische Erscheinung nach der Teufe ist auch, daß einzelne Gänge oder Gangpartien keine so kompakte Gangfüllung mehr aufweisen, sie sind drusig-porös über langanhaltende Gangpartien hinweg, während hingegen in den oberen Sohlen Drusen engbegrenzte Erscheinungen sind. Vor allem Gänge größerer Mächtigkeit sind brecciös-drusig ausgebildet. Die Intensität des Lösungsabsatzes war offensichtlich in der Teufe geringer. Die Gangausbildung ist meist regelmäßiger, linsige Gangan- und -abschwellungen sind nicht so häufig als auf den oberen Sohlen. Die Abnahme der Korngröße ist nicht auf die jüngsten Mineralgenerationen beschränkt, auch die älteren Mineralgenerationen sind kleiner kristallisiert. Die Bildungsbedingungen für sie waren auf den oberen Sohlen offensichtlich günstiger.

Diese Erscheinungen größerer Teufe treten im Zentralbereich um Wölsendorf schneller auf, etwa ab einem Niveau von 250 m über NN, als im westlichen Bereich, hier etwa ab 200 m über NN. Über die Teufenentwicklung im südöstlichen Lagerstättenbereich ist noch nichts näheres bekannt, vermutlich ent-

spricht sie der im westlichen. Im Zentralbereich waren die Isothermen offensichtlich höhergelegen als im übrigen Bereich des Reviers.

Die relative Zunahme jüngerer, niedriger temperierter Mineralien nach der Teufe und geringere Korngröße der Mineralien ist eine auch auf anderen hydrothermalen Lagerstätten verbreitete Erscheinung (vgl. A. PILGER 1961). Mit dem Nachlassen der hydrothermalen Tätigkeit wurden offensichtlich immer niedriger temperierte Phasen gebildet, die in größerer Tiefe zur Abscheidung gelangten, in der die vorausgegangenen Mineralgenerationen nur untergeordnet kristallisierten.

Da nach der Teufe die jungen, niedriger temperierten Mineralphasen relativ zunehmen, ist es unwahrscheinlich, daß im äußeren Bereich des Reviers das Stockwerk der Stinkspäte in der Teufe verborgen ist. Auch ist es unwahrscheinlich, daß in dem, vom Rotliegenden verhüllten, Bereich von Schmidgaden Lagerstätten verborgen sind, die den heute bekannten äquivalent sind. Nach freundl. mündlicher Mitteilung von H. TILLMANN umfaßt das Rotliegende von Schmidgaden die Brandschieferzone (ru 2) mit einer Mächtigkeit von 165 m und die darüberliegende Arkoskonglomeratzone (ru 3) mit einer Mächtigkeit von 300 m, wovon allerdings ein Teil erodiert ist. Das ergibt eine Sedimentmächtigkeit von 460 m, wobei noch offen ist, ob nicht auch noch die untere Sandsteinzone (ru 1) vorhanden ist. Damit darf als sicher gelten, daß in der Achse des Grabens mit einer Mächtigkeit der Rotliegendensedimente von 300—500 m zu rechnen ist. Die Oberkante des Kristallins im Bereich des Rotliegendbeckens liegt damit bei etwa NN, d. h. in einer Tiefe, in der wahrscheinlich kein Flußspat zum Absatz gelangte, es sei denn, unter den heute bekannten Lagerstätten liegen andere, im Zuge einer Rejuvenation gebildete. Rechnet man nicht mit der Möglichkeit einer Rejuvenation, bleibt als hoffiger, wegen Überdeckung noch nicht untersuchter, Bereich nur die randliche Zone der Schmidgadener Senke. Um diesen genauer umreißen zu können, wären geophysikalische Untersuchungen erforderlich. Es könnte im randlichen Bereich des Rotliegendbeckens sogar partienweise die Grenzfläche Grundgebirge/Rotliegendes mineralisiert sein.

Zusammenfassung

Der Mineralinhalt der Nabburg—Wölsendorfer Flußspatgänge entstammt einem in der Tiefe verborgenen Granitbatholithen. Das Auftreten von Pinitporphyren, die sporadisch Flußspat führen, im randlichen Bereich des Reviers spricht für die Existenz dieses Granitkörpers. Durch mehrphasige, bruchtektonische Bewegungen wurden die Wanderwege und Absatzräume für die Minerallösungen geöffnet. Die ersten und zugleich am höchsten temperierten Mineralgenerationen gelangten in dem Zentralbereich um Wölsendorf zum Absatz, der von dem Batholithen bereits genügend erwärmt war, um einen Mineralabsatz zu ermöglichen. Später waren von dem Batholithen die Geoisothermen weiter nach außen gewandert, im ganzen heutigen Lagerstättenrevier kam es zu Mineralisationen. Das Revier ist daher horizontal gegliedert in einen Außenbezirk, in dem vorwiegend grün- und violettgefärbte Flußspäte auftreten und in einen Zentralbereich, in dem daneben, z. T. auch überwiegend, dunkelvioletter bis schwarzer Stinkspat auftritt. Wieder absinkende Temperaturen im Lagerstätten-

bereich ließen die am niedrigsten temperierten jüngsten Bildungen vor allem in tieferem Niveau zum Absatz gelangen, wodurch primäre Teufenunterschiede gegeben sind.

Schrifttum

- BAUBERGER, W.: Über Pinitporphyre im Naabgebirge. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, H. 1, Berlin 1960.
- BAUBERGER, W. u. HAUNSCHILD, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6438 Schnaittenbach, m. Erläuterungen. München 1960.
- BERG, G.: Über den Begriff der Rejuvenation und seine Bedeutung für die Beurteilung von Mineralparagenesen. — Z. prakt. Geol., **36**, S. 17—19, Halle 1928.
- BOSSE, H. R.: Der Südostteil des Nabburg—Wölsendorfer Flußspatreviers zwischen Altfalter und Wundsheim. — Geol. Diplomarbeit Universität München 1959. — [Manuskript].
- DORN, P.: Geologie der Flußspatlagerstätten der Bayerischen Ostmark. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **25**, Stuttgart 1936.
- DRECHSLER, F.: Zur Mineralführung und Chemie der Oberpfälzer Flußspatgänge. — Jb. naturwiss. Ver. Regensburg 1925.
- FISCHER, G.: Geologischer Bau und Bodenschätze des Bayerischen Waldes. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **59**, Berlin 1937.
- FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz. 1792.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.
- KALB, G. u. KOCH, L.: Die Kristalltracht des Flußspates und Bleiglanzes in minerogenetischer Betrachtung. — Cbl. Mineral., 1929, Abt. A, S. 308—313, Stuttgart 1929.
- KÖHLER, J.: Zur Entstehung der Nabburger Flußspatlagerstätten. — Geol. Rdsch., **32**, S. 71—92, Stuttgart 1941.
- KOENIGSWALD, R. v.: Das Rotliegende der Weidener Bucht. — N. Jb. Mineral., Abt. B, **61**. Beil.-Bd., Stuttgart 1929.
- KOHL, E. u. HALLER, H.: Die Mineralführung der Wölsendorfer Flußspatgänge. — Z. prakt. Geol., **42**, S. 69—79, Halle 1924.
- LAUBMANN, H.: Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh. — München (Piloty & Loehle) 1924.
- PILGER, A.: Übersicht über die Gangvererzung des Ruhrgebietes. — Beih. Geol. Jb., **40**, S. 297—350, Hannover 1961.
- PREUSS, E. & ZIEHR, H.: Eigenartige Flußspatkristalle aus dem Nabburg—Wölsendorfer Revier in der Oberpfalz. — Aufschluß, **14**, Göttingen 1963.
— Quecksilberhaltige Baryte im Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier. — Erzmetall, **18**, Stuttgart 1965.
- PRIEHÄUSER, M.: Die Flußspatgänge in der Oberpfalz. — Z. prakt. Geol., **16**, Halle 1918.
- RIEDEL, H.: Untersuchungen im Flußspatlagerstättenbereich westlich der Naab in der Oberpfalz. — N. Jb. Miner., Abh., **87**, Stuttgart 1964.
- STEINMETZ, H.: Orientierte Einschlüsse im Fluorit. — Z. Krist., **58**, Leipzig 1931.
- STEINMETZ, H. & BRÜLL, E.: Beiträge zur Kenntnis der Farbverteilung in Fluoritkristallen. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr., **4**, Heidelberg 1954.
— Radioaktive Höfe mit vierzähliger Symmetrie im Fluorit von Wölsendorf. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr., **4**, Heidelberg 1954.
- STRUNZ, H.: Zinnober, HgS, und Wölsendorfit, 2 [UO₂(OH)₂] (Pb, Ca)O, von Wölsendorf, Opf. — Acta Albertina Ratisbonensia, **22**, Regensburg 1956/58.
— Epitaxie von Uraninit auf Columbit. — Epitaxie von Pyrit auf Flußspat. — Aufschluß, **12**, Göttingen 1961.

- STRUNZ, H. & SEELIGER, E.: Erzpetrographie der primären Uranminerale von Wölsendorf. — N. Jb. Miner., Abh., **94**, Stuttgart 1960.
- Über das Uranerz Coffinit von Wölsendorf. — Aufschluß, **12**, Göttingen 1961.
 - Epitaxie von Bleiglanz auf Flußspat von Cornwall und Wölsendorf. — Aufschluß, **15**, Göttingen 1964.
- STRUNZ, H. & TENNYSON, CH.: Die sekundären Blei-, Zink- und Kupferminerale von Wölsendorf. — Aufschluß, **14**, Göttingen 1963 u. Aufschluß, **15**, Göttingen 1964.
- TEUSCHER, E. O.: L'uranium dans la zone de tilons fluorifères de Nabburg/Bavière. — Colloque de Grenoble, de S. E. d'E.A. Grenoble 1959.
- TEUSCHER, E. O. & BUDDE, E.: Emanationsmessungen im Nabburger Flußspatrevier. — Geologica Bavarica, Nr. 35, München 1957.
- ZIEHR, H.: Die Flußspatgänge von Wölsendorf und deren Nebengestein. — Diss. Univ. München 1954. — [Manuskript].
- Das Nabburg—Wölsendorfer Flußspatrevier. — Aufschluß, 6. Sonderh., Heidelberg 1957.
 - Bemerkungen zu den neuen Uranerzfunden in Wölsendorf/Bay. — Aufschluß, **12**, Göttingen 1961.

Zur Frage der Aufstiegswege des initialen variskischen Magmatismus im Kristallin der Münchberger Gneismasse und in der paläozoischen anchimetamorphen Umrahmung

Mit 1 Abbildung

VON ADOLF WURM¹⁾

Zusammenfassung

Die Arbeit nimmt zu einem Problem Stellung, das sich auf die tieferen Zufuhrwege des initialen Magmatismus im variskischen Gebirge Nordostbayerns bezieht. In den Meeren des Paläozoikums, im Ordoviz, im Silur und im Devon hat sich ein lebhafter Diabasvulkanismus abgespielt, die Münchberger Gneismasse ist auf allen Seiten von extrusiven und intrusiven Förderprodukten dieses Vulkanismus umgeben. In der Hangendserie der Münchberger Gneismasse selbst sind massige, aller Wahrscheinlichkeit nach orthogene Amphibolite eingelagert. Trotzdem ist die Liegendserie der Münchberger Gneismasse fast frei von Metabasiten geblieben. Verf. glaubt, daß die Lösung dieses Problems im Eruptionsmechanismus des submarinen Diabasvulkanismus zu suchen ist, der an Spalten gebunden war. Dieser Deutungsversuch wird begründet und zur Diskussion gestellt.

Ziel der Arbeit ist es, ein Problem zur Diskussion zu stellen, das bisher wenig Beachtung gefunden hat. Es handelt sich um die Wurzeln des variskischen initialen Magmatismus in der Münchberger Gneismasse und ihrer anchimetamorphen paläozoischen Umrahmung. Da eine kaledonische Faltung im Frankenwalde fehlt, verstehe ich unter dem initialen variskischen Magmatismus die Magmabewegungen vom Kambrium bis zum Unterkarbon. Um zu dem obigen Problem Stellung nehmen zu können, ist es nötig, einige Bemerkungen über die Münchberger Gneismasse und ihre paläozoische Umrahmung vorzuschicken. Die Münchberger Gneismasse liegt im Streichen einer Synklinalzone, der Vogtländischen Hauptmulde. Aus dieser Synklinalzone ist die Münchberger Gneismasse als autochthone Klippe hochgepreßt worden.

Es gibt wenig Gebiete auf der Erde, wo wie in der Münchberger Gneismasse ein herausgehobenes Tiefenstockwerk allseits vom Oberbau umrahmt wird und so auf engem Raum eine vergleichende Analyse stofflicher und struktureller Bauelemente im Ober- und Unterbau möglich wird. Wenn wir zunächst von den kristallinen Randzonen der Münchberger Gneismasse, der Randamphibolitserie und der Prasinit-Phyllit-Serie absehen, können wir mit einiger Wahrscheinlichkeit sagen, daß in der Liegendserie der sauren Gneise und der Hangendserie der Hornblendebändergneise ordovizische, silurische, devonische und unterkarbonische Aequivalente in metamorpher Prägung fehlen (A. WURM 1958). Neuerdings ist man geneigt, in der Münchberger Gneismasse altpaläozoische Stoffbestände in metamorpher Fazies anzunehmen (G. STETTNER 1964 b). STETTNER weist auf die stoffliche Ähnlichkeit der Liegendserie der Münchberger Gneismasse mit ordovizischen bis (?) präordovizischen Gesteinsserien des Fichtelgebirges hin (tiefere Phycoden- und Frauenbachschichten und obere Arzber-

¹⁾ Anschrift des Verfassers: o. Univ.-Prof. em. Dr. ADOLF WURM, 87 Würzburg, Friesstraße 1.

ger Serie). Es scheint mir allerdings bei stratigraphischen Vergleichen mit dem Münchberger Kristallin weniger die thüringische als die bayerische Fazies maßgebend zu sein, was ja auch STETTNER (1960a) an anderer Stelle betont. W. LORENZ und K. HOTH (1964) denken an eine Parallelisierung der Liegendserie mit dem liegenden Teil der Arzberger Serie und eine Parallelisierung der Hangendserie mit dem hangenden Teil der Arzberger Serie. Allerdings läßt die Hangendserie der Hornblendebändergneise nur schwer stoffliche Vergleiche mit altpaläozoischen Serien zu. Die Möglichkeit, daß im Kristallin der zentralen Gneismasse auch präpaläozoische Äquivalente vorliegen, kann nicht ausgeschlossen werden. Man wird sich deshalb vorerst mit der Feststellung begnügen müssen, daß das Kristallin der Liegendserie und der Hangendserie wahrscheinlich präordovizisches Alter besitzt. Die Auffassung, die jahrzehntelang die Literatur beherrscht hat, daß das Kristallin der Münchberger Gneismasse echtes Moldanubikum darstellt, kann heute kaum mehr aufrecht erhalten werden (A. WURM 1964).

Nun tritt uns schon im Tiefenstockwerk der Liegendserie der Münchberger Gneismasse ein initialer Magmatismus entgegen. Zu den Komponenten dieses Magmatismus gehören vereinzelte Vorkommen basischer Gesteine, Metagabbros und Metagabbonorite. Über die Zeit ihrer Platznahme wissen wir nichts Sicheres.

In der Liegendserie, weniger an der Basis der Hangendserie, treten Serpentine auf. In größeren Vorkommen sind sie auch mit der Prasinit-Phyllit-Serie vergesellschaftet. Zu der Zeit und der Art ihrer Platznahme wollen wir hier nicht Stellung nehmen. Allgemein sind ja über Ultrabasite verschiedene Ansichten geäußert worden (W. P. DE ROEVER 1957, W. E. PETRASCHECK 1959, F. ROST 1959). Sie befinden sich nur selten im natürlichen Verband mit dem Nebengestein; sie sind vielfach tektonisch eingeschuppt.

In der nach STETTNER 1000 bis 1500 m mächtigen Hangendserie, der Hornblendebändergneis-Serie, sind massige Amphibolite eingelagert. Sie wurden von STETTNER (1960b) entweder als metamorphe Äquivalente basischer Ergüsse oder als ehemalige mächtige Karbonatgesteine gedeutet. Neuerdings vertritt STETTNER (1964b) die Auffassung, daß bei den massigen Amphiboliten große Wahrscheinlichkeit für eine orthogene Entstehung vorliegt. Bei Annahme orthogener Entstehung als Ergüsse oder auch als Lagergänge muß es auffallen, daß in der Liegendserie der sauren Gneise, welche die Hornblendebändergneis-Serie unmittelbar unterlagert, basische Magmagesteine, die als Zufuhrspalten zu deuten wären, selten sind oder ganz fehlen. Auch nach STETTNER (1964a) ist die Liegendserie ja „durch das Fehlen oder zum mindest starke Zurücktreten von basischen Mineralkomponenten“ charakterisiert.

In der nach W. WEINELT (1960) über 1000 m mächtigen Randamphibolitserie liegt eine Massierung weit vorherrschend vulkanischer Förderprodukte vor, wie sie sonst in dieser Geschlossenheit und regionalen Verbreitung in der erdgeschichtlichen Entwicklung des Frankenwaldes kaum ihresgleichen hat. Der Diabasvulkanismus muß damals einen gewissen Paroxysmus erreicht haben. Wann die Platznahme dieser Magmen stattgefunden hat, läßt sich nicht sicher feststellen. WEINELT (1962) hält die Randamphibolitserie für das wahrscheinlich Liegende der Prasinit-Phyllit-Serie und vermutet präordovizisches Alter. Nach STETTNER (1964b) könnten sich die Randamphibolite von Diabasen ordo-

vizischer Altersstellung ableiten lassen. Die Platznahme dieser Magmen hat aber wohl erst nach Ablagerung der Edukte der Liegendserie stattgefunden. In der Liegendserie läßt sich aber nichts von Zufuhrwegen dieses Vulkanismus beobachten.

Auch die Meere, in denen die epizonale, als ordovizisch bis präordovizisch angesehene Prasinit-Phyllit-Serie und das anchimetamorphe Paläozoikum in der Umrahmung der Münchberger Gneismasse zum Absatz kamen, waren der Schauplatz eines mächtigen Diabasvulkanismus. Weiter besteht kaum ein Zweifel, daß der anchimetamorphe Oberbau, soweit er der bayerischen Fazies entspricht, auch dem kristallinen Unterbau im Raum der heutigen Gneismasse aufgelegt hat. Das ergibt sich vor allem aus der Verbreitung der ordovizischen Randschieferserie, die als mehr oder weniger geschlossenes Band den NE-, NW-, W- und SW-Rand der Gneismasse begleitet und auch am SE-Rand bei Berneck noch in einigen Schuppen vorhanden ist. Das gilt in gleicher Weise auch für das Silur, das in derselben faziellen Entwicklung am NW- und SE-Rand der Gneismasse bekannt ist. Auch für das Devon und das Unterkarbon der bayerischen Fazies lassen sich keine Gesichtspunkte geltend machen, die gegen eine Transgression dieser Serien über den heutigen Raum der Münchberger Gneismasse sprechen. Allerdings muß für die beiden zuletzt

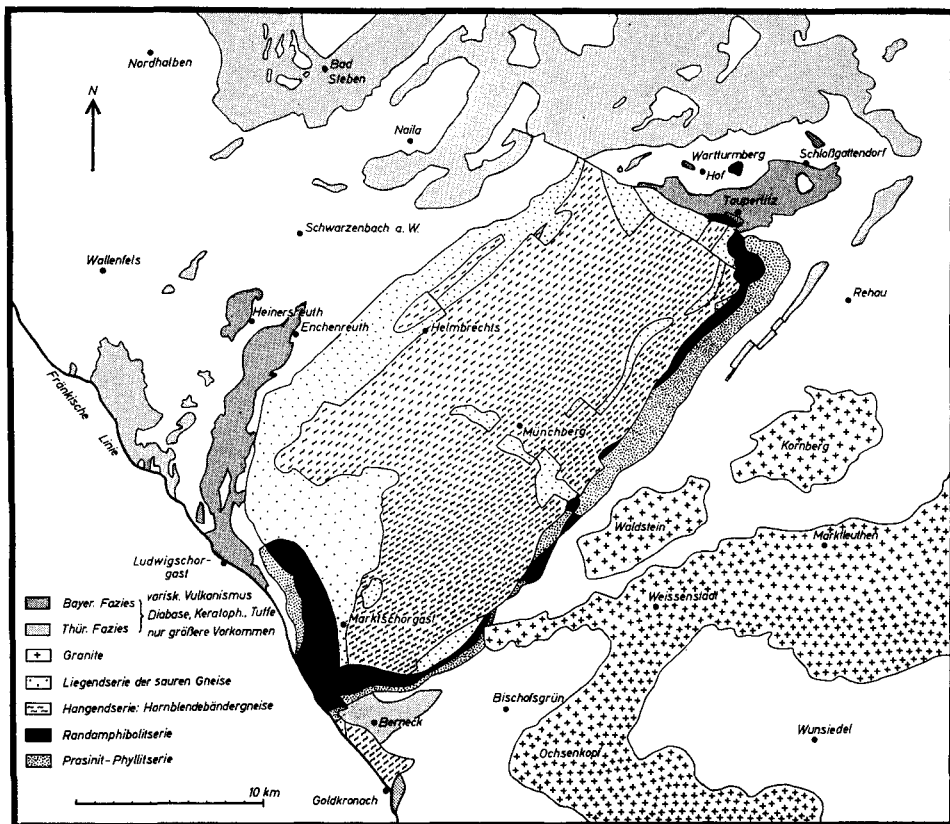


Abb. 1. Geologische Skizze der Münchberger Gneismasse und ihrer Umrahmung.

genannten Perioden mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß sich im Gefolge der Reußischen Phase und der späteren unterkarbonischen Bewegungen damals gewisse örtliche Schwellen über den Meeresspiegel heraushoben und der Abtragung unterlagen.

Nun hat sich im Meer des Ordoviziums, des Silurs und des Oberdevons der bayerischen Fazies ein lebhafter initialer Vulkanismus abgespielt (vgl. Abb. 1). Den Schichtfolgen dieser Formationen sind extrusive und intrusive Förderprodukte des Diabasvulkanismus zwischengeschaltet. Den Westrand der Münchberger Gneismasse begleiten mächtige Laven und Tuffmassen von Ludwigschorgast im Süden bis Enchenreuth im Norden, die, wie sich aus Conodontenfunden ergibt, zeitlich vorherrschend der ordovizischen Randschieferserie angehören. Dem Nordostrand der Gneismasse quer vorgelagert ist der große ordovizische Diabaskomplex des Quellitzmassives, das sich östlich von Hof über Tauperlitz bis gegen Schloßgattendorf erstreckt. Quer dem Nordostrand der Gneismasse vorgelagert ist auch das große Keratophyrvorkommen vom Alsenberg bei Hof, das ordovizisches Alter besitzen dürfte. Ein größeres Diabasvorkommen am Nordwestrand der Gneismasse bei Heinersreuth ist Zeuge des oberdevonischen Diabasvulkanismus in der bayerischen Fazies.

Flächenmäßig noch stärker tritt der Diabasvulkanismus in der thüringischen Fazies in Erscheinung. Im Nordosten der Gneismasse, also in ihrem Streichen, ist der Raum der Vogtländischen Mulde ganz durchwirkt von Laven und Tuffen des oberdevonischen Vulkanismus. Infolge des großen Raumschwundes und infolge tektonischer Ausquetschung liegen heute Diabasvorkommen thüringischer Fazies, die ursprünglich wohl weiter von der Gneismasse entfernt waren, in fast unmittelbarem Kontakt mit ihr. Das ist am Südostrand der Gneismasse der Fall, wo das Ölschnitztal bei Berneck in mächtige Laven und Tuffe der Oberdevonzeit eingeschnitten ist. Auch den Bernecker Gneiskeil begrenzen im Südosten bei Goldkronach oberdevonische Sedimente mit Diabasen. Von allen Seiten also ist die Münchberger Gneismasse von Diabasvorkommen aus verschiedenen geologischen Perioden umgeben (vgl. Abb. 1).

Alle diese vulkanischen Massen müssen den tieferen Untergrund irgendwie durchbrochen haben. In der Liegendserie der Münchberger Gneismasse finden sich, wie erwähnt, so wenig Vorkommen von basischen Magmagesteinen, daß sie unmöglich als Zufuhrwege des mächtigen und über lange geologische Perioden andauernden variskischen Vulkanismus gedeutet werden können. Auch die petrographische Geschlossenheit der Liegendserie spricht gegen jede weitgehende Zerspaltung durch stärkeren Magmaaufstieg.

Da drängt sich die Frage auf, wo liegen die Wurzeln dieses Vulkanismus in der Gneismasse? Es ist das eine Frage, die ich schon in früheren Arbeiten (A. WURM 1952 und 1962) kurz angeschnitten habe, ohne auf ihre Lösung näher eingegangen zu sein. Es ist nicht leicht, eine in jeder Hinsicht befriedigende Erklärung für das oben genannte Problem zu finden.

Man könnte zunächst daran denken, eine Deutungsmöglichkeit in Abscherungsbewegungen zu suchen. Der Charakter einer Tektonik ist ja in hohem Grade von der Kompetenz oder Inkompetenz des Gesteinsmaterials abhängig. Der Wechsel in der Mobilität von Schichtfolgen hat vielfach die Bildung von Abscherungsflächen zur Folge. Am eindrucksvollsten sind sie zuerst von

BUXTORF am Beispiel des Schweizer Jura demonstriert worden. Auch aus vielen älteren Gebirgen sind solche Abscherungsflächen bekannt geworden. Nach G. FISCHER (1936) hat sich am autochthonen Eulengneis die Haupttektonik in Form großer Abscherungsflächen zwischen dem Gneissockel und seinem unvergneisten Dach abgespielt. Abscherungsflächen größeren Ausmaßes werden im Granulitgebirge zwischen dem Zentralkörper und dem Schiefermantel und ebenso zwischen dem inneren und äußeren Schiefermantel angenommen (K. PIETZSCH 1962). Im rheinischen Schiefergebirge vermutet A. PILGER (1957) eine Abscherungsfläche zwischen einem mittleren Stockwerk (Devon und Unterkarbon) und einem Unterstockwerk des kaledonischen Grundgebirges. Auch in der Umrandung der Münchberger Gneismasse sind solche Abscherungsflächen vorhanden (A. WURM 1960 und 1962). So sind die Randamphibolitserie und die Prasinit-Phyllit-Serie von der tieferen Gneismasse abgeschert und beim Hochpressen der Gneismasse in deren Randzone eingeschuppt worden. Auch STETTNER (1964b) nimmt in seiner petrotektonischen Entwicklung der Münchberger Gneismasse große Abscherungen an.

Abscherungsflächen setzen nun seitliche Gleitungen und Verschiebungen voraus. Sie werden wohl im allgemeinen senkrecht zu den Achsen der Auf-faltung gerichtet sein. Man könnte nun daran denken, daß sich infolge von Abscherungen im Raum der Münchberger Gneismasse anchimetamorpher paläozoischer Oberbau und kristalliner Unterbau nicht mehr genau im ursprünglichen vertikalen Verband zueinander befinden, sondern seitlich gegeneinander verschoben sind. Damit im Zusammenhang könnte man die Frage aufwerfen, ob die Seitenverschiebung an Abscherungsflächen, wenn sie größeres Ausmaß erreichen würde, einer der Gründe ist, daß der variskische Diabasvulkanismus keine Zufuhrwege in der Liegendserie der Gneismasse erkennen läßt. Man könnte auch versucht sein, auf diese Weise den Kontrast der an Metabasiten armen Liegendserie zu der unmittelbar darüber liegenden an Metabasiten reichen Hangendserie zu erklären.

Gegen diese Vorstellung lassen sich aber bei genauer Betrachtung gewichtige Einwände geltend machen. Der Gesamtcharakter der Tektonik im Tiefenstockwerk der Münchberger Gneismasse mit seiner im Grunde großräumigen Falten tektonik steht im offensichtlichen Widerspruch zu weitreichenden Horizontalverschiebungen. Die Annahme von Abscherungsflächen mit größeren Relativverschiebungen nähert sich der Vorstellung A. SCHÜLLERS (1947) von Deckenschüben. SCHÜLLER hat ja die Grenze Liegendserie zur Hangendserie als Überschiebungsbahn einer prasinitischen Deckeneinheit eben der Hangendserie gedeutet. Dem gegenüber kann auf Grund der Spezialkartierungen von G. STETTNER (1960a und b) und Wl. WEINELT (1960) kein Zweifel sein, daß eine solche einheitliche Überschiebungsbahn nicht vorhanden ist. Im übrigen ist die Autochthonie der Münchberger Gneismasse durch eine ganze Reihe anderer schwerwiegender Gründe so gesichert (A. WURM 1961), daß sich mit der Vorstellung weitreichender Horizontalverfrachtung auf Abscherungsflächen keine plausible Erklärung für das Fehlen von Zufuhrwegen für das Diabasmagma in der Liegendserie der Gneismasse erbringen läßt.

Ich glaube, daß die Lösung dieses Problems auf andere Weise gesucht werden muß, und mit dem Eruptionsmechanismus des Diabasvulkanismus zusammenhängt. Schärfer umgrenzte Ausbruchszentren sind im bayerischen

Frankenwald nur an wenigen Stellen erkennbar. Ringförmige Schlote, welche diskordant den Untergrund durchstoßen, sind mir im Frankenwald überhaupt nicht bekannt geworden. Sie müßten sich trotz Faltung nachweisen lassen. Ich bezweifle auch, daß es bei den submarinen Eruptionen zu einer richtigen Kraterbildung gekommen ist. Das Magma scheint nicht von vielen punktförmigen Durchbruchschloten, wie wir sie vom finalen Basaltvulkanismus Mitteleuropas kennen, zugeführt worden zu sein, sondern von linearen Spaltensystemen. Von solchen Spalten nehmen auch die konkordanten Lagergänge ihren Ausgang. Wer im anchimetamorphen Paläozoikum des Frankenwaldes kartiert hat, weiß, daß Gänge von Diabasen, welche diskordant die Schichten durchschneiden, relativ selten zur Beobachtung gelangen. Es hat den Anschein, daß das initiale Magma, das nach allgemeiner Ansicht aus großen Tiefen aufsteigt (tiefer als 20 km), von nur wenigen weit zerstreuten Zerrspalten gespeist wurde. In vielen Fällen sind diese Spalten durch die Tektonik vorgezeichnet. Die Beziehung des Diabasvulkanismus zur embryonalen Tektonik ist ja seit langem bekannt. Auf Blatt Naila z. B. folgen die oberdevonischen Vulkanite, worauf G. v. HORSTIG (1962) aufmerksam macht, in langen geschlossenen Zügen den Flanken von großtektonischen Strukturen, dem Südostrand des Bergaer Sattels, dem Südostrand der Nailaer Mulde und dem Südostrand des Selbiter Sattels. Die großtektonischen Strukturen in der Münchberger Gneismasse sind durch antiklinale und synklinale Elemente vor allem durch den breiten Zentralsattel gekennzeichnet. Ob auch hier embryonale Tektonik die Ortsstellung der Aufstiegswege des initialen Magmas bestimmt hat, mag dahingestellt bleiben. Die der Beobachtung zugängliche Liegendserie der Gneismasse ist jedenfalls fast ganz von Aufstiegswegen des variskischen initialen Vulkanismus frei geblieben. Man muß deshalb zu der Vorstellung kommen, daß sich der Aufstieg des Magmas auf Zerrspalten vollzogen hat, die randlich außerhalb des heute sichtbaren Bereiches der Liegendserie gelegen waren. Diese Feststellung gilt auch für die Zufuhrwege des Magmas der massigen Amphibolite in der Hangendserie, soweit diese orthogener Entstehung sind. Man muß weiter annehmen, daß in diesem Bereich die Lage der Spalten oder Spaltensysteme in der variskischen Geosynklinale über geologische Perioden hinweg ziemlich konstant geblieben ist. Wahrscheinlich lebten frühere Förderwege wieder auf. Das basische Diabasmagma war sehr leichtflüssig, so konnten sich Ergüsse und Tuffe am Meeresboden weithin über große Flächen ausbreiten. Die intrusiven Förderprodukte waren vorherrschend unter geringer Belastung durch darüberliegende Schichtpakete subvulkanisch zur Erstarrung gelangt (z. B. im Unter- und Oberdevon). Unter diesen Bedingungen konnten sich auch intrusive Lagergänge von entfernter gelegenen Spalten aus lateral weit ausgreifend in die Schichtsysteme einschieben. Zweifellos wird dabei auch die Wegsamkeit, die schiefrige Natur der Nebengesteine, eine Rolle gespielt haben. So wird das Fehlen von Zufuhrspalten des variskischen Diabasvulkanismus in der Liegendserie leichter verständlich, vor allem auch die Überlagerung der von Metabasiten fast freien Liegendserie durch die an Metabasiten reiche Hangendserie. Aus dem Amazonasbecken sind neuerdings auch in großer Tiefenlage intrusive Diabaslagergänge bekannt geworden (K. VOLLBRECHT 1964), die linear auf einer Länge von 100 km verfolgt werden konnten. Dieser Längserstreckung entspricht zweifellos auch eine sehr große Flächenausdehnung.

GEORG FISCHER hat in einem in Würzburg gehaltenen Vortrag die Vermutung ausgesprochen, daß die Randamphibolitserie der Münchberger Gneismasse die Magmafällung einer Zufuhrspalte darstelle. Er vergleicht die Randamphibolite der Gneismasse mit „Randamphiboliten“ des Moldanubikums, die er nicht für eine flächenhaft verbreitete Formation hält, sondern für magmatische Füllungen von Zerrfugen an der Grenze verschiedener Großschollen. Zu solchen an Lineamente gebundenen gangartigen Magmafüllungen rechnet FISCHER eine nordsüd ziehende Amphibolitzone in der nördlichen Oberpfalz, welche das Kristallin der Fahrnbergserie vom Kristallin der Neustädter Scholle trennt, die Amphibolit- und Serpentinzüge des Kaiserwaldes und die große Amphibolit- und Serpentinzone, die vom Kaiserwald zwischen dem innerböhmischen Algonkium und dem Moldanubikum zum Hohen Bogen nach Süden zieht. Auch die randlichen Gabbros und Serpentinite des Eulengneissmassives gehören nach FISCHER dem Typus von magmagesüllten Grenzfugen an. Eine ähnliche metabasitische Umrahmung weist meiner Meinung nach auch das Granulitgebirge auf. Sie kommt auf einer von K. PIETZSCH (1962) gezeichneten Lage-skizze deutlich zum Ausdruck. Die Metabasitkörper sind nach F. BEHR (1961) der Abscherungsfläche eingelagert, die den Granulitkern vom inneren Schiefermantel trennt. Es sind das bemerkenswerte Analogien, die kaum zufällig sein können.

Die Deutung von FISCHER ist zweifellos sehr beachtenswert. Allerdings lassen sich für die Randamphibolitserie der Gneismasse doch auch gewisse Einwände gegen die Deutung als Magmafällung einer Zufuhrspalte vorbringen. Mit den Amphiboliten sind an verschiedenen Stellen, wenn auch selten, Marmorbänke bis zu 30 cm Dicke und Kalksilikate vergesellschaftet, die mit tuffogenen Schichten wechsellagern. Wenn das Vorkommen von Tuffen in einer Gangspalte noch möglich erscheint, so können Marmorbänke und Kalksilikate doch nur sedimentär angelegt sein und müssen an eine flächenhaft verbreitete Formation gebunden sein.

Schrifttum

- BEHR, H. J.: Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. — Freib. Forsch.-H., C **119**, S. 5—118, Leipzig 1961.
- EMMERT, U., HORSTIG, G. v. u. WEINELT, Wl.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach. München 1960.
- EMMERT, U. u. WEINELT, Wl.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5935 Marktschorgast. München 1962.
- FISCHER, G.: Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. — Jb. preuß. geol. L.-A., 1935, **56**, S. 733—741, Berlin 1936.
- HORSTIG, G. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5636 Naila. München 1962.
- LORENZ, W. u. HOTH, K.: Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone. — Geologie, Beiheft Nr. 44, S. 1—44, Berlin 1964.
- PETRASCHECK, W. E.: Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. — Geol. Rdsch., **48**, S. 205—217, Stuttgart 1959.
- PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften) 1962.

- PILGER, A.: Über den Untergrund des rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 197—212, Stuttgart 1957.
- ROEVER, W. P. DE: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — Geol. Rdsch., **46**, S. 137—146, Stuttgart 1957.
- ROST, F.: Probleme ultrabasischer Gesteine und ihre Lagerstätten. — Freib. Forsch.-H., C **58**, S. 28—65, Leipzig 1959.
- SCHÜLLER, A.: Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **97**, 1945, S. 66—94, Hannover 1947.
- STETTNER, G.: Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. — Geol. Rdsch., **49**, S. 350—375, Stuttgart 1960. — [1960a].
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5836 Münchberg. München 1960. — [1960b].
 - Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5837 Weißenstadt. München 1964. — [1964a].
 - II. Metamorphes Saxothuringikum Nordostbayerns. In: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 17—35, München 1964. — [1964b].
- VOLLBRECHT, K.: Die Diabasvorkommen des Amazonasgebietes und das Problem des Intrusionsmechanismus. — Geol. Rdsch., **53**, S. 686—706, Stuttgart 1964.
- WURM, A.: Zum Problem der Münchberger Gneismasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, 1951, S. 1—6, Hannover 1952.
- Zur Problematik der erdgeschichtlichen Analyse des Kristallins im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — Geologie, **7**, S. 569—575, v. Bubnoff-Gedenkschrift, Berlin 1958.
 - Über einige grundlegende Fragestellungen in der Münchberger Gneismasse. — Geol. Rdsch., **49**, S. 343—350, Stuttgart 1960.
 - Geologie von Bayern, Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. Berlin-Nikolassee (Verlag Gebr. Borntraeger) 1961.
 - Über Untergrundprobleme im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 58—73, Stuttgart 1962.
 - Über den Stand der erdgeschichtlichen Forschung im Kristallin des Moldanubikums und Saxothuringikums Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 65—82, Stuttgart 1964.

„Schiefereinschlüsse“ im Porphyrymylonit des Fürstensteins bei Goldkronach im Fichtelgebirge

Mit 2 Abbildungen

VON GERHARD STETTNER¹⁾

Der Porphyrymylonit des Fürstensteins gehört zum Komplex der sogenannten Epigneise, ehemaligen Graniten, Granitporphyren und Porphyren, die bei der variskischen Gebirgsbildung in epizonalem Niveau verschiefert wurden. SCHÜLLER (1934 und 1936) hat die genetischen Beziehungen dieser sauren Metamagmatite eingehend untersucht, so daß für die Petrographie der Epigneise nur mehr Ergänzendes mitgeteilt werden kann. Die endgültige Deutung der problematischen Schiefereinschlüsse des Fürstensteins blieb jedoch A. SCHÜLLER versagt, obwohl er in anderem Zusammenhang das Problem bereits geklärt hatte.

Der in unmittelbarer Nachbarschaft des alten Golderzreviers von Brandholz—Goldkronach gelegene Felsen des Fürstensteins hat schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt. Als B. v. COTTA und C. F. NAUMANN um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts ihre Untersuchungen von Sachsen auch auf das Fichtelgebirge ausdehnten, da fielen ihnen am Fürstenstein die dichten, dunklen und langgestreckten Schiefereinschlüsse auf. NAUMANN schreibt 1862 darüber: „Schon früher hatte COTTA deutliche Bruchstücke von Grauwackenschiefer im Gneise des Goldberges bei Goldkronach nachgewiesen, welcher der großen Münchberger Gneisbildung so nahe liegt, daß man zwischen beiden einen innigen Zusammenhang vermuten möchte.“ Und weiter: „Später habe ich selbst von dorther Belegstücke eines hellgrauen Gneises mitgebracht, welche scharfkantige Fragmente und Splitter eines schwarzen Tonschiefers enthielten; am Fürstensteine steckt eine fast lachtergroße Tonschiefermasse im Gneise, während zugleich über ihr viele, ganz schmale Tonschieferbänder den Gneis unter sehr rätselhaften Verhältnissen durchziehen.“ Für NAUMANN (wie für LEHMANN 1884) galten die „Tonschiefereinschlüsse“ als Beweis für die eruptive Herkunft des Gneises. GÜMBEL (1879, S. 125) war anderer Meinung. Er hielt das umgebende Gestein, seinen „Phyllitgneis“, für sedimentären Ursprunges. Bezugnehmend auf C. F. NAUMANN schrieb er: „Meine sorgfältigen Durchforschungen jener Gegend haben ergeben, daß daselbst keine anderen Erscheinungen wahrzunehmen sind, welche in der oben erwähnten Weise (d. i. NAUMANN'S Ansicht) gedeutet werden könnten, als dieser Übergang von Phyllit in Gneis, der, wenn irgendwo, gewiß hier nicht eruptiver Entstehung ist. Die in letzterem häufig vorkommenden Fläsern von Phyllit, die allerdings zuweilen das Aussehen von fremdartigen Fragmenten anzunehmen scheinen, verlaufen deutlich in die benachbarten größeren Phyllitschichten.“

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. GERHARD STETTNER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

A. WURM (1922, 1923, 1925) hat die Natur des Gneises erkannt: Er fand erstmals die Spuren magmatischer Korrosion an den Einsprenglingen und die kataklastische Beanspruchung. Er leitete das Gestein von Quarzporphyr bzw. porphyrischem Granit ab. Die Schiefereneinschlüsse des Fürstensteins deutete er als echte magmatische Einschlüsse wie NAUMANN und LEHMANN.

SCHÜLLER (1934) hat im Rahmen seiner Bearbeitung des Orthogneiskomplexes auch die fraglichen Schiefereneinschlüsse am Fürstenstein beschrieben und diskutiert. Er beschreibt das Aufschlußbild folgendermaßen (1934, S. 31):

„Auf der Südwand des Fürstensteins sind in den körnigen, ausgewalzten Porphyryloniten zentimetermächtige bis zu mehrere Meter lange Bänder schwarzen, glänzenden Phyllites scheinbar konkordant eingelagert. Sie greifen von einem Sedimentsporn als schwarze Fahnen 20—30 m tief in die Magmatite ein. Die Einmessung ergab das Fallen der Schieferungsflächen der ausgewalzten Porphyre im Mittel mit 65° N 320 W, während die Phyllite mit 40° N 360 ± 5 einfallen. Die Transversalschieferung der Phyllite stimmt infolge des Materialunterschiedes nicht mit der Schieferung des Porphyrylonites überein. Dünnere Phyllitblätter sind den Porphyren vollkommen konkordant eingeschiefert. Außer schwarzen Phylliten finden sich graue und schwarze Quarzite als Einschlüsse. Vielfach sind sie quadratisch oder rhombisch scharfkantig begrenzt ‚wie frisch abgesplittert‘, ihre Dicke überschreitet selten 1 cm. Aus diesen Befunden allein könnte man kein sicheres Urteil über die Herkunft dieser Fremdkörper gewinnen.“

Wichtig ist, daß SCHÜLLER daneben auch auf Schiefereneinschlüsse zu sprechen kommt, die nach ihrer Form, „Begrenzung und Struktur als sichere exogene Einschlüsse in einem Magmatit aufgefaßt werden müssen“. Solche Einschlüsse, die jenen in den Graniten zu vergleichen und die auch im engeren Bereich des Fürstensteins zu finden sind, stehen hier nicht zur Diskussion. Zumeist sind es bis zu mehreren Zentimetern im Durchmesser große, rundliche quarzische Einschlüsse.

SCHÜLLER konnte bei seiner Kartierung der Epigneise auch feststellen, daß sich die schiefrigen Einschlüsse im Fortstreichen weit verfolgen lassen und daß sie jenseits der Bernecker „Blattverschiebung“ im Raum von Föllmar ebenfalls in einer parallel zum allgemeinen Streichen der Schieferung verlaufenden Zone zu finden sind.

Zur Deutung der problematischen Einschlüsse des Fürstensteins schreibt SCHÜLLER: „Die petrotektonische Aufnahme des ganzen Gebietes, die eine in Mitteldeutschland bisher ungewöhnlich starke tektonische Einschlichtung und gegenseitige Durchsträngung verschiedener Gesteinselemente offenbarte, wie sie bisher nur aus Verformungsbildern der Alpen bekannt war sowie die mikroskopische Diagnose, die eine mylonitisierende Deformation einwandfrei aufzeigte, gestatten nicht mehr die Parallelstreckung der Einschlüsse (Fürstenstein) schon als eine primäre Verbandseigentümlichkeit dieser Schollen mit dem magmatischen Material zu deuten.“ SCHÜLLER schließt daraus, daß es sich hier um eine rand- oder dachnahe Partie des ehemaligen Magmatites handelt, in welcher das Sedimentmaterial bei der Verformung tektonisch in den Magmatit einbezogen worden ist. Er spricht sich (1936) dagegen aus, „daß man aus der parallelen Lagerung den alten Kontakt des magmatischen Gesteins und eine

Blatt-für-Blatt-Injektion erschließen kann“. Für die Verhältnisse des Fürstensteins betont SCHÜLLER richtig, daß in den Einschlüssen Kontakterscheinungen fehlen und daß mylonitisches Gefüge wie im umgebenden Gneis vorhanden ist.

D. RICHTER (1963) ist für das weiter im Süden und Südosten gelegene Gebiet ebenfalls auf die Sedimenteinschlüsse im Orthogneis eingegangen. Auch er fand die Einschlüsse „vorwiegend parallel zur flächenhaften Textur (s_2) der Gneise angeordnet“. Im Gegensatz zu SCHÜLLER glaubt D. RICHTER, daß die Annahme einer primären Einschlichtung (magmatische Fließregelung nach der Gestalt) keine Schwierigkeiten bereitet, „denn die prävariskischen Magmatite haben sich lagergangartig auf den Schichtfugen ausgebreitet und die 2. Schieferigkeit (s_2) fällt mit den s_8 -Flächen im allgemeinen zusammen“. Die Lage der s_2 -Flächen parallel zu den lagigen Einschlüssen wäre in diesem Fall rein zufällig. Wenn sich auch die Situation des Fürstensteins nicht auf alle ähnlichen Vorkommen von vornherein verallgemeinern läßt, so muß doch eine derartige Zufälligkeit sehr in Frage gestellt werden. Umso mehr, als D. RICHTER bei der Gefügeinterpretation der Sedimenthülle fälschlicherweise seine s_2 -Flächen mit dem sedimentären Lagenbau identifiziert hat (1959 und 1963)².

Nach allem sind also bisher vier verschiedene Meinungen über die Art und Stellung der problematischen Schieferinschlüsse vertreten worden:

1. C. F. NAUMANN, J. LEHMANN und A. WURM betrachten sie als einfache Sedimenteinschlüsse und damit als Beweise für die magmatische Natur des umgebenden Gneises.
2. C. W. GÜMBEL sah in der „konkordanten“ Wechsellagerung von „Phyllit“ und „Phyllitgneis“ den Beweis für den sedimentären Ursprung des letzteren.
3. A. SCHÜLLER erblickte in der parallelen Einschlichtung und dem allgemein mylonitischen Gefüge einen Hinweis auf die tektonische Hereinnahme der „Sedimenteinschlüsse“.
4. D. RICHTER glaubt an eine primäre Fließregelung der schichtigen Einschlußschollen nach der Gestalt unter Beibehaltung einer kontaktparallelen Lagerung und dem Zufall einer parallelen Anlage seiner s_2 -Flächen.

Bei der grundsätzlichen Bedeutung, die jeweils den Argumenten beigemessen wurde, war es im Rahmen der geologischen Aufnahme des Gradabteilungsblattes Bad Berneck unerlässlich, die Natur jener Einschlüsse kritisch zu beleuchten. Dabei wurden die fraglichen Einschlüsse des Fürstensteins als P o r p h y r - U l t r a m y l o n i t e gedeutet. Zur Erläuterung dieser Auffassung sollen die folgenden Ausführungen dienen.

² In den von D. RICHTER behandelten gebänderten Phylliten herrscht eine $B \wedge B'$ bis $B \perp B'$ -Tektonik, wobei der sedimentäre feinschichtige Lagenbau (s_8 von D. RICHTER als s_1 fehlgedeutet) um die B' -Achse gefältelt worden ist. RICHTERS s_2 schneidet den gefältelten sedimentären Lagenbau als erste Schieferung, ist also eigentlich s_1 und hat mit einer „schichtparallelen Schieferigkeit“ nichts zu tun.

I. Allgemeine geologische Lage

Der Fürstenstein (R 4479,84; H 5541,70) ist eine kleine Felsbildung im Wald, 2 km östlich Goldkronach bzw. 600 m südöstlich Brandholz. Er liegt nahe dem Nordwestrand des hier etwa 2 km im Ausstrich mächtigen Epigneiskörpers, dessen Ausgangsgestein vorwiegend porphyrischer Natur war. In der tektonischen Schollengliederung gehört der Bereich in die südöstliche Verlängerung des Bernecker Gneiskeils („Bernecker Graben“ SCHÜLLERS). Die tektonische Formung fand gegenüber dem östlich der Bernecker Störung gelegenen Raum in einem höheren epizonalen Niveau statt. SCHÜLLER (1934) stellte die Vorgänge einer stärkeren Verquarzung unter Erhaltung des Orthoklases, bei zurücktretender Rekristallisation, im Raum südwestlich der Bernecker Störung dem nordöstlich davon gelegenen Raum mit Albitisierung, Bildung schuppigen Biotits und meist stärkerer Rekristallisation gegenüber.

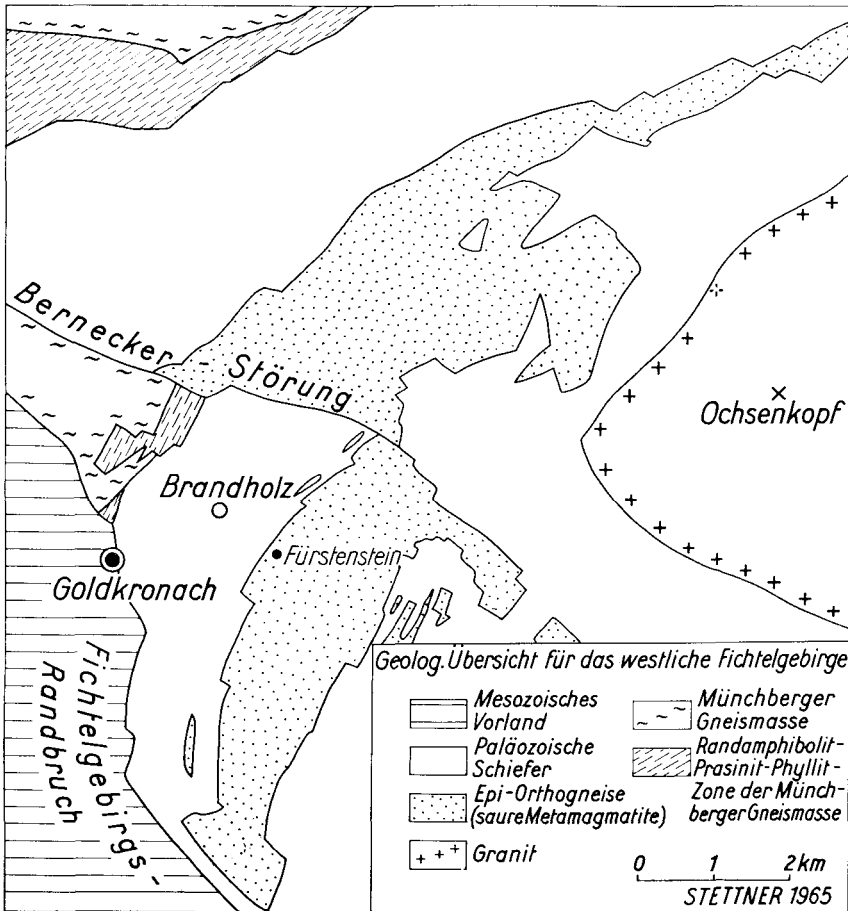


Abb. 1. Geologische Übersicht über das westliche Fichtelgebirge.

II. Das Aufschlußbild des Fürstensteins

Der Porphyrymylonit ist am Fürstenstein mehrscharig verschiefert. An der Südwand des Felsens fällt vor allem die Hauptschieferung ins Auge. Sie zerlegt das Gestein in einer Art von Gleitbrettbildung in zentimeter- bis dezimetermächtige Lagen bzw. Bänke. Das besonders Auffallende ist nun, daß die Gleitbrettfugen zumeist von den dunklen bis schwarzen, phyllitisch bis quarzitisches aussehenden lagigen „Einschlüssen“ begleitet werden. Die dunklen Einlagerungen liegen vollkommen konkordant zum von der Hauptschieferung gezeichneten tektonischen Lagenbau des Porphyrymylonits. Die dunklen Schieferlagen lassen sich im Streichen oft über mehrere Meter verfolgen, sofern es die Aufschlußlage gestattet und eine spätere tektonische Zerlegung sie nicht abgeschnitten bzw. zerstückelt hat. In den dunklen Schieferlagen sind gelegentlich streifig-linsige Epigneiseinlagerungen zu erkennen.

Der gleitbrettartige Lagenbau wird von einer etwas steiler einfallenden jüngeren Schieferung bzw. Scherflächenschar geschnitten (vgl. Diagramm, Abb. 2), wobei auch in wechselnder Intensität die dunkleren Einschluslagen in flatschige Gebilde oder „Stengel“ von rhombischem Querschnitt zerlegt wurden. Das Ergebnis dieser sekundären Zerlegung sind häufig Einschlüsse geringerer Größe, deren isolierte Lage im Porphyrymylonit den Gedanken an echte Sediment-einschlüsse möglich werden läßt.

III. Zur Petrotektonik des Porphyrymylonits und der „Einschlüsse“

Der Porphyrymylonit des Fürstensteins ist nach Mineralbestand und Gefüge ein Quarz-Orthoklas-Sericit-Gneis (vgl. A. SCHÜLLER 1934 und 1936). Die genetische Ableitung von einem Quarzporphyr stützt sich auf erhaltene Porphyryquarze mit Korrosionseinbuchtungen und -schläuchen an Quarz- und Orthoklas-einsprenglingen sowie Reste des alten feinkristallinen Grundgewebes.

Nach dem Gefüge des Ausgangsgesteins zu schließen, hat es sich entweder um einen Oberflächenerguß oder um eine sehr oberflächennahe Intrusion gehandelt. Abtragungs- und Aufarbeitungsprodukte treten erst im Oberdevon auf. Die magmatische Platznahme kann während der Sedimentationszeit der Phycodenschichten erfolgt sein, in welche die Intrusionen gerade noch hineinreichen. In allen tieferen Schichtgliedern besitzen die Ausgangsgesteine der Epigneise granitisches Gepräge, sind also Tiefengesteinsäquivalente der hier behandelten Quarzporphyre. Die Platznahme kann noch ins Arenig fallen (vgl. WURM 1961, S. 236, D. RICHTER 1963, S. 91).

Die tektonische Verformung gehört allein der variskischen Gebirgsbildung an. Die Verschieferung erfolgte im epizonalen Niveau, wobei SCHÜLLER (1934) herausstellte, daß im Raum südwestlich der Bernecker Störung die Vorgänge in einer verhältnismäßig hohen epizonalen Stufe stattfanden. Hier fand nach der teilweisen mechanischen Zertrümmerung des Magmatitgefüges nur eine geringe Rekristallisation und Neukristallisation statt. Der wesentlichste stoffliche Vorgang war der Ersatz von Kalifeldspat durch Quarz und Sericit. Die Trümmerquarze rekristallisierten nur selten und ebenfalls kam es in den Kalifeldspäten nur zu ganz geringfügigen Rekristallisationen. Gegenüber den tieferen Verformungsbereichen war das Ausmaß der Mylonitisierung stärker. Aus dem

Tektonitgefüge des Fürstenstein-Porphyrmylonits lassen sich nicht mehr die Spuren aller tektonischen Phasen herauslesen, wie es bei Vorkommen aus der tieferen Verformungszone der Fall ist. So ist z. B. in der „Kernzone“ (D. RICHTER 1963) im Epigneisvorkommen Wurzbachtal (ca. 1,5 km südlich Warmensteinach) die erste feinverfaltete Schieferung zwischen den Scherflächen der zweiten Schieferung zumindest teilweise erhalten geblieben. Dabei stellt die Schieferung s_2 die scherende Weiterbildung der Biegefaltung von s_1 dar und dominiert im Handstück- und Aufschlußbild durch das deutlichere, ca. bis 10 mm (selten bis 20 mm) dimensionierte neue Lagengefüge. Im Aufschlußbild des Wurzbachtal-Epigneises (Steinbruch an der Südflanke des Schanzberges) fällt auch die gleitbrettartige Zerlegung des s_2 -Verbandes in 1 bis 2 dm-mächtige Bänke auf. Mit dieser Bankung ist auch jene in der Südwand des Fürstensteins vergleichbar. Diese Hauptschieferung des Fürstenstein-Porphyrmylonits wäre dann mit der Schieferung s_2 des Epigneises vom Wurzbachtal gleichzusetzen. Beim Fürstenstein müßte demnach eine erste Schieferung s_1 durch s_2 völlig überschliffen worden sein, was bei der Intensität der hier erfolgten Bewegungen und Mylonitisierung ohne weiteres möglich wäre. Auf Grund dieser Beziehungen wird auch hier die Hauptschieferung mit s_2 bezeichnet.

Im Diagramm Abb. 2 sind die s_2 -Pole durch stark ausgezogene kleine Kreise, eine jüngere Scherflächenschar s_3 mit schwach ausgezogenen kleinen Kreisen und die Kluft-Pole durch Punkte gekennzeichnet. Das Diagramm zeigt das nahezu punktförmige Maximum der s_2 -Pole, welches hier mit der Orientierung der

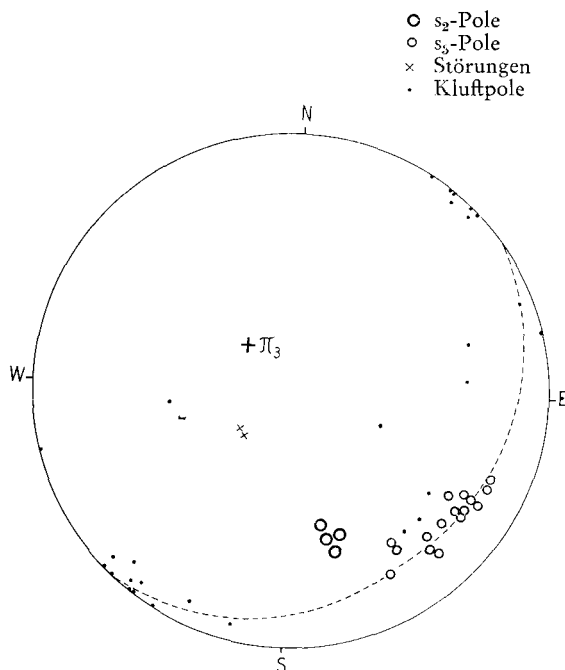


Abb. 2. Diagramm der tektonischen Daten des Fürstensteinporphyrmylonits. Darstellung der Flächenpole auf der Unterlage der flächentreuen Azimutalprojektion der Lagenkugel (SCHMIDT'Sches Netz), untere Hälfte. Weitere Erläuterung im Text.

lagigen Einschlüsse identisch ist. Es wurden nur wenige s_2 -Pole eingezeichnet, da alle weiteren vermessenen im gleichen engen Bereich liegen. Die s_3 -Flächenpole streuen wesentlich stärker und erlauben die Konstruktion eines Großkreises, dessen π -Pol im Nordwest-Quadranten liegt. Die s_3 -Flächen schneiden die s_2 -Flächen mit Winkeln zwischen 15° und 50° (Zerschering und Verflatschung). Die Kluftpole häufen sich an der Peripherie des SW- und NE-Quadranten und lassen sich der s_3 -Tektonik als Querklüfte zuordnen.

Der makroskopische petrographische Habitus des Porphyrymylonits vom Fürstenstein ist der eines mäßig geschieferten körneligen Gesteins mit Neigung zu plattiger Absonderung. Im Bruch senkrecht zur Schieferung ist der Gesteinscharakter besonders deutlich: In einem sehr feinkörnigen bis dichten dunkleren Grundgewebe liegen die Porphyroklasten von Feldspat und Quarz. Dabei fallen vor allem die Feldspäte durch die hellere Farbe (weiß bis gelblich bis rötlich) deutlich auf. Sie bilden im Grundgewebe ein offenes Gefüge. Die Einsprenglinge erreichen Durchmesser bis zu 5 mm, wobei allerdings die Mehrzahl der Körner Durchmesser um 1 mm besitzt. Der Volumenanteil der Einsprenglinge beträgt 50 bis 60% (vgl. unten). Auf den Schieferungsflächen erkennt man die porphyroklastische Natur des Gesteins zwar ebenfalls recht gut, doch kommen hier die schiefrigen Grundgewebsanteile mit dem seidigen Glanz der s -Flächen stärker zur Wirkung. Wie mikroskopisch kontrollierbar, ist die Glimmerung unregelmäßig und insgesamt nicht sehr stark. In anderen Bereichen, außerhalb des Fürstensteingebietes, kam es allerdings zur Ausbildung phyllitähnlicher Typen, in welchen jedoch die eingestreuten Feldspat- und Quarzbruchstücke auf das gleiche Ausgangsgestein hinweisen.

Auf eine lineare und laminare Streckung in Richtung des Einfallens hat SCHÜLLER (1934) hingewiesen.

Der makroskopische Habitus der problematischen Einschlüsse des Fürstensteins ist bereits im wesentlichen beschrieben (vgl. oben!). Es sind dunkle bis schwärzliche, teils phyllitähnliche, teils mehr quarzitähnliche Gebilde. Letztere brechen splittrig. Bei näherer Betrachtung zeigen sie das gleiche Aussehen wie das dicht erscheinende Grundgewebe des Orthogneises. Man entdeckt zwar kaum Reste von Feldspatkörnern, doch bei genauerem Zusehen bis Millimeter-große Quarzkörner, die denen im Orthogneis gleichen. Das mikroskopische Bild bestätigt diesen Befund.

Der mikroskopische Habitus des Porphyrymylonits vom Fürstenstein ist von SCHÜLLER weitgehend beschrieben worden, wobei vor allem Wert auf die petrogenetische Ableitung sowie auf die Symmetriebeziehungen zwischen Korndeformation, Kornregelung und Gesteinsverformung gelegt wurde.

Der Grundcharakter des Gesteins ist der eines mylonitischen, porphyroklastischen Orthogneises, in welchem ein Teil des primären Mineralbestandes und das primäre Gesteinsgefüge bei der tektonischen Durchbewegung zerstört worden ist. Das jetzt vorliegende Grundgewebe ist vorwiegend mylonitischer Natur.

Das quantitative Verhältnis der Einsprenglinge zum Grundgewebe gab SCHÜLLER mit 59,6 und 59,4 zu 40,4 und 40,2 an, wogegen meine eigenen Messungen (mit der Punktmethode) recht nahe einem Verhältnis von 50 zu 50 kamen. Ebenfalls fanden sich Einsprenglingsfeldspat und Einsprenglingsquarz

zu gleichen Anteilen, während in den von SCHÜLLER untersuchten Proben der Einsprenglingsquarz 34,2 und 32,2% im Gesamtvolumen einnimmt, der Einsprenglingsfeldspat 25,4 und 27,2%. Diese quantitativen Angaben können bei den unterschiedlich durchgreifenden mylonitischen Verformungen lediglich beschreibenden Wert besitzen.

Die Einsprenglingsfeldspäte sind ausnahmslos Orthoklase. Sie erreichen im Porphyrymylonit bis zu 5 mm Größe, die Hauptmasse besitzt jedoch Durchmesser unter 2 mm. Häufig ist Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz zu finden, ehemalige Kristallformen sind aber nicht erhalten. Nur sind auch an den Orthoklasen hin und wieder Korrosionsbuchten mit altem Grundgewebe zu beobachten. Plagioklase hat weder SCHÜLLER vom Fürstenstein beschrieben, noch konnte ich selbst Reste von solchen entdecken. Es scheint, daß zumindest in der Einsprenglingsgeneration des Magmatits Plagioklase gefehlt haben.

Die Orthoklase zeigen die mechanische Beanspruchung sehr deutlich. Risse folgen teils der Spaltbarkeit, teils durchsetzen sie die von mikrolithischen Einstäubungen getrüben Körner unregelmäßig. Bei gekreuzter Polarisation besitzen die Orthoklase eine typische verwaschene Felderung, ein faserig-fleckiges Aussehen. SCHÜLLER hat sie als Parkett-Feldspäte bezeichnet.

Der mechanische Abrieb sowie das Auseinandertriften abgespaltener Orthoklasbruchstücke kommt in den Gefügebildern deutlich zum Ausdruck. Die Kristallisation von Quarz in Rissen („Dehnungsquarz“) vorwiegend parallel (001), seltener auch parallel (010) und ohne kristallographische Vorzeichnung, ist für die Art der Verformung charakteristisch. Bei der Zertrümmerung der Feldspäte entstanden neben parallel (010) gestreckten Bruchstücken verhältnismäßig viel isometrische Körner. Die Einregelung der gestreckten Bruchstücke ist in Schnitten senkrecht s und L nur zum Teil vollkommen. Entsprechende Rotationen der Einsprenglinge waren bis zum Abschluß der Bewegungen noch nicht zu Ende gegangen. Gleiches gilt auch für Quarzeinsprenglinge. In Schnitten senkrecht s und parallel L ist die Einschlichtung der Längsachsen in s nicht wesentlich deutlicher.

Der Abbau der Einsprenglingsorthoklase ist nicht nur ein mechanischer Vorgang. Das Einnisten von „Dehnungsquarz“ in aufgeweiteten Rissen muß zwar nicht unbedingt mit Verdrängung von den Rissen aus gekoppelt sein. Doch verdrängt Quarz auch ganz unabhängig von letzteren Gebilden den Orthoklas flächenhaft. Ähnlich scheint es mit dem abgeriebenen kleinen Orthoklasbruchwerk zu gehen. Deren Verdrängung durch Quarz und Sericit scheint vollständig zu sein, da die kleineren Orthoklasbruchstücke fast vollständig fehlen. Auf der anderen Seite ist es bemerkenswert, daß in den noch vorhandenen Orthoklasbruchstücken keine oder nur eine äußerst geringe Sericitisierung vorhanden ist. Die Kataklyse scheint hier Vorbedingung zur Umwandlung zu sein. So liegen die kleineren Reste ehemals größerer Orthoklase häufig inmitten gut geregelter sericitreicher Gewebe. Der Vorgang dieses Orthoklasabbaues kann bis zur völligen Entfeldspatung führen. SCHÜLLER (1934) hat diesen Vorgang eingehend diskutiert und die Entstehung orthogener Sericitquarzite abgeleitet.

Die Porphyry-Quarze bzw. die einem Altbestand entstammenden Quarzeinsprenglinge (SCHÜLLERS Quarzporphyrostere) zeigen gelegentlich noch Dihexaederform, Rhombenschnitte oder Reste solcher Formen, weshalb auf eine primäre Dihexaederausbildung geschlossen werden kann. Dabei

sind Kristallflächen bevorzugt bei den kleineren Quarzeinsprenglingen erhalten geblieben, worauf auch SCHÜLLER (1934) hingewiesen hat. Die Einsprenglingsquarze erreichen bis zu 3 mm Größe. In den Korrosionseinbuchtungen liegt älteres, unverschieftes Grundgewebe, Quarz-Hellglimmer-Pflaster mit Korngrößen um 0,01 mm (max. 0,02 mm).

Die Quarzeinsprenglinge des Porphyrs haben im Zuge der mechanischen Beanspruchung bis auf wenige kleinere Exemplare ihre frühere Flächenform verloren. Ihre Umrisse sind unregelmäßig, zufälliger Natur und nur ganz selten kann man Hinweise anuf eine rhomboedrische Spaltbarkeit erblicken. Mechanischer Abrieb und Zertriftung bedingen auch die seltene Erhaltung der ehemals kornrandnahen magmatischen Korrosionsschläuche. Undulöse Auslöschung, BÖHMSche Streifung, schließlich ausgesprochene Felderung sowie Zerlegung durch unregelmäßige Risse zeichnen die noch einheitlichen Quarzkörner aus. Stärkere mechanische Beanspruchung äußert sich in durchgehenden Zerreibungsbahnen mit Rekristallisation zu feinkörnigem Quarzpflaster, schließlich durch Aufteilung in Quarzkornaggregate, welche die in die Länge gezogenen ehemaligen Umrisse erfüllen. SCHÜLLER (1934) fand, daß die bei der Zerpressung der Quarze zu Mosaikquarz und der Zertrümmerung in viele Subindividuen (Trümmerquarz) die Quarz-Achsen vorwiegend subnormal zu s (α -Regel SANDERS) und weniger häufig subparallel zu s (γ -Regel SANDERS) erfolgte. Es ist klar, daß in den besonders stark deformierten Porphyren die Zertrümmerung der ehemaligen Porphyrquarze am weitesten fortgeschritten ist. Die Vermengung von Trümmerquarzaggregaten mit dem mylonitischen Grundgewebe und dem aus dem Abbau der Orthoklase stammenden Quarz-Sericit-Gefügen ist durchaus zu erwarten und die Tendenz zur Ausbildung von Ortho-Sericitquarzen etc. ohne weiteres ableitbar. SCHÜLLER hat dies bei verschiedenartigen Vorkommen auch durchgeführt.

Im Grundgewebe des Porphyrmylonits herrschen keine einheitlichen Korngrößen. Über die Reste von älterem Grundgewebe in den magmatischen Korrosionsschläuchen wurde bereits oben berichtet. Auch außerhalb sind ähnliche Korngefügeaggregate vorhanden. Diese lagern sich teils primären Flächen von Einsprenglingen an oder sind als von größerem Grundgewebe umströmte Bereiche von anderen Altgefügeresten isoliert. Außerhalb der Korrosionsschläuche zeigen die locker eingestreuten, jedoch mehr oder weniger stark parallel gerichteten Hellglimmer an, daß auch diese Reste älteren Grundgewebes tektonisch beansprucht worden sind. Das läßt sich besonders bei den ins Grundgewebe eingemengten feinkörnigen Altgefügeresten erkennen. In letzteren läßt die Re- und Neukristallisation von Quarz die Korngrößen auf rd. 0,02 mm ϕ anwachsen (im ungestörten Altgefüge nur bis rd. 0,01 mm ϕ). Im stark verschiefteten Grundgewebe mylonitischer Natur, mit einem nicht allzu regelmäßigen Quarzpflaster erreichen die Quarzkorndurchmesser selten mehr als 0,03 mm. Quarzneukristallisationen im Bewegungsschatten rotierter Einsprenglinge weisen Einzelkorndurchmesser um 0,05 mm auf.

Das mikroskopische Bild des Grundgewebes zeigt deutlich, daß der Bewegungsablauf nicht einphasig war. Jüngere Schieferungen schneiden immer wieder ältere ab. Das macht die oben vertretene Ansicht wahrscheinlich, daß es sich bei der Hauptschieferung des Fürstensteins um s_2 handelt und daß die ältere Schieferung s_1 hier nur makroskopisch völlig überwältigt erscheint.

Das mikroskopische Bild der „Schiefereinschlüsse“

Es herrscht ein prophyroides Gefüge mit Korngrößenverhältnissen, die denen im Porphyrymylonit sehr ähneln. Die Unterschiede liegen vor allem darin begründet, daß einmal die Orthoklaseinsprenglinge völlig fehlen und dafür sericitisches Grundgewebe stärker beteiligt ist, zum andern, daß die älteren Großquarze weitgehend zu Mosaik- und Trümmerquarzaggregaten zerlegt sind. Größere Quarzkörner mit undulöser Auslöschung, BÖHMISCHER Streifung und Felderung, Scherflächenbildung mit rekristallisiertem Mörtelgefüge fehlen aber nicht und machen deutlich, daß es sich hier wirklich um eine ältere Generation von Großquarzen handelt. Ähnliche Gefüge fehlen den paragenen Schiefen der Umgebung. Was in den „Schiefereinschlüssen“ gewisse Schwierigkeiten für die genetische Deutung macht, das sind die Differenzierungen in einesteils sehr sericitreiches „phyllitisches“ und andererseits sericitarmes „quarzitische“ Grundgewebe. Im sericitreichen Grundgewebe sind allerdings stets geschlossene, linsig ausgezogene Trümmerquarzaggregate vorhanden, die sich nach den Vergleichen mit Gefügen im Porphyrymylonit ohne weiteres von älteren Großquarzen, von den Quarzeinsprenglingen des ehemaligen Porphyrs ableiten lassen. Die Ableitung des Sericits vom vollständigen Orthoklasabbau ist unproblematisch, lediglich die starke Anreicherung und Differenzierung gegenüber mehr „quarzitischen“ Bereichen entzieht sich einer sicheren Interpretation. Vielleicht begegnen sich hier Entwicklungen, die verschiedenem tektonischem Niveau angehören: die stärker phyllonitische einem etwas tieferen und die mehr quarzitische einem höheren epizonalen Niveau.

Was die Korngrößen des Quarzes im Grundgewebe anbelangt, so herrschen auch hier ähnliche Verhältnisse wie im normalen Porphyrymylonit. Es gibt feinkörnige Gefügeaggregate, die zwar stark geschiefert sind, aber in wesentlichen Zügen den im Porphyrymylonit noch zum Altgefüge gerechneten isolierten Gewebsresten gleichen. Auch in diesen bleibt der Korndurchmesser im wesentlichen unter 0,02 mm. Feinkörniges Quarzgefüge mylonitischer Natur zeigt Korndurchmesser von durchschnittlich 0,03 mm (ausnahmsweise auch bis 0,06 mm).

Gegenüberstellung der bisher vertretenen Ansichten von der Natur der „Schiefereinschlüsse“

1. Gegen die Ansicht NAUMANN'S und LEHMANN'S, die Schiefereinschlüsse wären echte magmatische Einschlüsse, sprechen das Fehlen kontaktmetamorpher Erscheinungen, der Mineralbestand, in gewissem Sinne das mylonitische Korngefüge und die Beziehungen zum Tektonitgefüge des Porphyrymylonits.
2. Gegen die Ansicht GÜMBEL'S von einer paragenetischen Natur des Gesamtverbandes sprechen die einwandfrei magmatogenen Relikte.
3. Gegen SCHÜLLER'S Ansicht von der tektonischen Einbeziehung randnaher Sedimentbereiche läßt sich wiederum das Fehlen ausgesprochen paragenetischer Anteile vorbringen, die auch bei der von SCHÜLLER erkannten mylonitischen Überprägung in Relikten erkennbar sein sollten. Zum andern ist der Mineralbestand und das Korngefüge so, wie es SCHÜLLER als Entwicklungsmöglichkeit extremer Tektonisierung von Porphyren selbst beschreibt.

Zusammenfassend können also für die Einstufung der fraglichen Schiefereinschlüsse des Fürstenstein-Porphyrmylonits als Ultraporphyrymylonite folgende Gründe angeführt werden:

1. Die Anordnung im Tektonitgefüge.
2. Das mylonitische Korngefüge.
3. Der Mineralbestand und die Korngefügebeziehungen, welche sich ohne Schwierigkeiten von einem mylonitisierten Porphyr ableiten lassen.

Schrifttum

- COTTA, B. v.: Neues Jb. Mineral., S. 175, 1843.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. Gotha 1879.
- LEHMANN, J.: Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und Bayrisch-Böhmische Grenzgebirge. 1884. — [S. 108].
- NAUMANN, K.: Lehrbuch der Geognosie, II. Band, 1862. — [S. 167].
- RICHTER, D.: Schichtparallele Verschieferung einer älteren Schieferigkeit, eine bisher wenig bekannte Deformationsart. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 108—143, Hannover 1959.
— Stratigraphisch-tektonische Analyse des kristallinen westlichen Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung der prävariscischen Magmatite. — Geotekt. Forsch., H. 16, S. 1—120, Stuttgart 1963.
- SCHÜLLER, A.: Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. — Abh. Math.-Phys. Kl. Sächs. Ak. Wiss., **42**, S. 1—60, Leipzig 1934.
— Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. — Geol. Rdsch., **27**, S. 260—275, Stuttgart 1936.
- WURM, A.: Über die geologische Stellung der Münchberger Gneismasse. Geologischer Führer nach den Basaltvulkanen bei Neustadt a. C., in die Münchberger Gneismasse und in das Fichtelgebirge. S. 13—15, Ansbach 1922. Bzw.: Ausflug von Untersteinach nach Nemmersdorf, Goldkronach, Otterleite, Fürstenstein, Brandholz, Goldmühl und Berneck. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **11**, S. 133—137, 1923.
— Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. Berlin 1925.
— Geologie von Bayern, I. Berlin 1925; 2. Auflage, Berlin-Nikolassee (Gebrüder Borntraeger) 1961.

Funde von Marken in unterkarbonischen Sedimenten des Frankenwaldes

Mit 16 Figuren auf Tafel 1—8

Von GERHARD VON HORSTIG¹⁾

Zusammenfassung

Aus dem flyschartig ausgebildeten Unterkarbon des nordwestlichen Frankenwaldes (Bergaer Sattel und Teuschnitzer Mulde) werden beschrieben und abgebildet: Drei Arten von Belastungsmarken (load casts), aus der Gruppe der Stoßmarken (impact casts) Stechmarken (prod casts) und eine Quastenmarke (brush mark), aus der Gruppe der Rillenmarken (groove casts) drei Arten von Schleifmarken und Strömungswülste (flute casts) in verschiedener Ausbildung. Zuletzt wird ein Aufschluß am Neuen Teich bei Nordhalben beschrieben, in dem tektonische Strukturen und Marken nebeneinander vorkommen. Erstere werden besonders durch eine weitwellige Strömung, letztere durch bogenförmig angeordnete Wülste vertreten, die als Rutschwülste gedeutet werden.

Einleitung

In den letzten Jahren haben deutsche Geologen eine Reihe von Arbeiten über Marken in flyschartigen Sedimenten herausgebracht. Es wurde über Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge, im Harz und in den Alpen berichtet. Dagegen befaßt sich keine der zahlreichen, zum Druck gekommenen Arbeiten über das Paläozoikum des Frankenwaldes mit Beobachtungen von Marken. Als erster und einziger hat bisher C. SAMTLEBEN in seiner Diplomarbeit (Hamburg 1962, S. 22—29) eine eingehende Beschreibung von Marken im Unterkarbon der Teuschnitzer Mulde gegeben. Leider sind aber die wichtigen Ergebnisse dieser Arbeit bisher nicht zum Druck gekommen.

Wer, wie der Autor, viel im Unterkarbon der thüringischen Faziesreihe zu tun hat, der bekommt Marken häufig zu sehen. Die meisten Marken sind aber schlecht ausgebildet oder wegen ihrer Lage an der Schichtunterseite auf zu kleine Flächen beschränkt, und deshalb für eine Untersuchung ungeeignet. Erst in diesem Jahr ist genügend gutes Beobachtungsmaterial zusammengelassen, um typische Marken aus dem Frankenwald vorstellen zu können. Ich beschränke mich vorerst auf die Beschreibung und Deutung. Regionale Auswertungen über Strömungsrichtungen und Ähnliches können erst später gemacht werden. In der Gliederung lehne ich mich an die ausführliche Arbeit von W. PLESSMANN (1961) an.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. GERHARD VON HORSTIG, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

I. Nicht geregelte Marken

Belastungsmarken (load casts)

Belastungsmarken sind im Unterkarbon des Frankenwaldes häufig zu beobachten. Als formlose rundliche Buckel erscheinen sie auf der Oberfläche des Liegenden von abgebauten oder natürlich abgetragenen Grauwacke-Bänken. Wegen ihrer untypischen Form bleiben sie meist unbeachtet. Da sie aber häufig verwendet werden können, um zu entscheiden, ob die Schichten normal oder überkippt liegen, erscheint es angebracht, typische Formen abzubilden.

Formlose, rundliche und stumpfeckige Buckel auf der Unterseite einer Grauwackenbank in cm-Größen zeigt Fig. 1. Bereits hier ist zu erkennen, daß die Wölbung nach oben spitzer, nach unten flacher ausgeprägt ist. Ähnliche Buckel in dm-Größe haben diesen Unterschied oft nicht so deutlich gezeigt und waren zur Bestimmung der Lagerungsverhältnisse deshalb weniger geeignet.

Schon in der wohl ältesten Beschreibung von Belastungsmarken bei T. FUCHS (1895) sind „in die Länge gestreckte Wülste mit keulenförmig verdicktem Ende“ und „überwölbte Ränder“ (zit. nach PLESSMANN) angegeben. Fig. 2 zeigt eine solch typische Form an der Unterseite einer feinkörnigen Grauwackenbank im Thiemitzwald. Der keulenförmige Wulst ist 9,5 cm lang und 4 cm maximal breit.

Wenn an größeren Belastungsmarken neben formlosen Buckeln auch annähernd parallel verlaufende Strukturen zu sehen sind, so könnte mancher an Fossilien denken. Dies geschah bei der in Fig. 3 abgebildeten Marke. Die auf dem langgestreckten Wulst deutlich ausgebildeten, z. T. bogenförmig verlaufenden Querrunzeln wurden für Abdrücke von Rippen eines Wirbeltieres gehalten und der Fund deshalb dem Bayerischen Geologischen Landesamt gemeldet. Das 192 cm lange, 102 cm breite und 45 cm mächtige Stück einer feinkörnigen Grauwackenbank wurde samt größeren Stücken des liegenden Bordenschiefers bis zum Eintreffen des Autors aufbewahrt.

Auf der Schichtunterseite sind zwei größere langgestreckte flache Wülste ausgebildet. Der eine (Fig. 3, links) besitzt eine zungenförmige Gestalt mit einem deutlich ausgebildeten abgerundet-spitzen Vorderende und einem undeutlichen Hinterende. Die Länge beträgt 60 cm, die maximale Breite 30 cm. Der ganze Wulst ist mit nicht sehr deutlichen, annähernd parallelen, z. T. bogenförmig verlaufenden Querrunzeln bedeckt. Ein zweiter mit der Längsachse fast im rechten Winkel dazu verlaufender Wulst (Fig. 3, rechts) ist 85 cm lang, 45 cm maximal breit und besitzt eine weniger gut ausgeprägte Zungenform. Undeutliche, subparallele Querrunzeln sind auch hier vorhanden. Beide Zungen sind an den Längsseiten durch schmale, 3—8 cm tiefe Rinnen begrenzt. Diese Rinnen verbreitern sich z. T. nach unten etwas, so daß der Wulst einen überwölbten Rand bekommt.

Zwischen den beiden Zungen befindet sich ein Feld mit einem ziemlich unregelmäßigen Gekröse von Buckeln und Vertiefungen. Undeutliche Längswülste haben die Richtung der linken Zunge. Nach ihrer Form ist es nicht unwahrscheinlich, daß hier durch das load casting überprägte Abdrücke von Rippe Rücken aus der unterlagernden Schicht vorliegen. R. R. SHROCK (1948, S. 158) zieht diesen Schluß in der Beschreibung seiner Fig. 117, die mit unserem

Stück große Ähnlichkeit besitzt. Die hier deutlich sichtbaren Runzeln deutet SHROCK als Scherungen, entstanden, wenn der von ihm als fließend angenommene Sand sich vor Hindernissen der Unterfläche staute. In unserem Fall läßt sich einwandfrei sagen, daß mit den Runzeln ursächlich keine Brüche verbunden sind. Es dürfte sich um eine Art Stauchfältelung handeln, die auf geringe Relativbewegungen der Sandschicht auf der Tonschicht in Längsrichtung der Zungen hindeuten.

Wie die Wülste und Rinnen auf der Schichtunterseite normal liegen, zeigt ihr Abdruck auf der Schichtoberseite der liegenden Tonschieferschicht (Abb. 4). Die Internstruktur des Tonschiefers folgt der Unterfläche der Wülste. So wird erkennbar, wie sich unter dem Einfluß der Schwerkraft die Grauwackenwülste in den noch weichen Tonschiefer hineingedrückt haben.

Die Deutung der Marke ergibt sich also aus einem vorherrschenden senkrechten Einsinken (loading) und einer untergeordneten nicht richtungseinheitlichen Horizontalbewegung (flowing). Es liegt eine Belastungsmarke (load cast) mit geringem Fließeffekt vor.

II. Geregelte Marken

1. Stoßmarken (impact casts)

W. PLESSMANN (1961, S. 511) schlägt vor, die Bezeichnung impact casts (Stoßmarken i. w. S.) als Sammelbegriff für Marken zu verwenden, die entstehen, wenn Festkörper von der Strömung in die weiche Unterlage hineingestoßen werden und dann wieder herauspringen. Solche Marken wurden auf der Unterseite einer Siltsteinlage beobachtet, die in dem alten Dachschieferbruch nordwestlich von Dürrenwaider Hammer gefunden wurde (Fig. 5).

Auf der Platte sind zwei Strömungsrichtungen zu erkennen, die in einem Winkel von 15° gegeneinander verlaufen. Das die größten Teile der Fläche bedeckende ältere System ist durch eine Schar von kurzen Stoßmarken gekennzeichnet, das jüngere System durch zwei lange Schleifmarken. Von den ersteren fällt ein Typ besonders auf. Er beginnt mit einem schmalen, schwach gebogenen Rücken, der sich in der Strömungsrichtung allmählich verbreitert und erhöht und keulenförmig breit endet. In ausgezeichneter Übereinstimmung mit PETTIJOHN & POTTER (1964) (Fig. 5, A) können diese Eindrücke als *Stechmarken* (oder Stoßmarken i. e. S., prod casts) bestimmt werden. Von den zahlreich vorhandenen rundlichen Marken zeigen einige eine schwach ausgebildete Längsachse in Strömungsrichtung, andere einen ganz kurzen Schweif entgegen der Strömung. Es liegen hier anscheinend Stoßmarken vor, bei denen das Objekt in einer Drehbewegung den Boden ganz kurz berührte. Wenn diese rundlichen Eindrücke keine besonderen Merkmale aufweisen, ist eine Bestimmung nicht möglich.

In der gleichen Richtung wie die Stechmarken verläuft ein ungerader und z. T. undeutlich abgegrenzter Wulst (C) von 6—7 mm Breite. Er ist wahrscheinlich die Ausfüllung einer kleinen Rinne. Bei (B) erkennt man darin eine kleine rundliche Erhebung, ähnlich denen, die soeben bei den Stechmarken erwähnt wurden, aber von einem schwachen halbparabelförmigen Wall umgeben. Der Wall öffnet sich entgegen der Strömungsrichtung. Hier handelt es

sich um eine Quastenmarke (brush mark). Ihre Entstehung wird sehr ähnlich gedeutet, wie die der Stechmarke. Jedoch war der Stoß so stark, bzw. die Unterlage an dieser Stelle so plastisch, daß vor dem stoßenden Körper eine Aufstauchung entstehen konnte.

Die auf der Schicht noch zu sehenden cm-langen, schmalen und ziemlich scharfen Rücken dürften den Rillenmarken (groove casts) zuzurechnen sein. Eine nähere Bestimmung ist nicht möglich.

2. Rillenmarken (groove casts)

Im Sinne von KUENEN (1957) (nach PETTIJOHN & POTTER 1964, S. 311) werden als grooves geradlinige Vertiefungen in der liegenden Schicht zusammengefaßt, die sich durch ein gleichmäßiges Profil, gleichmäßige Tiefe und große Länge auszeichnen. Die im Gelände meistens zu beobachtende Ausfüllung dieser Rinnen durch sandiges Material wird als groove cast (Rillenmarke) bezeichnet. Alle bisher im Frankenwald beobachteten Rillenmarken dürften als Schleifmarken (drag marks) zu betrachten sein. Vom strömenden Wasser auf tonigem Grund geschleifte Festkörper (Gesteinsbrocken, Holz, Muschelschalen z. B.) kommen als Ursache in Frage.

Die häufigste Form der Schleifmarken im Frankenwald zeigt Fig. 6. Hier sind offensichtlich nur leichte Körper geschleift worden, die auf jeden Strömungswechsel reagiert haben. Es bildeten sich nur zarte, ungerade und in der Tiefe schwach variierende Rillen in mm-Breite, deren lokale Richtungen bis zu 40° voneinander abweichen. Die Strömungsrichtung kann in dieser Ausbildung meist nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

Für wissenschaftliche Untersuchungen wertvoller ist ein größerer Typ (Fig. 7—8), den man als groove cast i. e. S. bezeichnen könnte. Die Breite dieser Rillenfüllungen liegt bei 1—5 cm, die Tiefe überschreitet normalerweise 1 cm nicht. Die Richtung ist ziemlich gerade und parallel. Zum Unterschied von Harnisch-Strömungen an Verwerfungsflächen, mit denen bei schlechter Erhaltung eine Verwechslung möglich ist, sind immer schwach divergierende Rillen dabei. Die großen Schleifmarken sind entweder mit den feinen besetzt oder einem Bereich mit feinen Marken unmittelbar benachbart.

Die Ermittlung der Strömungsrichtung gelingt bei der breiten Form in den meisten Fällen; denn es bilden sich stets einige Auskolkungen mit zapfen- oder zungenförmigem Umriß auf der Schichtunterseite. Wie bei den Strömungswülsten (S. 85) noch ausgeführt wird, läuft die Strömung immer der Umbiegung der Kolke entgegen, in Fig. 7 von rechts unten nach links oben.

Wenn Schleifmarken buckelig werden (Fig. 8) oder knollige Absonderungsformen bekommen, wie es in dem von C. SAMTLEBEN (1962 S. 26) zuerst beschriebenen und gedeuteten Aufschluß im Gemeindesteinbruch Hesselbach zu beobachten ist, dann sind die Rillen unter dem Einfluß der Schwerkraft nachträglich eingesunken. Sie wurden von Belastungsmarken (load casts) überprägt. Dabei kann das typische Bild der Schleifmarken verlorengehen. Manchmal dürfte eine unruhige zopfähnliche Oberfläche in abgrenzbaren, dm-großen Teilbereichen (Fig. 7) auf turbulente Strömungsverhältnisse zurückzuführen sein.

3. Strömungswülste (flute casts)

Die englische Bezeichnung wurde ins Deutsche verschieden übersetzt. Am meisten werden die Begriffe Strömungswülste, Kolkmarken, Kehlmarken verwendet.

Der als Ursache maßgebende Vorgang ist nach KUENEN & PRENTICE (1957 S. 173) das fluting (Auskehlung). Eine sedimentbeladene Strömung schneidet Kolke in eine Tonschicht. Die Kolke werden beim Nachlassen der Strömungsgeschwindigkeit mit Sand ausgefüllt und erscheinen erhaben auf der Schichtunterseite als flute casts (Strömungswülste).

Form und Größe der Strömungswülste variieren stark. Es wurden im Frankenwald Breiten zwischen 1 und 20 cm beobachtet. Die Form ist stets einseitig. Auf der der Strömung zugewandten Seite erhebt sich ein rundlicher Wulst plötzlich und steil aus der Schichtfläche (Fig. 9, 11), um sich dann in Strömungsrichtung allmählich zu verflachen und zu verbreitern. Ansatzpunkte der Auskolkung dürften Wirbelbildungen an Unebenheiten der liegenden Schicht gewesen sein. So ist wohl die in Abb. 9 von links unten kommende Strömung überwiegend laminar gewesen und hat auf die Tonoberfläche nur eine zarte Strömungstreifung (parting lineation) gezeichnet (parallel zum Lineal). Dann entstand hinter einem flachen Buckel ein Wirbel, der zwei Kolke treppenartig hintereinander ausspülte. Es ist anzunehmen, daß hier auf der Schichtfläche die Strömungswülste in einem größeren Bereich nur einzeln standen und die Geschwindigkeit der Strömung in der Nähe eines Grenzwertes lag, die bei der vorhandenen Festigkeit des Untergrundes gerade noch Auskolkungen bilden konnte.

Ganz anders ist das Bild auf einer überkippt liegenden Unterfläche einer Grauwackenbank im Gemeindesteinbruch Hesselbach (Fig. 11). Hier bedecken die Strömungswülste dicht geschart die gesamte Schichtfläche. Im einzelnen erscheinen sie ziemlich flach und teilweise mit unscharfer Kontur. Hier dürfte eine kräftige, turbulente Strömung breit über den Tonschiefer hinweggeflossen sein.

Nicht überall sind Strömungswülste so groß und so deutlich ausgebildet. Nicht selten ist eine kleine Form zu sehen, bei der ein Wulst überwiegend unter 2 cm breit (small flute casts) und die zungenförmige Umbiegung wenig deutlich ausgeprägt ist. Die Bestimmung der Strömungsrichtung macht hier mehr Mühe. Trotzdem sind Strömungswülste die wichtigsten Marken für diesen Zweck und den Nachweis einer überkippten Lagerung.

III. Der Aufschluß am Neuen Teich bei Nordhalben

300 m nordöstlich vom Neuen Teich bei Nordhalben ist am östlichen Hangfuß das anstehende Gestein auf etwa 50 m Länge und 1—3 m Höhe parallel zur Schichtung freigelegt. Es besteht aus Bordenschiefern, denen cm-starke Schichten aus einem glimmerigen Siltstein eingeschaltet sind. In diesem Aufschluß finden sich kleintektonische Strukturen, Marken, Spuren und Fährten in enger Nachbarschaft. Eine nähere Beschreibung ist deshalb angebracht.

Der Aufschluß liegt an dem steileren NW-Flügel eines Sattels, in dessen Kern südlich vom Neuen Teich das Wurstkonglomerat ansteht. Die Schichtung

fällt hier in normaler Lagerung mit $60\text{--}70^\circ$ NW ein. Auf den Schichtflächen beobachtet man folgende Strukturen:

a. Flache, gleichmäßig gerundete Mulden von 1—3 cm Breite und 0,5—1 cm Tiefe. Die Muldenachsen liegen annähernd parallel und tauchen mit $10\text{--}15^\circ$ nach SW ein (Fig. 13). Die 4—60 cm breiten Zwischenräume zwischen den einzelnen Mulden kann man als sehr flache Breitsättel betrachten.

b. Das gleiche Achsenstreichen besitzen örtlich in dem Aufschluß zu beobachtende Kleinfalten mit runden Mulden und etwas spitzeren Sätteln (Fig. 14). Die Wellenlänge liegt bei 10—13 cm, die Amplitude bei 1—1,5 cm. Eine schwache NW-Vergenz ist vorhanden.

c. Im südlichen Teil des Aufschlusses ist die Schnittkante (Striemung) der flach nach SO einfallenden Schubklüftung auf der Schichtfläche, z. T. durch feine Quarzadern verstärkt, gut zu erkennen (Fig. 12). Auf der gleichen Schichtfläche erkennt man außerdem kleine Kolkmarken (flute casts). Die Schnittkante (δ) von Schubklüftung und Schichtung taucht wiederum mit $16\text{--}20^\circ$ SW ein, die Achse der Kolkmarken dagegen mit durchschnittlich 35° .

Das gleiche Achsenfallen der unter a—c beschriebenen Strukturen läßt einen Schluß auf gleiche Entstehungsursachen zu. Da die Schnittkante von Schubklüftung und Schichtung mit dabei ist, kann nur die mit der Faltung verbundene Tektonik dafür in Frage kommen. G. HEMPEL (1964 S. 228) beschreibt eine „weitwellige Striemung mit Breitsätteln und Spitzmulden“ in einer sehr ähnlichen tektonischen Situation, wie sie hier vorliegt. Diese Bezeichnung würde sehr gut passen. Nach den Abbildungen von HEMPEL und A. PAHL (1960 S. 268) sind dort die Sättel und Mulden aber nicht so gerade, sondern zeigen das lebhafteste Auf- und Abtauchen, wie es bei Rippelmarken auftritt. Dadurch wird auch die von PAHL verwendete Bezeichnung „tektonische Rippeln“ verständlich, die für die Strukturen am Neuen Teich wohl kaum Anwendung gefunden hätte.

Am Nordende des Aufschlusses (Fig. 15) befindet sich eine größere Schichtfläche aus Bordenschiefer, dem eine 7 cm starke Lage aus glimmerigem, quarzitischem Siltstein aufliegt. Aus der Schichtoberfläche erhebt sich eine größere Zahl von Wülsten bis 1 cm hoch und 1—3 cm breit heraus (Fig. 15, 16). Ihr Grat ist flach gerundet bis mäßig scharf und verläuft nicht gerade. Mehrfach zieht sich eine kleine Spalte dem Grat entlang. Die Länge der einzelnen Wülste beträgt 25—160 cm. Die Gesamtanordnung zeigt einen nach oben offenen Bogen. Im untersten Teil überkreuzen sich zwei Wulstrichtungen.

Die Siltsteinlage hat die Wülste früher vollständig zugedeckt. Ihre Unterfläche zeigt die Ausfüllung aller Spuren und Marken der Schieferoberfläche. Auf der Oberfläche der Siltsteinschicht lag in dem noch unberührten Aufschluß eine dünne Tonschieferschicht. Nachdem sie teilweise entfernt war, kamen zahlreiche, flache, rundliche Buckel zum Vorschein. Sie sind völlig unregelmäßig und von ähnlich regellosen Mulden umgeben. Es handelt sich hier ohne Zweifel um Belastungsmarken (load casts). Die Internstrukturen der Siltsteinlage passen sich der Oberfläche und der Unterfläche an, wodurch die Lage einen flaserigen Querschnitt bekommt.

Die verschiedenen Marken der Ober- und Unterfläche der Siltsteinlage belegen, daß die Wülste auf der Unterseite vor Beendigung der Silt-Sedimentation entstanden sind.

Zur Deutung der Wülste wurde die einschlägige Literatur durchgesehen und dabei nichts Vergleichbares gefunden. Echte Rippelmarken weisen eine ganz andere Form auf und sind außerdem im flyschartigen Unterkarbon unwahrscheinlich. Die Unterseite von Belastungsmarken (vgl. Fig. 4), wie sie nach der Form der Oberseite des Siltsteins zu erwarten wären, zeigt stets eine Wölbung nach unten, während sie hier praktisch gerade ist. Eine bogenförmige Parallelstellung von Wülsten wurde bei Belastungsmarken bisher nicht beschrieben.

Das einzige Ereignis, als dessen Folge sich hangabwärts gerichtete Bögen von Wülsten bilden, sind Rutschungen. Eingehende Beschreibungen haben in der letzten Zeit E. SEIBOLD (1956) und K. W. MÜLLER (1957) gegeben. Solche Berg-rutsche besitzen zwar wesentlich größere Dimensionen, bei den Strukturen finden sich aber große Ähnlichkeiten. Dazu gehört die unregelmäßig, aber überwiegend einseitig gebogene Form der Stauwülste, deren häufiges Absetzen und das Auftreten klaffender Spalten innerhalb und z. T. in gleicher Richtung der Wülste.

Die Strukturen von Rutschungen besitzen nach den Abbildungen B. v. FREYBERGS (1957, 1961) turbulenten Charakter. An den Stauwülsten ist nach E. SEIBOLD (1956 Abb. 4) und W. HEGENBERGER (1961 Abb. 3) eine hangabwärts gerichtete Vergenz zu erkennen. Am Neuen Teich bei Nordhalben zeigt sich uns dagegen ein recht ruhiges Gesamtbild mit einer kaum festzustellenden Vergenz der kleinen Wülste. Die Rutschung muß also sehr langsam abgelaufen und nur über einige cm bis dm vorgedrungen sein. Man würde deshalb vielleicht besser von einer Sackung als einer Rutschung sprechen.

Die Tatsache einer Rutschung erfordert eine geneigte Unterlage. Bei der geringen Geschwindigkeit der sedimentierenden Strömung ist vor und während der Sedimentation nur eine sehr geringe Neigung anzunehmen. Die Grenze gegen den Siltstein ist scharf ausgebildet. Auf der Bordenschiefer-Oberfläche sind Stoßmarken, Kriechspuren und Fährten zu beobachten. Daraus läßt sich eine Unterbrechung der Sedimentation ableiten. Mit dem Siltstein muß dann eine plötzliche Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit erfolgt sein. Sehr wahrscheinlich wurde während der Sedimentationspause die Schicht schräg gestellt. Dadurch und durch die nun einsetzende Belastung mit siltigem Material ist das tonige Material nachgesackt. Aus der subparallelen Lage einiger Wulstscharen kann auch auf eine hautartige Verfestigung der Tonoberfläche geschlossen werden. Beim Fehlen einer solchen Haut dürfte die Sackung ungeordneter verlaufen sein. So sind auch bei den oben zitierten Berggrutschen die Stauwülste am besten entwickelt gewesen, wo eine Grasnarbe vorhanden war.

Die Ursachen für die Schrägstellung der Schicht müssen in einer syn-sedimentären Tektonik gesucht werden. Nicht zufällig liegt der Aufschluß an dem NW-Flügel eines größeren Sattels, an dem das Wurstkonglomerat eine besonders große Mächtigkeit erreicht. Synsedimentäre Bewegungen gelten als typisch für einen Flysch, wie er auch für das Unterkarbon im Frankenwald anzunehmen ist.

Schriftum

- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. — 168 S., 31 Abb., 8 Taf., 3 Beil., Amsterdam, New York 1962.
- FREYBERG, B. v.: Bilder vom Erdrutsch bei Ebermannstadt vom 18.—19. Februar 1957. — Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 125—132, 14 Abb., Erlangen 1957.
- Das Bild des Erdrutsches 1961 vom Einbühl bei Ebermannstadt. — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, S. 155—161, 9 Abb., Erlangen 1961.
- FUCHS, T.: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., S. 369—448, Wien 1895.
- HEGENBERGER, W.: Der Bergrutsch vom Einbühl bei Ebermannstadt. — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, S. 148—155, 4 Abb., Erlangen 1961.
- HEMPEL, G.: Gefügeerscheinungen im Ostthüringischen Schiefergebirge. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergb., Hüttenw., Montangeol., **1964**, Nr. 2, S. 221—258, 39 Abb., Berlin 1964.
- KUENEN, P. & PRENTICE, J. E.: Flow-marking and Load-casts. — Geol. Mag., **94**, S. 173—174, Caxton Hill 1957.
- MÜLLER, K. W.: Der Bergrutsch bei Ebermannstadt (Fränk. Alb) vom 18.—19. Februar 1957. — Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 119—125, 1 Taf., 1 Kart., 1 Abb., Erlangen 1957.
- PAHL, A.: Tektonik und Feinstratigraphie der Siegener Schichten im Raume Flammersfeld—Waldbreitbach im Westerwald. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **29**, S. 251—301, Wiesbaden 1960.
- PETTICHOHN, F. J. & POTTER, P. E.: Atlas and Glossary of primary sedimentary Structures. — 370 S., 117 Taf., Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York 1964.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im westalpinen Flyschbecken von San Remo. — Geol. Jb., **78**, S. 503—566, 41 Abb., Hannover 1961.
- POTTER, P. E. & PETTICHOHN, F. J.: Paleocurrents and Basin Analysis. — 296 S., 130 Abb., 30 Taf., Berlin, Göttingen, Heidelberg 1963.
- SAMTLEBEN, C.: Geologische Untersuchungen im Kulm an der Südostflanke der Teuschnitzer Mulde (Frankenwald). — Diplomarbeit Hamburg 1962.
- SEIBOLD, E.: Ein Hangrutsch als tektonisches Modell. — N. Jb. Geol. Paläont., **1955**, S. 278—297, 6 Abb., Stuttgart 1956.
- SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. — 507 S., 397 Abb., New York, Toronto, London 1948.

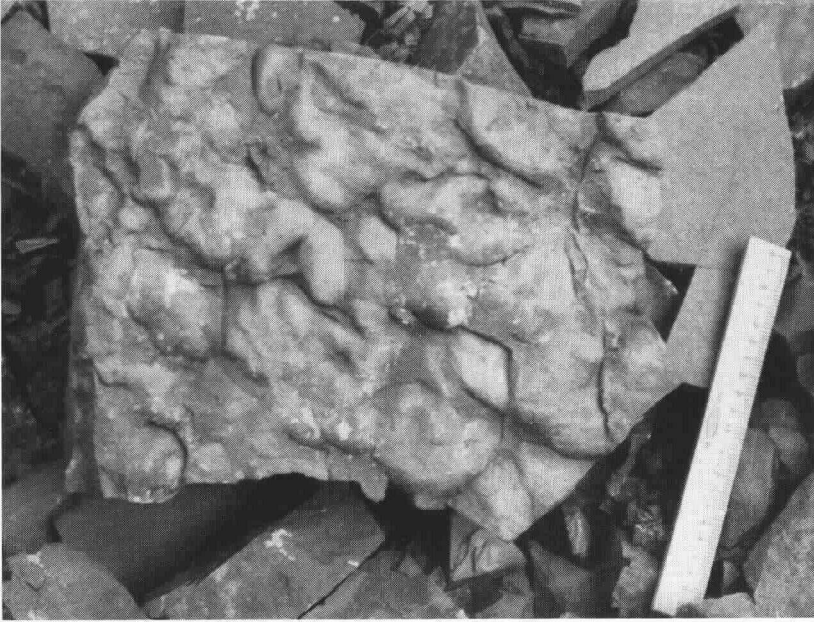


Fig. 1. Belastungsmarken (load casts) an der Unterfläche einer Grauwackebank in Form von unregelmäßigen Buckeln, Lineal 20 cm lang, alter Grauwackebruch bei Welitsch (Blatt Sonneberg), Foto G. v. Horstig 1964.

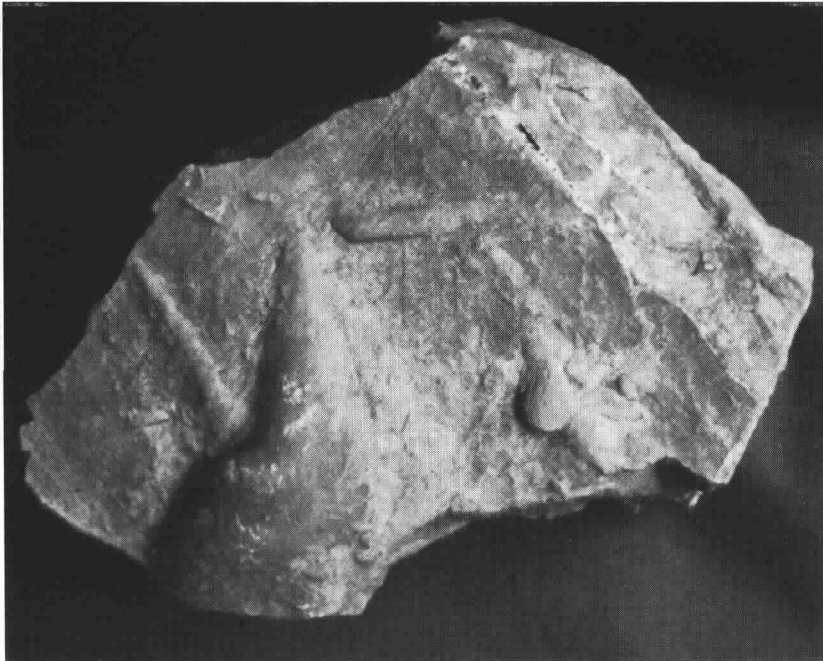


Fig. 2. Keulenförmige Belastungsmarken (load casts) an der Unterfläche einer feinkörnigen Subgrauwackebank, Höllgrund bei Grubenberg (Blatt Nordhalben R 71.85, H 75.00), Größe des Stückes 22×12 cm, Foto K. Wehrle 1964.

Der Zechstein in den Kernbohrungen von Bad Sodenthal, Gemeinde Soden, im südlichen kristallinen Vorspessart

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Beilage

VON WINFRIED WEINELT¹⁾

Im Raum von Soden war die Zechsteinformation aus Tagesaufschlüssen schon länger bekannt und beschrieben worden (vgl. Abb. 1).

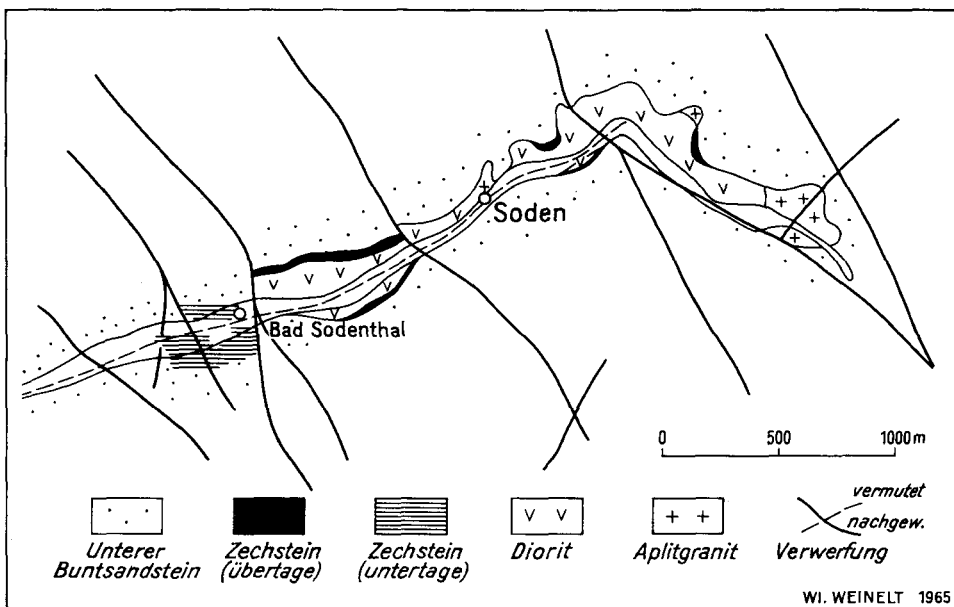


Abb. 1. Die Verbreitung des Zechsteins bei Soden im südlichen kristallinen Vorspessart.

Eine der ersten Beschreibungen dieses südlichsten Vorkommens von Zechsteinschichten im kristallinen Vorspessart bei Soden gab bereits M. B. KITTEL (1840, S. 46). In den ehemaligen Steinbrüchen, nördlich von Bad Sodenthal, war damals vom Hangenden zum Liegenden folgendes Profil erschlossen:

Hangendes: Bröckelschiefer

Zechsteinletten als roter Ton

Zechsteindolomit, feinkörnig, gelblichgrau, z. T. rogensteinartig entwickelt, z. T. kieselig und in eisenhaltigen Kalkstein übergehend (mindestens 4 m mächtig)

Zechsteinkonglomerat

Liegendes: Diorit.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. WINFRIED WEINELT, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Tafel 2

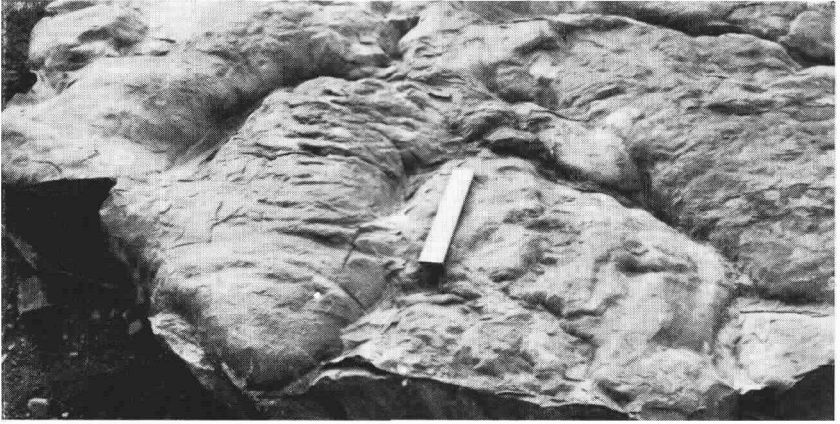


Fig. 3. Zungenförmige Belastungsmarken (load casts) mit Querrunzelung an der Unterseite einer Grauwackebank. Der abgebildete Maßstab ist 20 cm lang. Steinbruch Oertel, Welitsch (Blatt Sonneberg), Foto G. v. Horstig 1964.

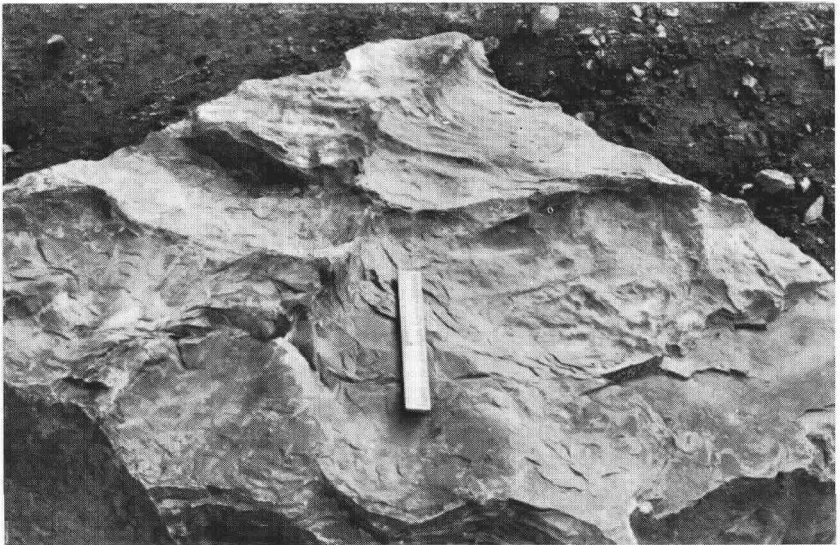


Fig. 4. Das Gegenstück der Fig. 3. Die breiten Wülste der Belastungsmarken (load casts) haben sich in die Oberfläche des liegenden Tonschiefers eingedrückt und die Internstruktur (Bildunterkante!) entsprechend verbogen. Auch hier sind die Querrunzeln gut zu erkennen. Lineal 20 cm lang, Steinbruch Oertel, Welitsch (Blatt Sonneberg), Foto G. v. Horstig 1964.

Noch heute kann der Zechstein nördlich des Sodener Tales übertage anstehend beobachtet werden. Seine Verbreitung beginnt etwa 750 m östlich von Bad Sodenthal und endet 75 m östlich des Bades an einer Verwerfung.

Die Ablagerungen des Zechsteins transgredieren hier diskordant über den steil aufgerichteten Diorit. An ihrer Basis findet sich ein rot- bis gelbbraunes Zechsteinkonglomerat („arkoseartige“ Grundgebirgsbrekzie) aus eckigen Quarzen, stark zersetzten Feldspäten und Glimmern, mit reichlichem Ton- und Sandgehalt. Das Bindemittel ist kalkig-dolomitisch. Darüber folgt eine 10–20 cm mächtige Bank von hellem, feinkörnigem und spätigem Kalkstein. Diese Kalksteinbank ist in dem Wegeinschnitt, 250 m östlich des Bades und in einem weiteren Wegeinschnitt, 400 m östlich des Bades, erschlossen. Im Liegenden dieser Kalksteinbank steht mitunter auch Dioritzersatz mit kaolinisierten Feldspäten und Imprägnationen von Malachit an.

Zwei Baugrundausschachtungen bei R 14.80; H 31.90²⁾ und bei R 14.79; H 31.90 trafen ebenfalls den Zechsteindolomit an. Seine Mächtigkeit betrug auch hier nur 0,20 m.

Ein weiterer, ebenfalls im Jahre 1962 in der Gemeinde Soden bei Haus Nr. 65, R 15.90; H 32.90 ausgeführter Baugrundaushub ergab folgendes Profil (WI. WEINELT 1962):

Hangendes:

- 0,40 m Bröckelschiefer, Tonstein rotbraun
- 0,80 m Zechsteindolomit, hellgrau bis weiß, dünnplattig ablösend mit kleinen Fragmenten des Grundgebirges
- 0,80 m Zechsteindolomit, hellgraugrün bis graugelb, plattig bis bankig, spätig mit 0,5 cm großen Feldspäten und Fragmenten des Grundgebirges
- 0,40 m Grundgebirgsbrekzie, dunkelrotgrau bis rotbraun, plattig

Liegendes: Diorit, schwarzbraun, verwittert.

Auch südlich des Sodener Tales findet sich im Hangenden von in verbrochenen Stollen zutage tretendem Diorit bei R 15.20; H 31.75 ein verlassener Abbau von Zechsteindolomit, der allerdings heute von Hangschutt völlig überrollt und durch Bewuchs weitgehend verdeckt ist.

Außerdem vermerkt bereits H. THÜRACH in seiner Manuskriptaufnahme von 1879–1884 zwei Vorkommen von Zechstein südlich des Sodener Tales bei R 14.90; H 31.65 und bei R 16.10; H 32.36, eines östlich von Soden bei R 16.48; H 32.40 und zwei weitere nördlich des Ortes.

Zechstein von untertage, der unter die Talsohle verworfen ist, erwähnt H. BÜCKING (1892, S. 170) aus dem 10 m tiefen Hauptsolschacht von Soden. Bei einer im Jahre 1959 vom Verfasser durchgeführten Befahrung des etwa 17 m tiefen Quellschachtes der Echterquelle von Bad Sodenthal konnten die Schichten des Zechsteins infolge einer eingebrachten Holzkonstruktion nicht beobachtet werden.

Der somit schon früher aus dem Sodener Tal von untertage beschriebene Zechstein konnte jedoch in letzter Zeit erneut nachgewiesen werden.

Schon eine im Jahre 1958 niedergebrachte Probebohrung stand ab 11,40 m in einem gelbbraunen, eisenschüssigen und spätigem Zechsteindolomit und durchörterte diesen nach Bohrmeisterangaben in einer Mächtigkeit von 1,80 bis 13,20 m Teufe (vgl. die Beilage).

Auch die im Jahre 1961 durchgeführte Neuerschließung der Rochusquelle von Bad Sodenthal traf bei einer Teufe von 11,20 m bis zu 4,80 m mächtigen, gelbbraunen und spätigem Zechsteindolomit an (vgl. die Beilage).

Über die weitere Verbreitung, die Ausbildung und Mächtigkeit des Zechsteins untertage geben nunmehr die im Sodener Tal im Bereich des Kinderkurheims Bad Sodenthal in den Jahren 1963 und 1964 niedergebrachten acht Kernbohrungen Aufschluß (vgl. die Beilage). Ihre Position ist aus dem Lageplan (Beilage) ersichtlich. Diese acht Sondierungsbohrungen durchteuften im einzelnen die in den am Schluß angefügten Verzeichnissen aufgeführten Schichten.

Für die Genehmigung der Veröffentlichung dieser Ergebnisse und die Überlassung der Kernbohrung KB 2 sei dem Magistrat der Stadt Frankfurt am Main an dieser Stelle besonders gedankt.

²⁾ Die Rechts- und Hochwerte im Text beziehen sich auf die geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6021 Haibach (WI. WEINELT 1962).

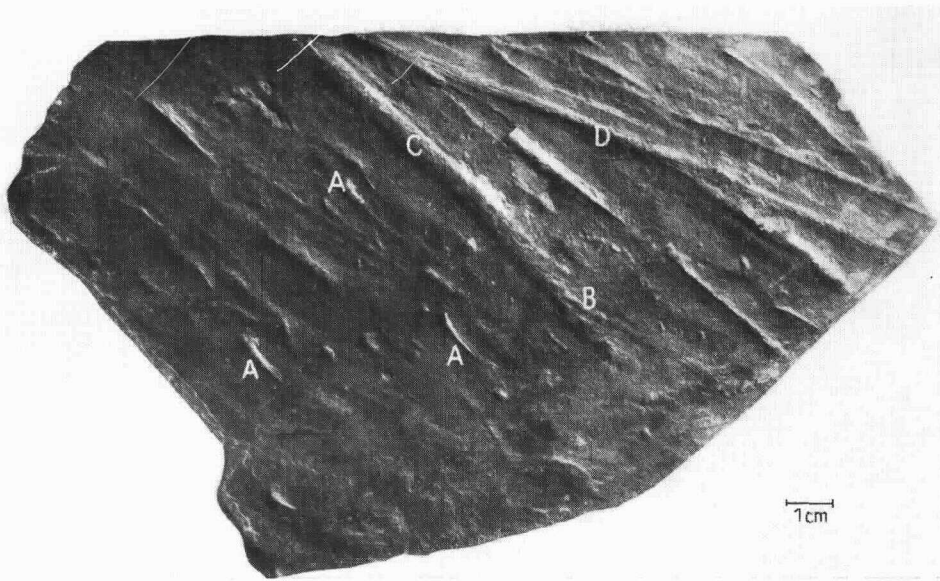


Fig. 5. Auf der Unterseite einer Siltsteinschicht sind zu erkennen: (A) Stechmarken (prod casts), (B) eine Quastenmarke (brush mark), (C) ein kleiner Strömungswulst (flute cast), (D) eine typische Schleifmarke (drag mark). Die Schleifmarke ist jünger als die anderen Marken. Alter Dachschieferbruch nordwestlich Dürrenwaider Hammer (Blatt Nordhalben R 68.23, H 80.13), Foto K. Wehrle 1964.

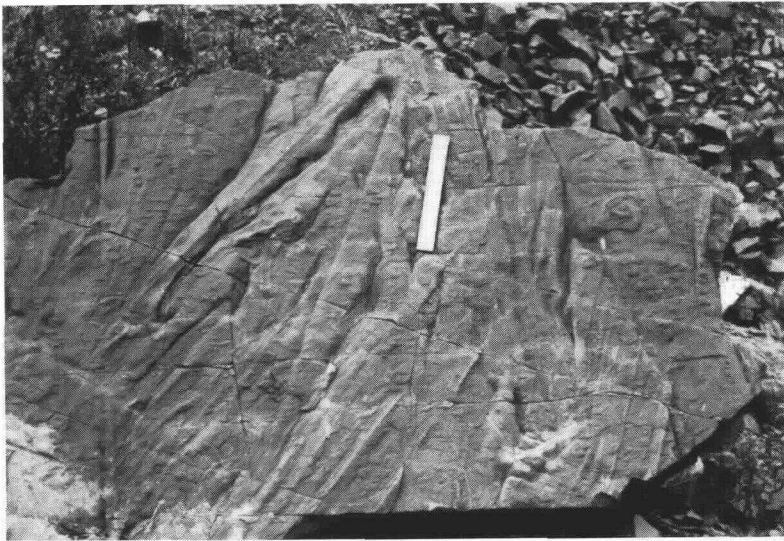


Fig. 6. Typische Schleifmarken (drag marks) des kleinen Typs. Es werden nur leichte Körper geschleift, die auf jeden Wechsel der Strömung reagieren. Lineal 20 cm lang, Steinbruch Oertel, Welitsch (Blatt Sonneberg), Foto G. v. Horstig 1964.

Der Zechstein ist vor allem in den an dem südlichen Talhang niedergebrachten Kernbohrungen KB 2, KB 3, KB 5, KB 6, KB 7 und KB 8 in einer im Sodener Tal übertage bisher nicht beobachteten maximalen Mächtigkeit von 10,10 m (durchschnittlich 8,50 m) angetroffen worden (vgl. den Längsschnitt durch die Kernbohrungen KB 1—8, Beilage). Sein Fehlen in den Kernbohrungen KB 1 und KB 4 ist wohl auf die Position dieser Bohrpunkte in der Talmitte (KB 1) bzw. im südlichen Teil der Talung (KB 4) zurückzuführen. Hier sind die Schichten des Zechsteins vermutlich infolge der Talerosion im jüngeren Pleistozän³⁾ abgetragen und ausgeräumt worden. Daß die Erosion hierbei jedoch weniger flächenhaft, sondern vielmehr linear wirksam war, beweisen die Vorkommen von Zechstein in dem Hauptsolschacht der Echterquelle, in der Neufassung der Rochusquelle, in der im Jahre 1958 niedergebrachten Probebohrung und in der Kernbohrung KB 6.

Im Liegenden des Zechsteins ist in allen Bohrungen der schwarz-weiß gesprenkelte Diorit des südlichen Vorspessarts angetroffen worden. Dieser bildete auch hier bereits die voroberpermische Landoberfläche und ist deshalb mehr oder weniger tiefgründig verwittert und zersetzt (grauer bis rotbrauner Dioritzersatz in den Schichtenverzeichnissen mit Mächtigkeiten von 0,25 bis 1,55 m). Hierbei sind die Feldspäte kaolinisiert und die Biotite gebleicht worden. Das kristalline Grundgebirge besaß somit bereits vor der saxonischen Bruchtektonik ein flachwellig gegliedertes Relief mit einer — bezogen auf das heutige NN — verschiedenen Höhenlage.

Mit zunehmender Teufe wird der Diorit kernfrischer. Er setzt sich aus bläulichweißem Plagioklas (An_{20-40}) (3—8 mm), aus schwarzglänzendem Biotit (1—2 mm) und aus schwarzgrüner Hornblende (1—3 mm) zusammen, während fettiggrauer Quarz zurücktritt.

Die plagioklasmetablastische Entstehung des Diorits aus einem paragenmetamorphen Altbestand (M. OKRUSCH 1963) ist auch hier offensichtlich. In den Bohrkernen (vgl. die Schichtenverzeichnisse S. 99) sind nämlich recht zahlreich parallelorientierte, auffallend dunkle (basische), linsen- bis flach-scheibenförmige Schollen und Schlieren von feinkörnigem Biotit-Amphibolit und von hellgrauem, mittelkörnigem Biotit-Hornblende-Plagioklas-Schiefer bis -Gneis eingeschaltet. Diese erscheinen durch Einsprossungen von Plagioklas vom Rand her aufgelockert. Dabei ist der Diorit bereichsweise plutonartig homogen, bereichsweise schlierig inhomogen ausgebildet. Er wird zudem von hellrötlich gefärbten, teils aplitoiden Schlieren aus Plagioklas und Kalifeldspat durchzogen.

Die Schieferung des Diorits fällt nach den an den Bohrkernen vorgenommenen Messungen mit 42° gegen Norden ein. Im Bereich der das Sodener Tal in SO—NW-Richtung querenden herzynischen Verwerfungen ist der Diorit auch innerhalb der Bohrungen stärker mylonitisiert (vgl. die Bohrprofile KB 4, KB 5, KB 6 und KB 7). In diesen Mylonitzonen treten Hartmylonite, Brekzien und Kakirite auf, die in einer rötlichbraunen oder grünlichen Zwischenmasse noch gut erkennbare Feldspatreste oder Fragmente des Diorits enthalten. Der Plagioklas erscheint hier rötlich verfärbt, die Hornblenden und Biotite in grünlichbraunen Chlorit umgewandelt. Sekundär hat sich reichlich brauner

³⁾ 0,50 m mächtige, graue bis dunkelgraue, vermutlich mittelpleistozäne Tone sind in der Kernbohrung KB 2 auf der Talschulter erbohrt worden.



Fig.7. Größerer Typ von Schleifmarken (drag marks, groove casts i. e. S.). Es bilden sich bereits kleine Auskolkungen des Liegenden, die eine Ermittlung der Strömungsrichtung möglich machen (hier von unten rechts nach oben links). Die zopfartigen Schleifmarken rechts oben gehen wahrscheinlich auf eine etwas turbulente Strömung zurück. Alter Grauwackebbruch Welitsch (Blatt Sonneberg), Größe des Stückes 27×22 cm, Foto K. Wehrle 1964.

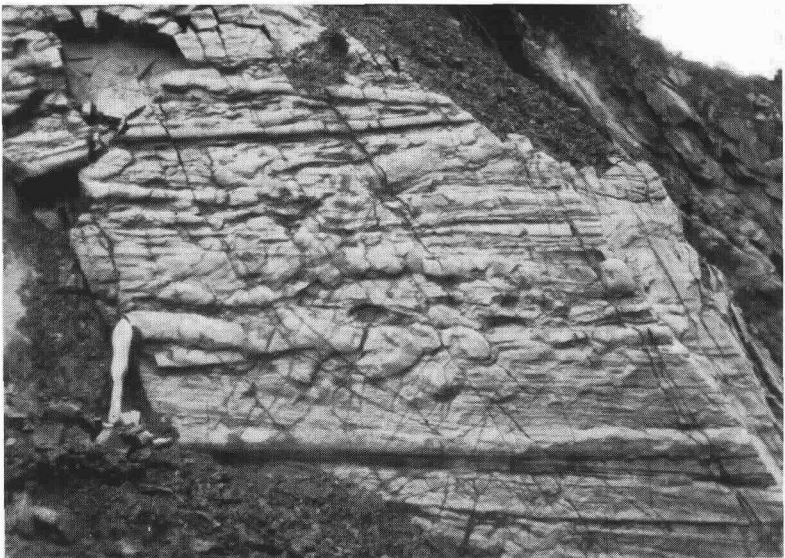


Fig.8. Schleifmarken (drag marks), teilweise durch späteres Einsinken unter dem Einfluß der Schwerkraft (loading) buckelig geworden, Unterfläche einer überkippt liegenden Grauwackebank, Gemeindesteinbruch Hesselbach (Blatt Teuschnitz R 75.75, H 76.33), abgebildete Bürste 29 cm lang, zuerst abgebildet bei C. SAMTLEBEN (1962 S. 26), Foto G. v. Horstig 1963.

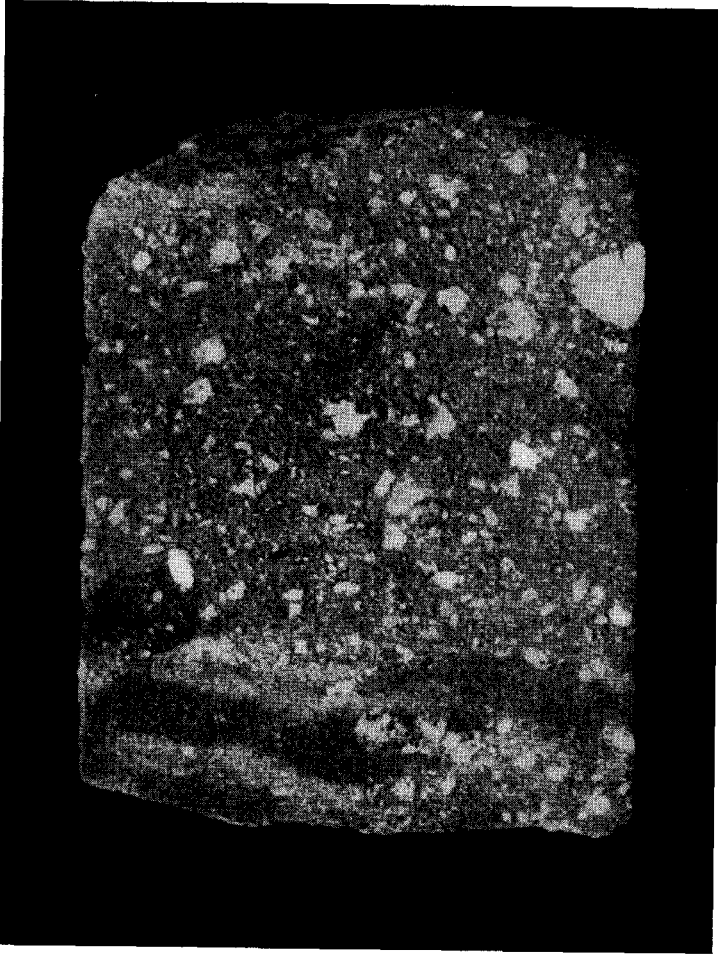


Abb. 2. Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat) aus der Kernbohrung KB 2, Teufe 19,30 bis 19,40 m von Bad Sodenthal mit eckigen bis wenig kantengerundeten Feldspäten und Quarzen in einer fein- bis mittelsandigen, kalkig-dolomitisch gebundenen Zwischenmasse.

Limonit ausgeschieden. Parallel zu den mit etwa 160° streichenden Hauptverwerfungen treten im Diorit Nebenverwerfungen und Kluftscharen auf, die mit 75° gegen WSW einfallen. Außerdem finden sich mit 40° bzw. 80° streichende Klüfte, die saiger stehen.

Die Grundgebirgsbrekzie

Die Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat) überlagert den steil aufgerichteten Diorit diskordant. In einer bisweilen undeutlich geschichteten, hellgelbgrauen bis hellgelbbraunen, mitunter auch hellblaugrauen bis hellgraugrünen oder durch feinverteiltes Eisenhydroxyd fleckig-hellbraun gefärbten, fein- bis mittelsandigen und kalkig-dolomitisch gebundenen Zwischenmasse, die aus den Komponenten des kristallinen Grundgebirges besteht und partienweise porig entwickelt ist, liegen gleichsam regellos verteilt (vgl. Abb. 2) eckige bis gering kantengerundete,



Fig. 9. Unterfläche einer Grauwackeplatte mit schwacher Strömungsstreifung (parting lineation) (in Richtung des 20 cm langen Lineals), aus der sich plötzlich 2 Strömungswülste (flute casts) erheben, Strömung von links unten nach rechts oben, Steinbruch Oertel, Welitsch (Blatt Sonneberg), Foto G. v. Horstig 1964.



Fig. 10. Strömungswülste (flute casts) an der Unterfläche einer Lage von Nereitenquarzit (Unter- bis Mitteldevon), nordöstlich Langenbach (Blatt Nordhalben R 41.89, H 82.33), Strömungsrichtung von unten nach oben, Breite des Stückes 15 cm, Foto K. Wehrle 1964.

kaolinisierte, zersetzte und weißgebleichte oder zartrötlich gefärbte Feldspäte (Plagioklase und Kalifeldspäte) mit Korngrößen von < 1 mm bis > 10 mm ϕ , die der Grundgebirgsbrekzie ein weißgesprenkeltes Aussehen verleihen. Quarz tritt — teils mit Plagioklas oder Kalifeldspat verwachsen, teils in gerundeten, fettiggrauen Körnern von 1—3 mm ϕ — gegenüber dem Feldspatanteil erheblich zurück. An dunklen Gemengteilen findet sich vereinzelt Hornblende, gebleichter Biotit und Erz.

Die Mächtigkeit dieses schlecht sortierten Sediments schwankt zwischen 0,15 und 1,80 m.

Eine Flaserschichtung des Gesteins wird durch die gelegentliche Einschaltung von bis zu 4 cm langen und über 1 cm dicken Feinsandlinsen hervorgerufen. Diese sind frei von gröberem Kornbeimengungen und durch Imprägnation mit Eisenhydroxyd hellbraun gefärbt. Eine undeutliche Schrägschichtung wird mitunter durch die lagige Anordnung von Feldspäten angedeutet. Diese spricht für eine mehrfache Umlagerung des Sediments, das aus dem in der Präzechsteinzeit verwitterten und z. T. bereits aufbereiteten kristallinen Grundgebirge hervorgegangen ist.

Der Zechsteindolomit

Der im mittleren und nördlichen Vorspessart im Hangenden der Grundgebirgsbrekzie weiter verbreitete, dort 0,25—1,80 m mächtige *Kupferletten* ist in den vorliegenden Kernbohrungen nicht angetroffen worden. Da er im Sodener Tal auch in den Tagesaufschlüssen nicht zu beobachten war, ist anzunehmen, daß er in diesem Raum nicht zur Ablagerung gelangte (?Schwellenfazies).

Über der Grundgebirgsbrekzie folgt hier ziemlich unvermittelt der Zechsteindolomit⁴⁾. Dieses — je nach seinem Eisengehalt — hellgelblichgrau bis gelbbraun gefärbte, feinkörnige, kalkig-dolomitische Karbonatgestein ist als Kalkarenit überwiegend löcherig-kavernös (vgl. Abb. 3) bzw. luckig-porig, mitunter aber auch zellig (rauwackenähnlich) ausgebildet. Nur untergeordnet sind 0,25 m mächtige Lagen von massigem und dichtem Kalkpelit zwischengeschaltet⁵⁾. Die im Zechsteindolomit zahlreich vorhandenen Hohlräume sind mit kleinsten Calcit- und Dolomitmikrokristallen sowie mit Brauneisentapeten ausgekleidet. Daneben ist das Gestein partienweise auch schwach dolomitsandig entwickelt. Die sonst im Vorspessart an seiner Basis zu beobachtende, dünnplattige und oft bituminöse Ausbildung fehlt hier ebenfalls. Der panidiomorph-körnige Zechsteindolomit liegt überwiegend als fein- bis feinkörniger Kalkarenit vor und zeigt u. d. M.⁶⁾ meist unverzwilligte, mehr oder weniger rundliche, hellgraue bis farblose Karbonatkörner mit 0,20—0,50 mm ϕ . Partienweise wird er von mitunter langprismatischen, farblosen und gegeneinander absetzenden Calcitmikrokristallen mehr oder weniger schichtungsgleich parallel durchschwärmt, partienweise ist er von zahl-

⁴⁾ In den Tagesaufschlüssen im Sodener Tal führt der Zechsteinkalk noch 2,00 m über der Zechsteinbasis kleine Fragmente des kristallinen Grundgebirges (Diorit, Aplodiorit, Aplitgranit), die im 22,20% betragenden Lösungsrückstand enthalten sind.

⁵⁾ Das Verhältnis des löcherig-kavernösen Kalkarenits zu dem massig-dichten Kalkpelit liegt in der Kernbohrung KB 2 bei 33 : 1.

⁶⁾ u. d. M. = unter dem Mikroskop.

Tafel 6

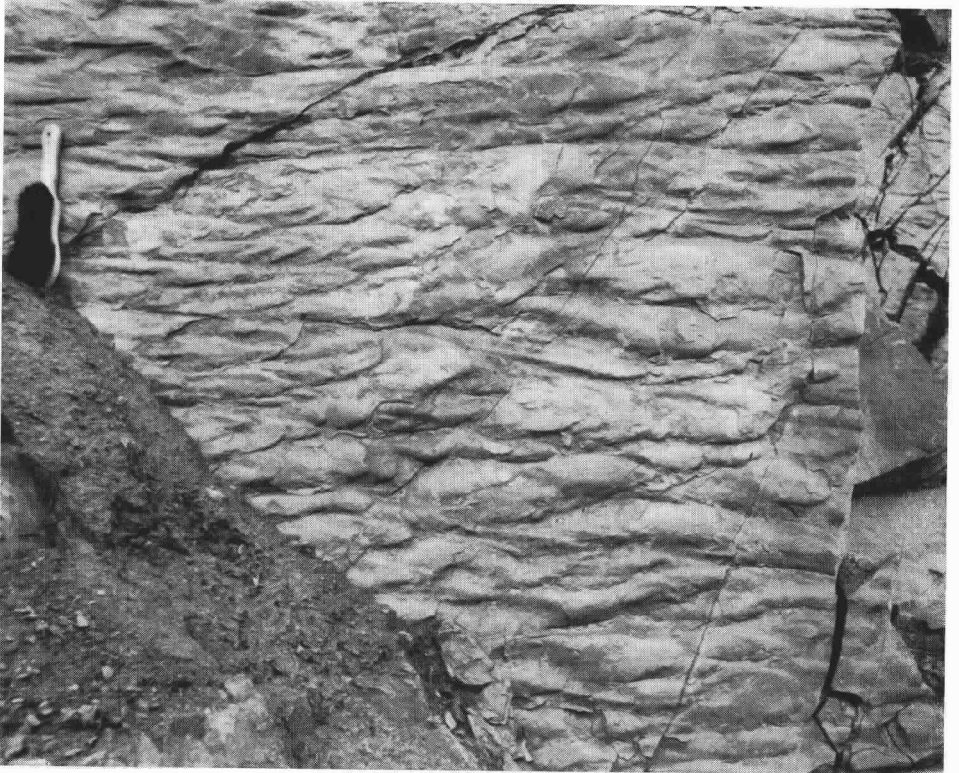


Fig. 11. Dicht gescharte Strömungswülste (flute casts) auf der überkippt liegenden Unterflache einer Grauwackebank, Strömungsrichtung von rechts nach links, Länge der Bürste im Bild 29 cm, Gemeindesteinbruch Hesselbach (Blatt Teuschnitz R 75.75, H 76.33), Foto G. v. Horstig 1963.

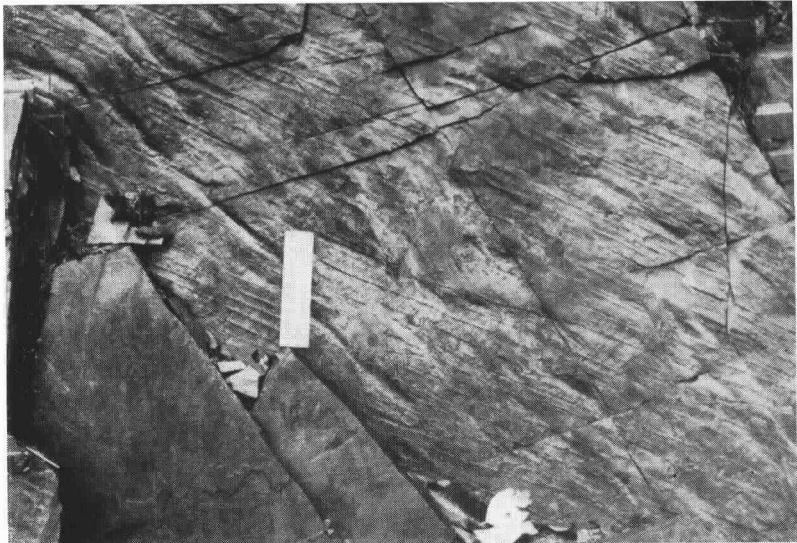


Fig. 12. Schnittkante der Schubklüftung mit der Schichtung und kleine Kolkmarken (flute casts) im Bordenschiefer, Aufschluß nö. Neuer Teich bei Nordhalben (Blatt Teuschnitz R 63.95, H 80.57), Foto G. v. Horstig 1964.

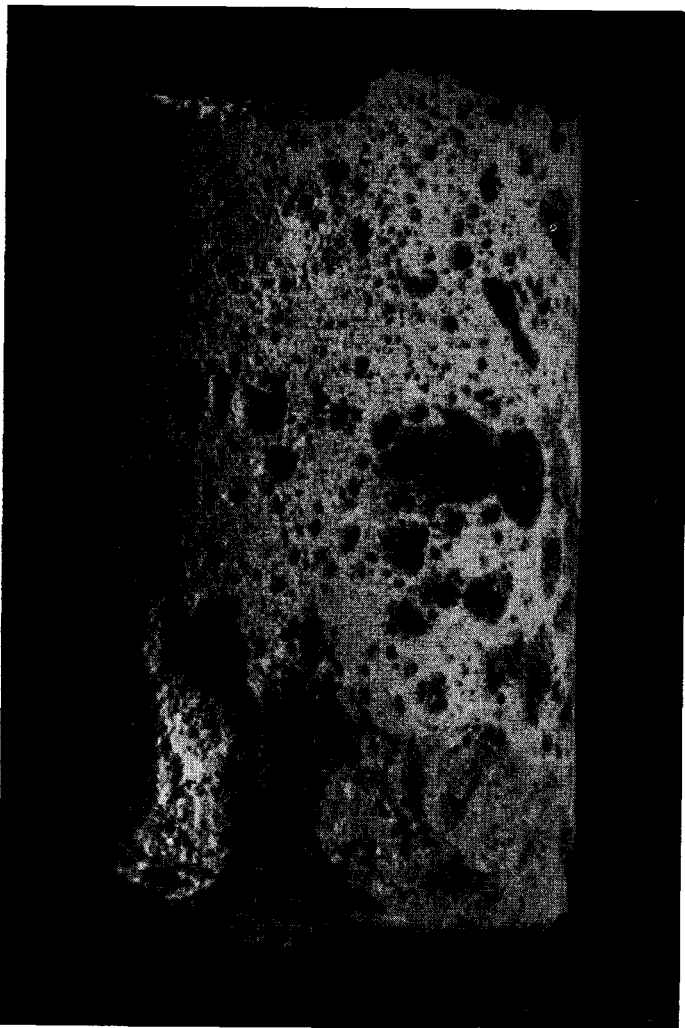


Abb. 3. Kalkarenit in löcherig-kavernöser Ausbildung aus der Kernbohrung KB 2, Teufe 13,09 bis 13,21 m von Bad Sodenthal.

losen 0,05—0,25 mm weiten Poren durchlöchert, deren Wände mit dünnsten Brauneisentapeten ausgekleidet sind. Die Wände von größeren Kavernen sind mit neugebildeten bis 0,25 mm großen Karbonatkristallen besetzt, die in idiomorphen Rhomboedern in die Hohlräume hineinragen. Vereinzelt liegen in dem spätigen Grundgewebe bis 0,50 mm große, gekammerte, planspirale rotalide Foraminiferen.

Bei der massigen und dichten Gesteinsvariante, die dem Zechsteindolomit nur untergeordnet eingeschaltet ist, handelt es sich um einen ausgesprochen feinkörnigen bis dichten Kalkpelit. Die in ihm vereinzelt vorhandenen Hohlräume wurden offenbar bereits frühdiagenetisch mit hellen, farblosen, 0,25—0,37 mm großen Calcitkristallen vollkommen erfüllt. Sekundäre Kavernen sind hier nur ganz vereinzelt und dann meist nur in dem dichten Kalkpelit angelegt worden.

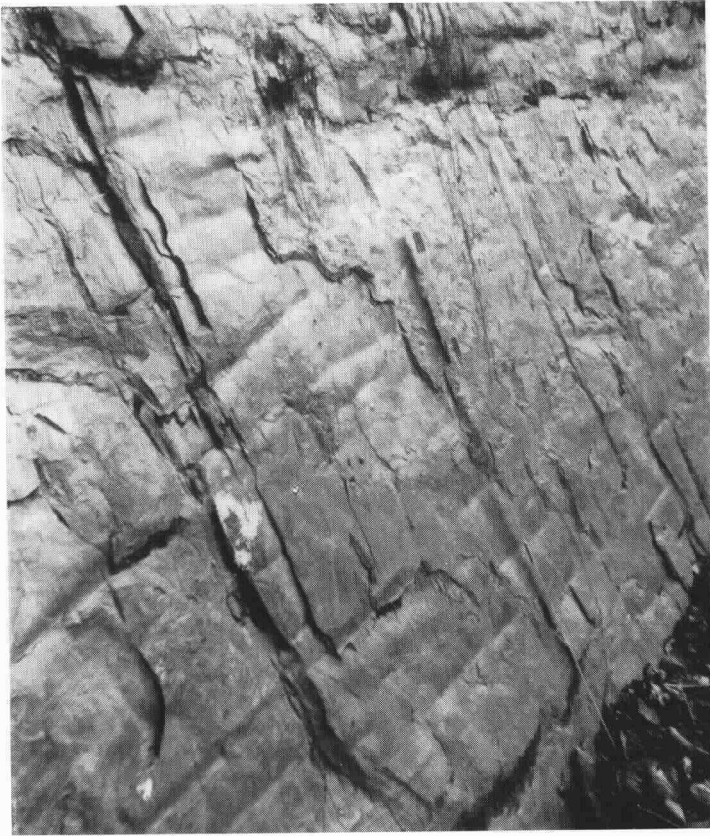


Fig. 13. Weitwellige Striung mit Breitsätteln und Spitzmulden in unterkarbonischem Bordenschiefer, Meterstab in der Bildmitte 1 m lang, Aufschluß nö. vom Neuen Teich bei Nordhalben (Blatt Teuschnitz R 63.95, H 80.57), Foto G. v. Horstig 1961.



Fig. 14. Flache Kleinfalten in Bordenschiefern, achsenparallel der weitwelligen Striung, Lineal 20 cm lang, Aufschluß nö. vom Neuen Teich bei Nordhalben (Blatt Teuschnitz R 63.95, H 80.57), Foto G. v. Horstig 1964.

Auch ihre Wände sind mit Karbonatkristallen besetzt, zwischen ihnen finden sich feinste, braunschwarze Mangandendriten als Lösungsabsätze.

Im Lösungsrückstand des dichten Kalkpelits, der bis zu 70,59% ausmachen kann, findet sich außer einem erheblichen Tonanteil Quarz, Glimmer, Chlorit und Erz neben organischer Substanz (?Pollen und Sporen).

Der Dünnschliffbefund ergab somit, daß nur der kalkarenitische Zechsteindolomit auf Grund seiner etwas gröberkörnigeren und rein karbonatischen Zusammensetzung für die Ausbildung einer löcherig-kavernösen bis luckig-porigen oder zelligen Struktur geeignet war (vgl. auch S. 93), während der untergeordnet auftretende, durchweg feinkörnige bis dichte Kalkpelit massig erscheint.

Die Mächtigkeit des Zechsteindolomits in den Kernbohrungen von Bad Sodenthal liegt zwischen 6,50 und 8,30 m und erreicht somit höhere Werte als sie bisher im Sodener Tal bekannt waren.

Eine Bestimmung der Ca-Mg-Gehalte an je einer Probe eines zelligen bzw. löcherig-kavernösen Kalkarenits und an je einer Probe eines massig-dichten Kalkpelits aus den Kernbohrungen KB 2 und KB 7 sowie an einer Probe eines Zechsteinkalks aus dem Aufschluß R 15.90; H 32.90 in Soden hat in dankenswerter Weise Herr Dipl.-Chem. Dr. A. WILD (Bayer. Geol. Landesamt) ausgeführt (vgl. Tabelle 1).

Tabelle 1

Probe	Gestein	Kernbohrung Aufschluß	Teufe	Ca CaCO ₃	Mg MgCO ₃	Verhältnis Ca : Mg	Verhältnis Mg : Ca
1	Kalkarenit	KB 2	14,08 m	37,03 92,50	1,88 6,53	1 : 0,08	1 : 11,93
2	Kalkpelit	KB 2	15,60 m	6,92 17,27	3,16 10,96	1 : 0,75	1 : 1,33
3	Kalkarenit	KB 7	13,10 m	36,71 91,66	1,96 6,79	1 : 0,088	1 : 11,3
4	Kalkpelit	KB 7	16,15 m	35,51 88,67	1,32 4,58	1 : 0,061	1 : 16,3
5	Zechsteinkalk	Aufschluß R 15.90 H 32.90	—	29,99 74,88	0,11 0,40	1 : 0,006	1 : 154,3

Vergleicht man die Projektionspunkte der auf CaCO₃ und MgCO₃ umgerechneten und gleich 100 gesetzten Ca- und Mg-Werte der untersuchten Kernproben (1, 3 und 4 ⊙) und der Aufschlußprobe 5 (⊙) mit den Projektionspunkten der CaCO₃- und MgCO₃-Werte von Zechsteindolomiten aus dem mittleren und nördlichen Vorspessart (× × ×) (C. WEIDMANN 1929, Abb. 7), so ergibt sich (vgl. Abb. 4), daß die entsprechenden Gesteine des südlichen Vorspessarts die niedrigsten MgCO₃-Werte bei höchsten CaCO₃-Gehalten besitzen. Der Zechsteindolomit aus den Kernbohrungen von Bad Sodenthal wäre daher genauer als *dolomitischer Kalkstein*⁷⁾ zu bezeichnen. Demgegenüber rücken die Projektionspunkte der nur vereinzelt schwach tonigen, meist kalk-

⁷⁾ Schwellenfazies.

Tafel 8



Fig. 15. Das Nordende des Aufschlusses am Neuen Teich bei Nordhalben. Links auf einer Schichtfläche von Bordenschiefer Rutschwülste, angeordnet in einem nach oben offenen Bogen, in der Mitte die mit schwach ausgebildeten Belastungsmarken bedeckte Oberfläche der Siltsteinschicht, rechts eine dünne Bordenschieferschicht mit weitwelliger Striemung, Lineal in der Bildmitte 20 cm lang, Foto G. v. Horstig 1964.



Fig. 16. Ausschnitt aus Abb. 15. Oben eine bogenförmig verlaufende Schar von teilweise unterbrochenen Rutschwülsten mit parallel dazu verlaufenden Spalten, unten sich überkreuzende Wülste und Spalten, rechts die 7 cm starke Siltsteinlage mit schwach buckeliger Oberfläche, deren Form auf Belastungsmarken (load casts) zurückgeht, Lineal 20 cm lang, Foto G. v. Horstig 1964.

haltigen Zechsteindolomite des mittleren und nördlichen Vorspessarts näher an den des Normaldolomits (●) heran. Die Dolomite von dort zeigen ein wechselndes Verhältnis von $\text{CaO}:\text{MgO}$, wobei in Molekularprozenten ausgedrückt, CaO stets überwiegt.

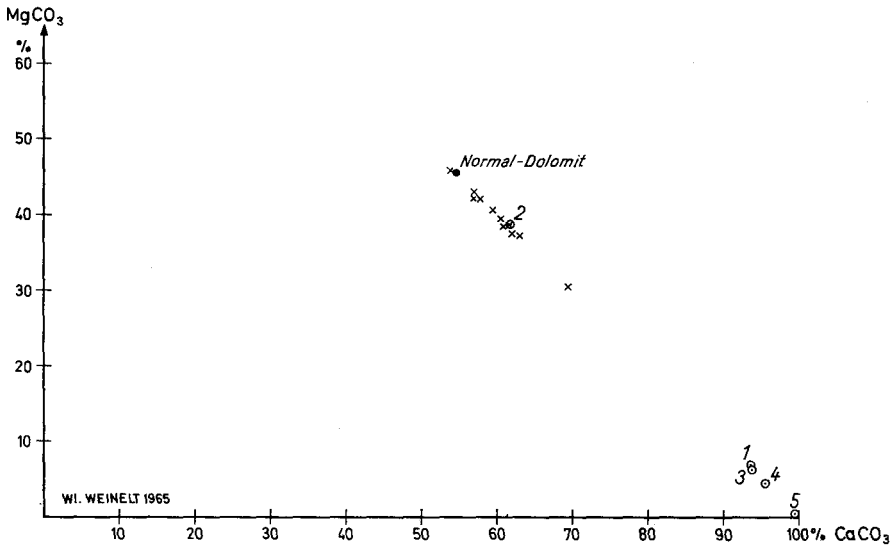


Abb. 4. Vergleich des CaCO_3 - MgCO_3 -Verhältnisses des Kalkarenits (Probe \odot 1, \odot 3) und des Kalkpelits (Probe \odot 2, \odot 4) aus den Kernbohrungen KB 2 und KB 7 von Bad Sodenthal mit dem des Zechsteinkalkes aus dem Aufschluß R 15.90; H 32.90 von Soden (\odot 5) und solchen von Zechsteindolomiten ($\times\times\times$) aus dem mittleren und nördlichen Vorspessart.

- 1 Kalkarenit, kavernös, KB 2, Teufe 14,10 m
- 2 Kalkpelit, massig, KB 2, Teufe 15,60 m
- 3 Kalkarenit, kavernös, KB 7, Teufe 13,70 m
- 4 Kalkpelit, massig, KB 7, Teufe 16,15 m
- 5 Zechsteinkalk aus dem Baugrundaufschluß R 15.90; H 32.90.

Das Verhältnis von $\text{Ca}:\text{Mg}$ (und umgekehrt) zeigt z. B. für die untersuchten Kernproben der Bohrung KB 7, daß der löcherig-kavernöse Kalkarenit nur geringfügig Mg -reicher, der massig-dichte Kalkpelit dagegen nur geringfügig Mg -ärmer entwickelt ist. Der Kalkpelit aus der Kernbohrung 2 (Probe 2 \odot) weist dagegen mit 3,16% einen höheren Mg -Gehalt auf. Mit seinem Lösungsrückstand von 70,59% und seinem erheblichen Tonanteil entspricht er nach der Klassifikation von L. B. RUCHIN (1958, S. 113) einem dolomitisch-tonigen Mergel. Er rückt deshalb aus dem Feld der untersuchten Gesteine von Bad Sodenthal deutlich heraus (vgl. Abb. 4). Aus dem chemisch-quantitativen Befund allein läßt sich somit kein Nachweis für die bevorzugt löcherig-kavernöse Ausbildung des Kalkarenits (vgl. Abb. 3) erbringen, die offenbar rezent bis subrezent und infolge Auslaugung im Bereich des Grundwassers entstanden ist.

Im Bereich der das Sodener Tal (vgl. die geologische Karte, Blatt Nr. 6021 Haibach und Abb. 1) in SO—NW-Richtung querenden, herzynischen Verwerfungen ist der Zechsteindolomit (vgl. das Schichtenverzeichnis der Kernbohrung KB 8, Teufe 8,90—10,75 m) gelegentlich durch Schwerspat vererzt.

Azsendente bariumführende Hydrothermen haben die tiefreichenden Verwerfungen als Aufstiegsbahnen benutzt. Grobspätiger, weißer Baryt tritt hier nach metasomatischer Verdrängung des Kalkarenits sowohl in einzelnen Nestern als auch in bis zu 4 cm mächtigen, diskordant aufsetzenden Schwerspätgängen und saigeren Trümchen im Zechsteindolomit auf.

Mit diesen hydrothermalen Barytgängen aufs engste verknüpfte, metasomatische (Eisen-)Mangan-Erzbildungen (Wl. WEINELT 1965), wie sie in den Zechsteindolomitaufschlüssen des mittleren Vorspessarts zu finden sind, wurden in den Bohrungen nicht angetroffen.

Wie aus den Aufschlüssen des mittleren Vorspessarts ersichtlich ist (Wl. WEINELT 1965), unterlag der vermutlich während der Zeit des Zechstein 1 (Werra-Serie der salinaren Beckenfazies) zum Absatz gelangte Zechsteindolomit während der nachfolgenden Zeit des Zechstein 2 (Staßfurt-Serie der salinaren Beckenfazies) einer intensiven Verwitterung, Verkarstung (Paläokarstbildung) und teilweisen Abtragung sowie einer damit verbundenen Mächtigkeitsreduktion. In den gleichen Zeitraum fällt unter den Bedingungen eines semiariden Klimas offenbar auch die Entstehung der Eisen-Mangan-Verwitterungserze, über deren Genese H. UDLUFT (1923) ausführlich berichtet hat.

Solche Bildungen von Eisen-Mangan-Verwitterungserzen sind in dem Hangenteil des Zechsteindolomits in fast allen Bohrungen in verschiedener Mächtigkeit angetroffen worden (vgl. die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen und die Beilage). Als Anzeichen für eine Verkarstung sind zudem auch Schlotten und Taschen, die mit rotbraunem Residualton erfüllt waren, in den Kernbohrungen KB 2, Teufe 12,00 m und KB 6, Teufe 7,40 m durchörtert worden. Der Residualton in diesen Schlotten und Taschen ist ungemein reich an kleinsten braunschwarzen Manganerz- sowie rostbraunen Brauneisenerzbröckchen und an mikroskopisch kleinen, idiomorphen, dipyramidalen Quarzkriställchen (in der Fraktion $> 0,06$ mm ϕ), bei denen es sich offenbar um authigene Neubildungen von Quarz vor der Umlagerung dieser Tone handelt (Wl. WEINELT 1965).

Der Zechsteinton

Für die Ablagerung des Zechsteintons, der im Hangenden des bereits verkarsteten Zechsteindolomits transgressiv übergreift, wird auf Grund regionaler paläogeographischer Überlegungen auch außerhalb des Spessarts (E. BACKHAUS 1961) ein jüngerer Alter, nämlich die Zeit der ausgehenden Leine-Serie (Zechstein 3) und der folgenden Aller-Serie (Zechstein 4) angenommen. In einigen Kernbohrungen konnte der Zechsteinton von dem Ton- und Schluffstein des hangenden Bröckelschiefers (Unterer Buntsandstein) abgetrennt werden. Seine Mächtigkeit betrug in der Kernbohrung KB 5 einen Meter. Es handelt sich um einen hellrotbraunen bis weinroten, z. T. violettstichigen, vereinzelt auch grauweißen Ton mit grau-grünen, mitunter auch bläulich gefärbten karbonatischen Lagen. Bisweilen enthält er kleine Linsen von gelbbraunem, schluffigem Feinsand oder ist durch Manganmulm und rotbraune Brauneisenerzbröckchen braunschwarz bis schwarz gefärbt. Mikrofossilien konnten darin bislang nicht nachgewiesen werden.

Der Bröckelschiefer

Im Hangenden des Zechsteins folgen in den Kernbohrungen KB 2, KB 5, KB 6, KB 7 und KB 8 noch bis 7 m mächtige gelbbraune bis rotbraune oder weinrote Tonsteine und Schluffsteine der Tonstein-Folge des Bröckelschiefers (WI. WEINELT 1962). Bisweilen führen sie noch dolomitsandige Einschaltungen oder zeigen kugelförmige hellgrüne, feinsandige Entfärbungshöfe um Pyrit oder organische Kerne. In der Kernbohrung KB 8 sind den Tonsteinen bereits grau-grüne, schluffige Feinsandsteinlagen eingeschaltet, wie sie in der hangenden Ton-Sandstein-Folge des Bröckelschiefers vorkommen (WI. WEINELT 1962).

Mitunter läßt der Bröckelschiefer in seinem oberen Teil bereits eine solifluktuive Umlagerung erkennen, worauf auch die in ihm auftretenden Fragmente feinkörnigen, eingekieselten Unteren Buntsandsteins hinweisen. Eine wechselnd zusammengesetzte und unterschiedlich mächtige Quartärfolge schließt die gesamte Schichtenreihe nach oben ab.

Verwerfungen

Die niedergebrachten Bohrungen bestätigen ferner die schon früher in diesem Gebiet nachgewiesenen Verwerfungen und die hierfür ermittelten Sprunghöhen.

Die Berechnung der Verwerfungsbeträge ist hierbei auf die Zechstein/Bröckelschiefer-Grenze bezogen worden, wobei für den betrachteten Kleinbereich eine annähernd gleichgroße Mächtigkeitsreduktion während des Zechstein 2 angenommen wird.

An der östlich des Bades Sodenthal mit etwa 160° in SO—NW-Richtung verlaufenden Verwerfung (vgl. Abb. 1) ist der an dem nördlichen Talhang anstehende und inzwischen auch am südlichen Talhang nachgewiesene Zechsteindolomit (vgl. S. 90 und Abb. 1) um 35 m unter die Talsohle (Kernbohrung KB 2) verworfen worden (vgl. WI. WEINELT 1962). In streichender Verlängerung gegen Nordwesten schneidet diese Störung auch den Granodiorit am Ameisen-Brunnen und den Diorit westlich des Stengerts ab (vgl. hierzu auch die geologische Karte, Blatt Nr. 6021 Haibach).

Zwischen den Kernbohrungen KB 2 und KB 6 ergibt sich jedoch noch eine weitere Absenkung um 11 m. Der Westteil der unter die Talsohle verworfenen Scholle ist demnach gegenüber ihrem östlichen Teil an mindestens drei — ebenfalls herzynisch streichenden — Kleinverwerfungen mit geringeren Sprunghöhen abgesunken, deren mittlere im Bereich der Echterquelle in SO—NW-Richtung hindurchstreicht (vgl. Abb. 1).

In der im Jahre 1928 abgestoßenen Tiefbohrung von Großwallstadt (Blatt Nr. 6120 Obernburg) ist bei 265 m Teufe 26 m mächtiger Zechstein und darunter 163 m mächtiges Rotliegendes angetroffen worden. Der Zechstein ist hier gegenüber dem westlichsten, 10,10 m mächtigen Zechsteinvorkommen (Kernbohrung KB 6) von Bad Sodenthal (Blatt 6021 Haibach) an weiteren, annähernd parallel streichenden, herzynischen (SO—NW) Verwerfungen um 290 m grabenartig abgesunken. Bezogen auf den Top des kristallinen Grundgebirges beträgt der Absenkungsbetrag zwischen Großwallstadt und Bad Sodenthal 470 m (WI. WEINELT 1964b). Der dabei auftretende Mehrbetrag der Absenkung wird durch die bei Großwallstadt angetroffenen Rotliegendensedimente annähernd kompensiert. Es zeichnet sich hier somit paläogeographisch bereits der die

Spessart-Schwelle im Süden begleitende, randliche Saum des Saale-Troges ab. Dieser wird auch durch eine weiter gegen Nordosten gelegene, im Jahre 1964 bei Lichtenau (Blatt Nr. 6022 Rothenbuch) bis zu 173 m abgeteufte Bohrung mit über 53 m mächtigem Rotliegendem (teilweise kalkig entwickeltes fossilführendes marines Rotliegendes) belegt.

Auf die Bedeutung der weiter oben genannten Verwerfungen als Wanderwege für kochsalzführende Wässer im Untergrund ist bereits früher (Wl. WEINELT 1962) hingewiesen worden. Über die hydrogeologisch bedeutsame Funktion des untertage löcherig-kavernös ausgebildeten Zechsteindolomits (vgl. Abb. 3) wird von anderer Seite und an anderer Stelle berichtet werden.

Schichtenverzeichnisse der Kernbohrungen 1—8

Kernbohrung KB 1:

Lage: R 14.63; H 31.68

Ansatzpunkt: + 155,660 m NN

Ruhewasserspiegel: — 1,10 m unter Gelände

	— 0,30 m	Auelehm, durchwurzelt, humos
	— 3,70 m	Auelehm, wechselnd braun bis rot
	— 4,60 m	Sand, rotbraun, stärker anlehmig bis Lehm, stark sandig
q	— 6,60 m	Lehm, hellbraun bis grau, schluffig, leicht sandig
	— 8,20 m	Mittel- bis Grobsand mit Grobkies (bis 10 cm Φ) wechselnd, rotbraun, aus Fragmenten von Buntsandstein und kristallinem Grundgebirge
	— 10,60 m	Lehm, braun bis graubraun, schluffig, im hangenden Teil stärker feinsandig
	— 13,40 m	Sand, rotbraun, leicht anlehmig mit Geröllen
<hr/>		
	— 14,50 m	Dioritzersatz, umgelagert
D	— 15,50 m	Dioritzersatz, nicht umgelagert
	— 25,00 m	Diorit, frisch
	18,50—18,80 m	Diorit, angewittert
	22,40—22,60 m	Diorit, gestört mit Zersatz.

Kernbohrung KB 2:

Lage: R 14.61; H 31.55

Ansatzpunkt: + 166,442 m NN

Ruhewasserspiegel: — 12,55 m unter Gelände

	— 0,35 m	Hanglehm, graubraun, schluffig, durchwurzelt, humos
	— 1,00 m	Hanglehm, hellrotbraun, tonig-sandig
	— 4,40 m	Hanglehm, rotbraun bis hellrotbraun, sandig-lehmig, mit größeren Wanderschuttfragmenten von Buntsandstein
q	— 4,90 m	Lehm, gelbbraun, schluffig
	— 5,00 m	Wanderschutt mit Fragmenten von Buntsandstein
	— 5,40 m	Lehm, rotbraun, schluffig, partienweise stärker sandig
	— 7,00 m	Wanderschutt, hellrotbraun bis gelbbraun, sandig, teils lehmig mit Fragmenten von Buntsandstein
	— 8,30 m	Lehm, gelb, schluffig, partienweise sandig
	— 8,80 m	Ton, grau bis dunkelgrau

su B, t — 11,10 m Bröckelschiefer, Tonstein mit Grundgebirgsfragmenten (umgelagert)

z (3) + 4, t Zechsteinton nicht abtrennbar

	—11,70 m	Zechsteindolomit, gelbbraun, brockig
	—12,00 m	Vererzungshorizont mit Eisen-Manganverwitterungserzen des Zechsteins und Residualton (vermutlich aus Karstschlotte)
z 1, d	—13,00 m	Zechsteindolomit graublau bis schwarz, löcherig-kavernös, zellig bis luckig-porig, manganvererzt
	—18,80 m	Zechsteindolomit, gelbbraun bis blaugrau, kavernös, zellig bis luckig-porig, in den Kavernen gelb, eisenschüssig verwittert oder ausgelaugt, von 17,45—18,90 m nicht kernfähig
<hr/>		
z 1, c	—19,75 m	Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat)
	—20,40 m	Dioritzersatz 0,90 m Kernverlust
D	—25,90 m	Diorit, zunächst mehr oder weniger stark verwittert, nach der Tiefe frischer.

Kernbohrung KB 3:

Lage: R 14.58; H 31.61

Ansatzpunkt: + 155,243 m NN

Ruhewasserspiegel: — 1,70 m unter Gelände

	— 0,50 m	Auelemm, mittelbraun, durchwurzelt, humos
	— 0,90 m	Auelemm, dunkelbraun, schwach feinsandig
	— 2,00 m	Auelemm, mittel- bis dunkelbraun
q	— 2,40 m	Schwemmlöß, hellgelb, schluffig
	— 2,90 m	Sand, hellrotbraun, fein- bis mittelkörnig, gegen das Hangende etwas anlehmig, mit vereinzelt Buntsandsteinbrocken
	— 3,60 m	Sand, rotbraun bis violettstichig, fein- bis mittelkörnig, stark anlehmig
<hr/>		
		Vererzungshorizont mit Eisen-Manganverwitterungserzen des Zechsteins, schwarz, noch vereinzelt Buntsandsteinbrocken (Nachfall?)
z 1, d	— 4,80 m	Zechsteindolomit, brockig, in schwarzbrauner, lehmiger Zwischenmasse
	— 5,60 m	Zechsteindolomit, brockig, in gelbbrauner, toniger Zwischenmasse
	— 6,40 m	Zechsteindolomit, brockig, in graubrauner, toniger Zwischenmasse, die bisweilen überwiegt
	— 8,00 m	Zechsteindolomit, brockig, in hellgraugelber, toniger Zwischenmasse
	—11,90 m	Zechsteindolomit, grau- bis gelbbraun, brockig mit tonigeren Anteilen wechselnd
<hr/>		
z 1, c	—13,70 m	Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat), graugelb bis gelbbraun, kalkig-dolomitisch gebunden
	—15,00 m	Dioritzersatz
D	—19,00 m	Diorit, mehr oder weniger stark verwittert
	—22,20 m	Diorit, nur partienweise stark verwittert.

Kernbohrung KB 4:

Lage: R 14.49; H 31.58

Ansatzpunkt: + 153,719 m NN

Ruhewasserspiegel: — 1,80 m unter Gelände

	— 0,15 m	Auelemm, mittelbraun, humos
	— 6,00 m	Auelemm, gelbbraun, tonig-schluffig, teilweise feinsandig 4,80—5,00 m mit Wanderschuttfragmenten von feinkörnigem Buntsandstein
q	— 8,10 m	Sand, rotbraun bis violettstichig, anlehmig, zum Liegenden hin hellfarbiger mit einzelnen Buntsandsteinbrocken (bis 7 cm ϕ) bei 7,75 m umgelagertes kristallines Grundgebirge (Diorit) 6,00—8,40 m etwa 0,40 m Kernverlust

	— 9,60 m	Dioritzersatz, Feldspäte gelblich zersetzt, Biotite noch deutlich erkennbar, tonige, bräunlichschwarze bis violettstichige Zwischenmasse
D	—10,60 m	Diorit, verwittert mit noch relativ gut erhaltener Struktur
	—12,00 m	Diorit, leicht verwittert
	—50,00 m	Diorit frisch
		bei 18,00 m Diorit, klüftig, unfrisch
		22,90—23,65 m Mylonitzone mit etwas Kernverlust.

Kernbohrung KB 5:

Lage: R 14.44; H 31.51

Ansatzpunkt: + 160,92 m NN

Ruhewasserspiegel: — 9,20 m unter Gelände

	— 0,20 m	Handlehm, graubraun, schluffig-sandig, durchwurzelt, humos
	— 0,70 m	Handlehm, dunkelgraubraun
	— 1,25 m	Handlehm, hellbraun, schluffig, stückig bis brockig
q	— 1,50 m	Handlehm, mittelbraun, schluffig-sandig
	— 2,00 m	Fließlehm, hellrot, schluffig-sandig mit Wanderschuttfragmenten von fein- bis mittelkörnigem, eingekieseltem Buntsandstein
<hr/>		
su B, t	— 6,00 m	Bröckelschiefer, Tonstein, Schluffstein, weinrot, teils feinsandig mit gelbbraunen, dolomitsandigen Einschaltungen
<hr/>		
z (3) + 4, t	— 7,00 m	Zechsteinton, weinrot bis violettstichig und braunschwarz durch Mangan mit gelbbraunen schluffig-sandigen Linsen
<hr/>		
	— 7,20 m	Vererzungshorizont mit Eisen-Manganverwitterungserzen des Zechsteins
	— 7,70 m	Zechsteindolomit, weiß bis hellblaugrau, brockig-plattig, zellig bis luckig-porig
z 1, d	— 8,00 m	Zwischenschicht, sandig-tonig mit Bröckchen von Zechsteindolomit
	—14,20 m	Zechsteindolomit, gelb- bis blaugrau, spätig, löcherig-kavernös, zellig bis luckig-porig, Kavernen mit gelbbraunem Eisenhydroxydelag (insbesondere 13,00—14,00 m) 12,80—13,00 m Kernverlust
<hr/>		
z 1, c	—15,40 m	Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat) aus Dioritmaterial, gelblich, kalkig-dolomitisch gebunden, aus reichlich vorhandenen gebleichten und zersetzten Feldspäten (bis 1 cm ϕ) und Quarzen
<hr/>		
	—15,85 m	Dioritzersatz, grau bis rotbraun
	—34,00 m	Diorit, sehr frisch
D		17,30—17,45 m Mylonitzone
		17,60—17,80 m Mylonitzone.

Kernbohrung KB 6:

Lage: R 14.30; H 31.52

Ansatzpunkt: + 150,940 m NN

Ruhewasserspiegel: — 0,75 m unter Gelände

	— 0,80 m	Auelehm, mittelbraun, durchwurzelt, humos
	— 1,60 m	Auelehm, schwarz, anmoorig
q	— 2,55 m	Fließlehm, dunkelbraun
	— 3,00 m	Fließlehm, hellbraun, stückig-brockig mit Wanderschuttfragmenten von feinkörnigem Buntsandstein

	— 5,20 m	Bröckelschiefer, rotbraun mit kleineren Bröckchen und größeren Brocken feinkörnigen, entfärbten und hellgebleichten Buntsandsteins (bei 4,40 m)
su B, t	— 6,30 m	Bröckelschiefer, Tonstein, Schluffstein, weinrot mit hellgrünen, sandigen Entfärbungshöfen
<hr/>		
z (3) + 4, t	— 6,50 m	Zechsteinton, violettstichig, z. T. durch Mangan schwarz gefärbt
	— 7,40 m	Zechsteindolomit, gelbbraun, z. T. noch von Ton (vermutlich aus Karst-schlotten) durchsetzt, mit kleinsten Fragmenten des kristallinen Grundgebirges (vermutlich aus orographisch höheren Gebirgsteilen)
z 1, d	— 7,80 m	Vererzungshorizont mit Eisen-Manganverwitterungserzen des Zechsteins, schwarzbraun, im Hangenden des Dolomits (bzw. in dessen oberem Teil)
	—10,00 m	Ton mit Zechsteindolomitbrocken, graubraun, spätig
	—13,15 m	Zechsteindolomit, hellblaugrau, spätig, löcherig-kavernös, zellig bis luckig-porig
<hr/>		
z 1, c	—13,30 m	Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat)
	—13,50 m	Dioritzersatz
	—13,70 m	Diorit, verwittert mit Calcitbestegen auf Klüften
	—14,50 m	Diorit, frisch
D	—20,50 m	Diorit, frisch bei 14,60 m Mylonitzone bei 17,00 m Mylonitzone
	—21,50 m	Diorit, verwittert bei 21,50 m Diorit, klüftig
	—25,00 m	Diorit, frisch 24,40—24,50 m Mylonitzone.

Kernbohrung KB 7:

Lage: R 14.40; H 31.51

Ansatzpunkt: + 157,553 m NN

Ruhewasserspiegel:

q	— 0,65 m	Hanglehm, hellgelb bis hellgelbgrau, schluffig
	— 1,75 m	Hanglehm, hell- bis mittelgelbbraun
<hr/>		
su B, t	— 8,80 m	Bröckelschiefer, Tonstein, Schluffstein, teilweise hellgelbbraun bis mittelgelbbraun oder rotbraun
<hr/>		
z 1, d	—16,30 m	Vererzungshorizont mit Eisen-Manganverwitterungserzen des Zechsteins Zechsteindolomit, blaugrau, teils eisenschüssig und dann mehr gelbbraun, teils spätig, vielfach zellig, löcherig-kavernös und luckig-porig, teils massig-bankig, dann partienweise weniger zellig und porig (11,70—12,20 m)
<hr/>		
z 1, c	—17,70 m	Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat) aus den Komponenten des kristallinen Grundgebirges
	—17,10 m	Grundgebirgsbrekzie, hellgelbbraun bis hellgelbgrau, eisenschüssig
	—17,70 m	Grundgebirgsbrekzie, hellgelbbraun bis hellgraublau
<hr/>		
	—19,00 m	Diorit, weiß und rotbraun gesprenkelt, etwas angewittert, nach der Tiefe zunehmend frischer bei 18,26 m Biotit-Plagioklas-Schiefer, fein- bis mittelkörnig, rotbraun, ± schieferungsparallel eingeschaltet

	—25,00 m	Diorit, unverwittert, frisch, schwarz-weiß gesprenkelt
D		bei 19,38 m Biotit-Plagioklas-Schiefer, fein- bis mittelkörnig, hellgrau
		20,70 m Einfallen der Schieferung im Diorit 42° (vermutlich N)
		21,70 m Aplitoid, feinkörnig, diskordant, 20 cm mächtig
		22,00 m Mylonitzone, 3 cm breit
		23,40 m Biotit-Plagioklas-Schiefer, vergrünt, 10 cm mächtig.

Kernbohrung KB 8:

Lage: R 14.37; H 31.52

Ansatzpunkt: 157,310 m NN

Ruhewasserspiegel: — 6,85 m unter Gelände

	— 0,40 m	Hanglehm, hellrotbraun, schluffig
q	— 1,60 m	Hanglehm, hell- bis mittelgelbbraun
<hr/>		
su B, t	— 8,30 m	Bröckelschiefer, Tonstein, Schluffstein, hell- bis mittelgelbbraun, rotbraun bis weinrot mit vereinzelt Feinsandsteinlagen, graugrün, schluffig. An der Basis deutlich violettstichig, ?Zechsteinton
<hr/>		
z (3) + 4, t	— 8,50 m	Zechsteinton, hellrotbraun, z. T. feinstsandig, schwarzbraun durch Manganmulm und Brauneisen
<hr/>		
	— 8,90 m	Vererzungshorizont mit Eisen-Manganverwitterungserzen des Zechsteins, Zechsteindolomit, schwarzbraun bis dunkelviolet, mit Mangan
	—10,75 m	Zechsteindolomit, grau bis graubraun, zellig bis kavernös, luckig-porig, stärker durch Schwerspat vererzt, mit saiger aufsetzenden bis 4 cm starken Barytgängchen, metasomatische Verdrängung von Zechsteindolomit durch weißen, grobspätigen Schwerspat in Nestern, mit Calcit- und Dolomitkristallen erfüllte Drusen
z 1, d	—10,90 m	Zechsteindolomit, dunkelgraubraun
	—11,00 m	Residualton, rotbraun aus Karsttasche oder Karstspalte im Zechsteindolomit, von Baryt- und Dolomitbröckchen durchsetzt
	—15,00 m	Zechsteindolomit, teils massig und krotzig, teils kavernös bis luckig-porig
	—12,10 m	Zechsteindolomit, grau bis graubraun und schwarzbraun bis grauswarz gefärbt
	—15,00 m	Zechsteindolomit, gelbbraun, eisenschüssig (13,70—14,15 m grau bis schwarzbraun)
<hr/>		
	—16,70 m	Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat) aus den Komponenten des kristallinen Grundgebirges
z 1, c	—15,30 m	Grundgebirgsbrekzie, gelbbraun, eisenschüssig
	—16,40 m	Grundgebirgsbrekzie, graugrün bis graublau
	—16,70 m	Grundgebirgsbrekzie, rotbraun, teilweise auch noch hellgraugrün
<hr/>		
	—17,55 m	Diorit, rotbraun verwittert
		bei 17,20 m Biotit-Plagioklas-Schiefer mittelkörnig
	—38,00 m	Diorit, schwarz-weiß gesprenkelt und nach der Tiefe zunehmend frischer,
		Biotit-Plagioklas-Schiefer-Schollen bei 20,25 m, 21,64 m, 26,75 m, 29,10 m, 29,30—29,60 m, 30,20 m, 32,20 m, 32,45 m
D		33,00—33,10 m hornblendereiche amphibolitische Einschaltung
		33,40 m hornblendereiche amphibolitische Einschaltung
		34,95 m Biotit-Plagioklas-Schieferscholle
		35,83 m Biotit-Plagioklas-Schieferscholle
		37,30 m melanokrate, biotit- und hornblendereiche, amphibolitische Einschaltung.

Schrifttum

- BACKHAUS, E.: Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nord-odenwald) und Bemerkungen zur südwest-deutschen Zechsteingliederung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 187—202, 4 Abb., Wiesbaden 1961.
- BÜCKING, H.: Der nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **12**, 274 S., 9 Abb., 1 geol. K., 3 Profiltaf., Berlin 1892.
- KITTEL, M. B.: Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. — Kgl. Bayer. Mus., **40**, 63 S., 1 geol. K., 1 Profiltaf., Aschaffenburg 1838—40.
- OKRUSCH, M.: Bestandsaufnahme und Deutung dioritartiger Gesteine im südlichen Vorspessart — ein Beitrag zum Dioritproblem. — *Geologica Bavarica*, Nr. 51, München 1963.
- OKRUSCH, M. & WEINELT, Wl.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen mit Erläuterungen, München 1965.
- RUCHIN, L. B.: Grundzüge der Lithologie. — Berlin (Akademie-Verlag) 1958.
- UDLUFT, H.: Zur Entstehung der Eisen- und Mangan-Erze des oberen Zechsteins in Spessart und Odenwald. — *Senckenbergiana*, **5**, S. 184—207, 3 Fig., Frankfurt a. M. 1923.
- WEIDMANN, C.: Zur Geologie des Vor-Spessarts. Lithogenetische und tektonische Untersuchungen. — *Rhein.-Main. Forsch.*, **3**, 74 S., 10 Fig., 12 Abb., 2 K., Frankfurt a. M. 1929.
- WEINELT, Wl.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6021 Haibach, Erl. 246 S., München 1962.
- Metamorphes Saxothuringikum Nordwestbayerns. Metamorphes Saxothuringikum im Spessart. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 49—53, 1 geol. Übersichtskarte, München 1964. — [1964 a].
 - Metamorphes Saxothuringikum im Untergrund Unterfrankens. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 53—54, München 1964. — [1964 b].

Zur Geologie der Gegend von Bad Windsheim/Mfr. unter besonderer Berücksichtigung neuer Tiefenaufschlüsse

Mit 6 Abbildungen

Von PETER CRAMER¹⁾

Die Gegend von Bad Windsheim stellt einen Teil eines in Mittelfranken und besonders in Unterfranken gelegenen ausgedehnten Gebietes dar, in dem schon vor langer Zeit von amtlicher Seite (von der Geologischen Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt, dem jetzigen Bayerischen Geologischen Landesamt) geologische Aufnahmen vorgenommen worden sind, die u. a. mit dem Namen HANS NATHAN verbunden sind. Diese Kartierungen haben ihren Niederschlag in den in den Jahren 1926—1937 erschienenen Teilblättern der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000 gefunden, die noch heute eine sehr wertvolle geologische Unterlage darstellen.

Zu den in Bad Windsheim und westlich von diesem Ort bereits um die Jahrhundertwende ausgeführten Bohrungen (ARNDT 1933 und REIS 1901) sind in den letzten Jahren weitere hinzugekommen. Den umfassendsten Tiefenaufschluß hat die unweit östlich von Bad Windsheim 1957/58 niedergebrachte Erdölaufschlußbohrung Windsheim 1 geliefert (vgl. S. 127). Über diese hat F. TRUSHEIM (1963, 1964) berichtet; dennoch wird hier das Ergebnis dieser wichtigen Bohrung der Vollständigkeit halber angeführt. Für das Einverständnis mit der Veröffentlichung der Profile von drei im Jahre 1955 westlich von Bad Windsheim heruntergebrachten Steinsalzbohrungen (vgl. Abb. 5), in denen weitgehend gekernt worden ist, sei der Generaldirektion der Bayer. Berg-, Hütten- und Salzwerke AG München, besonders Herrn Direktor Bergassessor KIMMERL, vielmals gedankt. Leider ist es im Rahmen dieser Veröffentlichung nicht möglich, die ausführliche Beschreibung der Bohrprofile wiederzugeben; sie befindet sich im Bohrarchiv des Bayerischen Geologischen Landesamtes.

Neue Tiefenaufschlüsse stellen auch geophysikalische Untersuchungen der Mobil Oil AG, der Gewerkschaft Brigitta und der Deutschen Erdöl AG dar. Diesen Firmen sei bestens gedankt, daß sie sich damit einverstanden erklärt haben, daß der „Bericht über die refraktionsseismischen Messungen im Arbeitsgebiet Gemünden—Würzburg 1956“ der Seismos GmbH. (Archiv-Nr. 957) für diese Veröffentlichung benutzt wird.

I. Stratigraphie und Paläogeographie

a. Altpaläozoikum

Der älteste in der Gegend von Bad Windsheim nachgewiesene Schichtenkomplex setzt sich aus einer in 710 m unter der Erdoberfläche in der Bohrung Windsheim 1 angetroffenen Wechsellagerung gering metamorpher tuffitischer Tonsteine und Aschentuffe zusammen, die nach dem Fund einer *Platyclymenia* (*Trigonoclymenia*) *crassicosta* (WEDEKIND) und besonders auf Grund von Ostracoden der Hemberg- bis ?Dasberg-Stufe des Oberdevons (IV—?V) angehört (TRUSHEIM 1964, S. 9/10). Das Auftreten vulkanischen Materials im Oberdevon IV—?V steht im Gegensatz zu den Verhältnissen im Frankenwald, wo der

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Oberregierungsrat Dr. PETER CRAMER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Höhepunkt des geosynklinalen Vulkanismus bekanntlich in das untere Oberdevon fällt und die vulkanische Tätigkeit bereits zu Beginn des Oberdevon II anscheinend beendet ist. Vielleicht handelt es sich bei dem Windsheimer Vorkommen um umgelagertes Material, wofür das Fehlen von für Vulkanite charakteristischen Gesteinsstrukturen spricht. Alles in allem kann die bei Windsheim erbohrte altpaläozoische Schichtenfolge, obwohl über 100 km vom — tektonisch gebildeten — Südwestrand des Altpaläozoikums des Frankenwaldes und des Fichtelgebirges entfernt, durchaus als dessen Fortsetzung, mithin als Fortsetzung der Saxothuringischen Zone des Varistikums nach Südwesten angesehen werden. In der Bohrung Windsheim 1 wird das Oberdevon diskordant von Buntsandstein überlagert.

b. Jungpaläozoikum

Jungpaläozoikum fehlt demnach in jenem Bohrprofil; sehr wahrscheinlich primär, denn in der Windsheimer Gegend verläuft der Nordrand der westsüdwestlichen Verlängerung der etwa erzgebirgisch streichenden rotliegendfreien Fichtelgebirgsschwelle (vgl. Abb. 3 in CRAMER 1964 a sowie unten Abb. 6 Profil A—A' und B—B'). Auch der Zechstein ist in jener Bohrung nicht angetroffen worden, was überraschend war, denn die südliche Küstenlinie des Zechsteinmeeres ist bis dahin etwa 20 km südlich von Bad Windsheim angenommen worden (CARLÉ 1956). Der Nordrand der Fichtelgebirgsschwelle der Rotliegendzeit, die dann dem großen Vindelizischen Land angegliedert worden ist, hat später also den südlichen Rahmen des marinen Sedimentationsbereiches des Zechsteins gebildet (vgl. S. 123).

c. Buntsandstein

In der „transgressiven“ Auflagerung des Buntsandsteins (über Oberdevon, s. o.) spiegelt sich die nunmehr beginnende Erweiterung des Sedimentationsraumes nach Süden wider. Die stratigraphische Gliederung des rd. 500 m mächtigen Buntsandsteins der Bohrung Windsheim 1 (TRUSHEIM 1963; vgl. Abb. 1) entspricht ganz und gar der des unterfränkischen Normalprofils (im Spessart, vgl. CRAMER 1964 b, S. 73, Abb. 8), obwohl beide Lokalitäten immerhin über 85 km voneinander entfernt sind. Im Grenzbereich Unterer/Mittlerer Buntsandstein stimmt die in der Abbildung 1 wiedergegebene Grenzziehung nicht mit der TRUSHEIMSchen (1964, S. 82) überein, desgleichen nicht mit der Ansicht DIEDERICHS hierüber (1964); eine Erklärung hierfür soll später an anderer Stelle in einem größeren Rahmen gegeben werden; in diesem Niveau wird eine Schichtlücke angenommen (vgl. CRAMER 1964 b, S. 72).

Im Mittleren Buntsandstein sind zwei Sedimentationsfolgen zu erkennen, stets mit einer ausgeprägteren Feinkiessschüttung beginnend und über dem jeweiligen Basisgrob sandstein mit einer Wechselfolge Sandstein/Tonstein. Der Nachweis einer anderswo noch auftretenden dritten Folge ist wegen der relativ gleichartigen petrofaziellen Ausbildung der Sedimente nicht mit Sicherheit zu erbringen; der Verlauf der Kurve des Gamma Ray-Diagramms der Bohrung Windsheim 1 kann für deren Vorhandensein sprechen (vgl. Abb. 1). Über einer allgemein anerkannten Kappungsfläche setzt dann über dem Mittleren Buntsandstein der 92 m starke Obere Buntsandstein ein.

Gegenüber dem unterfränkischen Normalprofil sind einige bemerkenswerte fazielle Besonderheiten zu erkennen: Die durchgehend grobkörnige Ausbildung des Äquivalentes des Heigenbrückener Sandsteins (Korngröße 0,6—2 mm), die grobkörnigen Einschaltungen im Unteren Miltenberger Sandstein, der relativ hohe und durchgehend vorhandene Feinkiesanteil des Mittleren Buntsandsteins, die geringe Mächtigkeit des Hangenden der Rohrbrunn-Folge (gegenüber den Mächtigkeitsverhältnissen im Spessart um rd. $\frac{1}{3}$ reduziert, während die Mächtigkeit aller anderen Schichtenkomplexe des Mittleren und auch des Unteren Buntsandsteins durchaus der im Spessart zu beobachtenden entspricht), das fragliche Vorhandensein der dritten Sedimentationsfolge und schließlich die stark sandige Ausbildung des Oberen Buntsandsteins (Untere Röttone mit Sandsteineinlagen, Obere durchgehend in Sandfazies).

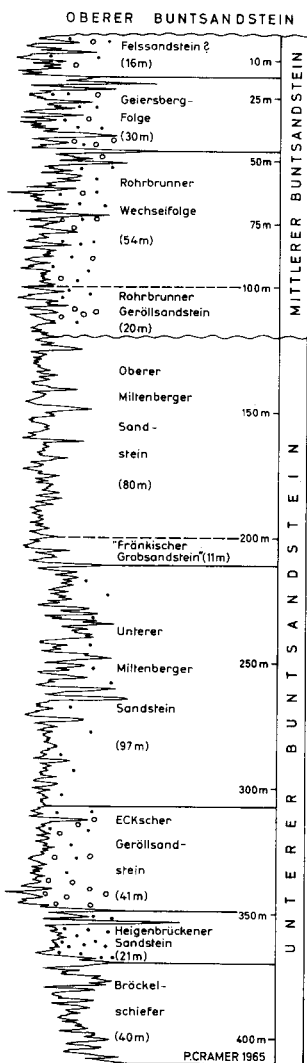


Abb. 1. Gamma Ray-Diagramm des Unteren und Mittleren Buntsandsteins der Erdölaufschlußbohrung Windsheim 1 (vgl. TRUSHEIM 1963). Korngrößenendarstellung ± schematisch nach dem Schichtenverzeichnis (Spülproben). Offene Kreise = Kies (über 2 cm ϕ); dichte Punktierung = Grobsandstein (0,6—2 mm ϕ); lockere Punktierung = grobkörnige Einschaltungen; weiß = Mittel- und Feinsandstein, Schluffstein und Tonstein; Schlangenlinie = Diskordanzfläche. Höhenmaßstab: 1 mm = 3 m.

Nach den Fazies- und den Mächtigkeitsverhältnissen läßt sich der Buntsandstein des Bohrprofils Windsheim 1 am besten in den Bereich des Überganges vom Innern zum Rand des süddeutschen Buntsandsteinbeckens einordnen (vgl. CRAMER 1964b, S. 70, Abb. 7), der schätzungsweise 50 km südlich von Bad Windsheim zu suchen ist. Um mindestens diesen Betrag hat sich demnach dort der Sedimentationsraum im Laufe der Buntsandsteinzeit gegenüber dem des Zechsteins in südliche Richtung erweitert, möglicherweise gerade hier insofern besonders kräftig, als sich bei Windsheim ein als Windsheimer Bucht bezeichnetes paläogeographisches Element nachweisen läßt (die Buntsandsteinmächtigkeiten nehmen nach Westen in Richtung auf die Bohrung Mergentheim und vor allem nach Osten — Nürnberg/Fürther Bohrungen — ab, vgl. CRAMER 1964, S. 69 und Abb. 7, S. 70).

d. Muschelkalk

Die in der Windsheimer Gegend durch Bohrungen erschlossenen Muschelkalkprofile sind deswegen von Bedeutung, weil sie die südöstlichsten Aufschlüsse des nordwestbayerischen Muschelkalkgebietes darstellen.

1. Unterer Muschelkalk

Unterer Muschelkalk ist nur von der Bohrung Windsheim 1 durchteuft worden; nach Spülproben: Dolomitischer Mergelstein und Mergelkalkstein. Die paläogeographische Situation hat sich zwar in fazieller Hinsicht geändert (marines Milieu), nicht aber in räumlicher Beziehung: In der stark tonigen Ausbildung der Schichtenfolge und in deren geringen Mächtigkeit (40 m, eine der geringsten der in Franken bekannt gewordenen, vgl. EMMERT 1964, Abb. 9) kommt deren Bildung im randlichen Bereich des Muschelkalkbeckens zum Ausdruck.

2. Mittlerer Muschelkalk

Der Mittlere Muschelkalk ist durch mehrere Bohrungen bei Bad Windsheim erschlossen worden, z. T. in geschlossenen Kernmärschen (wegen der Steinsalzführung des Mittleren Muschelkalkes in der Windsheimer Gegend).

H. THÜRACH (1901), der übrigens nur 5 km östlich von Bad Windsheim, in Ipsheim, geboren worden ist (vgl. SCHNARRENBARGER 1929) und dessen verdienstvolle geologische Tätigkeit in Bayern bis heute — 38 Jahre nach seinem Tode — von bayerischer Seite noch keine Würdigung gefunden hat, hat in einem Gutachten „Ueber die mögliche Verbreitung von Steinsalzlagerstätten im nördlichen Bayern“ die „hauptsächlichen Gebiete der mutmasslichen Verbreitung des Steinsalzes im mittleren Muschelkalk in Franken“ in einer Skizze dargestellt. Seine vorwiegend auf Überlegungen struktureller Art beruhenden Voraussagen über die Steinsalzführung des Mittleren Muschelkalkes in Franken haben in der Windsheimer Gegend (und nicht nur dort) eine glänzende Bestätigung gefunden und zwar durch die salzfündigen Bohrungen Burgbernheim 1 und 2 sowie Schwebheim 1 und 2. Ihre Ergebnisse sind von REIS (1901) mitgeteilt worden. Im Jahre 1955 hat dann noch die Bayer. Berg-, Hütten- und Salzwerte AG die Sonden Burgbernheim 3, Ottenhofen und Markt Bergel herunterbringen lassen. In Windsheim sind 1904 bzw. 1907 zwei Bohrungen ausgeführt worden, die die Schöntal-Bitterquelle bzw. die Windsheimer Sohlquelle erschlossen haben, über die aber nur unvollständige Angaben vorliegen (ARNDT 1933), und schließlich hat auch die Bohrung Windsheim 1 den Mittleren Muschelkalk 1957/58 durchteuft (vgl. Abb. 5).

Zur Gliederung des Mittleren Muschelkalkes in Süddeutschland

	Stüdwestdeutschland (SCHACHL 1954)	Gegend von Bad Windsheim	Kitzingen (CRAMER 1964 c)
Obere Dolomitzone	8—10 m	8,5—9 m	10 —12,5 m
Obere Anhydritzone			
Vorwiegend sulfatfatische Schichten	8—10 m	3,20 m	} rd. 23 m
Tonig-karbonatisch-sulfatfatische Schichten	12—15 m	16,50 m	
Rein sulfatfatische Schichten	2—5 m	6,5 — 7,5 m	3 — 6,5 m
Dolomitmergelbänke	3 m	1,2 — 1,7 m	2,5—3 m
Tonig-karbonatisch-sulfatfatische Schichten	8—10 m	12 —12,5 m	12 —13,5 m
	30—43 m	39,5—41 m	40,5—46 m
Steinsalzlager			
Oberes Salz	etwa 15 m	1,45—3,3 m	8,6—9,5 m
Bändersalz bzw. Zwischenanhydrite	4—8 m	0,40—4,2 m	5,4—6,5 m
Unteres Salz	12—20 m	8 —14 m	11 —17 m
	30—43 m	10 —21,5 m	25 —33 m
Untere Anhydritzone			
Flasriger Grundanhydrit	1,2—2 m		
Feingeschichteter Grundanhydrit	etwa 1 m	2,5 m	3 m
Untere Dolomitzone (Mausgraue Dolomite)	2—3 m	etwa 8 m	2,4—4,5 m
Zusammen	73—102 m	68,5—82 m	81 —99 m

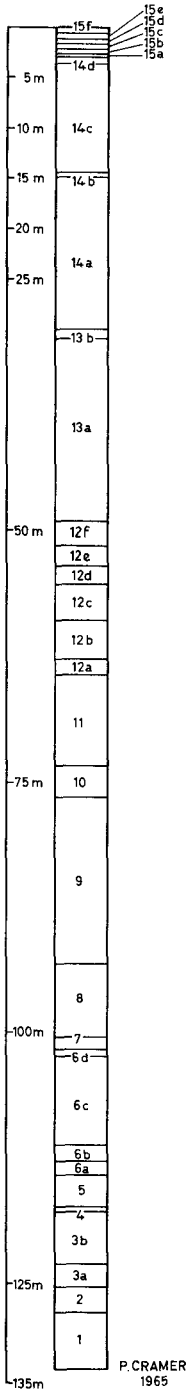


Abb. 2. Profil durch den Mittleren und Oberen Muschelkalk der Bohrung Ottenhofen, Erläuterungen der Zahlen siehe im Text.

Oberer Muschelkalk: 12 a mit 15 f

Semipartitenschichten: 15 a mit 15 f

15 f: Grenzglaukonitkalkstein mit zuoberst bis zu 6 cm

Grenzbonebed

15 e: Ostracoden-(Bairdien-)Ton

15 d: Bereich der Oberen Terebratelbank

15 c: Gelber Kipper

15 b: Splitterkalksteinbänke (= Mittlere Terebratelbank)

15 a: Kiesbank

Obere Nodosenschichten: 14 a mit 14 d

14 d: Hauptterebratelbank

14 b: Bank der Kleinen Terebrateln

Untere Nodosenschichten: 13 a + 13 b (cycloides-Bank)

Trochitenschichten: 12 a mit 12 f

12 f: Spiriferinabank

12 d: Dicke Bank

12 b: Glaukonitisch-oolithische Schichten

12 a: Wulstkalkstein

Mittlerer Muschelkalk: 1 mit 11

11: Obere Dolomitzone

10: Vorwiegend sulfatische Schichten

9: Tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten

8: Rein sulfatische Schichten

7: Dolomitmergelbänke

6 a mit 6 d: Tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten mit oberster Salzzone (6 b) und Oolith (6 d)

5: Oberes Salz

4: Zwischenanhydrit

3 a + b: Unteres Salz mit orangefarbigem Salz (3 a)

2: Untere Anhydritzone

1: Untere Dolomitzone.

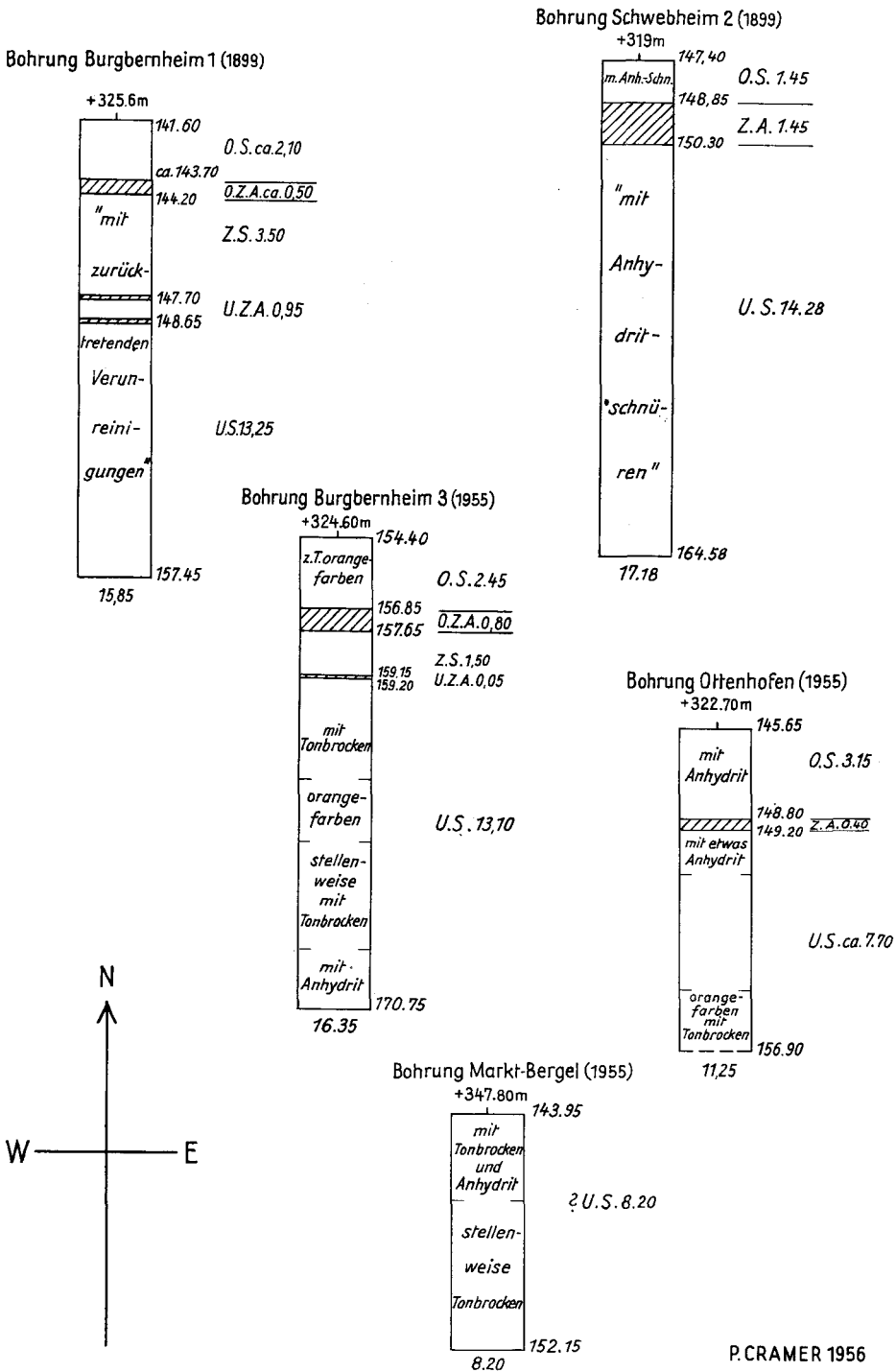


Abb. 3. Das Salinar des Mittleren Muschelkalkes in den alten und neuen Bohrungen bei Bad Windsheim. O.S. = Oberes Salz; O.Z.A. = Oberer Zwischenanhydrit; Z.S. = Zwischensalz; U.Z.A. = Unterer Zwischenanhydrit; U.S. = Unteres Salz. Mächtigkeiten in Metern; 141,60 m = Tiefe unter Bohransatzpunkt.

Der Aufbau des Mittleren Muschelkalkes in der Gegend von Bad Windsheim läßt sich zwanglos in das Gliederungsschema einfügen, wie es für Südwestdeutschland (SCHACHL 1954) und zugleich auch für den Kitzinger Raum gilt (CRAMER 1964c), zwischen denen ja das Windsheimer Gebiet liegt. Einzelheiten gehen aus der vorstehenden tabellarischen Zusammenstellung hervor (vgl. auch die Abbildungen 2 und 3 sowie die Bohrprofile S. 124 mit 126).

Die Untere Dolomitzone (= Nr.1 in Abb.2) hat REIS (1901, S.60) bei der Beschreibung der Bohrkerne der Bohrung Burgbernheim 1 mit den „nicht sehr deutlich unterschiedenen dolomitischen Myophorienschichten“ des Unteren Muschelkalkes zusammengefaßt. In den neueren Bohrungen ist Dolomitstein in der großen Mächtigkeit von über 6 m erbohrt worden (bei vollem Kerngewinn), der in der Unteren Hälfte deutlich toniger wird und der von 1,50 m Anhydrit unterlagert wird (Bohrung Burgbernheim 3), weswegen dieser ganze Schichtenkomplex noch zum Mittleren Muschelkalk gerechnet worden ist. Gesteinsausbildung: Dolomitstein bzw. dolomitischer Kalkstein, stumpf mittelgrau (mausgrau), schwach bituminös, sehr gleichmäßig, feinkörnig, fest und zäh; Tongehalt in Fasern und papierdünnen Lagen, mit cm-starken Anhydrit- und mm-dünnen Fasergipslagen und -linsen.

Der Anhydrit der Unteren Anhydritzone (2) ist mittel- bis dunkelgrau, dicht, vorwiegend feinkörnig; gelegentlich dunkelgraue Tonbestege oder dolomitische Einschaltungen. Im unteren Teil fein gebändert, im oberen wulstig-flaserig ausgebildet und zu oberst kavernös bzw. mit Steinsalzeinschlüssen, wodurch ein Übergang in das Steinsalzlager angedeutet ist. Dieses läßt sich — wie auch anderswo — gliedern (vgl. Tabelle und Abb. 3, in der auch die Verteilung der Einschlüsse im Salz schematisch dargestellt ist): Das Untere Salz (das Hauptsalzlager, 3a + b) ist ungeschichtet, durchgehend grobkristallin — die einzelnen Kristalle sind verhältnismäßig locker miteinander verbunden —, überwiegend farblos, ± klar und durchsichtig, in bestimmten Komplexen in unregelmäßigen Partien orangefarben (3a) bzw. mit deutlichem Stich ins Orange, wechselnd stark durchsetzt von grünlichgrauen, unregelmäßig-scharfkantig begrenzten Tonsteinbröckchen, selten von dünnen Tonsteinlagen sowie von bis zu 3 cm dicken Anhydriteinschlüssen. In der Zwischenanhydritzone (4) ist der Obere Zwischenanhydrit (dunkelgrau, dicht, durch Tonsteinlagen fein geschichtet, zellig und z. T. mit Steinsalzeinschlüssen) besser ausgebildet als der Untere, der allein in den westlichen (Burgbernheimer) Bohrungen nachweisbar ist, dort aber auch nur noch als 5 bzw. 10 cm starke Lagen. Es ist daher — auch der besseren Vergleichsmöglichkeit innerhalb des Windsheimer Raumes wegen — das unter dem Oberen Zwischenanhydrit auftretende Salz als Unteres Salz bezeichnet worden. Auffallend ist die geringe Mächtigkeit des Oberen Salzes (5), die sicherlich u. a. auf Auslaugungsvorgänge zurückzuführen ist (vgl. Wasserzuflußmessungen Bohrprofil Ottenhofen S. 126). Dieses grobkörnige Salz enthält zahlreiche Lagen von kavernösem Anhydrit sowie Tonsteineinschlüsse mit Steinsalz pseudomorphosen; in der Bohrung Burgbernheim 3 ist es orangefarben.

Am besten ist die gesamte Salzfolge in den westlichen Bohrungen ausgebildet; südlich davon ist überhaupt nur ein — und zwar geringmächtigeres — Lager nachweisbar, das die gleiche Mächtigkeit besitzt, wie das Untere Lager in der weiter östlich gelegenen Bohrung Ottenhofen. Nimmt man an, daß das Orangesalz der Bohrungen Burgbernheim 3 und Ottenhofen (1,7 km voneinander entfernt) den gleichen Horizont markiert (in jeweils praktisch dem gleichen Abstand vom Oberen Zwischenanhydrit) würden in letzterer der untere rd. 5 m mächtige Teil des Unteren Salzes fehlen, doch wohl primär. Noch weiter im Osten ist die Mächtigkeit der ganzen Salzfolge bis auf 6 m zurückgegangen (Bohrung Windsheim 1, vgl. S. 127).

Das unmittelbare Hangende des Salinars (6a mit 11) wird von tonig-karbonatisch-sulfatischen Schichten gebildet, in denen in den Bohrungen Burgbernheim 3 und Ottenhofen rd. 1,50—3 m über dem Top des Salinars nochmals eine Zone erhöhter Laugenkonzentration (jedoch kein kompaktes Salzlager) nachweisbar gewesen ist (= Oberstes Salz, 6b), die im Süden durch einen Anhydrit mit zahlreichen Tonsteinlagen ersetzt ist. Nur in der Bohrung Ottenhofen ist ein Feinoolith (6d) beobachtet worden. Aus Raumgründen muß auf eine Beschreibung des höheren Teiles des Mittleren Muschelkalkes verzichtet werden. Es zeigen sich darin auch keine Besonderheiten; die Hauptgesteinsmerkmale der einzelnen Gesteinskomplexe, deren Mächtigkeiten sehr konstant bleiben, sind in der Tabelle aufgeführt (vgl. hierzu auch die Beschreibung in CRAMER 1940c, S. 27/29).

3. Oberer Muschelkalk

Der durch die Bohrungen westlich von Bad Windsheim erschlossene Obere Muschelkalk gleicht in seiner Petrofazies und in seiner Fossilführung durchaus dem des unterfränkischen Normalprofils, dessen Leitbänke auch von den Bohrungen angetroffen worden sind. Unterschiedlich sind jedoch die Mächtigkeiten: Der Obere Muschelkalk 1 ist um etwa zwei Fünftel geringmächtiger als dessen mittlere Mächtigkeit in Unterfranken (EMMERT 1964, Abb. 10). Dann gleichen sich die Mächtigkeitsverhältnisse allmählich und vorübergehend an: Der Obere Muschelkalk 2 erreicht bereits rd. 80% der Normalmächtigkeit und in dem Oberen Muschelkalk 3 a bestehen überhaupt keine Unterschiede mehr. Hingegen besitzt der Obere Muschelkalk 3 b dann wieder nur noch ein Fünftel der bekanntgewordenen unterfränkischen Durchschnittsmächtigkeit (vgl. Abb. 2). Alles in allem sprechen die genannten Tatsachen dafür, daß die Gegend von Bad Windsheim während der Zeit des Oberen Muschelkalkes im wesentlichen dem zentralen Bereich des damaligen Sedimentationsraumes angehört hat.

Oberer Muschelkalk 1

(= Trochitenschichten)

Die von der Bohrung Ottenhofen mit nahezu 90%igem Kerngewinn durchteuften Trochitenschichten beginnen über einer deutlichen petrofaziellen Grenze mit Wulstkalksteinen; 1,50 m über der Basis stellen sich die ersten oolithischen und auch glaukonitischen Bildungen ein, die besonders stark zwischen rd. 3 und 5,5 m über der Basis auftreten. Eine Encrinitenbank ist in diesem Bereich in der Bohrung nicht erkennbar gewesen. Es handelt sich um hell- bis mittelgraue vorwiegend kristalline Kalksteine mit einigen bis zu 40 cm starken Einlagerungen von Tonstein (dunkelgrau mit glatter und milder Oberfläche, kleinstückig zerfallend), z. T. auch als Bestege; Tonsteinanteil in den Kernen ca. 15%. Die Kalksteine sind dicht und fest; häufig Fossilreste, besonders von Muscheln, die lagenweise angereichert sein können. Rd. 5,50 m unterhalb der Oberkante der Trochitenschichten findet sich eine 1,85 m starke vorwiegend feinkristalline Kalksteinbank mit zahlreichen Fossilresten u. a. von Terebrateln, bei der es sich sehr wahrscheinlich um die sog. „Dicke Bank“ handelt. Gut entwickelt ist zu oberst die Spiriferina-Bank; wie auch anderswo (CRAMER 1964 c, S. 31) als Doppelbank ausgebildet: Über 0,6 m Kalkstein mit zahlreichen Encrinustilgliedern und häufigen Resten von *Spiriferina fragilis* v. SCHLOTH. folgen 0,3 m Tonstein mit Kalksteinlinsen und nochmals ein von Trochiten erfüllter Kalkstein (1,50 m) mit einzelnen Spiriferinenresten.

Mächtigkeit rd. 15 m. VOLLRATH nennt für das Untersuchungsgebiet 36 m (1958, Abb. 26); dieser Wert ist jedoch nach den Angaben in den gleichzeitig von ihm veröffentlichten Spezialkärtchen für die Ausbildung und die Mächtigkeit des Trochitenkalkes nicht ohne weiteres verständlich. Nach VOLLRATH wird das Untersuchungsgebiet nahezu während der ganzen Trochitenkalkzeit „von einer Hebungswelle erfaßt“ (S. 191), wofür auch die Petrographie und die Fauna sprechen: Oolithe, durchgehend fossilreiche kristalline Schalenrümmerkalksteine (u. a. Trochiten, riffartige? Terebratelanreicherung in der „Dicken Bank“).

Oberer Muschelkalk 2

(= Untere Nodosenschichten)

Mit rd. 90%igem Kerngewinn sind die unteren Nodosenschichten in der Bohrung Ottenhofen erschlossen worden: Hell- bis mittelgraue, überwiegend kristalline Kalksteine, durch Einlagerungen von Tonstein (mittel- bis dunkelgrau, mild, kleinstückig — unregelmäßig — scharfkantig zerfallend) stellenweise knauerig-schlierig, gelegentlich Tonstein in Wechsellagerung mit Kalkstein; Tonsteinanteil etwa 25%. Kalkstein fest und zäh, zahlreiche Fossilreste. Zu oberst eine 85 cm dicke vorwiegend grobkristalline und dann fossilreiche Kalksteinbank, die sicherlich die cycloides-Bank darstellt, worauf auch die in deren Hangendem und Liegendem vor-

kommenden relativ starken Tonsteineinschaltungen hinweisen (in Form einer Wechsellagerung mit Kalkstein; eine solche 3—5 m unter der cycloides-Bank dürfte dem Tonstein-Leithorizont II entsprechen).

Mächtigkeit: rd. 19 m.

Oberer Muschelkalk 3a (= Obere Nodosenschichten)

Die oberen Nodosenschichten sind nur in der Bohrung Ottenhofen vollständig gekernt worden (rd. 85% Kerngewinn; von den Sonden Burgbernheim 3 und Markt Bergel liegen Kerne der obersten Meter — mit der Hauptterebratelbank — vor). Die Bohrkerne zeigen eine nahezu gänzlich aus Kalksteinen zusammengesetzte Schichtenfolge: Hell- und mittelgraue Kalksteine, Tongehalt in Schlieren, lagig oder in Fetzen, bisweilen cm-dicke Tonsteineinschaltungen (bei einer derartigen 0,6 m starken und rd. 3 m über der cycloides-Bank einsetzenden Lage dürfte es sich um den Tonstein-Leithorizont IV handeln); Tonstein jedoch sehr untergeordnet und deutlich geringer als in den unteren Nodosenschichten. Gestein gelegentlich wulstig, häufig in unregelmäßigen Partien kristallin, scharfkantig-splittrig brechend; zahlreiche Fossilreste. Gesteinsausbildung im einzelnen auf kurze Erstreckung wechselnd.

Etwa 12 m unter der Oberkante der Oberen Nodosenschichten findet sich eine 35 cm starke, grobkristalline, sehr feste Kalksteinbank mit zahlreichen kleinen Terebrateln, bei der es sich auch nach der Lage im Schichtenprofil doch wohl um die „Bank der kleinen Terebrateln“ handelt. Zu oberst ist in allen drei Bohrungen die Hauptterebratelbank nachgewiesen worden: Eine allein schon wegen ihrer Mächtigkeit von 0,70—1,50 m auffallende zähe Kalksteinbank, die durchgehend tonschlierig und daher mehr oder weniger wulstig-knauerig ausgebildet ist, mit stellenweise gesteinsbildenden Terebrateln verschiedener Größe bzw. überhaupt als Schalentrümmerkalkstein entwickelt (Bohrung Ottenhofen).

Mächtigkeit: 27 m.

Oberer Muschelkalk 3b (= Semipartitenschichten)

In den genannten drei Bohrprofilen zeigen die Semipartitenschichten (Kerngewinn rd. 90%) von oben nach unten folgenden Aufbau:

6. Kalkstein mittelgrau, mit schwankendem Tongehalt, gelegentlich feinkristallin, wechselnd stark von Glaukonitschlieren und -putzen durchsetzt; Gestein sehr fest und zäh. Zu oberst bis zu 6 cm starkes Bonebed (Sandstein schwach kalkig, schwach glaukonitisch, verbreitet Pyritstaub in feiner Verteilung und in Nestern; Knochenreste); 0,40—0,63 m.
5. Tonstein mittel- bis dunkelgrau, mit einigen bis 1 mm dicken hellgrauen Feinstsandstein-Linsen; Gestein etwas schiefrig, mit glatter und milder Oberfläche, unregelmäßig kleinstückig-scharfkantig brechend. Vereinzelt unbestimmbare Muschel- und Fischreste; 0,45—0,60 m.
4. Kalkstein vorwiegend mittelgrau, unregelmäßig tonige Einlagerungen und Bestege bedingen wulstig-knauerigen Habitus; Gestein häufig kristallinisch, fest; Schalengrus, einzelne unbestimmbare Muschelreste; 0,50—0,95 m.
3. Kalkstein stumpf mittel- bis hellgrau, mergelig, mit einzelnen schwarzgrauen tonigen Partien bzw. Bestegen, schlecht geschichtet, beim Anschlagen deutlicher bituminöser Geruch; bzw. Tonstein bis schiefriger Mergelkalkstein; 0,30—0,60 m.
2. Kalkstein hell- bis mittelgrau, stellenweise unregelmäßige tonigere Partien, z. T. kristallinisch, Fossilreste (u. a. große Terebrateln); 0,40—0,65 m.
1. Kalkstein hellgrau, in stärker tonigen Schlieren dunkelgrau, auch stumpf mittelgrau, fest, z. T. Fossilreste u. a. von Terebrateln; 0,25—0,30 m.

Darunter liegt die Hauptterebratelbank.

Stratigraphische Deutung: 1. = Kiesbank (= Basisbank der Terebratelschichten); 2. = Splitterkalksteinbänke (= Mittlere Terebratelbank); 3. = Gelber Kipper; 4. = Bereich der Oberen Terebratelbank; 5. = Ostracoden-(Bairdien-)Ton; 6. = Grenzglaukonitkalkstein mit Grenzbonebed.

In einem Bericht über das Ergebnis einer mikropaläontologischen Untersuchung des Ostracodontones schreibt J. H. ZIEGLER (Bayer. Geologisches Landesamt) u. a. folgendes: In der Bohrung Ottenhofen „Ostracoden selten (meist pyritisiert), Fischreste selten“; in der Bohrung Markt Bergel „Fischreste sehr häufig, Schwammnadeln selten (pyritisiert), Ostracoden sehr selten“ und in der Bohrung Burgbernheim 3 „Ostracoden häufig, Fischreste sehr selten“. „Die Ostracodenfauna aus der Bohrung Burgbernheim 3 entspricht völlig der schon mehrfach erwähnten *Letticocythere-Laevicocythere*-Gesellschaft aus dem Grenzbereich Muschelkalk—Keuper“ (vgl. KRÖMMELBEIN 1964). „Der schlechte Erhaltungszustand, meist waren die Ostracoden angelöst oder pyritisiert, erlaubt keine artliche Bestimmung.“

Die obige Gliederung steht in Übereinstimmung mit der des von G. WAGNER veröffentlichten Steinbruchprofils aus dem Muschelkalkaufbruch von Hilpertshof (Profil Nr. 174; 1913, S. 401), der nur 4,5 bis rd. 6 km nordwestlich bzw. westlich von jenen drei Bohrungen entfernt ist. Es lassen sich also in diesen noch alle Leithorizonte in der Ausbildung der Uffenheimer Fazies (vgl. WAGNER 1913—1914, Tafel 2) des Normalprofils wiedererkennen, wenn auch in stark reduzierter Mächtigkeit: Terebratelschichten (Nr. 1 mit 4) 1,80—2,45 m (im Durchschnitt 2,10 m); Fränkische Grenzschichten (Nr. 5 und 6) 0,95—1,20 m (im Durchschnitt 1,10 m); Semipartitenschichten 3,20 m im Durchschnitt. Nach Westen geht diese Ausbildung rasch in die ganz anders geartete der Quaderkalke über (erschlossen im rd. 14 km weiter westlich befindlichen Taubertal); vgl. HAUNSCHILD 1964 a.

e. Keuper

1. Unterer Keuper

Die Gliederung des Unteren Keupers in der Gegend von Bad Windsheim ist in der Abbildung 4 wiedergegeben, und zwar auf Grund der Kernbohrungen Burgbernheim 3 (rd. 83% Kerngewinn), Markt Bergel (rd. 66%), Ottenhofen (rd. 59%) und Windsheim/Kilianiquelle; sämtliche bisher bekannt gewordenen Schichtenkomplexe (BADER 1936, CARLÉ 1961, G. WAGNER 1913) sind auch in diesen Bohrungen zu erkennen. Die Mächtigkeit des Unteren Keupers beträgt bei Burgbernheim rd. 29 m, bei Bad Windsheim rd. 33 m.

U n t e r e r K e u p e r 1

Vitriolschiefer (= 1 in der Abb. 4): 1,50—rd. 2 m Tonstein dunkelgrau, schieferig, mit papier- bis mm-dünnen Schlieren, Linsen und Lagen von hellgrauem schwach feinstglimmerigem Feinstsandstein; darin Bonebed (= „mittleres Crailsheimer Bonebed“ WAGNERS; 1913, S. 342) sowie Fischzähnhchen und Reste von *Lingula* sp. Die auch in der Sonde Kilianiquelle in diesem Schichtenkomplex zu beobachtenden mm-dicken Feinstsandsteinbänkchen entsprechen dem von WAGNER beschriebenen Befund von Profilen bei Rothenburg o. d. T. (1913, S. 375 und 397).

Blaubank: Hierfür kann das erste über der Keuperbasis auftretende Dolomitsteinbänkchen (1 a) angesehen werden, das allerdings durch eine nur 10—30 cm starke Tonsteinlage (mit Feinstsandsteinnestern) von den Unteren Dolomiten getrennt ist (vgl. Abb. 4 und S. 118).

Untere Dolomite (2): Ein nahezu kompakter 2,50—3,20 m mächtiger vorwiegend stumpf mittelgrauer, partiellweise tonschlieriger Dolomitstein mit dunklergrauen unscharf begrenzten Flecken und mit schwankendem Dolomitgehalt. Gestein i. a. auch sehr gleichmäßig, dicht, ungeschichtet, fest, zäh, klüftig, stellenweise feinkavernös, unregelmäßig-scharfkantig-großstückig brechend; einzelne Muschelreste und Bonebedeinschaltungen.

Estherienschichten (3): Im allgemeinen mittelgraue Tonsteine bisweilen mit Stich ins Grünliche, mit schwankendem Dolomitgehalt und nur einer Dolomitsteineinschaltung; wechselnd stark durchsetzt von Feinstsandschlieren, auch feinverteilter Sandgehalt. Gestein gleichmäßig, mit glatter und milder Oberfläche, häufig schieferig und gelegentlich reichlichere Pyritfucoiden und -konkretionen. Estherien (= *Isaura* sp., vgl. REIBLE 1962) nicht selten (Hauptvorkommen; schichtig oder in Nestern angereichert), ferner *Lingula*-, Fisch- und kohlige Pflanzenreste, selten Bonebedeinschaltungen. Mächtigkeit rd. 5,50 m; stellenweise bis unter 2 m sinkend (s. u.).

Der Aufbau des Schichtenkomplexes 1 mit 3 (= bisher Untere Tonstein-Gelbkalksteinschichten) lehnt sich eng an den in Württemberg zu beobachtenden an; Mächtigkeit im Normalfall 10,50—11 m, jedoch örtlich bis auf rd. 7 m abnehmend.

Werksandstein (4): Schmutzig mittelgrau, auch hellgrau gefärbt, sehr fein- und gleichkörnig (Gemengteile etwas bunt), schwach feinglimmerig (Glimmer nur auf tonigen Bestegen angereichert); dunkelgraue bis wenige mm-starke tonige Partien. Gestein dicht und meist fest, mit Pyritfucoiden und -knöllchen sowie mit Pyritstaub in Nestern, Pflanzenhäcksel. Die Mächtigkeit schwankt nicht unbedeutend, und zwar zwischen 0,50 und wahrscheinlich 5,40 m (Kernverlust). Die normale Mächtigkeit beträgt bis zu 3 m; die höhere nur in der Sonde Markt Bergel angetroffene Mächtigkeit geht auf Kosten der tonigen Estherien-schichten (vgl. Abb. 4). Estheriensschichten + Werksandstein erreichen in den einzelnen Bohrungen nur wenig voneinander abweichende Mächtigkeiten (6,40—7,30 m).

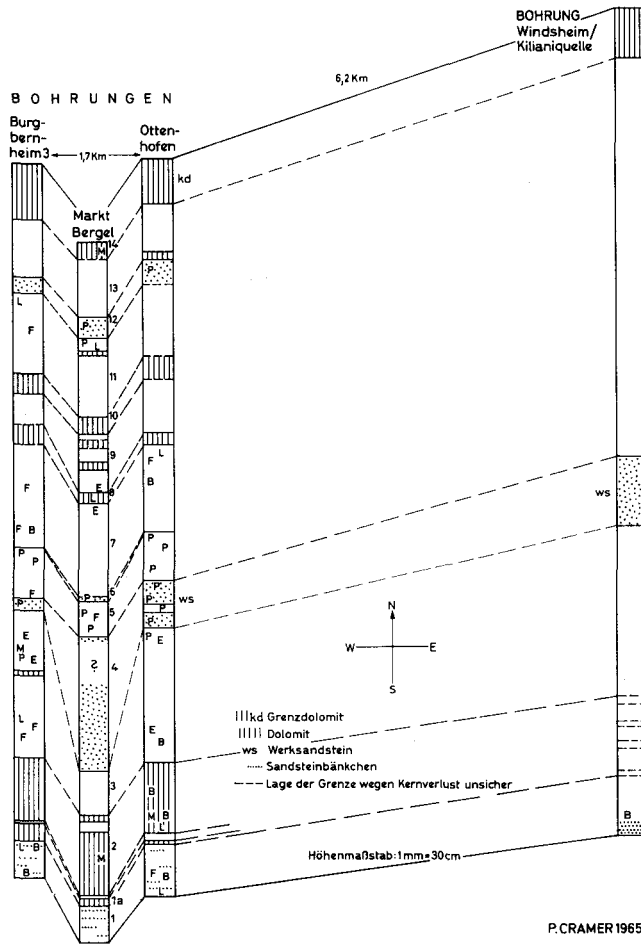


Abb. 4. Sandsteine, Dolomitsteine, Tonsteine (weiß) und Fossilführung des Unteren Keupers der Bohrprofile Burgbernheim 3, Markt Bergel, Ottenhofen und Windsheim/Kilianiquelle. Vorkommen von *Lingula tenuissima* BRONN. = L, von Muscheln = M, von Estherien = E, von Fischresten = F, von Bonebed = B und von Pflanzenresten = P. Höhenmaßstab: 1 mm = 20 cm. 1 = Vitriolschiefer, 1 a = Blaubank, 2 = Untere Dolomite, 3 = Estheriensschichten, 4 = Werksandstein, 5 = Lettenkohlehorizont, 6 = Albertibank ?, 7 = Sandige Pflanzenschiefer, 8 = Anthrakonitbank, 9 = Unteres Zwischenmittel, 10 = Anoplophoradolomit, 11 = Oberes Zwischenmittel, 12 = Oberer Sandstein, 13 = Grüne Mergel, 14 = Grenz dolomit.

Unterer Keuper 2

Lettenkohlehorizont (5): Tonstein stumpf mittel- und dunkelgrau, schwach feinsandig-feinglimmrig, mit bis mehrere mm dicken Linsen, Schlieren und Nestern von hellgrauem Feinsandstein; Pyritfucoiden, Fischreste und häufig Pflanzenreste. Nach unten Übergang in den Werksandstein; zu oberst schwarzgraue Tonsteinlage mit viel Pyrit und kohligem Pflanzenhäcksel. Mächtigkeit 1,4—2 m.

Albertibank (6): Im Niveau der Albertibank findet sich in der Bohrung Markt Bergel ein 20 cm starker schmutzig-hellgrauer Feinsandstein, durch tonige Partien feinschlierig; kohlige Pflanzenreste. Nach oben übergehend in

Sandige Pflanzenschiefer (7): Tonstein mittel- oder dunkelgrau, bisweilen Stich ins Grünliche oder auch gründlichgrau, mit einzelnen papier- bis mm-dünnen selten bis 1 dm starken Linsen von hellgrauem Feinsandstein, an einer Stelle Kupfererzeinsprenglinge (Buntkupfererz, Azurit). Gestein geschichtet, aber auch massig, mit glatter, milder Oberfläche. Gelegentlich gut erhaltene *Lingula*-Schälchen, ferner Schalenzerreißel, *Isaura minuta* (ZIETEN) z. T. angereichert, Fischreste, Bonebednester. Mächtigkeit 3,7—4,1 m.

Anthraconitbank (8): Dolomitstein mittelgrau, spröde, fest, schwach feinkavernös, gelegentlich mit kleinen scharf begrenzten unregelmäßigen Tonsteinfetzen und mit tonigen Schlieren; Schälchen von *Lingula tenuissima* BRONN. Mächtigkeit 0,45—0,8 m.

Die Ansprache als Anthraconitbank beruht darauf, daß diese Dolomitsteinbank die erste ist, die sich — in mehreren Metern Abstand — über dem Werksandstein einstellt und daß diese Bank eine weite Verbreitung besitzt, demnach auch in dem Untersuchungsgebiet vorkommen sollte.

Unteres Zwischenmittel (9): Tonstein mittel- oder dunkelgrau, unten mit bis mm-starken hellgrauen Feinsandschlieren, eingelagert Dolomitsteinbänkchen. Mächtigkeit 1,2—2,3 m.

Anoplophoradolomit (10): Dolomitstein mittelgrau, mit einzelnen tonigen Schlieren, selten schwach kavernös; Gestein fest, spröde, ungeschichtet. Mächtigkeit 0,7—0,9 m.

Oberes Zwischenmittel (11): Tonstein mittelgrau, zuunterst auch grünlichgrau, wechselnd stark dolomitisch und spröde, unregelmäßig-kleinstückig-scharfkantig zerfallend, oben durch Schlieren von hellgrauem Feinsandstein Übergang ins Hangende, dort auch Dolomitsteinbänkchen und *Lingula*-Schälchen. Mächtigkeit 2,90—3,20 m.

Oberer Sandstein (12): Hell- oder mittelgrau, auch schmutzig-grünlichgrau, sehr feinkörnig, gelegentlich dunkle tonige Flaseren, schwach feinglimmerig; Pflanzenhäcksel. Mächtigkeit 0,65—1 m.

Grüne Mergel (13): Tonstein vorwiegend hellgrünlichgrau und helloliv, kalkig, ungeschichtet, Oberfläche glatt und milde, Bruch unregelmäßig-scharfkantig; nur im Bohrprofil Ottenhofen zuunterst Dolomitsteinbänkchen bläulichgrau, feinstzellig. Den Übergang ins Liegende bildet ein schmutzig-dunkelgrauer, feinsandiger Tonstein. Mächtigkeit 1,90—2,30 m.

Die Mächtigkeit des Schichtenkomplexes 5 mit 13 (= bisher Obere Tonstein-Gelbkalksteinschichten) ist außerordentlich gleichbleibend und beträgt 15 m.

Grenzdolomit (14): Dolomitstein grau in verschiedenen Tönungen, auch bräunlichgelb, sehr feinkörnig, unregelmäßig-flaserig durchsetzt von schwarzgrauen Tonbestegen; Gestein feinsporös, fest, zäh, scharfkantig zerspringend, z. T. vergipst; selten Muschelreste, bei Buchheim (zwischen Schwebheim und Pfaffenhofen) Reste von *Nothosaurus* sp. u. a. (vgl. DELP 1955, S. 12/13); chemische Analyse bei FISCHER 1925, S. 429. Durchschnittliche Mächtigkeit 2 m.

Die zuvor beschriebene Ausbildung und Gliederung des Unteren Keupers stimmen gut mit dem von CARLÉ (1961) veröffentlichten Profil des Unteren Keupers der rd. 25 km westsüdwestlich von Burgbernheim in Ostwürttemberg heruntergebrachten Kernbohrung Lindlein überein.

Der Anteil des Dolomitsteins an der Schichtenfolge beträgt 22—26%; er ist also relativ hoch. Erwähnenswert ist ferner das Fehlen eines kompakten Unteren Sandsteins (dafür mm-starke Feinsandsteineinlagerungen in den Vitriol-

schiefern = Äquivalent der WAGNERSchen Platten?); die Unsicherheit in der Identifizierung der Blaubank (= unterste Dolomitsteinlage?; dann wären die dolomitischen Mergelschiefer bis auf eine dünne Basislage in der Fazies eines Dolomitsteins entwickelt, wodurch sich die relativ große Mächtigkeit der Unteren Dolomite erklären ließe); weiterhin die stark, jedoch nicht systemlos, wechselnde Mächtigkeit des Werksandsteins (0,5—5,4 m): Im Bereich der Bohrung Markt Bergel sind rd. 4 m tonige Estherienschiefer (= rd. 70% ihrer Gesamtmächtigkeit) durch Werksandstein ersetzt (dessen Sandschüttung übrigens durchweg im gleichen Abstand zur Basis des Grenzdolomits endet); die auffällige Anreicherung von Pflanzenhäcksel im Hangenden des Werksandsteins innerhalb eines 1,4—2 m starken Komplexes, der oben mit einer charakteristischen grauschwarzen Tonsteinlage abschließt; der fehlende Nachweis der über diesem „Lettenkohlen“-Horizont zu erwartenden Albertibank (in Sandfazies?, vgl. Abb. 4); der ziemlich große Abstand (5,3—6,1 m) der für die Anthrakonitbank gehaltenen Dolomitsteinlage über dem Top des Werksandsteins; die Ausbildung des Schichtpakets Anthrakonitbank/Unteres Zwischenmittel/Anoplophoradolomit als Tonstein/Dolomitstein-Folge (also ohne — in Unterfranken im allgemeinen vorhandenen — Sandsteinanteil); das Vorkommen innerhalb des gleichen Profils von Resten des Linguladolomites (mit häufigerem Auftreten von *Lingula tenuissima* BRONN. gerade in diesem Niveau, s. Abb. 4) zusammen mit Oberem Sandstein, der gleichmäßig rd. 12 m über dem Werksandstein einsetzt, und schließlich das Fehlen roter Mergel im Hangenden des Oberen Sandsteins (in den Grünen Mergeln).

In Bezug auf die Mächtigkeit des Unteren Keupers liegen die rd. 29 m westlich und die in und östlich von Bad Windsheim erbohrten rd. 33 m — auch geographisch — etwa in der Mitte zwischen den 21,4 m der oben erwähnten Bohrung Lindlein und den ostwärts von Kitzingen erschlossenen 40—45 m (CRAMER 1964 c, S. 37).

2. Mittlerer Keuper

In der Bohrung Burgbernheim 3 ist noch mindestens (Kernverlust) 3,50 m Gipsstein erbohrt worden, der — da ungeschichtet und dem Grenzdolomit unmittelbar aufliegend — dem Felsengips, also dem unteren Teil des Grenzgrundgipses, zugerechnet werden muß. Bemerkenswert ist, daß dieser in den untersten etwa 70 cm in — allerdings vergipsten — feinkristallinen Anhydrit übergeht (über die so interessanten Beziehungen zwischen Gips und Anhydrit im Niveau des Grenzgrundgipses hat kürzlich unter Bezugnahme auf ein Vorkommen bei Bad Windsheim F. TRAUB (1964) berichtet).

Sonst hat die Steinsalzprospektion keine neuen Beobachtungen über den Mittleren Keuper der Gegend von Bad Windsheim ergeben, der ja eingehend von ARNDT (1933) und von SCHUSTER (1926) beschrieben worden ist.

II. Die strukturellen Verhältnisse

Der Oberbau

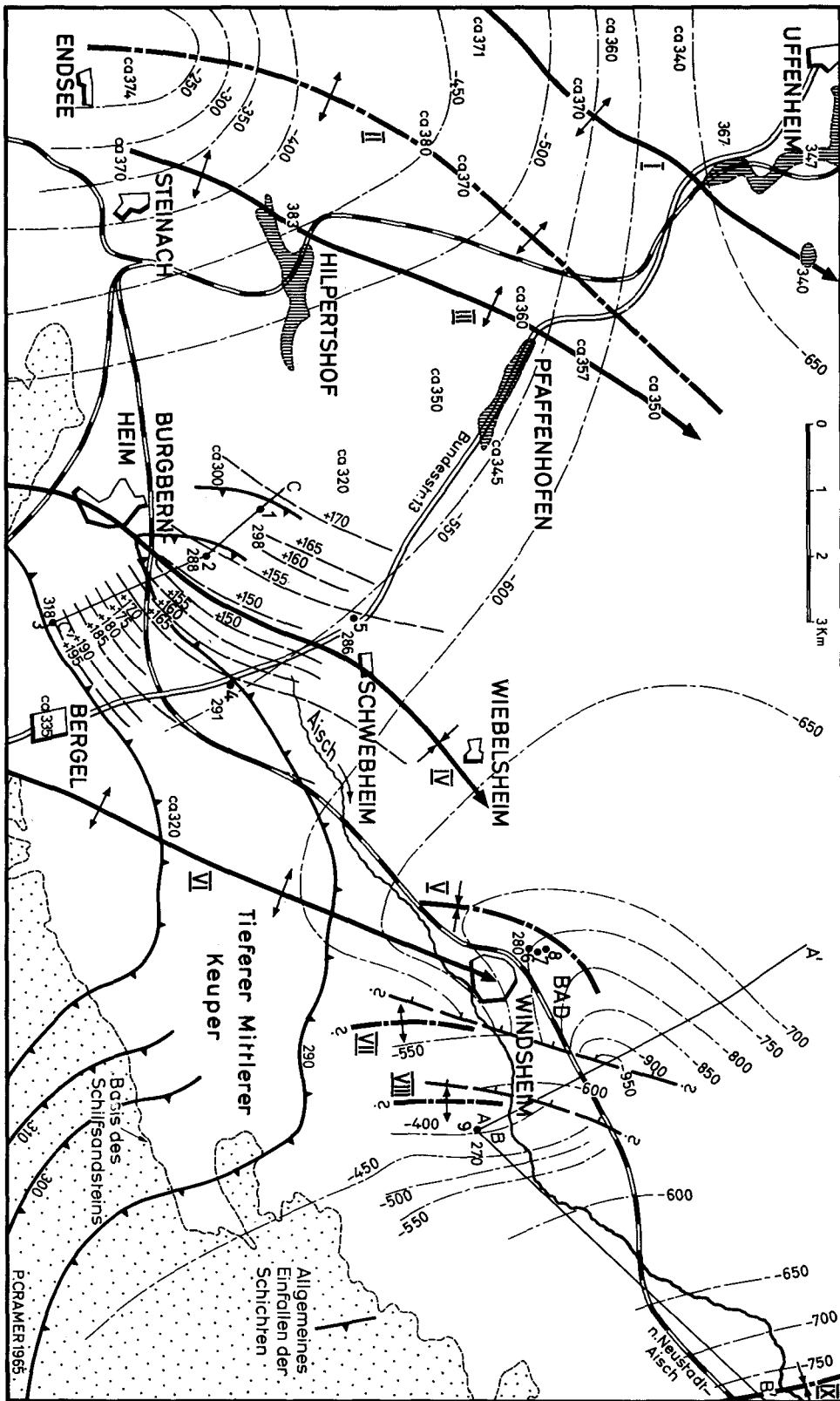
Unter den strukturellen Verhältnissen des Oberbaues werden die der triassischen Schichtenfolge verstanden, da diese jedenfalls örtlich dem „Grundgebirge“ aufliegt (s. u. sowie Abb. 6 Profil A—A' und B—B').

Durch THÜRACH (1901, S. 133/134) und besonders aber durch die geologischen Aufnahmen ARNDTS (1933) und SCHUSTERS (1926) sind in der Windsheimer Gegend folgende Strukturelemente genauer bekannt geworden (von Nordwesten nach Südosten): Der Uffenheimer Sattel (= I in der Abb. 5) und dessen südöstlicher Flanke aufsitzend derjenige von Hilpertshof (III); beider Achsenbereich wird in dem mittelfränkischen Keupergebiet durch kleinere isolierte Muschelkalkvorkommen markiert (vgl. Abb. 5). Es folgt der — nach LANDER 1930, S. 241 — „nördliche Teil der fränkischen Furche“ (IV). Nach ihm nimmt vom Württembergischen her nach Osten „die ‚Furche‘ das Gesicht einer schmalen, langgestreckten Mulde an“; so stellt der Nordteil der Fränkischen Furche auch nordöstlich von Burgbernheim (von ARNDT — 1933, S. 38 — Mulde von Burgbernheim—Wiebelsheim genannt) eine relativ schmale, langgestreckte, aber auch sehr flache Mulde dar (vgl. Abb. 6, Profil C—C') (ebenso wie deren südwestlicher Teil, HAUNSCHILD 1964b, S. 166).

Mittels der erwähnten Steinsalzbohrungen haben die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Burgbernheimer Mulde hinreichend geklärt werden können (vgl. Abb. 5): Es handelt sich um eine, wenn auch flache so doch deutliche Einbiegung mit etwas steilerer südöstlicher Flanke (Einfallen etwa 2° gegenüber rd. $1,5^\circ$ der Nordwestflanke, vgl. Abb. 5 sowie Abb. 6 Profil C—C'). Gegenüber der Sattelachse bei Hilpertshof liegt der davon etwa 5,5 km entfernte Kern der Burgbernheimer Mulde in Bezug auf die Grenze Oberer Muschelkalk/Unterer Keuper rd. 100 m tiefer (vgl. Abb. 5) und gegenüber dem Zentrum des Colmberger Schildes im Südosten um etwa 75 m. Innerhalb des engeren etwa 4 km breiten Muldenbereichs beträgt die Eintiefung für die genannte Grenze rd. 35 m und für die Salzbasis etwa 45 m. Es ist sicherlich kein Zufall, daß die größten Mächtigkeiten des Steinsalzes des Mittleren Muschelkalkes an den Achsenbereich dieser Einmuldung gebunden erscheinen (als Folge primärer Sedimentationsbedingungen — wofür die skizzierte Entwicklung des Salzlagers in der Windsheimer Gegend spricht — und/oder infolge einer günstigeren Konservierungsmöglichkeit).

Südöstlich schließt sich an die Burgbernheimer Mulde eine zwar ebenfalls flache, jedoch „wohlerkennbare Kuppel“ (VI) an, „die von Markt Bergel nach Windsheim zieht“ (ARNDT 1933, S. 38) und die ohne weiteres als ein nördlicher Ausläufer des Colmberger Schildes aufgefaßt werden kann.

Die Achsen dieser vier einfach gebauten Strukturen, deren Bau im Gelände übrigens nicht hat nachgeprüft werden können, verlaufen nahezu parallel, und zwar in rheinischer Richtung, d. h. von Südsüdwesten nach Nordnordosten, in welcher Richtung auch der Verbiegungseffekt deutlich schwächer wird.



Der Unterbau

Es kann als ein besonders günstiger Umstand angesehen werden, daß in der Windsheimer Gegend auch etwas über den Unterbau (unterhalb des Buntsandsteins) bekannt geworden ist: Im Jahre 1956 sind dort im Auftrag der Erdölindustrie (vgl. S. 105) refraktionsseismische Messungen von der Seismos GmbH., Hannover, durchgeführt worden. Ihre Auswertung durch G. KORTMANN und I. WENDT hat für die Umgebung von Bad Windsheim die in der Abbildung 5 dargestellte Lage der Oberfläche des „Grundgebirges“ ergeben, das nicht mit Sicherheit als Kristallin angesprochen worden ist; auch an „relativ harte paläozoische Sedimente“ ist gedacht worden. Danach sind folgende als Aufwölbungen (besser Aufragungen) und Einmuldungen (Eintiefungen) der „Grundgebirgs“-Oberkante bezeichneten Strukturen seismisch nachgewiesen worden: Im Westen eine Aufragung bei Endsee (II), deren Achse sich von diesem Ort in einem flachen nach Osten geöffneten Bogen mit einem nordnordöstlichen Generalstreichen weiter verfolgen läßt; unmittelbar westlich von Bad Windsheim die Struktur einer Eintiefung (V) und unweit östlich dieser Lokalität zwei kleine Aufragungen (VII und VIII) und schließlich in der Nordostecke des Untersuchungsgebietes nochmals eine Eintiefung (IX). Geradezu als ein Glücksfall muß es bezeichnet werden, daß diese seismischen Untersuchungen anschließend durch eine Tiefbohrung überprüft worden sind: Auf den Meter genau hat die Bohrung Windsheim 1 in der von der Seismik angegebenen Teufe Paläozoikum angetroffen (vgl. S. 128). Man darf daraus wohl schließen, daß auch im Umkreis dieser Bohrung die von der Seismik angegebene Tiefenlage der Oberfläche des „Grundgebirges“ den tatsächlichen Verhältnissen im großen und ganzen entspricht.

Wie die Bohrkerne gezeigt haben, ist das Paläozoikum stark tektonisch beansprucht worden (alpinotyp verformt, und zwar während der variskischen Orogenese; Einfallen der Schichten teufenweise wechselnd, bis zu 80°, vermutlich sogar auch überkippte Lagerung), worin ein ganz evidenten Gegensatz zu den geschilderten Strukturverhältnissen des Oberbaues zum Ausdruck kommt. Überdies ist der Unterbau noch durch kräftige — antithetische — Sprünge disloziert worden, die nach der Seismik „teilweise auch im Muschelkalk nachzuweisen sind“, und zwar mit Sprunghöhen bis zu etwa 100 m. Wenn dies wirklich der Fall wäre, hätten Sprünge mit derartigen Verwerfungsbeträgen im Niveau des Muschelkalkes bei der geologischen Kartierung unbedingt auch im Unteren

Abb. 5. Tektonische Karte der Gegend von Bad Windsheim. Freistehende Zahlen und Zahlen an den Zackenlinien = Lage der Grenze Muschelkalk/Keuper über NN; Zahlen an den gestrichelten Linien = Lage der Steinsalzbasis über NN; Zahlen an den strichpunktierten Linien = Seismisch ermittelte Tiefenlage der Oberfläche des „Grundgebirges“ unter NN; dicke strichpunktierete Linien = seismisch ermittelte Strukturachsen und dicke ausgezogene Linien = durch geologische Untersuchungen festgestellte Strukturachsen. Senkrecht schraffiert = Oberer Muschelkalk; weiß = Unterer Keuper und tieferer Mittlerer Keuper.

A—A' Profilinie
 B—B' Profilinie
 C—C' Profilinie
 siehe Abb. 6.
 Maßstab 1 : 100 000

Bohrungen: Burgbernheim 1 = 1; Burgbernheim 3 = 2; Markt Bergel = 3; Ottenhofen = 4; Schwebheim 2 = 5; Windsheim—Kilianiquelle = 6; Windsheim—Schöntalquelle = 7; Windsheim—Solequelle = 8; Windsheim 1 = 9. Römische Ziffern siehe Text.

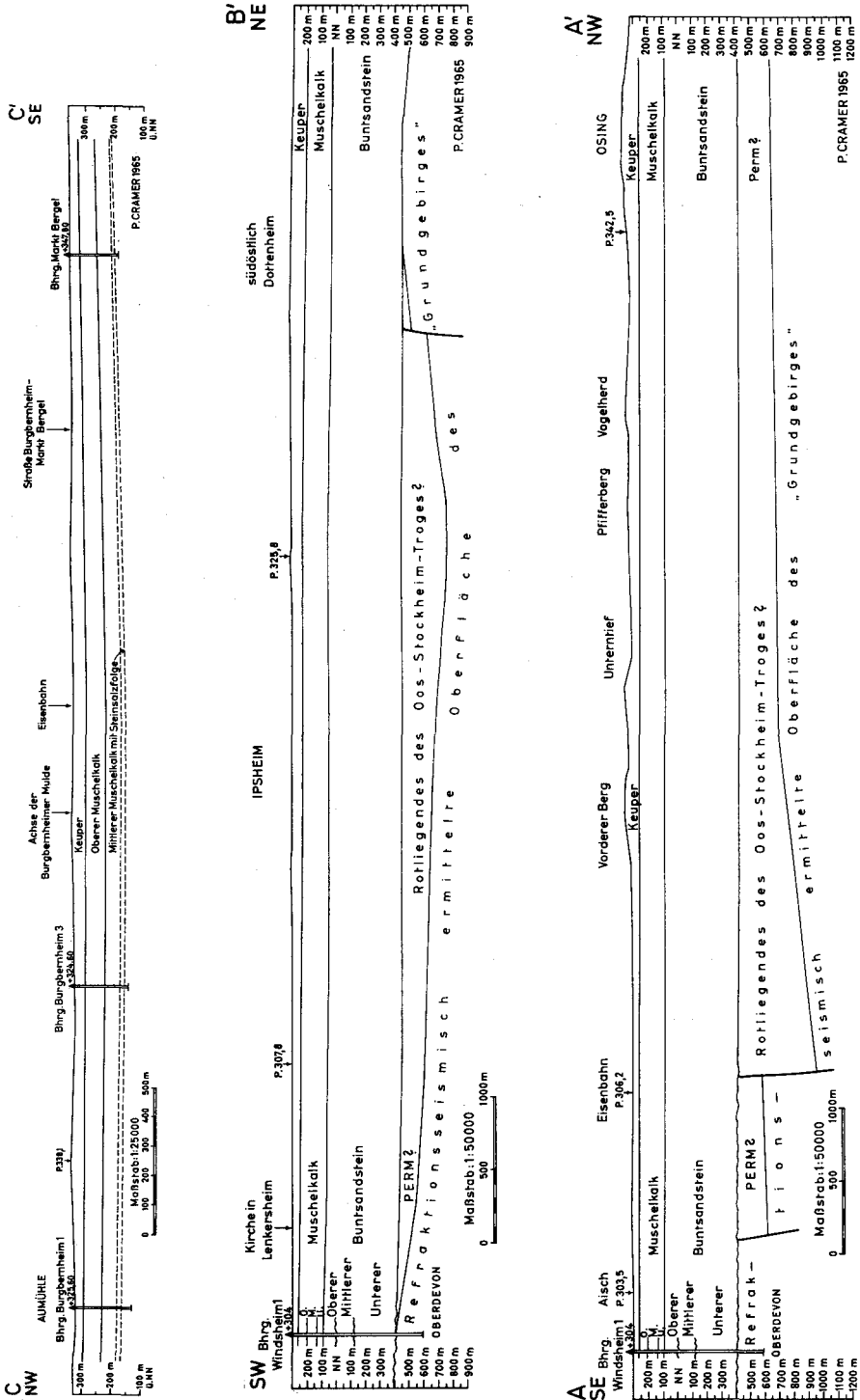


Abb. 6. A-A' und B-B' seismisch-geologische Profile östlich von Bad Windsheim; C-C' geologisches Profil durch die Burgberheimer Mulde unweit nordöstlich von Burgberheim.

Keuper und im untersten Mittleren Keuper der Umgebung von Bad Windsheim an der Erdoberfläche beobachtet werden müssen. Dies ist jedoch nicht der Fall gewesen. Es ist daher zu vermuten, daß diese Verwerfungen bereits prätriassisch entstanden sind, also während der Saalischen orogenen Phase.

Stellt man in einem geologischen Profil den seismisch ermittelten Top des „Grundgebirges“ dar sowie die Lage der Buntsandsteinbasis, die sich von dem geologischen Oberflächenbefund ausgehend auf Grund auch der durch die Bohrung Windsheim 1 bekanntgewordenen Schichtmächtigkeiten leicht und einwandfrei festlegen läßt, dann decken sich beide keineswegs (vgl. Abb. 6 Profile A—A' und B—B'). Nahezu überall bleibt zwischen beiden ein Abstand, meistens ein solcher von rd. 200 m, an einer Stelle sogar von bis über 500 m (!). Diese Lücke kann nur durch permische Sedimente, vor allem durch solche des Rotliegenden, ausgefüllt sein, was insofern nicht überraschend ist, als unmittelbar nördlich von Bad Windsheim das Vorhandensein der — schmalen — Oos-Stockheim-Rotliegenden Senke angenommen worden ist (vgl. CRAMER 1964 a, S. 57 und Abb. 3). So gesehen, ist es auch denkbar, daß es sich bei den seismisch ermittelten Störungsflächen um die Steilränder alter morphologischer Wannsen handelt, die von dem Gesteinsschutt des alten variskischen Gebirges seit dem Oberkarbon zugefüllt worden sind.

Die Beziehungen zwischen dem Unterbau und dem Oberbau

Seit LEUCHS wird die Frage diskutiert, inwieweit die saxonische Tektonik des fränkischen Triasbeckens als eines „gerahmten Feldes“ (1929, S. 324) von der älteren variskischen Strukturanlage des Unterbaues abhängig ist. Hierfür spricht nach LEUCHS das variskische Streichen der „Falten“ (Rahmenfaltung); als Beispiel führt er u. a. (1931, S. 289) den „im weiteren Sinne variscische Richtung“ besitzenden nördlichen Ast der Fränkischen Furche bei Bergel an, für den sich nach ihm „das Wiederaufleben der alten variscischen Anlage bei der Entstehung“ ergibt.

Einen kleinen Einblick in die strukturellen Zusammenhänge zwischen dem Unterbau und dem Oberbau können die geschilderten günstigen Tiefenaufschlußverhältnisse bei Bad Windsheim vermitteln. Das Streichen sämtlicher Strukturelemente ist dort rheinisch gerichtet (nicht variskisch — nach Nordosten, wie LEUCHS meint; vgl. auch HAUNSCHILD 1964 b, Beilage). In dieser Beziehung stimmen also alte und neue Bauelemente überein (übrigens auch jeweils in ihrer Anzahl). Wenn sich diese auch lagemäßig nicht decken, so weicht ihre geographische Anordnung auch wiederum nicht wahllos von einander ab. Die seismisch ermittelten Tiefenstrukturen erscheinen gegenüber denen des Oberbaues recht gleichmäßig um stets nur 1—2 km parallel verschoben. Bemerkenswert ist, daß die so auffällige durch die Seismik nachgewiesene Doppelstruktur (Auftragungen) bei Endsee und rd. 4 km westlich dieses Ortes (z. T. nicht mehr auf der Abb. 5) durchaus ein Gegenstück in den ebenfalls dort verlaufenden nahe beieinander liegenden Sätteln von Hilpertshof und Uffenheim hat, wobei sich letzterer westlich von Endsee sogar mit der seismischen Struktur deckt. Das Strukturbild läßt sich demnach am ehesten im Sinne einer tatsächlichen Beziehung alter und neuer Strukturen zueinander deuten.

Großtektonisch gesehen liegt das Untersuchungsgebiet innerhalb des durch rheinisch verlaufende Strukturelemente ausgezeichneten Hegau-Heldburg-Lineamentes (CARLÉ 1952), dem es sich mithin bezüglich der Richtung seiner Strukturachsen vollkommen einfügt.

III. Kurzprofile von Bohrungen

Bohrung Burgbernheim 1

Lage: R 35 95870 — H 54 82330; Grababteilungsblatt Nr. 6527 Burgbernheim; nördlich Burgbernheim, unmittelbar östlich der Aumühle

Höhe des Ansatzpunktes über NN: 325,60 m

Auftraggeber: Kgl. Berg-, Hütten- und Salzwerke AG

Bohrzeit: 1899

Endteufe: 190,00 m

Geologische Bearbeitung: O. M. REIS (1901)

Geologisches Kurzprofil:

- 3,65 m Holozän
- 27,30 m Unterer Keuper, darin von 15,30—16,50 m Werksandstein
- 90,60 m Oberer Muschelkalk
- ca. 175 m Mittlerer Muschelkalk, darin
 - 99,00 m Obere Dolomitzone
 - 141,60 m Obere Anhydritzone
 - 143,70 m Oberes Salz
 - 144,20 m Oberer Zwischenanhydrit
 - 147,70 m Zwischensalz
 - 148,65 m Unterer Zwischenanhydrit, darin von 147,80—148,55 m Salz
 - 157,45 m Unteres Salz
 - 175 m Untere Anhydritzone, Untere Dolomitzone sowie evtl. die Myophorienschichten des Unteren Muschelkalkes
- 190,00 m Unterer Muschelkalk.

Bohrung Burgbernheim 3

Lage: R 35 96720 — H 54 81660; Gradabteilungsblatt Nr. 6528 Bergel; nordnordöstlich Burgbernheim, am südlichen Talrand des Sulzbaches rd. 1350 m nordnordöstlich dessen Kreuzung mit der Eisenbahn

Höhe des Ansatzpunktes über NN: 324,60 m

Auftraggeber: Bayerische Berg-, Hütten- und Salzwerke AG, Generaldirektion München

Bohrunternehmer: Westdeutsche Bohrgesellschaft A. Siep & Co.

Bohrsystem: Drehbohrung; bis 42,70 m Kernbohrung, bis 129,50 m Meißelbohrung, bis zur Endteufe Kernbohrung

Bohrzeit: 11. 8. mit 10. 9. 1955

Verrohrung: 230 mm bis 9,10 m; 163 mm bis 129,50 m

Endteufe: 181,10 m

Geologische Bearbeitung: P. CRAMER

Geologisches Kurzprofil:

- ca. 8,50 m Mittlerer Keuper
- 37,00 m Unterer Keuper, darin
 - 25,80 m Unterer Keuper 2 mit Oberem Sandstein (13,00—13,65 m) und Grendolomit (8,5—10,7 m)
 - 37,00 m Unterer Keuper 1 mit Werksandstein (25,8—26,3 m)
- ca. 103,00 m Oberer Muschelkalk, darin
 - 40,65 m Semipartitenschichten, darin von 37,00—37,65 m Grenzglaukonitkalkstein zu oberst Grenzbonebed, —38,20 m Ostracodenton, —38,80 m Obere Terebratelbank, —39,75 m Gelber Kipper, —40,40 m Mittlere Terebratelbank, —40,65 m Kiesbank
 - 41,40 m Hauptterebratelbank
- 181,10 m Mittlerer Muschelkalk, darin
 - 134,00 m Obere Dolomitzone, vorwiegend sulfatische Schichten und tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten; bei 129,50 m Wasserzulauf 1,14 l/min
 - 140,50 m Rein sulfatische Schichten

- 142,00 m Dolomitmergelbänke
- 154,40 m tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten, darin von 151,25 bis 152,60 m Oberstes Salz
- 156,85 m Oberes Salz, stellenweise orangefarben
- 157,65 m Oberer Zwischenanhydrit
- 159,15 m Zwischensalz
- 159,20 m Unterer Zwischenanhydrit
- 170,75 m Unteres Salz, darin ab 3,50 m unter Oberkante rd. 2 m orangefarbenes Salz
- 173,40 m Untere Anhydritzone
- 181,10 m Untere Dolomitzone.

Bohrung Markt Bergel

Lage: R 35 97570 — H 54 79370; Gradabteilungsblatt Nr. 6528 Bergel; etwa 1400 m westlich der Kirche in Markt Bergel auf der Ostseite des Erlbaches

Höhe des Ansatzpunktes über NN: 347,80 m

Auftraggeber: Bayerische Berg-, Hütten- und Salzwerke AG, Generaldirektion München

Bohrunternehmer: Westdeutsche Bohrgesellschaft A. Siep & Co.

Bohrsystem: Drehbohrung; bis 41,90 m Kernbohrung, bis 122,50 m Meißelbohrung, bis Endteufe Kernbohrung

Bohrzeit: 21. 9. mit 3. 11. 1955

Verrohrung: 280 mm bis 4,80 m

Endteufe: 157,60 m

Geologische Bearbeitung: P. CRAMER

Geologisches Kurzprofil:

- ca. 1,85 m Holozän
- 29,85 m Unterer Keuper, darin
 - 17,60 m Unterer Keuper 2 mit Oberem Sandstein (4,85—5,70 m) und Grenz-dolomit (1,85—ca. 2,55 m); bei 4,50 m sehr geringer Wasserzufluß
 - 29,85 m Unterer Keuper 1 mit Werksandstein (17,6—23,0 m)
- ca. 94 m Oberer Muschelkalk, darin
 - 32,90 m Semipartitenschichten, darin von 29,85—30,25 m Grenzglaukonitkalkstein zu oberst bis 4 cm Grenzbonebed, —30,80 m Ostracodenton, —31,75 m Obere Terebratelbank, —32,05 m Gelber Kipper, —32,60 m Mittlere Terebratelbank, —32,90 m Kiesbank
 - 34,40 m Hauptterebratelbank
- 157,60 m Mittlerer Muschelkalk, darin
 - rd. 123,50 m Obere Dolomitzone und oberer Teil der Oberen Anhydritzone
 - 130,30 m Rein sulfatische Schichten
 - rd. 132,00 m Dolomitmergelbänke
 - 143,95 m Tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten
 - 152,15 m Salz
 - 154,40 m Untere Anhydritzone
 - 157,60 m Untere Dolomitzone.

Bohrung Ottenhofen

Lage: R 35 98400 — H 54 81950; Gradabteilungsblatt Nr. 6528 Bergel; unmittelbar östlich der Bundesstraße 13, 975 m nördlich der Kreuzung dieser Straße mit der Eisenbahn nördlich von Ottenhofen

Höhe des Ansatzpunktes über NN: 322,70 m

Auftraggeber: Bayerische Berg-, Hütten- und Salzwerke AG, Generaldirektion München

Bohrunternehmer: Westdeutsche Bohrgesellschaft A. Siep & Co.

Bohrsystem: Drehbohrung, fortlaufend gekernt

Bohrzeit: 10. 6. mit 2. 8. 1955

Verrohrung: 268 mm bis 4,80 m; 190 mm bis 85,10 m

Endteufe: 165,10 m

Geologische Bearbeitung: P. CRAMER

Geologisches Kurzprofil:

- 2,00 m Mittlerer Keuper
- 31,45 m Unterer Keuper, darin
 - 18,80 m Unterer Keuper 2 mit Oberem Sandstein (6,00—7,00 m) und Grenz-
dolomit (2,0—3,8 m)
 - 31,45 m Unterer Keuper 1 mit Werksandstein (18,8—20,7 m)
- 95,80 m Oberer Muschelkalk, darin
 - 34,40 m Semipartitenschichten; darin von 31,45—32,00 m Grenzglaukonit-
kalkstein zu oberst bis 6 cm Grenzbonebed, —32,60 m Ostracoden-
ton, —33,10 m Obere Terebratelbank, —33,70 m Gelber Kipper,
—34,10 m Mittlere Terebratelbank, —34,40 m Kiesbank
 - 61,40 m Obere Nodosenschichten, darin von 34,40—35,10 m Hauptterebratel-
bank und von 46,00—46,35 m Bank der kleinen Terebrateln
 - 80,60 m Untere Nodosenschichten, darin von 61,40—62,25 m cycloides-Bank
 - 95,80 m Trochitenschichten, darin von 80,60—83,00 m Spiriferina-Bank und
von 85,00—86,85 m die Dicke Bank
- 165,10 m Mittlerer Muschelkalk, darin
 - 104,80 m Obere Dolomitzone
 - 108,00 m Vorwiegend sulfatische Schichten
 - 124,55 m Tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten
 - 131,95 m Rein sulfatische Schichten
 - 133,15 m Dolomitmergelbänke
 - 145,65 m Tonig-karbonatisch-sulfatische Schichten, darin von 133,15—133,80 m
Oolith und von 142,70—144,40 m Oberstes Salz; Schöpfversuch bei
138 m ergab 0,77 l/min Wasserzufluß, bei 146 m 1,32 l/min; nach
einem Ruhetag lief Bohrloch über
 - 148,80 m Oberes Salz
 - 149,20 m Zwischenanhydrit
 - 156,90 m Unteres Salz, ab etwa 154,50 m auch orangefarbenes Salz
 - 159,40 m Untere Anhydritzone
 - 165,10 m Untere Dolomitzone.

Bohrung Schwebheim 2

Lage: R 35 97520 — H 54 83890; Gradabteilungsblatt Nr. 6528 Bergel; westlich von Schweb-
heim, im Tälchen etwa 100 m westlich der Bundesstraße 13
Höhe des Ansatzpunktes über NN: 319 m
Auftraggeber: Kgl. Bayerische Berg-, Hütten- und Salzwerke AG
Bohrzeit: 1899
Endteufe: 166,58 m
Geologische Bearbeitung: O. M. REIS (1901)

Geologisches Kurzprofil:

- ca. 4 m Mittlerer Keuper
- ca.33 m Unterer Keuper
- ca.97 m Oberer Muschelkalk
- 166,58 m Mittlerer Muschelkalk, darin
 - ca.147,40 m Obere Dolomitzone und Obere Anhydritzone
 - 148,85 m Oberes Salz
 - 150,30 m Zwischenanhydrit
 - 164,58 m Unteres Salz
 - 166,58 m Untere Anhydritzone.

Bohrung Windsheim/Kilianiquelle

Lage: R 36 02300 — H 54 86730; Gradabteilungsblatt Nr. 6428 Windsheim; unmittelbar vor dem Kurhaus

Höhe des Ansatzpunktes über NN: 313,50 m

Auftraggeber: Windsheimer Quellkonsortium

Bohrsystem: Kernbohrung

Bohrzeit: 1955

Endteufe: 38,60 m

Geologische Bearbeitung: P. CRAMER

Geologisches Kurzprofil:

- rd.33 m Unterer Keuper, darin
 - 17,90 m Unterer Keuper 2 mit Grendolomit (—rd. 2 m)
 - rd.33 m Unterer Keuper 1 mit Werksandstein (17,9—20,65 m)
- 38,60 m Oberer Muschelkalk, darin
 - 33,05 m Grenzglaukonitkalkstein
 - 33,65 m Ostracodenton
 - 34,40 m Obere Terebratelbank
 - 35,00 m Gelber Kipper
 - 36,80 m Kiesbank und Splitterkalksteinbänke, darunter Hauptterebratelbank.

Bohrung Windsheim 1

Lage: R 36 04900 — H 54 85850; Gradabteilungsblatt Nr. 6428 Windsheim etwa 725 m südwestlich der Kirche in Lenkersheim

Höhe des Ansatzpunktes über NN: 304 m

Auftraggeber: BMI—DEA—BRIGITTA

Bohrunternehmer: Gewerkschaft Brigitta

Bohrsystem: Rotary und Turbine

Bohrzeit: 11. 12. 1957 mit 14. 2. 1958

Verrohrung: 7"—77,8 m

Endteufe: 894,2 m

Geologische Bearbeitung: OECHSLE und TRUSHEIM (Trias, z. T. neu gedeutet durch P. CRAMER) und SANNEMANN (Paläozoikum)

Geologisches Kurzprofil:

- 6 m Holozän
 - 34 m Unterer Keuper, darin
 - ca. 22 m Unterer Keuper 2
 - 34 m Unterer Keuper 1 mit Werksandstein (ca. 22—ca. 25 m)
 - 98 m Oberer Muschelkalk
 - 168 m Mittlerer Muschelkalk, darin
 - ca.108 m Obere Dolomitzone und von 150—156 m Steinsalz
 - 208 m Unterer Muschelkalk
 - 300 m Oberer Buntsandstein, darin
 - 235 m Obere Röttone
 - 245 m Rötquarzit
 - 270 m Untere Röttone
 - 287 m Plattensandstein
 - 300 m Übergangsschichten
- Diskordanz -----
- 420 m Mittlerer Buntsandstein, darin
 - 317 m Fellsandstein?

- 346 m Geiersberg-Folge
- 420 m Rohrbrunn-Folge

----- Diskordanz -----

- 710 m Unterer Buntsandstein, darin
 - 500 m Oberer Miltenberger Sandstein
 - 511 m „Fränkischer Grobsandstein“
 - 608 m Unterer Miltenberger Sandstein
 - 649 m Eckscher Geröllsandstein
 - 670 m Heigenbrückener Sandstein
 - 710 m Bröckelschiefer
- 894,2 m Oberdevon.

IV. Schrifttum

- ARNDT, H.: Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000 Blatt Windsheim (Nr. XXII) Teilblatt Windsheim mit Erläuterungen. München 1933.
- BADER, E.: Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Unteren Keupers zwischen Ostwürttemberg und Unterfranken. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 24, 72 S., München 1936.
- CARLÉ, W.: Die Hegau-Heldburg-Zone, ein rheinisch streichendes Lineament in Süddeutschland. — Jh. Geol. Abt. Württemb. Stat. Landesamt, 2, S. 14—26, Stuttgart 1952.
- Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung in Bad Mergentheim. — Jb. Statistik u. Landeskd. Baden-Württemberg, H. 3, 1956.
 - Das Alaun-Vitriol-Werk in Crailsheim. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 4, S. 265—284, Freiburg im Breisgau 1961.
- CRAMER, P.: I. Perm. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 55—69, München 1964. — [1964 a].
- II. Trias; a. Buntsandstein. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 69—81, München 1964. — [1964 b].
 - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6227 Iphofen. München 1964. — [1964 c].
- DELP, H.: Aspekte und Beschreibung der ehem. Reichs-Statt Windsheim in Franken dieseits des Gebürgs. — 56 S., Windsheim (Heinrich Delp O.H.G.) 1955.
- DIEDERICH, G.: Die Beckenfazies des Unteren Buntsandstein (su, Trias) in Hessen und den südlichen Nachbargebieten. — Unveröff. Inaug.-Dissertation Univ. Frankfurt a. M. 1964.
- EMMERT, U.: b. Muschelkalk. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 81—90, München 1964.
- FISCHER, G.: Zur Kenntnis der Entstehung der Steinmergel im fränkischen bunten Keuper. — N. Jb. Mineral. usw., 51. Beil.-Bd., S. 413—476, Stuttgart 1925.
- HAUNSCHILD, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6627 Rothenburg ob der Tauber mit Erläuterungen. München 1964. — [1964 a].
- Der Bau des Deckgebirges im Bereich des Colmberger Schildes und der Fränkischen Furche i. e. S. — Geologica Bavarica, Nr. 53, S. 161—173, München 1964. — [1964 b].
- KIRCHNER, A.: Die saxonische Tektonik Unterfrankens und ihre Einwirkung auf die Morphologie und Flußgeschichte des Mains. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 12, 48 S., München 1934.
- KORTMANN, H. & WENDT, I.: Bericht über die refraktionsseismischen Messungen im Arbeitsgebiet Gemünden—Würzburg 1956. — Unveröff. Ber. d. SEISMOS GmbH Hannover, 1957.
- KRÖMMELBEIN, K.: Über einen Ostracoden führenden Horizont der germanischen Trias. — Senck. leth., 45, S. 497—499, Frankfurt a. M. 1964.

- LANDER, A.: Tektonische Untersuchungen im nordöstlichen Württemberg und Mittelfranken. — N. Jb. Mineral. usw., **64**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 235—254, Stuttgart 1930.
- LEUCHS, K.: Rahmenfaltung im Fränkischen Triasbecken. — Cbl. Mineral. usw., 1929, Abt. B, S. 321—325, Stuttgart 1929.
— Abhängigkeit junger Tektonik von variscischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. — Geol. Rdsch., **22**, S. 281—292, Berlin 1931.
- OECHSLE: Schichtenverzeichnis der Bohrung Windsheim 1. — [Unveröffentlicht].
- REIBLE, P.: Die Conchostraken (Branchiopoda, Crustacea) des Germanischen Trias. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **114**, S. 169—244, Stuttgart 1962.
- REIS, O. M.: Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt. — Geogn. Jh., **14**, 1901, S. 23—127, München 1901.
- SCHACHL, E.: Das Muschelkalksalz in Südwestdeutschland. — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., **98**, S. 309—394, Stuttgart 1954.
- SCHNARRENBARGER, C.: † Dr. HANS THÜRACH, Bergat, Badischer Landesgeologe. — Mitt. Bad. Geol. Landesanst., **10**, S. 235—260, Freiburg im Breisgau 1929.
- SCHUSTER, M.: Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000 Blatt Windsheim (Nr. XXII) Teilblatt Uffenheim mit Erläuterungen. München 1926.
- THÜRACH, H.: Ueber die mögliche Verbreitung von Steinsalzlagerstätten im nördlichen Bayern. — Geogn. Jh., **13**, 1900, S. 107—148, München 1901.
- TRAUB, F.: Gips und Anhydrit im Gipskeuper von Bad Windsheim/Mfr. — Geologica Bavarica, Nr. 53, S. 29—35, München 1964.
- TRUSHEIM, F.: Zur Gliederung des Buntsandsteins. — Erdoel Z. f. Bohr- u. Fördertechnik, **79**, Wien-Hamburg 1963.
— Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953—1960. — Geologica Bavarica, Nr. 54, 92 S., München 1964.
- VOLLRATH, A.: Beiträge zur Paläogeographie des Trochitenkalks in Baden-Württemberg. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **3**, S. 181—194, Freiburg i. Br. 1958.
- WAGNER, G.: Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken. — Geol. palaeontol. Abh., N.F. **12**, H. 3, S. 275—452, Jena 1913.

Cyklen und stratigraphische Einheiten im Mittleren Keuper Nordbayerns

Mit 2 Abbildungen, 3 Tabellen und 1 Beilage

VON BRUNO VON FREYBERG¹⁾

1. Zur Geschichte der Keuperstratigraphie in Franken

Der Name „Keuper“ wurde durch HORNSCHUCH (1789) in das wissenschaftliche Schrifttum eingeführt. LEOPOLD VON BUCH (1825) und KARL ERNST ADOLF VON HOFF (1829) begründeten seine Lage im Hangenden des Muschelkalks. Die erste Stratigraphie gab in Franken v. SCHAUROTH (1851, 1853) aus der Gegend von Coburg. Die Grenzziehung zum Muschelkalk war aber noch nicht einheitlich. Es hatte v. ALBERTI (1834) die Keupergruppe mit dem Grenzdolomit beginnen lassen; darunter lag seine Lettenkohlengruppe. Obwohl CREDNER (1843) wie auch andere Autoren die Lettenkohle als Unteren Keuper eingegliedert hatten, stellte sie v. SCHAUROTH als gleichberechtigt unter den Keuper. Das Rhät galt noch als „Lias-Sandstein“. K. v. SCHAUROTH parallelisierte schon seinen Unteren Keupersandstein mit dem „Stuttgarter- oder Schilfsandstein“ (JÄGER 1827). Die Gliederung von BERGER (1854) läßt sich neben die v. SCHAUROTHS stellen; er unterschied die Stufen I—VIII, die er nach der Fazies charakterisierte. GÜMBELS Gliederung von 1866 wurde im unteren Teil durch ZELGER (1867) und NIES (1868) verfeinert sowie durch GÜMBEL (1877 als Gliederung der Kartenlegende) schärfer präzisiert. Man sieht, daß nur solche Gliederungen überleben, deren Abteilungen mit Namen belegt werden; mögen die anderen noch so genau und richtig sein. Einen neuen Auftrieb veranlaßte die geologische Kartenaufnahme des Raumes von Coburg bis Heldburg und Römhild durch LORETZ, PRÖSCHOLDT und BEYSLAG (veröffentlicht 1885—1895). Anstelle ermüdender Erörterungen stelle ich in Tabelle 1 den Werdegang unserer heutigen nordbayerischen Keupergliederung durch Anfügung der Autoren dar, welche die Namen der einzelnen Glieder geprägt und inhaltlich definiert haben. Rhät und Lettenkohle wurden dabei nicht näher unterteilt. Ältere, inzwischen aufgegebenen oder gleichbedeutend nur noch mitgeführte Namen sind nicht eingefügt. Auch ist zu beachten, daß manche Unterabteilungen schon von älteren Autoren erkannt und beschrieben, aber überhaupt nicht benannt oder nicht mit dem heute verwendeten Namen belegt wurden. Lange Ausführungen wären erforderlich, wollte man die Entwicklung der Keuperstratigraphie schildern. Man müßte die aus Württemberg und Thüringen gelieferten wichtigen Beiträge mit berücksichtigen. Hier sollen aber nur die Namen unserer heutigen nordbayerischen Tabelle kurz historisch belegt werden.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Professor Dr. BRUNO VON FREYBERG, Geologisches Institut der Universität, 852 Erlangen, Schloßgarten 5.

Tabelle 1

Werdegang der Terminologie des Keupers in Nordbayern
(mit den heutigen Symbolen des Bayer. Geologischen Landesamtes)

Rhät ko (v. GÜMBEL 1859)			
Feuerletten kf (v. GÜMBEL 1894)			
Burgsandstein kb (v. GÜMBEL 1888)	Ob. Burgsandstein kbo (= Stuben- u. Burgsandstein; v. GÜMBEL 1887)		
	Mittl. Burgsandstein kbm (= Dolomit. Arkose; v. GÜMBEL 1887; THÜRACH 1889)		
	Unterer Burgsandstein kbu = Heldburgstufe } Becken- } Nürnberger Facies (HEIM 1936) } Rand- (THÜRACH 1888) } facies } nebst Grenz(karbonat)letten (REUL 1953) } facies		
Coburger Bau- sandstein kc (LORETZ 1895)	Bei Coburg: Oberbank Zwischenletten Unterbank (= Bausandstein von Coburg; v. SCHAUROTH 1853)	Randfacies: Bunt-Arkose Lettenbresche Kellerhut-Arkose	} v. FREYBERG 1954, 1956
Blasen- sandst. (kbl) (THÜRACH 1888, v. GÜMBEL 1888)	Sandsteine und Letten	Eingelagerte Leithorizonte in Oberfranken: Erbsquarzit (REUL 1952—1953) Kodlitzer Bank Mockersdorfer Kellersandstein	} v. FREYBERG 1956
Lehrberg- stufe kl (THÜRACH 1888)	Lehrberger Bänke I (v. GÜMBEL 1866) Berggipsschichten (v. GÜMBEL 1866)	Eingelagert: Engelmansreuther Sdst. (FÜRST 1954) Ansbacher Sandstein (REIS 1935)	Randfacies: Lehrbergsandstein (v. FREYBERG 1936)
Schilfsandstein ks (JÄGER 1827)			
Estherienschichten ke (THÜRACH 1888) An der Basis: Acrodus-Bank (THÜRACH 1888) Corbula-Bank (PRÖSCHOLDT 1884)		Randfacies: Estheriensandstein (v. FREYBERG 1954)	
Myophorien- schichten km (THÜRACH 1888)	Obere Myophorien- schichten Bleiglanzbank b (SANDBERGER 1866) Untere Myophorien- schichten (mit Grund- gips y; THÜRACH 1888)	Randfacies: Letten + Arkose D (km D) Dacharkose C Hauptletten } km C Dacharkose B B-Letten } km B Dacharkose A (= 3 m-Bank) Oberer Grundletten } km A Wärterhaus-Arkose Unterer Grundletten	} v. FREYBERG 1954 Benkersandstein: v. GÜMBEL 1866
Lettenkohle ku (VOIGT 1799; v. ALBERTI 1834)		An der Obergrenze: Grenz dolomit kd (v. SANDBERGER 1884)	

Keuper (HORNSCHUCH 1789; L. V. BUCH 1825; K. E. A. V. HOFF 1829)

2. Unsere Aufgabe

Die Keupergliederung im westfränkischen Bereich (Frankenhöhe, Steigerwald, Haßberge), die vielfach als die der „Normalfazies“ oder „Beckenfazies“ bezeichnet wird (das eigentliche Becken liegt in Mittel- und Norddeutschland), steht seit der grundlegenden Arbeit von THÜRACH (1888—1889) fest. Unsere Weiterarbeit galt in erster Linie der Gliederung der Randfazies und ihrer Parallelisierung mit der „Normalfazies“. Wie beide Bereiche zueinander stehen, wurde für den Nürnberger Raum zuerst dargestellt (v. FREYBERG 1936) und später in einem Schema für das Gesamtgebiet bis zum Thüringer Becken (v. FREYBERG 1937). Inzwischen sind unsere Einzelaufnahmen fast abgeschlossen. Auch wo sie noch im Gange sind (vor allem zwischen Kulmain und Lichtenfels) gestatten sie doch schon die Übersichtsdarstellung der hier beigefügten Beilage, auf welcher die räumliche Reichweite der Faziesseinheiten und ihre stratigraphische Stellung an einem Querprofil vom SE-Rand der Keuperverbreitung bei Pressath über Bayreuth—Kulmbach—Burgkunstadt—Coburg—Rodach nunmehr nicht mehr als Schema, sondern in ihren tatsächlichen Ausmaßen verzeichnet werden kann. Mit Ausnahme des für uns unzugänglichen thüringischen Profils (Römhild—Heldburg, nach dem Schrifttum dargestellt), bilden die Unterlage unsere meist veröffentlichten Aufnahmen. Inzwischen hat EMMERT (1964) ein Profil an der gleichen Linie veröffentlicht, welches viel Ähnlichkeit mit dem unsrigen besitzt, da er die gleichen Unterlagen benutzt hat. Trotzdem habe ich mich entschlossen mein Profil zu veröffentlichen, da ich an ihm das „Warum“ des Fazieswechsels erörtern möchte. Derselbe findet im Profil seinen Ausdruck in zwei Dimensionen: In der Reichweite längs der Horizontalen (Abbild der Undationen in den Sedimentationszyklen) und in den Schwankungen der Vertikalen (Ausdruck der Spezialundationen). Für eine Darstellung nach drei Dimensionen über das Gesamtgebiet des nordbayerischen Raumes werden die Unterlagen noch gesichtet; die Schwierigkeit liegt da in der Überbrückung des unbekanntes Albuntergrundes.

3. Die Sedimentationszyklen

Sie wurden für die Myophorienschichten bzw. den Benker Sandstein schon abgeleitet (v. FREYBERG 1954; erweitert 1955). Es ergab sich, daß die Cyklen (die auf epirogene Bewegungen zurückgeführt wurden) nicht am Bank- und Fazieswechsel gegeneinander abgegrenzt werden dürfen. J. WALTHERS Prinzip von der Korrelation der Fazies ist auch hier anzuwenden. Es konnten ferner die Cyklen des kontinentalen Trockenraumes, veranlaßt durch Hebungen des Randes, zu episodischen marinen Transgressionen als Folge etwa gleichzeitiger Senkungen des Beckens oder der „Barre“, die das Becken oder Binnenmeer vom Ocean abtrennte, in Beziehung gesetzt werden. In Abb. 1 und Tab. 2 sind die Endergebnisse schematisch zusammengefaßt. Ein Cyklus beginnt an der Cyklenwende (Conversion); sein Höhepunkt (Culmination) ist im Profil an der Sandsteinspitze kenntlich. Von da an klingt er ab, bis wiederum mit einer Conversion der nächste Cyklus beginnt. Neben die Cyklen treten Fazieswechsel, die durch örtliche Bedingungen veranlaßt werden. Zu den Einzelheiten vergleiche man meine genannten Abhandlungen von 1954 und 1955. Die Schichtenfolgen sind in der Geländepraxis im proximalen Typ am leichtesten, im inter-

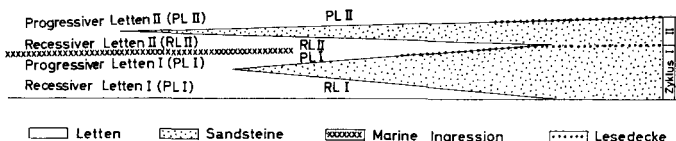


Abb. 1. Schema der Sedimentationszyklen (vgl. Tabelle 2).

mediären Typ oft noch einigermaßen so zu gliedern, daß Cyklen und stratigraphische Einheiten zusammenfallen; im distalen Typ mit seiner durchgehenden Lettenfazies nur da, wo marine Transgressionen zu erfassen sind. Für die Myophorienschichten ergab sich eine Gliederungsmöglichkeit in der Randfazies des Benker Sandsteins, welche weit über die bisher mögliche Gliederung der Beckenfazies hinausgeht.

Tabelle 2

Schema der kontinentalen Sedimentationszyklen im Gipskeuper mit und ohne Einschaltung einer marinen Transgression im Becken

Distaler Typ		Intermediärer Typ	Proximaler Typ	
Culmination	Progressiver Letten III	Progressiver Letten III	Lesedecke Arkose	Cyklus III
	Recessiver Letten III	Recessiver Letten III		
Conversion				Conversion
Culmination	Progressiver Letten II	Progressiver Letten II	Lesedecke Arkose	Cyklus II
	Recessiver Letten II	Recessiver Letten II		
Conversion = Marine Transgression				Conversion
Culmination	Progressiver Letten I	Progressiver Letten I	Lesedecke Arkose	Cyklus I
	Recessiver Letten I	Recessiver Letten I		

Vergleichen wir nun unsere Beilage, so ist die Reichweite der cyklischen Schüttungen durch die Sandspitzen gegeben. Ihre durchschnittliche Reichweite während einzelner Zeitabschnitte sei als *Kulminations-Front* bezeichnet. Die Grenze Sandfazies gegen Lettenfazies schiebt sich im Laufe des Mittleren Keupers immer wieder vor und zurück, und damit auch die Reichweite des distalen, intermediären und proximalen Typs. Neben diesen Wechsel der klastischen Sedimentfazies tritt aber auch das Nebeneinander der salinaren Fazies und der Dolomitkrusten-Fazies. Als salinare Fazies sei zusammenfassend das Auftreten von Gips und Salz bezeichnet ohne Rücksicht auf deren Ausscheidung aus marinem oder festländisch-aridem Bereich, die beide gegeben sind, ohne daß beide immer scharf zu unterscheiden sind. Eine salinare Becken-Fazies geht vertikal durch das ganze, in der Beilage dargestellte Profil, wobei nur der Schilfsandstein eine Ausnahme macht. Sie wird immer wieder unterbrochen durch

Steinmergelbänke, die oft marine Faunen (auch Muscheln) enthalten (Frischwassereintrübe, HELLER 1952). Manchmal wechseln im Keuper heute salzige und salzfreie Grundwässer sehr rasch. Nachträgliche Entsalzung ist nicht der einzige Grund dafür; von F. BIRZER sind hierzu nähere Ausführungen zu erhoffen. Die salinare Fazies ist die normale Fazies des distalen Typs und greift in den intermediären Typ ein. Randlich, noch im intermediären Typ, zieht sich die Zone der Dolomitverkrustungen (einschließlich der dolomitierten Sandsteine und Karbonatknollenletten; FISCHER 1925) hin, mit welcher Hornsteinausscheidungen verbunden sind, die aber in proximaler Richtung häufiger und mächtiger auftreten. Einen genauer untersuchten Fazieswechsel in einem einzelnen stratigraphischen Horizont nebst paläogeographischer Gliederung bringt v. FREYBERG 1965.

Von den Cyklen des *Benker Sandsteins* haben die größte, beckenwärts gerichtete Reichweite die Sandsteinspitzen der 3 m-Bank (Dacharkose A), deren Ende nicht bekannt ist, die aber wahrscheinlich über Kulmbach hinausreicht, und eine Bank der Abteilung B, die in der Bohrung Ireks V in Kulmbach noch nachgewiesen wurde nebst einer Begleitbank in ihrem Liegenden, die etwa der Bleiglanzbank entspricht. Eine ganze Anzahl von Bänken endet als Culationsfront kurz vor Kulmbach und ist bei Berneck noch vorhanden. Wichtig war der Nachweis, daß Sandsteinhorizonte nach ihrem Auskeilen sich beckenwärts zunächst noch als rote Letten zwischen dunklen (grauen oder grünen) Letten fortsetzen (v. FREYBERG 1961). Am weitesten greift der distale Typ während des Basisletten C (= Hauptletten) nach SE vor. Salinare Einflüsse sind im Grundletten als Gips bis nach Bayreuth erhalten. Die Sandsteine enthalten von Berneck bis Pressath nur süße Grundwässer, obwohl sie im Untergrund von Nürnberg—Erlangen z. T. in ansehnlicher Menge Salz führen.

Der *Corbula-Acrodus-Horizont* bedeutet eine besonders weit reichende Ingression, und die anschließenden *Estheriensichten* extendieren infolgedessen als distaler Letten sehr stark nach SE; am weitesten von allen Abteilungen unserer Tafel. Die Bänke des Estheriensandsteins greifen gerade noch in unseren Ausschnitt herein. In der Bohrung Kulmbach (Ireks V) war Gips mit 25% beteiligt (nebst Anhydrit; SCHMITZ 1959). Auch bei Laineck (Bayreuth) fehlte Gips nicht. Der nach SE anschließende Bereich liegt so hoch, daß Auslaugung anzunehmen ist. Steinsalz-Kristall-Relikte aus den Estheriensichten gab WEISS (1944) bekannt.

Der *Schilfsandstein* nimmt innerhalb des Mittleren Keupers eine Sonderstellung ein. Er beginnt mit einer Zerfurchung, welche die Estheriensichten in Linien tief hinunter ausräumen konnte. Die Ausfüllung der Furchen bekam den unglücklichen Namen „Flutfazies“, der besser „Rinnenfazies“ heißen sollte; denn nicht sie, sondern die „Normalausbildung“ überflutet den ganzen Raum. Tiefe Rinnen haben NEUPERT (1953, 1959) und BERNT SCHRÖDER (1958) noch im Raum von Neustadt a. Rauhen Kulm, also sehr weit im Osten, nachweisen können. Der Schilfsandstein ist praktisch lückenlos ausgebreitet worden. Cyklischer Fazieswechsel und die daraus folgenden Sedimenttypen fehlen, ebenso salinare Produkte und Beweise für Trockenlaufen; LINCK (1948) beobachtete nur Unterwasser-Spuren. Für die Sonderstellung hat WURSTER (1958; Ströme von Nordosten) eine neue Erklärung gegeben. Als Faziesänderung nach SE können

wir stellenweise harte dolomitgebundene Sandsteine feststellen. Der Schilfsandstein kann als stratigraphischer Horizont angesehen werden, bei welchem die Faziesgrenze als legitime Grenze anzusprechen ist. Das trifft nur für wenige Grenzen im Mittleren Keuper zu (siehe unten)²⁾.

Die Lehrbergstufe ähnelt den Estheriensichten unbeschadet aller sonstiger Abweichungen insofern, als eine stärkere Beteiligung von Sandsteinbänken (Lehrbergsandstein) erst im südöstlichen Teil des Profils festzustellen ist; sie unterscheidet sich u. a. durch verhältnismäßig dünne, aber sehr weit verfolgbare Sandschüttungen. Dazu gehört die Engelmansreuther Bank (FÜRST 1954). Eine Bank, deren Lage dem Ansbacher Sandstein Mittelfrankens entsprechen würde, ist in Oberfranken nicht über größere Strecken konstant gesichert. Gipsführung ist allgemein verbreitet und reicht nach SE bis in die Bohrungen bei Bayreuth. Wir lassen die Lehrbergstufe mit den Lehrbergbänken abschließen.

Tabelle 3
Gliederung des Sandsteinkeupers auf Blatt Heldburg

BEYSCHLAG 1895	THÜRACH 1901		OPITZ 1965	
Zanklodonletten (km 9) bis 40 m	[Zanklodonletten]		Feuerletten	
Burgsandstein (km 8) um 15 m	[Oberer Burgsandstein]		Oberer Burgsandstein mit Basisletten	
Dolomitische Arkose (km 7) ± 40 m	Dolomitische Arkose (km 7) [=Mittl. Burgsandstein]		Mittl. Burgsandstein	
Bunte Keuperletten mit Gips (yVIII) und weißen Sandsteinen (km 6) [um 20 m]	Obere Heldburgstufe	Heldburgst., km 6 (y VII = y VIII) [Unt. Burgsandst.]	Obere Heldburgstufe	Heldburgstufe = Unt. Burgst.
Coburger Bausdst. (km 5) 8 m	Oberer Semionotensdst.		Mittlere Heldburgstufe	
Bunte Mergel mit Gips (yVII); 20 m Sandstein (θ); bis 0,50 m Mergel; 10 m Plattensandstein (ζ); 3—4 m	Untere Heldburgstufe		Untere Heldburgstufe	
	Coburger Bausandstein (km 5)		Coburger Bausandstein (mit letzten dünnen Sandlagen)	
Bunte Keupermergel mit Gips (y VI); [20—25 m]	Blasen- und Plattensandstein (km 4)		Blasen- und Plattensandstein	
Liegendes: Lehrbergschicht von km 3 ε	Lehrbergschicht km 3 ε		Lehrbergbänke	

²⁾ Während der Drucklegung erschien die umfassende Arbeit von WURSTER (Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, Text, 1964), in welcher der Schilfsandstein in grundlegender Weise neu gedeutet und auch die bisherige Vorstellung über die „Flutfazies“ revidiert wird.

Mit dem Blasensandstein wird der distale Typ soweit zurückgedrängt wie bisher noch nie; es beginnt mit ihm infolgedessen der „Sandsteinkeuper“. Der intermediäre Typ mit starkem Anteil an Sandsteinen reicht bis in den Raum von Coburg. Zwei Sandsteinhorizonte gehen darüber hinaus und erreichen das Gebiet von Römhild. Der obere davon (BEYSCHLAGS Plattensandstein, THÜRACHS Coburger Bausandstein; von OPITZ, 1965, als Blasensandstein eingestuft, siehe Tabelle 3) kann der Kodlitzer Bank entsprechen; die untere hat etwa die Lage des Mockersdorfer Kellersandsteins. Diese beiden bilden Leitbänke weit im SE (v. FREYBERG 1954; 1956). Inzwischen ist aber der Basisletten (als recessiver Letten) immer mächtiger geworden. Gipslager sind nur aus dem Raum jenseits Coburg bekannt; Steinsalz-Kristall-Relikte finden sich auch im intermediären Typ. Dieser Typ ist überhaupt breiter als bisher auseinandergezogen. Zum ersten Mal im Keuper spielen auch Karbonatkrusten (dolomitisierte Sandsteine, Letten mit Karbonatknollen) und Hornsteinausscheidungen eine Rolle; besonders auffallend von SE bis in den Raum von Bayreuth.

Der Coburger Bausandstein fällt wieder etwas aus dem üblichen Rahmen. Der Abstand zwischen ihm und der höchsten Bank des Blasensandsteins schwankt wenig; seine enge Zugehörigkeit zum Blasensandstein wird auch dadurch gekennzeichnet. Die Sandsteinspitzen enden schon auf Blatt Heldburg (OPITZ; Tabelle 3). Die Dolomitkrusten- und Hornsteinzonen haben ähnliche Erstreckung wie im Blasensandstein. Außerhalb der Sandsteinspitzen beginnt die saline Heldburgfazies schon gleich über dem Blasensandstein; die Abteilung des Coburger Bausandsteins ist also da nicht abzutrennen. Steinsalzrelikte reichen in den intermediären Typ hinein. Die Profile und Bildungsbedingungen wurden an einem ausgewählten Beispiel besonders behandelt (v. FREYBERG 1965).

Mit dem Unteren Burgsandstein dringt die saline Fazies (als Heldburgstufe) nochmals bedeutend nach SE vor. Die grünen Salz- und Gipsmergel der Unteren Heldburgstufe sind noch in den Bohrungen von Burgkunstadt (HEGENBERGER; Diss. Erlangen, noch in Arbeit) nachzuweisen. Sie müssen dann nach SE sehr rasch zusammenschrumpfen und in randliche bunte Karbonatletten übergehen; denn die Angaben über den Kulmbacher Raum (REUL 1953; GUDDEN 1955; GAWLIK 1955; EMMERT 1962; SCHRÖDER 1964) beziehen sich übereinstimmend auf Mächtigkeiten, die gegenüber der Heldburgfazies stark reduziert sind und nur Gesteine des intermediären Typs umfassen. Dort beginnt auch schon die Fazies der Dolomitkrusten, die im Grenzkarbonatletten nach SE bis an den Rand unseres Profils reicht, in höheren Schichten bis Bayreuth. Die Mittlere Heldburgstufe ist durch einen Vorstoß der Sandsteinfazies bis über Römhild hinaus gekennzeichnet, und nach einem Rückzug (Vorderrand im Heldburger Raum) wiederholt sich das an der Obergrenze. Folgerichtig rückt auch die Dolomitzone vor, nach NW höher aufsteigend und im Profil Untersiemau (HOFFMANN 1965) die Dachbank des Unteren Burgsandsteins erreichend.

Der Mittlere Burgsandstein bringt ein noch weiteres Vorrücken der Sandsteinschüttung nach NW. Ausgesprochen saline Fazies ist hier nicht mehr bekannt. Bis an die Westgrenze des Profils reicht der intermediäre Typ, und mit ihm auch die Dolomitzone, immer weiter aufsteigend und dann ausklingend. Dolomitischer Sandstein wird in einer hohen Bank schließlich bei Römhild noch erwähnt. Nach SE gehen Dolomitbindungen bis Bayreuth. Das

Hauptgebiet (locus typicus der dolomitischen Arkose) reicht von Heldburg nach Burgkunstadt.

Auf den weiten Sandsteinvorstoß des Mittleren Burgsandsteins folgt der progressive Letten, welcher seiner Rückzugsphase angehört, und dann (über dem recessiven Letten) das Vorrücken einer letzten, sehr bedeutenden Sandschüttung des Oberen Burgsandsteins, welche wiederum über Römhild hinaus geht. Dolomitische Arkosen reichen entsprechend von Bayreuth bis Rodach; bei Römhild fehlen Aufschlüsse.

4. Legitime und illegitime stratigraphische Grenzen

Die Aufgabe der Stratigraphie ist der Aufgabe der Erdgeschichte entgegengesetzt. Der historische Ablauf der Erdgeschichte kennt keine allgemein gültigen Einschnitte, und seine Ereignisse greifen wie die Glieder einer Kette ineinander. Er ist also im ständigen Wechselspiel von Ursache und Wirkung unteilbar. Diesen geschichtlich gewordenen Kausalverband sucht die Stratigraphie aus Gründen der Übersichtlichkeit aufzuteilen (näher ausgeführt in v. FREYBERG 1941), wobei oft Gründe der Zweckmäßigkeit entscheidend waren (z. B. die Möglichkeit, eine Grenze auf der Karte darzustellen). Wenn aber die Einheit unseres Denkens erhalten bleiben soll, so darf das System der Stratigraphie nicht zu einem inhaltslosen technischen Schema entarten, sondern muß in Fühlung bleiben mit dem erdgeschichtlichen Geschehen. Dieses Bestreben macht sich im heutigen Schrifttum mit Recht stärker geltend. Die idealste stratigraphische Grenze ist diejenige, die in ihrem ganzen Bereich, erdgeschichtlich gemessen, Gleichzeitigkeit ausdrückt. Ist dieser Grundsatz einigermaßen erfüllt, so spreche ich von legitimen stratigraphischen Grenzen. In unserem Keuper sind die besten legitimen Grenzen durch die Steinmergelbänke gegeben, die auf aquatische (und vielfach nachweislich marine) Ingressionen zurückgehen. Wasser reagiert eben auf eine epirogenetische Bewegung unmittelbar und rasch. Sehr viel langsamer vollzieht sich hingegen beispielsweise der Antransport einer Sandsteinschüttung, die durch eine mit der Ingression gleichzeitige Bewegung ausgelöst wird. Den Sanden eilt der Tontransport voraus. Das Prinzip unserer Sedimentationszyklen bringt es deshalb mit sich, daß die Faziesgrenze des Sandsteins zeitlich aufsteigt; daß sie diagonal durch die Zeiteinheiten hindurchschneidet (siehe Abb. 1). Benutzt man eine solche Grenze zur stratigraphischen Abtrennung, so spreche ich von einer illegitimen stratigraphischen Grenze. Sehr viele unserer Grenzziehungen im Keuper sind illegitime Faziesgrenzen. Die zur Verfügung stehenden Wassermengen reichten eben nicht aus, um die anfallenden Sandmassen rasch genug und weit genug in die Becken zu transportieren; sie blieben auf der Böschung liegen, bald früher, bald später, auch mit in Abhängigkeit vom Ausmaß der Undationen und Spezialundationen, und das Innere der Wannen wurde mit Salz- und Gipseliten des Trockenklimas, im Becken auch mit den Relikten wieder schrumpfender Binnenmeere gefüllt. Der von uns abgeleitete Typ der Sedimentationszyklen ist also nicht nur ein Erzeugnis der Krustenbewegungen, sondern auch des Trockenklimas, in welchem die Psephite und Psammite zu langsam wandern. Eine Ausnahme macht der Schilfsandstein, das Sediment reichlicher Wasserführung, welche unter Abtragung dem Antransport der Sedimente

vorauselte und dann auch die Psammite so rasch und allgemein verteilte, daß ein Horizont entstand, bei welchem besonders die Oberfläche eine legitime stratigraphische Grenze bildet. Nun sind natürlich Ansätze denkbar, welche auf die Entwicklung des Schilfsandsteins hinstrebten, aber vorher stecken blieben, weil die Antriebskräfte zu schwach oder zu kurzlebig waren.

Ein sehr gutes Beispiel für den Unterschied zwischen legitimen und illegitimen stratigraphischen Grenzen bietet die Obergrenze der Lehrbergstufe. THÜRACH hatte diese Grenze in die Lehrbergbänke gelegt. Über ihnen treten im Windsheimer Gebiet noch wenige Meter rote Letten auf, weshalb dieser bisherige Basisletten des Blasensandsteins durch ARNDT (1933) zur Lehrbergstufe gezogen und der Blasensandstein erst mit der ersten Sandsteinbank begonnen wurde. Das war dort zu begründen und wurde von uns unter den gleichen Verhältnissen vom Gebiet von Kulmbach—Thurnau nach SE übernommen. Bei unseren Aufnahmen in den Haßbergen und bei Coburg wurde jedoch klar, daß diese Grenze eine aufsteigende Faziesgrenze ist. Die Lehrbergbänke als Niederschlag einer Episode von Frischwasseringressionen (Frischwasser immer im Verhältnis zum Salinar zu verstehen; also vielfach Meerwasser, manchmal vielleicht auch ausgesüßt) bilden hingegen einen legitimen Grenzhorizont. Der Abstand zwischen ihnen und der ersten Blasensandsteinbank wächst beckenwärts, wie folgende Feststellungen zeigen:

Thurnau (REUL)	1,3—6,00 m
Coburg (OPITZ)	12—15,00 m
Haßfurt (MARIOLAKOS)	21,00 m
Rodach (PRÖSCHOLDT)	20,00—25,00 m
Römhild (PRÖSCHOLDT)	28,00 m
Oberlauringen (WELZEL)	33—35 m

Wir sind deshalb zu THÜRACHS Grenzziehung in den Lehrbergbänken zurückgekehrt (SCHRÖDER 1964; WELZEL 1964; OPITZ 1965). Auch EMMERT (1964) hat in seiner übersichtlichen Darstellung der Keuperstratigraphie diese Grenze gewählt. Allerdings folgen über den Lehrbergbänken gewöhnlich noch einige Meter Letten in den leuchtenden Farben der Lehrbergletten, bevor die stumpferen Farben des Blasensandsteins beginnen; diese Grenze kann aber nur örtlich ermittelt werden. Auf unseren Karten wird außerdem der Basisletten des Blasensandsteins gegen die tiefste Sandsteinbank desselben abgegrenzt, aber mit dem vollen Bewußtsein, daß es sich nicht um eine zeitliche Grenze, sondern um eine Faziesgrenze und somit um eine illegitime stratigraphische Grenze handelt.

Nicht immer hat man einen so guten Leithorizont zur Verfügung, wie ihn die Lehrbergbänke darstellen. Auf der Beilage ist der Versuch gemacht worden, neben die bei der geologischen Kartierung angewendeten illegitimen Faziesgrenzen die Lage von Conversionen als legitime Grenzen einzutragen. Es sind dabei nur die Conversionen zwischen den Hauptabteilungen berücksichtigt worden. Zwischen den durch Sandsteinspitzen klar abgezeichneten Culminationen können im Gipskeuper von jedem Betrachter selbst die Grenzen ermessen werden; denn wir befinden uns hier immer am Vorderrand der auslaufenden Sand-schüttungen. Im Sandsteinkeuper ist das nur teilweise möglich; er gehört ja größtenteils ausschließlich dem intermediären oder distalen Bereich an, und die

Zahl der exakten Profile reicht nicht aus, um Zwischencyklen abzugrenzen. Welche Faziesgrenzen man da für die kartistische Abgrenzung wählt, ist nur noch eine Angelegenheit der Zweckmäßigkeit und Übereinkunft. Am besten zeigt das der Burgsandstein. Selbst im Coburger Raum sind dolomitische Arkosen nicht auf den Mittleren Burgsandstein beschränkt, wie HAHN (1964) und OPITZ (1965) genau gezeigt haben. Die besten kartistischen Gliederungsmöglichkeiten bieten die Letten (HAARLÄNDER 1955 und spätere Arbeiten), von denen innerhalb des Burgsandsteins zwei Horizonte fast nie fehlen (sein unterer und oberer Letten) und mit denen er den Mittleren und Oberen Burgsandstein beginnen läßt. Diese Grenzen fallen nicht immer mit denen THÜRACHS zusammen. Den U n t e r e n Burgsandstein in der Nürnberger Fazies ließen wir bisher in Oberfranken mit dem ersten Sandstein beginnen. Dessen liegender Letten (Grenzkarbonathorizont) besaß mit seinen Dolomitknollen noch die Fazies des darunterliegenden karbonatreichen Coburger Bausandsteins und wurde deshalb zu ihm gerechnet. Dieses Argument ist nicht mehr entscheidend, da (siehe die Beilage) die Karbonatkrusten und -knollen schon bei Bayreuth in verschiedene höhere Etagen des Unteren Burgsandsteins, und weiterhin noch höher hinauf aufsteigen. Auch HAARLÄNDER hat (1964) mit diesem Grenzkarbonatletten den Unteren Burgsandstein beginnen lassen, und entsprechend wurde in der Beilage verfahren. Die Bezeichnung „Unterer“ und „Oberer“ Letten wird damit allerdings unzuweckmäßig. Unmißverständlich wären die Benennungen: Kbu-Basisletten (= Grenzkarbonatletten), Kbm-Basisletten und Kbo-Basisletten. Für die Darstellung dieser Abgrenzungen und die Verbindung der Lettenhorizonte in der Beilage waren zwischen Coburg und Burgkunstadt neben zahlreichen Einzelprofilen der jeweiligen Bearbeiter lange Bohrprofile wichtig, und zwar die Bohrungen Burgkunstadt (HEGENBERGER, noch nicht abgeschlossene Dissertation), Sonnefeld und Ebersdorf (HAHN 1964), Untersiemau (HOFFMANN 1965) sowie Hangprofile um Coburg und die Bohrung Milchhof (OPITZ 1965). Dabei ergab sich im Coburger Raum eine Verschwächung des Oberen Burgsandsteins bei gleichbleibender Mächtigkeit des Mittleren. Es braucht nicht nochmals begründet zu werden, daß alle diese Grenzen illegitime Faziesgrenzen sind. Wo die Sandsteinhorizonte bis auf wenige schwache Bänke verschwinden, wie in den Haßbergen, und wo dann die legitimen Grenzen inmitten mächtiger Letten liegen, nach heutigen Mitteln unauffindbar, meist unter Wald- oder Grashängen, bleibt nichts weiter übrig, als die Sandsteinspitzen zu kartieren. Man muß sich aber im klaren sein darüber, daß wir hier die **Culminationen** der Zyklen kartieren, im Randgebiet (wo die Zwischenletten fast oder ganz verschwinden) ihre **Conversionen**. Die höchstens fingerstarken Sandsteinbänkchen, welche als äußerste Culminationen noch in die saline Fazies (auch des Gipskeupers) hineingehen, können den verschiedenen Cyklen vorläufig nicht zugeordnet werden.

In den Bohrprofilen von Burgkunstadt treten tief unten zwei Sandsteinhorizonte auf, die etwa die Lage der Unter- und Oberbank des Coburger Bausandsteins besitzen. Solche Meißelprofile sind nicht genau genug; die Mächtigkeiten können sehr von der Wirklichkeit abweichen, und die Zuordnung ist unsicher. Die untere Bank könnte z. B. auch Blasensandstein sein. Den Coburger Bausandstein von Kirchenlaibach bis Coburg behandelt seit längerer Zeit KRISL in einer noch nicht abgeschlossenen Dissertation.

5. Undationen und Spezialundationen

H. STILLE (1922) hat die Begriffe der Totalundationen und Spezialundationen festgelegt. Unseren besonderen Verhältnissen entsprechend etwas abgewandelt, lassen sie sich auch im Keuper anwenden.

In den Cyklen sehe ich Abbilder von Undationen. Klimatische Schwankungen solchen Ausmaßes, daß sie für die Conversionen und Culminationen der Sandschüttungen verantwortlich gemacht werden könnten, sind nicht erkennbar. Während der ganzen Dauer derselben haben wir arides Klima (Arkosen, Karbonatkrusten hauptsächlich im intermediären Typ, saline Verhältnisse distal anschließend); sobald sich das ändert (Schilfsandstein), entsteht ein ganz anderer Typ eines sandigen Sedimentes. Etwaige kleinere klimatische Wechsel ändern nichts an dem Großablauf, siehe die Untersuchung des Coburger Bausandsteins bei Zeil (v. FREYBERG 1965). Die marinen Ingressionen sind ebenfalls die Folge von Undationen. Das ganze mächtige Triasbecken war nicht ein tiefes Loch, das nun zugefüllt wurde, sondern es vertiefte sich während der Trias. Wollte man sich diese Vertiefung als einen für die ganze Trias mit gleichmäßigem Tempo anhaltenden Senkungsvorgang vorstellen, so würde das allen Erfahrungen über Krustenbewegungen widersprechen; die Absenkung verlief in cyklischen Beschleunigungen (bis zu marinen Ingressionen), denen außen cyklische Hebungen entsprachen (Sandvorstöße). Die Undationen haben verschiedene Reichweiten und und Größenkategorien, die in dem Kommen und Gehen der Ingressionen, dem Hin und Her der salinaren Fazies, des Vorderrandes der Sandschüttungen usw. abgebildet sind. Darauf gründen sich die Haupteinteilungen (Myophorienschichten, Estherienschichten, Lehrbergstufe etc.). Jede derselben ist letzten Endes auf die Ursachen zurückzuführen, welche die Culminationsspitzen bis an eine Durchschnittsgrenze, die *Culminationsfront*, gelangen lassen. In den Myophorienschichten z. B. reicht die Culminationsfront bis Berneck—Kulmbach. Dann folgt die weite Ingression der Corbula-Bank und eine Verlagerung der Culminationsfront während der Estherienschichten bis Kemnath—Neustadt. Mit den Culminationsfronten pendelt die Karbonatkrustenzone. Je breiter der Bereich des intermediären Typs auseinandergezogen wird, umso breiter wird auch sie. Unsere Beilage zeigt, daß sie im Sandsteinkeuper von SE nach NW aufsteigt und mit der besonders weiten Ausdehnung des intermediären Typs im Mittleren Burgsandstein auch eine besondere Breite erhält. Bestimmte Ausmaße der Undationen haben also zu den Haupteinteilungen geführt. Jeder Hauptabteilung kommt eine bestimmte Lage der Culminationsfront zu. Die Undationen, die zu den einzelnen Spitzen einer Culminationsfront führen, sind der Hauptundation untergeordnet. Hinzu kommen die ebenfalls untergeordneten Verschiebungen in der Sandstein-Vorderfront, die durch örtliche oder zeitliche, nebenherlaufende Ereignisse verursacht sind, wie durch die Spiegelschwankungen und Rinnenbildung im Coburger Bausandstein von Zeil—Ebelsbach (v. FREYBERG 1965).

Die Undationen bestimmen den Zeitpunkt und die Reichweite der Faziesbildungen. Die schwankende Mächtigkeit hingegen ist eine Folge von Spezialundationen. Die Ermittlung der Mächtigkeit ist allerdings nur in den nicht-salinaren Faziesbereichen einwandfrei möglich. Im salinaren Bereich täuscht das verschiedene Ausmaß der Gipsauflösung (vor allem) Mächtigkeitsschwankungen

vor, welche ursprünglich nicht vorhanden waren. Es ist schwer, das dadurch entstehende Mißverhältnis richtig einzuschätzen. Unser Profil folgt allerdings einer Linie, an welcher die Gipsführung nicht mehr entscheidend ist. Nur in der Bohrung Ireks V (Kulmbach) war sie in den Estherienschiefern in großem Umfang erhalten. Da es sich um eine von mir selbst aufgenommene Kernbohrung handelte, habe ich hier die Mächtigkeit des ke unter Kenntnis der anderen ke-Profile entsprechend reduziert. Auf unsere Diskussion haben aber die Estherienschiefern ohnehin keinen Einfluß, da ihr nur der Sandsteinkeuper zugrunde liegt, in welchem saline Anteile keine Bedeutung haben.

Das Profil der Beilage wurde an der horizontal gezeichneten Obergrenze des Burgsandsteins eingehängt. Vom Feuerletten ist zuviel abgetragen, als daß er noch mit wirklichem Gewinn verwendet werden könnte. Das Gerippe gibt eine Anzahl von möglichst langen und genauen Profilen. Zwischen ihnen wurden andere Profile mit verwendet; der Fazieswechsel ist aber in Anbetracht des Maßstabes im Einzelnen nicht darzustellen. Auch ergäben die nebeneinandergestellten Profile dazu verwirrende Einzelheiten in Zufallsausschnitten, wenn man einen größeren Maßstab verwenden wollte. Aus allen diesen Gründen muß die Verbindung zwischen den Standardprofilen vereinfacht werden, wenn auch in einer Form, die dem beobachteten Typ des Verbands entspricht. Von SE kommend sehen wir im Raum von Bayreuth eine Mächtigkeitszunahme. Dieselbe bezieht sich vor allem auf Blasensandstein und Coburger Bausandstein nach der Einteilung von SCHNITZER (1962, 1964). In diesem Raum liegt eine besondere Zahl tiefer Bohrungen vor, deren Profile durch WEISS (1954), v. FREYBERG (1954) und SCHNITZER veröffentlicht wurden. Der Coburger Bausandstein wurde oben nach der Karbonatführung abgegrenzt. Nachdem sich herausgestellt hat, daß hier die Karbonatführung auch in den Unteren Burgsandstein aufsteigt, kann man sich auch auf eine tiefere Lage der Grenze einigen. Daran würde der Untere Burgsandstein profitieren. Für unser Gesamtbild wäre das gleichgültig: Es bleibt eine Mächtigkeitszunahme im Gebiet von Bayreuth, die uns schon bekannte Bayreuther Sedimentfalle (v. FREYBERG 1954). Auffällig ist, wie hier die Sandsteine im Bereich des Blasensandsteins und Coburger Bausandsteins anschwellen. Dasselbe beobachtet man im Benker Sandstein.

Nach W nimmt der Sandsteinkeuper in Richtung auf Kulmbach erheblich ab. Wir besitzen für den dortigen Raum kein durchlaufendes Profil; aber alle Autoren (REUL 1953, GUDDEN 1955, GAWLIK 1955, EMMERT 1962, SCHRÖDER 1964) geben übereinstimmend Werte, welche niedriger sind als bei Bayreuth. In keinem ihrer Profile erscheinen im Unteren Burgsandstein Sedimente und Mächtigkeiten, welche der Heldburgfazies entsprechen. Die Heldburgfazies kann danach also erst westlich Kulmbach einsetzen; dann allerdings sehr rasch. In den Bohrungen von Burgkunstadt ist sie bestens vertreten (HEGENBERGER, noch unveröffentlicht).

Burgkunstadt liegt schon im Bereich einer erheblichen Mächtigkeitssteigerung, die schon deutlich ist, wenn wir die O b e r g r e n z e des Unteren Burgsandsteins betrachten. In Richtung auf Coburg schwillt die Mächtigkeit wieder ab. Dafür ist der O b e r e Burgsandstein verantwortlich. Dessen Untergrenze steigt sukzessive auf von den Bohrprofilen Sonnefeld und Ebersdorf (HAHN) über Untersiemau (HOFFMANN) bis Coburg (Aufnahmen von OPITZ). Vom Gipskeuper dieses Gebietes läßt sich nichts Genaues sagen, da keine guten Profile vorliegen.

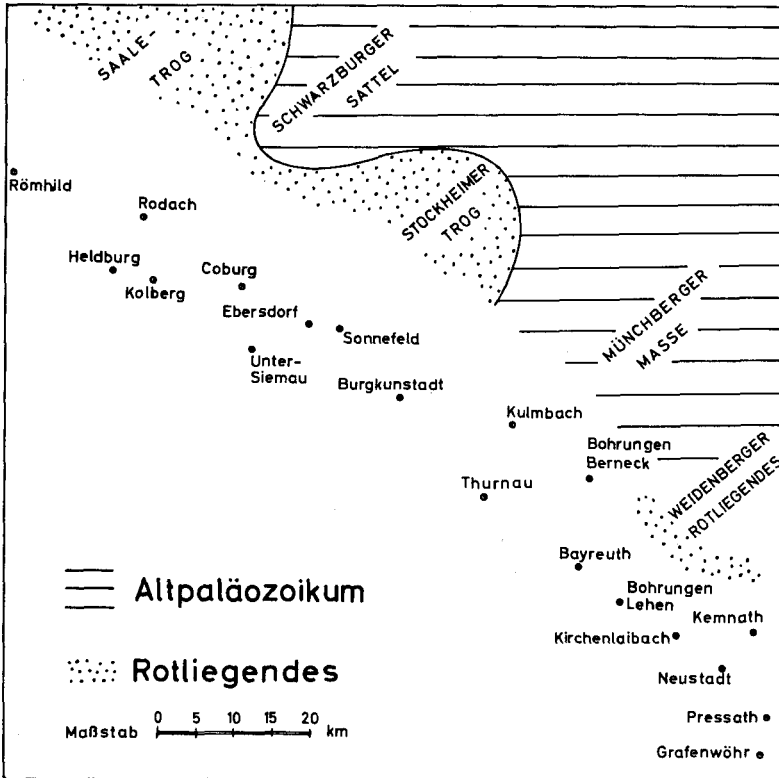


Abb. 2. Lage varistischer Strukturen neben unserer Profilinie.

Nach der allgemeinen paläogeographischen Position ist nach W eine Mächtigkeitszunahme des Gesamtprofils möglich, wenn die Verhältnisse so bleiben, wie sie TRUSHEIM (1964) für den Zechstein und Buntsandstein aufgezeigt hat. Unser nur bis Römheld aufgetragenes Profil zeigt nur eine Andeutung in dieser Richtung. Auffällig ist die Bohrung Kolberg. Von den Profilen FLIEGELS (1929) ist nur das der älteren Bohrung für uns brauchbar, und auch dieses gibt nur wenige Einzelangaben, die gedeutet werden können. Die Bohrung ist unter dem Sandstein der Mittleren Heldburgschichten (als km 5 der preußischen Karte eingestuft) angesetzt. Der Sandstein von 6,40—23,80 m umfaßt genau den Bereich der Sandsteine Obergrenze Coburger Bausandstein—Untergrenze Plattensandstein. Setzt man das Bohrprofil so in unsere Beilage, so fällt in die Tiefe zwischen 78,90—109,20 m = „bunte Letten mit harten Schichten“ genau die Fortsetzung des Schilfsandsteins vom Profil Römheld her. Weiter nach dem Liegenden ist von FLIEGEL die Obergrenze des Unteren Keupers bei 323,25 m Tiefe (oder in der neuen Bohrung bei 334,5 m) angenommen worden. Ob man diese Grenze nun mit dem Grenzdolomit nach den Angaben über den nördlichen oder südlichen Teil von Blatt Römheld verbindet: In beiden Fällen liegt sie tiefer. Da die Bohrung Kolberg bisher als einzige Bohrung ein so tiefes und vor Auslaugung relativ geschütztes Profil in diesem Bereich geliefert hat, wird man mit vergleichenden Schlußfolgerungen noch zurückhaltend sein.

Die Mächtigkeitsschwankungen gehen auf Spezialundationen zurück, welche die Totalundationen gliedern. Ihre Effekte in Gestalt von Mächtigkeitsanschwellungen oder -abschwächungen liegen nicht gleichzeitig an der gleichen Stelle; wiederum ein Hinweis, daß die Bewegungen cyklisch ausgelöst oder beschleunigt wurden. Zum Endresultat unserer Beilage führten aber Räume bevorzugter Spezialundationen. Vergleichen wir Abb. 2, so kann man in Erwägung ziehen, daß sie Ausklänge der varistischen Tektonik darstellen. Die Bayreuther Sedimentfalle kann an die Rotliegenden Senke von Weidenberg anschließen, die Kulmbacher Schwelle an die Münchberger Masse (auch wenn diese Achse, wie der Schwarzburger Sattel, im Vorland schon abgetaucht sein sollte). Der Abfall nach Burgkunstadt entspräche dem des Stockheimer Troges, an den sich nach W der Saale-Trog anschließt. Daß der Schwarzburger Sattel nahe der Fränkischen Linie nach SW untertaucht, zeigte schon meine Karte von 1935. Trotzdem kann er sich noch in einer Coburger Schwelle bemerkbar machen, falls die bisher vorliegenden unzureichenden Hinweise, durch bessere und tiefere Profile gestützt, ihr Vorhandensein nahelegen sollten. Für die Ablagerungsräume des Keupers sind aber nicht nur Nachklänge varistischer Strukturen zu erwägen. Schon für das Oberrotliegende konnte ich die Wichtigkeit von SE—NW-verlaufenden Linien aufzeigen (v. FREYBERG 1935); gewissermaßen von Vorläufern saxonischer Strukturen. Auch das Abtauchen des Schwarzburger Sattels rechne ich nun hierhin. TRUSHEIM (1964) hat für den Zechstein und Buntsandstein Mächtigkeitskarten gezeichnet, deren Kurven bei SE—NW-Streichen eine Mächtigkeitszunahme nach SW, von der Fränkischen Linie zum Grabfeld hin, aufzeigen. BERNT SCHRÖDER (1965) nimmt ähnliche Verhältnisse für den Keuper an als eine Frühanlage der Grabfeldmulde. Es können sich somit zwei Richtungen von Spezialundationen, eine vererbte varistische und eine vorausklingende hercynische, in unserem Raum möglicherweise vergittern und zu besonders begünstigten „Sedimentfallen“ führen. Das ist vorläufig eine hypothetische Möglichkeit. Exakte Profile liegen noch nicht in ausreichender Zahl vor, um sich für und wider dieselbe zu entscheiden. Aber die systematische Sicherstellung aller Bohrprofile, um die ich mich seit 30 Jahren bemühe und die uns und anderen schon in vielen Problemen entscheidend genützt hat, wird im Lauf der Jahre auch hier weiterhelfen. —

Vergleicht man die Übersicht über Sedimentationscyklen, die KURT FIEGE (1952) gab, so stellt man fest, daß es verschiedene Typen derselben gibt. Unser Erscheinungsbild des wesentlich kontinental-ariden Bereichs unterscheidet sich völlig von denen mariner, vielfach geosynklinaler Bereiche, die meist Gegenstand der Untersuchung sind.

6. Schrifttum

- ARNDT, H.: Erläuterungen zum Blatt Windsheim (Nr. XXII) der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000 Teilblatt Windsheim. München 1933.
- BEYSCHLAG, F.: Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten Blatt Heldburg mit Erläuterungen. Berlin 1895.
- CREDNER, H.: Übersicht der geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes. Gotha 1843.
- EMMERT, U.: Ein Keuper-Profil zwischen Lehrbergschichten und Unterem Burgsandstein. — Geol. Bl. NO-Bayern, **12**, S. 153—159, Erlangen 1962.
— Keuper. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., S. 91—120, München 1964.
- EMMERT, U. u. WEINELT, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5935 Marktschorgast. München 1962.
- FIGE, K.: Sedimentationszyklen und Epirogenese. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, 1951, S. 17—22, Hannover 1952.
- FISCHER, G.: Zur Kenntnis der Entstehung der Steinmergel im fränkischen bunten Keuper. — Neues Jb. Mineral. usw., **51**. Beil.-Bd., S. 413—476, Stuttgart 1925.
- FLIEGEL, G.: Der Thermalsolsprudel von Bad Kolberg in Thüringen. — Z. prakt. Geol., **37**, S. 1—10 u. 27—31, Halle/S. 1929.
- FREYBERG, B. v.: Die geologische Erforschung Thüringens in älterer Zeit. Berlin 1932.
— Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 193—209, Berlin 1935.
— Die Randfazies des Mittleren Keupers in Mittelfranken (Auswertung von Tiefbohrungen). — S.-B. Phys.-mediz. Soz. Erlangen, **67**, 1935/36, S. 167—246, Erlangen 1936.
— Thüringen. Geologische Geschichte und Landschaftsbild. Oehringen 1937.
— Zur Darstellung der Erdgeschichte. — Z. deutsch. geol. Ges., **93**, S. 432—436, Berlin 1941.
— Der Blasen- und Semionotensandstein im oberfränkischen Randgebiet. — Geol. Bl. NO-Bayern, **4**, S. 136—144, Erlangen 1954. — [1954 a].
— Die Randfazies des Gipskeupers, insbesondere der Benker Sandstein in Franken. — Erlanger geol. Abh., H. 11, S. 1—47, Erlangen 1954. — [1954 b].
— Benkersandstein und Sedimentationszyklen in der Tiefbohrung Ireks V in Kulmbach. — Geol. Bl. NO-Bayern, **5**, S. 18—26, Erlangen 1955.
— Geologie der Mulde von Kirchenlaibach. Mit zwei geologischen Spezialkarten 1 : 15 000 und 1 : 25 000. — Erlanger geol. Abh., H. 20, Erlangen 1956.
— Die drei Keuperbohrungen südwestlich Bad Berneck (1959/60). — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, S. 63—75, Erlangen 1961.
— Der Coburger Bausandstein (Mittl. Keuper) von Zeil—Ebelsbach als Beispiel einer epikontinentalen Schichtenfolge. — Erlanger geol. Abh., H. 58, Erlangen 1965.
- FÜRST, M.: Die Geologie des Creußener Höhenzuges und seiner Umgebung. Mit geol. Spezialkarte 1 : 25 000. — Erlanger geol. Abh., H. 12, Erlangen 1954.
- GAWLIK, J.: Geologie des Vorlandes der Fränkischen Linie zwischen Goldkronach und Neumarkt. Mit geol. Spezialkarte 1 : 25 000. — Diss. Erlangen 1955. — [Maschinenschrift].
Sowie Erlanger geol. Abh., H. 18, Erlangen 1955.
- GUDDEN, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 5834 Kulmbach. München 1955.
- HAARLÄNDER, W.: Geologie des Blattes Röttenbach. — Erlanger geol. Abh., H. 13, Erlangen 1955.
— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch. München 1964.
- HAHN, L.: Stratigraphie und Tektonik des Keupers und Unteren Lias auf Blatt Sonnefeld. — Diplomarbeit, Erlangen 1964. — [Maschinenschrift].
- HAUNSCHILD, H.: Der Keuper um Pressath. Mit geol. Karte 1 : 25 000. — Diss. Erlangen 1954. — [Maschinenschrift]. Auch Erlanger geol. Abh., H. 14, Erlangen 1955.
- HAUNSCHILD, H. u. SCHRÖDER, B.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6237 Grafenwöhr mit Erläuterungen. München 1960.

- HELLER, FL.: Die stratigraphische Verbreitung und die Bedeutung des Vorkommens von Lingula und Estheria im fränkischen Keuper. — Geol. Bl. NO-Bayern, 2, S. 57—63, Erlangen 1952.
- HOFFMANN, D.: Die Geologie des Keuper-Jura-Gebietes zwischen Itz und Main auf Blatt Seßlach (Nr. 5831). — Diplomarbeit Erlangen 1965. — [Maschinenschrift].
- LINCK, O.: Lebens-Spuren aus dem Schilfsandstein (Mittl. Keuper km 2) NW-Württembergs und ihre Bedeutung für die Bildungs-Geschichte der Stufe. — Jb. Ver. Vaterl. Naturkde. Württemberg, 97—101, 1941—1945, S. 1—100, Stuttgart 1948.
- LORETZ, H.: Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000 Blatt Coburg nebst Erläuterung. Berlin 1895.
- NEUPERT, E.: Das Gebiet der Störungszonen von Kirchenthumbach und Stegenthumbach (Oberpfalz). Mit geol. Spezialkarte 1 : 25 000. — Erlanger geol. Abh., H. 32, Erlangen 1959.
- OPITZ, W.: Geologische Untersuchungen im Keuper bei Coburg. — Diplomarbeit Erlangen 1965. — [Maschinenschrift].
- PRÖSCHOLDT, H.: Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten Blatt Römheld mit Erläuterung. Berlin 1895.
- REUL, K.: Geologie des Kartenblattes Thurnau (Ofr.) 1 : 25 000. Nebst Untersuchungen über den Mechanismus der tektonischen Erscheinungen. Mit geol. Spezialkarte 1 : 25 000. — Diss. Erlangen 1952. — [Maschinenschrift]. Auch Erlanger geol. Abh., H. 6, Erlangen 1953.
- SCHMITZ, H.-H.: Über die mineralogische Zusammensetzung des unteren Gipskeupers nach einem Bohrprofil. — Geol. Jb., 77, S. 59—94, Hannover 1959.
- SCHNITZER, W. A.: Die Bohrungen Quellhof II—IV (südlich Bayreuth). — Geol. Bl. NO-Bayern, 12, S. 61—69, Erlangen 1962.
- Die Bohrungen Eichelacker IV—VI im Mistelbachtal südwestlich Bayreuth. — Geol. Bl. NO-Bayern, 14, S. 153—161, Erlangen 1964.
- SCHRÖDER, B.: Stratigraphie und Tektonik vor der Fränkischen Linie bei Kemnath—Pressath (Opf.) und die tektonische Lage der Basalt-Durchbrüche. Mit einer geol. Spezialkarte 1 : 25 000. — Erlanger geol. Abh., H. 27, Erlangen 1958.
- Benkersandstein und Estherienstufe nördlich und östlich Grafenwöhr an Hand neuer Aufschlüsse. — Geol. Bl. NO-Bayern, 11, S. 133—147, Erlangen 1961.
- Bohrung der Gemeinde Thurnau/Ofr. — Geol. Bl. NO-Bayern, 14, S. 31—32, Erlangen 1964.
- Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. — Erlanger geol. Abh. — [im Druck].
- STILLE, H.: Studien über Meeres- und Bodenschwankungen. — Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Mathem.-physik. Kl. 1922, S. 83—95, Göttingen 1922.
- THÜRACH, H.: Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. — Geogn. Jh., 1, 1888, S. 75—162, Cassel 1888 u. 2, 1889, S. 1—90, Cassel 1889.
- Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. — Geogn. Jh., 31, 1900, S. 7—53, München 1901.
- TRUSHEIM, F.: Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953—1960. — Geologica Bavarica, Nr. 54, München 1964.
- WEISS, W.: Gips- und Steinsalzkristalloide aus dem Gipskeuper und ihre Entstehung. — Privatdruck (7 Seiten), Bayreuth 1944.
- Zur Frage der Muschelkalk-Obergrenze bei Bayreuth. Nebst einigen wichtigen Tiefbohrprofilen. — Erlanger geol. Abh., H. 10, Erlangen 1954.
- WELZEL, E.: Geologie der nördlichen Haßberge auf Blatt Oberlauringen. — Diplomarbeit Erlangen 1964. — [Maschinenschrift].
- WURSTER, P.: Schüttung des Schilfsandsteins im mittleren Württemberg. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1958, S. 479—489, Stuttgart 1958.
- Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 33, 140 S., 4 Taf., Hamburg 1964. — [Während des Drucks erschienen].

Ist der Schilfsandstein des Mittleren Keupers eine Flußablagerung?

Mit 4 Abbildungen

Von ULRICH EMMERT¹⁾

Einleitung

Der Schilfsandstein ist in auffallend uniformer Ausbildung im ganzen mitteleuropäischen Keuperbecken verbreitet und wird dadurch zum wichtigsten Leithorizont oder, besser gesagt, zur wichtigsten Leitzone des Mittleren Keupers. Diese sandige, Pflanzenreste führende Schicht hebt sich sowohl von den im Liegenden als auch im Hangenden tonig-mergelig entwickelten Keupersedimenten deutlich ab. In Franken werden die Schichten unmittelbar unter dem Schilfsandstein Estheriensichten und die Tonsteinfolge darüber Lehrbergschichten (= Rote Wand) genannt. P. WURSTER (1964) hat erst vor kurzer Zeit eine ausführliche Darstellung von der „Geologie des Schilfsandsteins“ gegeben, auf die ich ausdrücklich hinweisen möchte, um überflüssige Wiederholungen möglichst zu vermeiden.

Typisch für den Schilfsandstein ist seine außerordentlich gleichmäßige Feinkörnigkeit (0,06—0,20 mm; vorwiegend bei $0,1 \pm$ mm) im gesamten Ablagerungsraum. Er ist meistens tonig gebunden und führt in der Regel viel Glimmer. M. SALGER gibt anschließend auf S. 169 eine detaillierte Gesteinsbeschreibung eines Schilfsandsteinprofils aus dem Steigerwald. Mächtigkeiten von 50 m und darüber sind zwar von einzelnen Orten nachgewiesen (vgl. Abb. 1), im allgemeinen ist die Schilfsandsteinstufe jedoch zwischen 10 m und 40 m mächtig. Irgendeine Abhängigkeit der Schilfsandsteinmächtigkeit von der Lage im Keuperbecken läßt sich bis jetzt nicht erkennen. Die Sandsteine dieser Stufe sind in einem fließenden Wasser abgelagert worden, das bezeugen die vielen Kreuz- und Schrägschichten, Strömungsrippel, die P. WURSTER (1964, S. 24) eingehend untersucht hat, Erosionsrinnen und breschige Aufarbeitungslagen.

Die Schilfsandsteinstufe

Mit wohlbegründeter Absicht spricht H. THÜRACH (1888, S. 132) von der „Stufe des Schilfsandsteins“ und nicht einfach vom „Schilfsandstein“, wie es sich später eingebürgert hat. Das Wort „Schilfsandstein“ wird heute in doppeltem Sinne gebraucht: einmal als Bezeichnung für den namengebenden Sandstein, also in rein petrographischem Sinne, und zum anderen als stratigraphische Bezeichnung für einen Schichtverband bzw. für eine ganze Schichtstufe, wobei das Wort „Stufe“ hier keine biostratigraphische Bewertung besitzt. Die Schilfsandsteinstufe setzt sich in den meisten Fällen aus einer Wechselfolge von Sandstein- und

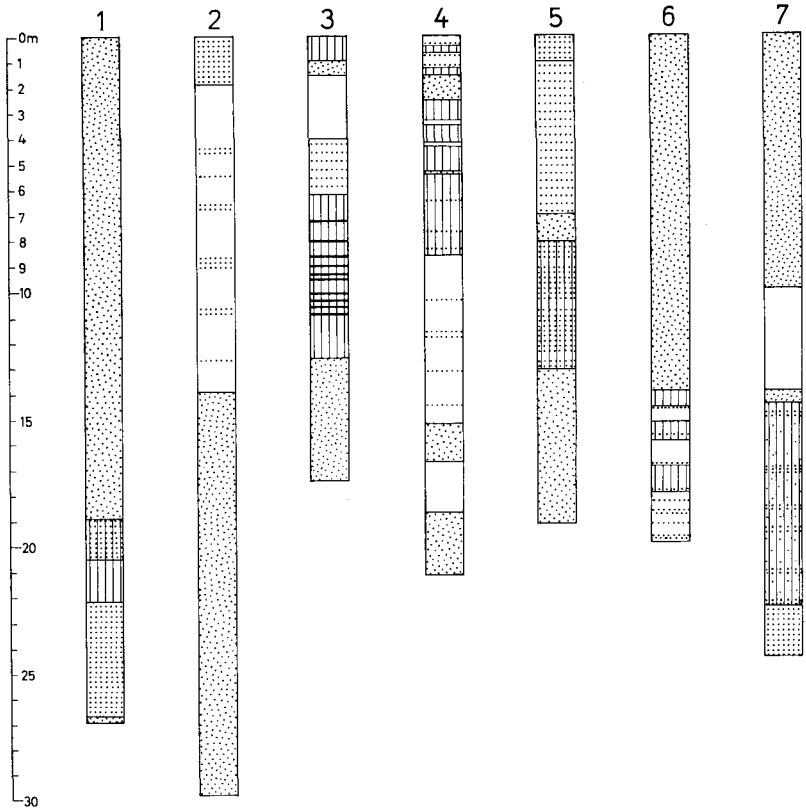
¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. ULRICH EMMERT, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Tonsteinlagen zusammen (Abb. 1). Weil das der Normalfall ist, nannte THÜRACH (1888, S. 133) diese Art der Ausbildung „normal gelagerten Schilfsandstein“. Das Verhältnis von Sandstein- zu Tonsteinlagen wechselt in der Schilfsandsteinstufe von Profil zu Profil. Es gibt Profile, in denen der Tonanteil bei weitem die sandigen Schichten überwiegt (vgl. S. 155), ja es soll sogar Lokalitäten geben, wo im Bereich der Schilfsandsteinstufe überhaupt keine sandigen Partien mehr feststellbar sind. Sehr viel bekannter ist das andere Extrem seiner Ausbildung, in dem die Sandsteine überwiegen und tonige Zwischenlagen unter Umständen ganz fehlen können. Diese Entwicklung ist unter der Bezeichnung „Flutbildung“ bekannt (vgl. S. 150). Die Flutbildung ist jedoch eine Ausnahme von der Regel, das darf man nicht vergessen.

Normalausbildung

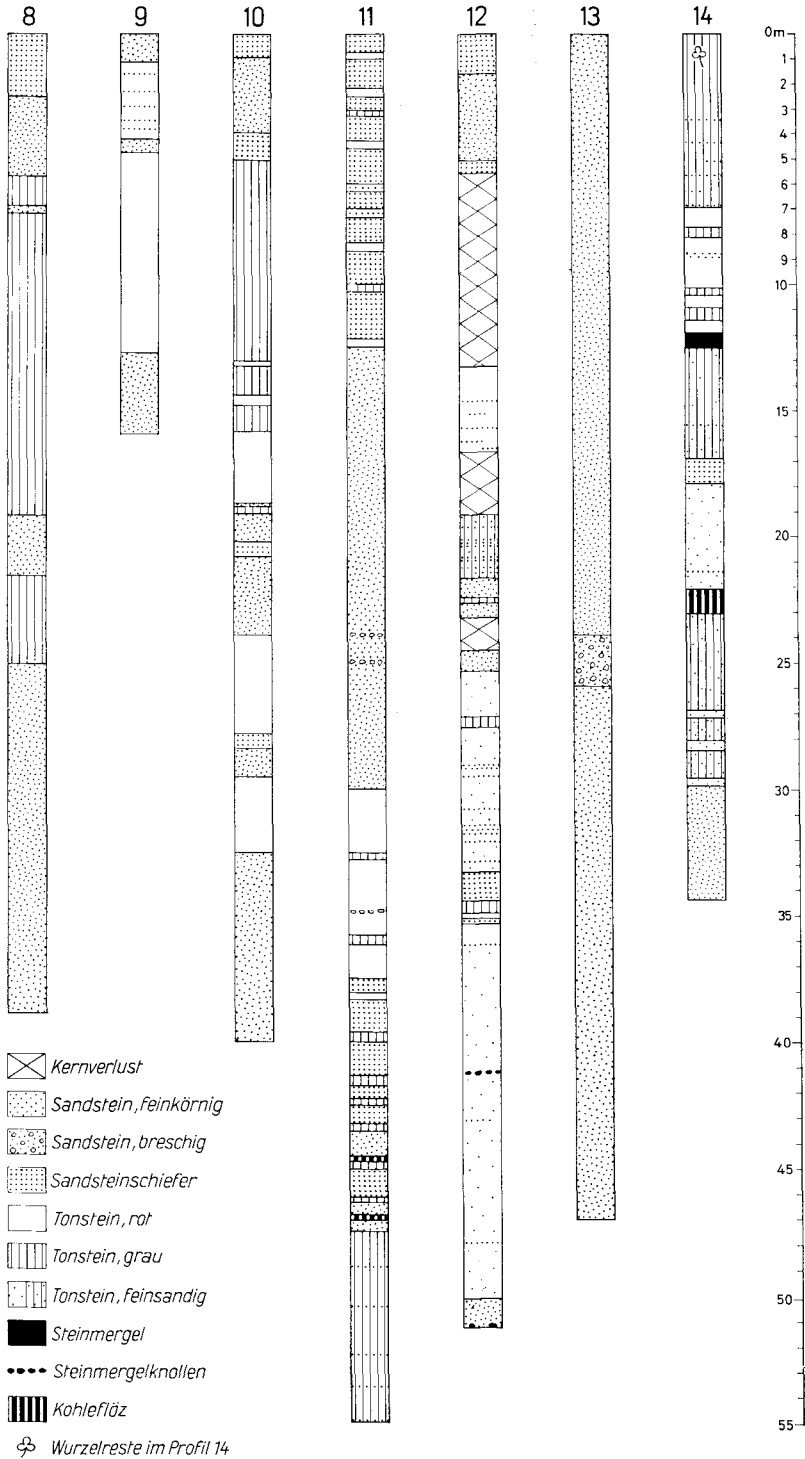
Die Schilfsandsteinstufe kann über den liegenden Estherienschiefern auf dreierlei Art einsetzen:

1. Sie kann sich durch eine allmähliche Zunahme des Feinsandgehaltes in einem gleitenden Faziesübergang („Übergangsschichten“ THÜRACHS) aus den Estherienschiefern entwickeln. In diesem Falle läßt der kartierende Geologe die Schilfsandsteinstufe gewöhnlich mit der ersten festen Sandsteinbank beginnen.
2. Der Schilfsandstein kann aber auch ohne erkennbaren Übergang unmittelbar auf den schluffigen Estherienschiefern liegen.
3. Zwischen den liegenden Estherienschiefern und dem hangenden Schilfsandstein ist manchmal eine Aufarbeitungslage von unterschiedlicher Mächtigkeit eingeschaltet. — Mehrere Meter mächtige, massive Bausandsteinlagen liegen häufig, aber durchaus nicht immer, an der Basis der Stufe; auch im höheren Teil des Profiles (vgl. Abb. 1) können solche auftreten. Zwischen den Sandstein- und Tonsteinlagen der Schilfsandsteinstufe kann man innerhalb der Wechselfolge alle nur denkbaren Übergänge beobachten. Die sandigen Schichten können massiv, dünnbankig oder schiefrig gelagert sein oder auch nur als vereinzelte Mürbsandschmitzen im Tonstein vorkommen. Andererseits weisen die tonigen Partien häufig einen spürbaren Feinsandgehalt (Tonsandschichten) auf und enthalten dann oft auch kohligen Pflanzendetritus. Darüber hinaus können in der Schilfsandsteinstufe jedoch auch schluffige Tonsteinfolgen auftreten, die weder einen spürbaren Feinsandgehalt noch Pflanzenreste aufweisen und die sich deshalb meiner Ansicht nach (vgl. WURSTER 1964, S. 36, 43, 118), wenn sie grau gefärbt sind, weder von den liegenden Estherienschiefern, noch, wenn sie rot gefärbt sind, von den hangenden Lehrbergschichten unterscheiden lassen. Die Rotfärbung setzt bereits in den oberen Estherienschiefern (vgl. THÜRACH 1888, S. 130) ein, pendelt innerhalb der Schilfsandsteinstufe hin und her (vgl. Abb. 1) und setzt sich erst in den hangenden Lehrbergschichten (= Rote Wand) vollkommen durch. Bemerkenswert ist, daß innerhalb der tonigen Schichtenfolgen auch dolomitische Mergellagen mit Estherien und kleinen Muscheln vorkommen können (vgl. Abb. 1, Profil 3 und EMMERT 1965), wie in den tieferen Estherienschiefern. Die Obergrenze der Schilfsandsteinstufe ist meines Erachtens ebenfalls eine Faziesgrenze, wenn sie auch nicht so starken Schwankungen unterliegt wie die Untergrenze (vgl. S. 165). Die Sandführung im Sediment hört allmählich auf. Selbst in Bohrkernen läßt sich oft keine scharfe Grenze zwischen dem Schilfsandstein und den



- Profil 1: Stickelsberg, Unterfranken, Bl. 6228, EMMERT 1965, Abb. 14
 Profil 2: Füttersee, Mittelfranken, Bl. 6228, EMMERT 1965, Abb. 14
 Profil 3: Erlabronn, Mittelfranken, Bl. 6228, EMMERT 1965, Abb. 14
 Profil 4: Hohnsberg, Mittelfranken, Bl. 6229, EMMERT 1965, Abb. 14
 Profil 5: Zeil am Main, Unterfranken, Bl. 5929, v. GÜMBEL 1894, S. 49
 Profil 6: Unfinden, Unterfranken, Bl. 5929, THÜRACH 1888, S. 144
 Profil 7: Brennhausen, Unterfranken, Bl. 5729, THÜRACH 1888, S. 134
 Profil 8: Raindorf, Mittelfranken, Bl. 6431, BIRZER 1940, S. 3
 Profil 9: Neuenheerse, Teutoburger Wald, STILLE 1901, S. 60
 Profil 10: Quedlinburg, SCHROEDER, H. 1927, S. 44—45
 Profil 11: Marnitz, Mecklenburg, WIENHOLZ 1960, S. 435
 Profil 12: Tempelburg, östlich Berlin, SEITZ 1949, S. 471—473
 Profil 13: Leschna bei Oppeln, ASSMANN 1929, S. 159
 Profil 14: Oppeln, Oberschlesien, ASSMANN 1926, S. 374.

Abb. 1. Verschiedene Schilfsandsteinprofile.



hangenden Lehrbergschichten ziehen (vgl. E. WIRTH 1951, S. 675 und SEITZ 1951, S. 471). Zu den Besonderheiten der Schilfsandsteinstufe des mitteleuropäischen Keuperbeckens zählen neben Pflanzen- und Tierfunden geringmächtige Einlagerungen von Roteisenknollen oder Limonitkrusten sowie Pyritknollen, Kohle, Anhydrit bzw. Gips und sogar von Steinsalz (vgl. S. 158).

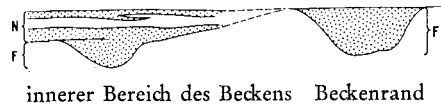
Gliederungsversuche

Die Wechselfolge von Sandstein- und Tonsteinlagen in der Schilfsandsteinstufe hat immer wieder zu Gliederungsversuchen gereizt. Schon THÜRACH (1888, S. 133) versuchte diese Schichtenfolge in ein grobes Schema zu zwingen (Abb. 2, I) und nach ihm wieder W. REIFF (1938, S. 117). Aber es hat sich gezeigt, daß sich diese Stufe keiner stratigraphischen Ordnung beugt. Typisch für diese Stufe ist einzig und allein die Regellosigkeit der Schichtenfolge (Abb. 1). Wohl am eindrucksvollsten wird dieses Verhalten durch die Profilzusammenstellung von E. WIRTH (1951, S. 677) demonstriert: In dem Ölfeld von Weiher bei Bruchsal ist die 16—33 m mächtige Schilfsandsteinstufe durch zahlreiche (über 50) Bohrungen, die einen durchschnittlichen Abstand von etwa 100 m besitzen, aufgeschlossen worden mit dem Ergebnis, daß jede Bohrung praktisch ein anderes Profil zeigt. Ähnlich verhält es sich auch mit den Bohrungen von Neustadt a. d. Aisch, die W. HAARLÄNDER (1963) zusammengestellt hat.

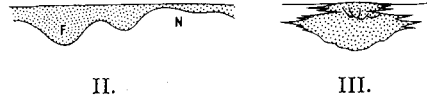
Wann liegt eine Normalausbildung vor und wann Flutbildung?

Die Vorstellung THÜRACHS (1888, S. 103 und 140), der ja zum ersten Mal diese beiden Faziestypen einander gegenübergestellt hat, gibt die Abbildung 2, I wieder. Seiner Ansicht nach nimmt die Schilfsandsteinsedimentation von einzelnen, in die Estherienschichten hinabreichenden Flutrinnen aus ihren Anfang. Nachdem diese Erosionsrinnen mit Sand aufgefüllt waren (mit „Flutbildung“ im eigentlichen Sinne), breitete sich im inneren Keuperbecken normal gelagerter Schilfsandstein darüber aus. Flutbildung würde also dort vorliegen, wo die Schilfsandsteinstufe mit massiven Sandsteinlagen einsetzt und ihre Mächtigkeit beträchtlich höher ist als die der Normalausbildung. Obwohl sich diese Definition recht klar und eindeutig anhört, ist sie doch äußerst schwierig anzuwenden, denn sie setzt voraus, daß die Mächtigkeit der Normalausbildung in dem jeweiligen Gebiet bekannt ist (THÜRACH 1888, S. 136). Diese Voraussetzung ist aber, wenn überhaupt, dann nur in den allerseltensten Fällen gegeben. Die Schilfsandsteinstufe müßte in ihrer gesamten Abfolge und in möglichst vielen guten Profilen aufgeschlossen sein, um über die Mächtigkeit der Normalausbildung eine einigermaßen zuverlässige Aussage machen zu können. Dieser Idealfall ist aber im Gelände kaum gegeben. Selbst in der einzigartigen Profilzusammenstellung von Schilfsandsteinbohrungen aus dem Ölfeld Weiher (WIRTH 1951, S. 677) läßt sich beim besten Willen keine „Normalmächtigkeit“ der Schilfsandsteinstufe (16—33 m) herauslesen, sondern höchstens eine „durchschnittliche“ Mächtigkeit. Ganz abgesehen davon gibt es auch im Ölfeld Weiher durchgehend sandig entwickelte Profile, die entgegen der THÜRACHSchen Regel weniger mächtig sind als Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen der Normalausbildung in ihrer Nach-

I. Normal- und Flutausbildung des Schilfsandsteins nach THÜRACH 1888



II. Grob vereinfachte Darstellung von Flut- und Normalausbildung



III. Flutbildung nach WURSTER 1964, S. 51

IV. Schematischer Profilschnitt durch die Schilfsandsteinstufe

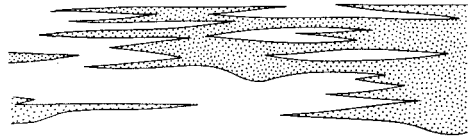


Abb. 2. Verschiedene Darstellungsarten der Normalausbildung und der Flutbildung der Schilfsandsteinstufe. N = Normalausbildung, F = Flutausbildung.

barschaft. Damit entfällt das wichtigste Unterscheidungsmerkmal zwischen den beiden Faziestypen THÜRACHS, nämlich ein sicher feststellbarer Mächtigkeitsunterschied.

Während THÜRACH (1888, S. 103) zwischen Flutbildung am Beckenrand und im Beckeninneren einen feinen Unterschied macht (vgl. Abb. 2, I), nimmt P. WURSTER (1964) an, daß die Flutfazies im ganzen Sedimentationsraum ziemlich gleichartig entwickelt ist. Sie besteht nach seiner Meinung (S. 41) „aus 30—40 m dicken, 1—2 km breiten, langgestreckten Sandstein-Körpern“. Abb. 2, III zeigt einen Querschnitt durch einen solchen „Sandstein-Strang“. Flutbildung liegt nach seiner Vorstellung also überall dort vor, wo praktisch die ganze Schilfsandsteinstufe aus Sandsteinlagen aufgebaut wird. Die Normalausbildung nennt WURSTER (1964, S. 36) „Stillwasser-Fazies“.

Würde man nun die Bedingung, daß nur solche Profile der Schilfsandsteinstufe für die Flutbildung repräsentativ sind, die so gut wie keine tonigen Zwischenlagen enthalten, streng beachten, dann bliebe nur eine verhältnismäßig kleine Zahl von Aufschlüssen übrig, die dieser Forderung genügen würde. Im allgemeinen werden jedoch auch Profile zur Flutfazies gezählt, die noch einen gewissen Anteil an tonigen Zwischenlagen enthalten und da wird die Entscheidung für den Geologen wieder problematisch. Wo ist hier die Grenze zwischen Normalfazies und Flutfazies zu ziehen? Man könnte zum Beispiel versuchen, Gebiete mit vorwiegend (über 50%) sandig entwickelter Schilfsandsteinstufe von Gebieten mit vorherrschend toniger Ausbildung abzugrenzen. Das läßt sich freilich auch nur dort sinnvoll durchführen, wo diese Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit ausstreicht und entsprechend gut aufgeschlossen ist. Wo die Schilfsandsteinstufe nur zum Teil freiliegt, wird eine solche Fazieseinteilung zwangsläufig unsicher und fragwürdig, wenn nicht sogar ganz unmöglich, weil sich der nicht erschlossene Teil der Schichtstufe der Beurteilung des Geologen entzieht. Manchmal werden derartige Überlegungen aber gar nicht erst angestellt und es wird einfach nach der Faustregel verfahren: Wo im Bereich der Schilfsandsteinstufe mehrere Meter mächtige Bausandsteinbänke auftreten, in denen meistens

ein größerer Steinbruch angelegt worden ist, da liegt Flutbildung vor. Man läßt sich durch so einen großen Aufschluß leicht täuschen. Selbst wenn darin eine 5 m oder gar 10 m mächtige geschlossene Sandsteinfohle zu sehen ist, so zeigt die Aufschlußfläche doch in der Regel nur einen kleinen Bruchteil ($\frac{1}{6}$ bis $\frac{1}{2}$) der möglichen Stufenmächtigkeit. Der größere Profilanteil liegt oft unter Wald verborgen. Hält man sich diese Mächtigkeitsverhältnisse vor Augen, dann wird ein so pauschales Vorgehen bei der Fazieszuordnung doch sehr fragwürdig.

Die Entscheidung, ob Normalausbildung oder Flutbildung vorliegt, fällt selbst unter guten Aufschlußverhältnissen nicht leicht. Unter schlechten Aufschlußverhältnissen ist die Entscheidung meines Erachtens immer zweifelhaft und in jedem Falle weitgehend eine Ermessenssache des geologischen Bearbeiters.

Das Verhältnis zwischen Flutbildung und Estherien-schichten

Der Übergang von den Estherien-schichten zur Schilfsandsteinstufe ist bereits auf S. 147 beschrieben worden. Es ist eine schon lange bekannte Tatsache, daß der Schilfsandstein — wenn man benachbarte Profile miteinander vergleicht — mit sehr unterschiedlichem Tiefgang in die liegenden Estherien-schichten hinabreicht. Daher rühren die starken Mächtigkeitsdifferenzen in der Schilfsandsteinstufe einerseits und in den Estherien-schichten andererseits. Sie lassen sich besonders dort gut feststellen, wo ein markanter Bezugshorizont wie die Anatina-bank oder die Acrodusbank darunter durchzieht. Es gibt verschiedene Erklärungen (vgl. Abb. 2) für dieses Phänomen. THÜRACH (1888, S. 137) glaubt, daß die Flutbildung nichts anderes sei als ein mit Sand aufgefülltes Flußbett. WURSTER (1964) nimmt dagegen an, daß die Eintiefung weniger auf eine vorausgegangene Erosion (S. 43) als auf eine nachträgliche Einsenkung (S. 50) zurückzuführen sei: „Durch ihre Auflast sanken die 20—40 m dicken Sand-Stränge um 10—20 m tief in die unterlagernden und offenkundig noch weichen²⁾ Tone des höheren Gipskeupers ein“. REIFF (1938) vertritt die Ansicht, daß der Schilfsandstein stellenweise Geländemulden der Estherien-schichten-Landschaft zudeckte. Ich selbst kam während meiner Kartierungstätigkeit zur gleichen Vorstellung wie FRANK (1929, S. 14) und vertrete die Meinung, daß sich die Estherien-schichten mit der Schilfsandsteinstufe faziell verzahnen, ebenso wie sich die Normalfazies und die Flutfazies des Schilfsandsteins miteinander verzahnt (WURSTER 1964, S. 36). Die unterschiedlichen Profilmächtigkeiten dieser Stufe erkläre ich damit, daß die Sandschüttungen zur Zeit der Estherien-schichten an der einen Stelle früher und an der anderen Stelle erst später im Sedimentationsprozeß einsetzte (vgl. S. 165). Es wird der Einwand gemacht (THÜRACH 1901, S. 38 und WURSTER 1964, S. 43), daß eine derartige Faziesverzahnung im Gelände noch nirgends beobachtet worden sei. Das ist richtig. Leider sind die Geländeaufschlüsse immer viel zu eng begrenzt, um einen derartigen Faziesübergang zwischen Estherien-schichten und Flutbildung auf größere Entfernung verfolgen zu können. (Dieser Einwand gilt übrigens in gleicher Weise auch für

²⁾ Gegen diese Theorie spricht, daß an der Basis des Schilfsandsteins zuweilen Aufarbeitungs-zonen liegen mit runden, flachen oder eckigen Tonsteinbrocken, mit Feinsandsteinfragmenten und gelegentlich auch Steinmergelgeröllen, die doch darauf schließen lassen, daß die Unterlage des Schilfsandsteins schon ziemlich verfestigt war (u. a. THÜRACH 1888, S. 137; ARNDT 1933 S. 21; WIRTH 1951, S. 676; WURSTER 1964, S. 42).

die Beziehung zwischen Normalfazies und Flutfazies). Andererseits aber möchte ich den Gegeneinwand machen, daß meines Wissens auch noch niemals der volle Querschnitt (Abb. 2, I/III) einer sandigen Flußbettfüllung (= Flutbildung im Sinne von THÜRACH) bzw. eines Sandstein-Stranges (im Sinne von WURSTER) im Gelände beobachtet worden ist und das ist, meiner Meinung nach, sehr viel merkwürdiger. Ein solcher relativ scharf begrenzter, langgestreckter Sandsteinkörper müßte doch dort, wo er z. B. von einem Tal querschnitten wird, aus den weicheren, tonigen Estheriensichten von Natur aus vortrefflich herauspräpariert sein. Die Grenze Sandstein/Tonstein, dem Rinnenrand bzw. dem Einmuldungsrand entsprechend, müßte sich doch morphologisch gut abzeichnen. Gelegenheit für derartige Anschnitte (vgl. die Blockbilder von WURSTER 1964, S. 55 und 121) ist doch an der Keuperlandstufe, in Taleinschnitten und an Zeugenbergen in reicher Auswahl gegeben.

Daß sowohl an der Basis als auch innerhalb der Schilfsandsteinstufe Erosionserscheinungen vorkommen, ist bekannt. Die relativ geringe Zahl von bekannt gewordenen Aufschlüssen mit Erosionsdiskordanzen zwischen Schilfsandstein und Estheriensichten und das verhältnismäßig geringe Ausmaß ihrer Aufschlußflächen ist m. E. noch kein Beweis dafür, daß es Flutrinnen in dem von THÜRACH angenommenen Maß und Umfang gibt. Beispiele von derartigen Erosionserscheinungen führen an: THÜRACH 1888, S. 137 und 1901, S. 39; WURSTER 1964, S. 41; HAUNSCHILD 1963, S. 15 und einen weiteren Aufschluß wird HAUNSCHILD in der Erläuterung zum Blatt Nr. 6727 Schillingsfürst beschreiben.

Erwähnenswert erscheint mir in diesem Zusammenhang der Hinweis, daß auch noch an anderen Keupersandsteinen ein ähnliches Verhalten beobachtet worden ist. M. SCHUSTER schrieb in einer Geländenotiz über den Coburger Sandstein („Semionoten“-Sandstein) der Haßberge, daß er ähnlich wie der Schilfsandstein eine Normal- und eine Flutfazies besitze, und hat diese Ansicht auch in einer Abbildung dargestellt (BAYER. OBERBERGAMT 1936, S. 194, Abb. 38, Schicht 5). Joos (1936) stellte ein rinnenförmiges Tiefergreifen des Rätsandsteins in die liegenden Feuerletten fest und vergleicht diese Erscheinung ebenfalls mit der Flutbildung des Schilfsandsteins.

Zur Problematik von Schilfsandstein-Strömungskarten

Die räumliche Verteilung von Flutbildung und Normalausbildung hat schon THÜRACH (1888, S. 139) dazu inspiriert, eine Flutbildungskarte zu entwerfen, um daraus Schlüsse auf den Verlauf der Schilfsandstein-„Flüsse“ zu ziehen. Während THÜRACH von der Voraussetzung ausgeht, daß die „Flüsse“ vom Vindelizischen Land herunterkommen, nimmt WURSTER (1964, S. 106), der ebenfalls auf diese Weise die alten Flußarme zu rekonstruieren sucht, einen großen Strom an, der von weither aus dem Nordosten kommt. — Die Konstruktion solcher Strömungskarten (vgl. auch HAUNSCHILD in der Erläuterung zu Blatt Nr. 6727 Schillingsfürst) läßt sich naturgemäß nur da durchführen, wo der Schilfsandstein im Gelände ausstreicht, und orientiert sich damit zwangsläufig nach der Erstreckung des Verbreitungsgebietes. Aber auch dieses steht, streng genommen, nicht in seiner vollen Ausdehnung zur Verfügung, denn es müssen jene Gebiete noch abgezogen werden, in denen die Schilfsandsteinstufe

nicht in ihrer vollen Mächtigkeit austreicht, also nur im oberen Teil erschlossen ist. Selbst dann, wenn die Ausgangsbasis so weit eingengt ist, bestehen häufig noch geländebedingte Schwierigkeiten, die Flutbildung von der Normalausbildung zu unterscheiden (vgl. S. 151). Mit anderen Worten heißt das, schon die Voraussetzungen für die Konstruktion einer Strömungskarte sind ziemlich unsicher. In der Praxis geht man so vor, daß man sich von einem größeren Aufschluß zum nächsten größeren Aufschluß — und diese sind in der Regel durch große Steinbrüche gegeben — weitertastet. Diese Steinbrüche liegen jedoch selbst innerhalb der Flutfazies meistens mehrere 100 m, oft sogar mehrere Kilometer auseinander. Es wird nun stillschweigend angenommen, daß auch in den Zwischenräumen die gleiche Flutfazies vorliegt. Das bezweifle ich aber ebenso wie REIFF (1938, S. 88) sehr. Ich möchte das nur an einem Beispiel aus dem Kartenblatt Nr. 6228 Wiesentheid (EMMERT 1965) erläutern: Am Friedrichsberg, südöstlich von Abtswind, befindet sich ein alter, 8—10 m hoher Schilfsandsteinbruch, knapp 250 m südwestlich davon liegt über dem Altenberg ein weiterer 8 m hoher Bruch. Ungefähr in der Mitte zwischen diesen Brüchen ragt die Schilfsandsteinterrasse über dem Schildsberg vor, ohne Steinbrüche. Ausgerechnet hier, wo sowohl THÜRACH als auch WÜRSTER eine kontinuierliche NO—SW gerichtete Flutbildung annehmen, habe ich in dem frisch angelegten Weinberg die größte Mächtigkeit der Estheriensichten mit 43 m gemessen, die z. B. nördlich des Friedrichsberges, am gleichen Stufenrand 24 m und 28 m beträgt. Da die Mächtigkeit der Estheriensichten im umgekehrten Verhältnis zur Mächtigkeit des Schilfsandsteins steht, heißt das, daß die Schilfsandsteinstufe zwischen den beiden benachbarten Steinbrüchen etwa 15 m geringere Mächtigkeit aufweist und nach der THÜRACHSchen Regel also in Normalentwicklung vorliegen würde. THÜRACH (1888, S. 140) selbst schreibt: „Zuweilen herrschen auch in der Flutbildung des Schilfsandsteins sandige Lettenschiefer bedeutend vor und finden sich brauchbare Steine nur untergeordnet oder gar nicht.“ Offen gesagt, es fällt mir äußerst schwer, an die Existenz von 30—40 m dicken und 1—2 km (!) breiten, kompakten, langgestreckten Sandsteinkörpern (WÜRSTER 1964, S. 41) zu glauben. In kleinerem Ausmaß mag so etwas stellenweise vorkommen, aber viele Kilometer lange Sandsteinstränge dieses Ausmaßes sind noch nicht nachgewiesen worden, denn die mehr oder weniger großen Zwischenräume zwischen den Steinbrüchen sind ja normalerweise nicht aufgeschlossen. Obwohl ich in einem Gebiet mit angeblicher Flutfazies kartiert habe (EMMERT 1965), mußte ich feststellen, daß auch hier die Schilfsandsteinprofile, auf kürzeste Entfernung, von Aufschluß zu Aufschluß wechseln, wie das auch WIRTH (1951, S. 677) im Ölfeld Weiher beschreibt. Eine einigermaßen exakte Strömungskarte ließe sich nur dann konstruieren, wenn dazu nur vollkommen sandige Profile mit maximaler Stufenmächtigkeit verwendet würden. Andernfalls läßt sich die Möglichkeit nicht ausschließen, daß verschieden alte Bausandsteinzonen, die ja in recht unterschiedlichen stratigraphischen Horizonten innerhalb der Schilfsandsteinstufe auftreten können (vgl. Abb. 1), miteinander zu einem nur scheinbar einheitlichen Schilfsandstein-Strang verflochten werden.

Abgrenzung und Mächtigkeit der Schilfsandsteinstufe

Wie schwierig es ist, die Schilfsandsteinstufe richtig abzugrenzen und damit ihre Mächtigkeit festzulegen, soll noch an ein paar Beispielen gezeigt werden. THÜRACH (1888, S. 135) schreibt: „Südöstlich von Ansbach, bei Steinbach, fehlt stellenweise sogar jede Spur von Schilfsandstein“, und HAUNSCHILD (1961, S. 11), der das Blatt 6729 Ansbach Süd aufgenommen hat, schließt sich dieser Ansicht mit gewissen Vorbehalten ebenfalls an. Durch Zufall entdeckte ich in einer Straßenböschung am westlichen Ortsausgang von Steinbach (Straße nach Wallersdorf bzw. R 44.00,83 / H 54.61,29) eine anstehende, ca. 6 cm dicke, gelblich-grüne, feinkörnige, typische Schilfsandsteinbank, die auch 150 m weiter westlich davon im frischen Aushub eines Leitungsgrabens noch einmal zum Vorschein kam. Ferner fand ich südlich von Steinbach, an der östlichen Böschung der neuen Straße nach Ratzenwinden, eine ca. 1 m mächtige, schräggeschichtete Schilfsandsteinbank. Sie liegt etwas (2—3 m) unterhalb des vermutet eingetragenen Schilfsandsteinhorizontes auf der geologischen Karte. Der vertikale Abstand zwischen den beiden kleinen Schilfsandsteinausbissen beträgt — an den Höhenlinien der Karte gemessen — etwa 15 m. Zwischen den beiden Schilfsandsteinbänken liegen überwiegend graue, bröckelige Schiefertone mit gelblich verwitternden, dünnen, dolomitischen Mergellagen, die sich rein äußerlich nicht von der Ausbildung der Estheriensichten unterscheiden. Die Schilfsandsteinstufe ist also bei Steinbach vorhanden; sie ist ca. 15 m mächtig und fast vollständig in der Fazies der Estheriensichten entwickelt.

Ein ähnliches Profil (Abb. 1, Profil 4) mit 12 m Tonschichten zwischen der oberen und unteren Schilfsandsteinlage habe ich in der Erläuterung zum Blatt Wiesentheid (EMMERT 1965) beschrieben. Auf dem Blatt Nr. 6229 Schlüsselfeld beobachtete ich beim Bau der Autobahn folgende Schichtenfolge: Am Autobahn-Rastplatz südwestlich von Wasserberndorf ist an der Hangschulter eine ca. 1 m mächtige, typische Schilfsandsteinbank angeschnitten worden, die etwa in Höhe der 345 m-Linie verläuft. In dem frischen Autobahneinschnitt (200 m nördlich P. 360,1) waren unter diesem Sandstein ca. 6,5 m grüngrauer, feinsandstreifiger, bröckeliger Schiefertone mit einzelnen kohligen Pflanzenresten erschlossen. Dann kam in den grauen Schichten eine ca. 2 m mächtige Zone mit großen, harten Steinmergelgeoden, die in der Autobahntrasse flächenhaft abgetragen worden sind. Die Geoden waren kugel-, hantel- oder eiförmig und erreichten einen Durchmesser von 80 cm. Auch unter dieser Geodenlage folgten noch graue Schiefertone; Schilfsandsteinbänke kamen an dieser Stelle nicht mehr zum Vorschein. Ich verfolgte nun die hangende Schilfsandsteinbank an der Hangkante (345 m-Linie) entlang gut 300 m nach Osten und fand sie wieder in einem Feldweg aufgeschlossen, der von Punkt 360,1 nach Wasserberndorf hinabführt. In dem Wegeinschnitt waren keine weiteren Sandsteinbänke zu erkennen. Aber fast 20 m tiefer (knapp über der 325 m-Linie) ist westlich des gleichen Feldweges ein neuer Bauernhof errichtet worden, in dessen Baugruben wieder typischer, dünnbankiger Schilfsandstein herauskam. Also auch hier treten ganz unerwartet in scheinbarer Estheriensichten-Fazies noch einmal typische Schilfsandsteinlagen auf. Schließlich möchte ich in diesem Zusammenhang noch einmal auf die Profilzusammenstellung von HAARLÄNDER (1963, S. 29, 31) verweisen. In dem Bohrprofil 7 von Neustadt a. d. Aisch werden von ihm die Schichten von 25—29 m

zum Schilfsandstein gerechnet; darunter kommen graugrüne Estherienschichten, denen zwischen 60,5 und 63,7 m eine Sandsteinbank eingelagert ist. Ich halte es für wahrscheinlicher, daß es sich auch in diesem Falle um eine Schilfsandsteinbank handelt, wie in den vorausgegangenen Beispielen, denn eine so mächtige (3 m) kompakte Sandsteinbank ist in den Estherienschichten des Steigerwaldes bis jetzt noch nirgends beobachtet worden.

Das einzige sichere Erkennungszeichen der Schilfsandsteinstufe sind die charakteristischen Schilfsandsteinbänke, denn feinsandige, manchmal kohlige Pflanzenreste führende Schiefertone werden sowohl bei der Kartierung im Gelände als auch in Meißelbohrungen leicht übersehen. Hält man sich die Variationsmöglichkeiten der Schilfsandsteinstufe (Abb. 1) und die oben angeführten Beispiele vor Augen, dann wird es verständlich, warum der kartierende Geologe, der nur nach Sandsteinlagen Ausschau hält, den Eindruck gewinnt, daß der Schilfsandstein auf kurze Entfernung extremen Mächtigkeitsschwankungen unterliegt. Diesem Trugschluß verfällt man besonders leicht dort, wo die Schilfsandsteinstufe nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit zutage austreicht. Läßt man die Tatsache, daß erhebliche Profilanteile der Schilfsandsteinstufe auch tonig und mergelig entwickelt sein können, außer acht, dann kommt man zu der grob vereinfachten, der Wirklichkeit aber nicht gerecht werdenden Darstellungsweise der Abb. 2, II. Ich pflichte der Erkenntnis WURSTERS (1964, S. 36) vollauf bei, daß die Mächtigkeit der Normalfazies in der Regel unterschätzt wird.

Für die Bestimmung der Keupermächtigkeit (EMMERT 1964 a, S. 92) sind die schwankenden Werte der Estherienschichten, der Schilfsandsteinstufe und der Lehrbergschichten ungünstig. Diesem Übel kann man dadurch abhelfen, daß man einfach den Abstand zwischen dem gut faßbaren *Acrodus-Corbula*-Horizont und der oberen Lehrbergbank bestimmt. Es hat sich gezeigt, daß der Abstand zwischen diesen beiden Leithorizonten in Franken über weite Strecken ziemlich konstant bleibt.

Unter welchen Bedingungen ist der Schilfsandstein sedimentiert worden?

L a n d s c h a f t

Nach den Vorstellungen THÜRACHS (1888, S. 133 und 1901, S. 40) erfüllte zur Zeit des Schilfsandsteins ein seichtes Binnenmeer das mitteleuropäische Keuperbecken. Versumpfte Küstenstreifen, durch die sich zahlreiche Flußläufe schlängelten, leiteten zu den umgebenden Festländern über. In den versumpften Uferzonen wuchsen feuchtigkeitsliebende Pflanzen, in deren Dickicht u. a. amphibische Saurier lebten (LINCK 1949). Dieses Landschaftsbild wird den Verhältnissen aber nicht ganz gerecht, denn es gibt Anzeichen dafür, daß auch im Beckeninneren noch flache Inseln und Untiefen mit Pflanzenwuchs existierten, daß sich also auch dort keine vollkommen geschlossene Wasseroberfläche ausbreitete. Wurzelböden und gar nicht so seltene Wurzelreste aus dem inneren Teil des Keuperbeckens werden z. B. von FRENTZEN (1933, S. 31) aus der Gegend von Stuttgart, von LINCK (1943) ebenfalls aus Württemberg und von THÜRACH (1888, S. 119) aus einem Profil von Ipsheim³⁾ bei Bad Windsheim angeführt

³⁾ In diesem Wurzelhorizont von Ipsheim fand ich übrigens einen schönen Equiseten-Sporenstand, wie ihn M. SCHMIDT 1938, S. 9, Fig. 93 a, abbildet. Der Fund wurde im Geolog. Institut der Universität Würzburg hinterlegt.

(vgl. auch Abb. 1, Profil 14). Auch dünne Kohlelager, die im Schilfsandstein an verschiedenen Orten und durchaus nicht nur am Beckenrand festgestellt worden sind, sprechen für ein sumpfiges Flachwassergebiet, ganz gleichgültig, ob die Kohleflöze nun autochthon oder allochthon entstanden sind. Neben den Literaturzitatzen, die WURSTER (1964, S. 13) diesbezüglich bringt, möchte ich nur noch auf die Kohlevorkommen bei Oberlauringen in den Haßbergen (BAYER. OBERBERGAMT 1936, S. 167), bei Neuenheerse im Teutoburger Wald (STILLE 1901, unmittelbar neben dem Profil 9 der Abb. 1) sowie in den Bohrungen Marnitz (Mecklenburg) und Oppeln in Oberschlesien (Abb. 1, Profile 11 u. 14) hinweisen, weil sie besonders weit im Inneren des Keuperbeckens liegen.

Völlig im Einklang damit stehen die weniger bekannten Funde von Kieselhölzern im Schilfsandstein. THÜRACH (1888, S. 139) erwähnt u. a. die Fundpunkte Rüdilsbronn (Blatt Nr. 6428 Bad Windsheim) und Seenheim (Blatt Nr. 6427 Uffenheim). Nach den Angaben von ARNDT (1933, S. 18) ist aus einem Steinbruch bei Humprechtsau (Blatt Nr. 6428 Bad Windsheim) ein 7 m langes und ca. 0,5 m dickes Stammstück herausgeholt worden. PRÖSCHOLDT (1895, S. 35) hat auf dem Blatt Nr. 5629 Römhild, also an der bayerisch-thüringischen Grenze, ebenfalls „Kieselstämme“ entdeckt und REICHARDT (1926, S. 6) erwähnt welche aus der Gegend von Erfurt. Ich selbst fand je ein Kieselholz in dem Schilfsandsteinvorkommen südöstlich von Stadtsteinach (Blatt Nr. 5835) und in dem Steinbruch von Milmersdorf (Blatt Nr. 6730 Windsbach). Es ist wohl kaum anzunehmen, daß diese schweren Kieselhölzer von der relativ trägen Strömung der „Schilfsandsteingewässer“ weit verfrachtet worden sind. Die Kieselhölzer sind also so gut wie ortsecht.

Zweifelloso hatte die Schilfsandsteinlandschaft mit ihren weiten Flachseen und Tümpeln sowie den vielen pflanzenüberwucherten (WURSTER 1964, S. 13) Untiefen und Inseln große Ähnlichkeit mit einem ausgedehnten Deltagebiet (LANG 1909, S. 35; LINCK 1949, S. 4); es fragt sich nur, ob man daraus auch auf eine echte Deltabildung schließen kann.

Hinweise auf lagunäre Fazies

Die lange Zeit vorherrschende Ansicht THÜRACHS (1888, S. 133), daß das Keupermeer zur Schilfsandsteinzeit „völlig ausgesüßt“ war, darf heute wohl als überholt gelten. Funde von Haifischresten nötigten bereits THÜRACH (1888, S. 140) das Zugeständnis ab, „daß das Wasser auch während der Bildung des Schilfsandsteins zeitweise salzig war“. O. LINCK (1949) kam auf Grund seiner sorgfältigen Sichtung der Schilfsandstein-Tierwelt zu dem Schluß, daß es sich wahrscheinlich um einen „brackischen Lebensraum“ (S. 79) gehandelt haben muß, mit einer „mehr oder weniger marin beeinflussten Fauna“ (S. 75). Dafür sprechen auch anorganische Kriterien, die LINCK (1949, S. 6) noch nicht kannte. Hierzu schreibt WURSTER (1964, S. 19): „Die Glaukonite . . . sowie Anhydrit und Steinsalz als Porenzement könnten dann als Hinweise auf ein salinares, vielleicht sogar auf marines Ablagerungsmilieu dienen.“

Die Erkenntnis, daß auch der Schilfsandstein eine lagunäre Ablagerung (RUCHIN 1958, S. 714) ist, möchte ich an dieser Stelle durch die Aufzählung konkreter Beispiele nachdrücklich unterstützen. Glaukonit, als Indiz für marine Fazies, wurde z. B. an folgenden Stellen im Schilfsandstein beobachtet:

1. im Steinbruch von Zeil a. Main (SANDBERGER 1892, S. 21), 2. bei Aarau in der Schweiz (LANG 1910, S. 26), 3. nach freundl. Mitteilung von P. WURSTER auch in Württemberg, 4. nach freundl. Mitteilung von M. SALGER in Schilfsandsteinproben von dem Kartenblatt Nr. 6228 Wiesentheid (EMMERT 1965) und dem Kartenblatt Nr. 6530 Langenzenn (Erläuterung von K. BERGER in Vorbereitung), 5. im Ölfeld Thören⁴⁾, nördlich von Hannover, und 6. im Ölfeld Suderbruch⁵⁾, nördlich von Hannover. — A n h y d r i t bzw. Gips ist u. a. an folgenden Stellen im Schilfsandstein gefunden worden: 1. in der Bohrung Adorf 2 (Emsland, BOIGK 1960, S. 47), 2. im Raum von Gifhorn⁴⁾, nordöstlich von Hannover, 3. in Spülproben aus dem Ölfeld Suderbruch⁵⁾, nördlich von Hannover, 4. im Ölfeld Weiher bei Bruchsal (WIRTH 1951, S. 676), 5. als linsenförmige Gipseinlagerungen bei Bad Windsheim (ARNDT 1933, S. 21), 6. als Pseudomorphosen von Gips nach Pyrit auf Blatt Nr. 6227 Iphofen (CHRISTA 1925, S. 30) und 7. in der Bohrung Laineck III bei Bayreuth, Teufe 195—198,7 m (WEISS 1954, S. 16). — S t e i n s a l z in Form von Einlagerungen oder als Binde-mittel im Schilfsandstein ist von folgenden Stellen bekannt geworden: 1. im Ölfeld Wietze (?) und bei Gifhorn⁴⁾, 2. im Ölfeld Suderbruch⁵⁾. Pseudomorphosen nach Steinsalz sind von E. SILBER bei Gaildorf in Württemberg beobachtet worden (zit. bei LINCK 1949, S. 13, Fußnote). Ich selbst fand solche in sehr schöner Erhaltung auf einer gut handtellergrößen, dünnen Sandsteinschicht, die auf der Sohle des Steinbruches von Zeil a. Main lag, und offensichtlich aus der Wechselfolge über dem basalen Bausandstein (vgl. Abb. 1, Profil 5) stammt.

In die Lagunenlandschaft der Schilfsandsteinzeit, die mit dem Meer in Verbindung stand, fügen sich die zahlreichen Lebensspuren (M. SCHMIDT 1928 und 1938) einer recht verschiedenartigen Brackwasserfauna (LINCK 1949, WURSTER 1964, S. 14—17) ohne jeden Zwang ein, amphibische Saurier ebenso wie Haifische und Muscheln mariner Herkunft (WIRTH 1951, S. 676).

Wie lassen sich die Strömungserscheinungen erklären?

Zahlreiche Anzeichen (vgl. S. 146) weisen darauf hin, daß der Schilfsandstein vorwiegend in einem bewegten, strömenden Wasser sedimentiert worden ist. Am weitesten verbreitet ist die Vorstellung THÜRACHS (1888, S. 133), daß die Strömungserscheinungen durch Flüsse verursacht worden sind, die von den umgebenden Festländern in das flache Keupermeer mündeten. REIFF (1938, S. 135) denkt dagegen mehr an Schichtfluten. Eine geringfügige Hebung des gesamten Keuperbeckens kann zu einem Abfluß des Wassers zur Burgundischen und Oberschlesischen Pforte hin geführt und ebenfalls eine Strömung erzeugt haben, wie das THÜRACH (1888, S. 132) an der Wende von den Estherienschiechten zur Schilfsandsteinstufe annimmt. In ähnlicher Weise versucht auch DEECKE (1916, S. 327) mit unterschiedlichen Hebungen und Senkungen im Keuperbecken solche Strömungserscheinungen zu erklären.

⁴⁾ Diese freundliche Mitteilung verdanke ich dem Kollegen K. KUBELLA von der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft, Hamburg.

⁵⁾ Diese freundliche Mitteilung verdanke ich den Kollegen BETZ und BRADEL von der Gewerkschaft Brigitta, Hannover.

Es ist das Verdienst von P. WURSTER (1964), daß er zum ersten Mal das Schichtgefüge des Schilfsandsteins eingehend untersucht hat, um daraus die Strömungsrichtung des Wassers zu erforschen. Er kam zu dem überraschenden Ergebnis (S. 32), daß während der ganzen Schilfsandsteinzeit im Keuperbecken eine generelle Fließrichtung von Nordosten nach Südwesten bestand. Seiner Meinung nach mündete weit im Nordosten ein großer Strom in das Keuperbecken, dessen Wasser durch die Burgundische Pforte (WURSTER 1964, S. 119) in das Meer floß.

Wäre es aber nicht auch denkbar, daß das Keuperbecken im Norden ebenfalls eine Verbindung mit dem Weltmeer hatte (WURSTER 1964, S. 122), sei es auf dem Weg über die Nordsee oder über die Schlesische Pforte? — Die erstgenannte Möglichkeit ist noch unbekannt, die letztere läßt sich weder beweisen noch widerlegen, weil die Keuperschichten in dem entscheidenden Gebiet, d. h. am Oberlauf von Oder und Weichsel, abgetragen sind. Wenn nun eine solche Verbindung im Norden bestand, was ich annehmen möchte, dann ließe sich die von WURSTER erkannte nord-südliche Strömungsrichtung auch so erklären, daß im Norden Meerwasser in das Keuperbecken hereinfließ und durch die Burgundische Pforte wieder abfloß.

Auf welche Weise gelangte der Sand in das Keuperbecken?

Die umstrittene Frage: „Ist der Schilfsandstein aus Flußsand oder aus Flug-sand hervorgegangen“ — beschäftigte schon THÜRACH (1888, S. 140, 141 und 1901, S. 39, 45, ebenso M. SCHUSTER 1926, S. 63). Er neigte zu der Ansicht, daß es sich um fluviatilen Sand handelt, der von den umgebenden Festländern (THÜRACH 1888, S. 81, 133) durch zahlreiche Flüsse in das Keuperbecken geschwemmt worden ist. Die gleiche Ansicht vertreten u. a. auch LANG (1909) und LINCK (1949), welche den Schilfsandstein als eine gemeinsame Deltabildung dieser Flüsse ansehen. Für eine Deltabildung hält ihn zwar auch WURSTER (1964, S. 50), aber seiner Ansicht nach ist sie im wesentlichen nicht das Erzeugnis verschiedener Flüsse, sondern eines einzigen großen Stromes, der aus Nordosten kam. Demgegenüber vertraten schon v. QUENSTEDT (1880, S. 25) und später auch DEECKE (1916, S. 310, 327) die Theorie, daß der Schilfsandstein aus Dünen-sand entstanden sei: „zusammengeschwemmt und -geblasen aus dem Zerfall kristalliner Gesteine“.

Zu der Einsicht, daß die Sandmassen des Schilfsandsteins in Franken nicht vom Vindelizischen Festlandsrücken stammen — wie u. a. THÜRACH annahm —, kam ich auf Grund folgender Überlegung: Alle Schichtglieder des Keupers gehen in Annäherung an den südöstlichen Beckenrand (Vindelizisches Land) früher oder später von der tonig-mergeligen Ausbildung in eine sandige bis grobklastische Randfazies über (vgl. EMMERT 1964 a, S. 93). Diese allmähliche Kornvergrößerung von Nordwesten nach Südosten läßt sich in manchen Schichtstufen, wie z. B. im Blasensandstein, über eine Erstreckung von mehr als 100 km schrittweise verfolgen. Eine Ausnahme davon machen allein der Schilfsandstein und der Lettenkohlsandstein. Wenn die Vorstellung THÜRACHS zutreffen würde, daß der Abtragungsschutt des Vindelizischen Landes durch einzelne tiefe „Flutrinnen“ ins Becken hinein transportiert worden ist, dann müßte man doch gerade in der

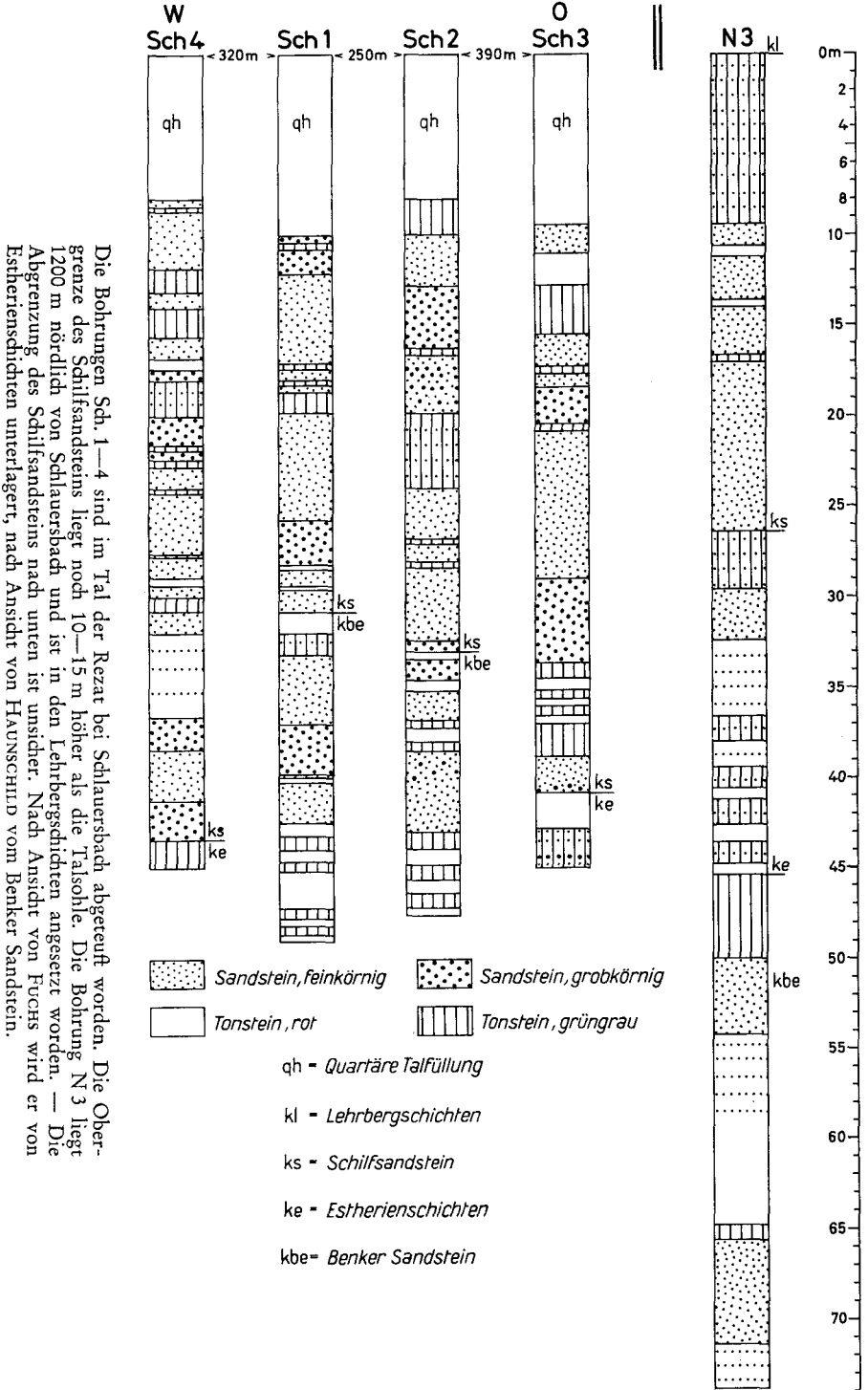
Schilfsandsteinstufe einen solchen gleitenden Übergang von der grobklastischen Ausbildung des Beckenrandes bis zur feinkörnigen Entwicklung des inneren Keuperbeckens verfolgen können. Bohrungen und Aufschlüsse am äußersten südöstlichen Beckenrand (EMMERT 1964 a, S. 120) lassen erkennen, daß der Verwitterungsschutt des Vindelizischen Landes in der ganzen Keuperzeit, also auch zur Zeit des Schilfsandsteins, prinzipiell in gleicher Ausbildung vorlag. Deshalb lassen sich diese Profile der „kontinentalen Trias“ ja so schwer gliedern. — Als Beispiel für eine randnahe Flutrinnenfüllung führt THÜRACH (1888, S. 138) das bis zu 30 m Mächtigkeit aufgeschlossene Schilfsandsteinvorkommen von Lichtenau (7 km östlich von Ansbach) an. Der massive Sandstein ist hier im mittleren Teil grobkörnig entwickelt und führt bis zu 2 cm große Quarzgerölle. Bereits 1,5 km westlich von diesen Steinbrüchen treten in der überwiegend tonig entwickelten Schilfsandsteinstufe nur noch vereinzelte geringmächtige, feinkörnige Sandsteinlagen auf (HAUNSCHILD 1961), ähnlich wie in dem Profil von Steinbach (3 km westlich von Lichtenau), das schon auf S. 155 beschrieben worden ist. 5 km östlich von Lichtenau sind im Tal der Rezat, bei Schlauersbach (Blatt 6730 Windsbach) mehrere Wasserbohrungen in der Schilfsandsteinstufe abgeteuft worden, die ich nach der Beschreibung von HAUNSCHILD 1956 und FUCHS 1961 in der Abbildung 3 wiedergebe. Eine weitere „extrem starke Rinnenbildung“ in der Nähe des Beckenrandes führt B. SCHRÖDER (1958, S. 17) an. Bei Dobertshof, an der Grenze zwischen den Blättern 6136 Kirchenlaibach und 6137 Kemnath in der Oberpfalz, kommt eine bis zu 60 m mächtige, gleichmäßig fein- bis mittelkörnige Sandsteinfolge heraus, die nach Ansicht von NEUPERT und SCHRÖDER aus Schilfsandstein besteht. Die Erosionsränder dieser übermächtigen „Rinnenfüllung“ zeichnen sich auch hier merkwürdigerweise nirgends im Gelände ab. Es ist mir unerklärlich, wieso ein Wasserstrom, der die Kraft besessen haben soll, sich 60 m (!) tief in seinen Untergrund einzufressen, nicht auch grobklastischen Schutt von dem verhältnismäßig nahen Festland einschwemmte. Das Ausmaß der Erosion dieser angeblichen Rinne steht in keinem Verhältnis zu der Feinkörnigkeit ihrer Sedimentfüllung. — Womöglich geht hier bei Dobertshof und ebenso bei Schlauersbach (Abb. 3) der Schilfsandstein nach unten ohne erkennbare Grenze in die sandige Randfazies der Estheriensichten (= „Estheriensandstein“ nach v. FREYBERG 1954, S. 16) über und der eigentliche Schilfsandstein ist in Wirklichkeit gar nicht so außergewöhnlich mächtig (WEBER 1957, S. 9 und EMMERT 1964 b). Gegen eine solche Möglichkeit spricht auch nicht der Schwermineralgehalt, weil „die Sandsteine der Estherienstufe ein sehr ähnliches Spektrum wie der Schilfsandstein“ aufweisen (SCHRÖDER 1964, S. 89). In keiner der zahlreichen Tiefbohrungen des Nürnberger Raumes (v. FREYBERG 1954) ist eine Flutbildung des Schilfsandsteins angetroffen worden (Abb. 4). Meines Erachtens ist es bis jetzt nicht gelungen, am südöstlichen Rand des Keuperbeckens auch nur einen einzigen Zufuhrkanal bzw. eine Flutrinnenfüllung im Sinne THÜRACHS über eine nennenswerte Erstreckung hinweg nachzuweisen.

Ich sehe den Schilfsandstein vornehmlich als ein Beckensediment (vgl. S. 164) an, das sich zweifellos am „Strand“ des Keuperbeckens mit dem wesentlich gröber-klastischen Verwitterungsschutt der Festlandsränder verzahnte und vermischte. Das scheint sich auch in der Verteilung der Schwerminerale abzuzeichnen (WURSTER 1964, S. 24; SCHNITZER 1960, S. 49). Auffallend ist nur, daß diese Übergangs- oder Vermischungszone am Rande des Schilfsandstein-

beckens im Vergleich zu anderen Sandschüttungen, die zur Keuperzeit vom Vindelizischen Land (WURSTER 1964 S. 118 und 120) eingeschwennt worden sind, so schmal ist.

Wie schon gesagt, glaubt WURSTER (1964, S. 107, 108), daß der Schilfsandstein die Deltaschüttung eines großen Stromes ist, dessen Einzugsgebiet auf dem russisch-skandinavischen Nordkontinent lag. Die Wasserführung dieses Stromes setzt in seinem Einzugsgebiet ein niederschlagsreiches, also humides Klima voraus. — Es erscheint mir doch als ein recht merkwürdiger Zufall, daß ohne jede Vorzeichen am Ende der Estheriensichten (bzw. Gipskeupers) plötzlich eine so große Deltabildung am nördlichen Rand des Keuperbeckens auftaucht und „auf einer 400 km breiten Front von Norden gegen Süden“ (WURSTER 1964, S. 107) in das Keuperbecken hinein vorrückt. Eine Vergröberung der Sandkörnung in Richtung auf die vermutete Strommündung läßt sich nicht feststellen. Ist es denkbar, daß sich unter dieser Voraussetzung ein Deltasediment derart gleichmäßig und nahezu lückenlos über das gesamte Becken ausbreitet? „Wenn Flüsse nur von einer Seite her in“ schwach salzige Wasserbecken „einströmten, würde die Verteilung der verschiedenen Sedimentarten unsymmetrisch“ schreibt RUCHIN (1958, S. 349) unter Hinweis auf das Kaspische Meer. Müßte man nicht annehmen, daß ein so gewaltiger Wasserstrom das seichte, „kaum 30 m tiefe“ (WURSTER 1964, S. 109) Flachwasserbecken der Schilfsandsteinzeit vollkommen ausgesüßt hätte? Bleibt unter diesen Voraussetzungen überhaupt noch Spielraum für salinare Ausfällungen (vgl. S. 157/158), wenn es sich um einen ununterbrochenen Aufschüttungsprozeß gehandelt hat? Wenn im mitteleuropäischen Raum ein semiarides Klima herrschte und der Strom aus einem humiden Klimabereich kommt, wie WURSTER (1964, S. 124) annimmt, dann muß dessen Einzugsbereich doch zu einem beträchtlichen Teil auch warm-humide Klimazonen mit entsprechend intensiver Verwitterung umfassen. Woher stammen dann die verhältnismäßig verwitterungsempfindlichen Mineralien wie Apatit, Biotit, Chlorit und Granat im Schilfsandsteinsediment? WURSTER (1964, S. 18) schreibt: „Die Korngemeinschaft spricht für unzersetzes Ausgangsmaterial, das ohne Umwege oder Aufarbeitung in das Keuperbecken gelangt sein muß.“ Wie läßt sich diese Feststellung mit der anzunehmenden Länge des Transportweges jenes Stromes in Einklang bringen, dessen Deltaschüttung sich allein schon über 1000 km erstreckte? —

Gewiß, diese skeptischen Einwendungen gegen WURSTERS Fluß-Theorie sind noch keine handfesten Gegenbeweise, aber vielleicht läßt sich die Herkunft des Sandes doch auch noch anders erklären. Mir erscheint es wahrscheinlicher, daß es sich um Flugsand handelt (DEECKE 1916, S. 327), der von den wüstenhaften Festländern in das seichte Keuperbecken hineingeweht und dort von einer vorherrschend nord-süd-gerichteten Meeresströmung erfaßt und allseits verschwennt worden ist. Gegen diese Vorstellung würden weder die Korngröße, noch die Mineralführung, noch die salinaren Zwischenlagen, noch die marin-brackische Tierwelt sprechen.



Die Bohrungen Sch. 1—4 sind im Tal der Rezat bei Schlauersbach abgeteuft worden. Die Ober-
 grenze des Schilfsandsteins liegt noch 10—15 m höher als die Talsohle. Die Bohrung N 3 liegt
 1200 m nördlich von Schlauersbach und ist in den Lehrbergsschichten angesetzt worden. — Die
 Abgrenzung des Schilfsandsteins nach unten ist unsicher. Nach Ansicht von Fuchs wird er von
 Estheriensschichten unterlagert, nach Ansicht von Haunschmid vom Benker Sandstein.

Abb. 3. Profile von Bohrungen bei Schlauersbach (östlich Lichtenau, Bl. 6730 Windsbach, erläutert von Fuchs 1961).

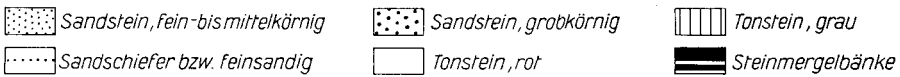
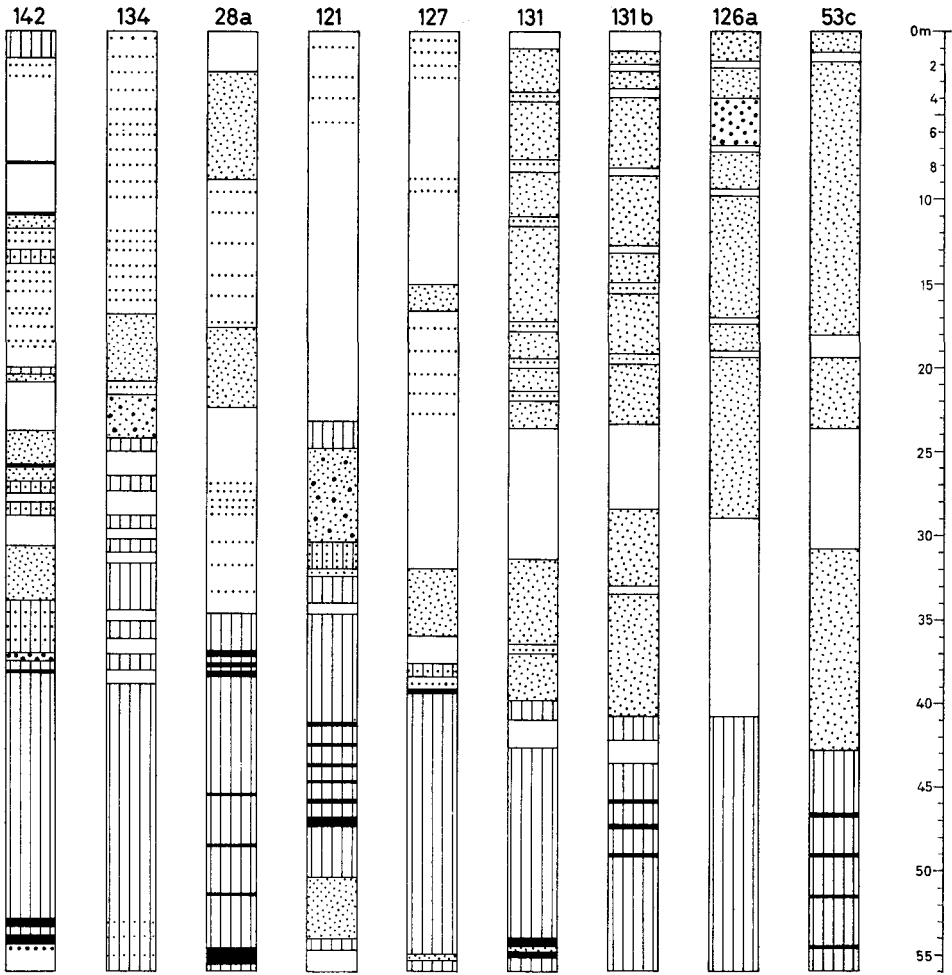


Abb. 4. Verschiedene Bohrprofile aus dem Nürnberger Gebiet, nach den Angaben von v. FREYBERG 1954, S. 26—43. Die Profilausschnitte zeigen die Schichtenfolge: Estherienschichten—Schilfsandstein—Lehrbergsschichten. Die Schilfsandsteinstufe läßt sich schwer abgrenzen.

Klima

Nur wenn man an die Existenz permanenter Flüsse in der Schilfsandsteinzeit glaubt, kommt man nicht ohne entsprechend hohe Niederschläge auf dem Festland aus. Üppiger Pflanzenwuchs kann sich jedoch auch in einem Flachwassergebiet entfalten und erfordert keine humiden Bedingungen. Ich schließe mich vollkommen der Meinung WURSTERS (1964, S. 124) an, daß auch während der Schilfsandsteinstufe in Mitteleuropa das gleiche semiaride Klima herrschte, wie in der übrigen Keuperzeit. Dafür sprechen Eindampfungssedimente wie Steinsalz und Anhydrit, Kieselhölzer (vgl. S. 157), wie sie auch im Burgsandstein bzw. Stubensandstein auftreten, sowie die Mineralkomponenten des Schilfsandsteins. Auch die Tierwelt unterscheidet sich nicht von der des darunterliegenden Gipskeupers. Außerdem zeigen die Bohrungen in der sandigen Randfazies keinerlei Anzeichen, die auf eine einschneidende Klimaänderung zur Zeit des Schilfsandsteins hinweisen würden.

Zur Genese des Schilfsandsteins

Eingeleitet wurde die Schilfsandsteinzeit durch eine zunehmende Verflachung des an sich schon wenig tiefen Gipskeuper-Meeres⁶⁾. Ob die Senkung des Meeresspiegels nun primär durch eine allgemeine Hebung der Erdkruste hervorgerufen wurde (vgl. S. 158) oder durch einfaches Auslaufen des Meeresbeckens, ist schwer zu sagen. Jedenfalls fanden die Pflanzen, besonders die Schachtelhalmgewächse, welche zur Zeit des Gipskeupers⁶⁾ nur am sumpfigen Rand des Keupermeeres gedeihen konnten (vgl. EMMERT 1964 a, S. 98 und 100), infolge des niedrigen Wasserstandes nun auch Möglichkeiten, sich auf flachen Inseln und Untiefen im inneren Keuperbecken anzusiedeln (vgl. S. 156). Je seichter die Wasserbedeckung wurde, desto mehr kamen die Unebenheiten des Beckenbodenreliefs zur Geltung und es entstand eine weite Lagunenlandschaft. Möglicherweise war schon zur Zeit der Estheriensichten eine nord-süd-gerichtete Meeresströmung vorhanden, die aber wegen der größeren Wassertiefe die Sedimentation nicht sichtbar beeinflusste. Im flacheren Schilfsandsteinbecken machte sich diese Meeresströmung (vgl. S. 159) jedoch deutlich bemerkbar. Durch die Unebenheiten des Beckenbodens wurde das Gleichmaß des Wasserflusses gestört. Es bildeten sich bevorzugte Strömungskanäle heraus, die mit Bereichen geringerer Strömung, z. T. wohl auch mit Stillwasserbecken abwechselten, ähnlich wie in einem großen Deltagebiet. Im Bereich von „Stromschnellen“ ist der Beckengrund stellenweise mehrere Meter tief erodiert worden. Durch die Senkung des Meeresspiegels müssen viele Kilometer breite Küstensäume mit sandigen Sedimenten des randlichen Gipskeupers⁶⁾ (in Franken mit Estheriensandstein und vielleicht auch Benker Sandstein) trocken gefallen sein. Diese sandigen Küstenstreifen boten ebenso wie die anschließenden wüstenhaften Festländer dem Wind genügend Möglichkeiten, den Feinsand auszuwehen und zu Dünen anzuhäufen. Wie nun der Flugsand in das Lagunenbecken der Schilfsandsteinzeit gelangt ist, ob er mehr oder weniger von allen Seiten eingeweht worden ist oder ob ein Dünenfeld in der Nähe des vermuteten nördlichen Meereszulaufes (vgl. S. 159) in das Becken hineingewandert ist, bleibt

⁶⁾ Hier Gipskeuper = Schichtenfolge zwischen Unterem Keuper und Schilfsandstein.

noch zu klären. Jedenfalls ist der Dünensand von der Strömung des immer flacher werdenden Gipskeuper-Meer⁶⁾ erfaßt und nach und nach im ganzen Becken verbreitet worden. Die Sandeinschwemmung erfolgte also nicht überall im Becken zur gleichen Zeit. Die Sedimentation grauer und roter Gipsmergel, in ähnlicher Fazies wie die Estheriensichten, hielt auch während der Schilfsandsteinzeit noch weiter an. Aber gleichzeitig hat sich auch eingeschwemmter Flugsand dazwischengelagert. Zuerst war die Verteilung des Feinsandes im Becken noch recht lückenhaft, entsprechend der unterschiedlichen Strömung an bestimmte Beckenzonen gebunden. Da sich die Strömungsverhältnisse während des jahrtausendlangen Sedimentationsprozesses wohl unablässig änderten, wurde auch der feine Sand im Becken einmal hierhin und einmal dorthin verschwemmt. Der Sandschleier innerhalb der Schilfsandsteinstufe wurde mit der Zeit — flächenhaft gesehen — immer dichter, nicht zuletzt wohl auch deswegen, weil zusätzlich zu dem neu zugeführten Flugsand auch bereits abgelagerte Sand-schichten von den Strömungen erneut aufgearbeitet und wieder abgesetzt worden sind. Manche Stellen des Keuperbeckens erreichte die Sandschüttung schon verhältnismäßig früh, andere Stellen erst später; manche Bereiche wurden nur einmal im Laufe der Schilfsandsteinzeit mit Feinsand überschwemmt, andere Bereiche mehrmals, z. T. mit zeitlichen Unterbrechungen, und andere Bereiche wieder bekamen von dem Schwemmsand so gut wie gar nichts ab. Daneben gibt es aber auch Beckenteile, die während der ganzen Schilfsandsteinzeit fortlaufend oder immer wieder in bevorzugten Sedimentationszonen des eingeschwemmten Sandes lagen. Die Sandschüttungen hörten viel gleichmäßiger auf als sie einsetzten. Vielleicht ist durch eine erneute Veränderung des Meeresspiegels die Wasserzirkulation und damit der Sandtransport unterbunden worden. Die „Dunklen Mergel“ Württembergs mit ihren Gipseinlagerungen, die auch im nördlichen Franken unmittelbar über dem Schilfsandstein anzutreffen sind, könnten dafür sprechen.

Denken wir uns die Schilfsandsteinzeit in viele kleine Zeitabschnitte zerlegt, dann treffen wir in jedem dieser kleinen Zeitabschnitte einen anderen Verteilungsplan („Faziesschablone“) zwischen der Ton-Mergel-Sedimentation und der Sand-sedimentation innerhalb des Ablagerungsraumes an. Die Summe aller dieser unterschiedlichen „Faziesschablonen“, in zeitlicher Reihenfolge übereinandergestapelt und addiert, ergibt das „Faziesmuster“ (WURTSER 1964, S. 32) der Schilfsandsteinstufe. Die verwirrende Vielfalt ihrer rasch wechselnden Profile findet auf diese Weise eine plausible Erklärung. In der Abb. 2, IV habe ich versucht, diese Vorstellung in einem schematischen Faziesschnitt durch die Schilfsandsteinstufe wiederzugeben, ebenso wie schon früher in dem Profilschnitt durch den nordostbayerischen Keuper (EMMERT 1964 a, S. 93).

Nachwort

Manche Erscheinung der Schilfsandsteinstufe läßt sich durch den soeben ausgeführten Versuch einer genetischen Deutung zwangloser erklären als durch die „Fluß-Theorie“. Freilich müssen auch in diesem Falle unbewiesene Hypothesen, wie die Existenz einer nord-süd-gerichteten Meeresströmung, zu Hilfe genommen werden und manche Frage bleibt unbefriedigend erklärt oder unbeantwortet, wie z. B.: In welchen Beziehungen standen die *V e r f l a c h u n g* des Meeresbeckens zur Schilfsandsteinzeit, die feinkörnigen *S a n d s c h ü t t u n g e n* und

der auffallende Farbwchsel vom Grau der Estheriensichten zum Rot der Lehrbergsschichten (= Rote Wand), der sich in dem gleichen Zeitabschnitt vollzieht, zueinander? Noch merkwürdiger wird die Sache, wenn man bedenkt, daß sich dieser ganze Vorgang offensichtlich schon früher einmal zur Zeit des Lettenkohlendandsteins (Unterer Keuper) in ähnlicher Weise abgespielt hat. Die Vorstellung WURSTERS (1964, S. 117), daß auch der Lettenkohlendandstein die Deltaschüttung dieses großen unbekanntem nordischen Stromes sei, drängt einem die Frage auf, wo dieser gewaltige Strom in der Zeit zwischen dem Lettenkohlendandstein und dem Schilfsandstein geblieben ist.

Es ist zu hoffen, daß weitere Untersuchungen in dieser Richtung uns einer befriedigenderen Antwort auf die hier diskutierten Fragen noch etwas näher bringen.

Zusammenfassung

In diesem Diskussionsbeitrag zum Schilfsandsteinproblem wurde versucht, altes und vor allem neues Beobachtungsmaterial zusammenzutragen und zu sichten, um an Hand dieser Unterlagen die alten und neuen Entstehungstheorien zu überprüfen. — In der Normalausbildung kann der Schilfsandstein weitgehend durch Ton-Mergel-Fazies vertreten werden. Die Flutbildung wird nicht einheitlich definiert. Meistens erlauben die Geländebedingungen nur eine subjektive Unterscheidung zwischen Normalausbildung und Flutbildung. Die Konstruktion von „Flutkarten“ gründet sich also auf sehr unsichere Voraussetzungen und ist entsprechend problematisch. — Der Schilfsandstein ist keine limnische, sondern eine lagunäre Bildung. Das Klima war nicht regenreich, sondern vorherrschend trocken. Nach Ansicht des Verfassers ist vom wüstenhaften Beckenrand her Dünenand in das seichte Meeresbecken gelangt und von vorwiegend nord-süd-gerichteten Wasserströmungen im Laufe der Schilfsandsteinzeit im ganzen Beckenbereich unterschiedlich verschwemmt und abgelagert worden.

Schrifttum

- ARNDT, H.: Erläuterungen zum Blatt Windsheim (Nr. XXII) der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000 Teilblatt Windsheim. München 1933.
- ASSMANN, P.: Die Tiefbohrung „Oppeln“. — Jb. preuß. geol. L.-A., **46**, S. 373—395, Berlin 1926.
- Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. — Jb. preuß. geol. L.-A., **50**, S. 155—185, Berlin 1929.
- BAYER. OBERBERGAMT: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. II. Bd. München 1936.
- BERGER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6530 Langenzenn. — [In Druckvorbereitung].
- BIRZER, F.: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 000 Blatt Nr. 6431 Herzogenaurach. München 1940.
- BOIGK, H. u. a.: Zur Geologie des Emslandes. — Beih. Geol. Jb., **37**, S. 1—419, Hannover 1960.
- CHRISTA, E.: Der Schwanberg im Steigerwald. München 1925.
- DEECKE, W.: Geologie von Baden. 1. Teil, 406 S., Berlin 1916.

- EMMERT, U.: c. Keuper. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., S. 91—120, München 1964. — [1964 a].
— Wasserbohrung Untersteinach b. Stadtsteinach. — Geol. Bl. NO-Bayern, **14**, S. 84—88, Erlangen 1964. — [1964 b].
— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6228 Wiesentheid. München 1965.
- FRANK, M.: Das stratigraphische Verhältnis zwischen Schilfsandstein und Dunklen Mergeln im mittleren Württemberg. — Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. L.-A., **12**, S. 1—30, Stuttgart 1929.
- FRENTZEN, K.: Equisetaceen des germanischen Keupers. — Palaeontol. Z., **15**, S. 30—45, Berlin 1933.
- FREYBERG, B. v.: Die Randfazies des Gipskeupers insbesondere der Benker Sandstein in Franken. — Erlanger geol. Abh., H. 11, S. 3—47, Erlangen 1954.
- FUCHS, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6730 Windsbach. München 1961.
- GEYER, O. F. u. GWINNER, M. P.: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. 224 S., Stuttgart 1964.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geologie von Bayern, II., Kassel 1894.
- HAARLÄNDER, W.: Bohrungen in und um Neustadt a. d. Aisch. — Geol. Bl. NO-Bayern, **13**, S. 26—32, Erlangen 1963.
- HAUNSCHILD, H.: Die Wasserversorgung von Ansbach. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, S. 67—72, Erlangen 1956.
— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6729 Ansbach Süd. München 1961.
— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6628 Leutershausen. München 1963.
— Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6127 Schillingsfürst. — [In Druckvorbereitung].
- JOOS, O.: Zur Geologie der Ehrenbürg (Walberla) bei Forchheim. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, H. 26, S. 33—46, München 1936.
- LANG, R.: Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg. — Jh. Ver. Vaterl. Naturk. Württ., **65**, S. 77—131; **66**, S. 1—54, Stuttgart 1909/1910.
— Beiträge zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura. — Geol. Paläontol. Abh., N.F. **9**, S. 235—267, Jena 1910/1911.
- LINCK, O.: Fossile Wurzelböden aus dem Mittleren Keuper. — Natur u. Volk, **73**, S. 226—234, 1943.
— Lebens-Spuren aus dem Schilfsandstein (Mittl. Keuper km 2) NW-Württembergs und ihre Bedeutung für die Bildungsgeschichte der Stufe. — Jh. Ver. Vaterl. Naturk. Württ., **97—101**, S. 1—100, Stuttgart 1949.
- PRÖSCHOLDT, H.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte (1 : 25 000) von Preußen Blatt Röhmbild. Berlin 1895.
- QUENSTEDT, F. A. v.: Erläuterungen zur Geognostischen Karte von Württemberg 1 : 50 000, Blatt Hall, 1879/1880.
- REICHARDT, A.: Der mittlere Keuper in der Umgebung von Erfurt. — Beiträge z. Geol. Thüringen, S. 1—16, Jena 1926.
- REIFF, W.: Obere bunte Estheriensichten, Schilfsandstein und Dunkle Mergel im mittleren Württemberg. — Tübinger Geogr.-Geol. Abh., Reihe I, **26**, S. 1—200, Öhringen 1938.
- RUCHIN, L. B.: Grundzüge der Lithologie. Deutsche Ausgabe von A. SCHÜLLER, 806 S., Berlin 1958.
- SANDBERGER, F.: Übersicht der Mineralien des Regierungsbezirkes Unterfranken und Aschaffenburg. — Geogn. Jh., 1891, S. 1—34, Kassel 1892.

- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt unserer Trias. 460 S., Öhringen 1928; Nachtrag 143 S., Öhringen 1938.
- SCHNITZER, W. A.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der ostbayerischen Trias. — Ber. Geol. Ges. DDR, **5**, S. 38—54, Berlin 1960.
- SCHRÖDER, B.: Stratigraphie und Tektonik der Fränkischen Linie bei Kemnath—Pressath/Opf. und die tektonische Lage der Basaltdurchbrüche. — Erlanger geol. Abh., H. 27, Erlangen 1958.
— Schwermineralführung und Gliederung der Bohrung Untersteinach b. Stadtsteinach. — Geol. Bl. NO-Bayern, **14**, S. 88—90, Erlangen 1964.
- SCHRÖDER, H. u. a.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen (1 : 25 000), Lieferung 240, Blatt Quedlinburg Nr. 2381. Berlin 1927.
- SCHUSTER, M.: Erläuterungen zum Blatt Windsheim (Nr. XXII) der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000 Teilblatt Uffenheim. München 1926.
- SEITZ, O. & WICHER, C. A.: Über die im Bereich der Tempelburger Struktur gestoßenen Tiefbohrungen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. — Geol. Jb., **65**, 1949, S. 463—496, Hannover 1951.
- STILLE, H.: Über Steinkohlen im Mittleren Keuper am Teutoburger Walde bei Neuenheerse. — Jb. preuß. geol. L.-A., **21**, S. 58—63, Berlin 1901.
- THÜRACH, H.: Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Ver- gleiche zu den benachbarten Gegenden. — Geogn. Jh., **1**, 1888, S. 75—162, Kassel 1888.
— Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. — Geogn. Jh., **13**, 1900, München 1901.
- WEBER, H.: Der geologische Bau des Untergrundes von Schleswig-Holstein. — Erl. Geol. Über- sichtskarte von Schleswig-Holstein, Kiel 1957.
- WEISS, W.: Zur Frage der Muschelkalk-Obergrenze bei Bayreuth, nebst einigen wichtigen Tief- bohrprofilen. — Erlanger geol. Abh., H. 10, Erlangen 1954.
- WIENHOLZ, R.: Das Keuperprofil an der Struktur Marnitz. — Z. angew. Geol., **6**, S. 434—435, Berlin 1960.
- WIRTH, E.: Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden. — Geol. Jb., **65**, 1949, S. 657—706, Hannover 1951.
- WURSTER, P.: Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 33, Ham- burg 1964.

Zur Petrographie des Schilfsandsteins

Mit 2 Abbildungen und 4 Tabellen

VON MATTHIAS SALGER¹⁾

Zur Untersuchung stand ein von EMMERT aufgenommenes und beprobtes Profil vom Stickels-Berg, an der Straße von Abtswind nach Rehweiler, Blatt Wiesentheid 6228, Unterfranken.

1. Profilbeschreibung

Hangendes: Lehrbergsschichten, grauer bis rotbrauner, schluffiger Tonstein

Schilfsandstein:

Teufe 1 m	Probe Nr. 27	Sandstein grau, feinkörnig, plattig
Teufe 5 m	Probe Nr. 28	Sandstein dunkel- bis hellgrau, feinkörnig, millimeterschichtig, plattig
Teufe 10 m	Probe Nr. 29	Sandstein dunkel- bis hellgrau, bankig
Teufe 13 m	Probe Nr. 30	Sandstein wie im Hangenden
Teufe 17 m	Probe Nr. 31	Sandstein wie im Hangenden, aber mit Tonschmitzen
Teufe 19 m	Probe Nr. 32	Sandstein dunkel- bis hellbraun, bankig, mit Pflanzenhäcksel
Teufe 21 m	Probe Nr. 33	Sandstein dunkel- bis grüngrau, bankig
Teufe 22 m	Probe Nr. 34	Tonstein dunkelgrau, schluffig, scherbilig
Teufe 25 m	Probe Nr. 35	Tonsandstein dunkelgrau und gelbgrau gebändert, millimeter-schichtig, dünnplattig.

2. Korngrößenanalyse

Die Proben wurden einige Stunden in Wasser eingeweicht und dann vorsichtig mit einem Holzpistill zerdrückt. Eine anschließende Ultraschallbehandlung (22 K Hz) brachte den Tonanteil in Suspension. Als Peptisator wurde n/100 Ammoniak verwendet. Der Ton- und Schluffanteil wurde durch wiederholtes Dekantieren abgetrennt und in Atterbergzylindern einer Sedimentationsanalyse unterworfen, der getrocknete Sandanteil mit Sieben fraktioniert. Die Fraktionen größer als 0,2 mm bestehen durchweg aus nicht aufbereiteten Aggregaten der Hauptfraktionen 0,06—0,1 und 0,1—0,2 mm und wurden deshalb diesen zugerechnet.

Die Analysenergebnisse sind in den Summenkurven (Abb. 1) und in den daraus errechneten Werten der Tabelle 1 dargestellt.

Aus der Tabelle ist zu entnehmen, daß \bar{M}_d der homogenen Sandsteine zwischen 0,088 und 0,105 liegt — $\bar{M}_d = 0,096$ mm. Der mittlere Korndurchmesser der inhomogenen Sandsteine, in denen millimeterstarke Lagen von Ton und Sand abwechseln, liegt bei 0,024 und 0,036 mm, des schluffigen Tonsteins bei 0,036 mm.

Der Sortierungskoeffizient liegt bei den homogenen Sandsteinen zwischen 1,33 und 1,68, $\bar{S}_0 = 1,45$. Die Sortierung bei den inhomogenen Sandsteinen und beim Tonstein ist wesentlich schlechter; der Koeffizient liegt zwischen 3,16 und 5,06. Hierbei ist, wie zu erwarten, die Sortierung bei den inhomogenen Sandsteinen schlechter als beim Tonstein.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. MATTHIAS SALGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

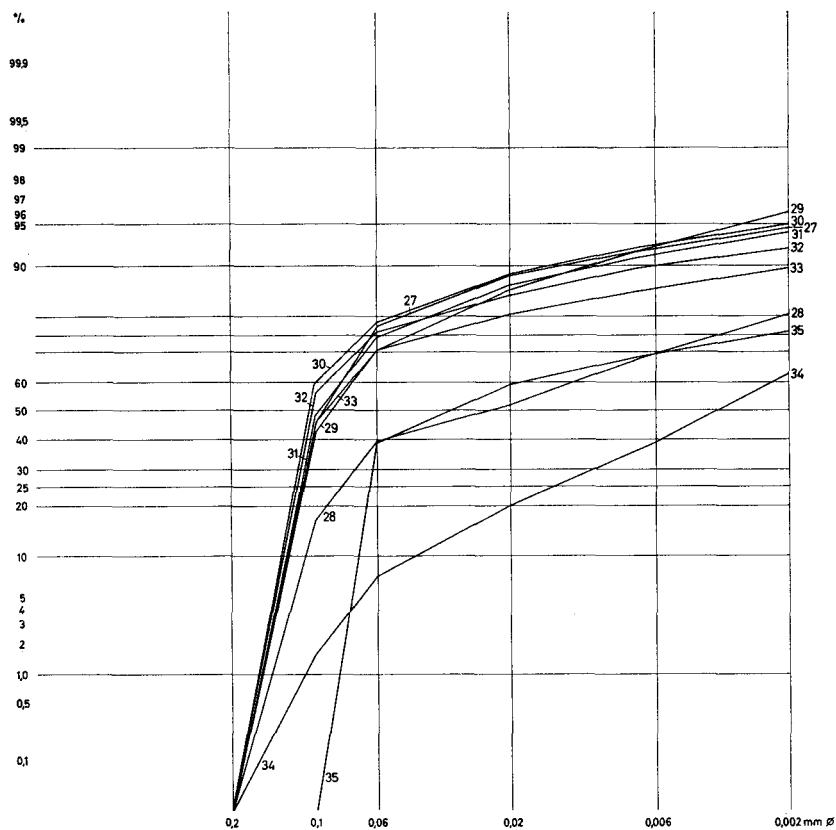


Abb. 1. Kornsummenkurven der untersuchten Proben.

Tabelle 1

**Medianwerte (Md), Sortierungskoeffizienten (So) und Schiefe (log Skg)
der Kornverteilungen**

Md = 50%-Durchgang der Kornsummenkurve

So = $\frac{Q_3}{Q_1}$; Q_3 = 25%-Durchgang; Q_1 = 75%-Durchgang

log Skg = $\frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2 \log Md}{2}$

Probe-Nr.	Md (mm)	So	log Skg
27	0,093	1,39	— 0,062
28	0,024	4,75	— 0,101
29	0,088	1,56	— 0,097
30	0,105	1,33	— 0,072
31	0,096	1,37	— 0,067
32	0,102	1,37	— 0,080
33	0,092	1,68	— 0,146
34	0,036	3,56	+ 0,037
35	0,033	5,06	— 0,417

Der Koeffizient $\log S_{kg}$ ist ein logarithmisches Maß für die Abweichung des Medianwertes vom Schwerpunkt der Kornverteilung. Bei negativem $\log S_{kg}$ ist der Kurvenschwerpunkt zum Feinen, bei positivem zum Groben hin verschoben. Die Schiefe der homogenen Sandsteine im Profil liegt zwischen $-0,062$ und $-0,146$, im Mittel bei $-0,087$. Die inhomogenen Sande haben Schiefen von $-0,1$ und $-0,4$, der Tonstein $+0,037$.

Die hier angegebenen Werte für den Schilfsandstein sollen nun zur Erkundung der genetischen Zusammenhänge mit Werten aus der Literatur verglichen werden. Der für die homogenen Sande angegebene mittlere Medianwert $0,1$ mm paßt nach SINDOWSKI (1957) am ehesten zu den Wattsanden ($0,15-0,10$). Für Flußsande ist der Wert zu klein. Der Vergleich der gesamten Summenkurven mit den bei SINDOWSKI gegebenen führt ebenfalls zu Watt- und Rinnensanden (Dogger, Schwedeneck). Die Sortierung ist in den homogenen Sanden gut. Sie ist im Mittel etwas schlechter als für Wattsande angegeben. Doch liegt die bestsortierte Probe mit $1,33$ recht nah an der von SINDOWSKI angegebenen Obergrenze ($1,30$). Das Vorkommen der schlecht sortierten, wechsellagerten Sande und des schluffigen Tonsteins im Profil lassen auf häufige Überflutung und örtliche Ausbildung von Stillwasserbereichen schließen. Im ganzen gesehen ergibt sich für den Ablagerungsraum das Bild eines flachen Beckens mit geringer Wasserbewegung. Zeiten gleichmäßiger Sedimentation führen in der Mitte des Profils zur Bildung homogener, kompakter Sandsteine. Zur Einleitung und zum Abschluß des Schilfsandsteins erscheinen rhythmische Wechselfolgen von tonigen und sandigen Sedimenten, die im unteren Teil des Profils bis zur Ablagerung von schluffigem Tonstein führen. Diese Sedimente können nach dem Sortierungskoeffizienten in den Überflutungs- und Stillwasserbereich gestellt werden.

3. Kornformen

Die ursprünglichen Kornformen sind durch Weiterwachsen der Körner und Lösungserscheinungen im Profil unterschiedlich verändert. Ein Bild über das Ausmaß dieser Änderungen soll die nachfolgende Tabelle geben. Für die Auszählungen wurde die Fraktion $0,1-0,2$ mm benützt.

Tabelle 2

Anzahl der weitergewachsenen Körner in Prozenten der Gesamtkornzahl des jeweiligen Minerals

Probe Nr.	Quarz	Feldspat
27	68	64
28	0	0
29	69	63
30	95	65
31	95	65
32	92	90
33	45	49
34	0	0
35	0	0

Es ist unschwer zu sehen, daß das Ausmaß der durch Anwachsen hervorgerufenen Veränderung mit dem Tongehalt zusammenhängt. An den Proben mit Wechschichten und dem Tonstein sind keine Veränderungen zu beobachten, sie sind am stärksten in dem braunen Sandstein Probe 32. Die Wachstumsformen sind teils durchgehende einschlußfreie Ränder, die häufig eine oder einige scharfe Kanten nach dem Prisma oder der Pyramide zeigen; teils sind es Auswüchse mit vollkommenen Kristallflächen. Beim Quarz wird hierbei allgemein die optische Orientierung des Ausgangskorns beibehalten. Beim Feldspat sind häufig die Anwachszonen gegen das Ursprungskorn verdreht. Es wurden Winkel von $3-30^\circ$ gemessen, die häufigsten Werte liegen zwischen 10 und 20° . Bei den Feldspäten ist die weit überwiegende Mehrzahl Orthoklas, Mikroklin und Albit sind seltener. Albit zeigt meist keine Anwachsstreifen. Bei Mikroklin sieht man sie relativ häufig. Die Gitterstruktur des Mikroklin setzt sich dabei nicht in die Anwachszonen fort.

An der Probe 35, die keine Kornveränderungen durch Weiterwachsen zeigt, wurden die Kornformen der Quarze durch Vergleich mit Musterschablonen nach EISSELE bestimmt. Es ergab sich folgende Verteilung auf die einzelnen Rundungsgruppen:

I. extrem kantig und splittrig	5 %
II. beginnende Kantenrundung	62 %
III. mittelmäßig gerundet	32 %
IV. gut gerundet	1 %
V. vollkommen gerundet	—

Daraus errechnet sich nach der Formel

$$\frac{V + IV + \frac{1}{2} III}{\frac{1}{2} III + II + I}$$

ein Verrundungsfaktor von 0,21. Er läßt auf eine geringe, doch deutlich rollende Transportbeanspruchung schließen. EISSELE gibt ähnliche Werte für die Fraktion 0,1—0,2 mm im Mittleren Buntsandstein des Schwarzwaldes an. Über das Transportmedium kann keine eindeutige Aussage gemacht werden. Die Körner können rollend vom Wasser und vom Wind transportiert werden. Die Maximumfraktion äolischer Sedimente fällt in der überwiegenden Mehrzahl in die Fraktion 0,1—0,2 mm.

4. Mineralbestand

Die Körner größer als 0,002 mm Durchmesser wurden mikroskopisch bestimmt und ausgezählt, die feineren Fraktionen röntgenographisch untersucht. Die nachstehende Zusammenstellung gibt eine Übersicht über die Mengen der Hauptkomponenten.

Tabelle 3

Mineralbestand der mikroskopischen Fraktionen in Kornzahlprozenten der Gesamtprobe

Probe Nr.	Quarz	Feldspat	Glimmer + Chlorit	Summe	$\frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat}}$
27	31,9	29,4	31,5	94,4	1,08
28	23,7	20,3	36,8	80,8	1,16
29	34,6	43,0	18,1	96,1	0,81
30	37,8	42,0	14,5	95,2	0,90
31	35,3	42,6	16,0	94,2	0,83
32	37,3	34,0	18,3	90,1	1,10
33	39,4	25,6	24,2	89,2	1,54
34	24,1	10,5	27,9	62,5	2,30
35	36,9	22,4	16,7	76,2	1,65

Bei der Betrachtung der Feldspatgehalte hebt sich deutlich in der Mitte des Profils die Gruppe der massigen Sandsteine heraus. Sie weist Feldspatgehalte über 40% auf. Das Verhältnis Quarz : Feldspat ist kleiner als 1. Der Glimmer- und Chloritgehalt liegt zwischen 15 und 18%. Der Tonanteil (kleiner als 0,002 mm) schwankt zwischen 4 und 6%. Der im Profil nach unten folgende massige, braune Sandstein (Nr. 32) hat etwas mehr Ton (10%) und einen wesentlich geringeren Feldspatgehalt. Quarz überwiegt den Feldspat. Die gegen die grüngrauen Tone der übrigen Proben auffallende gelbbraune Farbe legt eine Erklärung des unterschiedlichen Mineralbestandes durch Verwitterung nahe.

Wesentlich stärker als die Probe Nr. 32 unterscheiden sich von den massigen Schilfsandsteinen die geschichteten Sandsteine und der Tonstein. Besonders deutlich wird das beim Vergleich der Quarz-Feldspatverhältnisse durch die Fraktionen in der nachfolgenden Aufstellung.

Tabelle 4

Das Verhältnis Quarz : Feldspat in den einzelnen Fraktionen

Probe Nr.	0,002—0,006	0,006—0,02	0,02—0,06	0,06—0,1	0,1—0,2 mm
27	0,7	1,1	1,0	1,0	1,2
28	1,1	1,0	2,6	1,2	1,0
29	0,2	0,3	0,9	0,7	0,9
30	0,2	0,4	0,5	0,5	1,3
31	0,3	0,3	0,4	0,9	0,9
32	0,3	0,3	0,5	1,0	1,4
33		1,0	1,3	1,5	1,8
34	1,8	2,3	3,3	1,8	1,5
35	1,3	2,1	1,7	1,7	1,5

Während bei den Sandsteinen der Feldspatgehalt gegenüber dem Quarzgehalt nach den feineren Fraktionen kontinuierlich zunimmt und das Verhältnis meist unter 1 liegt, zeigt der Tonstein und in verwaschener Form auch die tonigen Sandsteine ein Quarzmaximum im Schluffbereich. Das Quarz-Feldspatverhältnis liegt durchweg über 1. Der Unterschied in der Transportkraft des Mediums kann zur Erklärung nicht herangezogen werden; denn er könnte bei gleichem Ausgangssubstrat wohl das Verhältnis Gesamtquarz : Gesamtfeldspat ändern (bei Feinerwerden des Sedimentes in Richtung einer Verkleinerung des Verhältnisses, also umgekehrt als beobachtet), die Verhältnisse in den Fraktionen (jede Fraktion = 100%) jedoch nicht verschieben. Ändert sich dagegen die Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, so wird sich das auch in den Fraktionen bemerkbar machen. Ob die Feldspatverarmung der tonigeren Profileile als Folge der Abtragung eines Verwitterungsrestes zu verstehen ist oder auf primäre Gesteinsunterschiede zurückgeht, kann aus dem bisherigen nicht entschieden werden. Man könnte zur Untersuchung dieser Frage das Verhältnis Kalifeldspat : Plagioklas heranziehen. Doch ist der Plagioklasgehalt zu gering, um einen sicheren Maßstab abzugeben. Eine andere Möglichkeit besteht im Vergleich der Tonminerale.

Der Ton $< 2 \mu$ wurde mit Hilfe einer Durchlaufzentrifuge in fünf verschiedene Fraktionen eingeteilt: < 2 ; < 1 ; $< 0,5$; $< 0,2$; $< 0,1 \mu \Phi$. Er besteht mit Ausnahme der braunen Probe Nr. 32 aus folgenden Mineralen:

1. Illit überwiegend dioktaedrisch
2. Illit-Montmorillonit-Wechselschichten (random-mixed layer) mit mix ca. 20% Montmorillonit
3. Chlorit.

In der Probe Nr. 32 ist der Chlorit durch ein Wechselschichtmineral Vermiculit-Montmorillonit ersetzt. Der Anteil der Montmorillonitschichten beträgt etwa 30%. Neben dem mixed-layer-Vermiculit ist auch reiner Montmorillonit in geringer Menge vorhanden.

Betrachtet man das Ergebnis der Röntgenanalyse in den einzelnen Fraktionen des Tonanteils, so fallen zwei Tatsachen ins Auge:

1. Das Mengenverhältnis Illit : Chlorit verschiebt sich mit feiner werdendem Korn stark zugunsten des Illit.
2. Das Intensitätsverhältnis 001 : 002 des Chlorits ändert sich sowohl innerhalb der Fraktionen wie innerhalb des Profils. Wie aus Abbildung Nr. 2 zu sehen ist, lassen sich deutlich zwei Gruppen unterscheiden:
 - a) 001 : 002 ist kleiner als 1. Dazu gehören mit den stärksten Fraktionen der Tonstein und die meisten der dünnplattigen tonigen Sandsteine.
 - b) 001 : 002 ist größer als 1. Hierzu sind zu zählen die massigen Sandsteine der Profilmittle. Die Proben Nr. 33 und Nr. 28 sind intermediär.

Für Chlorite wird ein 001 : 002 von maximal 1 angegeben. Zur Erklärung von Quotienten größer als 1 wird ein zusätzlicher Vermiculitgehalt angenommen; denn bei diesem ist die erste Basisinterferenz die weitaus stärkste.

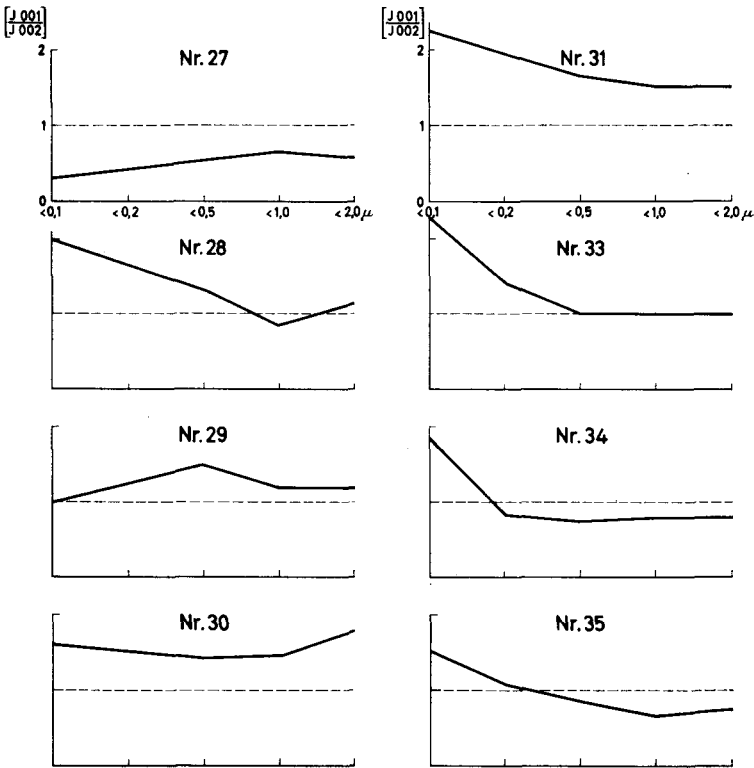


Abb. 2. Quotient der Intensitäten der ersten beiden Basisinterferenzen von Chlorit in Abhängigkeit von den Korngrößen innerhalb der Tonfraktion.

In den meisten Proben zeigt die Fraktion $< 0,1 \mu$ demnach einen deutlichen Vermiculitgehalt. Dieser fällt im unteren Profilteil (Nr. 34 und 35) rasch ab und ist bei ca. $0,5 \mu$ verschwunden. Die Probe Nr. 33 scheint einen Übergang zum mittleren Profilteil herzustellen, der charakterisiert werden kann durch einen deutlichen Vermiculitgehalt in allen Fraktionen. Probe Nr. 28 hinwiederum leitet zum obersten Glied über, in dem in keiner Fraktion mehr Vermiculit zu finden ist. Auch der Intensitätenquotient des Chlorits ist kleiner als im Tonstein Nr. 34. Das weist auf höheren Eisengehalt hin. Gleichzeitig ist hier auch das Intensitätsverhältnis 001 : 002 des Glimmers stark vergrößert, was auf eine Erhöhung des Biotitgehaltes schließen läßt.

Das Beispiel der Probe Nr. 32 zeigt, welche Veränderungen im Mineralbestand durch Verwitterung hervorgerufen werden. Der Feldspatgehalt ist von ca. 42% auf 34% gesunken, der Tonanteil von 6% auf 10% gestiegen. Im Ton ist der Chlorit fast restlos umgebildet zu Vermiculit und Montmorillonit. Auch der Illit in der Fraktion $< 0,1 \mu$ zeigt starke Wechsellagerung mit Montmorillonit. Die Verwitterung muß nach der Lage im Profil in der Schilfsandsteinszeit erfolgt sein.

Oben wurde die Frage aufgeworfen, ob die Feldspatverarmung der tonigeren Profilteile (Proben Nr. 34, 35, 27, 28) durch Abtragung eines Verwitterungsrestes im Liefergebiet zu erklären ist. Nun liegt der Feldspatgehalt in diesen

Gesteinen bei 10—30%, das Quarz/Feldspatverhältnis über 1. Im Tonmineralbestand sind die Unterschiede gegenüber den massigen Sandsteinproben aber genau umgekehrt, als man von einer Verwitterung erwarten sollte. Vermiculit fehlt oder ist nur in der feinsten Fraktion vorhanden. Montmorillonit ist ebenfalls nicht nachzuweisen. Ein geringer Anteil an Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsmineralen spielt keine Rolle, da er in allen ziemlich gleichmäßig vorkommt. Der Unterschied im Mineralbestand zwischen den tonigen Partien am unteren und oberen Ende des Profils kann daher im Liefergebiet nicht verwitterungsbedingt sein, sondern muß auf primäre Gesteinsunterschiede zurückgeführt werden. Gegen eine Erklärung der Chloritunterschiede durch diagenetische Neubildung von Chlorit in den Sandsteinen spricht die Probe Nr. 27. Sie zeigt wie die übrigen Sandsteine ein starkes Weiterwachsen von Quarz und Feldspat, aber keinen Vermiculitgehalt.

5. Schwerminerale

Sieht man von den opaken Körnern, die zumeist aus Eisenoxyden bestehen, ab, so ist die Menge der Schwerminerale der Hauptfraktion 0,1—0,2 mm sehr klein. Im höchsten Fall konnten aus etwa 20 g 25 Körner gewonnen werden. Daraus lassen sich natürlich keine exakten Angaben über die Schwermineralzusammensetzung machen. Im folgenden kann daher nur eine grobe Übersicht gegeben werden; auf Prozentzahlen wird verzichtet.

Das häufigste Schwermineral ist Apatit. Er wurde meist in schwach kantengerundeten Prismen beobachtet. Mit Ausnahme der Probe Nr. 32 macht er über die Hälfte aus. In Nr. 32 (brauner Sandstein) fehlt er vollständig. Er wurde hier durch die Verwitterung beseitigt.

Mengenmäßig wesentlich geringer kommen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit noch folgende Minerale vor:

Turmalin, olivgrün, blaugrün, braungrün, Prismen und Prismenbruchstücke, kaum gerundet
 Granat, farblos unregelmäßige, splittrige Körner
 Epidot, schwach grünlich, unregelmäßige, splittrige Körner
 Rutil rotbraun, stark gerundetes Prisma
 Anatas, mehr oder weniger regelmäßige Täfelchen mit opaken Resten (Neubildung).

Auch durch die Schwerminerale wird die Folgerung der Verwitterungsunabhängigkeit der Mineralunterschiede zwischen tonigen und sandigen Proben bestätigt.

6. Organische Substanz

Neben der makroskopisch sichtbaren organischen Substanz (Häcksel von Schachtelhalmen in manchen Sandsteinen) lassen sich in allen Proben durch die Behandlung mit Calgon auch braune organische Körper ausziehen, die mit Säure ausgeflockt werden. Sie werden in die Gruppe der Humate gestellt. Kolorimetrisch wurden die nachfolgenden Konzentrationen bestimmt (Vergleich mit ausgezogener und eingewogener Huminsäure).

Nr. 27	0,02 %	Huminsäure
Nr. 28	0,18 %	„
Nr. 29	0,03 %	„
Nr. 30	0,03 %	„
Nr. 31	0,03 %	„

Nr. 32	0,07 ‰	„
Nr. 33	0,12 ‰	„
Nr. 34	0,77 ‰	„
Nr. 35	0,44 ‰	„

Die Herkunft der Humate kann auf zweierlei Weise erklärt werden:

1. Durchwaschung aus dem rezenten Boden
2. Synsedimentäre Bildung.

Die erste Möglichkeit kann sicher ausgeschlossen werden; denn über dem Profil liegen noch 2—3 m undurchlässige rote Lehrbergtone. Die Huminsäure ist also schon zur Zeit der Ablagerung im Sediment vorhanden gewesen. Das gestattet Schlüsse auf das Bildungsmilieu des Schilfsandsteins. Im Profil sind unschwer zwei Gruppen zu erkennen, die massigen Sandsteine mit einem kaltlöslichen Huminsäuregehalt von ca. 0,03—0,07 ‰ und die tonigen Partien mit 0,12 bis 0,78 ‰. Nach den Körnungskennzahlen ist der Sandstein in mäßig bewegtem Wasser abgelagert worden, die tonigen Partien zählen zum Stillwasser- und Überflutungsbereich. Die Huminsäureunterschiede lassen darauf schließen, daß diese nicht vom Land zugeführt wurde, denn sonst wäre sie gleichmäßig über den Sedimentationsraum verteilt. Sie entstand in seichten Stillwasserbereichen durch die Zersetzung dort wachsender, zum Teil auch angeschwemmter Pflanzen. Durch Reaktion mit dem im Wasser vorhandenen Kalzium wurde sie teilweise als schwer lösliches Ca-Humat geflockt und im Sediment festgelegt. Die noch freie Huminsäure und die leicht löslichen Alkalihumate kamen durch Wasserbewegung auch in die bildungsferneren Bereiche des strömenden Wassers und kamen dort stark verdünnt mit den massigen Sandsteinen zur Ablagerung.

Zusammenfassung

Das untersuchte Profil beginnt mit einer Folge von feinkörnigem, grau-grünem Sandstein in Wechschichtung mit schluffigem Tonstein. Darauf liegen feinkörnige, grüngraue massige Sandsteine. Sie bilden die Hauptmasse des Profils. Nach der Korngrößenanalyse schwankt der mittlere Durchmesser zwischen 0,088—0,105 mm, der Sortierungskoeffizient zwischen 1,33 und 1,68. Die logarithmische Schiefe ist negativ, d. h. der Kurvenschwerpunkt ist zum Feinen verschoben. Nach der synoptischen Methode von SINDOWSKI ist der Sandstein in den Watt- und Rinnenbereich zu stellen. Für Flußsande ist er zu feinkörnig. Die wechschichtigen Ton-Sandsteine und der schluffige Tonstein zeigen wesentlich schlechtere Sortierung ($So = 3,16—5,06$). Sie werden nach LEMCKE, v. ENGELHARDT und FÜCHTBAUER zu den Überflutungs- und Stillwassersedimenten gestellt.

Die ursprünglichen Kornformen sind in den Sandsteinen durch diagenetisches Weiterwachsen verändert, in den tonigen Partien nicht. Hier läßt sich nach EISSELE ein Rundungsfaktor von 0,21 errechnen. Er läßt auf eine geringe rollende Transportbeanspruchung schließen.

Der Mineralbestand ist gekennzeichnet durch hohen Feldspat- und Chloritgehalt. Ein Großteil des Chlorits ist durch Umwandlung aus Biotit entstanden. Eine Trennung der beiden Minerale wurde auf Grund der Seltenheit ihrer reinen Ausbildung nicht unternommen. Der Chlorit verleiht dem Sandstein die grün-

liche Farbe. Wesentlich geringer als in den Sandsteinen ist der Feldspatgehalt in den tonigeren Profilteilen, was auf einen Wechsel des Ausgangsgesteins zurückgeführt wird. Der Tonanteil besteht aus überwiegend dioktaedrischem Illit und Chlorit. Ein geringer Anteil an Illit-Montmorillonit-Wechselschichten wurde nachgewiesen. In der angewitterten Probe Nr. 32 ist der Chlorit zu Vermiculit-Montmorillonit-Wechselschichten abgebaut. Die Schwerminerale bestehen überwiegend aus Apatit, in der angewitterten Probe fehlt er. Im ganzen Profil wurden lösliche Humate gefunden. Ihre Konzentration ist in den tonigen Partien am stärksten. Die Humate sind synsedimentär.

Aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen ergibt sich für den Ablagerungsraum das Bild eines seichten Beckens mit Stillwasserbereichen und Rinnen schwächerer Wasserbewegung, die zeitlich wechseln. Eindeutig marine Mineralbildungen wie Glaukonit wurden nicht gefunden.

Ob bei dem Zustandekommen des beobachteten Wechsels im Mineralbestand des Profils eine Verschiedenheit des Herkunftsgebietes oder eine Änderung des Ausgangsgesteins bei gleichbleibendem Herkunftsgebiet angenommen werden muß, könnte erst durch vergleichende Untersuchungen möglichst vieler regional weiträumig verteilter Profile einer Klärung nahegebracht werden. Auch die Frage, ob als Transportmedium nur Wasser in Frage kommt oder ob auch noch äolische Komponenten beteiligt waren, läßt sich aus dem einen Profil nicht entscheiden.

Schrifttum

- EISSELE, K.: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **2**, S. 69—117, Freiburg i. Br. 1957.
- KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. Stuttgart 1964.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, W. v. und FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**, Hannover 1953.
- SINDOWSKI, K. H.: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. — Geol. Jb., **73**, S. 235—275, Hannover 1957.
- VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. — Heidelb. Beitr. Mineral.-Petr., **3**, S. 335—379, Heidelberg 1953.

Eine Urananreicherung im Sandsteinkeuper auf Blatt Höchstadt/Aisch

Mit 3 Abbildungen

VON KURT BERGER und MATTHIAS SALGER¹⁾

A. Zur Geologie, Radioaktivität und Paläogeographie des Sandsteinkeupers bei Reumannswind

(KURT BERGER)

I. Einleitung

Die Anregung zu dieser Untersuchung gab die Deutsche Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft m.b.H., Lingen, die für die Zeit vom November 1958 bis April 1961 für das westliche Mittelfranken und für einen großen Teil des anschließenden Unterfranken vom Bayerischen Staatsministerium für Wirtschaft und Verkehr eine Uran-Aufsuchungskonzession verliehen bekommen hatte. Bald nach Beginn der Prospektion durch die Firma, im Sommer 1959, nahm der Verfasser mit Herrn Dr. G. Wallasch, dem Vertreter des Konzessionsträgers, zur Klärung verschiedener stratigraphischer und radiologischer Probleme, eine gemeinsame Begehung des Gebietes um Wachenroth, insbesondere bei Reumannswind, vor, wo Vermessungstrupps eine beachtenswerte radiologische Anomalie aufgefunden hatten. Im September 1959 wurde von beiden Verfassern eine geologische Aufnahme des Aufschlusses und seiner Umgebung und eine detaillierte Probenahme vorgenommen. Erst im Frühjahr 1961 wurde dann das Blattgebiet von Höchstadt/Aisch im Rahmen der systematischen radiologischen Vermessung, die das Bayerische Geologische Landesamt in den Sedimenten Nordbayerns durchgeführt hat, mit systematischen Aufschlußvermessungen nach stratigraphischen Gesichtspunkten und mit Fahrprofilen überdeckt (BERGER 1964). Alle diese Einzeluntersuchungen liegen dieser Ausarbeitung zugrunde.

II. Das geologische Profil (Geologie und Stratigraphie)

Im September 1959 wurde bei Reumannswind, das im westlichen Teil des Blattes Nr. 6230 Höchstadt/Aisch liegt, in einem Aufschluß nordwestlich vom Ort, zwischen dem Weg über den Sommerrangen zum Kammerforst und dem Eckersbach, folgendes Profil aufgenommen:

¹⁾ Anschriften der Verfasser: Regierungsrat Dr. KURT BERGER und Regierungsrat Dr. MATTHIAS SALGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

1) Letten humos, sandig (Boden)	0,1—0,2 m
2) Letten grün mit Sandlagen	0,5—0,8 m
3) Sandstein hellgrau bis weißgrau, feinkörnig	0,3 m
4) Sandstein hellgrau bis weißgrau, feinkörnig bis mittelkörnig mit grünen Lettenleisten und rostfleckigen Mergelpartien und einzelnen Kohlebestegen, besonders im Liegenden	0,3—0,5 m
5) Sandsteinbank hellgrau, feinkörnig, fest mit Kalk- und Dolomitknuauern	0,3 m
6) Letten graugrün und Sandmergel	0,15 m
7) Sandstein gelbbraun bis hellgrau, feinkörnig, im oberen Teil Kohleschmitzen und -bestege sowie Kalkgerölle	0,8 m

Die Oberkante des Aufschlusses liegt bei 310 m NN. Dieses Profil stimmt in den Mächtigkeiten in großen Zügen mit den Angaben von HAARLÄNDER überein, der zwischenzeitlich das gesamte Blattgebiet geologisch kartiert hat (HAARLÄNDER 1964, S. 11). Nach seinen Untersuchungen ist die Schichtenabfolge dem Coburger Sandstein einzuordnen, dessen Obergrenze im Bereich des Aufschlusses bei 315 m NN liegt. Die Untergrenze ist hier bei etwa 298—300 m NN, also unter dem Spiegel des Eckersbaches, zu erwarten. Die Schichten fallen gegen Südosten, in Fließrichtung des Baches, so stark ein, daß etwa 1,1 km südostwärts vom Aufschluß die Grenze Coburger Sandstein/Blasensandstein bei 290 m NN zu Tage ausstreicht, während 750 m nordwestlich davon die Obergrenze des Coburger Sandsteins bei 318 m NN unter den Eckersbach abtaucht.

Ein detailliertes Profil vom Sandsteinkeuper gibt THÜRACH (1889, S. 25/26) von Elsendorf wieder, das auch für die Umgebung des Aufschlusses Gültigkeit besitzt. Der Blasensandstein zeigt hierin im oberen Teil noch weißgraue, feinkörnige Sandsteine in 2—3 m Mächtigkeit, die von meist hellbraunen Sandsteinen und rotbraunen Letten mit Sandsteinbänkchen und zahlreichen Dolomitknollen 5—6 m mächtig unterlagert werden. Im Liegenden sind grobkörnige, manganhaltige Sandsteinbänke bis 2 m erschlossen.

Der Untere Burgsandstein setzt sich am Schafberg, nördlich Wachenroth, im unteren Teil aus etwa 3 m mächtigen rotvioletten und grauen Letten zusammen, denen etwa 2 m hellgraue Sandsteine folgen, die von etwa 3 m weitgehend lettigen Bildungen überlagert werden, deren Hangendes bis 11 m dünnplattige bis schiefrige, hellgraue, feinkörnige Sandsteine bilden, denen in mehr oder weniger dichten Rhythmen lettige Bänder eingeschaltet sind (vgl. HAARLÄNDER 1964, S. 17). Damit wäre etwa die untere Hälfte des Unteren Burgsandsteins lithologisch charakterisiert. Erst im oberen Teil folgen dann im Standardprofil überwiegend Letten- und Mergelbildungen. Gegen Osten hat HAARLÄNDER (1964) eine Versandung des Unteren Burgsandsteins beobachtet und stellt das Gebiet um Wachenroth—Reumannswind in eine Übergangszone von der Nürnberger zur Heldburg-Fazies.

Im Coburger Sandstein des Untersuchungsbereichs überwiegen hellgraue bis weißgraue Sandsteine, denen von Westen nach Osten zunehmend lettige Lagen und Pakete zwischengeschaltet sind. Bedeutungsvoll sind im Zusammenhang mit dieser Bearbeitung kohlige Bestege und Kohletonschmitzen sowie -putzen, wie sie nur im Bereich um Reumannswind festgestellt worden sind. Nach dem Befund im Gelände steht der Coburger Sandstein faziell dem Unteren Burgsandstein in der Nürnberger Fazies näher als dem Blasensandstein im eigentlichen Sinne und dem Unteren Burgsandstein in der Heldburg-Fazies.

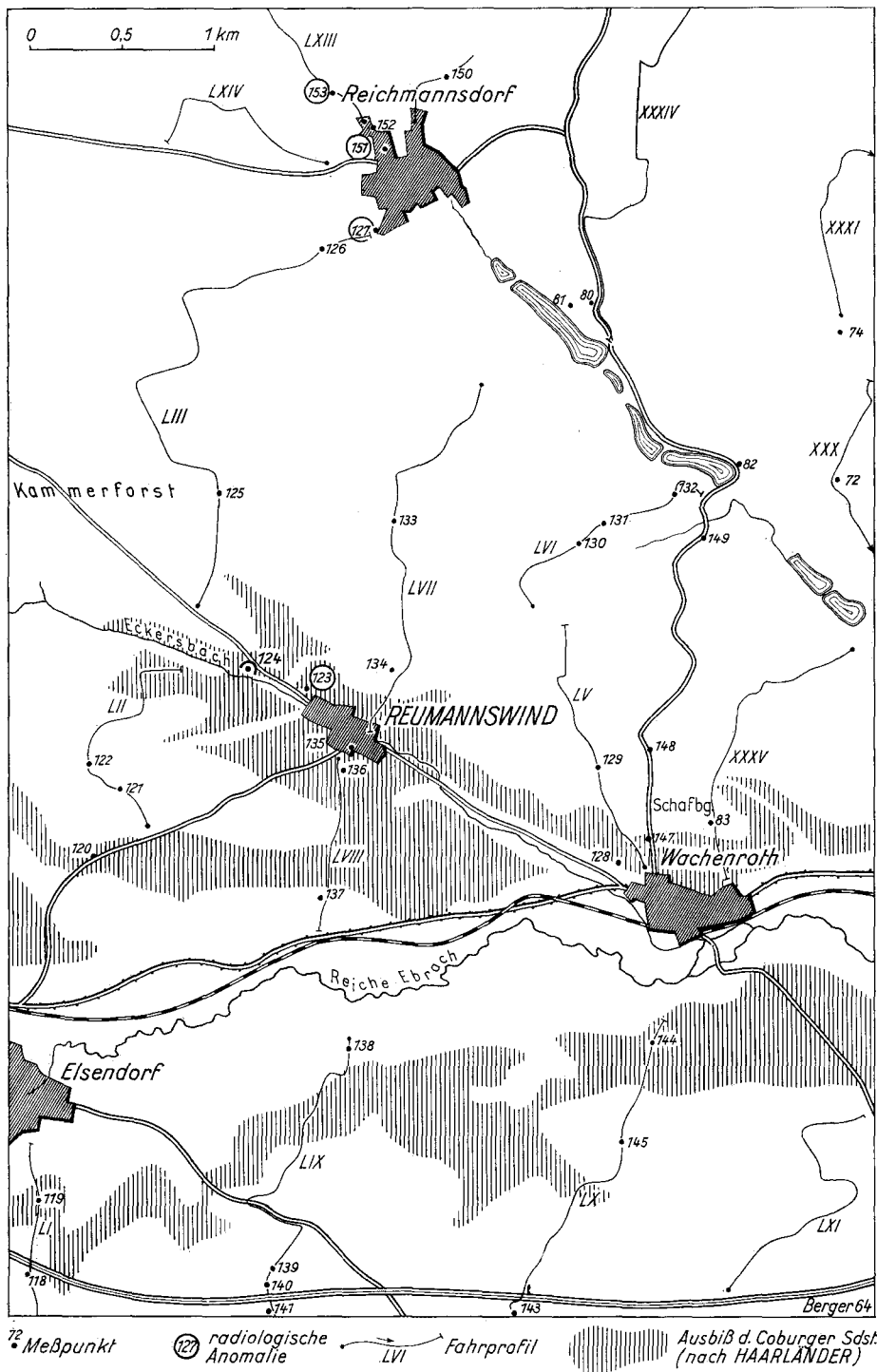


Abb. 1. Übersichtskarte zur Lage der radiologischen Meßpunkte und Fahrprofile.

III. Die Radioaktivität der Gesteine

Ausgehend von den radiologischen Verhältnissen in den Gesteinen des Aufschlusses Reumannswind (MP 124) sollen zusammengefaßt auch die Strahlungsverhältnisse in den liegenden und hangenden Gesteinsserien im Gebiet zwischen Elsendorf—Wachenroth—Reichmannsdorf und dem Westrand des Kartenblattes (Abb. 1) erläutert werden. Die Methoden der Geländevermessung und der Labormessungen sind bereits mehrfach (u. a. BERGER 1964) beschrieben worden.

Bei der Gegenüberstellung von den Gelände- und Labormesswerten zur Fazies der Gesteine ergibt sich folgendes Bild (Abb. 2):

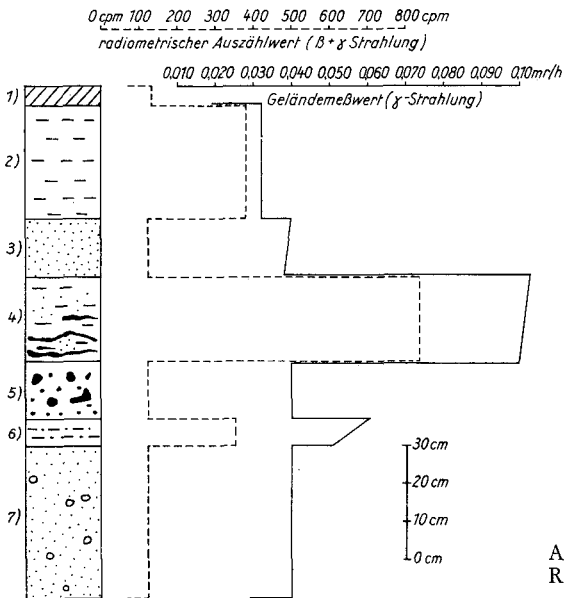


Abb. 2. Szintillogramm des Profils Reumannswind.

Das Maximum an radioaktiver Strahlung ist in der Schicht 4 des Profils (S. 180) mit 0,12 mr/h gemessen worden. Diese Szintillometeranzeige entspricht nach der radiometrischen Analyse einem Durchschnittsgehalt von etwa 125 g/t U-Äquivalent. Die hohen Geländemeßwerte der angrenzenden Schichten ließen höhere Gehalte an U-Äquivalent pro Tonne erwarten, als sie die Labormessungen erbracht haben. Diese Diskrepanz ist damit zu erklären, daß die hochstrahlende Schicht 4 die Szintillationsanzeige der übrigen Schichten erhöhend beeinflusst.

Mit Hilfe von Filtermessungen wurde die Zusammensetzung des Strahlenspektrums ermittelt. Dabei entfallen in der aktiven Schicht 4 nur etwa 10% auf die K_{40} -Strahlung (β -Strahlung). In allen anderen Schichten ist das K_{40} mit 45% bis 75% an der Gesamtstrahlung beteiligt, was normalen Verhältnissen entspricht. Es ist in Feldspäten, Tonmineralen und Glimmern beinhaltet.

Vergleicht man die lithologische Zusammensetzung mit den radiologischen Werten, so ist zu erkennen, daß die Sandsteine und überwiegend sandigen Sedimente geringere Gamma-Intensitäten aufweisen als die Letten und Tone. Die kohligten Einschaltungen scheinen keinen unmittelbaren Einfluß auf eine Anreicherung von strahlungsaktiven Trägern zu haben (vgl. S. 185), was daraus

abzuleiten ist, daß in den hellgrauen, feinkörnigen Sandsteinen an der Basis des Profils, in denen zahlreiche kohlige Putzen eingeschaltet sind, die Strahlung im Normalspiegel vorliegt.

Im restlichen Gebiet zeigt der Coburger Sandstein Gamma-Intensitäten, wie sie für diesen Horizont als durchaus normal zu bezeichnen sind. Harte Sandsteinbänke zeigen 0,008 bis 0,009 mr/h, die feinkörnigen, lockeren Sande bzw. mürben Sandsteine 0,010 bis 0,012 mr/h und die Letten, mehr oder weniger versandet, 0,014 bis 0,020 mr/h an. Radiologische Anomalien bis 0,025 mr/h sind darin nicht selten. Der Ausbiß des Coburger Sandsteins ist in der Abb. 1 nach HAARLÄNDER (1964) senkrecht schraffiert dargestellt worden.

Der *Blasensandstein*, der hier nur in seinen oberen Partien erschlossen ist, weist in Sandsteinen und Sanden 0,010 bis 0,015 mr/h auf, die in sandigen Letten bis 0,018 mr/h ansteigen können. Reine Letten, wie sie mehrfach nordwestlich Elsendorf zu Tage ausbeissen, kommen in ihrer Intensität auch nicht über 0,015 mr/h.

Der *Untere Burgsandstein* erbringt in sandigen Sedimenten Szintillometerwerte von 0,010 bis 0,014 mr/h und in Lettenlagen 0,014 bis 0,020 mr/h. Diese Geländemeßwerte entsprechen dem Normalspiegel der spezifischen Radioaktivität der Nürnberger Fazies. Im MP 127, am südwestlichen Ortsrand von Reichmannsdorf, sind in grünen Letten bis 0,040 mr/h gemessen worden, was einer Verdoppelung des Normalwertes entspricht. Solche Erhöhungen haben erfahrungsgemäß nur örtliche Bedeutung.

Der *Mittlere Burgsandstein* weist in Sanden und Sandsteinen mit 0,006 bis 0,010 mr/h geringe Gamma-Intensitäten auf, die in Letten zwischen 0,013 und 0,016 mr/h liegen. Der Hauptanteil geht hierin auf die K_{40} -Strahlung zurück. Urananreicherungen in Arkosen, wie sie in diesem Horizont vielfach in Mittelfranken aufgefunden wurden, sind nördlich Mühlhausen, etwa 6 km ostwärts vom Aufschluß, festgestellt worden (BERGER 1962).

Durch eine Vielzahl von Meßwerten aus 15 Fahrprofilen, die schlecht erschlossene Teile des Untersuchungsgebietes überdecken und dabei alle hier erläuterten Horizonte des Sandsteinkeupers erfassen, werden die Gamma-Intensitäten der Aufschlußvermessung bestätigt.

IV. Zur Paläogeographie und Petrogenese

Über die Paläogeographie des Keupers, insbesondere für Südwestdeutschland, liegen schon seit Jahrzehnten umfassende Bearbeitungen vor (LANG 1919, SILBER 1922, DORN 1928, VOLLRATH 1928, FRANK 1937, WAGNER 1922 und 1960), so daß über die geographischen Bedingungen in seinem Bildungsraum in großen Zügen bestimmte Vorstellungen herrschen. Da aus dem Teil des Keuperlandes, der hier betrachtet wird, kaum einschlägige Arbeiten vorhanden sind, erscheint es wert, aus der Betrachtung der Gesteinsverhältnisse im Aufschluß Reumannswind und seiner Umgebung einige Gedanken, vielleicht nur vor örtlicher Gültigkeit, diesen bisher kursorischen Erkenntnissen beizufügen oder gegenüberzustellen.

Das Untersuchungsgebiet liegt in einem Bereich, in dem während der Zeit des Coburger Sandsteins die Stadien von Strandregion, episodischer Wasserbedeckung, Seichtmeervorstößen und Tümpellandschaft mehrfach gewechselt

haben. Dafür spricht die indifferente lithologische Zusammensetzung der Gesteine im Aufschluß. Weiter im Südosten, außerhalb des Blattgebietes, nehmen in der gleichen Zeit die Sande und Sandsteine anteilmäßig zu, ebenso ihre Korngrößen. Die ersten marinen Einflüsse, die gegen Norden zu und später auch im Nordwesten im Unteren Burgsandstein in der Heldburg-Fazies und den Oberen Bunten Mergeln überwiegen, äußern sich bereits im Coburger Sandstein des Aufschlußgebietes.

Als Liefergebiet steht das Vindelizische Land außer Zweifel, dessen Ströme und Flußläufe vielfältiges Material ins Becken mitbrachten und deren Schuttkegel zeitweise weit über die Flußmündungen hinaus wirksam waren. Die zahlreichen kohligten Bestandteile und Pflanzenreste in der unteren Sandsteinbank des Aufschlusses und seiner Umgebung, die auch HAARLÄNDER (1964) als Leseesteine aufgesammelt hat, bekräftigen die Annahme eines zunehmenden Landeinflusses für dieses Niveau. Sie sind auch Zeugen dafür, daß das organische — zumindest das pflanzliche — Leben im Einzugsgebiet ziemlich erheblich gewesen sein muß. Die Art der Erhaltung der kohligten Reste weist weiterhin auf eine unterschiedliche Strömungsintensität des Wassers hin. Pflanzenhäcksel geht auf stärker bewegtes, kohlige Bestege, kohletonige Bänder und Lagen auf wenig strömendes Wasser zurück. Beide Formen kommen in den Sedimenten um Reumannswind vor. Die nur gering von der Horizontalen abweichende Schichtung, soweit eine solche überhaupt vorhanden ist, weist auf wenig veränderte Strömungsrichtungen bei der Sedimentation in diesem Abschnitt hin. Windbewegtes Material, das am Aufbau der Gesteine im Blasensandstein und auch im Burgsandstein in der weiteren Umgebung beteiligt gewesen sein mag, liegt im untersuchten Teilgebiet mit großer Wahrscheinlichkeit nicht vor. Sucht man nach den Faktoren, die den regen lithologischen Wechsel im Niveau des Coburger Sandsteins verursachen, sind in erster Linie sowohl merkbare Klimaschwankungen als auch zweiseitige tektonische Bewegungen, die nicht immer die gleichen Vorzeichen aufzuweisen brauchen, in Betracht zu ziehen, wie sie ganz allgemein für den gesamten Keuper erwogen worden sind (SCHMIDT 1925).

Die zahlreich eingeschalteten Kalk- und Dolomitknollen in Sandsteinen und Letten lassen in Bezug auf das Bildungsmilieu und Klima weitere paläogeographische Schlüsse zu. Es wurde beobachtet, daß sie meist die Schichtung unterbrechen, demgemäß also nach der Ablagerung des entsprechenden Gesteins ausgesproßt sind. Daraus ist zu schließen, daß — ohne Berücksichtigung der Zeit — auch die Sandsteine sekundär marine Beeinflussung aufweisen. Für ein überwiegend humides Klima während der Genese des Coburger Sandsteins sprechen mehrere Faktoren, die schon im vorstehenden angeführt worden sind. Es ist naheliegend anzunehmen, daß die bereits abgelagerten Sedimente des Coburger Sandsteins noch vor ihrer Diagenese von kalkhaltigen Wässern durchtränkt wurden. Ihr Kalk fiel aus und erfüllte zumindest einen Teil des Porenvolumens. Unter entsprechend optimalen klimatischen Bedingungen konzentrierte er sich in einem gesonderten Vorgang während der Diagenese in Knollen.

Im Prinzip ähnlich könnte man sich die Konzentration des Strahlungsträgers in der Schicht 4 des Profils vorstellen. Die darin vorliegende Fazies zeigt sowohl nach Zeit als auch nach Bildungsmilieu einen regen Wechsel. Am plausibelsten erscheint die Vorstellung eines vom größeren Becken abgeschnürten flachen, stehenden Gewässers mit vorherrschender Verdunstungstendenz, das je-

doch zeit- und wechselweise vom Festland Zufluß mit gelösten und ungelösten Stoffen erhält, wie sie KNETSCH usw. (1960, S. 174) skizziert. Unter dieser Trübe befindet sich, wenn auch in geringer Konzentration, der Strahlungsträger (Uran, Thorium), der sich unter Einfluß der organischen Substanz nach und nach anreichert. Solche abgeschnürte Flachwasser oder Tümpel brauchen keine einmalige Erscheinung gewesen zu sein. Damit wäre bereits im Coburger Sandstein ein Vorgang eingeleitet, der sich in ähnlicher Weise — jedoch unter anderen geochemischen Bedingungen — später intensiver im Burgsandstein Frankens vollzieht und von ABELE, BERGER u. SALGER (1962) im Verbreitungsgebiet der Nürnberger Fazies und von WELTE (1962) für das Gebiet von Lichtenfels nachgewiesen und erläutert wird. Die mineralogischen und geochemischen Faktoren werden im II. Teil dieser Arbeit von SALGER diskutiert.

V. Zusammenfassung

Auf dem Gradabteilungsblatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch wurden in einem Aufschluß bei Reumannswind und in seiner Umgebung radiologische Anomalien festgestellt. Nach der Kartierung von HAARLÄNDER (1964) gehört der erschlossene Schichtstoß dem Coburger Sandstein an.

Die Aufnahme des geologischen Profils weist Sandsteine, Letten und Mergel nach, denen kohlige Bildungen, Kalk- und Dolomitknollen eingeschaltet sind. Die Fazies ist stark wechselnd. Kurz werden auch der liegende Horizont, der Blasensandstein und das Hangende, der Burgsandstein, lithologisch charakterisiert. Der Coburger Sandstein steht hier faziell dem Burgsandstein näher als dem Blasensandstein.

Die radioaktive Strahlung ist in den einzelnen Gesteinspaketen gemessen worden. Dabei zeigte sich, daß eine hoch über dem Normalspiegel liegende Gamma-Intensität auf eine 0,3—0,5 m mächtige Lage von feinkörnigen Sandsteinen, Letten und Mergeln beschränkt ist, die im Durchschnitt einen Uran-Äquivalentgehalt von etwa 125 g/t aufweist. Die Strahlungsverhältnisse in den benachbarten Gesteinen weichen nur selten und gering vom Normalniveau ab.

Die lithologisch sehr wechselhaft zusammengesetzten Sedimente sind Bildungen eines Sedimentationsbereiches, in dem Strandnähe, episodische Wasserbedeckung und Seichtmeervorstöße vorherrschen. Kohlige Bestandteile deuten auf Landnähe hin. Die Kalk- bzw. Dolomitknollen bildeten sich während der Diagenese aus sekundär abgesetzem Kalk. Die Strahlungsträger (Uran und Thorium) in der aktiven Zone sind mit der Trübe dem bereits abgelagerten, jedoch noch nicht verfestigten Sediment vom Festland zugeführt worden und haben sich unter mittelbarer Einwirkung der organischen Komponenten im Sediment angereichert. Episodische Tümpel in einem Klima mit vorherrschender Verdunstung begünstigen die Ausscheidung und Konzentration der radioaktiven Strahlungsträger.

VI. Schrifttum

- ABELE, G., BERGER, K. u. SALGER, M.: Die Uranvorkommen im Burgsandstein Mittelfrankens. — *Geologica Bavarica*, Nr. 49, S. 3—90, München 1962.
- BERGER, K.: Die Uranvorkommen im Burgsandstein Mittelfrankens. A. Zur Geologie und Radioaktivität des uranhaltigen Burgsandsteins in Mittelfranken. — *Geologica Bavarica*, Nr. 49, München 1962.

- BERGER, K.: Die radiologische Vermessung. Geophysikalischer Beitrag in HAARLÄNDER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch. München 1964.
- DORN, P.: Geologische Geschichte des Bunten Keupers. — Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., Abt. VI, München 1928.
- FRANK, M.: Paläogeographischer Atlas von Südwestdeutschland. — Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. Landesamt, Nr. 17, Stuttgart 1937.
- HAARLÄNDER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch. München 1964.
- KNETSCH, G., DEGENS, E., WELTE, D. & REUTER, H.: Untersuchungen und Schlüsse zur Verteilung von Strahlungsträgern in Sedimenten Frankens. — Glückauf, H. 3, Düsseldorf 1960.
- LANG, R.: Zur Stratigraphie des Keupers in Südwestdeutschland. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., Stuttgart 1919.
- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt der Trias. Öhringen 1925.
- SILBER, E.: Der Keuper im nordöstlichen Württemberg. — Erdgesch. u. landesk. Abh. Schwaben u. Franken, 3, Öhringen 1922.
- THÜRACH, H.: Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. — Geogn. Jh., 1889, 2, Cassel 1889.
- VOLLRATH, P.: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland. — N. Jb. Mineral. usw., 60. Beil.-Bd., Stuttgart 1928.
- WAGNER, G.: Berg und Tal im Triasland von Schwaben und Franken. — Erdgesch. u. landesk. Abh. Schwaben u. Franken, 4, Öhringen 1922.
- Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. Öhringen 1960.
- WELTE, H. D.: Sedimentologische Untersuchungen uranhaltiger Keupersedimente aus der Umgebung von Lichtenfels bei Coburg. — Geologica Bavarica, Nr. 49, S. 91—123, München 1962.

B. Die Ursache der Strahlungsanomalie bei Reumannswind

(MATTHIAS SALGER)

I. Einleitung

Zur Untersuchung standen 10 Proben der Deutschen Schachtbau und die Proben des von BERGER beschriebenen Profils Reumannswind zur Verfügung. An Untersuchungsmethoden wurden die Strahlungsmessung mit Geiger-Müller-Zählrohr und Szintillometer eingesetzt sowie sedimentpetrographische und mineralogische Methoden zur Kennzeichnung der Gesteine, Chemie und γ -Spektrometrie zur Erforschung des Strahlungsträgers. Herrn Dr. Wallasch danke ich für die Überlassung der Proben der Deutschen Schachtbau- und Tiefbohrgesellschaft Lingen.

II. Petrographie und Strahlung

Die Proben der Schachtbau lassen sich in vier Gruppen einteilen:

1. fein-mittelkörnige Sandsteine mit teilweiser Kupferimprägation Feldmeßwerte 200—300 cps;
2. kohlige, sandige Schiefertone 300—400 cps
3. schwarze Schiefertone 700 cps mit Malachit und Azuritimpregnationen
4. Böden auf Schiefertonen 500—1600 cps.

Die Labormesswerte der Sandsteine liegen bei etwa 60—70 cpm Gesamtstrahlung ($\beta + \gamma$). Etwa genau so hoch liegt aussortierte kohlige Substanz. Für die sandigen Schiefertone wurden etwa 140 cpm, für den schwarzen Ton-schiefer 430—460 cpm gemessen. Die Werte waren unabhängig von Kupferimprägation. Die reichste Bodenprobe brachte im Labor 1100—3000 cpm. Hierbei verteilten sich die Meßwerte folgendermaßen auf die Bodenhorizonte:

- A 1460 cpm — Oberboden mit reichlich Wurzeln
- B 3100 cpm — toniger Boden mit Eisenkrusten
- C 1092 cpm — grauer Schiefertone.

Für das Profil Reumannswind sind die Werte bei BERGER zu entnehmen.

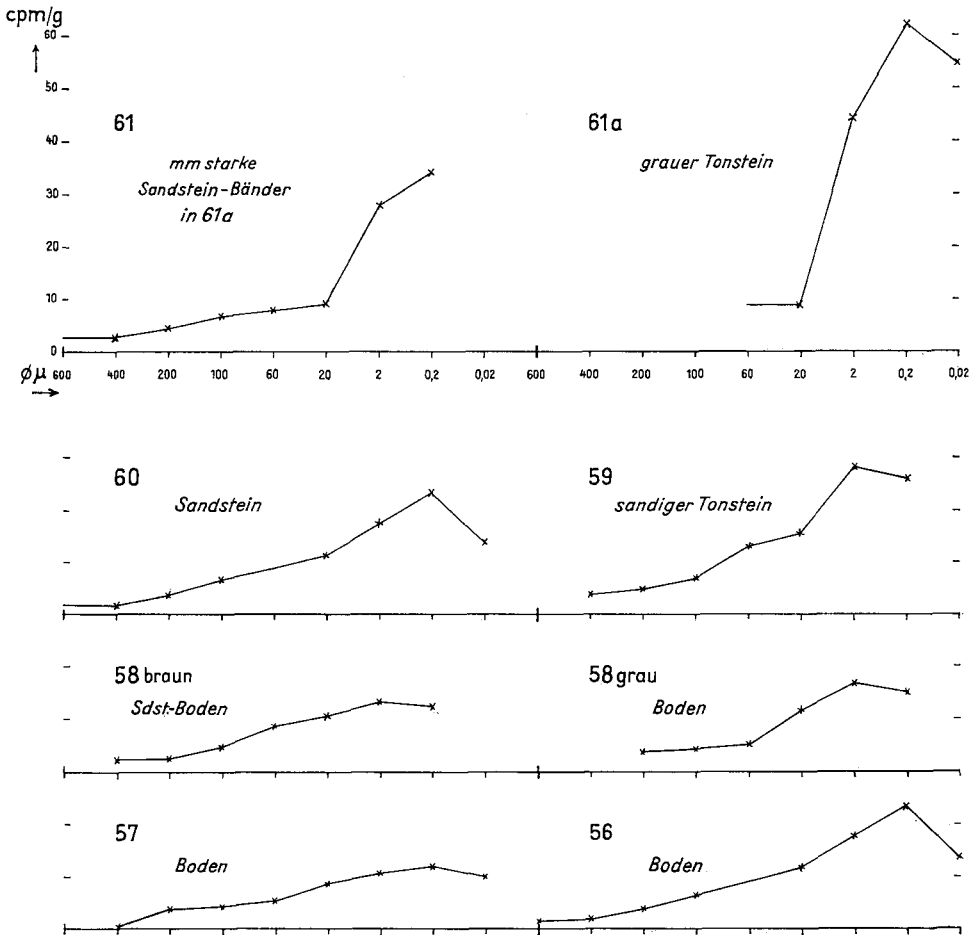


Abb. 3. Strahlungsverteilung in den fraktionierten Proben.

III. Korngrößenzusammensetzung und Strahlungsverteilung

Die Abbildung 3 bringt die Strahlungsverteilung ($\beta + \gamma$) im Profil Reumannswind. Daraus ist zu entnehmen, daß in allen Proben das Maximum der Strahlungsintensität in der Tonfraktion liegt. Dementsprechend ist der Gesamtgehalt an strahlender Substanz von der Stärke der Tonfraktion abhängig. So erklären sich die geringen Strahlungswerte der Sandsteine. Beim Vergleich der Strahlungsintensität der Tonfraktionen untereinander zeigt sich aber auch, daß diese nicht annähernd gleich ist. Die Werte schwanken zwischen 11 und 62 cpm/g. Daraus kann auf primär ungleiche Verteilung des Strahlungsträgers geschlossen werden.

Bemerkenswert ist ferner, daß in der Tonfraktion die Strahlungsintensität in der feinsten Fraktion wieder abnimmt. Da diese fast nur aus Illit besteht, könnte man den Effekt auf eine Abnahme des in der Gesamtstrahlung stark mitwirkenden Kaliumgehaltes zurückführen, aber er zeigt sich auch in der vom Kaliumgehalt unabhängigen γ -Strahlungsmessung (61 a: 2—0,1 μ 19 cpm/g; < 0,1 μ 16 cpm/g).

Die γ -Strahlungsmessung einiger fraktionierter Proben von Reumannswind brachte ein etwas anderes Bild als das der Gesamtstrahlung. Bei den schwach strahlenden Proben 56, 57, 58 und 60 lag das Maximum in der Fraktion 20—60 μ (Hauptschwermineralfraktion). Bei diesen Proben ist der Einfluß des in Zirkon und Monazit substituierten Thorium deutlich. Da der Anteil der Hauptschwermineralfraktion gegenüber dem der Tonfraktion aber auch in den sandigen Proben klein ist, hat die von Thorium kommende Strahlung im ganzen kein großes Gewicht. In den reicheren Proben 59 und 61 bleibt auch in der γ -Strahlung das Maximum in der Tonfraktion.

Rechnet man die γ -Strahlungswerte auf Uranäquivalent um, so ergeben sich folgende Werte:

Reumannswind	Nr. 56	12 g/t
	Nr. 57	10 g/t
	Nr. 58	9 g/t
	Nr. 59	17 g/t
	Nr. 60	8 g/t
	Nr. 61	107 g/t
graue Lettenschiefer		
	(Nr. 1217)	53 g/t
schwarzer Tonschiefer		
	(Nr. 1206)	113 g/t
Boden	(Nr. 1213)	300 g/t

IV. Chemie und Mineralogie

Weder mikroskopisch noch röntgenographisch konnte ein Uranmineral nachgewiesen werden. Austauschversuche mit konzentrierter Kochsalzlösung brachten keine Strahlung in Lösung. In Säuren- und Laugenauszügen war der Strahlungsträger löslich. Gleichzeitig wurden mit Lauge auch wechselnde Mengen Humate ausgezogen. Ein Zusammenhang zwischen Humatkonzentration und Strahlung wurde aber nicht gefunden. Die fluorimetrische Uranbestimmung von ABELE in den reichsten Proben brachte folgende Werte:

Gesamtboden	Nr. 1213	425 g/t
B-Horizont	Nr. 1213	720 g/t
61 a < 2 grob		118 g/t
61 a < 2 fein		119 g/t
schwarzer Tonschiefer	Nr. 1206	100 g/t

Die an zwei Proben bestimmten P_2O_5 -Werte betragen 0,2%. Die chemischen Werte für Uran in den Schiefertonen stimmen gut mit den aus der γ -Strahlungsmessung berechneten überein. Im Boden 1213 allerdings wurde chemisch mehr Uran bestimmt als aus der γ -Strahlung. Durch eine spektrale Zerlegung der γ -Strahlung in einem 400-Kanal- γ -Spektrometer wurde die Ursache der Diskrepanz ermittelt. Die radioaktiven Folgeprodukte Pb 214 und Bi 214 sind gegenüber dem Ausgangsprodukt U 238 und U 235 weniger als in einer Vergleichsprobe von Pechblende. Dieses Ungleichgewicht in der Zerfallreihe ist die Ursache der geringeren γ -Strahlung. Es läßt sich erklären durch teilweise Auswaschung der leichter löslichen Folgeprodukte des radioaktiven Zerfalls des Urans. Thoriumlinien wurden im γ -Spektrum nicht gefunden. Damit ist eindeutig als Hauptstrahlungsträger Uran nachgewiesen.

V. Die Bindungsform des Uran und die Entstehung der Anreicherung

Betrachten wir zuerst die bisher dargelegten Untersuchungsergebnisse:

1. Das Uran ist an die Tonfraktion gebunden.
2. Es ist durch Säuren und Laugen löslich.
3. Im Grobton ist seine Konzentration größer als im Kolloidton.
4. Es ist kein Uran-Mineral zu finden.
5. Die U-haltigen Proben enthalten auch Humate.

Aus der Tatsache, daß kein Uranmineral gefunden wurde, kann auf die geringe Konzentration dieses Minerals oder auf eine Bindung des Uran an andere Träger geschlossen werden. Als fremde Träger sind aus den Keuper-sandsteinen vor allem Apatit bekannt. Dann müßten bei den bekannten Uran-Konzentrationen Phosphorgehalte von etwa 10% erwartet werden. Gefunden wurden nur 0,2%. Außerdem ist Apatit in Laugen nicht löslich. Erfahrungsgemäß sitzt dieser auch nicht überwiegend in der Ton-, sondern in der Schlufffraktion. Es bliebe noch die Möglichkeit einer sorptiven Bindung an Ton, Eisenhydroxyde oder Huminstoffe. Dagegen spricht, daß trotz der starken Zunahme der Oberfläche vom Grobton zum Feinton die Urankonzentration in der Fraktion $< 0,1 \mu$ deutlich kleiner ist als im Grobton. Da gleichzeitig in der Feintonfraktion auch die Eisenhydroxyde und Humusstoffe angereichert sind, sollte man bei sorptiver Bindung ein starkes Anwachsen der Urankonzentration beobachten. Außerdem zeigt die Menge der mit Lauge ausziehbaren Humate keine Beziehung zum Urangehalt. Sorptive Bindung ist demnach unwahrscheinlich.

Wahrscheinlicher ist, daß das Uran als Oxyd im Ton fein dispergiert ist. Mikroskopisch ist es in dieser Form neben anderen opaken Mineralen und auf Grund seiner geringen Korngröße nicht zu identifizieren und für den röntgenographischen Nachweis ist seine Konzentration zu gering. Die Löslichkeit in Säuren und Laugen spricht für das Vorliegen in Oxydform. Da das Uran in

den Sedimenten ganz verschieden konzentriert ist, und diese, wie z. B. Sandsteinlamellen von einigen Millimetern Mächtigkeit, ohne Übergang in fetten Ton-schiefern vorkommen, liegt die Annahme am nächsten, daß es nicht in gelöster Form, sondern in Suspension in den Sedimentationsraum gelangte und hier mit den übrigen Komponenten zum Absatz kam.

Die Entstehung der heutigen Urananreicherung wird folgendermaßen ge-deutet:

Das in geringer Konzentration im Wasser als Uranyl- oder Uranylkom-plexion in sechswertiger Form gelöste Uran kommt im Bereich von Reumanns-wind in ein stark reduzierendes Milieu, gekennzeichnet durch wechselnde Konzentrationen von Huminstoffen und kohligen pflanzlichen Resten. Es wird zur vierwertigen Stufe reduziert. Da diese wesentlich weniger löslich ist, fällt Uran als Hydroxyd in dem Maß aus, wie es dem pH und Eh der Lösung entspricht. Es wird mit der Tontrübe im Sedimentationsraum abgesetzt. Änderungen im Oxydationspotential und in der Reaktion der Lösung bewirken unterschiedliche Fällungen und können die Differenzen zwischen den einzelnen Gesteinen erklären. Bei der reichsten Probe, dem Boden Nr. 1213, handelt es sich, wie schon das Vorhandensein von Anreicherungskrusten andeutet, um sekundäre Anreicherung im Oberboden.

VI. Zusammenfassung

Die hauptsächlich an schiefrige, kohlige Tonsteine gebundene Strahlungs-anomalie bei Reumannswind wird hervorgerufen durch Uran, das als Oxyd in der Tonfraktion dispergiert ist. Es wurde aus dem Wasser, in dem es gewöhnlich als Uranylion vorhanden ist, infolge Erniedrigung der Löslichkeit durch reduzierend wirkende Huminstoffe gefällt und zusammen mit der Ton-trübe am heutigen Platz sedimentiert.

Der Burgsandstein im nordwestlichen Hesselbergvorland anhand neuer Bohrprofile

Mit 2 Abbildungen

VON HELLMUT HAUNSCHILD¹⁾

A. Einleitung

Der stetig steigende Wasserbedarf der Städte und Gemeinden bringt es mit sich, daß immer neue Grundwasserspeicher aufgesucht und erschlossen werden müssen. Deshalb wurde im Jahre 1960 für die fränkische Fernwasserversorgung östlich Dürrwangen, zwischen Dattelhof und Matzmannsdorf, eine größere Anzahl von Tiefbohrungen niedergebracht, die vornehmlich die Wässer des Burgsandsteins erfassen sollten. Die hierbei gewonnenen Profile erweitern unsere bisherige Kenntnis vom Aufbau des Burgsandsteins in diesem Raum und erlauben es, detailliertere Aussagen zu machen, als dies bisher der Fall gewesen ist.

Sieht man von den spärlichen und z. T. nur großräumigen Angaben der älteren Literatur in bezug auf den Burgsandstein ab, so liegt als neuere Arbeit nur die sehr sorgfältige Profilausdeutung der älteren (bis 1950) Bohrungen aus diesem Raum von F. BIRZER (1958) vor. Dieses nur scheinbare Desinteresse am Burgsandstein des südlichen Franken lag vor allem darin begründet, daß die guten und gesicherten Gliederungsmöglichkeiten dieser Stufe im nördlichen Franken aufgrund wesentlicher fazieller Verschiedenheiten nicht ohne weiteres auf dieses Gebiet übertragen werden konnten. Erst als HAARLÄNDER 1955 im Raum Röttenbach durch die Ausscheidung durchhaltender Lettenlagen eine Dreigliederung des Burgsandsteins aufstellen und damit eine Beziehung zur Fazies im nördlichen Franken herstellen konnte, war eine Möglichkeit zum Anschluß unserer Profile gegeben.

B. Sandsteinkeuper

Der Blasensandstein i. w. S., (31,0—32,30 m)

Von den in Abb. 2 dargestellten Profilen haben nur die Bohrungen 1 und 16 die Lehrbergschichten erreicht und damit den gesamten Blasensandstein i. w. S. durchteuft; die Bohrungen 2 und 15 wurden nur wenige Meter oberhalb der Liegendgrenze eingestellt. Eine Untergliederung des Blasensandsteins i. w. S. in Blasensandstein i. e. S. und Coburger Sandstein konnte wegen der nur ungenauen petrographischen Angaben — bedingt durch die Meißelung der Bohrungen — nicht durchgeführt werden. Für die Stratigraphie des Burgsandsteins ist die Grenzziehung zum Blasensandstein wichtig, die durch den Grenzletten bewerk-

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. H. HAUNSCHILD, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

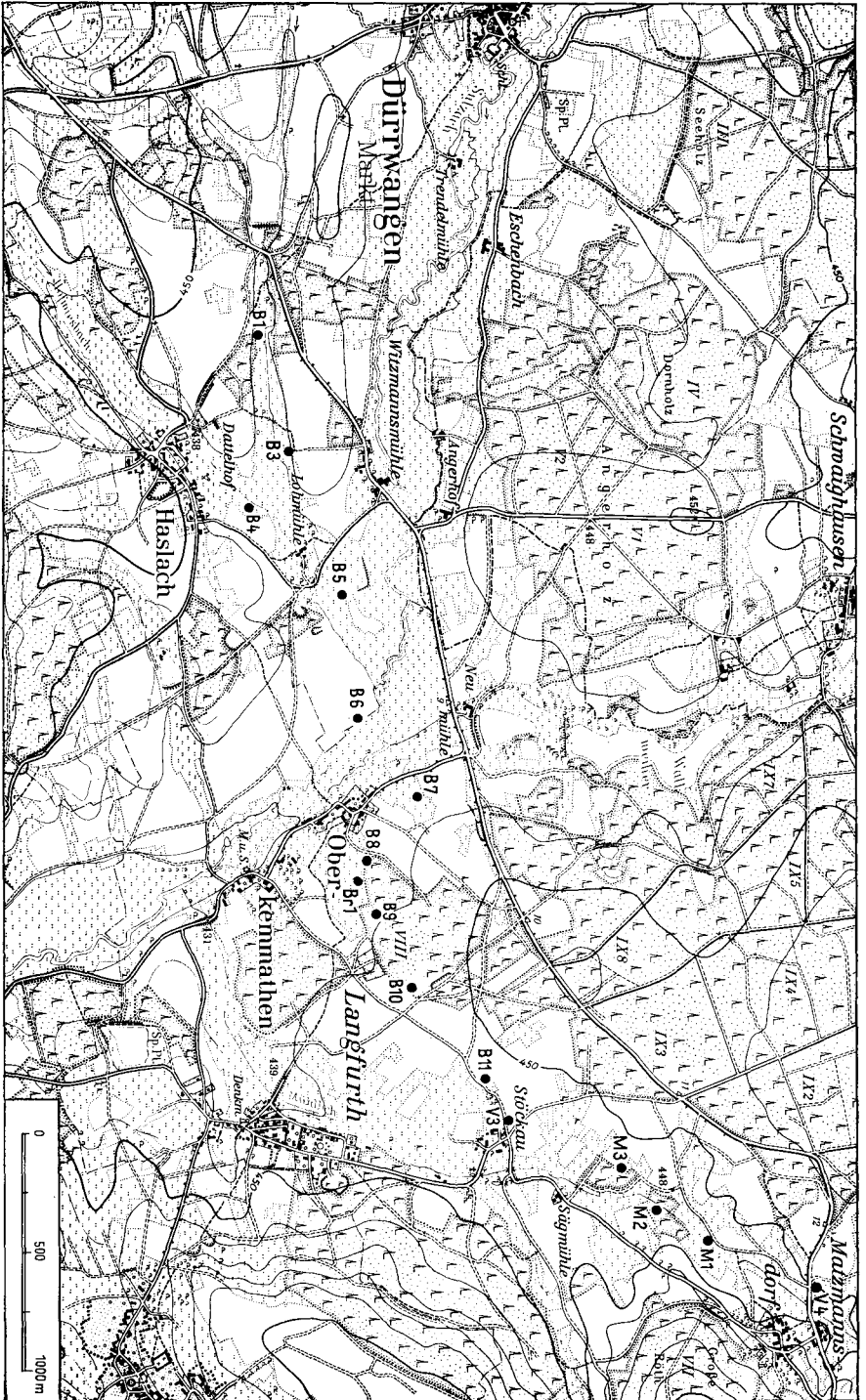


Abb. 1. Lageplan der Bohrungen (Gradabteilungsblatt Nr. 6828 Feudtrwangen Ost).

stellt wird. In fast allen Bohrungen, mit Ausnahme der Profile 9, 13 und 14, konnte dieser Lettenhorizont, der in seiner Mächtigkeit größeren Schwankungen unterliegt, ausgeschieden werden.

Der Burgsandstein, (75—80 m)

Untere Abteilung des Burgsandsteins

Wie eingangs bereits erwähnt wurde, ist eine Unterteilung der Burgsandsteinstufe nur aufgrund durchgehender Letten (HAARLÄNDER 1955 und BIRZER 1958) möglich. Die Untere Abteilung wird vorwiegend aus Sandsteinen aufgebaut, denen nur untergeordnet lettige Partien eingelagert sein können. Auffallend ist die teilweise geringe Mächtigkeit, die, wie im Profil 2, nur 4,60 m beträgt. In Bohrung 3 läßt sich eine genaue Mächtigkeit nicht ermitteln, da die petrographische Grenze zwischen dem liegenden Sandstein und dem hangenden lettigen Sandstein, der nur unter Vorbehalt zum Unteren Letten gezogen wurde, aus dem Bohrbericht nicht eindeutig ermittelt werden konnte.

Die Mächtigkeit der Unteren Abteilung des Burgsandsteins in m:

Profil:	1	2	3	4	5	6	7	8
Mächtigkeit:	6,5	4,6	4,3	7,0	11,0	ca. 8,3	6,8	5,4
Profil:	9	10	11	12	13	14	15	16
Mächtigkeit:	—	6,0	9,8	7,1	—	ca. 8,5	8,4	8,2

Mittlere Abteilung des Burgsandsteins

Mit dem Unteren Letten wird die Mittlere Abteilung des Burgsandsteins eingeleitet. Er läßt sich überall dort profilmäßig gut abtrennen, wo die Probenentnahme einigermaßen sorgfältig durchgeführt wurde. Aber auch in den Profilen, wo der Untere Letten nicht als Letten auftritt, sondern in der Fazies sandiger Letten oder lettiger Sandsteine, kann durch Profilvergleich mehrerer Bohrungen i. a. eine stratigraphische Einordnung erfolgen.

Die Mächtigkeit des Unteren Lettens in m:

Profil:	1	2	3	4	5	6	7	8
Mächtigkeit:	9,5	7,9	12,1	15,0	11,0	—	13,9	16,5
Profil:	9	10	11	12	13	14	15	16
Mächtigkeit:	12,5	13,7	11,5	10,7	—	8,5	6,3	8,5

Über dem Unteren Letten folgen Sandsteine, lettige Sandsteine, sandige Letten und Lettenschiefer in rascher Faziesverzahnung und wechselnder Mächtigkeit bis zur Hangendgrenze der Mittleren Abteilung. Ohne an einen bestimmten Horizont gebunden zu sein, schalten sich in verschiedener Höhe Tonsteine ein, die schon in nahegelegenen Profilen wieder ausgekilt sind oder durch Sandsteine vertreten werden, so z. B. zwischen den Profilen 1—2—3 oder 6—8—9.

Die Hangendgrenze kann durch ein weiteres, durchhaltendes Lettenband (= Hauptletten) einigermaßen scharf gefaßt werden. Nach BIRZER 1958 wird die auffallend geringe Mächtigkeit der Unteren Abteilung des Burgsandsteins

in diesem Gebiet durch eine besonders hohe Mächtigkeit der Mittleren Abteilung wieder wettgemacht, so daß für den Burgsandstein eine Gesamtmächtigkeit von 75—80 m erhalten bleibt.

Die Mächtigkeit der Mittleren Abteilung des Burgsandsteins in m; darunter zusammengefaßt die Untere und Mittlere Abteilung in m:

Profil:	1	2	3	4	5	6	7	8
Mächtigkeit:	35,3	36,3	40,1	36,3	36,5	ca. 34	40,1	40,5
	41,8	40,9	44,4	43,3	47,5	42,3	46,9	45,9
Profil:	9	10	11	12	13	14	15	16
Mächtigkeit:	—	41,7	41,8	42,0	—	35,5	36,6	36,5
	—	47,7	51,6	49,1	ca. 48	44,0	45,0	44,7

Obere Abteilung des Burgsandsteins

Ähnlich wie beim Unteren Letten kann auch im Hauptletten, mit dem die Obere Abteilung beginnt, eine sandig-tonige bzw. tonig-sandige Fazies entwickelt sein. Reine Sandsteinlagen, wie in den Profilen 3 und 12, sind selten, erschweren jedoch die exakte Abgrenzung des Hauptlettens. Dennoch scheint die gegebene Parallelisierung gerechtfertigt zu sein.

Die hangenden Serien, die unter den quartären Sedimenten in verschiedener Mächtigkeit erhalten sind, zeigen eine Repetition des Aufbaues der Mittleren Abteilung. In keiner Bohrung wurde der gesamte Burgsandstein erschlossen.

Mie Mächtigkeit des Hauptlettens in m:

Profil:	1	2	3	4	5	6	7	8
Mächtigkeit:	7,2	9,5	12,0	14,5	8,0	5,2	6,9	13,9
Profil:	9	10	11	12	13	14	15	16
Mächtigkeit:	—	12,7	12,2	11,5	13,5	10,5	13,3	12,5

C. Bohrprofile ²⁾

Profil 1: Haslach B. 1, gebohrt 1960, Fa. Etschel & Meyer, Hof
 Lage: etwa 560 m nordwestlich Ortsmitte Haslach, etwa 420 m nordwestlich Dattelhof, südlich des Hühnerbaches (Gradabteilungsblatt Nr. 6828 Feuchtwangen Ost)
 Ansatzhöhe: etwa +440 m NN

Geologisches Profil:

- 0,25 m Humus
- 0,80 m Letten rotbraun, sandig

²⁾ Die Bohrprofile 1—6, 8—11 und 13—15 wurden mir vom Bayer. Landesamt für Wasserversorgung und Gewässerschutz freundlicherweise zur Verfügung gestellt, wofür ich auch hier meinem Kollegen Reg.-Rat Dr. G. ANDRES bestens danken möchte. Die Profile 7, 12 und 16 wurden der Arbeit F. BIRZER 1958, S. 16—17, entnommen.

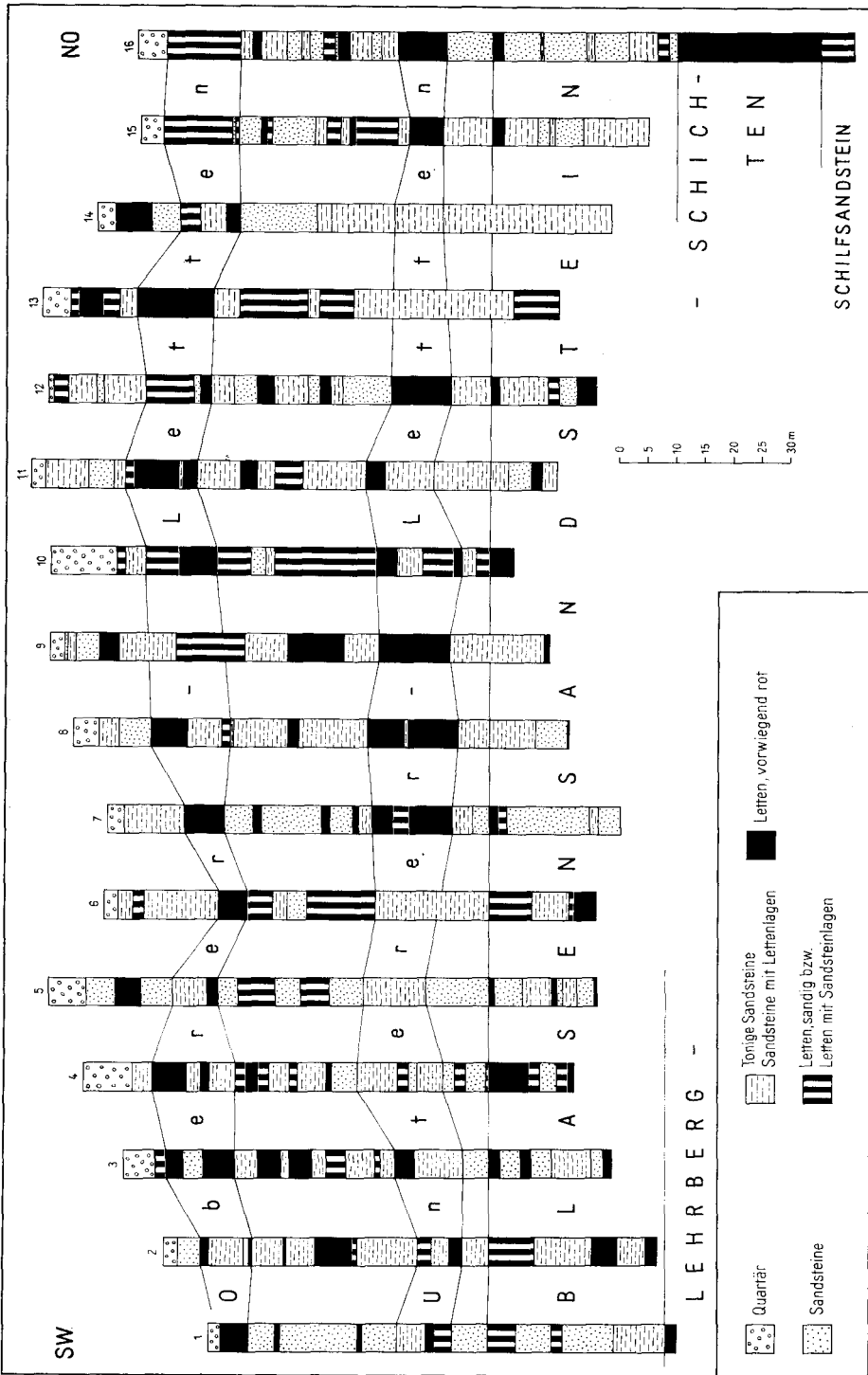


Abb. 2. Bohrprofile von Haslach bis Matzmannsdorf, östlich Dürrwangen.

- 1,80 m Letten dunkelgrau
- 2,20 m Sand rotbraun, tonig
- 3,00 m Letten graubraun
- 6,00 m Letten grau
- 7,20 m Letten rotbraun
- 11,50 m Sandstein weißlichrötlich
- 12,50 m Letten rotbraun
- 22,80 m Sandstein rötlich, hart
- 26,00 m Sandstein hellgrau, feinkörnig
- 27,00 m Letten rot
- 33,00 m Sandstein hellgrau, feinkörnig
- 38,00 m Sandstein mittelkörnig mit grünem Mergel
- 39,50 m Letten rot
- 42,50 m Letten rot mit Sandsteinbänken
- 49,00 m Sandstein hellgrau, mittelkörnig
- 54,00 m Letten rot mit Sandsteinzwischenlagen
- 60,00 m Sandstein grau, feinkörnig, hart
- 62,00 m Letten rot mit Sandsteinlagen
- 68,00 m Sandstein grau, mittelkörnig, hart
- 71,00 m Sandstein mittelkörnig, hart
- 80,00 m Sandstein mit grauen Mergelbänken
- 81,00 m Letten rot mit Steinmergelbänken
- 82,10 m Letten grün.

- Deutung: 0— 2,20 m Quartär
 —49,00 m Burgsandstein
 — 7,20 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten bis 7,20 m
 —42,50 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten von 33,00 m—42,50 m
 —49,00 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —80,00 m Blasensandstein i. w. S.
 Grenzletten von 49,00 m—54,00 m
 —82,10 m Lehrbergsschichten.

Profil 2: Haslach B. 3, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 450 m nördlich Ortsmitte Haslach, etwa 330 m nord-nordöstlich des Dattelhofs, etwa 40 m nördlich des Hühnerbaches

Ansatzhöhe: etwa +440 m NN

Geologisches Profil:

- 0,15 m Mutterboden
- 0,45 m Sand hellbraun
- 0,90 m Ton bunt, sandig
- 1,20 m Sand grau, tonig
- 1,90 m Sand gelblich
- 2,60 m Sand hellbraun
- 6,55 m Sandstein weiß, grobkörnig
- 8,20 m Tonstein rot
- 9,60 m Sandstein rötlich, tonig
- 14,20 m Sandstein rötlich und grau, tonig
- 15,30 m Sandstein grau
- 16,10 m Tonstein rot

- 21,25 m Sandstein rötlich, grau, tonig
- 21,85 m Tonstein rot
- 26,30 m Sandstein rötlich, feinkörnig, tonig
- 32,70 m Tonstein rotbraun
- 34,10 m Tonstein braun, sandig
- 36,50 m Sandstein hellbraun, tonig
- 44,50 m Sandstein rötlich, graubraun, tonig
- 47,20 m Tonstein grau, sandig
- 50,10 m Sandstein grau, tonig
- 52,40 m Tonstein rotbraun
- 57,00 m Sandstein graubraun, tonig
- 65,20 m Tonstein braun, sandig
- 70,20 m Sandstein braun, stark tonig
- 75,00 m Sandstein hellbraun, tonig
- 79,50 m Tonstein braun
- 84,70 m Sandstein braun, stark tonig
- 86,40 m Tonstein bunt.

- Deutung: 0— 2,60 m Quartär
 —57,00 m Burgsandstein
 —16,10 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 6,55 m—16,10 m
 —52,40 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten von 44,50 m—52,40 m
 —57,00 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —86,40 m Blasensandstein i. w. S.
 Grenzletten von 57,00 m—65,20 m.

Profil 3: Haslach B. 4, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: 500 m nordöstlich Ortsmitte Haslach

Ansatzhöhe: etwa +440 m NN

Geologisches Profil:

- 0,25 m Humus
- 0,55 m Moorboden sumpfig
- 0,80 m Sand grau, fein
- 1,40 m Sand schlammig, leicht tonig mit Holz
- 3,50 m Sand mit bunten Toneinlagen
- 4,20 m Grobsand grau mit tonigen Einlagen
- 5,70 m Grobsand mit Kies und tonigen Einlagen
- 7,50 m Tonstein rot mit Sandsteinlagen
- 10,60 m Tonstein hellbraun
- 14,10 m Sandstein rötlichgrau, mittelkörnig
- 19,50 m Tonstein rotbraun
- 23,70 m Sandstein rötlichgrau, stark tonig
- 25,40 m Tonstein rotbraun
- 26,00 m Tonstein bunt
- 27,80 m Tonstein braun
- 29,20 m Sandstein rötlichgrau, stark tonig
- 30,40 m Tonstein bunt
- 33,10 m Tonstein rot
- 35,70 m Sandstein rötlichgrau, stark tonig
- 39,20 m Tonstein bunt, sandig
- 44,00 m Sandstein hart mit Tonstein wechselnd
- 45,20 m Tonstein grau-grün mit Sandsteinlagen

- 47,50 m Sandstein rötlichgrau, tonig
- 51,20 m Tonstein hellbraun bis rötlichbraun
- 59,60 m Sandstein rötlichgrau, tonig
- 63,90 m Sandstein grau, mittelkörnig mit Quarzen
- 65,70 m Tonstein bunt
- 67,30 m Sandstein grau, feinkörnig
- 69,80 m Sandstein grob mit Quarzen
- 71,30 m Tonstein braun bis grau
- 73,90 m Sandstein grau, mittelkörnig
- 75,00 m Sandstein grau, feinkörnig, sehr hart
- 80,60 m Sandstein weißgrau, feinkörnig, tonig
- 82,00 m Sandstein braun, tonig
- 84,10 m Sandstein grau
- 85,30 m Tonstein braun, sandig.

- Deutung:** 0— 5,70 m Quartär
- 63,90 m Burgsandstein
 - 19,50 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 - Hauptletten von 7,50 m—19,50 m
 - 59,60 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 - Unterer Letten von 47,50 m—59,60 m
 - 63,90 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 - 85,30 m Blasensandstein i. w. S.
 - Grenzletten von 63,90 m—65,90 m.

Profil 4: etwa 1000 m nordöstlich Ortsmitte Haslach

Lage: Haslach B. 5, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Ansatzhöhe: etwa +440 m NN

Geologisches Profil:

- 1,00 m Sand rotbraun
- 1,80 m Sand tonig
- 2,60 m Sand mit Schlick
- 3,20 m Sand rot
- 5,40 m Sand sehr grob
- 8,70 m Grobsand mit Steinen
- 9,80 m Sandstein weiß, feinkörnig, leicht tonig
- 12,20 m Sand gelb, tonig
- 18,00 m Tonstein rot
- 20,50 m Sandstein mit Tonsteinschichten
- 22,20 m Tonstein rot
- 26,70 m Sandstein weiß, tonig
- 28,40 m Tonstein rot, sandig
- 30,30 m Tonstein rot
- 32,80 m Tonstein rot, sandig
- 36,20 m Sandstein rot mit Einlagen
- 37,50 m Tonstein rot, sandig
- 41,00 m Sandstein weiß, tonig
- 42,40 m Sandstein mit Tonsteinschichten
- 43,60 m Tonstein bunt
- 48,00 m Sandstein weiß
- 55,00 m Sandstein weiß mit Tonsteinschichten
- 57,00 m Tonstein rotbraun mit Sandstein
- 58,50 m Sandstein weiß
- 60,00 m Sandstein mit rotem Tonstein
- 63,00 m Sandstein mit Tonsteinschichten

- 65,00 m Sandstein weiß, hart
- 67,00 m Tonstein grün, sandig
- 70,00 m Sandstein weiß, hart
- 70,50 m Sandstein weiß, sehr hart
- 71,00 m Tonstein rot, sandig
- 78,00 m Tonstein rot, fest
- 80,00 m Tonstein grün, sandig
- 83,00 m Sandstein rot
- 85,00 m Tonstein weiß mit grobem Sand
- 86,00 m Tonstein rot.

- Deutung: 0— 8,70 m Quartär
 —71,00 m Burgsandstein
 —26,70 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 12,20 m—26,70 m
 —63,00 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten von 48,00 m—63,00 m
 —71,00 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —86,00 m Blasensandstein i. w. S.
 Grenzletten von 71,00 m—78,00 m.

- Profil 5:** Haslach B. 6, gebohrt 1960, Fa. Etschel & Meyer, Hof
Lage: 820 m nordwestlich der Mühle in Oberkemmatten, etwa 700 m
 ostnordostwärts der Lohmühle, 100 m südlich der Sulzach,
 1430 m ostnordostwärts Ortsmitte Haslach

Ansatzhöhe: etwa +443 m NN

Geologisches Profil:

- 0,20 m Humus
- 1,00 m Sand braun, feinkörnig
- 6,80 m Schwimmsand fein- bis mittelkörnig
- 8,50 m Sandstein braun
- 9,50 m Sandstein braun, grobkörnig mit Kiesgeröll
- 11,80 m Sandstein hellgrau
- 16,00 m Letten dunkelrot
- 21,50 m Sandstein rötlich, feinkörnig
- 27,30 m Sandstein mit grünen Mergelsteinschichten
- 29,50 m Letten rotbraun, zäh
- 33,00 m Sandstein weißrötlich, feinkörnig
- 39,50 m Letten sandig, rotbraun
- 44,20 m Sandstein, hellgrau, feinkörnig
- 49,20 m Letten rotbraun, sandig
- 55,00 m Sandstein hellgrau, feinkörnig
- 62,00 m Sandstein rötlich, mittelkörnig mit Letten
- 66,00 m Sandstein rötlich mit grünem und braunem Mergelstein
- 71,00 m Sandstein hellgrau, mittelkörnig, hart
- 77,00 m Sandstein weißgrau, hart
- 78,00 m Letten rotbraun, zäh
- 83,00 m Sandstein rötlich, feinkörnig
- 88,00 m Sandstein weißgrau mit geringem Mergelstein
- 89,00 m Letten rot
- 90,00 m Sandstein rötlich, feinkörnig
- 92,50 m Sand graugrün, tonig
- 95,50 m Sandstein grün, mittelkörnig
- 96,00 m Letten rotgrau.

Deutung: 0— 6,80 m Quartär
 —77,00 m Burgsandstein
 —29,50 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 21,50 m—29,50 m
 —66,00 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten von 55,00 m—66,00 m
 —77,00 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —96,00 m Blasensandstein i. w. S.
 Grenzletten von 77,00 m—78,00 m.

Profil 6: Haslach B. 7, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 790 m nordnordwestlich der Mühle in Oberkemmathen,
 etwa 460 m südöstlich der Neumühle

Ansatzhöhe: etwa +440 m NN

Geologisches Profil:

— 0,50 m Mutterboden
 — 0,80 m Mittelsand
 — 1,20 m Sand—Ton braun bis grau
 — 1,80 m Sand—Ton rot mit Sandverhärtungen
 — 2,50 m Ton—Sand braun, gelb, rot mit sandigen Verhärtungen
 — 2,95 m Sandstein hellgrau, feinkörnig, schwach tonig
 — 5,20 m Sandstein rötlichgrau, feinkörnig, schwach tonig
 — 7,30 m Tonstein rot, sandig
 —19,90 m Sand—Ton grobkörnig mit harten Einlagen
 —25,10 m Ton rotbraun, zäh
 —29,70 m Ton rotbraun, zäh, mit grüngrauen Sandsteinschichten
 —32,10 m Sandstein rötlich, stark tonig, hart
 —35,40 m Sandstein rötlich, fein- bis mittelkörnig
 —43,80 m Tonstein rotbraun, marmoriert, sehr fest, leicht sandig
 —47,60 m Tonstein rotbraun mit graugrünen Schichten und Sandsteinbänken
 —58,40 m Sandstein rötlichgrau mit starken Tonschichten
 —64,50 m Sandstein rötlichgrau, leicht tonig
 —67,30 m Sandstein hellgrau, leicht tonig
 —75,10 m Tonstein rotbraun mit harten Sandsteinbänken
 —81,60 m Sandstein rötlich, stark tonig, sehr hart
 —82,30 m Tonstein rotbraun, sandig
 —84,20 m Tonstein rotbraun, zäh
 —86,20 m Tonstein rotbraun mit grünlichen Einlagen.

Deutung: 0— 2,50 m Quartär
 —67,30 m Burgsandstein
 —25,10 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 19,90 m—25,10 m
 —ca. 59 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Der Untere Letten ist nicht sicher aus-
 zuscheiden
 —67,30 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —86,20 m Blasensandstein i. w. S.
 Grenzletten von 67,30 m—75,10 m.

Profil 7: Oberkemmathen Br. 1, gebohrt 1937, Fa. W. Schropp, Nürnberg

Lage: etwa 500 m nördlich der Mühle von Oberkemmathen

Ansatzhöhe: +437 m NN

Geologisches Profil:

- 1,60 m Sand grau
- 2,40 m Sand rot
- 2,80 m Sand hellgrau, grobkörnig
- 13,40 m Felsen hellgrau, grobkörnig mit Letten durchsetzt
- 20,30 m Letten rot
- 25,80 m Sandstein rot, feinkörnig
- 27,00 m Letten rot
- 37,60 m Sandstein rot, feinkörnig
- 38,90 m Letten rot
- 42,80 m Sandstein rot
- 44,00 m Letten rot
- 46,50 m Sandstein hellrot, stark mit Letten durchsetzt
- 50,10 m Letten rot, bunt
- 53,00 m Letten hellrot mit kleinen Sandsteinschichten
- 56,20 m Letten rot
- 60,40 m Tonstein hellrot, hart
- 64,10 m Sandstein hellrot, stark mit Letten durchsetzt
- 67,20 m Sandstein hellgrau
- 68,40 m Letten bunt
- 69,80 m Letten bunt, sandig
- 72,20 m Sandstein hellgrau
- 74,00 m Sandstein hellgrau, grobkörnig
- 77,50 m Sandstein hellgrau
- 84,75 m Sandstein hellrot
- 85,90 m Sandstein dunkelrot, stark mit dunkelroten Letten durchsetzt
- 88,10 m Felsen rot, grobkörnig
- 90,00 m Felsen hellgrau, feinkörnig.

Deutung (nach F. BIRZER 1958, S. 16):

- 0—67,20 m Burgsandstein
 - 20,30 m Obere Abt. des Burgsandsteins
Hauptletten von 13,40 m—20,30 m
 - 60,40 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
Unterer Letten von 46,50 m—60,40 m
 - 67,20 m Untere Abt. des Burgsandsteins
- 90,00 m Blasensandstein i. w. S.
Grenzletten von 67,20 m—69,80 m.

Profil 8: Oberkemmathen B. 8, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 600 m nördlich der Mühle von Oberkemmathen, etwa 790 m südöstlich der Neumühle

Ansatzhöhe: etwa +438 m NN

Geologisches Profil:

- 0,40 m Mutterboden
- 1,20 m Sand graubraun, wasserführend

- 1,65 m Sand braun
- 2,30 m Tonstein braun, sandig
- 4,70 m Sand grau mit Kies
- 8,30 m Sandstein grau, tonig
- 13,40 m Sandstein hellgrau
- 20,10 m Tonstein rot
- 26,00 m Sandstein rot, tonig
- 27,30 m Tonstein rot, sandig
- 37,80 m Sandstein rot, tonig
- 39,40 m Tonstein rotbraun
- 46,10 m Sandstein rötlich, tonig
- 51,30 m Sandstein rötlichgrau, tonig
- 57,80 m Tonstein rotbraun
- 58,50 m Sandstein und Tonschichten wechselnd
- 67,80 m Tonstein rötlichgrau
- 73,20 m Sandstein rötlichgrau, feinkörnig, tonig
- 75,70 m Sandstein rötlichgrau, stark tonig
- 81,60 m Sandstein rötlichgrau, tonig
- 86,90 m Sandstein grau
- 87,25 m Tonstein grünrot.

- Deutung:** 0— 4,70 m Quartär
 —73,20 m Burgsandstein
 —27,30 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 13,40 m—27,30 m
 —67,80 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten von 51,30 m—67,80 m
 —73,20 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —87,25 m Blasensandstein i. w. S.

Profil 9: Haslach B. 9, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 640 m nordnordöstlich der Mühle in Oberkemmatten,
 etwa 1000 m ost-südöstlich der Neumühle

Ansatzhöhe: etwa +445 m NN

Geologisches Profil:

- 0,20 m Humus
- 0,75 m Sand grau
- 1,20 m Sand braun, leicht tonig
- 2,25 m Sand bunt, tonig, fest
- 3,10 m Sandstein grau
- 4,50 m Sandstein rot, tonig
- 6,80 m Sandstein rötlichgrau
- 8,60 m Sandstein grau, grobkörnig
- 11,80 m Tonstein rot
- 22,00 m Sandstein rot, tonig
- 34,10 m Tonstein rot, sandig
- 41,60 m Sandstein rot, tonig
- 51,60 m Tonstein rot
- 57,50 m Sandstein rot, tonig
- 58,00 m Tonstein rot
- 70,00 m Tonstein hellbraun
- 86,30 m Sandstein rötlich, stark tonig
- 87,50 m Tonstein rotgrau.

Deutung: 0— 2,25 m Quartär
 —ca.77 m Burgsandstein
 Unterer Letten von 57,50 m—70,00 m
 —87,50 m Blasensandstein i. w. S.

Profil 10: Haslach B. 10, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 890 m nordöstlich der Mühle in Oberkemmathen,
 etwa 970 m nordwestlich des Denkmals in Langfurth

Ansatzhöhe: etwa +445 m NN

Geologisches Profil:

— 0,20 m Waldboden humos
 — 0,50 m Sand gelb, tonig, trocken
 —11,60 m Sand rötlich, tonig, trocken, sehr fest
 —12,80 m Tonstein rotbraun mit Sandsteinschichten
 —16,40 m Sandstein rötlich, grob mit Tonsteinlagen
 —22,40 m Tonstein rotbraun, zäh mit grüngrauen Sandsteinschichten
 —29,10 m Tonstein rotbraun, zäh
 —35,10 m Tonstein rotbraun mit Sandsteinschichten
 —37,30 m Sandstein rötlich, fein- bis mittelkörnig
 —39,00 m Sandstein rötlich, stark tonig
 —45,80 m Tonstein rotbraun, sehr fest, leicht sandig
 —54,00 m Tonstein rotbraun, zäh mit schwachen Sandsteinschichten
 —57,10 m Tonstein rotbraun mit grüngrauen Sandsteinschichten
 —60,40 m Tonstein rotbraun, sehr fest
 —65,20 m Sandstein rötlich, stark tonig
 —70,80 m Tonstein rötlich mit sehr harten Sandsteinschichten
 —72,20 m Tonstein rotbraun, marmoriert
 —74,40 m Sandstein rötlich, tonig, quarzitisch, sehr hart
 —76,80 m Tonstein rotbraun bis hellgrau, sandig, fest
 —80,50 m Tonstein rotbraun mit grünlichen Einlagen.

Deutung: 0—11,60 m Quartär
 —76,80 m Burgsandstein
 —29,10 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 16,40 m—29,10 m
 —70,80 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten von 57,10 m—70,80 m
 —76,80 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —80,50 m Blasensandstein i. w. S.
 Grenzletten von 76,80 m—80,50 m.

Profil 11: Oberkemmathen B. 11, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 1460 m nordöstlich der Mühle in Oberkemmathen,
 etwa 260 m westlich der Wegkreuzung Stöckau

Ansatzhöhe: etwa +448 m NN

Geologisches Profil:

— 2,50 m Sand tonig
 — 5,10 m Sandstein grau, tonig
 — 9,80 m Sandstein rötlichgrau, tonig
 —14,60 m Sandstein grau, grobkörnig

- 16,70 m Sandstein grau, stark tonig
- 18,20 m Tonstein grau, sandig
- 25,80 m Tonstein rot und grün
- 26,50 m Sandstein und Tonstein in Wechsellagerung
- 28,90 m Tonstein rot und grün
- 33,00 m Sandstein rötlich, tonig
- 36,70 m Sandstein rötlich, tonig, feinkörnig
- 39,60 m Tonstein rot
- 42,30 m Sandstein rötlich, tonig
- 47,80 m Tonstein rötlich, sandig
- 59,20 m Sandstein rötlich, tonig
- 62,40 m Tonstein bunt
- 70,70 m Sandstein und Tonstein in Wechsellagerung
- 80,50 m Sandstein rötlichgrau, tonig
- 83,50 m Sandstein grau, tonig
- 87,70 m Sandstein grau, mittelkörnig
- 89,60 m Tonstein rot
- 92,20 m Sandstein rötlichgrau, feinkörnig, tonig.

- Deutung: 0— 2,50 m Quartär
- 80,50 m Burgsandstein
 - 28,90 m Obere Abt. des Burgsandsteins
Hauptletten von 16,70 m—28,90 m
 - 70,70 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
Unterer Letten von 59,20 m—70,70 m
 - 80,50 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 - 92,20 m Blasensandstein i. w. S.
Grenzletten von 80,50 m—83,50 m.

Profil 12: Oberkemmatten V. 3, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: 1200 m nordostwärts von Oberkemmatten, am westlichen Ortsausgang von Stöckau

Ansatzhöhe: etwa +447 m NN

Geologisches Profil:

- 0,80 m Sand grau
- 1,30 m Letten gelb
- 3,50 m Letten rot mit grauem Sand
- 6,80 m Sandstein grau, stark tonig
- 8,50 m Sandstein rötlich mit Tonsteineinlagerungen
- 9,70 m Sandstein rötlich
- 10,00 m Sandstein gelblich, leicht tonig
- 13,20 m Sandstein rötlich, leicht tonig
- 17,00 m Sandstein grau, leicht tonig
- 25,60 m Letten rot, sandig
- 26,70 m Sandstein hellrot, tonig
- 28,50 m Letten rot
- 32,70 m Sandstein hellrot, leicht tonig
- 36,50 m Sandstein hellrot
- 39,30 m Letten rot
- 42,00 m Sandstein hellrot mit Letteneinlagerungen
- 45,70 m Sandstein rot, tonig
- 47,50 m Sandstein rötlichgrau, quarzitisch
- 49,30 m Tonstein rot, hart

- 51,40 m Sandstein rot mit Letten
- 59,80 m Sandstein rot, hart
- 62,00 m Letten bunt
- 70,50 m Tonstein rot, hart
- 77,60 m Sandstein gelblichgrau, tonig
- 79,00 m Letten rot
- 87,40 m Sandstein grau, tonig
- 89,70 m Tonstein rot, sandig
- 92,30 m Sandstein hellrot
- 95,85 m Letten bunt.

Deutung (nach F. BIRZER 1958, S. 16):

- 0— 0,80 m Quartär
- 77,60 m Burgsandstein
 - 28,50 m Obere Abt. des Burgsandsteins
Hauptletten von 17,00 m—28,50 m
 - 70,50 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
Unterer Letten von 59,80 m—70,50 m
 - 77,60 m Untere Abt. des Burgsandsteins
- 95,85 m Blasensandstein i. w. S.
Grenzletten von 77,60 m—79,00 m.

Profil 13: Matzmansdorf M. 3, gebohrt 1960, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: etwa 980 m südwestlich Denkmal in Matzmansdorf,
etwa 330 m fast nördlich der Sägmühle, etwa 180 m süd-
südwestlich P. 448

Ansatzhöhe: +448 m NN

Geologisches Profil:

- 0,30 m Mutterboden
- 0,60 m Sand gelblich bis rötlich, tonig, knetbar
- 2,10 m Sandton braun, fest
- 5,20 m Sand graubraun, tonig quellend
- 5,80 m Tonstein rotbraun, knetbar, mit Steinen
- 6,70 m Tonstein rotbraun mit Sandsteinlagen
- 10,40 m Tonstein rotbraun, fest
- 13,60 m Tonstein rotbraun mit Sandschnüren, graue und plattige Steine
- 16,70 m Sandstein mit weichen, plastischen Einlagen
- 30,20 m Tonstein rotbraun, sehr fest, trocken
- 34,60 m Sandstein tonig mit Tonstein- bis Sandtonschichten
- 46,40 m Tonstein zäh, marmoriert und schwache Sandsteinschichten
- 48,50 m Sandstein rötlich, stark tonig
- 54,70 m Tonstein rotbraun, zäh mit schwachen Sandsteinbänken
- 71,60 m Sandstein rötlichgrau, tonig
- 76,30 m Sandstein rötlich mit Tonschichten (bis 0,40 m mächtig)
- 82,50 m Sandstein rötlich, tonig, mürbe
- 83,10 m Tonmergelstein fest mit rot-braunen-grünen Sandtonen
- 85,30 m Tonmergelstein sehr hart mit hellgrauen, feinkörnigen Sandsteinen
- 90,30 m Tonstein rotbraun mit graugrünen Sandsteinbänken.

Deutung: 0— 5,20 m Quartär
 —ca.78 m Burgsandstein
 —30,20 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 16,70 m—30,20 m
 Der Untere Letten ist nicht sicher
 auszuscheiden
 —90,30 m Blasensandstein i. w. S.

Profil 14: Matzmansdorf M. 2, gebohrt 1956/57, Fa. Ochs & Co.,
 Nürnberg

Lage: etwa 780 m südwestlich Ortsmitte, etwa 430 m fast nördlich
 der Sägmühle

Ansatzhöhe: +448,61 m NN

Geologisches Profil:

— 0,50 m Mutterboden
 — 1,30 m Ton rot
 — 3,30 m Schieferton bunt
 — 9,50 m Tonstein hellrot
 —12,40 m Sandstein graurötlich, feinkörnig
 —14,50 m Sandstein grau, grobkörnig
 —18,00 m Tonstein rot, leicht sandig
 —22,50 m Sandstein hellrot, stark tonig
 —25,00 m Tonstein rot
 —25,50 m Sandstein hellrot, wasserführend
 —38,50 m Sandstein grau, wasserführend
 —41,00 m Sandstein weiß, leicht tonig
 —48,00 m Sandstein rot, tonig
 —50,00 m Sandstein rötlich, tonig
 —52,00 m Sandstein rot, tonig
 —60,50 m Sandstein rötlich, leicht tonig
 —90,00 m Sandstein rot, leicht tonig.

Deutung: 0— 3,30 m Quartär
 —ca.69 m Burgsandstein
 —25,00 m Obere Abt. des Burgsandsteins
 Hauptletten von 14,50 m—25,00 m
 —60,50 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
 Unterer Letten 52,00 m—60,50 m
 —ca.69 m Untere Abt. des Burgsandsteins
 —90,00 m Blasensandstein i. w. S.

Profil 15: Matzmansdorf M. 1, gebohrt 1956/57, Fa. Ochs & Co.,
 Nürnberg

Lage: etwa 540 m südwestlich Ortsmitte, etwa 700 m nordnordöstlich
 der Sägmühle

Ansatzhöhe: +449,27 m NN

Geologisches Profil:

- 3,90 m Quartär
- 8,70 m Tonstein bunt, sandig
- 15,20 m Tonstein bunt mit plattigen Sandsteinlagen
- 16,00 m Tonstein rotbraun mit sehr harten Sandsteinlagen
- 16,40 m Grobsand
- 17,20 m Tonstein bunt, sandig
- 21,20 m Sandstein grau, feinkörnig
- 22,30 m Tonstein bunt
- 23,50 m Tonstein rotbraun, sandig
- 26,15 m Sandstein grau, feinkörnig
- 31,00 m Sandstein grau, wasserführend
- 32,80 m Sandstein grau, tonig
- 35,50 m Tonstein rotbraun, sandig
- 36,90 m Sandstein grau, tonig
- 38,10 m Tonstein rotbraun
- 45,30 m Tonstein bunt, sandig
- 47,50 m Sandstein grau, tonig, hart, etwas wasserführend
- 51,40 m Tonstein blaugrau, hart
- 53,80 m Tonstein rot
- 62,20 m Sandstein rötlich, tonig, etwas wasserführend
- 64,50 m Tonstein rot, hart
- 71,60 m Sandstein rötlich, tonig, hart, etwas wasserführend
- 73,50 m Sandstein grau, hart, quarzitisch, wasserführend
- 74,30 m Sandstein rötlich, tonig
- 79,80 m Sandstein grau, quarzitisch, sehr hart, wasserführend
- 88,80 m Sandstein rötlich, feinkörnig, tonig.

Deutung: 0— 3,90 m Quartär
 —62,20 m Burgsandstein

- 17,20 m Obere Abt. des Burgsandsteins
Hauptletten von 3,90 m—17,20 m
- 53,80 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
Unterer Letten von 47,50 m—53,80 m
- 62,20 m Untere Abt. des Burgsandsteins
- 88,80 m Blasensandstein i. w. S.
Grenzletten von 62,20 m—64,50 m.

Profil 16: Oberkemmatten V. 4, Fa. Ochs & Co., Nürnberg

Lage: 1500 m nordnordostwärts von Versuchsbohrung 3 (= Profil 12), etwa 250 m vom westlichen Ortsrand von Matzmannsdorf entfernt

Ansatzhöhe: etwa +450 m NN

Geologisches Profil:

- 2,40 m Sand gelblich
- 3,50 m Sand braun
- 5,30 m Kiesgeröll
- 8,70 m Letten rot mit Sand
- 10,00 m Letten bunt mit Sand
- 11,20 m Letten rot mit Sand
- 17,80 m Letten hellrot, sandig
- 20,30 m Sandstein rot mit Letten

- 22,15 m Letten rot
- 26,50 m Sandstein rot, tonig
- 29,00 m Sandstein grau
- 30,70 m Sandstein rot, lettig
- 33,00 m Sandstein rot
- 35,10 m Letten rot, sandig
- 35,70 m Sandstein grau
- 37,50 m Tonstein rot, hart
- 41,30 m Sandstein hellrot mit Letten
- 43,00 m Sandstein grau
- 44,80 m Sandstein hellrot mit Letten
- 45,80 m Sandstein grau mit Letten
- 48,00 m Kalkstein sehr hart
- 51,60 m Tonstein blaugrau, hart
- 54,30 m Tonstein rot, hart
- 60,00 m Sandstein rot
- 62,50 m Sandstein hellrot
- 64,20 m Tonstein rot, hart
- 65,00 m Sandstein grau, hart
- 67,00 m Sandstein grau, quarzitisch
- 71,00 m Sandstein hellgrau
- 71,30 m Sandstein grau mit Tonsteinlagen
- 73,00 m Sandstein grau, quarzitisch
- 73,50 m Sandstein hellrot
- 77,80 m Sandstein grau, quarzitisch
- 78,30 m Sandstein grau, feinkörnig
- 80,60 m Sandstein weiß, stark tonig
- 82,80 m Sandstein hellrot
- 86,70 m Sandstein grau
- 87,70 m Sandstein hellrot, tonig
- 91,30 m Sandstein grau, tonig
- 93,50 m Tonstein hellrot, sandig
- 94,80 m Sandstein grau, feinkörnig
- 98,50 m Letten grüngrau
- 102,80 m Letten rotbraun
- 104,00 m Letten graublau
- 107,60 m Letten rotbraun
- 109,20 m Letten graublau
- 116,50 m Letten rotbraun
- 117,50 m Letten grüngrau
- 119,80 m Letten bunt
- 126,00 m Letten blaugrau, sandig.

D e u t u n g (nach F. BIRZER 1958, S. 17):

- 0— 5,30 m Quartär
- 62,50 m Burgsandstein
 - 17,80 m Obere Abt. des Burgsandsteins
Hauptletten bis 17,80 m
 - 54,30 m Mittlere Abt. des Burgsandsteins
Unterer Letten von 45,80 m—54,30 m
 - 62,50 m Untere Abt. des Burgsandsteins
- 94,80 m Blasensandstein i. w. S.
Grenzletten von 62,50 m—64,20 m
- 119,80 m Lehrbergschichten
- 126,00 m Schilfsandstein (?).

D. Schrifttum

- BAYER, LANDESAMT für WASSERVERSORGUNG: Geschäftsberichte für die Jahre 1939—1948, München 1950; 1949—1951, München 1956; 1952—1954, München 1957.
- BERGER, K.: Die Uranvorkommen im Burgsandstein Mittelfrankens. A. Zur Geologie und Radioaktivität des uranhaltigen Burgsandsteins in Mittelfranken. — *Geologica Bavarica*, Nr. 43, S. 3—58, München 1962.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6731 Abenberg. München 1965.
- BIRZER, F.: Bohrprofile aus dem Keuper im südlichen Franken und der angrenzenden Oberpfalz. — *Erlanger geol. Abh.*, H. 26, Erlangen 1958.
- EISENHUT, E.: Stubensandstein und Obere Bunte Mergel in Nordostwürttemberg. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., **40**, S. 145—169, Stuttgart 1958.
- FREYBERG, B. v.: Die Randfazies des Mittleren Keupers in Mittelfranken (Auswertung von Tiefbohrungen). — *S.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen*, **67**, 1935/36, S. 167—246, Erlangen 1936.
- Die Randfazies des Gipskeupers, insbesondere der Benker Sandstein in Franken. — *Erlanger geol. Abh.*, H. 11, S. 3—47, Erlangen 1954.
- Geologie der Mulde von Kirchenlaibach. — *Erlanger geol. Abh.*, H. 20, Erlangen 1956.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. Kassel 1891.
- HAARLÄNDER, W.: Geologie des Blattes Röttenbach. — *Erlanger geol. Abh.*, H. 13, Erlangen 1955.
- HÄNEL, R.: Geologische Untersuchungen im Hesselberggebiet. — Zulassungsarbeit Erlangen 1932. — [Maschinenschrift].
- HAUNSCHILD, H.: Schwermineralanalytische Untersuchungen an der Keuper-Jura-Grenze im nördlichen Franken, insbesondere zwischen Erlangen und Forchheim. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **7**, S. 33—42, Erlangen 1957.
- Der Bau des Deckgebirges im Bereich des Colmberger Schildes und der Fränkischen Furche i. e. S. — *Geologica Bavarica*, Nr. 53, S. 161—173, München 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6728 Herrieden. München 1965.
- Bohrung der „Ansbacher Maschinenfabrik“ (Impex) in Ansbach. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **15**, Erlangen 1965. — [Im Druck].
- Bohrung Theilenhofen 2. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **15**, Erlangen 1965. — [Im Druck].
- Die Bohrungen Wassertrüdingen 1—3. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **15**, Erlangen 1965. — [Im Druck].
- Die Bohrungen der Hesselberg-Gruppe. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **15**, Erlangen 1965. — [Im Druck].
- Die Bohrungen Dinkelsbühl 4—6. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **15**, Erlangen 1965. — [Im Druck].
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6727 Schillingsfürst. München. — [Im Druck].
- LINCK, O.: Schichtfolge und Entstehung des Stubensandsteins des Strombergs. — *Naturwiss. Monatsschr. a. d. Heimat*, **51**, S. 177—198, Öhringen 1938.
- RAUSCHER, K.: Rhät, Lias und Tektonik um Gunzenhausen und Spalt. — Zulassungsarbeit Erlangen 1935. — [Maschinenschrift].
- SILBER, E.: Der Keuper im nordöstlichen Württemberg. — Diss. Tübingen 1922. — [Maschinenschrift].
- STOLL, H.: Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Stubensandsteins im westlichen Württemberg. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., **18**, S. 1—63, Stuttgart 1929.
- THÜRACH, H.: Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. — *Geogn. Jh.*, 1888, **1**, S. 75—162, Cassel 1888 sowie 1889, **2**, S. 1—90, Cassel 1889.
- TRAUB, F.: Hydrologischer Überblick über Unter- und Mittelfranken. — *Das Gas- und Wasserfach*, 94. Jg., H. 4/6 (Wasser), 1953.

Über Harnische im Malm der östlichen Frankenalb

Mit 2 Abbildungen

Von KLAUS DOBEN¹⁾

Am Ostrand der Frankenalb, im Raum nördlich Regensburg und südlich Amberg, streichen Kalke und Mergel des unteren und mittleren Malm aus, die neben ihrer ausgeprägten Bankung eine scharfe Klüftung aufweisen. Diese ist in einer großen Zahl von Steinbrüchen der Beobachtung gut zugänglich.

Bei der Messung der Kluftrichtungen wurden nun bemerkenswert zahlreiche Harnische (Flächen mit Rutschstreifen) zweierlei Typs entdeckt. Der bei weitem häufigere Typ findet sich auf Klüften und weist nahezu horizontale Rutschstreifen auf (Kluftharnische), der seltenere Typ findet sich an Kleinverwerfungen und besitzt stärker vertikal gerichtete Rutschstreifen (Verwerfungsharnische).

In der Literatur über den Fränkischen Jura erwähnte meines Wissens bisher nur ROTHPLETZ (1911, S. 181) aus der Gegend nordöstlich Regensburg zwei aus zweiter Hand stammende Einzelbeobachtungen von fast horizontal gestreiften Harnischen: einen aus dem Malmkalk des Keilbergs, den anderen aus dem Doggersandstein bei Tegernheim.

Vorkommen und Beschreibung der Harnische

Harnische wurden von mir nur in der Bankfazies des Malm beobachtet und ausschließlich in künstlichen Aufschlüssen. Sie ließen sich in sämtlichen Steinbrüchen der Blattgebiete Burglengenfeld (6738) und Rieden (6637) sowie in den im Vilstal gelegenen der Blätter Amberg (6537) und Schmidmühlen (6737) nachweisen (vgl. Abb. 1). Eine Aufzählung aller Lokalitäten erübrigt sich daher.

Kluftharnische (Abb. 2) finden sich meist nicht auf sämtlichen der stets steilstehenden Klüfte eines Aufschlusses. Es gibt oft Zwischenbereiche von einigen Metern, in denen die Klüfte keine Harnische aufweisen. Der Verlauf der Rutschstreifen ist geradlinig (Streifenharnische nach SALOMON 1925, S. 5). Die Abweichung der Rutschstreifen gegen die Horizontale beträgt im Mittel nur 5—10° in wechselnder Richtung. Die Intensität der Harnischbildung spiegelt sich im Wechsel von flachen Rillen über tiefe Furchen und Hohlkehlen zu Rutschbreccien.

Eine Zunahme der Intensität ist in Richtung auf benachbarte Störungen zu beobachten. Der relative Verschiebungssinn entlang den Klufflächen war infolge Anwitterung nicht immer ablesbar; soweit der Relativsinn der Bewegung an

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. KLAUS DOBEN, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

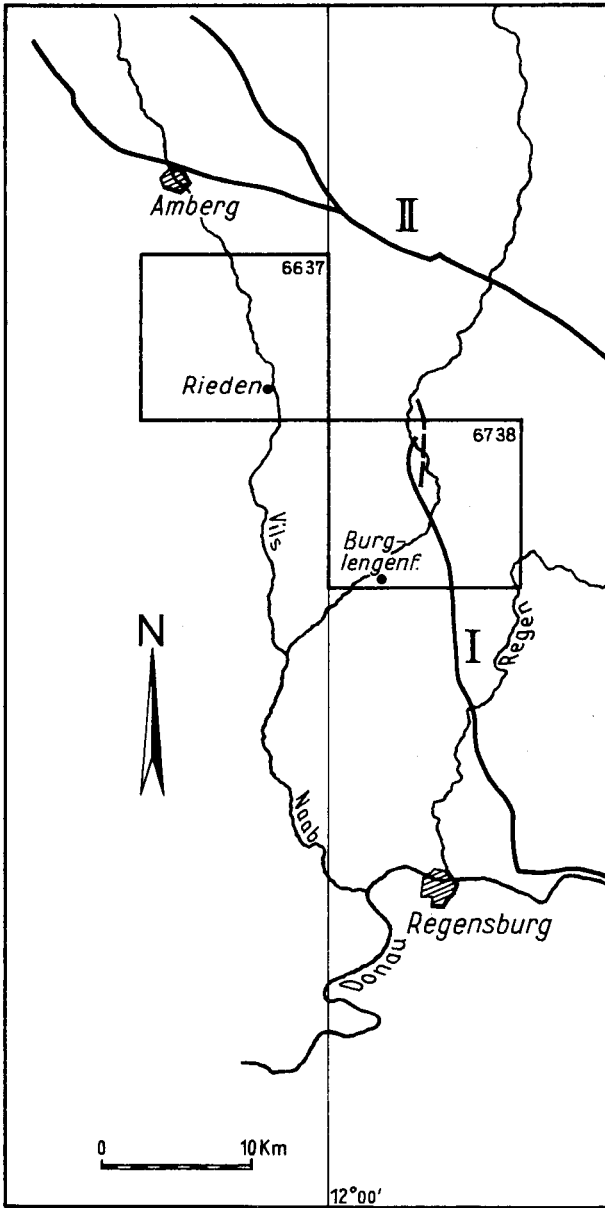


Abb. 1. Schematische Lage-skizze der Gebiete mit Deckgebirgsharnischen (vorwiegend innerhalb der eingezeichneten Grenzen der Blätter Burglengenfeld und Riedens) im Raum Regensburg—Amberg; I = Keilbergstörung; II = Sulzbach-Amberger Störung. Unterlage: Geol. Karte von Bayern 1 : 500 000, zweite Auflage.

treppenartig abgesetzten Rutschstreifen erkennbar war, wurden vom Streichen abhängige Richtungsbeziehungen festgestellt (siehe unten). Auf Klüften, die ungefähr senkrecht zum Streichen der Kluftharnische verlaufen, sind häufig Horizontalstylolithe zu beobachten.

Verwerfungsharnische konnten an allen Kleinverwerfungen (dm—m-Bereich) festgestellt werden. Größere Verwerfungen waren nicht aufgeschlossen. Die Verwerfungsflächen (und somit auch die Verwerfungsharnische) zeigen meist mittelsteiles bis steiles Einfallen. Die auf ihnen befindlichen gerad-

linigen Rutschstreifen verlaufen schräg bis annähernd senkrecht zum Streichen dieser Flächen. Sie besitzen daher eine größere Vertikalkomponente als die Rutschstreifen der Kluftharnische. Der (hier stets) eindeutig ablesbare Relativsinn der Bewegung unterliegt ebenfalls bestimmten vom Streichen abhängigen Regeln (siehe unten).

Das **A l t e r** der Harnische läßt sich direkt nur als postjurassisch bestimmen, da die Harnische durch Verschiebung oberjurassischer Gesteine entstanden. Ein weiteres Alterskriterium ergibt sich daraus, daß die Kluftharnische durch Verschiebungen entlang präexistierender Kluftflächen erzeugt wurden; die Kluftbildung ist also älter. Eine mehrfache Harnischbildung auf ein und derselben Fläche war in einigen Fällen dadurch erkennbar, daß kalzitische Kluftausfüllungen, die auf Harnischflächen kleben, ihrerseits wieder geharnischt wurden.

Über die **B e t r ä g e** der Kluftverschiebungen konnten an Hand der Aufschlußbeobachtungen keine sicheren Schlüsse gezogen werden. Wahrscheinlich übersteigt das Ausmaß der Kluftverschiebungen nicht das der im dm—m-Bereich liegenden Kleinverwerfungen, worauf auch die vergleichbare Intensität der Harnischbildung hinweist.

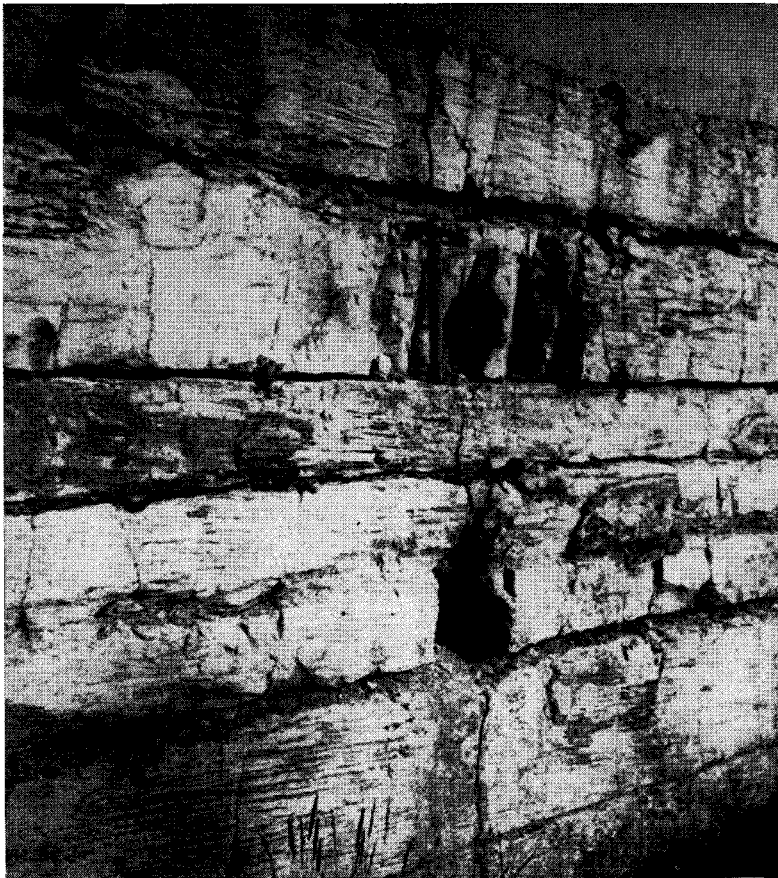


Abb. 2. Kluftharnisch im Steinbruch am Osterbühl E Burglengenfeld (Blatt Burglengenfeld); linke Bildseite = NNE.

Harnischstreichen und tektonische Strukturen

Zwischen dem Streichen der Harnische und dem Verlauf der regional vorherrschenden tektonischen Strukturen sind Richtungsbeziehungen erkennbar.

Kluftharnische wurden auf Blatt Burglengenfeld (Abb. 1) fast ausschließlich auf NNE-Klüften (52 Messungen, Mittelwert $19,5^\circ$) gefunden, d. h. spitzwinklig zur Keilbergstörungszone (zusammenfassende Beschreibung bei CRAMER 1961, S. 123 ff.). Im Nordteil des Blattes Schmidmühlen und auf dem nördlich anschließenden Blatt Rieden sowie im Südteil des Blattes Amberg (Abb. 1) finden sich wiederum Harnische weitaus überwiegend auf NNE-Klüften (25 Messungen, Mittelwert 32°), daneben jedoch auf Blatt Rieden einige mit außergewöhnlich intensiven Rutschstreifen, die in WNW-Richtung verlaufen (6 Messungen, $91-127^\circ$). Diese streichen parallel bis spitzwinklig zu der unweit im Nordosten liegenden Sulzbach—Amberger Störungszone (GUDDEN 1961, 1964; TILLMANN 1963) (vgl. Abb. 1), während die NNE-Harnische wiederum spitzwinklig zur Richtung der Keilbergstörung verlaufen. Auf Blatt Rieden, im Zwischenbereich der beiden genannten Störungssysteme gelegen, findet also ein Kreuzen zweier Harnischrichtungen statt, das in eindrucksvoller Weise im Steinbruch am Westhang des Schloßbergs bei Rieden aufgeschlossen ist (weitere Lokalitäten: Stbr. an der Straße Rieden—Emsdorf und Stbr. südlich Theuern an der Einmündung des Wolfen-Tals ins Vils-Tal).

Daß das Phänomen der nahezu horizontalen Kluftharnische am Ostrand der südlichen Frankenalb nicht an den lokalen Rahmen der vier genannten Blattgebiete gebunden ist, zeigen die folgenden Beobachtungen von einer Lokalität am Ostrand der nördlichen Frankenalb auf Blatt Thurnau (5934). An den neuen Straßenaufschlüssen westlich Thurnau, im unteren und mittleren Malm des „Weißen Bergs“ (Geol. Kartierung K. REUL 1953) ergab sich für die Mehrzahl der Kluftharnische (12 von 16) paralleles bis spitzwinkliges Streichen ($95-175^\circ$) zu den von REUL kartierten Bruchstörungen, die ihrerseits in Richtungsbeziehungen zur benachbarten tektonischen Westgrenze des nordostbayerischen Grundgebirges stehen (daneben wurden in diesem Aufschluß 5 Verwerfungsharnische mit stärker vertikal gerichteten Rutschstreifen auf mittelsteilen Flächen mit einem Streichen von $98-141^\circ$ gemessen).

Für die **Verwerfungsharnische** gelten die gleichen Richtungsbeziehungen zu den tektonischen Strukturen wie für die Kluftharnische. Auffallend ist die Seltenheit von NNE gerichteten Kleinverwerfungen gegenüber den zahlreichen, in fast jedem Steinbruch zu findenden NW—SE gerichteten, eine Erscheinung, die offenbar den gesamten Ostrand der Frankenalb betrifft (vgl. Erläuterungen zu Blatt Pegnitz, v. FREYBERG 1961, Abb. 24).

Der Verschiebungssinn der Harnische

Die Bedeutung der Harnische liegt darin, daß die Relativbewegung der Gesteinsschollen rekonstruierbar ist.

Die Analyse der durch Blattverschiebungen entstandenen Kluftharnische hatte folgendes Resultat:

1. bei NNE streichenden Harnischen wurde stets die Ostscholle relativ nach N, die Westscholle relativ nach S bewegt;
2. bei ESE streichenden Harnischen wurde stets die Nordscholle relativ nach E, die Südscholle relativ nach W bewegt.

Das gleiche Ergebnis erbrachte die Auswertung des relativen Bewegungssinns der durch mittelsteile bis steile Schrägverschiebungen (meist Schrägabschiebungen) entstandenen Verwerfungsharnische.

Daraus folgt, daß die Richtung der Bewegungen an den betreffenden Blattverschiebungen und Verwerfungen abhängig ist vom Streichen dieser Störungen.

Deutung

Aus den etwa senkrecht aufeinander stehenden NNE- und ESE-Verschiebungsrichtungen, gekoppelt mit dem vom Streichen abhängigen relativen Verschiebungssinn, ergibt sich ein Scherkreuz und damit ein einheitlicher Beanspruchungsplan, auf den sich die Kleinstrukturen des Gebiets (Blattverschiebungen entlang Klüften und Verwerfungen) zurückführen lassen²⁾.

Daß die Intensität ihrer Bewegung zu den Großstörungen hin zunimmt, läßt eine Abhängigkeit von den Bewegungen entlang diesen Störungen vermuten. Die weitgehende Richtungsübereinstimmung von Klein- und Großstrukturen in Verbindung mit dem vom Streichen abhängigen relativen Verschiebungssinn der Kleinstrukturen legt daher den Schluß nahe, daß auch die Großstrukturen nicht nur ähnliche Richtung, sondern auch einen gleichgerichteten relativen Verschiebungssinn wie die Kleinstrukturen besitzen.

Dies würde bedeuten, daß an der Keilbergstörung das Kristallin relativ zum Jura nach N verschoben wurde, während an der Sulzbach—Amberger Störung die Hahnbacher Kuppel und das Kristallin des Naabgebirges relativ nach E wanderten (vgl. hierzu die Rekonstruktionen CARLÉS 1955, S. 208, Abb. 44).

Die Anlage des in den Kleinstrukturen nachgewiesenen und für die Großstrukturen vermuteten Beanspruchungsplans geht sicher bis ins Paläozoikum zurück, wie Richtungsanalogien zu Strukturen im östlich benachbarten Grundgebirge (z. B. Bayerischer Pfahl und Regenporphyr-Reihen des Vorderen Bayerischen Waldes) andeuten.

Über die auf Richtungsanalogien basierenden Vermutungen hinaus, liefert die kürzlich von HOFMANN (1962) vorgelegte Deutung des Bayerischen Pfahls als Fiederspaltensystem eine direkte Bestätigung: aus der Fiederanordnung des Hauptpfahlzuges erkannte er, daß der Nordostblock eine geringfügige Horizontalbewegung nach SE bzw. der Südwestblock entsprechend nach NW vollführt haben müsse. Das ist aber derselbe relative Bewegungssinn, wie er für die junge ungefähr pfahlparallele Sulzbach—Amberger Störung erschlossen wurde (vgl. oben).

Auf Beziehungen zwischen den Regenporphyr-Reihen und dem Verlauf der Keilbergstörung haben SEEMANN (1925, S. 125) und CRAMER (1961, S. 124) hingewiesen.

Abschließend sei die Tatsache vermerkt, daß eine Massierung von Deckgebirgsharnischen, besonders der fast horizontalen, nicht nur am hiesigen Oststrand der Süddeutschen Scholle (KNETSCH 1963), sondern in noch intensiverem Ausmaß an ihrem Westrand, im Gebiet des Rheintalgrabens (vgl. SALOMON 1912, 1925, 1927; MURAWSKI 1960; ILLIES 1962, 1963) auftritt.

²⁾ Die Folgerungen, die sich daraus ergeben, daß hier Verschiebungen und Verwerfungen auf eine gemeinsame Ursache bezogen werden, bedürfen einer gesonderten Erörterung an anderer Stelle. Die hier stillschweigend zugrunde gelegte Vorstellung ist die, daß durch das Abweichen der Bewegungsrichtung von der Horizontalen und der Verschiebungsfläche von der Vertikalen Übergänge zu schrägen Auf- und Abschiebungen geschaffen werden können.

Zusammenfassung

Im Malm der östlichen Frankenalb treten zahlreiche Harnische, besonders solche mit horizontalen Rutschstreifen, auf. Das Streichen der Harnische und der vom Streichen abhängige relative Verschiebungssinn werden in Beziehung zu den tektonischen Bewegungen an den benachbarten Großstörungen gesetzt.

Schrifttum

- CARLÉ, W.: Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. Geol. Jb., **16**, 272 S., 4 Taf., 45 Abb., Hannover 1955.
- CRAMER, P.: In: BAUBERGER, W. u. CRAMER, P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6838 Regenstauf. München 1961.
- FREYBERG, B. v.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6235 Pegnitz. München 1961.
- GUDDEN, H.: In: GUDDEN, H. u. TREIBS, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord. München 1961.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6536 Sulzbach-Rosenberg Süd. München 1964.
- HOFMANN, R.: Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. — Geol. Rdsch., **52**, S. 323—346, Stuttgart 1963.
- ILLIES, H.: Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenabschnitt von Karlsruhe. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **31**, S. 58—122, Hamburg 1962.
- Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben. — Geol. Rdsch., **52**, S. 317—332, Stuttgart 1963.
- KNETSCH, G.: Geologie von Deutschland und einigen Randgebieten. Stuttgart (F. Enke-Verlag) 1963.
- MURAWSKI, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, S. 294—342, Wiesbaden 1960.
- REUL, K.: Geologie des Kartenblattes Thurnau (Ofr.) 1 : 25 000. — Erlanger geol. Abh., H. 6, Erlangen 1953.
- ROTHPLETZ, A.: Die Ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. — S.-Ber. kgl. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., Jg. **1911**, S. 145—189, München 1911.
- SALOMON, W.: Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen, mit besonderer Berücksichtigung des Rheintal-Grabens. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, S. 496—521, Berlin 1912.
- Beobachtungen über Harnische. — S.-Ber. Heidelberg. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Jg. **1925**, 4, 21 S., Berlin 1925.
- Neue Kluft- und Harnischmessungen im südlichen Odenwald. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **27**, S. 1—8, Naumburg a. S. 1927.
- SEEMANN, R.: Die geologischen Verhältnisse der Amberg—Sulzbacher und Auerbach—Pegnitzstörung. — Abh. naturhist. Ges. Nürnberg, **22**, S. 89—152, Nürnberg 1925.
- TILLMANN, H.: In: TILLMANN, H., TREIBS, W. u. ZIEHR, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6537 Amberg. München 1963.

Die Thermalwasserbohrungen Füssing 2 und 3 und ihre geologischen Befunde

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Von HELMUT GUDDEN & JOSEPH-H. ZIEGLER ¹⁾

1. Einleitung

Die bisherige Kenntnis von den geologischen und geohydrologischen Verhältnissen im Untergrund des niederbayerischen Heilbades Füssing fußt letzten Endes auf dem Bericht von H. NATHAN, den er 1949 über die geologischen Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel vorgelegt hat. In diesem Bericht ist auch die 1937/38 ausgeführte Bohrung Füssing 1 — wegen ihres Thermalwasserfundes Ursache und bislang Grundlage des Heilbades — ausführlich dargestellt.

26 Jahre nach der ersten Füssinger Bohrung sind 1964 zwei weitere Bohrungen auf Thermalwasser niedergebracht worden, deren in geologisch-hydrologischer Hinsicht zweckentsprechender Ansatz und Verlauf sehr wesentlich der seinerzeitigen Arbeit NATHANS zu danken ist. Über diese beiden neuen Bohrungen und ihre geologischen Befunde wird im folgenden berichtet.

Die Darlegung und Erörterung der geohydrologischen und hydrologischen Verhältnisse bleiben hier zurückgestellt, da sie einen weitaus größeren Rahmen erheischen und überdies die in den neuen Bohrungen erschlossenen Heilwassermengen noch nicht, die einschlägigen Erhebungen und Bestrebungen bei Abfassung dieser Zeilen aber noch immer im Fluß sind.

2. Vorgeschichte

Vor dem 2. Weltkrieg, in den Jahren 1935—1938, hat die Bayerische Mineral-Industrie A.G. (BMI) nach vorausgegangenen geophysikalischen Untersuchungsarbeiten im Bayerischen Innviertel 6 Bohrungen zur Aufsuchung von Erdöl niedergebracht, darunter auch eine bei dem zur Gemeinde Safferstetten gehörenden Weiler Füssing (Abb. 1 u. 4).

Diese als Füssing 1 (Reichsbohrung 405/800 ²⁾) bezeichnete Bohrung mit einer Endteufe von 1142,3 m hat im Februar/März 1938 unter mächtigen Tertiär- und Kreideablagerungen in



Abb. 1. Die Lage des Heilbades Füssing.

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Oberregierungsrat Dr. HELMUT GUDDEN und Regierungsrat Dr. JOSEPH-H. ZIEGLER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

einer Teufe zwischen 915 und 927 m in den obersten Schichten des Malms ein artesisch gespanntes Thermalwasser erschlossen, das, obgleich sofort als Mineral- und mögliches Heilwasser erkannt, während der folgenden Kriegszeitläufe zunächst praktisch ungenutzt blieb.

Erst nach Kriegsende, im Sommer 1945, entwickelte sich an der bis dahin verschlossenen Therme mehr schlecht als recht ein noch unregelter und primitiver Badebetrieb, der erst allmählich in geordnete, wenn auch immer noch anspruchslose Bahnen gelenkt werden konnte.

Immerhin soll die Zahl der Badegäste im Jahr 1949, nachdem die BMI ein verbessertes Behelfsbad eingerichtet hatte, schon 23 000 überschritten haben.

Die Anerkennung der Therme als öffentlich benutzte Heilquelle erfolgte mit Entschließung des Bayerischen Staatsministeriums des Innern vom 28. 6. 1950.

1952 räumte der Eigentümer des Quellgrundstückes (und damit des Wassers), Herr Franz Ortner/Füssing, der BMI ein dingliches Nießbrauchrecht ein. Darauf entstanden in den Jahren bis 1955 erste private Hotelbauten, mit denen sich die zwar noch bescheidene aber durchaus zukunftsvolle Wandlung des ländlichen Weilers Füssing in ein modernes Heilbad anbahnte.

Am 1. 9. 1955 ging das Nießbrauchrecht durch Verkauf von der BMI an eine neugegründete „Thermalbad Füssing GmbH“ über, welche am 10. 8. 1956 eine wasserrechtliche Erlaubnis zur Zutageförderung und Ableitung des Heilwassers erhielt. Die Zahl von 100 000 Gästen, die das Bad 1956 besucht haben sollen, läßt die steigende Wertschätzung der Therme erkennen. Der Entwicklung des Weilers und der Kuranlagen zu einem der Bedeutung der Therme und der Zahl ihrer Heilung suchenden Gäste angemessenem Bade- und Kurort nahm sich nunmehr der 1956 gegründete „Zweckverband Thermalbad Füssing“ in äußerst förderlicher und wirkungsvoller Weise an. Er wird von der Gemeinde Safferstetten, dem Landkreis Griesbach im Rottal und dem Regierungsbezirk Niederbayern getragen. Die für 1961 angegebene Zahl von über 200 000 Übernachtungen spiegelt diese Entwicklung wider, an welcher auch weiterhin private Initiative und Mittel wie solche der öffentlichen Hand beteiligt sind und sich ergänzen.

Allerdings erregte die auf das ausschließliche Nießbrauchrecht gestützte Handhabung und Verteilung des Heilwassers durch die „Thermalbad Füssing GmbH“ nicht nur in unmittelbar an der Zukunft des Bades interessierten Kreisen vorwiegend wenig Befriedigung. Sie schien einer optimalen Entwicklung des Bades entgegenzustehen und führte im Sommer 1958 bereits zu einer ersten Kritik im Bayerischen Landtag.

Der Haushaltsausschuß des Bayerischen Landtages sah sich veranlaßt, am 6. 6. 1962 die Verhältnisse in Füssing selbst in Augenschein zu nehmen. Am 21. 3. 1963 beschloß dann der Wirtschaftsausschuß des Landtages eine zweite Therme erschließen zu lassen. Dies ist im Sommer des darauffolgenden Jahres geschehen. Die dazu notwendige Bohrung Füssing 2 hat der Freistaat Bayern (Fiskus) 1963/64 niedergebracht, da die Entwicklung des Thermalbades Füssing „es nötig (machte), die nachhaltige Versorgung der Einrichtungen des Bades und dessen weitere Entwicklung durch die Erschließung einer neuen Quelle sicherzustellen“.

Nachdem durch das im Zusammenhang mit der Bohrung Füssing 2 am 28. 4. 1964 ausgesprochene Urteil des Bayerischen Verwaltungsgerichtshofes (Nr. 25 VIII 64) die wasserrechtlichen Bedenken gegen das Niederbringen dieser Bohrung ausgeräumt waren, wurde nach Beendigung der Bohrung Füssing 2 von privater Seite, von Herrn Dr. med. E. Zwick/Pocking, im August 1964 eine weitere Bohrung, Füssing 3, niedergebracht. Sie wurde nach Fündigwerden und Ausbau am 5. 9. 1964 auf den Namen „Johannes-Quelle“ getauft.

3. Die Bohrungen Füssing 2 und 3

Die Lage der Füssinger Thermalwasserbohrungen ist aus Abb. 2 ersichtlich.

Die Bohrung Füssing 2 wurde vom 2. 12.—17. 12. 1963 bis auf 880 m Teufe und dann vom 1.—5. 7. 1964 bis zur Endteufe von 978,8 m gebohrt. Die Bohrpause vom Dezember 1963 bis Juli 1964 war durch eine verwaltungsgerichtlich ausgesprochene einstweilige Anordnung bedingt.

Die Bohrung Füssing 3 wurde anschließend vom 7. 8.—22. 8. 1964 von 0 m bis zur Endteufe von 1060,6 m gebohrt.

²⁾ Die Bohrungen Füssing 1, Weihmörting 1 und Birnbach 2 waren durch Reichsmittel unterstützt worden.

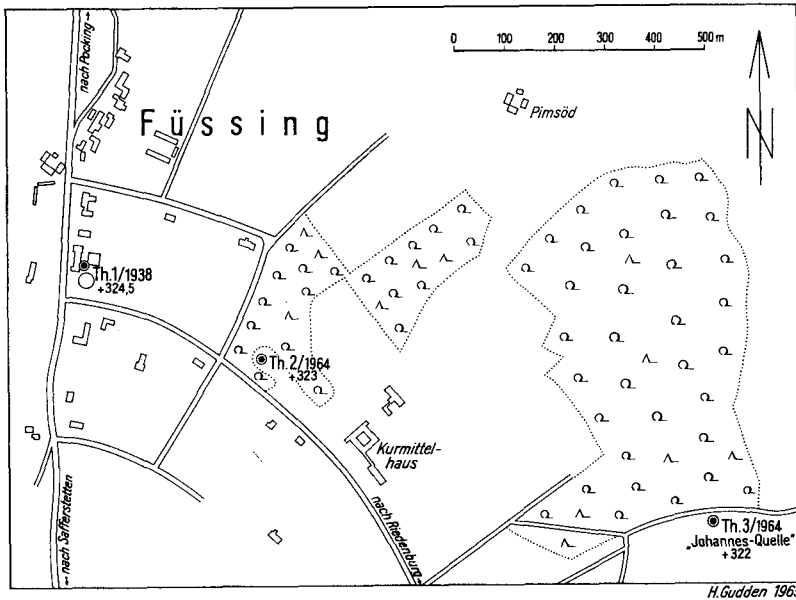


Abb. 2. Lageskizze der Füssinger Thermalwasser-Bohrungen.

Beide Bohrungen wurden von der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft (DEA) unter Leitung von Herrn Dipl.-Berging. G. MUNTAU ausgeführt und ausgebaut.

Im Gegensatz zur weitgehend gekernten Bohrung Füssing 1 (1938) sind die Bohrungen 2 und 3 mit Rollmeißel gebohrt worden. Es kamen also nur Spülproben zutage, die aber dennoch dank der Vergleichsmöglichkeit mit dem Schichtverzeichnis der Bohrung 1, das seinerzeit von H. NATHAN ungemein sorgfältig und subtil aufgestellt worden war, eine recht genaue Verfolgung der Schichtfolge schon während des Bohrvorganges gestatteten. So war es möglich, in beiden neuen Bohrungen die Annäherung an die Malmoberfläche auf wenige Meter genau vorauszusagen, die Löcher rechtzeitig vor Erreichen des Malms zu verrohren und dann mit umgestellter Spülung, deren Gewicht dem Lagerstättendruck entsprach, weiterzubohren. Dadurch konnte ein allenfalls denkbare Einbringen von Dickspülmittel in den Wasserträger, sei es durch ungewollten oder durch in Kauf genommenen Spülungsverlust im Malm, und ebenso ein ungewolltes Ausfließen von Thermalwasser vermieden werden.

Bohrung 2 hat am 2. 7. 1964 um 15 Uhr die Malmoberfläche bei 971 m Teufe erreicht und knapp eine Stunde später, um 15,55 Uhr, in einem Karsthohlraum bei 973,15 m, der sich durch Durchfallen des Meißels um mindestens 0,15 m kenntlich machte, das gesuchte Thermalwasser erschlossen.

Bohrung 3 hat die Malmoberfläche am 22. 8. 1964 um 12,43 Uhr bei Teufe 1046,1 m erreicht und das Thermalwasser rd. 10 m tiefer um 16,15 Uhr in einem von 1055,6 bis mindestens 1056,0 m reichenden Karsthohlraum erschlossen.

Die chemische und physikalische Beschaffenheit des gefundenen Wassers entspricht weitestgehend der von Therme 1. Die Bohrungen 2 und 3 haben insofern die an sie geknüpften Erwartungen erfüllt.

Im folgenden werden die geologischen Befunde der beiden neuen Bohrungen im Zusammenhang mit denen der bereits von NATHAN (1949) beschriebenen ersten Bohrung dargestellt. Zuvor sei jedoch kurz auf die bisherigen geologischen Kenntnisse, soweit sie publiziert sind, hingewiesen.

4. Bisherige geologische Kenntnis

Die geologische Bearbeitung der seinerzeitigen, weitgehend gekernten Bohrung Füssing 1, die vom Quartär durch Tertiär, Kreide und Jura bis in das kristalline Grundgebirge reicht, lag in Händen von H. NATHAN und B. WELLHÖFER. Das geologische Profil und die sonstigen Befunde einschließlich der ersten Wasseranalysen hat H. NATHAN in seiner für dieses Gebiet grundlegenden Arbeit über „Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel“ 1949 zusammenfassend dargestellt und erörtert.

Die schon von NATHAN wiedergegebene Wasseranalyse vom Mai 1949, ausgeführt vom Chemischen Laboratorium Fresenius/Wiesbaden, bringt auch G. ABELE 1950 in seiner Zusammenstellung über „Die Heil- und Mineralquellen Südbayerns“.

Zahlreiche Foraminiferen aus dem Tertiär der Bohrung Füssing 1 beschrieb FRIESE 1951. Eine gewisse Umdeutung der stratigraphischen Gliederung des Tertiärs im NATHANSchen Schichtprofil nahm H. C. G. KNIPSCHER 1952 auf Grund mikrofaunistischer Untersuchungen vor. Sie wurde drei Jahre später wiederum geringfügig modifiziert durch OSCHMANN (1955).

Eine Revision der Oberkreide-Gliederung in den bayerischen Innviertel-Bohrungen, die A. WICHER und F. BETTENSTAEDT 1957 vorgenommen haben, führte hingegen bei Bohrung Füssing 1 zu keinen nennenswerten Abweichungen gegenüber der ursprünglichen Deutung.

Im wesentlichen eine Wiedergabe der Ausführungen von NATHAN benutzte H. CRAMER 1953³⁾, um daran anknüpfend die These aufzustellen, daß auch in tiefversenkten Schollen die Verkarstungsvorgänge noch wirksam seien. Neu ist in dieser Arbeit ein Auszug aus der im März 1951 vom Balneologischen Institut bei der Universität München durch S. W. SOUCI und K. E. QUENTIN erstellten Großen Heilwasseranalyse der Therme Füssing; neu sind auch Schüttungsdaten vom 16. 1. 1952 wiedergegeben.

Ebenfalls auf NATHAN (1949) gestützt sind die Füssing betreffenden Angaben in der scharfsinnigen Studie von K. LEMCKE (in K. LEMCKE und W. TUNN, 1956), in welcher u. a. in sehr einleuchtender Weise Beziehungen zwischen den (Druck-)Spiegelhöhen des Karstwassers unter der Molasse und dem Donauspiegel aufgezeigt werden. Eine Vorstellung, die durch G. ANDRES und G. CLAUS (1964) auf Grund einiger zusätzlicher neuer Beobachtungspunkte noch etwas modifiziert wurde und die bis auf weiteres wohl am ehesten geeignet ist, die allgemeinen Tiefenkarstwasserhältnisse unter der Molasse, wenn auch nicht in den Einzelheiten, so doch generell zu erklären.

5. Geologische Befunde der Bohrungen 2 und 3

Stratigraphie

Für die Bearbeitung der Spülproben der Bohrungen Füssing 2 und 3 erwies sich das von H. NATHAN für die Bohrung Füssing 1 erstellte, sehr detaillierte Schichtenverzeichnis als außerordentlich wertvoll. Zusätzlich standen für die Gliederung der Bohrung Füssing 2 bis 880 m Teufe ein von der Firma Schlumberger gemessenes „Electriclog“ und ein „Sonic-Log-Kaliber“ zur Verfügung, wobei vor allem das ES-Diagramm unmittelbar mit dem der Bohrung Füssing 1 verglichen werden konnte. Damit war eine präzise Verknüpfung der beiden Bohrungen gegeben. Die Spülproben der Bohrung Füssing 3 hinwiederum konnten durch Vergleich mit dem Spülgut der Bohrung Füssing 2 mittels der aus den Bohrungen Füssing 1 und 2 gewonnenen Gliederung eindeutig eingestuft werden.

³⁾ Aus dem Nachlaß H. CRAMERS herausgegeben und mit Anmerkungen versehen von H. NATHAN.

Das von den Bohrungen Füssing 2 und 3 durchteufte Profil ist auf Tabelle 1 zusammengestellt.

Die Einstufung und Unterteilung des Profils erfolgte nach mikro-paläontologischen Kriterien und nach der Gesteinsausbildung der Schichtenfolge. Dabei wurden die stratigraphischen Ergebnisse früherer Revisionen (vgl. Tab. 2) durch die Befunde an den beiden Bohrungen weitgehend bestätigt und konnten daher übernommen werden. Lediglich die Grenzen Chatt/Aquitain und Rupel/Chatt wurden verändert.

Zur Grenzziehung Chatt/Aquitain:

Von KNIPSCHER (1952, S. 54) wurde in der ungefalteten Molasse das Chatt „dort gegen das Aquitain abgegrenzt, wo sämtliche . . . typisch alttertiären Formen nicht mehr vorkommen, wo *Cancris auriculus* F. & M. (= *Rotalia brogniartii* D'ORB.), der bis jetzt bekanntlich als jungtertiäre und rezente Form gilt, zuerst und zugleich ein typischer Faunenwechsel festgestellt werden kann“.

Bei ihren stratigraphischen Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Prien und Sur ermittelten HAGN & HÖLZL (1952, S. 36 ff.) im Prien- und Traunprofil einen Faunenhorizont, der seither als Rainer-Mühle-Horizont das oberste Chatt markiert. Diesen Horizont konnte späterhin HAGN (1955, S. 335, Abb. 4, S. 357) auch in der Bohrung Ortenburg CF 1002 in der ungefalteten Molasse identifizieren u. a. mit *Cancris auriculus* (F. & M.), wengleich mit dem Unterschied, daß „in der Bohrung die Gattung *Cyclamina*, in der subalpinen Molasse dagegen die Gattung *Cancris* fehlt“.

Trotz verschiedener Differenzen über die Grenzziehung Chatt/Aquitain in der bayerischen Molasse, die in einer sehr heftigen Diskussion hervortraten (ZÖBELEIN 1952 a, b; 1953; 1957; HAGN & HÖLZL 1954; GOERLICH 1957; KNIPSCHER 1957), erwies sich der Rainer-Mühle-Horizont im ausschließlich marinen Faziesbereich als außerordentlich wertvoll und muß hier nach wie vor als Ausgangspunkt für die Grenzziehung angesehen werden (KRAUS & PAULUS 1962, S. 790; HAGN, HÖLZL & HRUBESCH 1962, S. 427, Tab. 1). Nach PAULUS (1963, S. 74) läßt sich dieser Horizont darüberhinaus „von der Prien bis ans Ende der Nonnenwald-Mulde nachweisen“.

In den Füssinger Bohrungen war die Faunenvergesellschaftung des Rainer-Mühle-Horizontes deutlich zu erkennen und damit die Grenze Chatt/Aquitain ausgewiesen. Die Grenzziehung wurde dort vorgenommen, wo die Kurve des ES-Diagrammes im Grenzbereich den geringsten Widerstand aufweist.

Zur Rupel/Chatt-Grenze:

Von KNIPSCHER (1952, S. 54) wurde die Rupel/Chatt-Grenze „kurz oberhalb des Asterigerinen-Horizontes gelegt, dort wo *Uvigerina gracilis* Rss. und *Chilostomella cylindroides* Rss. nicht mehr erscheinen und *Plectofrondicularia concava* LIEBUS, zwar selten, jedoch zuerst richtig in Erscheinung tritt“.

HAGN (1955, S. 332) zog in den Ortenburger Bohrungen unter Bezugnahme auf den von HAGN & HÖLZL (1952, S. 33) im Prien- und Traunprofil ermittelten Asterigerinen-Horizont die Grenze dort, „wo *Asterigerina praeplanorbis* n. sp. schlagartig aussetzt und durch die neuauftretende *A. gürichi* (FRANKE) ersetzt wird“.

In neuerer Zeit diskutierte PAULUS (1963, S. 70 ff.) ausführlich das Problem der Grenzziehung Rupel/Chatt und kam zu dem Ergebnis, daß diese Grenze „paläontologisch nur sehr unscharf ist, da sich die Reichweiten der als Leitfossilien geltenden Arten (auf ganz Oberbayern bezogen) in einem weit über 1000 m mächtigen Profilschnitt überlappen. Andere Indizien, nach denen diese Zeitgrenze mit wünschenswerter Genauigkeit festgelegt werden könnte, sind nicht bekannt.“ Nach PAULUS (1963, S. 69, Abb. 4) ist *Asterigerina praeplanorbis* „kein Zonenfossil, sondern ein Faziesfossil, das am besten unter niedermarinen Verhältnissen gedieh, die in Niederbayern bereits vom Lattorfien an geherrscht hatten, während sie im Beckenzentrum (Traunprofil) erst mit Beginn des Chattien einsetzten“.

Tabelle 1

Stratigraphische Einstufung	Lithologische Einheiten	Füssing 2	Füssing 3	Bemerkungen
	Niederterrassenschotter	— 4,0	— 7,7	
Unter-Helvet	Siltmergel	— 155	— 166	
Burdigal	Phosphoritsand	— 156	— 167	Transgression
Aquitän	Tonmergel	— 160	—	In Bohrung 3 nicht zu ermitteln
	Sandmergel	— 255	— 290	
		— 287	— 301	
Chatt	Tonmergel	— 398	— 440	
Rupel		— 513	— 536	
	Mergelton	— 525	— 548	
	Bändermergel	— 544	— 567	
	Heller Mergelkalk	— 556	— 587	
Sannois	Fischschiefer	— 569	— 600	
	Grobsand	— 581,5	— 613	Transgression
? Dan — Paleozän	Mergelton	—	—	In Bohrung 2 und 3 nicht nachgewiesen
Santon	Tonmergel	— 680	— 752	
		— 775	— 848	
	Sandstein	— 788	— 861	
	Tonmergel	— 820	— 893	
	Kalkmergel	— 825	— 898	
	Tonmergel	— 862	— 935	
Turon	Mergelkalk	— 911	— 984	
	Kalkmergel	— 933	— 1006	
Turon und/oder Cenoman	Mergel mit Grobsand	— 951	— 1024	
	Sandstein	— 958	— 1033	
	Kalksandstein	— 963	— 1038	
	Kalksandstein	— 964,5	— 1040	
	Sandstein	— 971	— 1046,1	Transgression
Malm	Kalke	— 978,8 E. T.	— 1060,6 E. T.	

Tabelle 2

NATHAN 1949 (Taf. I)	KNIPSCHER 1952 (Abb. 3, S. 62)	OSCHMANN 1955 (S. 93)	BETTEN- STAEDT & WICHER 1957 (Abb. 2, S. 19)	GUDDEN & ZIEGLER 1965	
— 8,4 m Nieder- terrassen- schotter		—8,4 m Quartär	—8,40 m Pleistozän	—8,40 m Nieder- terrassen- schotter	Quartär
Mittel-Miocän	Unter- Helvet Rob. Schlier —151,1 m	Unter- Helvet? und Burdigal		Siltmergel	Unter- Helvet
—151,1 m				—151,1 m	
—152,1 m Mittel- Miocän	—152,1 m Burdigal	—152,1 m		—152,1 m Phosphoritsand	Burdigal
Mittel-Oligocän	Aquitan —248 m	Aquitan —252 m		—155 m Tonmergel	
				—249 m Sandmergel	Aquitan
	Chatt	Chatt	Tertiär	—280 m Tonmergel	
—409,65 m	—408 m	—410 m		—378 m Tonmergel	Chatt
Mittel-Oligocän				—478 m Tonmergel	
—522,0 m		Rupel		—487 m Mergelton	
—532,3 m	Rupel	—532,3 m		—522 m Bändermergel	Rupel
—546,9 m		Lattorf		—532,3 m Heller Mergelk	
—561,5 m	—561 m	—561,5 m	—561,50 m	—546,9 m Fischschiefer	
				—561,5 m Grobsand	Sannois
Emscher (ke 2)	—567 m Unter- Eocän *)	—563,0 m Dan— Paleocän(?)	—565 m Dan bis Paläozän	—565 m ? Dan—Paleozän	? Dan— Paleozän
—644,55 m			Santon —645 m	—644 m Tonmergel	Santon
Emscher (ke 1)				—725 m Tonmergel	
				—738,8 m Sandstein	
—805,0 m			Coniac	—761 m Tonmergel	Coniac
				—766 m Kalkmergel	
Turon (kt 3)	Ober-Kreide	Ober-Kreide	Turon	—804 m Tonmergel	
—875,75 m			—875,75 m	—854 m Mergelkalk	Turon
—894,0 m				—875,75 m Kalkmergel	
—906,3 m			Unter-Turon und/oder? Cenoman	—894 m Mergel mit Grobsand	Unter- Turon/ Cenoman
—915,0 m		—915,0 m	—915 m	Sandstein—Kalksandstein	
Malm (w)		Malm	Malm	—915 m	
—1086,9 m		—1086,9 m	—1086,9 m	Malmkalk	Malm
Dogger (bo + bm)		Oberer und Mittlerer Dogger	Dogger		
—1095,0 m		—1095,0 m	—1095,0 m		
Granit		Granit	Kristallin		
—1142,3 m		—1142,3 m	—1142,3 m		

*) S. 61 Dan bis Paläocän.

In den Bohrungen Füssing 1—3 wurde die Rupel/Chatt-Grenze mangels paläontologischer Belege dort gezogen, wo die Kurve im ES-Diagramm erstmals die Tonlinie erreicht. Diese petrographische Grenzziehung entspricht wohl auch in etwa dem Vorgehen der Erdölgewinnungsbetriebe bei der Profildeutung benachbarter Bohrungen.

Faunistisch konnte sowohl in der Bohrung Füssing 2 als auch in der Bohrung Füssing 3 der von KNIPSCHER (1952, S. 61) in den Bereich „Dan/Paläozän“ eingestufte Sandschalerhorizont an der Kreide/Tertiärgrenze nicht nachgewiesen werden. Da die Spülprobenentnahme in diesem Bohrabschnitt nur alle 5 m vorgenommen wurde, ist es denkbar, daß dieser nur 3,5 m mächtige Horizont damit der Beobachtung entging. Andererseits erscheint der Hinweis angebracht, daß die aus dem oberen Teil des Kernes 561,5—568,1 m der Bohrung Füssing 1 ausgeschlammte Fauna mit *Rhizammina* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Arenobulimina* sp. und *Tritaxia* sp. (vgl. KNIPSCHER 1952, S. 51; WICHER & BETTENSTAEDT 1957, S. 21) nicht vergleichbar ist mit der vielfach zitierten Fauna aus den Tonen von Ahtal. Das Vorherrschen der Arenobuliminen im Faunenbild kontrastiert stark zu der mehr von Rhizamminen und Haplophragmoiden charakterisierten paleozänen Fauna von Ahtal. Damit aber unterscheidet sich die Fauna aus der Bohrung Füssing 1 auch von der von HAGN (1955, S. 330) erwähnten und gleichgesetzten Faunenassoziation aus der Bohrung Ortenburg CF 1001 (vgl. auch HAGN 1960, S. 67).

Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über die Gliederung der Bohrung Füssing 1 durch die verschiedenen Bearbeiter und ermöglicht die Verknüpfung der Bohrungen Füssing 2 und 3 mit der Bohrung Füssing 1.

Lagerungsverhältnisse

Abbildung 3 zeigt ein maßstäbliches Profil durch die Füssinger Bohrungen, welches die in jeder Bohrung durchstoßene Schichtfolge erkennen läßt. Keineswegs eindeutig hingegen können aus der Abbildung 3 die Lagerungsverhältnisse aus diesen drei in sehr stumpfem Winkel (170°) zueinander stehenden Bohrungen entnommen werden.

In Bohrung 2 liegt die Malmoberfläche um 56 m tiefer als in Bohrung 1, in Bohrung 3 nochmals um 75,1 m tiefer als in Bohrung 2. Gewisse Niveaudifferenzen, größenordnungsmäßig vielleicht bis ± 15 m, könnten wohl auch auf Unebenheiten im Relief der verkarsteten Malmoberfläche zurückzuführen sein; da die Bohrungen aber weder für das Vorhandensein noch für die Ausmaße solch möglicher Reliefunebenheiten konkrete Anhaltspunkte geliefert haben, sei hier davon abgesehen, zumal die Teufenunterschiede im wesentlichen sicher tektonisch begründet sind. Für sich allein könnten sie sowohl durch einfache Schichtverbiegung oder Schollenschrägstellung als auch durch je eine oder mehrere zwischen den Bohrungen durchstreichende Bruchstörungen erklärt werden. Der Vielzahl der vorstellbaren Möglichkeiten scheinen kaum Grenzen gesetzt.

Dasselbe gilt von den etwas geringeren Niveaudifferenzen der Kreide/Tertiär-Grenze, die 19,5 m zwischen Bohrung 1 und 2, 32 m zwischen Bohrung 2 und 3 (also jeweils weniger als die Hälfte der Teufenunterschiede des Malms) betragen.

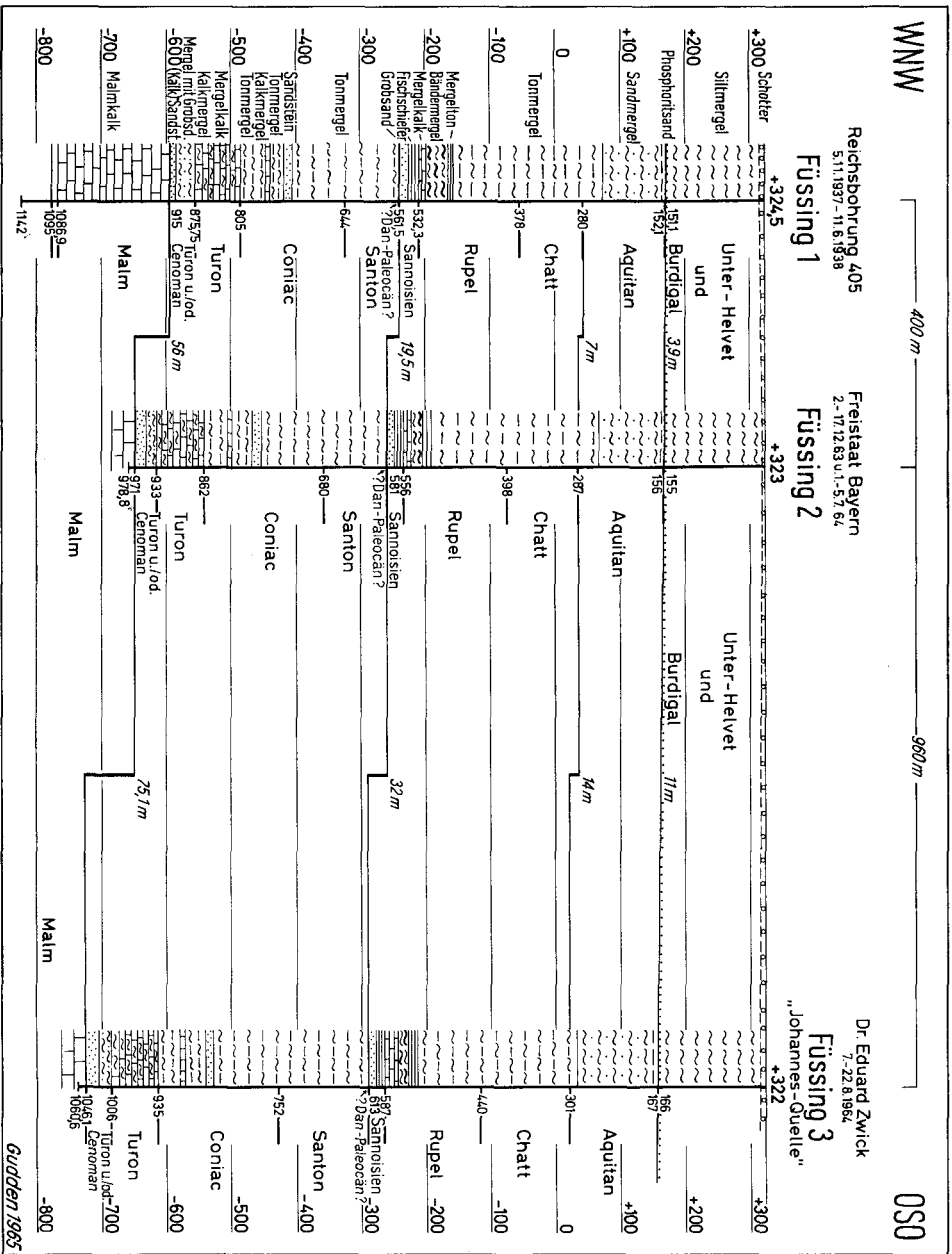


Abb. 3. Die Schichtprofile der Füssinger Bohrungen 1—3 (Bohrung 1 nach H. NATHAN, etwas geändert).

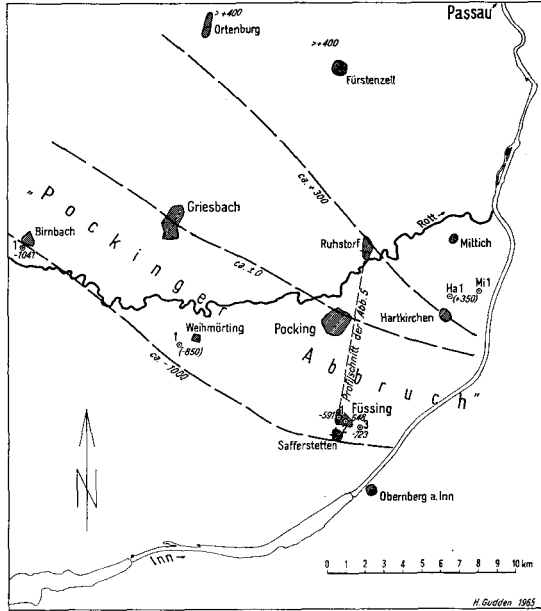


Abb. 4. Niveau der Malm-Oberfläche in der Umgebung von Füssing, bezogen auf NN (vgl. Text. Es ist die Füssinger Mächtigkeit zugrundegelegt).

Ohne nun alle denkbaren Möglichkeiten im einzelnen aufzeigen oder gar diskutieren zu wollen, sei im folgenden nur eine Vorstellung entwickelt, welche den Bereich der drei Füssinger Bohrungen in den Rahmen der Untergrundlagerungsverhältnisse der weiteren Umgebung zwanglos einfügt, darum viel Wahrscheinlichkeit in sich birgt und den Vorzug hat, einfach zu sein. Nämlich:

Aus dem größeren geologischen Rahmen, insbesondere aus dem Niveau des Malms bei Ortenburg und Fürstenzell sowie aus den Bohrungen Hartkirchen 1, Mittich 1, Füssing 1, Wehmörting 1 und Birnbach 1 (vgl. NATHAN 1949) ergibt sich ein generelles NW—SO-Streichen des präkretazischen Untergrundes und ein mittleres Gefälle von $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$ ° nach SW (vgl. Abb. 4).

Der Malm ist von der Bohrung Füssing 1 in 170 m Mächtigkeit⁴⁾ über dem kristallinen Grundgebirge durchbohrt worden. Wäre er über dem Kristallin in den Bohrungen Hartkirchen und Mittich (in denen er fehlt!) in gleicher Mächtigkeit (170 m) abgelagert worden und erhalten geblieben, so läge seine Oberfläche dort bei + 340 bis + 350 m ü. NN. Bei Fürstenzell und Ortenburg wäre — gleiche Mächtigkeit vorausgesetzt — seine Oberfläche mindestens + 400 m ü. NN. In Füssing 1 hingegen liegt sie bei — 591 m ü. NN, in Birnbach 1 bei — 1041 ü. NN und in Wehmörting 1 wäre sie bei — 850 m ü. NN zu erwarten, wenn man für die dort nicht mehr durchbohrten Kreideschichten das Mittel zwischen entsprechender Füssinger und Birnbacher Mächtigkeit ergänzt. Aus diesen Daten ist das mittlere Gesamtgefälle von $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$ ° zu entnehmen.

Daß dieses Gefälle, ganz abgesehen von möglichen Bruchstörungen und Spezialverbiegungen, auch im Großen nicht kontinuierlich verläuft, läßt sich einmal aus der Lage der angeführten Orte zueinander und den angegebenen

⁴⁾ Die tatsächliche Malm-Mächtigkeit dürfte sogar noch größer sein. Unterstellt man entsprechend der Darstellung in Abb. 5, daß die Sprunghöhe des von der Bohrung im Tertiär durchstoßenen Abschiebung an der Malmoberkante etwas mehr als doppelt so groß ist wie im Tertiär, so wäre der Malm in dieser Bohrung tatsächlich rd. 230 m mächtig.

Niveaus schließen, war andererseits auch schon aus den 1938 im Auftrag der BMI durchgeführten seismischen Untersuchungen herauszulesen, die nordöstlich etwa der Linie Griesbach—Pocking ein geringeres, südwestlich davon ein wesentlich stärkeres Gefälle erkennen lassen. NATHAN (1949, S. 5, Abb. 1) bezeichnet diese Linie des deutlichen Gefälleknicks als „Pockinger Abbruch“ und faßt sie — völlig zu Recht — als etwas südlich versetzte Verlängerung des „großen Donau-Abbruches“ auf.

Für die vorliegende Betrachtung mag es genügen

1. daß das mittlere Gefälle der Malmtafel im Nordosten, etwa von der Linie Ortenburg—Hartkirchen aus nach Südwesten bis etwa zur Linie Griesbach—Pocking, noch recht gering ist — von Fürstzell bis Griesbach nur rd. 2° — und erst südwestlich davon steiler wird ($9\text{--}10^\circ$);
2. daß das stärkste Gefälle — wie jede dem Pockinger Abbruch ungefähr parallel laufende Isophysenverbindung der Birnbacher, Weihmörtlinger und Füssinger Bohrungen klarmacht — innerhalb einer relativ schmalen von Birnbach über Weihmörtling nach Füssing—Safferstetten streichenden Zone liegen muß.

Unter diesen Gesichtspunkten ist es naheliegend, den Bereich der drei Füssinger Bohrungen als kleinen Ausschnitt dieser Gefällezone zu betrachten und seine Lagerung (bezogen auf die Malmoberfläche) einmal rein konstruktionsmäßig zu ermitteln.

Dabei ergibt sich für die von den drei Bohrpunkten in einem 1360 m langen und 50 m breiten Dreieck eingeschlossene Malmoberfläche ein Streichen um 95° OSO und ein Einfallen um 20° SSW.

Sieht man von der Ungenauigkeit ab, die diesen konstruierten Streich- und Fallwinkeln wegen möglicher Unebenheiten des Karstreliefs anhaften, so fügt sich der Streichwinkel doch gut ein in die allgemeine Richtung des hier — auch nach den seismischen Befunden — örtlich etwas in die Ostrichtung abweichenden „Pockinger Abbruchs“ und seiner (nach TOLLMANN 1963, S. 47) in der Linie Würding—Grieskirchen—Wels—Hall durch das Auskeilen der Oberkreideschichten gekennzeichneten Verlängerung nach SO (allgemeine Richtung 125° SO).

Der konstruierte Fallwinkel von 20° beweist ein Gefälle, das die Bezeichnung (Pockinger) „Abbruch“ zu Recht trägt, zumal an seinem Zustandekommen sicher Bruchstörungen beteiligt sind. Denn: Mag die Basis der Tertiär- und Kreideschichten im großen auch mit einigen Grad Neigung einfallen, mag die Malmtafel örtlich auch einige Verbiegungen aufweisen, so boten doch gerade die Bohrungen Birnbach 1 und Füssing 1, die beide in der „Abbruchzone“ stehen, keinen Hinweis auf entsprechend schräggestellte Lagerung des Malms⁵⁾. Wohl aber gibt NATHAN (1949, S. 61/62) Schichtverstellungen in den Kreide- und Tertiärschichten an: In Birnbach 1 in der Kreide von 438,2 m ab ein zwischen 0° und 18° wechselndes Einfallen, in Weihmörtling 1 in der Kreide von 558,5 m ab zwischen 13° und 65° (!) und in Füssing 1 im Tertiär zwischen 346,5 und 432,6 m $0\text{--}25^\circ$ Einfallen (sonst „keine wesentlichen Abweichungen der Schichtverlagerung von der Horizontalen“).

⁵⁾ Die Bohrung Weihmörtling 1 hat den Malm nicht erreicht, Füssing 2 und 3 haben nur Spülproben geliefert, die eine Lagerung nicht erkennen lassen.

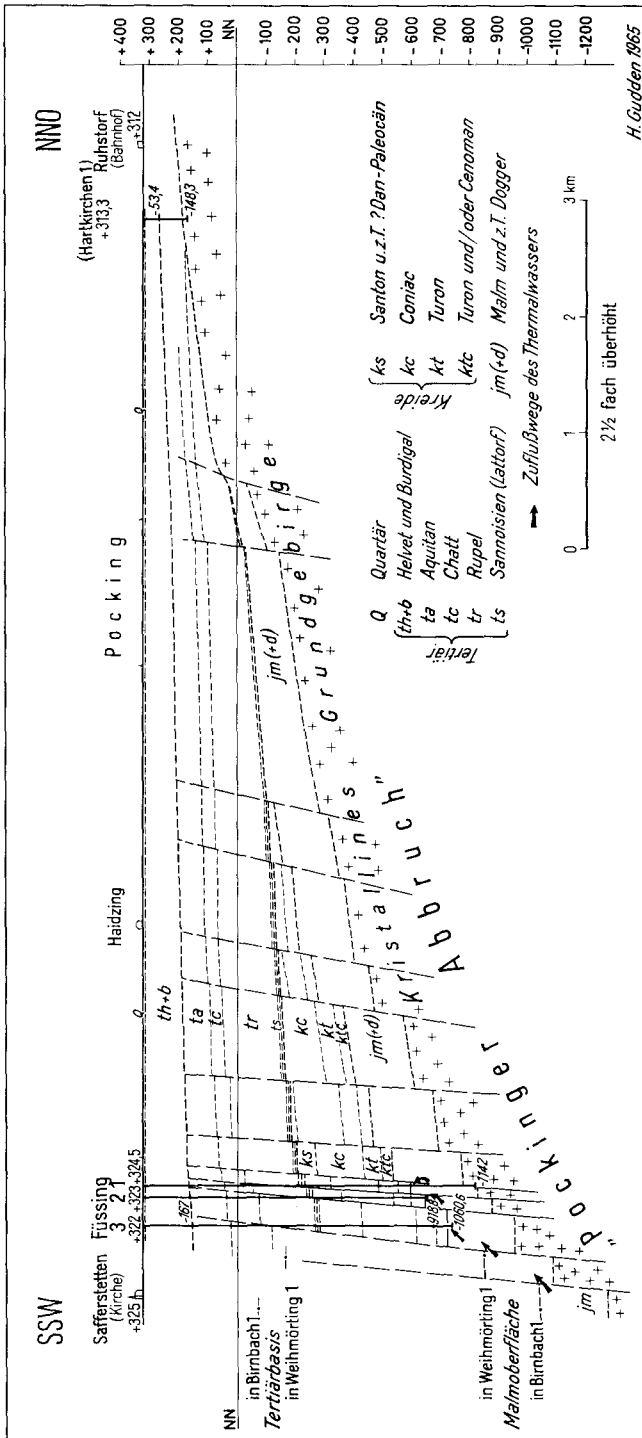


Abb. 5. Schematisches Querprofil durch den Pockinger Abbruch bei Füssing/Nby.

Die Differenzen in den Schlumberger-Diagrammen (ES) der Bohrungen Füssing 1 und 2 deuten auf Schichtlücken von 12 bzw. 14 m in den Teufen 350—360 m und 400—415 m im Tertiär, sowie von rd. 26 m bei Teufe 565 m in der Kreide der Bohrung 1 und von rd. 15 m bei Teufe 540 m im Tertiär der Bohrung 2, die vielleicht durch hier durchziehende tektonische Störflächen bedingt sind.

Das bedeutet für Füssing: Horizontale Malmablagerung in Füssing 1 und Absenkung des Malms nach Bohrung 2 und 3 ist nur durch Bruchstörungen zu erklären, die wahrscheinlich als gestaffelte, sehr steile synthetische Abschiebungen mit 90—95° Streichen und relativ geringer Sprunghöhe zwischen den Bohrungen hindurchziehen. Ihre im Tertiär endenden Bewegungsflächen sind wahrscheinlich die Ursache für die o. a. Lagerungsstörungen in den Kreide- und Tertiärschichten.

Die hier skizzierte Vorstellung von den Lagerungsverhältnissen ist im schematischen Querprofil der Abb. 5 veranschaulicht.

Gegenüber der von NATHAN (1949, S. 21, Abb. 3) gezeigten Darstellung ist die Schnittebene im hier vorgelegten Profil etwas verschoben, um den „Abbruch“ im engeren Füssinger Bereich wirklich querschlägig zu schneiden. In der grundsätzlichen Auffassung von den Lagerungsverhältnissen, die auf ein Zusammenwirken von Schollenschrägstellungen und steilen Abschiebungen zurückgeführt werden, bestehen zwischen beiden Profilen keine Unterschiede.

In den Einzelheiten erschienen einige Änderungen angebracht: Der „Pockinger Abbruch“, bei NATHAN wenige große Abschiebungen, welche praktisch die ganze Dislokation im Raum unter Pocking bewirken, wurde in zahlreiche kleinere Staffelbrüche zerlegt, deren Hauptgefällewirkung weiter südlich unter Füssing—Safferstetten liegt. Dies auf Grund der neuen Bohrbefunde, die sich recht gut mit der Ausdeutung der seismischen Messungen von 1938 vertragen. Dem entsprechend ist das Auskeilen der Oberkreide- und Jura-Schichten etwas weniger unvermittelt dargestellt.

Das neue Profil bietet eine plausible Erklärung für die zunächst schwer verständliche Erscheinung, daß die Mächtigkeit der Oberkreide von Birnbach 1 über Weihmörting 1 nach Füssing 1 von 974,2 m auf 353,5 m abnimmt, um dann in völlig geradliniger Richtungsfortsetzung (vgl. Abb. 4 und 3) rasch wieder auf 390 m bzw. 433 m in den Bohrungen Füssing 2 und 3 anzuschwellen. Diese scheinbaren Mächtigkeitsschwankungen beruhen in Wirklichkeit in erster Linie auf einem gleichsinnigen raschen Ansteigen der Kreidebasis auf dem Pockinger Abbruch nach NO, andererseits aber auch auf großräumigem Absinken der Tertiärbasis und damit einem Wachsen der Tertiärmächtigkeit von NW nach SO (von Birnbach nach Füssing), aus welchem auf eine postkretazisch erfolgte leichte Kippung der Großscholle nach O (SO) geschlossen werden kann, wie es schon NATHAN (1949, S. 61) getan hat.

Das Profil zeigt weiterhin die wahrscheinliche Richtung der Thermalwasser-Herkunft und seines Zuflusses zu den Bohrlöchern, nämlich über die südlich unmittelbar anschließenden, tiefer versenkten Stufen der Schollentreppe, die in Tiefenlagen überleiten, welche die vorkommenden Wassertemperaturen ohne weiteres verständlich machen.

Darüber hinaus läßt sich aus dem Profil auch mit einiger Deutlichkeit die Altersfolge und das Ausmaß des tektonischen Geschehens am Pockinger Abbruch ablesen:

Nachdem die gegen Ende der Jurazeit durch allgemeine Landhebung trocken-gefallenen Malmschichten während der ganzen Unterkreidezeit, die mit größenordnungsmäßig 30 Millionen Jahren zu veranschlagen ist, der tiefgreifenden Verkarstung und teilweisen Abtragung ausgesetzt waren, wurden sie in der Oberkreidezeit während längerer Senkungsphase (30—40 Mill. Jahre) wieder vom Meer überflutet, das mächtige Sedimente hinterließ. Nach abermaligem Trockenfallen setzte auf der sich im NO wohl schon etwas stärker heraushebenden Großscholle wieder die Abtragung ein. In dieser Zeit, zwischen ausgehender Kreide und Sannoisien (Lattorf), beginnt die Pockinger Abbruchzone sich stärker zu bewegen, sich in treppenförmige Teilschollen aufzulösen, die insgesamt nach SSW hin abfallen.

Die damals entstandenen Abbrüche hatten, soweit die Füssinger Bohrbefunde erkennen lassen, nur etwas mehr als die Hälfte ihrer heutigen Sprunghöhe. Die

weitergehende Abtragung und mit ihr einhergehende Verebnung schuf wieder eine ausgeglichene Landoberfläche, die erst nach einer neuerlichen großräumigen Landsenkung vom oligozänen Molasse-Meer, das seinen Küstensaum nur allmählich nach NO über Hartkirchen und Mittich hinaus vorschob, überflutet. Zeugen dieser etwa 12—15 Millionen Jahre währenden Meeresüberflutung, die bis gegen Ende der Aquitan-Zeit dauert, sind die marinen Rupel-, Chatt- und Aquitansedimente. Während des Chatts und Aquitans belebt sich die Pockinger Abbruchzone abermals: Die älteren Bruchflächen, an denen sich die Teilschollen wieder gegeneinander bewegen, vermitteln ein weiteres Absenken des Südflügels. Doch klingen diese Bewegungen allmählich ab. Die Sprunghöhen, die an der Kreide/Tertiär-Grenze zwischen den Füssinger Bohrungen noch 19,5 m bzw. 32 m betragen, erreichen an der Aquitan-Basis nur noch 7 m bzw. 14 m.

Ob die Bruchbewegungen bis an die Aquitan-Oberfläche hinaufgegriffen haben, ist nicht ganz klar, da diese Fläche während einer relativ kurzen Festlandszeit trockengefallen und einem gewissen Reliefausgleich unterlegen war. Jedenfalls transgrediert das im Burdigal wieder vordringende Meer auf eine Fläche, die heute zwischen den Füssinger Bohrungen 4 m bzw. 11 m Niveaudifferenzen aufweist. Zeugen dieser (vorläufig) letzten Meeresüberflutung, die mit dem Helvet vor etwa 15—20 Millionen Jahren beendet war, sind die Burdigal- und Helvetablagerungen. Sie liegen nur sehr wenig geneigt und lassen von der darunter verborgenen Pockinger Abbruchzone nichts mehr erkennen. Ob sie bei Füssing auch noch, wenn auch nur ganz geringfügig, von Bruchstörungen mitbetroffen worden sind, oder ob sie ihr schwaches Gefälle bruchlos der auch noch im Mittel- und Obermiozän weiterwirkenden Absenkungstendenz nach Süden verdanken, ist hier nicht zu entscheiden.

Aus der langen Zeit zwischen dem letzten Meeresrückzug bis heute, in welcher in der weiteren Umgebung Füssings im Süßwasser und durch Flüsse noch die mächtigen Flinz- und Schottermassen aus dem Abtragsmaterial der inzwischen mächtig herausgehobenen Alpen abgelagert wurden, sind bei Füssing nur die erst in jüngster geologischer Vergangenheit entstandenen Niederterrassenschotter des Inns erhalten geblieben. Sie bilden die heutige Oberfläche.

Schrifttum

- ABELE, G.: Die Heil- und Mineralquellen Südbayerns. — *Geologica Bavarica*, Nr. 2, München 1950.
- ANDRES, G. u. CLAUS, G.: Das Karstwasser in der Südlichen und Mittleren Frankenalb. — *Geologica Bavarica*, Nr. 53, S. 194—208, München 1964.
- CRAMER, H.: Thermalwasser aus tiefliegenden Karsthöhlen des Bayerischen Innviertels. — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, S. 164—177, München 1953.
- FRIESE, H.: Zur Foraminiferen-Fauna der Meeresmolasse des unteren Inngebietes. — *Abh. Geol. Dienst Berlin*, N. F., **227**, 52 S., 14 Taf., 1 Kartenskizze, Berlin 1951.
- GOERLICH, F.: Bemerkungen zu „Ostrakoden der Cytherideinae aus der Tertiären Molasse Bayerns“. In: *Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns*. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **23**, S. 77—86, Wiesbaden 1957.

- HAGN, H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 324—359, 4 Abb., 1 Taf., Hannover 1955.
- Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 44, S. 1—208, 10 Abb., 1 Tab., 12 Taf., München 1960.
- HAGN, H. u. HÖLZL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — *Geologica Bavarica*, Nr. 10, 208 S., 7 Abb., 8 Taf., München 1952.
- Zur Grenzziehung Katt/Aquitain in der bayerischen Molasse. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, S. 1—40, 2 Tab., Stuttgart 1954.
- HAGN, H., HÖLZL, O. u. HRUBESCH, K.: Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, S. 423—447, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.
- KNIPSCHER, H. C. G.: Die Gliederung der ungefalteten Molasse im östlichen Teil Bayerns auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — *Geologica Bavarica*, Nr. 14, S. 48—68, München 1952.
- Beitrag zur Einstufung der Promberger Schichten der Subalpinen Molasse Oberbayerns nach Kleinforaminiferen. In: *Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns*. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **23**, S. 87—89, Wiesbaden 1957.
- KRAUS, L. u. PAULUS, B.: Neue Erkenntnisse über die Promberger Schichten und die kohleführenden Ablagerungen der Subalpinen Molasse zwischen Isar und Lech. — *Erdöl und Kohle*, **15**, S. 783—790, 3 Abb., 3 Taf., Hamburg 1962.
- LEMCKE, K. u. TUNN, W.: Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage. — *Bull. Ver. schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, **23**, Nr. 64, S. 35—56, Riehen/Basel 1956.
- NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. — *Geologica Bavarica*, Nr. 1, München 1949.
- OSCHMANN, F.: In: *Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000* (1. Auflage, S. 93: Kurzprofil der Bohrung Füssing 1 nach NATHAN u. WELLHÖFER, Tertiärgliederung nach Mikrofauna: OSCHMANN). München 1955.
- PAULUS, B.: Zur Stratigraphie und Fazies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. — *Bull. Ver. schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, **30**, S. 5397, 12 Abb., Riehen/Basel 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — *Erdoel Z.*, H. 2, S. 41—52, Wien-Hamburg (Urban-Verlag) 1963.
- WICHER, C. A. u. BETTENSTAEDT, F.: Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen. — *Geologica Bavarica*, Nr. 30, S. 3—54, München 1957.
- ZÖBELEIN, H. K.: Die Bunte Molasse bei Rottenbuch und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. — *Geologica Bavarica*, Nr. 12, 86 S., 9 Abb., 1 Lageplan mit Prof., München 1952.
- Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. — *Erdöl und Kohle*, **5**, S. 617—623, Hamburg 1952.
 - Zur Altersdeutung der Cyrenenschichten in der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, S. 113—134, 2 Abb., München 1953.
 - Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **23**, 76 S., 2 Abb., Wiesbaden 1957.

Über den Tonmineralbestand der Regensburger Oberkreide

Mit 1 Tabelle und 1 Beilage

Von MATTHIAS SALGER¹⁾

Während in Norddeutschland durch die Untersuchungen von HEIM, SCHÖNER und PIETZNER über die Tonminerale der Kreideablagerungen schon viel bekannt ist, fehlen bisher Angaben aus dem Bereich der Regensburger Kreide. Die tonmineralogische Beschreibung einiger Bohrprofile soll die bisher ausschließlich geologisch und paläontologisch betriebene Forschung ergänzen.

Herkunft und Vorbereitung der Proben

Die untersuchten Proben stammen aus den Bohrungen Parkstetten I, Barbing und der Tunnelbohrung Nr. 3 am Winzerberg nordwestlich Regensburg. Die Bohrung Parkstetten durchteuft ca. 500 m Molasse, ca. 330 m Kreide und 10 m Malm; die Bohrung Barbing unter Quartär ca. 40 m Tertiär, 147 m Kreide, 167 m Malm, 75 m Dogger, 15 m Lias und endet im Keuper (Feuerletten). Die Tunnelbohrung Nr. 3 ist ein Teil des Projektes eines Straßentunnels durch den Winzerberg, der das Regen- und Donautal verbinden soll. Sie setzt in anstehender Kreide an und reicht noch in den oberen Malm. Die in den Profilen verwendeten stratigraphischen Abgrenzungen und die Gesteinsprofile von Barbing und Parkstetten sind TILLMANN (1964) entnommen. Die Einstufung der Tunnelbohrung Nr. 3 stammt von CRAMER (unveröffentlicht). Von dieser Bohrung wurden nur die Eibrunner Mergel mit den Übergängen nach unten und oben untersucht. Die Lage der Bohrungen ist der Abb. 1 zu entnehmen. Die Mineralbestimmung wurde röntgenographisch am Zählrohr-Goniometer durchgeführt. Zur Präparatherstellung wurden die Proben grob gemörsert, aufgeschlämmt und nach Absitzen der Teilchen $> 2 \mu$ vom Überstehenden die zur Herstellung von einigen Texturpräparaten notwendige Menge abgehebert. Da bei dieser Art der Probenaufbereitung Quarz und Kalzit durch Mörsern zusätzlich in die Tonfraktion gelangen können, wurde ihr Anteil nicht dargestellt. Die Berechnung des Mineralbestandes aus den Röntgenaufnahmen erfolgte durch Vergleich mit künstlichen Mischungen bei der gleichen Präparierungstechnik. Die experimentell ermittelte Streuung der Mineralprocente liegt unter 10% des bestimmten Wertes. Nicht zu eliminieren sind Schwankungen der Intensität der Röntgenlinien, die durch den Wechsel des Chemismus oder des Kristallisationsgrades verursacht werden. Unsicher dürfte deshalb die Abgrenzung Kaolinit/Chlorit und Glaukonit/Illit sein.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. MATTHIAS SALGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Ergebnisse

Auf den beigegebenen Diagrammen (siehe Beilage) ist die prozentuale Aufteilung der Tonfraktion $< 2 \mu$ in Abhängigkeit von der Teufe angegeben. Quarz und Kalzit sind nicht berücksichtigt. In verschiedenen langen Strichen ist außerdem die nach einem groben relativen Maßstab geschätzte Menge Glaukonit in den Fraktionen 20—100 μ angegeben. Sie wurde mikroskopisch ermittelt.

Im folgenden werden die Gesteinscharakteristika mit den Tonmineralbeständen verglichen. Die Gesteinsbeschreibung und die stratigraphische Einteilung ist von TILLMANN übernommen:
M = Montmorillonit, I = Illit, K = Kaolinit, Chl = Chlorit, Gl = Glaukonit

Parkstetten		
	a) Gesteinsbeschreibung	b) Minerale in % der Tonfraktion
Santon	dunkelgrauer Glimmerfeinsandmergel 514—570 m	M 10—55 I 30—55 K 10—30 Chl 0—27 Gl 0 Gl mikroskopisch 0—wenig
	unteres krca 1	
Coniac	dunkelgrauer, glimmerführender Tonmergel und Feinsandmergel 570—608 m	M 20—55 I 35—65 K 7—19 Chl 0 Gl 0 Gl mikroskopisch Spuren—wenig
	oberes krco 3	
	dunkelgrauer glimmer- u. glaukonitführender Tonmergel mit Feinsandlinsen und Glaukonit-Kalksandsteinlagen 608—632 m	M 14—45 I 50—65 K 5—19 Chl 0 Gl 0 Gl mikroskopisch Spuren—wenig
	mittleres krco 2	
Turon	dunkelgrauer Tonmergel mit glimmer- und glaukonitführenden Feinsandtonmergeln wechsellagernd 632—669 m	M 15—48 I 45—80 K 5—16 Chl 0 Gl 0 Gl mikroskopisch wenig—mäßig
	unteres krco 1	
Turon	feinkörniger glaukonitführender Kalksandstein 669—678 m	M 16—30 I 65—80 K 5 Chl 0 Gl 0 Gl mikroskopisch wenig—mäßig
	krt 3 d	
	dunkelgrauer glimmer- und glaukonitführender Tonmergel 678—687 m	M 28—53 I 43—68 K 1—6 Gl mikroskopisch wenig—mäßig
Turon	dunkelgrauer Glaukonitmergelsandstein 687—693 m	M 28—40 I 43—55 K 3—6 Gl mikroskopisch wenig
	oberes krt 3 b+c	
	dunkelgrauer Glimmer und glaukonitführender Tonmergel und Feinsandmergel 693—699 m	M 29—45 I 52—66 K 1—4 Gl mikroskopisch mäßig

	Parkstetten		Barbing	
oberes krt 3 a	a) Gesteinsbeschreibung mfk-mk grauschlieriger kalkgebundener Glaukonitsandstein 699—708 m	b) Minerale in % der Tonfraktion M 0—39 I 57—65 K 4—35 Gl mikrosk. mäßig—überw.	a) Gesteinsbeschreibung mfk-mk grüngrauer glaukonitführender kalkgebundener Quarz-Feldspat-Sandstein bzw. Kalksandstein, abwärts feinschichtig mit Tonmergeln zu unterst mfk-mgk Sandstein (Großberger Sandst.) 73—93 m	b) Minerale in % der Tonfraktion M 0—25 I 16—47 K 0—26 Chl 0—75 Gl 0—57 Gl mikrosk. 0—mäßig
	mfk-mk eisenooxid- und glaukonitführender kalkgebundener Quarzsandstein 708—716 m	Lücke		
krt 2 c	mfk grauschlieriger glaukonitführender Kalksandstein, sfk grauschlieriger glaukonitführender Mergelsandstein (Pulverturm Schichten) 716—729 m	M 15—35 I 60—80 K 2—5 Gl mikrosk. wenig-mäßig	mfs, abwärts sfs hell/dunkelgrauschlieriger glaukonitführender Feinsandmergel mit hellgrauen Mergelkalklinsen (Pulverturm-Schichten) 93—104 m	M 0—58 I 25—45 K 0—26 Chl 0—48 Gl mikrosk. 0—wenig
	glaukonit- und glimmerführende Feinsand- und Tonmergel (Glaukonitmergel) 729—735 m	M 14—29 I 68—85 K 1—2 Gl mikrosk. wenig—viel	dunkelgraue glaukonitreiche Tonmergel mit Mergelkalklinsen (Glaukonitmergel) 104—110 m	M 5—55 I 44—92 K 1—2 Gl mikrosk. wenig—viel
krt 2 a	grauschlieriger Glaukonitmergelsandstein, feinsandiger flaserig-knolliger Kalk (Eisbuckelkalk) 735—761 m	M 8—20 I 79—92 K 1 Gl mikrosk. Spuren—überw.	hellgrauer flasseriger Mergelkalk mit Feinsandmergeln wechsellagernd (Eisbuckelschichten) 110—128 m	M 0—47 I 14—93 K 0—1 Chl 0—13 Gl 0—69 Gl mikrosk. wenig—überwieg.
krt 1 c	mfk—gk kalkgebundener Quarzsandstein mit mfk-mk Sand-schlieren und Kalksandsteingeröllen (Hornsandstein) 761—763 m	M 0—7 I 81—93 K 0 M-Zwischenschichten 0—19 Gl mikrosk. Spuren	mk-mgk u. fk-mk helle Kalksandsteine mit fs-ms Sandkalk u. Sandmergellagen (Hornstein) 128—135 m	M 19—31 I 68—78 K 1—2 Gl mikrosk. Spuren—wenig
unteres krt 1 b	mfk-mgk hellgrauer kalkgebundener Quarzsand (Knollensand) 763—776 m	M 0—15 I 79—100 K 0 Chl 0—21 M-Zwischenschichten 0—15 Gl mikrosk. Spuren—wenig	mfk-mgk kalkgebundener Quarzsandstein mit Muschelbank (0,7 m), mfk hell/dunkelgrauschlieriger kalkgebundener glaukonitführend. Quarzsandstein (Knollensand) 135—161 m	M 0—63 I 30—100 K 0—5 M-Zwischenschichten 0—10 Gl mikrosk. wenig—viel Turon

		Parkstetten		Barbing		Tunnelbohrung 3	
		a) Gesteins- beschreibung	b) Min. in % der Tonfrakt.	a) Gesteins- beschreibung	b) Min. in % der Tonfrakt.	a) Gesteins- beschreibung	b) Min. in % der Tonfrakt.
Turon	unteres krt 1 a	fk hell/dunkel- grau-schlieriger knolliger Kalk- sandstein, abwärts sfk (Reinhausener- Schichten) 776—801 m	M 0—86 I 14—100 K 0 Chl 0—60 Gl mikrosk. 0—mäßig	mfk, abwärts fk hell/dunkelgrau- schlieriger Kie- selkalksandstein, sf glimmerführend. hell/dunkelschlie- riger Mergelsand- stein (Reinhau- sener Schichten) 161—183 m	M 31—74 I 24—67 K 0—4 Gl mikrosk. wenig	fk, hell gelblich- brauner, unten mergeliger Kalk- sandstein (Rein- hausener Schichten) 45—54,5 m	M 56—83 I 17—44 K 0 Gl mikrosk. wenig— mäßig
	krc 3 b	dunkelgrauer fein- schichtiger glau- konit- u. glimmer- führender Mergel- stein (Eibrunner Mergel) 801—811 m	M 19—62 I 38—62 K 0—23 Chl 0—27 Gl mikrosk. nicht be- stimmt	dunkelgrauschlie- riger feinschich- tiger Feinsand- mergel u. Tonmer- gel (Eibrunner Mergel) 183—190 m	M 61—74 I 26—36 K 0—3 Gl mikrosk. Spuren— wenig	dunkelgraue fein- schichtige Ton- mergel (Eibrunner Mergel) 54,5—61,5 m	M 77—88 I 12—23 Gl mikrosk. wenig— mäßig
Cenoman	oberes krc 3 a	fk-mfk grünger glaukonitführender Kalksandstein unten mit Quarz- geröllen (Regens- burger Kalksand- stein) 811—817 m	M 0 I 0 K 8—11 Chl 0—6 Gl 85—92 Gl mikrosk. wenig— überwieg.	fk-mfk glaukonit- führender Kalk- sandstein (Regens- burger Kalksand- stein) 190—197 m	M 0 I 95—100 Chl 0—5 Gl mikrosk. mäßig	fk-mfk braun- grüner glaukonit- führender Kalk- sandstein (Regens- burger Grün- sandstein) 61,5—66,6 m	M 0—33 I 27—70 Gl 0—73 Gl mikrosk. wenig— überwieg.
	mittleres krc 2	mk-sgk heller kao- lingebundener Quarz-Geröllsand- stein mit Ton- geröllen (Schutzfelsschich- ten)	M 0 I 20—90 K 15—80 Chl 0—25	mfk-mgk heller kalkgebundener Quarzsandstein, mfk-mk graugrüner kalkgebundener Glaukonitsandstein (Regensburger Grünsandstein) 197—201 m	M 0 I 80—95 K 0—10 Chl 5—10 Gl mikrosk. mäßig— überwieg.		
			817—829 m				

Diskussion der Ergebnisse

Um zu einer genetischen Deutung der vorgelegten Profile zu kommen, sollen zuerst die einzelnen Tonminerale in ihrer Stellung im Profil und ihrer Beziehung zum Gestein besprochen werden.

1. Kaolinit

Der Kaolinit ist im Großteil der Profile nur schwach vertreten ($< 10\%$). Umso stärker treten die relativ geringmächtigen Zonen mit größerem Kaolinitanteil hervor: Die Schutzfelsschichten und der Großberger Sandstein. Die Schutzfelsschichten sind sehr stark wechselnde Gesteine, die heute nur noch in den Karsthohlräumen des Malm angetroffen werden. Ihre frühere Verbreitung als geschlossene Decke wird nicht von allen Autoren vertreten. Sie stellen meist mehrfach umgelagerte Rückstände der während der Unterkreide verwitterten Sedimenthülle der Böhmisches Masse dar (TRUSHEIM 1936). Die Verwitterung während der Unterkreide war demnach im Bereich der kalkfreien Gesteine kaolinitisch. Daß diese Verwitterungstendenz während der Oberkreide anhielt, beweisen die sandigen Ablagerungen der limnisch-fluviatilen Fazies der Oberkreide in der Oberpfalz. Sie wurden zwar noch nicht untersucht, werden aber allgemein als Quarz-Kaolinsandsteine bezeichnet. Der Kaolinitreichtum des Großberger Sandsteins, der aus dem Bayerisch-Oberpfälzer Wald und dem nördlich angrenzenden Paläozoikum geschüttet wurde (OSCHMANN 1958, TILLMANN 1964), läßt sich damit erklären.

2. Chlorit

Chlorit ist in den Profilen mit Ausnahme der Schutzfelsschichten an sandige Partien gebunden: Oberer Teil der Reinhausener Schichten und oberes Santon im Profil Parkstetten, Großberger Sandstein im Profil Barbing. Er kommt in diesen Gesteinen auch in den größeren Fraktionen vor und wird als Produkt der mechanischen Verwitterung von metamorphen Gesteinen der Böhmisches Masse angesehen. Auffällig treten im Profil Barbing die Beziehungen zwischen Chlorit und Glaukonit hervor. Im Großberger Sandstein ist eine Erhöhung des Chloritgehaltes mit einer Verminderung des Glaukonits verbunden und umgekehrt. Entsprechend sind die Verhältnisse beim Glaukonitvorstoß in den Pulverturmschichten. Es liegt daher nahe, für die Bildung des Glaukonits u. a. Chlorit als Ausgangsmaterial anzunehmen.

3. Illit

Illit stellt in den meisten Teilen der vorliegenden Profile das Hauptmaterial dar; er ist überwiegend dioktaedrisch und kann sowohl vom Muskowit der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse als auch vom Jura-Kalk hergeleitet werden, dessen Rückstand nach eigenen Untersuchungen vorwiegend illitisch ist. Er wird als Verwitterungsrückstand angesehen.

4. Glaukonit

Inwieweit Glaukonit in der Tonfraktion schon ursprünglich vorhanden war oder erst durch die Art der Aufbereitung in diese gekommen ist, läßt sich nicht sicher entscheiden. Immerhin kann aus den Proben, in denen Glaukonit in den

mikroskopischen Fraktionen reichlich vorhanden ist, in der Tonfraktion aber fehlt, geschlossen werden, daß der durch das Mörsern in die Tonfraktion gelangte Glaukonitanteil nicht sehr groß sein kann und es kann somit auf einen erheblichen Glaukonitanteil in der Tonfraktion des Großberger Sandsteins und des Regensburger Grünsandsteins geschlossen werden. Auffällig ist in den Glaukonitmergeln von Parkstetten, daß von dem starken mikroskopischen Glaukonitgehalt in der Tonfraktion nichts zu finden ist. Das könnte so gedeutet werden, daß hier der Glaukonit nicht mehr am Ort seiner Entstehung liegt, sondern zusammengeschwemmt wurde. In dieser Richtung weisen auch andere Kriterien, vor allem der relative hohe Montmorillonitgehalt.

5. Montmorillonit

Der Montmorillonit setzt mehr oder weniger unvermittelt an der Untergrenze der Eibrunner Mergel ein und erreicht hier und in den Reinhausener Schichten sein Maximum. In den stark sandigen Partien des Knollensandes, des Großberger Sandsteins und des Regensburger Grünsandsteins ist er nicht vorhanden oder tritt stark zurück.

Montmorillonit neben Illit und gebietsweise Kaolinit wird von HEIM und SCHÖNER auch aus der norddeutschen Kreide beschrieben. Das Zusammenvorkommen von Kaolinit und Montmorillonit spricht nach den Bearbeitern gegen Neubildung im Sedimentationsraum und für eine Herkunft von verschiedenen Liefergebieten. PAPULOV schreibt, daß die Kreide im Ural bis zum Turon kontinentalen Charakter hat mit Kaolinit und Hydroglimmer als vorherrschende Tonminerale. Mit der turonen Transgression von Sibirien her ändert sich auch der Tonmineralcharakter. Es werden Montmorillonittone sedimentiert. Die Ursache dieses Sedimentationswechsels wird nicht diskutiert. In Amerika werden in der Oberkreide Bentonite und Montmorillonittone beschrieben, die durch die Verwitterung von vulkanischer Asche erklärt werden. Aus der norddeutschen Kreide sind durch die Untersuchungen von VALETON und DORN einige zentimetermächtige bentonitische Tufflagen aus dem Maastricht und Mittelturon bekannt geworden. In unseren Profilen würden auf Grund des hohen Montmorillonitgehaltes des Gesamtgesteins ($> 50\%$) vor allem die Eibrunner Mergel für eine Erklärung durch vulkanische Tätigkeit in Frage kommen. Aber das Hauptbeweisstück, nämlich vulkanisches Glas oder Kristallaggregate, die in ihrer Form auf ehemaliges Glas hinweisen, konnten nicht gefunden werden. Auch andere Autoren berichten hierüber nichts. Gegen die Erklärung als Tuffit spricht auch, daß selbst in der feinsten Zentrifugenfraktion ($< 0,08 \mu$) der Montmorillonit nicht rein ist, sondern immer noch einen merklichen Anteil Illit enthält. Bei den aus dem Tertiär bekannten Bentoniten von Landshut ist ein Montmorillonit dieser Korngrößenklasse nie verunreinigt, auch wenn er in den groben Korngrößen sehr viel Glimmer und Chlorit enthält. Ob neben anderen Faktoren auch Vulkanismus an der Entstehung des Montmorillonitgehaltes zu mindest der Eibrunner Mergel beteiligt ist, muß offen bleiben.

Gegen eine allgemeine Neubildung des Montmorillonites in marinen Ablagerungsbecken spricht das Zusammenvorkommen mit Kaolinit, die fehlende Korrelation zu Milieuindikatoren wie Kalk, organische Kieselsäure und organische Substanz, wogegen in allen Profilen der Einfluß der Sedimentation deutlich ist.

Im allgemeinen kann man sagen, daß ungeachtet des Milieus der Montmorillonitgehalt in den stark sandigen Teilen zurückgeht. Außerdem besteht in den über dem Großberger Sandstein liegenden Mergeln eine deutliche Beziehung zum Kaolinit, daß der eine auf Kosten des anderen zu- oder abnimmt. Diese Tatsachen lassen sich am einfachsten durch verschiedene Herkunftsgebiete erklären, die sandige Sedimentation mit Chlorit und Kaolinit von der Böhmisches Masse, die tonig-kalkige vom Jura. In den beiden Herkunftsgebieten entstehen bei gleichem Klima auf Grund des verschiedenen Basengehaltes des Ausgangsgesteins verschiedene Verwitterungsprodukte. Im Kalk, Dolomit und Mergel werden zunächst die im unlöslichen Rückstand enthaltenen Tonminerale freigesetzt. Nach eigenen Bestimmungen besteht der Rückstand des obersten heute anstehenden Jura, des Solnhofener Plattenkalks, aus vorwiegend Illit und wenig Montmorillonit und montmorillonitischem Illit. Um eine derartige Anreicherung, wie in den Kreideprofilen vorhanden, zu erklären, gibt es zwei Möglichkeiten: 1. Die heute abgetragenen Teile des Jura haben höhere Montmorillonitgehalte gehabt; 2. Montmorillonit ist bei der Verwitterung neu gebildet worden.

Die erste Möglichkeit ist unwahrscheinlich, denn im montmorillonitreichsten bekannten Juraglied, dem schwäbischen Zementmergel, ist das Verhältnis Montmorillonit: Illit etwa 1:4, während es in den Eibrunner Mergeln bis 8:2 beträgt. Außerdem muß ja im Becken auch noch mit einer Verdünnung des Montmorillonitgehaltes durch den auch mit den Sedimenten der Böhmisches Masse antransportierten Illit gerechnet werden. Der Großteil des Montmorillonits wird also bei der Verwitterung an Land gebildet worden sein. Unter heutigen Klimaverhältnissen wird auf Zementmergel nach eigenen Untersuchungen Montmorillonit gebildet (SALGER 1959).

Deutung der Profile

Das während der Oberkreide in das marine Becken abgelagerte Material stammt aus zwei verschiedenen Gebieten. Die Böhmisches Masse lieferte die sandige Komponente mit Illit, Kaolinit und periodenweise Chlorit in der Tonfraktion, der Jura lieferte die tonig-kalkige Komponente mit Montmorillonit und Illit in der Tonfraktion. Die Verteilung des Montmorillonits einerseits und des Kaolinit und Chlorits andererseits spiegelt im wesentlichen den Einfluß wider, den die beiden Herkunftsgebiete auf die Sedimentation im Becken hatten. Die großen sandigen Vorstöße im Knollensand und im Großberger Sandstein sind gekennzeichnet durch ein zeitweise völliges Verschwinden des Juraanteils im Sediment. Sie unterscheiden sich dadurch, daß im Gegensatz zum Großberger Sandstein im Knollensand keine bemerkenswerten Mengen von Kaolinit enthalten sind. Offenbar wurde zur Zeit des Knollensandes ein relativ frisches Gestein abgetragen. Die Montmorillonitfazies des Unterturons wird in Richtung zum Jura ausgeprägter; in der Tunnelbohrung nördlich Regensburg liegt der durchschnittliche Montmorillonitgehalt der Tonfraktion der Eibrunner Mergel bei 80%, in Barbing bei 70%, in Parkstetten zwischen 50 und 60%. Die sandige Fazies beginnt in Parkstetten schon mitten in den Reinhausener Schichten, während in Barbing die Montmorillonitfazies ungeachtet der sandigen Ausbildung der Gesteine die ganzen Reinhausener Schichten umfaßt. In Parkstetten umfaßt die sandige Fazies eine Folge von 30 m, in Barbing von 10—15 m. Auch die

darüber folgenden Schichten sind in Barbing montmorillonitreicher und stärker differenziert als in Parkstetten.

Die über dem Großberger Sandstein folgenden Tone und Mergel lassen eine steigende Beteiligung der Böhmisches Masse an der Sedimentation erkennen, die durch stärkere Vorstöße von Kaolinit im unteren und mittleren Coniac und durch einen starken Montmorillonitvorstoß an der Grenze Coniac/Santon eine Gliederung erfährt. Der von TILLMANN (1964) beschriebene verstärkte Wölbungsabtrag der Böhmisches Masse im Santon ist im obersten Teil der Bohrung Parkstetten gekennzeichnet durch eine starke Zunahme des Kalolinitanteils und durch das Auftreten von bedeutenden Mengen Chlorit (auch im mikroskopischen Bereich).

Zusammenfassung

Es wird der Tonmineralbestand der Kreide aus den Bohrungen Parkstetten 1, Barbing und aus Teilen der Tunnelbohrung Nr. 3 bei Regensburg beschrieben. In den sandigen Partien treten neben Illit hauptsächlich Kaolinit und Chlorit als Tonminerale auf, in den tonigen ist Montmorillonit stark vertreten. Glaukonit erscheint vor allem im Grünsandstein und im Großberger Sandstein. Das Zusammenvorkommen von Kaolinit und Montmorillonit wird durch verschiedene Liefergebiete erklärt, die auf Grund ihrer Gesteinsverschiedenheit verschieden verwittern. Der Montmorillonit wird aus dem Jura bezogen, Kaolinit und Chlorit aus der Böhmisches Masse. Die Mineralverteilung ist ein Spiegel des unterschiedlichen Einflusses der beiden Herkunftsgebiete auf den Sedimentationsraum. Hebungen in der Böhmisches Masse können am Zunehmen der Kaolinit- und Chloritanteile abgelesen werden, stärkere Beeinflussung durch den Jura prägt sich in steigenden Montmorillonitgehalten aus.

Schrifttum

- DORN, P. u. BRÄUTIGAM, F.: Hinweise auf Oberkreide-Vulkanismus in NW-Deutschland. Sonderdruck 1959.
- GRIM, R. E.: Clay mineralogy. London 1953.
- HEIM, D.: Über die mineralischen nichtkarbonatischen Bestandteile des Cenoman und Turon der mitteldeutschen Kreidemulden und ihre Verteilung. — Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petr., **5**, S. 302—330, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1957.
- OSCHMANN, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. München 1958.
- PAPULOV, G. N.: Die Kreidefazies des Urals. — Ber. Geol. Ges. DDR, **9**, H. 3, S. 351—361, Berlin 1964.
- SALGER, M.: Der Mineralbestand von Tonen des fränkischen Keuper und Jura. — Geologica Bavarica, Nr. 39, S. 69—95, München 1958.
- SCHÖNER, H.: Über die Verteilung und Neubildung der nichtkarbonatischen Mineralkomponenten der Oberkreide aus der Umgebung von Hannover. — Beiträge zur Mineral. u. Petr., **7**, S. 76—103, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1959/60.
- TILLMANN, H.: IV. Kreide. — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 141—161, München 1964.
- TRUSHEIM, F.: Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. — N. Jb. Mineral. usw., **75**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 1—109, Stuttgart 1936.
- VALETON, I.: Eine vulkanische Tufflage aus der Oberkreide von Hemmoor/Niederelbe. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 193—204, Stuttgart 1959.
- Vulkanische Tuffiteinlagerung in der nordwestdeutschen Oberkreide. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 29, S. 26—41, Hamburg 1960.

Zur faziellen und zyklischen Gliederung der chattischen Brackwasser-Molasse in Oberbayern

Mit 3 Abbildungen und 2 Beilagen

VON WALTER STEPHAN¹⁾

1. Einleitung

In seiner letzten Arbeit hatte G. GILLITZER (1964) versucht, die früher übliche Parallelisierung der (Glas-)Sande der Nonnenwald- und der Peißenberger Mulde gegen die von G. LENSCH (1961) und zuletzt von B. PAULUS (1963) vorgebrachten Einwände zu verteidigen. Die entstandene Diskussion berührt örtliche und regionale Interessen, vor allem auch die Methoden der stratigraphischen Arbeitsweise in der Molasse. Dabei wird immer wieder versucht, mittels einzelner Horizonte oder Schichtserien die mächtige und meist gleichförmig zusammengesetzte Molasse zu parallelisieren. Sehr oft reichen die angeführten Argumente jedoch nicht aus und es bleibt die Ungewißheit, wie weit es gelungen ist, eindeutige Bezugshorizonte zu ermitteln.

Für stratigraphische Untersuchungen sind auch in der Molasse zunächst sorgfältige Profil-Aufnahmen, die Schicht-für-Schicht vermessen worden sind, erforderlich. Große Mächtigkeiten und mangelhafte Aufschlüsse erschweren diese Vorarbeiten jedoch meist ungemein und nur ausnahmsweise liegen günstige Bedingungen vor, wie z. B. im Bereich der produktiven Cyrenen-Schichten. Dank der markscheiderischen Arbeiten in den verschiedenen Bergbau-Revieren stehen hier viele geeignete Profile für die Bearbeitung zur Verfügung. Seit 1950 konnten zudem mit Unterstützung des Oberbergamtes und des Geologischen Landesamtes werkseigene Untersuchungsarbeiten erweitert und viele, gekernte Tiefbohrungen niedergebracht werden, deren genaue Aufnahme vor allem auch hinsichtlich der Fossilführung wir O. HÖLZL verdanken. Durch Übersichtskartierungen von O. GANSS und P. SCHMIDT-THOMÉ und durch die von H. NATHAN angeordnete geologische Kartenaufnahme 1 : 25 000 im Bereich der produktiven Faltenmolasse sind die genannten Arbeiten weiter ergänzt worden.

Die Ergebnisse dieser Aufschlußstätigkeit sind inzwischen in neueren Veröffentlichungen (G. LENSCH 1961, L. KRAUS & B. PAULUS 1962, B. PAULUS 1963, G. GILLITZER 1964 u. a.) bereits weitgehend berücksichtigt worden. Im folgenden werden als Beitrag zur stratigraphischen Bearbeitung ausgewählte Fazies-Profile aus benachbarten Mulden nebeneinandergestellt (vgl. Beilagen), in denen insbesondere die Verbreitung der Biofazies veranschaulicht werden soll. An Einzelprofilen und an einigen Beispielen wird gezeigt, wie sich der fazielle Wechsel vollzieht und welche Regelmäßigkeiten des Sedimentationsablaufes erkennbar sind. Bei Beachtung des durchaus geordneten, faziellen Gefüges der Brackwasser-Molasse können die stratigraphischen Untersuchungen methodisch ergänzt und besser als bislang begründet werden.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. WALTER STEPHAN, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

2. Die zyklische Gliederung der Miesbacher und Haushamer Cyrenen-Schichten

Der ehemalige Bergbau sowie 39 neue Flach- und Tiefbohrungen haben im Kern der Miesbacher Mulde ein ca. 6,5 km langes und 2,2 km breites Feld erschlossen, das im Bereich der Cyrenen-Schichten ein an allen Orten übereinstimmendes, etwa 500 m mächtiges Schichtenprofil aufweist, das ausgesprochen zyklisch gegliedert ist (Beilage 2, Profil 4).

Unter einem Zyklus wird hier eine bestimmte Folge faziell verschieden ausgebildeter Schichten verstanden, die sich vielfach wiederholt. Aufgrund von Vergleichen läßt sich eine ideale Faziesfolge aufstellen, die Abweichungen innerhalb einer bestimmten, durch die jeweilige paläogeographische Situation bedingten faziellen Schwankungsbreite zuläßt. Im Vergleich mit Zyklen anderer Formationen weisen die der untersuchten Brackwasser-Molasse keine monotonen, sondern ausgesprochen abwechslungsreiche Faziesfolgen auf. Der zyklische Charakter der Molasse, soweit er ausgeprägt ist, ist deswegen bisher auch meist übersehen worden.

GRIMM (1957) beschrieb erstmals den Ablauf von Faziesfolgen und eine kleinzyklische Gliederung in tieferen Cyrenen-Schichten. Unabhängig davon wurde von mir bei der Bearbeitung von Aufschlußbohrungen in der Miesbacher Mulde der zyklische Aufbau der höheren Cyrenen-Schichten festgestellt (Vortrag auf der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Bad Tölz 1960). G. LENSCH (1961, S. 11/13) gab danach die Deutung eines Flözprofils im Sinne der Zyklentheorie von JESSEN und MICHELAU wieder. Hier muß auch auf die ersten Ansätze und Hinweise zu Untersuchungen über den Sedimentationsablauf hingewiesen werden, die wir E. KRAUS (1923) verdanken, der auf rhythmische Sedimentation in der westlichen Subalpinen Molasse hingewiesen und deren Deutung versucht hat. E. HARTMANN (1938) hat den Charakter der Cyrenen-Schichten u. a. dadurch betont, daß er sie als „Pendel-Horizonte“ bezeichnete, in denen „brackische Schichten, Absätze in Binnenseen und fluviatile Geröll-einschwemmungen rasch und oft miteinander abwechselten“. Hinsichtlich der Faziesverteilung in der Brackwasser-Molasse hat E. HARTMANN bereits manche Erkenntnisse vermittelt, die auch in dieser Arbeit nur ergänzt werden konnten.

Der Aufbau der Faziesfolge eines einzelnen Zyklus der Brackwasser-Molasse (Cyrenen-Schichten) soll im folgenden an einem Beispiel erläutert werden, das nach einer Schichtenaufnahme O. HÖLZLS gezeichnet worden ist (Abb. 1). Der wörtliche Text der Aufnahme O. HÖLZLS von den Schichten zwischen Flöz 10 und 11 in der Bohrung MT I/1957 (Gradabt.-Bl. Tegernsee 8236 R 85,80; H 94,47) lautet folgendermaßen:

Hangendes:

- | | |
|-----------------|---|
| 193,30—195,10 m | Mergel, schwach grüngrau, kalkig, besonders im oberen Teil angehäuft mit <i>Polymesoda</i> |
| —196,80 m | Mergel, grünlich, mit <i>Angulus</i> , <i>Psammobia</i> , <i>Arca</i> , <i>Pitaria</i> , Fischschuppen, <i>Dentalium</i> , <i>Nassa</i> . Im unteren Teil vereinzelt <i>Tympanotonus</i> |
| —197,25 m | Mergel, dunkelgrau, meist nur in Resten erhalten und angehäuft: <i>Polymesoda</i> , <i>Psammobia</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Tympanotonus</i> , <i>Theodoxus</i> . An der Basis mit <i>Angulus</i> |
| —197,60 m | Mergel, dunkelbräunlich, schwach bituminös. Im oberen Teil limnische Fossilreste, an der Basis <i>Polymesoda</i> und <i>Tympanotonus</i> |

- 197,80 m Stinkstein, im oberen Teil kohlig gebändert
- 198,10 m Kohle, im oberen Teil durchwachsen mit schwachem Schieferband und limnischen Fossilresten, im übrigen rein und verfestigt
- 198,18 m Kohlenteigel
- 198,70 m Mergel, schwach grüngrau, mit Wurzelstrunken
- 198,90 m Mergel, dunkel, grüngrau, verharnischt, z. T. verbohrt und schwacher Kohlenschmitz
- 199,75 m Mergel, schwach grüngrau, mit Wurzelstrunken, limnischen Fossilresten und unregelmäßig eingeschuptionen kohligen Bändern. An der Basis verbohrt Letten
- 199,82 m Kohle, im oberen Teil mit eingeschuptionen Stinkstein
- 199,86 m Letten, verruschelt
- 200,01 m Kohlenletten
- 200,15 m Mergel, dunkel, verruschelt
- 200,25 m Kohlenletten
- 201,28 m Mergel, grüngrau, z. T. verharnischt und verbohrt mit unregelmäßig eingeschuptionen Kohlenschmitzen. Bei 200,70 m Kohlenschmitz mit verschuptionen Stinkstein
- 201,90 m Mergel, grüngrau, mit unregelmäßig eingeschuptionen Kohlenschmitzen. Im oberen Teil mit 10 cm dunklen Letten, letztere angereichert mit Wurzelstrunken und limnischen Fossilresten, im übrigen vereinzelt *Coretus* führend
- 202,50 m Mergel, dunkelgrau, z. T. bräunlich, mit *Radix*, *Coretus* und Sumpfpflanzenresten
- 202,60 m Mergel, bräunlich, stark sandig, mit limnischen Fossilresten. An der Basis mit schwachem Schieferschmitz
- 203,20 m Mergel, grüngrau, im oberen Teil mit *Polymesoda*, *Melanopsis* und *Coretus*
- 205,30 m Kalkmergel, schwach grüngrau, bei 204,60 m mit Resten von *Unio*, ab 204,70 m zunehmend sandig
- 205,70 m Mergel, grüngrau, in schwachen Bänken angehäuft *Polymesoda*, im übrigen z. T. verharnischt
- 209,70 m Mergel wie oben, ab 208,20 m neben *Polymesoda Congeria* und *Psammobia* führend
- 210,55 m Mergel, grüngrau, sandig, angehäuft mit *Polymesoda*, *Psammobia*, seltener *Congeria*, *Tympanotonus*, *Vermetus*
- 213,00 m Mergel, grünlich, angehäuft und meist nur in Resten erhalten *Polymesoda*, *Psammobia*, *Ostrea*, *Saxolucina*, *Tympanotonus*, *Taras*, Krebscheren, ab 211,90 m ohne *Polymesoda* und weniger fossilreich
- 213,25 m Mergel, schwach grüngrau, z. T. bräunlich, angereichert mit Hydrobien und Sumpfpflanzenresten besonders im oberen Teil; bei 213,25 m mit schwachem Stinkstein- und Schieferschmitz
- 213,37 m Kohle etwas schiefbrig.

Anm. Schichteinfallen ca. 18°.

Die Basis der Faziesfolge ist wie bei GRIMM (1957) so gewählt worden, daß sie sich mit dem Einsatz marin-brackischer Schichten deckt. Diese verändern sich in ihrem Fossilinhalt. Im unteren Teil herrscht eine reichere Fauna mit marinen Einschlügen vor, die nach oben hin mehr und mehr verbrackt. Das „Typfossil“ für brackische Schichten, *Polymesoda convexa* (BRONGNIART), stellt sich entsprechend erst etwas höher ein, bis es schließlich als einzige, häufige Art allein vorkommt. Petrographisch zeichnen sich die mehr marin betonten Mergel nach dem Feldbefund durch mildere Beschaffenheit (feinkörniger), zuweilen

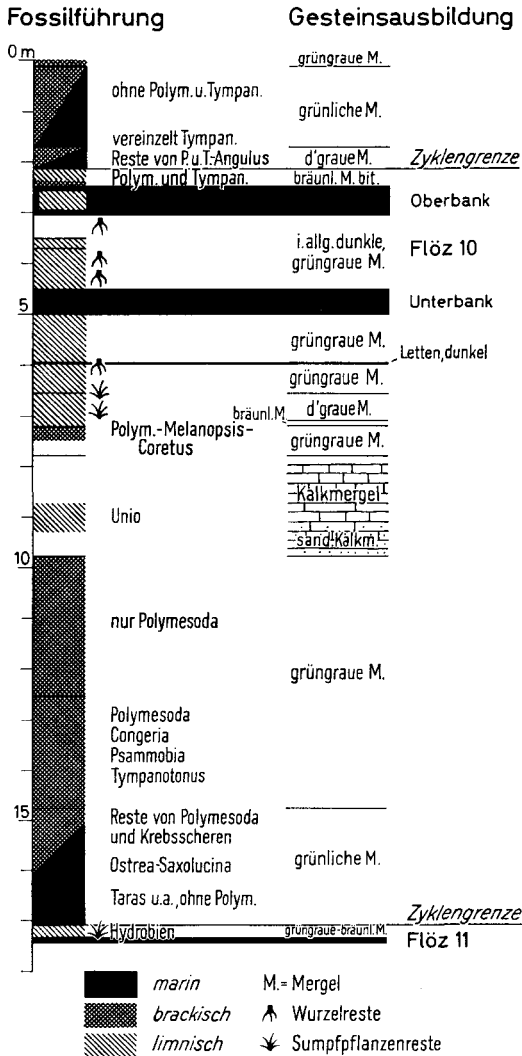


Abb. 1. Sedimentzyklus der höheren chattischen Brackwasser-Molasse, Miesbacher Haupt-Flözgruppe: Flöz 10.

durch graue, häufig durch grünliche Färbung aus, während die brackischen und limnischen Mergel mehr grüngrau erscheinen.

Nahe der Basis weist die marin-brackische Phase des Zyklus Lagen auf, die reich an Fossilbruchstücken sind. In der gleichen Position (196,80—197,25 m) wird auch in dem hangenden Zyklus von O. HÖLZL angegeben, daß hier meist nur Fossilreste erhalten sind. Ebenso beschreibt GRIMM (1957, S. 15) Aufarbeitungshorizonte an der Basis seiner Kleinzyklen. Die marin-brackische Phase des Zyklus läßt sich auf Grund der Verteilung der Molluskenarten und ihrer Erhaltung demnach dahingehend deuten, daß sie einen Meeresvorstoß bis zur völligen Verbrackung fixiert.

Im Hangenden folgen in geringerer Mächtigkeit fossilarme, karbonatreichere Schichten, die gelegentlich ausgesprochene Süßwasserarten, z. B. *Unio* sp., führen.

Mit dieser Süßwasser-Phase setzt sich die Faziesentwicklung in gleicher Richtung fort, erreicht hier aber offensichtlich auch ihren Wendepunkt.

Der Umschwung in der Faziesentwicklung ist schon an der Lithofazies kenntlich. Grüngraue Mergel setzen wiederum ein, nunmehr aber in einer brackisch-limnischen Ausbildung. Die vorkommenden Molluskenarten sind häufig in den Begleitschichten der Pechkohleflöze anzutreffen. Letztere stellen sich auch bald im Hangenden von brackisch-limnischen Horizonten, wenn zunächst auch nur in Form von cm-mächtigen äquivalenten Lagen, ein. Die allgemeine Faziesausbildung ist dadurch gekennzeichnet, daß zum Hangenden hin immer wieder limnische Horizonte auftreten, welche auch brackische Formen aufweisen bzw. aufweisen können oder gar durch brackische Horizonte vertreten sind. Dazwischen schalten sich dann Pechkohleflöze bzw. Flözäquivalente ein. Die Flözentwicklung erreicht ihren Höhepunkt gegen Ende dieser brackisch-limnischen Phase.

Im Hangenden des Flözes folgen in unserem Beispiel zunächst sehr geringmächtige brackische Lagen, danach limnische. Mit deutlicher Grenze setzen dann marin-brackische Schichten ein. Indem die weiteren Schichten im Hangenden die eben beschriebene Faziesfolge wiederholen, weisen sie einen zyklischen Sedimentationsablauf für das Profil nach.

Das gewählte Beispiel für den Verlauf eines Zyklus ist meines Erachtens geeignet, zur Deutung der zyklischen Sedimentation im Molassebecken beizutragen. Dazu läßt sich zusammenfassend sagen, daß die Faziesentwicklung von einem Abschnitt ausgeht, in dem die marin-brackische Phase ihren Höhepunkt erreicht. Sie strebt dann einheitlich einem limnisch-terrestrischen Abschnitt zu, wird hier rückläufig und erreicht schließlich wieder ihren Ausgangspunkt. Im Prinzip verläuft die Faziesentwicklung demnach symmetrisch. Die eine Hälfte des Zyklus, in der der marine Einfluß abnimmt, kann als regressiv bezeichnet werden, die andere entsprechend als progressiv.

Dem dargestellten Prinzip der Faziesentwicklung könnte nun widersprochen werden, weil die progressive Zyklushälfte andere Sedimente aufweist als die regressiv. Die progressive ist limnischer und reich an Pechkohlenhorizonten bzw. äquivalenten Horizonten. Diese erreichen ihre optimale Ausbildung erst gegen Ende der progressiven Hälfte. Da diese limnische, flözführende Hälfte des Zyklus außerdem auch mit brackischen Fossilien durchsetzt ist, so könnte sie auch eine Phase der allmählich abnehmenden Verbrackung anzeigen. Nach dieser Vorstellung würde die gesamte Faziesfolge des Zyklus einen Meeresvorstoß repräsentieren, der vielleicht von kleinen Schwankungen unterbrochen, zunehmend verbrackt. Diese Deutung wird auch besonders darauf hinweisen, daß nahe der Basis der marin-brackischen Phase Aufarbeitungshorizonte vorkommen. Angesichts dieser Einwände ist es erforderlich, die fazielle Stellung einiger Schichten näher zu diskutieren.

Dabei muß in diesem Zusammenhang vor allem berücksichtigt werden, daß Sedimentation auch tektonische Vorgänge abbildet. Bei den vorliegenden Sedimenten dürfte die marin-brackische Phase des Zyklus jeweils die erreichte maximale, relative Bodenabsenkung anzeigen. Nach unseren Kenntnissen von den karbonatreicheren Sedimenten in der Molasse sind die erwähnten, relativ geringmächtigen Kalkmergel dagegen als Sedimente anzusehen, die für ihre

Bildung eine Exposition benötigen und im Vergleich mit den anderen Zyklensedimenten, die erreichte maximale, relative Bodenhebung erkennen lassen. Es muß erwähnt werden, daß diese Kalkmergel in anderen Zyklen oft terrestrische Faunen führen und Gesteinen der Bunten Molasse recht ähnlich sind. Die Bildung von Kohleflözen ist demgegenüber u. a. das Resultat relativer Bodenabsenkung. Gerade von dieser Seite aus beurteilt, ist es bezeichnend, daß die Flöze erst genügende Mächtigkeit erreichen, wenn die Entwicklung sich dem Stadium genähert hat, in dem die größte Bodenabsenkung erreicht wird.

Die hier bevorzugte Deutung, den zyklischen Sedimentationsablauf auf einen allmählichen Wechsel von relativem Bodenanstieg und relativer Bodenabsenkung zurückzuführen, bedeutet bei konsequenter Betrachtung eine Einschränkung der Vorstellung, daß die Sedimentationszyklen der Molasse lediglich auf ruckartige Senkungen des Untergrundes zurückzuführen sind. In fast allen beobachteten Zyklen ist die Mächtigkeit der regressiven Sedimente etwa ebenso groß wie die der progressiven. Für beide müßte annähernd die gleiche Zeitspanne für die Sedimentation zur Verfügung gestanden haben. Die Veränderungen der Faziesfolge in den Zyklen sollten demnach vorwiegend nur ein ständig in Bewegung verbleibendes, relatives Heben und Senken, d. h. ein schwaches Oszillieren des Untergrundes abbilden. Wie das gewählte Beispiel zeigt, muß diese dem Zyklus zugrundeliegende Symmetrie nicht unbedingt zur Folge haben, daß die Sedimentfolge ebenfalls streng symmetrisch ausgebildet ist. Im Gegenteil! Die regressive Zyklushälfte ist betont brackisch entwickelt, die progressive betont limnisch.

Die verschiedenen Zyklen der Miesbacher Cyrenen-Schichten wiederholen weitgehend die Faziesfolge des eben beschriebenen Beispiels. Die ständige Wiederkehr gleicher Schichten erschwert ihre Unterscheidung und stellt eine wichtige Fehlerquelle bei Parallelisierungen dar. Eine stratigraphische Bearbeitung ist dennoch möglich, weil einzelne Horizonte und mehr noch die Zyklen in ihrer jeweiligen Mächtigkeit und in ihrem Faziescharakter individuell ausgebildet sind.

Eine allgemeine, z. B. bei Untersuchungsbohrungen genutzte Erfahrung besagt, daß die Mächtigkeiten der Zyklen und Zyklenfolgen außerordentlich konstant sind. Alle neuen Pechkohlebohrungen haben z. B. eindeutig nachgewiesen, daß jeweils innerhalb der Mulden sowohl die Haushamer als auch die Miesbacher Cyrenen-Schichten fast gleiche Mächtigkeit an beiden Muldenflügeln und in der Muldenmitte aufweisen. Bei übersichtlichen geologischen Verhältnissen ist es dem Bergbau daher möglich, die bekannten geometrischen Flözabstände für Flözparallelisierungen zu verwenden.

Meist zeigen auch bestimmte Faziesglieder eines Zyklus in verschiedenen Aufschlüssen weitgehend gleiche Mächtigkeiten. Einzelne Horizonte können auch sehr charakteristisch ausgebildet sein. Im Hangenden von Flöz 10 stellt sich in der Miesbacher Mulde beispielsweise regelmäßig eine bis zu 18 m mächtige brackische Folge mit einer reichen, z. T. marin-brackischen Molluskenfauna ein, die in dieser Mächtigkeit und Zusammensetzung hier sonst nicht mehr vorkommt. Diese Folge, und insbesondere marin-brackische Horizonte, besitzen damit zweifellos einen lokalen Leitwert. Die produktiven Horizonte liefern andere bekannte Beispiele für charakteristische Schichtenausbildung. Der erfahrene Bergmann kennt sie und kann sie daher oft bei Auffahrung neuer Strecken wiedererkennen.

Eine Schichtparallelisierung innerhalb der einzelnen Mulden läßt sich also in den meisten Fällen bei einer möglichst umfassenden Berücksichtigung aller verfügbaren Daten völlig einwandfrei durchführen. Die erforderliche Sicherheit wird erreicht, wenn genügend große Profilabschnitte untersucht werden können. Nur im engeren Arbeitsbereich reichen oft schon einige Daten für eine Horizontbestimmung aus. Diese wird unsicher, sobald die verwendeten Daten zu dürftig oder nur auf einen Horizont bezogen sind, weil dabei mit lokalen lithofaziellen Schwankungen oder mit allmählichen regionalen Veränderungen zu rechnen ist. In den Profilen, die z. B. nur nach Flözen parallelisiert sind, entstehen daher zuweilen Unsicherheiten, zumindest in der Bezeichnungsweise.

Von sehr großer Bedeutung für Horizontbestimmungen in der Brackwasser-Molasse ist die Ausbildung übergeordneter Zyklen. In dem sehr mächtigen Profil der Haushamer Cyrenen-Schichten z. B. sind danach bei der geologischen Neuaufnahme im liegenden Teil 3 Abschnitte unterschieden worden (Beilage 1 Profil 2): Liegend-Flözgruppe, Philipp-Flözgruppe, Großkohl-Flözgruppe. Jede Flözgruppe bzw. jeder übergeordnete Zyklus setzt sich dabei aus einer Folge einzelner Zyklen zusammen, die anfangs betont brackisch entwickelt sind und mächtigere produktive Horizonte enthalten. Die Philipp-Flöze und das Großkohl- bzw. Kleinkohl-Flöz liegen beispielsweise nahe der Basis von Zyklenfolgen. In ihrem Hangenden stellen sich dann später Zyklen ein, in denen es teilweise nicht mehr zur Ausbildung brackischer Horizonte gekommen ist. An ihrer Stelle finden sich limnische Ablagerungen, schließlich auch relativ mächtige Schichten in bunter Fazies, angehäuft auch Kalkmergel.

Die Zyklenfolgen enthalten in ihrer Ausbildung die Summen der einzelnen Zyklen. Das Profil der Brackwasser-Molasse ist damit durch diese in kleine und durch die Zyklenfolgen in große, übergeordnete Abschnitte übersichtlich gegliedert.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß diese Gliederung für die Molasse-Stratigraphie deshalb interessant ist, weil der zyklische Sedimentationsablauf unter günstigen Voraussetzungen faziell geordnete Profile entstehen läßt. Das Problematische der Molasse-Stratigraphie ist aber eine Frage der Faziesverteilung. Wie diese erfolgt und wie groß das Ausmaß fazieller Schwankungen ist, das läßt sich an den Schicht-für-Schicht vermessenen und zyklisch gegliederten Profilen in der Miesbacher und Haushamer Mulde genau übersehen. Die Biofazies ist dem zyklischen Gefüge streng zugeordnet, insgesamt sehr regelmäßig ausgebildet und unterliegt in der Regel nur allmählichen Veränderungen. Das oft angenommene regellose Faziesgefüge findet sich in der untersuchten Brackwasser-Molasse nicht. Nur lokale Abweichungen, die auf einzelne Schichten begrenzt sind, treten auf. Es ist allerdings hinzuzufügen, daß dies vielleicht weniger für die Lithofazies gilt, doch kommt der Biofazies hinsichtlich der Bestimmung der Gesamtfazies zweifellos größere Bedeutung zu.

3. Zur Parallelisierung der chattischen Brackwasser-Molasse Oberbayerns

Die Untersuchung zahlreicher Profile hat nachgewiesen, daß die Cyrenen-Schichten innerhalb eines Muldenbereiches gut gegliedert sind und sich daher eindeutig parallelisieren lassen. Das gilt auch für die Cyrenen-Schichten innerhalb der anderen noch nicht erwähnten produktiven Mulden der oberbayerischen Molasse. Aber lassen sich auch die Cyrenen-Schichten verschiedener Mulden parallelisieren? Erst bei diesen Versuchen haben sich größere Meinungsverschiedenheiten ergeben, wie am Beispiel der anfangs erwähnten Glassande gezeigt wurde. Die Frage ist derzeit für den Bereich der gesamten Brackwasser-Molasse noch nicht sicher zu beantworten, vor allem einfach deshalb, weil zwischen den Aufschlußgebieten weit mehr nicht aufgeschlossenes Gelände liegt oder zu wenig brauchbare Beobachtungen und Schichtaufnahmen vorliegen.

Die tiefere chattische Brackwasser-Molasse der Haushamer und Mariensteiner Mulde

Das wiedergegebene Profil 2 (Beil. 1), welches für das Westfeld der Haushamer Mulde repräsentativ ist, wurde gezeichnet nach Feldaufnahmen der Haushamer Bohrungen HF 1—4/1959, HT 1/1959 (O. HÖLZL, Ms.) nach einer Aufnahme des Schmeroldgraben-Profiles (O. HÖLZL 1962) sowie nach eigenen ergänzenden Aufnahmen und Bearbeitungen der Profile. Das Schmeroldgraben-Profil reicht vom Liegenden bis zur beginnenden Brackwasser-Molasse und überlappt sich hier mit dem lückenlosen Profil der Haushamer Bohrungen. Die tiefsten sog. Liegendflöze stehen noch im Schmeroldgraben an und sind eindeutig zu parallelisieren mit entsprechenden Flözen in den Bohrungen (W. STEPHAN in Druckvorbereitung).

Das Profil 3 des Sulz-Grabens im Haushamer Mittelfeld gibt Aufnahmen von O. HÖLZL (1962, S. 15 u. S. 234/7), R. HACKNER (Ms.) und eigene Beobachtungen wieder.

Das Profil 1 für die Mariensteiner Mulde (Beil. 1) wurde gezeichnet nach Aufnahmen des Marienstollen-Profiles, des Steinberggraben-Profiles (O. HÖLZL 1962) und anderer Schürffprofile (O. HÖLZL u. W. STEPHAN, Ms.), des Profils im Muldenblindschacht des Bergwerkes Marienstein von der 6. zur 9. Sohle (O. HÖLZL, Ms.) sowie nach Angaben von E. HARTMANN (Ms.) und eigenen ergänzenden Aufnahmen und Bearbeitungen der Profile. Das Marienstollen-Profil reicht etwa bis Flöz 5, war aber im Flözbereich weitgehend verbaut; das Steinberggraben-Profil vom Liegenden des Flözes 1 bis zum *Protoma-Ampullina*-Horizont; das Muldenblindschacht-Profil von Flöz 5 bis Flöz 23. Diese und andere Profile von Marienstein weichen in entsprechenden Bereichen oft voneinander ab, was auf stärkere fazielle Schwankungen hinweisen dürfte.

Zusammenfassende Hinweise auf älteres Schrifttum finden sich bei H. K. ZÖBELEIN (1957, S. 59/60), Angaben über Bohrungen u. a. bei W. STEPHAN (Molasse. — In: Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8236 Tegernsee mit Erläuterungen).

Die Ergänzung der Profile nach Osten ist in Druckvorbereitung (Geol. Karte 1 : 25 000 Blatt Nr. 8237 Miesbach), nach Westen infolge ungenügender Unterlagen derzeit noch sehr problematisch.

Die Haushamer Mulde im Vorfeld der Helvetikum-Zone setzt sich jenseits der Mangfall nach Westen fort und bildet hier die Mariensteiner Mulde. Beide sind tektonisch Teile eines gemeinsamen Muldenzuges, dessen Achse zwischen Hausham und Marienstein mit 2—5° nach Osten einfällt. Die Profile 1—2—3 des Muldenzuges liegen nur 3 bzw. 8 km voneinander entfernt, sind aber trotzdem sehr verschieden ausgebildet.

Die vorgenommenen Schichtparallelisierungen gingen unter Einfluß bergmännischer Praxis von einzelnen Horizonten, d. h. den bekannten bauwürdigen Flözen aus, insbesondere von den Philippflözen. Sie wurden mit den Mariensteiner Flözen (Bereich Flöz 1—5) parallelisiert, da beide die jeweils strati-

graphisch am tiefsten liegenden bauwürdigen Horizonte sind. Diese Deutung (A) wurde geologisch darauf gestützt, daß diese Flöze hier wie dort in unmittelbarer Nähe der Grenze Baustein-Schichten/Cyrenen-Schichten liegen sollten. Das Fazies-Profil (Beilage 1), aufgestellt nach den neuen Untersuchungsergebnissen, zeigt indessen, daß diese Grenze bereits im Haushamer Westfeld tiefer liegt und die Philipp-Flöze 170 m darüber. Die Einstufung der Flöze in das Fazies-Profil hängt dabei allerdings davon ab, was die Autoren als Baustein-Schichten bezeichnen. Dazu nur einige Bemerkungen (vgl. H. K. ZÖBELEIN 1962, W. STEPHAN in Druckvorbereitung).

Ältere Begriffsbestimmungen halten sich hauptsächlich an die lithofazielle Ausbildung, insbesondere an das Auftreten von Sandsteinen und Konglomeraten. Diese kommen im Haushamer Profil bis zu den Philipp-Flözen zumindest häufig, wenn nicht überwiegend vor. Dieser sandig-konglomeratische Teil über den Tonmergel-Schichten des Rupels ist daher oft als Baustein-Schichten bezeichnet worden. Eine derartige Abtrennung genügt für stratigraphische Untersuchungen jedoch nicht und wie eingangs mehrfach betont, muß zumindest auf die Bestimmung der Biofazies unbedingt geachtet werden. Der Vorschlag ZÖBELEINS (1962) zur Abgrenzung der Baustein-Schichten von den Cyrenen-Schichten entspricht dieser Forderung. ZÖBELEIN legt für unser Gebiet die Grenze dorthin, „wo die überwiegend marine Fazies . . . durch die brackische Fazies abgelöst wird“. Ähnlich ist auch der Verfasser bei der geologischen Aufnahme der Gradabteilungsblätter Tegernsee und Miesbach vorgegangen. Der Beginn der Brackwasser-Molasse (Cyrenen-Schichten) bzw. der Flöz-Molasse wird bestimmt durch das erste Auftreten brackischer bzw. limnischer Horizonte, auch durch Pechkohle-Flöze bzw. deren Äquivalente. Die Profile von Marienstein und Hausham zeigen, daß der Faziesumschwung sich rasch nach dem ersten Einsatz der Brackwasser-Molasse vollzieht.

Eine Schichtparallelisierung, welche trotzdem etwa die Oberkante der Grobschüttung als Bezugsniveau beibehält (Deutung A), sieht sich einer ungewöhnlichen Faziesverteilung von Ost nach West gegenübergestellt, indem die marine Fazies im westlichen Profil 1 höher hinaufreichen würde als in den östlichen Profilen.

Es liegt nahe, daraufhin zunächst zu versuchen, die Baustein-Schichten bzw. deren Oberkante, wie sie hier festgelegt worden ist, als Bezugshorizont zu verwenden (Deutung B). Dabei stimmen (Profil 1, 2) für den Bereich der marinen Baustein-Schichten (nach ZÖBELEIN = Höhere Baustein-Schichten) die Mächtigkeiten fast auf den Meter genau überein. Sie betragen im Profil 2 der Haushamer Mulde 82 m, im Südflügel der Mariensteiner Mulde 80 m. Hier wie dort sind die marinen Baustein-Schichten in eine untere und obere Hälfte geteilt, wobei die Grenze im Schmerold-Graben etwa durch die Turritellenbank markiert ist, im Marienstollen durch den Beginn gröberer Schüttungen. Im Gegensatz zum Haushamer Profil ist in Marienstein die untere Hälfte der marinen Baustein-Schichten zwar nicht sandig-konglomeratisch ausgebildet, doch sind die vorkommenden Tonmergel schon so stark sandig, daß sie weder lithologisch noch faunistisch den Höheren Tonmergel-Schichten entsprechen (vgl. HÖZL 1962). Diese mergelige Ausbildung des unteren marinen Chatts könnte den Feststellungen entsprechen, daß die Grobschüttungen nach Hausham hin an Mächtigkeit rasch zunehmen.

Lassen sich die Baustein-Schichten bei dieser Deutung (B) gegebenenfalls parallelisieren, die Brackwasser-Molasse danach jedoch nicht mehr. Nur die liegenden 80 m würden sich faziell noch einigermaßen entsprechen, die höheren Teile wären dagegen faziell widersinnig entwickelt. Dem oberen limnisch-terrestrischen Teil der Haushamer Liegend-Flözgruppe würde im Westen, in Marienstein, ein Abschnitt gegenüberstehen, der hier 2 mächtige brackische Horizonte mit marinem Einschlag aufweist. Umgekehrt würde dem marin-brackischen unteren Teil der Philipp-Flözgruppe ein Abschnitt in Marienstein gegenüberstehen, der extrem terrestrisch ist und bereits teilweise in bunter Fazies vorliegt. Diese widersinnige Faziesverteilung gibt zu erkennen, daß die beiden Profile derart kaum gegenübergestellt werden dürfen.

Das Mariensteiner Profil ist über Flöz 2 hinaus vorwiegend sandig-schwach konglomeratisch ausgebildet. Im Hangenden dieses Flözes treten auch noch marine Formen auf. So könnte versucht werden, die Grenze Baustein-Schichten/Cyrenen-Schichten an die Basis von Flöz 3 oder sogar von Flöz 5 zu legen. Eine Parallelisierung der Brackwasser-Molasse läßt sich aber auch dann noch nicht durchführen. Es soll daher versucht werden, die Haushamer und Mariensteiner Cyrenen-Schichten unter Berücksichtigung ihrer Zyklenfolgen zu parallelisieren (Deutung C). Dieser Versuch wird dadurch erschwert, daß das Mariensteiner Profil nur unterhalb des Flözes 23 annähernd vollständig aufgenommen worden ist. Das Liegende des Mariensteiner Flözes 23 umfaßt aber immerhin eine mächtige Zyklenfolge, deren bereits erwähnter hangender Abschnitt einen starken terrestrischen Einschlag aufweist. Ein entsprechender Abschnitt gleicher Mächtigkeit bildet in Hausham den Abschluß der Liegend-Flözgruppe und enthält auch im Profil 2 z. T. schon Gesteine in bunter Fazies.

Die Mariensteiner Flözgruppe enthält in ihrer Gliederung aber noch weitere stratigraphische Hinweise. Insgesamt sind drei Abschnitte entwickelt, wie die Baustein-Schichten jeweils etwa 80 m mächtig. Der oberste wurde eben besprochen. An seiner Basis stellt sich eine z. T. marin-brackische Schicht ein mit *Protoma*, *Pitaria*, *Mytilus*, *Acteonica* u. a. Diesem Horizont steht in Hausham ein vergleichbarer gegenüber (Profil 2). Der folgende tiefere Abschnitt ist besonders im mittleren Teil in den Profilen 1 und 2 übereinstimmend marin-brackisch entwickelt, wobei diese Fazies im Osten stärker hervortritt als im Westen. Der folgende Abschnitt mit den bauwürdigen Mariensteiner Flözen ist im Osten marin und liegt im Profil 2 in der Fazies der Baustein-Schichten, im Profil 3 z. T. in der Fazies der Tonmergel-Schichten vor; im Westen, in Marienstein, herrscht dagegen schon vorwiegend brackische bis brackisch-marine Fazies. Weiter im Liegenden sind die marinen Höheren Tonmergel-Schichten des Haushamer Profils 2 mit den ebenfalls marinen Sandsteinen, Konglomeraten und stark sandigen Tonmergel-Schichten von Marienstein zu parallelisieren. Nach den derzeitigen Profilkennnissen lassen sich die Haushamer und Mariensteiner Profile derart am besten vergleichen. Die Schwierigkeiten für die bisherigen Gliederungsversuche ergaben sich letzten Endes hauptsächlich dadurch, daß zwischen den verglichenen Profilen der benutzte marine Leithorizont stratigraphisch aussetzt, sich in einem anderen Niveau aber faziell fortsetzt. Eine etwa vergleichbare Situation stellt sich aber oft ein, z. B. bei den (Glas-)Sanden des höheren Chatts (vgl. unten).

Mit der vorgenommenen Parallelisierung wird die biofaziell festgelegte Oberkante der Baustein-Schichten als Faziesgrenze herausgestellt. Ihr Absinken nach Westen ist zumindest innerhalb der Haushamer Mulde (Profil 2—3) eindeutig. Bisher wurden die Baustein-Schichten aber meist als stratigraphischer Bezugshorizont benutzt. Nur B. PAULUS (1963, S. 68 Abb. 4) spricht sich jüngst auf Grund von Schichtvergleichen von Erdölbohrungen entschieden dafür aus, „daß der Einsatz der Sandfazies sich nach Osten in ein immer jüngeres Niveau verlagert“ (vgl. auch RUTSCH 1961/2). Es ist daher notwendig, die entstehenden Fragen eingehender zu untersuchen.

Für die Verknüpfung der regionalen Faziesunterschiede unserer Molasse kann mit Sicherheit eine Faziesverteilung in der Art vorausgesetzt werden, daß nach Osten zu marin-brackische, nach Westen zu limnisch-terrestrische Verhältnisse überwogen haben. E. HARTMANN (1938) hat bereits teilweise die empirisch ermittelten Gesetzmäßigkeiten beschrieben, nach denen sich die notwendige Faziesverzahnung im Profil vollzogen hat. Eine Regel besagt, daß mit dem Vorstoß des Meeres von Osten her eine „dachziegelartige, hauptsächlich von Osten nach Westen vorwärtsschreitende Überlagerung . . . (Progressive Superposition)“ durch jüngere faziell jeweils definierte Horizonte entsteht. Abb. 2 erläutert in etwa diese Ableitung HARTMANNs, wobei eine entsprechende Faziesverteilung auch für den Meeresrückzug gilt (vgl. PAULUS 1963). Die Baustein-Schichten, je schärfer und besser sie definiert sind, z. B. wie von ZÖBELEIN, repräsentieren schließlich auch nur eine bestimmte Fazies des sich zurückziehenden mitteloligozänen Meeres. Warum sollten für sie andere Gesetzmäßigkeiten gelten als für die produktive Fazies? Bereits innerhalb des Marienstein-Haushamer Muldenzuges findet die HARTMANNsche Regel eine Bestätigung in der Kohleführung und Bauwürdigkeit der Flöze. Das Großkohl-Flöz ist im Haushamer Westfeld besser ausgebildet, das Kleinkohl-Flöz, entsprechend dem Anstieg der Faziesgrenze, im Ostfeld. Noch weiter nach Osten wirkt sich das stratigraphische Ansteigen der marinen Fazies auch auf das Kleinkohl-Flöz aus, während weiter nach Westen zu die bauwürdige Kohleführung auf stratigraphisch tiefere Horizonte in Marienstein umspringt.

Die Beobachtung (vgl. auch HARTMANN), daß die biofaziell nachweisbare Faziesgrenze nicht gleichbleibend ansteigt, kann im Zusammenhang mit der zuvor besprochenen zyklischen Sedimentationsabfolge gedeutet werden. Die Bedingungen für die Entstehung bauwürdiger Flöze sind danach nicht immer gleich günstig und sind für das Haushamer Revier insbesondere an der Basis der Zyklenfolgen gegeben. Die Ausbildung der basalen produktiven Flöze kann sich infolgedessen nach Westen hin nicht mehr etwas nach unten verschieben, sondern muß in eine entsprechende günstige Position der nächsten Zyklenfolge, d. h. in ein stratigraphisch viel tieferes Niveau überspringen. Entsprechend verhalten sich auch die anderen Faziesseinheiten. Die marine Fazies der Baustein-Schichten rückt dabei von West nach Ost in den Profilen 1—3 abschnittsweise und zwar insgesamt um ca. 180 m nach oben. Der Einsatz mächtiger, konglomeratführender Sandsteinbänke, rückt von West nach Ost sogar nur um 80—90 m höher hinauf. Die untere Hälfte des marinen Chatts im Mariensteiner Profil nähert sich in ihrer mergeligen Ausbildung auch bereits sehr den Tonmergel-Schichten. Auch infolge dieser Übergänge bot das hervorragende Profil des

Mariensteiner Zementstollens Schwierigkeiten (vgl. O. HÖLZL 1962), hier die Grenze Rupel/Chatt nach der Makrofauna festzulegen.

Die höhere chattische Brackwasser-Molasse der nördlichen Muldenzüge

Die höheren chattischen Cyrenen-Schichten sind in mehreren Mulden gut aufgeschlossen. Das für die Miesbacher Mulde repräsentative Profil ist eingangs besprochen worden, die westlich anschließenden Profile in mehreren neueren Arbeiten (H. K. ZÖBELEIN 1957, G. LENSCH 1961, L. KRAUS & B. PAULUS 1962, B. PAULUS 1963, G. GILLITZER 1964).

Die Miesbacher Mulde setzt sich nach Westen in der Kirchbichler Mulde fort, in der die von O. HÖLZL und TH. VOLLMAYR bearbeitete Bohrung Kirchbichl 1 (vgl. O. GANSS & P. SCHMIDT-THOMÉ 1955, B. PAULUS 1963, S. 61 u. Abb. 2) stand. Das Profil dieser Bohrung wird hier (Beilage 2) von den marinen Horizonten im Hangenden des unteren Glassandes bis zur Endteufe wiedergegeben. Kleine Störungen, Kernverluste, unsicheres Einfallen der Schichten bedingen Abweichungen vom tatsächlichen Profil, die jedoch insgesamt kaum schwerwiegend zu beurteilen sind. Nach Westen zu, weiterhin unterbrochen von Schwankungen der Muldenachsen und evtl. von Diagonal- bzw. Querstörungen folgt die Nonnenwald-Mulde, südlich von ihr die Penzberger Mulde, beide im Bereich des Penzberger Reviers. Von hier liegen leider noch keine neuen, faziell gut bearbeiteten durchgehenden Schichtaufnahmen vor. Das dargestellte Profil ist sehr schematisch und sowohl hinsichtlich der Fazies als der Mächtigkeit verbesserungsbedürftig. Trotzdem darf auch auf dieses Profil vorerst Bezug genommen werden (vgl. Profile bei G. LENSCH und B. PAULUS).

Entsprechend der regionalen Faziesverteilung reicht die höhere Brackwasser-Molasse im Osten am tiefsten. Im Miesbacher Profil läßt sich daher noch eine Sattel-Flözgruppe ausscheiden, die auch noch oberhalb der Endteufe der Bohrungen Kirchbichl größtenteils angetroffen worden ist. Die schon in Miesbach nur spärlich vorkommenden Brackwasser-Horizonte fehlen offensichtlich bereits ganz 16 km weiter westlich. Geringmächtige Flözhorizonte bzw. ihre Äquivalente sind allerdings auch hier noch vorhanden.

Der stark brackische bis brackisch-marine Einsatz an der Basis der folgenden Miesbacher Haupt-Flözgruppe läßt sich dann wohl durchgehend bis zum Penzberger Revier verfolgen. In allen 3 Mulden stellen sich unterhalb des z. T. bauwürdigen Miesbacher Flözes 10, das anscheinend sehr weit verbreitet ist, mehrere brackische Horizonte ein. Der für Miesbach charakteristische und hier bis 18 m mächtige marin-brackische Horizont im Zyklus über Flöz 10, greift offenbar ebenfalls nach Westen vor, so auch die Zyklen von Flöz 9 und 8. In letzterem tritt überall übereinstimmend die brackische Fazies ganz zurück. Die folgenden Zyklen enthalten im Osten noch viele, z. T. mächtige brackische Horizonte, die nach Westen zu jedoch allmählich auskeilen. Das Profil der Nonnenwald-Mulde weist im höheren Teil der Zyklenfolge daher nur noch einige Brackwasser-Horizonte auf. Wo diese hier noch auftreten, da entsprechen sie bedeutenderen brackischen Horizonten, z. B. dem Niveau über dem 2. Miesbacher Liegendflöz und dem Niveau unter und über Flöz Bayern.

Das Hangende von Flöz Karl ist in Miesbach nicht mehr aufgeschlossen und faunistisch nicht eindeutig belegt. Alte Stollenprofile, z. B. das des Neumühl-Querschlages, enthalten jedoch einige sehr wichtige Angaben. So stellt sich hier „eine 8—9 m mächtige Lage von feinem weißem lockerem Quarzsand“ ein (WEITHOFER 1920, S. 50), der im Hangenden evtl. weitere folgen. Im Profil steht er im Niveau des Unteren Sandes der Bohrung Kirchbühl und der Nonnenwald-Mulde (vgl. WEITHOFER 1899, S. 274 u. a.). Entsprechend der vorwiegend marinen Fazies im Osten finden sich im Hangenden dieses Niveaus ausgesprochen mächtige mergelige Sande und Sandsteine bzw. Sandmergel. Im markscheiderischen Profil des Neumühl-Querschlages sind sie ausdrücklich vermerkt. Darin liegt ein Hinweis, daß gerade das chattische Profil der Miesbacher Mulde zumindest mit brackisch-marinen Schichten abschließt. Vereinzelt treten auch noch geringmächtige Flöze auf, genau wie in den faziell entsprechenden marinen Schichten im Westen, jeweils im Hangenden der Brackwasser-Fazies. WEITHOFERS Angabe (1920 u. a.), daß über dem Quarzsand „noch weitere 80—90 m Cyrenenschichten aufgeschlossen sind“, steht eigentlich im Widerspruch zu dem nur vereinzelt auftreten von Flözen, die sich sonst inmitten einer typischen brackischen Fazies weitaus häufiger einzustellen pflegen. Die Mächtigkeitsangaben WEITHOFERS entsprechen genau den Eintragungen im markscheiderischen Profil des Neumühl-Querschlages. Auch WEITHOFER stützte sich daher offenbar schon darauf. Seine Angaben hängen daher von dessen Genauigkeit ab und sind entsprechend zu bewerten, besonders hinsichtlich der Fauna, die nicht immer näher bezeichnet worden ist²⁾.

Nach Westen zu keilt die marine Fazies wohl aus. Im Penzberger Revier stellen sich überwiegend brackische Schichten ein, die aber gelegentlich auch noch marine Einschlüge aufweisen. Der unterhalb des unteren Sandes erkennbare Rückgang des marinen Einflusses hält damit hier auch in den höheren Zyklenfolgen entsprechend an.

Die vorgenommene Parallelisierung scheint trotz einiger Bedenken infolge unvollständiger Kenntnis der Schichtenfolgen gerechtfertigt zu sein. Sie entspricht erstens ohne Ausnahme der regionalen Mächtigkeitsabnahme der marin-brackischen Fazies von Ost nach West, zweitens der HARTMANNschen Regel in der profilmäßigen Faziesverteilung, drittens der zyklischen Großgliederung der Profile und viertens vielleicht sogar weitgehend der Gliederung nach einzelnen Zyklen.

Das Profil der Peißenberger Mulde ist durch sorgfältige markscheiderische Aufnahmen bekannt und öfters beschrieben worden. Die vorliegende Darstellung benutzt mit Rücksicht auf die stratigraphische und regionale Begrenzung der Arbeit das von O. HÖLZL aufgenommene Profil der Bohrung „Auf dem Alta“ im Ostfeld der Peißenberger Mulde. Wiedergegeben ist der Abschnitt unterhalb des Peißenberger Unteren Sandes bis zur Endteufe, der nach Aufnahmen von Markscheider SCHMID ergänzt worden ist. Die Schichten in der Bohrung fallen sehr flach ein. Das Einfallen blieb daher unberücksichtigt. Die wahre Gesamtmächtigkeit des Profils ist folglich um einige Meter geringer.

²⁾ Herr HÖLZL teilte mir freundlicherweise mit, daß die Sammlung des Bergwerks Hausham marine Fossilien mit der Ortsbezeichnung Neumühl-Querschlag aufbewahrt hatte.

Die früher meist übliche Parallelisierung beruhte auf der Verknüpfung des Peißenberger Unteren Sandes im Hangenden des Flözes 5 mit dem Penzberger Unteren Sand, der zwischen den Flözen 24 und 25 (Penzberger Bezeichnung) liegt. Die Sande beider Reviere stellen hier, darüber besteht kein Zweifel, jeweils brauchbare Leitschichten dar. Da nun aber in der Molasse gleichzeitig fazielle Verschiedenheiten nebeneinander bestehen, so muß zunächst immer ermittelt werden, wie weit sich die Leitschichten in ihrer bestimmten Fazies räumlich erstrecken. Sowohl nach der HARTMANNschen Regel als auch infolge des zyklischen Sedimentationsablaufes ist ferner damit zu rechnen, daß faziell bestimmte Horizonte sich zeitlich wiederholen können. Das wurde bereits eingehend erläutert und mit Beispielen belegt. Werden diese Gesetzmäßigkeiten der Molasse-Sedimentation nicht berücksichtigt, dann besteht immer die Gefahr, daß faziell gleiche, aber im Profil sich ablösende oder wiederholende Horizonte parallelisiert werden, insbesondere bei Vergleichen von der einen zur anderen Mulde.

Das mehrfache Vorkommen von Sandhorizonten im höheren Chatt der Brackwasser-Molasse erleichtert nun einesteiils die Bearbeitung der Profile, da damit von vornherein mehrere Möglichkeiten einer Schichtparallelisierung aufgezeigt sind. Bei dem früher üblichen Vergleich hat man sich wie in anderen Fällen zunächst auf den jeweils erkannten untersten Bezugshorizont bezogen. Weiterhin ist versucht worden (vgl. GILLITZER), die typische und „einzigartige Ausbildung“ dieser Glassand-Horizonte hervorzuheben. Darüber ist es aber zur Diskussion gekommen, was als Glassand-Horizont zu bezeichnen ist. W. ZIMMERLE (1964) hat dazu einen Beitrag gegeben, der als Beginn einer neuen Untersuchung angesehen werden kann. Ausreichende Untersuchungen über die verschiedenen (Glas-)Sand-Horizonte liegen zur Zeit hierüber jedoch noch nicht vor. Eine sachliche Erörterung der stratigraphischen Parallelisierung der Leitschichten ist daher nur erfolgsversprechend, wenn ihre Stellung im faziell (vgl. G. LENSCH, L. KRAUS u. B. PAULUS) und zyklisch gegliederten Regionalprofil ermittelt wird. Dazu muß aber die Ausbildung der Schichtenfolgen unterhalb und oberhalb der Sande beobachtet werden.

Die Peißenberger Haupt-Flözgruppe — die Bezeichnung ist von G. GILLITZER (1955, S. 18) übernommen — umfaßt nach ihm den Bereich von Flöz 26 bis Flöz 5 (Peißenberger Flöz-Nr. gehen vom Hangenden zum Liegenden). Der basale Abschnitt dieser Gruppe, ca. 75 m, enthält nur einen geringmächtigen, brackischen Horizont und zeigt sonst bereits den Übergang in Bunte Molasse. Darüber folgen dann zahlreiche Zyklen, meist mit brackischen Basisschichten. Flöze verschiedener Mächtigkeit stellen sich z. T. mehrfach innerhalb der einzelnen Zyklen ein. Die brackischen Schichten werden besonders zum Hangenden hin mächtiger und verdrängen fast völlig die limnischen Horizonte. Über Flöz 8 und Flöz 5 enthält die Fauna schon marine Einschlüsse. Der Untere Sand im Peißenberger Ostfeld ist vollmarin.

Die Flözgruppe zwischen dem Oberen und Unteren Sand mit den Flözen 25 bis 32 in der Nonnenwald-Mulde wird hier als Schwaiger Schichten bezeichnet. Leider konnten in diesem Profil wie erwähnt, marine und limnische Horizonte nicht ausgeschieden werden. Es lassen sich daher feinere Vergleiche noch nicht ziehen, obwohl die zyklische und fazielle Gliederung beider Profile einander weitgehend zu entsprechen scheint. Im einzelnen könnten beispielsweise die Penzberger Flöze 31, 30, 29 den Peißenberger Flözen 12, 14 und 18 entsprechen.

Die Peißenberger Haupt-Flözgruppe kann demnach durchaus mit den Schwaiger Schichten parallelisiert werden. Nach Westen hin wird lediglich die brackische Fazies geringmächtiger und so keilt auch der Penzberger Untere Sand aus, zumindest in seiner in Penzberg üblichen Ausbildung und Mächtigkeit. Bei der Profilaufnahme der Bohrungen im Peißenberger Ostfeld ist, weil in dieser Position nicht erwartet, nicht besonders darauf geachtet worden, ob der Penzberger Untere Sand nicht doch noch mit geringmächtigen Ausläufern hier vortreten oder in anderer Fazies als äquivalente Lage nachzuweisen ist.

Das Liegende der Peißenberger Haupt-Flözgruppe ist als Bunte Molasse entwickelt. Dies ist vereinbar mit der regionalen Entwicklung des entsprechenden Profilschnittes von Ost nach West. Bereits im Penzberger Revier keilen die brackischen Lagen weitgehend aus. Nach Westen zu könnten sich noch besonders die brackischen Horizonte des Liegenden der Miesbacher Haupt-Flözgruppe fortsetzen, doch sind aus dem entsprechenden Niveau keine Aufnahmen bekannt.

Parallelisiert man wie bisher üblich die Peißenberger Haupt-Flözgruppe mit der Penzberger Flözgruppe unterhalb des Unteren Sandes (Flöz 0—24), so entspricht die regionale Faziesverteilung nicht der regulären, insofern die westlichen Profile brackischer sind als die östlichen. Sollte dies zutreffen, dann müßten in diesem Falle eigentlich erst recht die erwähnten brackischen Basis-horizonte der Miesbacher Flözgruppe über die Nonnenwald-Mulde hinaus nach Westen reichen, was jedoch nicht zutrifft. Das Liegende der Peißenberger Haupt-Flözgruppe unmittelbar unter Flöz 25 und 26 ist ganz als Bunte Molasse ausgebildet.

Das Hangende der Peißenberger Haupt-Flözgruppe ist nach Osten zu in mariner Fazies (Promberger Schichten) entwickelt, die westlich der Bohrung „Auf dem Alta“ in tieferen Schichten auskeilt und im Peißenberger Revier in brackische übergeht. Die marine Fazies stellt sich aber auch hier wieder in höheren Horizonten teilweise ein und schließt etwa mit dem Peißenberger Oberen Sand ab. Mit diesem Horizont, nahe der Chatt/Aquitane-Grenze (vgl. B. PAULUS 1963), ist der am weitesten nach Westen reichende und schließlich auch schon bald auskeilende Meeresvorstoß unmittelbar markiert. Er überlagert entsprechend der HARTMANNschen Regel die entsprechenden liegenden Horizonte. Bei der früher üblichen Parallelisierung würde im marinen und marin beeinflussten Bereich dagegen eine widersinnige Faziesverteilung eintreten, wie G. LENSCH und B. PAULUS zeigten, die noch auffallender wäre als im tieferen, brackischen Abschnitt.

Die Fazies des Oberen Sandes in Peißenberg ist durch ältere, einwandfreie Bestimmungen (vgl. BÄRTLING 1913, S. 106/107) gesichert und gut charakterisiert. Danach enthalten die Sandsteine teils sogar häufig marine Formen (u. a. *Cyprina rotundata* AGASSIZ, „*Arca* sp.“, *Panopea meynardi* DESHAYES), aber auch Bänke mit brackischen Fossilien. GILLITZER bestritt neuerdings den brackisch-marinen Faziescharakter dieser Schichten. Er gab dabei (1964, S. 518/519) das Vorkommen mariner Formen zwar zu, kommentierte aber jedes Vorkommen als bedeutungslos oder „ohne Beweiskraft“. Aber selbst dann ist es unberechtigt und widersprüchlich, diese Schichten „durchwegs als brackisch anzusprechen“.

Zusammenfassend läßt sich daher sagen, daß der Peißenberger Untere Sand mit dem Penzberger Unteren Sand nicht mehr parallelisiert werden kann.

GILLITZER (1964, Abb. 2) mußte bereits zwei zusätzliche Annahmen einfügen, um die früher übliche Parallelisierung weiter vertreten zu können. So fordert er für das Peißenberger Ostfeld eine „marine Ingression aus dem Nordmeer“, die sich hier im Hangenden des Unteren Sandes auswirkt. Er nimmt ferner an, daß weiter östlich „eine Absenkung des gesamten Molasseprofils um 400 m eingetreten ist“ (S. 523). Diese Annahmen, jedoch nicht die einfache Schichtparallelisierung, wie sie LENSCH und PAULUS durchgeführt haben, würden dazu führen, daß die Probleme „nunmehr noch verwickelter“ werden. Es bedarf dieser und weiterer Annahmen jedoch nicht, wenn nur der *stets begrenzte* Leitwert einzelner charakteristischer Horizonte nicht überschätzt wird.

4. Zusammenfassung und Überblick

Die Arbeit befaßt sich mit der Sedimentationsabfolge in Profilen der chattischen Brackwasser-Molasse, in einer Auswahl, die vom Mittelfeld der Haushamer Mulde bis zum Ostfeld der Peißenberger Mulde reicht. Sie untersucht die Profile vergleichend im Hinblick auf die Möglichkeiten einer methodisch gesicherten Parallelisierung. Dazu müssen auch in der Molasse zunächst Profile sorgfältig Schicht-für-Schicht aufgenommen werden. Dies ist umso wichtiger, weil paläontologisch mit Leitfossilien, so wie es im einzelnen erforderlich wäre, hier nicht gearbeitet werden kann.

Die Brackwasser-Molasse umfaßt eine faziell reich gegliederte Schichtenfolge. Die zwangsläufige Aufgabe liegt darin, die Faziesverteilung in räumlicher und zeitlicher Hinsicht festzustellen. Ist sie willkürlich oder bestimmten Regeln unterworfen? Diese Frage mußte zunächst beantwortet werden.

Am einzelnen Profil wird zunächst gezeigt, daß die Fazies unter bestimmten paläogeographischen Voraussetzungen zeitlich im zyklischen Rhythmus wechselt

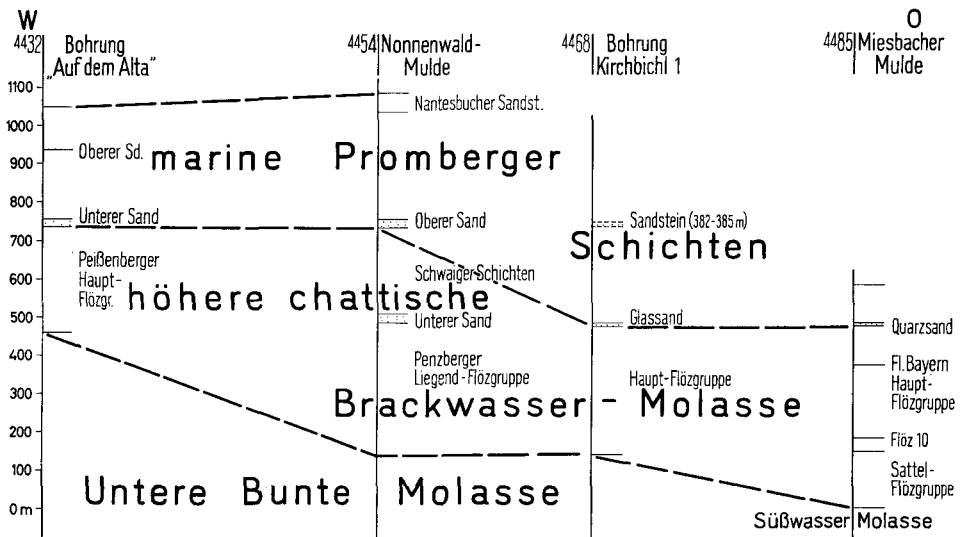


Abb. 2. Stratigraphische Übersicht der höheren chattischen Brackwasser-Molasse.

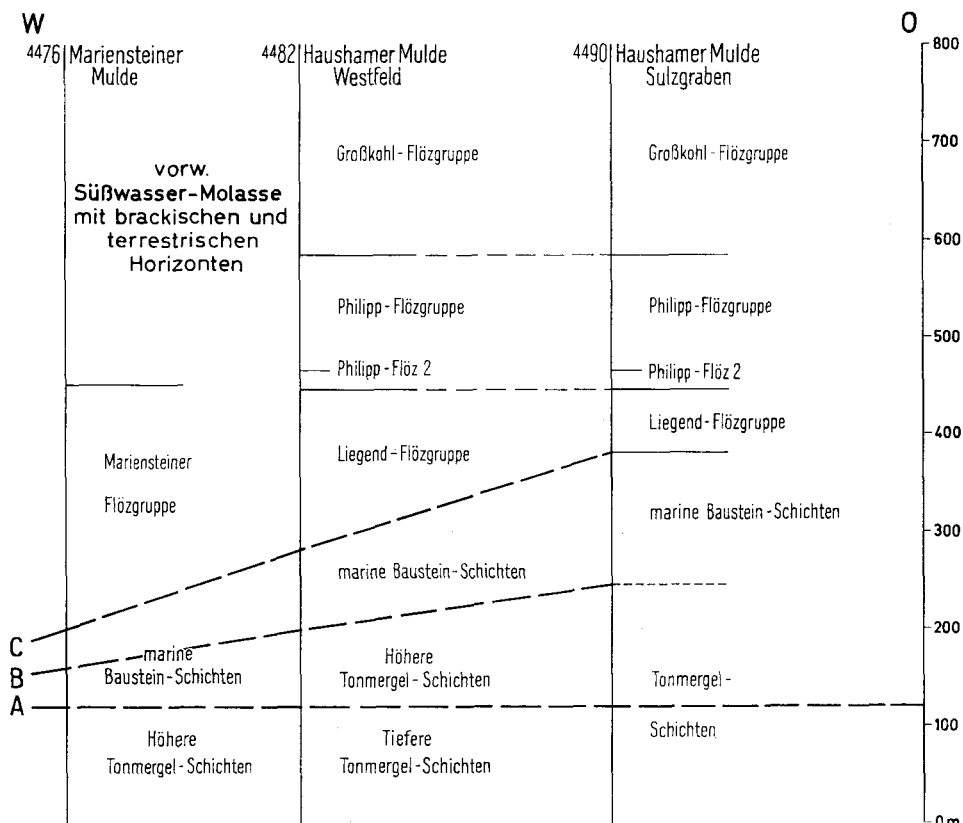


Abb. 3. Stratigraphische Übersicht der tieferen chattischen Brackwasser-Molasse. A: vorläufige Zeitgrenze Rupel/Chart. B: Unterkante der Grobschüttung der Baustein-Schichten. C: Faziesgrenze marine Molasse/Brackwasser-Molasse.

und sich wiederholt. Es sind einzelne und übergeordnete Zyklen erkennbar, die das Profil der Brackwasser-Molasse in kleine und große Abschnitte gliedern. Diese können untereinander Abweichungen hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und Fazies aufweisen.

Der Vergleich zahlreicher Profile innerhalb eines Muldenbereiches zeigt, daß der einzelne Zyklus, folglich auch der übergeordnete Zyklus, seine Mächtigkeit und seine (bio-)fazielle Ausbildung beibehält, bzw. diese in der Regel nur allmählich, jedoch nicht willkürlich, ändert. Die zyklische Gliederung kann daher hier im Sinne einer stratigraphischen Feingliederung verwendet werden, so daß auf dieser Grundlage eine eindeutige Parallelisierung von Horizonten und Schichten möglich ist.

Der Versuch, Profile, die für verschiedene Mulden bzw. Muldenabschnitte repräsentativ sind, zu parallelisieren, ließ sich bei Berücksichtigung der faziellen Ausbildung und insbesondere der zyklischen Gliederung gleichermaßen durchführen. Einige Regeln der Faziesverteilung sind dabei gut erkennbar und zu beachten, weil sie für die Methodik der Untersuchungen sowie für die regionale Gliederung der Brackwasser-Molasse (Abb. 2 u. 3) wichtig sind.

Als erstes wird bestätigt, daß in der regionalen Faziesverteilung die Gesamtanteile der brackisch-marinen Fazieshorizonte von West nach Ost an Mächtigkeit zunehmen. Die Zunahme erfolgt dadurch, daß in entsprechenden Profilabschnitten sowohl die einzelnen Horizonte mächtiger werden, als auch neue Horizonte sich von Osten einschieben. Diese und weitere Beobachtungen weisen darauf hin, daß jeweils ein bestimmter Brackwasser-Horizont einen im Prinzip durchgehenden Meeresvorstoß von Osten markiert.

Die Veränderungen innerhalb einer Schicht erfolgen allmählich. Bestimmte Horizonte lassen sich daher weit verfolgen, liegen aber schließlich in einer Ausbildung vor, die der anfangs betrachteten nur mehr äquivalent ist. So ergibt sich die Regel, daß jede in ihrer Ausbildung definierte Schicht schon innerhalb der untersuchten Molasse in ihrer räumlichen Ausdehnung begrenzt ist. Es gibt in diesem Sinne keine durchgehenden Horizonte oder Schichten. Je enger die Definition, je rascher der Übergang, wobei nach Osten hin der marine Einfluß jeweils immer zunimmt bzw. nach Westen abnimmt.

Dank der zyklischen Sedimentationsvorgänge können faziell gleiche Schichten oder Horizonte wiederholt auftreten. Dabei verschiebt sich ihre räumliche Verteilung oft nach einer Regel, die HARTMANN (1938) formuliert hat. Sie besagt, daß aufeinanderfolgende, faziell gleiche Horizonte sich dachziegel-förmig überlagern. Wie erwähnt, markiert die Fazies der Horizonte die Reichweite des marinen Einflusses. Je nachdem, wie sich nun die Horizonte überlappen, d. h. ob jeweils die hangenden oder liegenden weiter nach Westen vorgreifen, wird in dieser „vorwärtsschreitenden Überlagerung (progressive Superposition)“ bzw. in der rückwärtsschreitenden im O—W-Profil nach HARTMANN die herrschende Tendenz der Faziesentwicklung angegeben.

Die Gliederung des Profils der oberbayerischen Brackwasser-Molasse beruht demnach auf der Ausbildung eines wohl definierten Gesamt-Fazies-Gefüges. Erst mit diesem steht für paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen eine verbindliche Unterlage zur Verfügung. Die Bedeutung der Fossilien und die Notwendigkeit einer paläontologischen Bearbeitung ist ersichtlich in der Hervorhebung der Biofazies als wesentlicher Teil der Gesamtfazies. Nach paläontologischen Untersuchungen (vgl. H. ZÖBELEIN 1957, H. C. G. KNIPSCHER 1957, O. HÖLZL 1962) wird schließlich aber auch die gesamte Brackwasser-Molasse eingestuft und abgegrenzt, entsprechend den gebräuchlichen Bezeichnungen durch das Rupel im Liegenden und das Aquitan im Hangenden. Die Ergebnisse der Arbeit weisen darauf hin, daß die Rupel/Chat-Grenze bei uns an eine Faziesgrenze (Baustein-Schichten) gebunden ist. Die beiden einzigen Leitfossilien des Rupels (O. HÖLZL 1962) *Astarta kicksi* NYST und *Streptolathyrus multisulcatus* (NYST) können offensichtlich zusammen mit der Fazies der Tonmergel-Schichten die Rupel/Chat-Grenze überschreiten, die zur Zeit mit dem ersten Einsatz der chattischen Molluskenfauna festgelegt werden kann. Diese tritt bei uns in den marinen Baustein-Schichten auf und sinkt entsprechend der HARTMANNschen Regel von Ost nach West allmählich ab, so daß sich schließlich auch in diesem Fazieshorizont eine Rupel-Fauna einstellen könnte. Insofern müssen die Altersdatierungen der Schweizer Baustein-Schichten (RUTSCH 1961/1962) und der oberbayerischen miteinander nicht in Widerspruch stehen.

Schrifttum

- BÄRTLING, R.: Zur Tektonik des Hohenpeißenberges. — Z. prakt. Geol., **20**, S. 97—112, 3 Abb., Berlin 1912.
- GANSS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 402—495, 1 Taf., Hannover 1955.
- GILLITZER, G.: Zur Frage einer neuen Horizontierung der Kohlenmolasseschichten in Peißenberg und Penzberg/Nonnnenwald (Oberbayern). — Erdöl u. Kohle, **17**, S. 516—525, Hamburg 1964.
- GRIMM, W. D.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Molasse-Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1 und Rieden 1. — Geologica Bavarica, Nr. 33, 4 Abb., 10 Beil., München 1957.
- HARTMANN, E.: Geologie der Peißenberger Pechkohlen-Mulde. — Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt, H. 30, S. 23—46, 3 Taf., München 1938.
- HÖLZL, O.: Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung. — Geologica Bavarica, Nr. 50, 275 S., 13 Abb., 12 Taf., München 1962.
- KNIPSCHER, H. C. G.: Beitrag zur Einstufung der Promberger Schichten der Subalpinen Molasse Oberbayerns nach Kleinforminiferen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **23**, S. 87—89, Wiesbaden 1957.
- KRAUS, E.: Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu. — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Königsberg i. Pr., Nr. 28, 25 S., 1923.
- KRAUS, L. & PAULUS, B.: Neue Erkenntnisse über die Promberger Schichten und die kohleführenden Ablagerungen der Subalpinen Molasse zwischen Isar und Lech. — Erdöl u. Kohle, **15**, S. 783—790, Hamburg 1962.
- LENSCH, G.: Stratigraphie, Fazies und Kleintektonik der kohleführenden Schichten in der bayerischen Faltenmolasse. — Geologica Bavarica, Nr. 46, S. 3—52, München 1961.
- PAULUS, B.: Zur Stratigraphie und Fazies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. — Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **30**, Nr. 78, S. 53—97, Riehen/Basel 1963.
- RUTSCH, R. F.: Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, I. Teil. — Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **28**, Nr. 74, S. 27—32, Riehen/Basel 1961. — II. Teil: Ebenda, Nr. 75, S. 13—24, Riehen/Basel 1962.
- STEPHAN, W.: Molasse. — In: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8236 Tegernsee. — [In Druckvorbereitung].
- WEITHOFER, K. A.: Zur Kenntnis der oberen Horizonte der oligocänen Brackwassermolasse Oberbayerns und deren Beziehungen zur miocänen (oberen) Meeresmolasse im Gebiete zwischen Inn und Lech. — Verh. geol. Reichsanst., 1899, S. 269—282, Wien 1899.
— Das Pechkohlengebiet des bayer. Voralpenlandes und die Oberbayer. AG f. Kohlenbergbau. — München 1920.
- ZIMMERLE, W.: Sedimentology of a tertiary beach sand in the subalpine Molasse Trough. — Developments in Sedimentology, **1**, S. 447—457, 6 Abb., Amsterdam 1964.
- ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **23**, S. 1—76, Wiesbaden 1957.
— Über die Bausteinschichten in der Subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 261—265, Hannover 1962.

Die Molluskenfauna aus dem Grenzbereich Burdigal—Helvet im Kaltenbach-Gernergraben, Landkreis Miesbach/Oberbayern (Vorläufige Mitteilung)

Mit 4 Tafeln

Von OTTO HÖLZL¹⁾

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	258
1. Einführung und Problemstellung	259
2. Lithofazies und Fossilführung	259
3. Die stratigraphische und räumliche Verbreitung der aus dem Gernergraben vorliegenden Molluskenfauna in Ober- und Niederbayern, in Oberösterreich und im Wiener Becken	261
4. Beschreibung der neuen Arten und Unterarten	276
5. Bemerkungen zur regionalen und stratigraphischen Verbreitung der wichtigsten Formengruppen aus der Schichtenfolge 8 a des Gernergrabens	281
6. Ergebnisse	285
7. Zusammenfassung	286
8. Wichtigstes Schrifttum	287
9. Anhang	288

Vorwort

Die vorliegende Arbeit behandelt die aus dem Grenzbereich Burdigal—Helvet vom Gernergraben, einem Seitengraben des Kaltenbachgrabens (O. HÖLZL 1958, Abb. 1, S. 26) stammende Molluskenfauna.

Dieses Vorkommen, das vom Verfasser im Jahre 1928 entdeckt und gegenwärtig noch ausgebeutet wird, zählt, was Artenreichtum betrifft, zu den erst-rangigen Fundstellen im Bereich der miozänen Molasse Oberbayerns. Aus diesen und anderen Gründen dürfte es angebracht sein, von einer monographischen Bearbeitung dieser Molluskenfauna vorläufig Abstand zu nehmen. Die Fauna wird daher, mit Ausnahme der neuen Arten und Unterarten, ohne Beschreibung veröffentlicht. Das Material wird in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes in München und in der eigenen Sammlung aufbewahrt.

Zur Bestimmung der Mollusken stand mir neben der einschlägigen Literatur ein umfangreiches Vergleichsmaterial aus dem Wiener Becken u. a. den „Grunderschichten“ zur Verfügung²⁾. Die Bestimmung bot speziell bei den vielen Kleinformen große Schwierigkeiten, was auf die zum Teil schlechte Erhaltung und die Deformation zurückzuführen ist.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Direktor Dr. H. NATHAN, Amtsvorstand am Bayerischen Geologischen Landesamt in München, für die Aufnahme

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. h. c. OTTO HÖLZL, 8164 Hausham, Grenzstraße 14.

²⁾ Den Herren Dr. H. SCHAFFER, Dr. F. STEININGER und Prof. Dr. H. ZAPFE, sämtlich in Wien, danke ich für die Überlassung von Vergleichsmaterial aus dem Wiener Becken und für die Beschaffung von Literatur.

der Arbeit in „Geologica Bavarica“ und für die Genehmigung zur Herstellung der Fossiltafeln zu danken sowie Herrn TORPIER am Bayerischen Geologischen Landesamt in München für seine Bemühungen bei den fototechnischen Arbeiten zur Herstellung dieser Tafeln.

1. Einführung und Problemstellung

Der Kaltenbachgraben zählt, was Fossilreichtum und Aufschlußverhältnisse der miozänen Ablagerungen betrifft, zu den bekanntesten Lokalitäten im Bereich der Miozänmolasse Oberbayerns (vgl. bereits C. W. v. GÜMBEL 1861, 1875 u. a.).

Die von O. HÖLZL (1958) durchgeführte monographische Bearbeitung der Burdigalfauna erbrachte das speziell für die Molassestratigraphie wichtige Ergebnis, daß die im klassischen Profil des Kaltenbachgrabens auftretenden Schichtenfolgen erstmals nach stratigraphischen Prinzipien koordiniert werden konnten. Dabei wurden aufgrund der im Laufe vieler Jahre horizontiert durchgeführten Fossilaufsammlungen das Burdigal und das im Profil höher liegende Helvet in das stratigraphische Schema eingeordnet.

Ausgeklammert aus einer präzisierten Altersaussage war der im Kaltenbach- und im Gernergraben in konkordanter Lagerung auf das Burdigal folgende Schichtenstoß, der 1958 (S. 323) als „Grenzhorizont“ bezeichnet worden war.

Aufgrund der besonders in den letzten Jahren im Gernergraben (= Schichtenfolge 8a) durchgeführten Neuaufsammlungen und des derzeitigen Standes der Faunenkenntnis sind nunmehr die Voraussetzungen für eine sichere Alterszuweisung des „Grenzhorizontes“ gegeben.

Die Population der Schichtenfolge 8a steht bezüglich des gemeinsamen Auftretens einer relativ großen Anzahl reliktscher, aus dem Burdigal bekannter und in jüngeren Schichtstufen dominierender Molluskenarten in einem deutlichen Kontrast zu der Fauna des in konkordanter Lagerung darüberliegenden Schichtenstoßes (9, 10, 11), der mit Sicherheit dem Helvet angehört. Das bezieht sich auch auf die im Kaltenbachgraben und auf die anderen im gleichen stratigraphischen Niveau liegenden Vorkommen im Bereich der miozänen Molasse Oberbayerns; desgleichen bestehen in Bezug auf den Artenreichtum keine Parallelen zu den oben genannten Helvet-Vorkommen.

2. Lithofazies und Fossilführung

Der im Kaltenbachgraben am westlichen Hangfuß auftretende Grenzhorizont (Schichtenfolge 8) setzt sich in östlicher Streichrichtung im Oberlauf des Gernergrabens fort (Schichtenfolge 8a). Die Mächtigkeit im Gernergraben, von der Oberkante des Burdigals aus gemessen beträgt 26 m und ist mithin etwas stärker als im Hauptgraben. An beiden Vorkommen folgen unmittelbar an das Burdigal grenzend graue, verfestigte, mit kleinen Geröllen und Schalenrümmern angereicherte, zum Teil flaserig-mergelige, fein- bis grobkörnige Sande und Sandsteine.

Im höheren Teil der gegenwärtig nur im Gernergraben aufgeschlossenen Schichtenfolge treten ungeschichtete, meist zerquetschte Mergel und in diese eingeschaltet sandig-kalkige Bänke auf, die, gleich den Mergeln, mehrmals auskeilen und unregelmäßig zerstreut in der Schichtenfolge liegen.

Die sandig-kalkige Serie führt fast ausnahmslos angehäuft zertrümmerte Schalen z. T. großwüchsiger Mollusken und auch reichlich Gerölle. Vorherrschend sind kleine bis erbsgroße, seltener größere (bis zu 20 oder 40 mm ϕ) Gerölle, die fast alle gut abgerundet sind. Nicht allzu selten sind auch in Lignit umgewandelte größere Schwemmholzreste, die mitunter von *Teredo* sp. angebohrt sind. Limnisch-terrestrische Mollusken, z. B. *Planorbarius* oder *Limnaea*, konnten nicht beobachtet werden.

Der stetige Wechsel der im Habitus sehr verschiedenen Sedimente und die in unregelmäßigen Abständen eingeschalteten „Muschelschillagen“, ferner die reichliche Geröllführung und nicht zuletzt die häufigen inkohlten Schwemmholzreste lassen auf eine in bewegten Gewässern innerhalb der Strandzone erfolgte Sedimentierung schließen.

Die vorwiegend aus dem mittleren und höheren Teil der oben skizzierten Schichtenfolge des Gernergrabens stammende Molluskenfauna umfaßt mit Ausnahme der meist zertrümmerten großwüchsigen für das Burdigal typische Formen in der Mehrzahl kleinwüchsige Molluskenarten, unter denen Gastropoden vorherrschen.

Das Faunenbild wird außer durch Korallen und Bryozoen durch Mollusken repräsentiert, u. a. durch die Gattungen *Nucula*, *Yoldia*, *Barbatia*, *Arcopsis*, *Glycymeris*, *Limopsis*, *Lima*, *Cardita*, *Begonia*, *Loripes*, *Myrtea*, *Phacoides* usw., und vor allem durch die Gastropodengattungen *Callistoma*, *Gibbula*, *Pirenella*, *Tympanotonus*, *Turritella*, *Polinices*, *Natica*, *Sinum*, *Dorsanum*, *Hinia*, *Trigonostoma*, *Narona*, *Clavus*, *Conus*, *Terebra* usw.

Die Faunenassoziation steht wegen des Auftretens vieler aus jüngeren Schichtstufen bekannter Arten in einem deutlichen Kontrast zu der aus dem Burdigal bekannten Molluskenfauna. Bemerkenswert ist ferner, daß die für den Helvet-Schlier Oberösterreichs typischen Arten verhältnismäßig selten und auf eine geringere Anzahl beschränkt sind.

Schon aus der Litho- und Biofazies können auf die Altersstellung der Schichtenfolge Folgerungen gezogen werden: Aufgrund des Nachweises der vielen jüngeren Arten darf mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die Fauneningression nur im Zusammenhang mit der zu Beginn des Unterhelvets einsetzenden Transgression erfolgt sein kann. Dabei ist ferner anzunehmen, daß die hier vorhandene Fazies der Transgression, auf kleinere Räume beschränkt, die ältere Strandzone des Burdigalmeeres überflutete. Nur hierdurch läßt sich das relativ häufige Vorkommen burdigaler Molluskenreste erklären.

In der im nächsten Kapitel folgenden stratigraphischen Verbreitungstabelle werden die aus der marinen miozänen Meeresmolasse Ober- und Niederbayerns vorliegenden Molluskenarten, soweit diese bestimmt sind, aufgeführt.

Die stratigraphische Koordinierung der aus der Schichtenfolge 8 a im Gernergraben vorliegenden Molluskenfauna beschränkt sich auf die zeitlich äquivalenten Vorkommen in Oberösterreich und im Wiener Becken. Die in den oben genannten östlichen Faunenprovinzen fehlenden Arten werden an anderer Stelle gesondert angeführt.

Für die stratigraphische Nomenklatur kommen die für das Miozän Bayerns und der östlichen Anschlußgebiete zur Zeit gebräuchlichen Stufenbezeichnungen zur Anwendung.

	Oberbayern				Niederbayern		Oberöst. Wiener Becken		
	Oligo- zän	Aquitain	Burdigal	Helvet	Burdigal	Helvet	Helvet	Burdigal	Torton
20 <i>Xenophora (Trochotugurium) deshayesi</i> (MICHELOTTI)									
21 <i>Aporrhais (Drepanocheilus) speciosa megapolitana</i> (BEYRICH)									
22 <i>Pirula (Pirula) condita</i> (BRONGNIART); Taf. 3, Fig. 26									
23 <i>Typhis (Lyrothyphis) cuniculosus</i> (NYST); Taf. 3, Fig. 29									
24 <i>Admete (Bonellitia) evulsa</i> (SOLANDER)									
25 <i>Turris (Gemmula) laticlavata</i> (BEYRICH)									
26 <i>Turris (Fusiturris) duchasteli</i> (NYST)									

Die stratigraphische Verbreitung miozäner Arten in Ober- und Niederbayern und im Wiener Becken

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Oberbayern			Niederbayern		Wiener Becken	
	Aquitain	Burdigal	Helvet	Burdigal	Helvet	Burdigal	Torton
27 <i>Nucula (Nucula) nucleus</i> (LINNÉ); Taf. 1, Fig. 1							
28 <i>Nuculana (Nuculana) mayeri</i> (v. GÜMBEL)							
29 <i>Anadara (Anadara) fichteli</i> var. (DESHAYES)							
30 <i>Anadara (Anadara) fichteli</i> aff. <i>abbreviata</i> SACCO							
31 <i>Arcopsis lactea</i> (LINNÉ); Taf. 1, Fig. 6							
32 <i>Glycymeris (Glycymeris) cor</i> (LAMARCK); Taf. 1, Fig. 15, 15 a							
33 <i>Glycymeris (Glycymeris) fichteli</i> (DESHAYES)							
34 <i>Glycymeris (Glycymeris) aff. pilosa deshayesi</i> (MAYER); Taf. 1, Fig. 8							
35 <i>Mytilus (Mytilus) cf. haidingeri</i> M. HÖRNES							
36 <i>Pecten</i> cf. <i>pseudobeudanti</i> DÉPERÈT & ROMAN							
37 <i>Chlamys</i> cf. <i>gigas</i> (SCHLOTHEIM)							
38 <i>Chlamys multistriata tauperstriata</i> SACCO							

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Oberbayern			Niederbayern		Wiener Becken	
	Aquitain	Burdigal	Helvet	Burdigal	Helvet	Burdigal	Torton
39 <i>Chlamys scabrella</i> juv. (LAMARCK); Taf. 1, Fig. 18							
40 <i>Ostrea</i> (<i>Crassostrea</i>) cf. <i>gryphoides</i> (SCHLOTHEIM)							
41 <i>Cardita</i> (<i>Cardiocardita</i>) <i>partschii</i> GOLDFUSS							
42 <i>Cardita</i> (<i>Cyclocardia</i>) <i>scalaris</i> (SOWERBY); Taf. 2, Fig. 4							
43 <i>Polymesoda convexa percostata</i> HÖLZL; Taf. 2, Fig. 8							
44 <i>Taras</i> (<i>Taras</i>) <i>trigonulus</i> (BRONN); Taf. 2, Fig. 9							
45 <i>Loripes</i> (<i>Microloripes</i>) <i>dendatus</i> (BASTEROT)							
46 <i>Phacoides</i> (<i>Lucinoma</i>) <i>barrandei</i> (MAYER)							
47 <i>Eomiltha</i> (<i>Gibbolucina</i>) <i>transversa</i> (BRONN)							
48 <i>Laevicardium</i> (<i>Laevicardium</i>) <i>johanna</i> HÖLZL							
49 <i>Cardium</i> (<i>Cerastoderma</i>) aff. <i>edule</i> <i>greseri</i> MAYER-WOLFF							
50 <i>Cardium</i> (<i>Cerastoderma</i>) <i>forte-</i> <i>lamellatum</i> HÖLZL							
51 <i>Cardium</i> (<i>Parvicardium</i>) <i>papillosum</i> (POLI); Taf. 2, Fig. 19							
52 <i>Cardium</i> (<i>Acanthocardia</i>) <i>moeschanum</i> MAYER							
53 <i>Cardium</i> (<i>Acanthocardia</i>) cf. <i>praeaculeatum</i> HÖLZL; Taf. 2, Fig. 18 .							
54 <i>Cardium</i> (<i>Rudicardium</i>) <i>grande</i> HÖLZL							
55 <i>Pitaria</i> (<i>Paradione</i>) <i>italica</i> (DEFRANCE)							
56 <i>Pitaria</i> (<i>Paradione</i>) cf. <i>lilacinoides</i> (SCHAFFER)							
57 <i>Pitaria</i> (<i>Cordiopsis</i>) <i>schafferi</i> KAUTSKY; Taf. 2, Fig. 22							
58 <i>Spisula</i> (<i>Spisula</i>) <i>subtruncata</i> <i>bavarica</i> HÖLZL							
59 <i>Spisula</i> (<i>Spisula</i>) <i>subtruncata</i> <i>triangula</i> (RENIERI); Taf. 2, Fig. 24 . .							
60 <i>Iphigenia lacunosa</i> (CHEMNITZ)							
61 <i>Corbulomya</i> (<i>Lentidium</i>) <i>modelli</i> (HÖLZL)							
62 <i>Gibbula</i> (<i>Colliculus</i>) <i>biangulata</i> <i>porella</i> (GREGORIO); Taf. 3, Fig. 6 . .							
63 <i>Diloma</i> (<i>Oxysteles</i>) <i>amedei granellosa</i> (SACCO)							

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Oberbayern			Niederbayern		Wiener Becken	
	Aquitain	Burdigal	Helvet	Burdigal	Helvet	Burdigal	Torton
64 <i>Nerita (Theliostyla) plutonis</i> (BASTEROT); Taf. 3, Fig. 13							
65 <i>Niso (Niso) terebellum acarinatocincta</i> SACCO							
66 <i>Pirenella hornensis</i> (SCHAEFFER)							
67 <i>Pirenella plicata moldensis</i> (SCHAEFFER)							
68 <i>Pirenella plicata</i> cf. <i>trinodosa</i> (SCHAEFFER)							
69 <i>Pirenella nodosoplicata nodosoplicata</i> (M. HÖRNES)							
70 <i>Turritella (Turritella) terebralis</i> LAMARCK							
71 <i>Turritella (Turritella) terebralis</i> <i>gradata</i> MENKE							
72 <i>Turritella (Haustator) eryna rotundata</i> SCHAEFFER							
73 <i>Turritella (Haustator) aff. doublieri</i> MATHERON							
74 <i>Turritella (Haustator) vermicularis</i> <i>lineatocincta</i> SACCO							
75 <i>Protoma (Protoma) cathedralis</i> <i>paucicincta</i> SACCO							
76 <i>Protoma (Protoma) cathedralis</i> <i>quadricincta</i> SCHAEFFER							
77 <i>Architectonica (Architectonica) caro-</i> <i>collata semitypica</i> SACCO; Taf. 3, Fig. 12							
78 <i>Lemintina arenaria</i> (LINNÉ)							
79 <i>Polinices (Lunatia) catena</i> var. (DA COSTA)							
80 <i>Natica (Nacca) millepunctata tigrina</i> (DEFRANCE); Taf. 3, Fig. 18							
81 <i>Natica (Nacca) transgrediens</i> SCHAEFFER							
82 <i>Natica (Nacca) epiglottina</i> aff. <i>moldensis</i> SCHAEFFER							
83 <i>Calyptraea (Calyptraea) chinensis</i> <i>taurostriatellata</i> SACCO							
84 <i>Calyptraea (Bicatillus) deformis</i> LAMARCK; Taf. 3, Fig. 19							
85 <i>Calyptraea (Bicatillus) deformis</i> <i>irregularis</i> DOLLF. & DAUTZENB. Taf. 3, Fig. 20							
86 <i>Sinum (Sinum) aquense</i> (RECLUZ); Taf. 3, Fig. 21							
87 <i>Xenophora (Trochotugurium) cf.</i> <i>cumulans transiens</i> (SACCO)							

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Oberbayern			Niederbayern		Wiener Becken	
	Aquitain	Burdigal	Helvet	Burdigal	Helvet	Burdigal	Torton
88 <i>Erato laevis</i> DOVONAN; Taf. 3, Fig. 22 .							
89 <i>Schilderia</i> cf. <i>semidenticulata</i> (SACCO) .							
90 <i>Semicassis</i> (<i>Semicassis</i>) <i>subsulcosa</i> <i>subsulcosa</i> (R. HÖRN. & AUINGER) . . .							
91 <i>Pirula</i> (<i>Pirula</i>) <i>cingulata</i> (BRONN) . . .							
92 <i>Murex</i> (<i>Haustellum</i>) <i>partschi</i> M. HÖRNES							
93 <i>Typhis</i> (<i>Pagodula</i>) <i>vaginata</i> (JAN) . . .							
94 <i>Anachis</i> (<i>Costanachis</i>) cf. <i>corrugata</i> (BELLARDI)							
95 <i>Dorsanum</i> (<i>Dorsanum</i>) <i>haueri scalata</i> (SCHAFFER)							
96 <i>Dorsanum</i> (<i>Dorsanum</i>) <i>intermedium</i> (HÖLZL); Taf. 3, Fig. 36							
97 <i>Amyclina badensis praecursor</i> HÖLZL .							
98 <i>Northia</i> (<i>Cominella</i>) <i>angusta</i> HÖLZL .							
99 <i>Oliva</i> (<i>Neocylindricus</i>) <i>dufresnei</i> BASTEROT; Taf. 4, Fig. 13							
100 <i>Ancilla</i> (<i>Ancilla</i>) <i>obsoleta</i> (BROCCHI); Taf. 4, Fig. 14							
101 <i>Tudicla</i> (<i>Tudicla</i>) <i>rusticula rusticula</i> (BASTEROT)							
102 <i>Tudicla</i> (<i>Tudicla</i>) <i>rusticula hoernesii</i> (STUR); Taf. 4, Fig. 16							
103 <i>Cancellaria</i> (<i>Mercia</i>) <i>contorta</i> BASTEROT							
104 <i>Trigonostoma</i> (<i>Ventrilia</i>) <i>acutangulum</i> (FAUJAS); Taf. 4, Fig. 21							
105 <i>Trigonostoma</i> (<i>Trigonostoma</i>) <i>spini-</i> <i>ferum</i> (GRATELOUP); Taf. 4, Fig. 18 . . .							
106 <i>Clavagula</i> (<i>Clavagula</i>) <i>asperulata</i> <i>subsculpta</i> (SCHAFFER)							
107 <i>Perrona</i> (<i>Perrona</i>) <i>semimarginata</i> (LAMARCK)							
108 <i>Clavus</i> (<i>Drillia</i>) <i>allioni</i> (BELLARDI); Taf. 4, Fig. 27							
109 <i>Clavus</i> (<i>Drillia</i>) <i>pustulatus</i> (BROCCHI)							
110 <i>Genota</i> (<i>Genota</i>) <i>ramosa ramosa</i> (BASTEROT)							
111 <i>Conus</i> (<i>Chelyconus</i>) cf. <i>bitorosus</i> <i>exvetricosus</i> (SACCO)							
112 <i>Conus</i> (<i>Conolithus</i>) cf. <i>mediterraneus</i> HWASS-BRUGIÈRE							
113 <i>Hastula</i> (<i>Hastula</i>) <i>striata striata</i> (BASTEROT)							
114 <i>Terebra</i> (<i>Myurella</i>) <i>basteroti</i> NYST . .							
115 <i>Actaeon inflatus</i> BORSON							
116 <i>Ringicula</i> (<i>Ringiculella</i>) <i>auriculata</i> <i>paulucciae</i> MORLET							

Die regionale Verbreitung der nur im Helvet und in jüngeren Schichtstufen auftretenden Arten und Unterarten in Ober- und Niederbayern, Oberösterreich und im Wiener Becken

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Oberöst. Helvet- Schl.	Wiener Beck. Torton	
117 <i>Nucula (Nuccula) jeffreysi</i> (BELLARDI)					
118 <i>Nuculoma (Nuculoma)</i> <i>ehrlichi</i> (R. HÖRNES)					
119 <i>Nuculana (Nuculana)</i> <i>emarginata</i> (LAMARCK)					
120 <i>Nuculana (Nuculana)</i> cf. <i>fragilis</i> (CHEMNITZ)					
121 <i>Nuculana (Nuculana)</i> <i>boernesii</i> (BELLARDI)					Taf. 1, Fig. 2
122 <i>Nuculana (Nuculana)</i> sub- <i>fragilis</i> (R. HÖRNES)					
123 <i>Yoldia (Yoldia) nitida</i> (BROCCHI)					Taf. 1, Fig. 3
124 <i>Anadara (Anadara) diluvii</i> (LAMARCK)					Taf. 1, Fig. 4
125 <i>Barbatia (Barbatia) barbata</i> (LINNÉ)					Taf. 1, Fig. 5
126 <i>Arcopsis</i> aff. <i>papillifera</i> (M. HÖRNES)					Taf. 1, Fig. 7
127 <i>Bathyarca polyfasciata</i> (SISMONDAE)					
128 <i>Glycymeris (Glycymeris)</i> <i>cor dollfusi</i> (COSSMANN & PEYROT)					Taf. 1, Fig. 13, 13 a
129 <i>Glycymeris (Glycymeris)</i> <i>pilosa desbayesi</i> (MAYER)					Taf. 1, Fig. 14, 14 a
130 <i>Glycymeris (Glycymeris)</i> <i>texta</i> juv. (DUJARDIN)					Taf. 1, Fig. 16
131 <i>Limopsis (Pectunculina)</i> <i>anomalia</i> (EICHWALD)					Taf. 1, Fig. 9, 9 a
132 <i>Limopsis (Pectunculina)</i> aff. <i>anomalia minuta</i> (PHILIPPI)					
133 <i>Pleuromya</i> cf. <i>dumasi</i> (COSSMANN & PEYROT)					
134 <i>Pecten subarcuatus styriacus</i> HILBER					Taf. 2, Fig. 1
135 <i>Pecten</i> cf. <i>praebenedictus</i> TOURNOUER					
136 <i>Lima (Radula) lima</i> LINNÉ					Taf. 1, Fig. 17
137 <i>Ostrea (Ostrea) digitalina</i> DUBOIS					Taf. 2, Fig. 2

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Oberöst. Helvet- Schl.	Wiener Beck- Torton	
138 <i>Crassatella (Crassatina)</i> <i>concentrica</i> DUJARDIN					
139 <i>Begunia (Glans)</i> aff. <i>rugi-</i> <i>nosa</i> (COSSMANN & PEYROT)					
140 <i>Begunia (Glans)</i> <i>trapezia</i> (LINNÉ)					Taf. 2, Fig. 6
141 <i>Begunia (Glans)</i> aff. <i>subru-</i> <i>dista</i> (FRIEDBERG)					Taf. 2, Fig. 7
142 <i>Pisidium</i> cf. <i>priscum</i> EICHWALD					
143 <i>Anisodonta corbuloides</i> MAYER					
144 <i>Loripes (Loripes)</i> <i>dujardini</i> (DESHAYES)					
145 <i>Loripes (Microloripes)</i> <i>den-</i> <i>datus neglectus</i> (EICHWALD) .					
146 <i>Phacoides (Lucinoma)</i> <i>wolffi</i> (R. HÖRNES)					
147 <i>Phacoides (Lucinoma)</i> <i>borealis</i> aff. <i>ottnangensis</i> (R. HÖRNES)					Taf. 2, Fig. 13
148 <i>Myrtea (Myrtea)</i> <i>spiniifera</i> (MONTAGU)					Taf. 2, Fig. 11
149 <i>Cavilucina (Monitilora)</i> cf. <i>micbelotti</i> (MAYER)					
150 <i>Anodontia</i> cf. <i>fragilis</i> (PHILIPPI)					Taf. 2, Fig. 12
151 <i>Erycina (Erycina)</i> aff. <i>piai</i> KAUTSKY					Taf. 2, Fig. 15
152 <i>Cardium (Cerastoderma)</i> <i>edule</i> var. LINNÉ					Taf. 2, Fig. 17
153 <i>Dosinia (Orbiculus)</i> <i>lupinus</i> <i>lincta</i> POLI					Taf. 2, Fig. 20
154 <i>Gouldia minima</i> (MONTAGU)					Taf. 2, Fig. 21
155 <i>Venus (Mioclausinella)</i> <i>basteroti taurinensis</i> SACCO .					
156 <i>Venus (Circomphalus)</i> <i>plicata grundense</i> KAUTSKY .					Taf. 2, Fig. 23
157 <i>Donax (Paradonax)</i> <i>inter-</i> <i>media</i> R. HÖRNES					
158 <i>Macoma elliptica ottnangen-</i> <i>sis</i> (R. HÖRNES)					Taf. 2, Fig. 25
159 <i>Corbula (Corbula)</i> <i>revoluta</i> BROCCHI (var. <i>miotaurina</i> SACCO)					
160 <i>Thracia (Cyathodonta)</i> <i>grundensis</i> COSSMANN					Taf. 2, Fig. 26

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Oberöst. Helvet- Schl.	Wiener Beck. Torton	
161 <i>Laternula fuchsii</i> (R. HÖRNES)					
162 <i>Dentalium (Antalis) cf. crux</i> BOETTGER					
163 <i>Dentalium (Antalis) cf.</i> <i>vitreum</i> SCHRÖTER					Taf. 3, Fig. 1
164 <i>Emarginula clathraeformis</i> EICHWALD					
165 <i>Diodora (Lucapina) aff.</i> <i>apertura</i> MONTANARO					
166 <i>Diodora (Lucapina) italica</i> (DEFRANCE)					Taf. 3, Fig. 2
167 <i>Diodora (Lucapina) italica</i> <i>leprosa</i> (M. HÖRNES)					
168 <i>Callistoma (Callistoma) aff.</i> <i>beyrichi</i> (M. HÖRNES)					
169 <i>Callistoma (Callistoma)</i> <i>conulus</i> (LINNÉ)					
170 <i>Callistoma (Callistoma)</i> <i>ottnangense</i> (R. HÖRNES)					
171 <i>Callistoma (Callistoma)</i> <i>turricula</i> (EICHWALD)					
172 <i>Callistoma (Ampullotrochus)</i> <i>miliare</i> (BROCCHI)					Taf. 3, Fig. 3
173 <i>Callistoma (Ampullotrochus)</i> <i>miliare millegranum</i> (PHILIPPI)					
174 <i>Clanculus (Clanculopsis)</i> <i>aronis tuberculatus</i> (EICHWALD)					
175 <i>Astraea (Ormastralium)</i> <i>carinata</i> (BORSON)					Taf. 3, Fig. 7
176 <i>Theodoxus (Theodoxus) cf.</i> <i>morelli</i> (BELLARDI & MICHELOTTI)					
177 <i>Amaea (Acrilla) amoena sub-</i> <i>reticulata</i> (D'ORBIGNY)					Taf. 3, Fig. 8
178 <i>Odontostomia (Megastomia)</i> <i>conoidea</i> (BROCCHI)					
179 <i>Eulimella (Eulimella) sub-</i> <i>umbilicatoides</i> SACCO					
180 <i>Turbonilla (Turbonilla)</i> <i>pseudocostellata</i> (SACCO)					
181 <i>Melanella (Polygreulia)</i> <i>eichwaldi</i> (M. HÖRNES)					
182 <i>Turritella (Haustator) aff.</i> <i>eryna eryna</i> D'ORBIGNY					

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet-	Nieder- bayern Helvet-	Oberöst. Helvet- Schl.	Wiener Beck Torton	
183 <i>Turritella (Haustator) eryna</i> <i>turriiformis</i> VOORTHUISEN .					
184 <i>Architectonica (Archi- tectura) millegranum</i> (LAMARCK)					
185 <i>Natica (Nacca) millepunctata</i> <i>boernesi</i> FISCHER & TOURNOUER					Taf. 3, Fig. 17
186 <i>Strombiformis</i> cf. <i>subulatus</i> (DOVONAN)					
187 <i>Trivia (Sulcotrivia) dimiato-</i> <i>affinis dimiatoaffinis</i> SACCO					Taf. 3, Fig. 23, 23 a
188 <i>Semicassis (Semicassis)</i> cf. <i>neumayri</i> (R. HÖRNES)					
189 <i>Cymaticum (Lampusia)</i> <i>affine grundense</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
190 <i>Charonia (Sassia) tarbelliana</i> (GRATELOUP)					Taf. 3, Fig. 24
191 <i>Charonia (Sassia)</i> cf. <i>parvula</i> (MICHELOTTI)					
192 <i>Bursa (Lampasopsis) papillosa</i> (PUSCH)					
193 <i>Hexaplex?</i> (<i>Muricantha?</i>) <i>rudis</i> (BORSON)					Taf. 3, Fig. 30
194 <i>Trophinopsis (Pagodula)</i> cf. <i>varicosissima</i> (BONELLI)					
195 <i>Hadriana</i> aff. <i>craticulata</i> (LINNÉ)					Taf. 3, Fig. 35
196 <i>Typhis (Typhis) horridus</i> (BROCCHI)					Taf. 3, Fig. 28
197 <i>Aspella (Aspella) anceps</i> (LAMARCK)					
198 <i>Ocinebrina alternata</i> (BELLARDI)					
199 <i>Ocinebrina caelata</i> (GRATELOUP)					Taf. 3, Fig. 34
200 <i>Ocinebrina imbricata</i> (BROCCHI)					
201 <i>Ocinebrina crassilabiata</i> (HILBER)					
202 <i>Purpura (Tritonalia)</i> aff. <i>delbosiana friedbergi</i> (COSSMANN & PEYROT)					
203 <i>Mitrella (Atilia) carinata</i> (HILBER)					Taf. 3, Fig. 32

Schichtenfolge 8 a Vorkommen im Gernergraben	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Oberöst. Helvet- Schl.	Wiener Beck. Helvet	
204 <i>Mitrella (Atilia) petersi</i> (R. HÖRNES & AUINGER) . . .					
205 <i>Mitrella (Atilia) aff. fallax</i> (R. HÖRNES & AUINGER) . . .					Taf. 3, Fig. 31
206 <i>Mitrella (Scabra) bronni</i> (MAYER)					
207 <i>Dorsanum (Dorsanum)</i> <i>grundense</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
208 <i>Dorsanum (Dorsanum)</i> <i>miocenicum</i> (MICHELOTTI) . . .					
209 <i>Dorsanum (Dorsanum)</i> <i>neumayeri</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
210 <i>Dorsanum (Dorsanum) suessi</i> (R. HÖRNES & AUINGER) . . .					Taf. 4, Fig. 1
211 <i>Amyclina cf. laevissima</i> (BRUSINA)					
212 <i>Hinia (Uzita) hoernesii</i> (MAYER)					
213 <i>Hinia (Uzita) intersulcata</i> (HILBER)					
214 <i>Hinia (Uzita) limata</i> (CHEMNITZ)					
215 <i>Hinia (Uzita) pauli</i> (R. HÖRNES)					Taf. 4, Fig. 7
216 <i>Hinia (Uzita) styriaca</i> (AUINGER)					
217 <i>Hinia (Uzita) sub-</i> <i>quadrangularis</i> (MICHELOTTI)					Taf. 4, Fig. 6
218 <i>Hinia (Uzita) vulgatissima</i> (MAYER)					
219 <i>Hinia (Uzita) restitutiana</i> (PARTSCH)					Taf. 4, Fig. 4
220 <i>Hinia (Uzita) restitutiana</i> <i>inconstans</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
221 <i>Hinia (Uzita) aff. notter-</i> <i>becki</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					Taf. 4, Fig. 5
222 <i>Hinia (Uzita) rosthorni</i> <i>rosthorni</i> (PARTSCH)					
223 <i>Hinia (Uzita) rosthorni</i> <i>hilberi</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					Taf. 4, Fig. 2
224 <i>Hinia (Uzita) aff. rosthorni</i> <i>subpernecostata</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Wiener Beck- Helvet- Schl.	Oberöst. Torton	
225 <i>Hinia (Uzita) tonsura</i> (HILBER)					
226 <i>Hinia (Uzita) turbinella</i> (BROCCHI)					
227 <i>Euthria (Euthria) cornea</i> (LINNÉ)					Taf. 4, Fig. 9
228 <i>Cantharus (Pollia) barrandei</i> (M. HÖRNES)					
229 <i>Cantharus (Pollia)</i> <i>cheilostoma</i> (PARTSCH) . . .					
230 <i>Cantharus (Pollia)</i> <i>exculptus</i> (DUJARDIN) . . .					Taf. 4, Fig. 8
231 <i>Cantharus (Pollia) cf.</i> <i>varians</i> (MICHELOTTI) . . .					
232 <i>Cantharus (Pollia) cf.</i> <i>weinsteigensis</i> (R. HÖRNES & AUIINGER)					
233 <i>Latirus (Dolicholatirus) cf.</i> <i>rotbi</i> (BEYRICH)					
234 <i>Latirus (Pseudolatirus)</i> <i>bilineatus</i> (PARTSCH) . . .					
235 <i>Latirus (Latirus) cf. crassus</i> <i>vindobonensis</i> (CSEPREGY- MEZNERICS)					
236 <i>Aquilofuscus haueri</i> (R. HÖRNES)					
237 <i>Aquilofuscus cf. janoscheki</i> HÖLZL					
238 <i>Euthriofusus (Euthriofusus)</i> <i>burdigalensis</i> (BASTEROT) . .					Taf. 4, Fig. 11
239 <i>Euthriofusus (Euthriofusus)</i> <i>cf. virgineus</i> (GRATELOUP) .					
240 <i>Fusus (Aptyxis) cf.</i> <i>sismondei</i> MICHELOTTI . . .					Taf. 4, Fig. 12
241 <i>Fusus (Aptyxis) lamellosus</i> BROCCHI					
242 <i>Fusus (Aptyxis) cf.</i> <i>schwartzi</i> M. HÖRNES . . .					
243 <i>Fusus (Fusus) cf. bössii</i> PARTSCH					
244 <i>Ancilla (Baryspira) glandi-</i> <i>formis</i> (LAMARCK)					
245 <i>Ancilla (Baryspira) austriaca</i> (R. HÖRNES)					Taf. 4, Fig. 15
246 <i>Ancilla (Tortolivia) aff.</i> <i>subcanalifera</i> (D'ORBIGNY) .					

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Oberöst. Helvet Schl.	Wiener Beck Torton	
247 <i>Vexillum</i> (<i>Costellaria</i>) cf. <i>vindobonensis</i> (FRIEDBERG) .					
248 <i>Vexillum</i> (<i>Costellaria</i>) cf. <i>plicatulum</i> (BROCCHI) . . .					
249 <i>Thala</i> cf. <i>partschi</i> (M. HÖRNES)					
250 <i>Mitraria</i> (<i>Mitraria</i>) aff. <i>bellardi</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
251 <i>Cancellaria</i> (<i>Mercia</i>) <i>callosa</i> PARTSCH					Taf. 4, Fig. 17
252 <i>Trigonostoma</i> (<i>Trigonostoma</i>) <i>ampullaceum</i> (BROCCHI) . .					
253 <i>Trigonostoma</i> (<i>Trigonostoma</i>) <i>crenatum</i> (M. HÖRNES) . .					Taf. 4, Fig. 20
254 <i>Trigonostoma</i> (<i>Trigonostoma</i>) cf. <i>neugeborni</i> (M. HÖRNES) .					
255 <i>Trigonostoma</i> (<i>Trigonostoma</i>) <i>puschi</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					Taf. 4, Fig. 19
256 <i>Trigonostoma</i> (<i>Trigonostoma</i>) cf. <i>scabrum</i> (DESHAYES) . .					
257 <i>Narona</i> (<i>Sveltia</i>) <i>derto-</i> <i>varicosa</i> (SACCO)					
258 <i>Narona</i> (<i>Sveltia</i>) <i>lyrata</i> (BROCCHI)					Taf. 4, Fig. 23
259 <i>Narona</i> (<i>Sveltia</i>) <i>suessi</i> (R. HÖRNES)					Taf. 4, Fig. 22
260 <i>Narona</i> (<i>Sveltia</i>) <i>varicosa</i> <i>miocenica</i> (SACCO)					
261 <i>Narona</i> (<i>Brocchinia</i>) <i>mitrae-</i> <i>formis parvula</i> (BEYRICH) .					Taf. 4, Fig. 24
262 <i>Narona</i> (<i>Aneurystoma</i>) aff. <i>laurensii</i> (GRATELOUP) . . .					
263 <i>Aphera</i> (<i>Aphera</i>) <i>bronni</i> (BELLARDI)					
264 <i>Admete</i> (<i>Bonellitia</i>) <i>austriaca</i> (R. HÖRNES & AUINGER) . . .					
265 <i>Admete</i> (<i>Bonellitia</i>) <i>bonelli</i> (BELLARDI)					Taf. 4, Fig. 25
266 <i>Gibberula</i> aff. <i>miliaria</i> (LINNÉ)					
267 <i>Marginella</i> (<i>Valvarina</i>) <i>baueri</i> R. HÖRNES & AUINGER					
268 <i>Marginella</i> <i>sturi</i> R. HÖRNES					

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern	Nieder- bayern	Oberöst. Helvet Schl.	Wiener Beck. Torton	
	Helvet	Helvet			
269 <i>Marginella (Eratoides) eratoformis</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
270 <i>Clavatula (Clavatula) aff. granulato-cincta</i> (v. MÜNSTER)					
271 <i>Perrona (Perrona) carinifera</i> (GRATELOUP)					Taf. 4, Fig. 26
272 <i>Clavus (Drillia) obtusangulus</i> (BROCCHI)					
273 <i>Clavus (Drillia) sandleri</i> (PARTSCH)					
274 <i>Clavus (Drillia) raricostata</i> (BELLARDI)					
275 <i>Clavus (Drillia) suessi</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
276 <i>Turris (Turris) vermicularis</i> (GRATELOUP)					
277 <i>Gemmula (Gemmula) coronata</i> (v. MÜNSTER)					Taf. 4, Fig. 28
278 <i>Crassispira crispata</i> (JAN)					Taf. 4, Fig. 29
279 <i>Asthenotoma (Asthenotoma) pannus</i> (BASTEROT)					
280 <i>Bathytoma cataphracta dertogranosa</i> (SACCO)					
281 <i>Cytharia (Mangelia) rugulosa</i> (PHILIPPI)					
282 <i>Cochlespira lapugyensis</i> var. (MAYER)					
283 <i>Cochlespira marthae</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					Taf. 4, Fig. 30
284 <i>Cochlespira spiralis</i> (M. DE SERRES)					
285 <i>Raphitoma (Raphitoma) hispidula</i> (JAN)					Taf. 4, Fig. 31
286 <i>Raphitoma (Raphitoma) cf. submarginata</i> (D'ORBIGNY)					
287 <i>Genota (Genota) cf. stephaniae</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
288 <i>Genota (Pseudotoma) bonelli</i> (BELLARDI)					Taf. 4, Fig. 32
289 <i>Genota (Pseudotoma) idae</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
290 <i>Genota (Pseudotoma) malvinae</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Ober- bayern Helvet	Nieder- bayern Helvet	Oberöster- Helvet Schl.	Wiener Beck. Torton	
291 <i>Genota (Pseudotoma) praecedens</i> (BELLARDI)					
292 <i>Conus (Chelyconus) sturi</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
293 <i>Conus (Conolithus) aff. brezinae</i> R. HÖRNES & AUINGER					
294 <i>Conus (Conolithus) dujardini</i> DESHAYES					Taf. 4, Fig. 33
295 <i>Hastula (Hastula) striata cinereides</i> (R. HÖRNES & AUINGER)					
296 <i>Terebra (Myurella) exbistriata</i> SACCO					
297 <i>Actaeon inflatus</i> BORSON					Taf. 4, Fig. 34
298 <i>Ringicula (Ringiculella) auriculata</i> aff. <i>exilis</i> EICHWALD					
299 <i>Acteonina (Acteonina) heraclitica</i> BERGER					

Folgende Arten und Unterarten fehlen im Wiener Becken; ihre übrige regionale und stratigraphische Verbreitung ist wie folgt:

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Aquitaine	Piemontenesisch- lig. Becken
300 <i>Arcopsis lactea gaimardi</i> (PAYRADAU)		Elveziano, Tortoniano
301 <i>Cardita (Cardiocardita) monilifera</i> (DUJARDIN); Taf. 2, Fig. 3	Helvet (Tou- raine: Helvet)	
302 <i>Beguina (Glans) aculaeata taurosimplex</i> (SACCO); Taf. 2, Fig. 5		Elveziano
303 <i>Phacoides (Phacoides?) orbicularis</i> (DESHAYES)	Helvet, Torton	Elveziano- Astiano
304 <i>Phacoides (Phacoides?) orbicularis rotundelloides</i> (SACCO); Taf. 2, Fig. 14	Helvet	Elveziano-
305 <i>Myrtea (Myrtea) spinifera hiatelloides</i> (BASTEROT)	Burdigal	Astiano
306 <i>Myrtea (Myrtea) spinifera tenuicardinata</i> (COSSMANN & PEYROT)	Helvet	
307 <i>Macoma</i> cf. <i>leognanense</i> COSSMANN & PEYROT	Burdigal	
308 <i>Dentalium (Antalis) taurostriatum taurostriatum</i> (SACCO); Taf. 2, Fig. 28		Elveziano
309 <i>Dentalium (Antalis) taurostriatum subjuvvensis</i> SACCO		Elveziano
310 <i>Dentalium (Dentalium) cf. michelotti costulatio</i> SACCO		Elveziano, Tortoniano

Vorkommen im Gernergraben Schichtenfolge 8 a	Aquitaine	Piemontenesisch- lig. Becken
311 <i>Dentalium (Dentalium) michelotti rotundulina</i> SACCO		Elveziano, Tortoniano
312 <i>Callistoma (Ampullotrochus) cingulata</i> (BROCCHI); Taf. 3, Fig. 4		Elveziano- Astiano
313 <i>Callistoma (Ampullotrochus) cf. subexcavatus</i> <i>tauromialaris</i> (SACCO)		Elveziano
314 <i>Gibbula (Magulus) tauracutus gracilicincta</i> (SACCO) .		Elveziano
315 <i>Clanculus (Clanculopsis) granifer</i> (DODERLEIN) . . .		Tortoniano
316 <i>Astraea (Bolma) carinata prohenica</i> (SACCO) . . .		Elveziano, Tortoniano
317 <i>Astraea (Bolma) cf. fimbriata ornata</i> juv. (SACCO) .		Piacentiano
318 <i>Brotia (Tinnyea) cf. escheri aquitanica</i> (NOULET) . .	Burdigal (Tou- raine: Helvet)	
319 <i>Bittium (Bittium) reticulatum exferrugineum</i> (SACCO)	Burdigal, Helvet	
320 <i>Polinices (Lunatia) catena varians</i> (DUJARDIN); Taf. 3, Fig. 16	Helvet	
321 <i>Strombus (Canarium) aff. bonelli subcancellata</i> GRATELOUP	Burdigal	
322 <i>Tympanotonus (Tympanotonus) margaritaceus</i> aff. <i>grateloupi</i> (D'ORBIGNY); Taf. 3, Fig. 11	Aquitain, Burdigal	
323 <i>Ficopsis (Fulguroficus) burdigalensis spinulosa</i> GRATELOUP; Taf. 3, Fig. 27	Burdigal	
324 <i>Hadriana mioincrassata</i> SACCO; Taf. 3, Fig. 33 . . .	Helvet	Elveziano?, Tortoniano
325 <i>Trigonostoma (Ventrilia) bernardi</i> (MAYER)	Burdigal	
326 <i>Perrona (Perrona) striatulata</i> var. (LAMARCK) . . .	Burdigal	
327 <i>Cythara (Mangelia) aff. subcostellata</i> (D'ORBIGNY) . .	Aquitain-Torton	
328 <i>Pirula (Pirula) simplex</i> (BEYRICH); Taf. 3, Fig. 25 . .	verbreitet im Miozän des Nordseebeckens	

4. Beschreibung der neuen Arten und Unterarten

Genus: *Limopsis* SASSI 1827; Subgenus: *Pectunculina* D'ORBIGNY 1844

Nr. 329 *Limopsis (Pectunculina) anomala semicostata* nov. subsp.

Taf. 1, Fig. 10, 10a

Diagnose: Eine neue Unterart von *Limopsis (Pectunculina) anomala* (EICHWALD) mit folgender Besonderheit: Schalenoberfläche gegen die Analseite mit schwachen Radialrippen verziert.

Holotypus: Slg. O. HÖLZL im Bayerischen Geologischen Landesamt in München, Invent. Nr. 2533.

Locus typicus: Gernergraben (Schichtenfolge 8a).

Stratum typicum: Unterhelvet.

Derivatio nominis: semi (lat.) = halb; costa (lat.) = Rippe. Wegen der nur gegen die Analseite mit Radialrippen verzierten Oberfläche

Beschreibung: Kleinwüchsig, von spatelförmigen Umriß, höher als lang, stark gewölbt, mit kräftigem, geblähem, vorspringendem, näher an die Analseite verlagertem Wirbel. Hinterrand distal abgestutzt, an der Vereinigung mit dem Dorsalrand einen Winkel aufweisend. Vorderer Dorsalrand schief konvex, an der Vereinigung mit dem fast distal abfallenden Vorderrand nur eine schwache Winkelbildung zeigend. Ventralrand durchgebogen und gegen die Außenränder gerundet ansteigend. Verzierungen aus schmalen, schwach gekörnelten konzentrischen Lamellen bestehend, die gegen die Analseite von 4—5 mitunter ziemlich breiten, deutlich hervortretenden radialen Rippen übersetzt werden. Das freigelegte Schloß einer rechten Klappe zeigt eine unmittelbar unter der Wirbelspitze liegende tiefe, dreieckförmige Ligamentgrube, die deutlich gegen die beiderseitigen Zahnplatten abgegrenzt ist. Auf der vorderen Zahnleiste liegen 5, auf der hinteren 6 Lamellen.

Bemerkungen: Das Auftreten der neuen Unterart ist nach dem derzeitigen Stand der Faunenkenntnis auf das Vorkommen im Kaltenbach- und Gernergraben beschränkt. Aus der Population vom Gernergraben allein lagen 50 Exemplare vor, an denen die für diese Varietät typischen Merkmale mehr oder weniger ausgeprägt festgestellt werden konnten.

Maße: Länge: 6 mm, Höhe: 8 mm — Holotypus,
Länge: 7 mm, Höhe: 9 mm — Paratypoid.

Vorkommen: Kaltenbachgraben und Gernergraben, sehr häufig.

Genus: *Astarte* SOWERBY 1816; Subgenus: *Gonilia* STOLICZKA 1871

Nr. 330 *Astarte (Gonilia) ornata* nov. sp.

Taf. 1, Fig. 12, 12a

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Astarte*, zur Untergattung *Gonilia* gehörend, mit folgenden Besonderheiten: Klein, asymmetrisch dreieckförmig. Oberfläche verziert mit starken, auf der Analseite winkelig gekrümmten Rippen.

H o l o t y p u s : Slg. O. HÖLZL im Bayerischen Geologischen Landesamt in München, Invent. Nr. 2576 a.

L o c u s t y p i c u s : Gernergraben (Schichtenfolge 8 a).

S t r a t u m t y p i c u m : Unterhelvet.

D e r i v a t i o n o m i n i s : ornatus (lat.) = verziert. Wegen der mit gekrümmten Rippen verzierten Schalenoberfläche.

B e s c h r e i b u n g : Kleinwüchsig, ziemlich dickschalig, mäßig gewölbt, im Schalenumriß sehr verschieden, asymmetrisch dreieckförmig bis rundlich dreiseitig. Ausbildung der Außenränder somit verschieden. Wirbel klein, prosogyr, nach vorne gekrümmt. Lunularand wenig konkav. Verzierungen bestehend aus starken, konzentrischen Rippen, die entweder schwach wellig über die Oberfläche verlaufen oder meist nahe dem Arealrand winkelig durchgekrümmt sind. — Schloß linke Klappe: 2 a und 2 b von gleicher Stärke, oben in einen Winkel aneinander stoßend und mithin durch eine dreieckförmige Zahngrube getrennt; Schloß rechte Klappe: durch einen breiten, dreieckförmigen 3 a gekennzeichnet, während 3 b stark reduziert ist.

B e m e r k u n g e n : Die in der Population der Schichtenfolge 8 a recht häufige Form steht, sofern die konzentrischen Rippen nicht winkelig gekrümmt sind, der Gattung *Digitaria* ziemlich nahe, von der sich u. a. *D. burdigalensis* (DESHAYES) durch die breiteren, weniger erhabenen, im ganzen stärker durchgebogenen und keine Winkelbildung aufweisenden Rippen offensichtlich unterscheidet.

M a ß e : Länge: 6 mm, Höhe: 5 mm — Holotypus,
Länge: 6,2 mm, Höhe: 5,2 mm — Paratypoid.

V o r k o m m e n : Kaltenbachgraben (8) und Gernergraben, häufig.

Subgenus: *Tridonta* SCHUMACHER 1817

Nr. 331 *Astarte (Tridonta) intercalata* nov. sp.

Taf. 1, Fig. 11, 11 a

D i a g n o s e : Eine neue Art der Gattung *Astarte*, zur Untergattung *Tridonta* gehörend, mit folgenden Besonderheiten: Ziemlich großwüchsig, dickschalig, von dreieckförmigem Umriß, gleicher Höhe und Länge.

H o l o t y p u s : Slg. O. HÖLZL im Bayerischen Geologischen Landesamt in München, Invent. Nr. 2574 a.

L o c u s t y p i c u s : Gernergraben (Schichtenfolge 8 a).

S t r a t u m t y p i c u m : Unterhelvet.

D e r i v a t i o n o m i n i s : intercalare (lat.) = einschalten. Wegen ihrer vermittelnden Stellung zwischen drei aus miozänen Faunengebieten bekannten Arten.

B e s c h r e i b u n g : Die relativ großen Exemplare sind dickschalig, flach gewölbt, von dreieckiger Form und dorsal zugespitzt. Der median gelegene Wirbel wenig nach vorne gekrümmt. Hinterrand schief abgestutzt. Vorderrand abgerundet. Ventralrand leicht durchgebogen, gegen die beiderseitigen Außenränder gerundet ansteigend. Von der Skulptur zeigen sich, nur an wenigen

Exemplaren sichtbar, die untere Schalenhälfte einnehmende schwache, konzentrische Rippen von wechselnder Stärke. — Schloß rechte Klappe: 3 b bildet einen starken dreieckförmigen, fast senkrecht zur Wirbelspitze stehenden Ansatz, 3 a ist winzig, verkümmert.

Bemerkungen: Wie bereits in der Diagnose erwähnt, steht die aus der Population der Schichtenfolge 8 a stammende beschriebene Form in enger Beziehung zu drei aus miozänen Ablagerungsräumen bekannten Arten. Die vorliegenden Exemplare stehen bezüglich der Größe der von COSSMANN & PEYROT (1914 auf Taf. 1, Fig. 29—30) abgebildeten, als mut. *sallomacensis* bezeichneten Form von Salles sehr nahe. Abgesehen von dem etwas abweichenden Schalenumriß bestehen, nach der Beschreibung von COSSMANN & PEYROT beurteilt, weitere Unterschiede im Schloßbau und in der Skulptur. *A. (Tridonta) laevi-grandis*, durch STEININGER (1963) aus dem Burdigal von Fels am Wagram bekannt geworden, ist fast um das doppelte größer und unterscheidet sich u. a. in der fehlenden starken Berippung. *A. solidula* u. a., bekannt aus dem Elveziano des piemontenesisch-ligurischen Beckens, hat außer anderen Unterschieden einen gezähnelten Unterrand.

Maße: Länge: 20 mm, Höhe: 20 mm — Holotypus,
Länge: 20 mm, Höhe: 20 mm — Paratypoid.

Vorkommen: Kaltenbachgraben und Gernergraben, selten.

Genus: *Cuspidaria* NARDO 1840

Nr. 332 *Cuspidaria (Cuspidaria) proxima* nov. sp.

Taf. 2, Fig. 27

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Cuspidaria* mit folgenden Besonderheiten: Mit schmalen konzentrischen Rippen verzierte Schalenoberfläche und größere Dimension.

Holotypus: Slg. O. HÖLZL im Bayerischen Geologischen Landesamt in München, Invent. Nr. 2859.

Locus typicus: Gernergraben (Schichtenfolge 8 a).

Stratum typicum: Unterhelvet.

Derivatio nominis: proximus (lat.) = sehr nahe. Wegen der sehr großen Ähnlichkeit mit einer aus jüngeren Schichten bekannten Art.

Beschreibung: Klein-mittelgroß, von quer-ovalen Umriß, vorne hoch, stark gewölbt, hinten niedrig, in einen verlängerten, stumpf endenden Schnabel auslaufend. Der geblähte, wenig nach vorne gekrümmte Wirbel ist mehr nach hinten verlagert. Der vordere Schloßrand verläuft schief, konvex. Der auf der vorderen Hälfte etwas nach unten gezogene, wenig durchgebogene Ventralrand steigt im übrigen nach hinten ziemlich stark, ohne daß eine Einbuchtung des Schalenrandes erkennbar ist, gegen das Hinterrandende an. Die Verzierungen bilden, bei der der Beschreibung zugrunde gelegten linken Klappe, die ganze Schalenoberfläche einnehmende, schmale konzentrische Rippen, die

gegen die Analseite verschiedentlich dichotomieren. Die niedere Rückseite trägt zwei schwache Kiele, der äußere verläuft parallel dem Arealrand, der zweite in diagonaler Richtung gegen die untere Schnabelecke.

Bemerkungen: An den von zwei verschiedenen Fundstellen aus dem Unterhelvet vorliegenden Exemplaren zeigt sich in der Skulptur eine ziemliche Variabilität. Diese besteht darin, daß die konzentrische Berippung teilweise nur auf den oberen Teil der Schale beschränkt, im übrigen schwach angedeutet ist oder fehlt. Bezüglich der Skulptur sowie der mehr als doppelten Größe der Exemplare und anderer Merkmale sind keine Beziehungen zu der in den miozänen Ablagerungsräumen verbreiteten *Cuspidaria cuspidata* (OLIVI) vorhanden.

Dagegen besteht in der Gesamtform, vor allem durch die die gesamte Schalenoberfläche einnehmende Berippung, eine unverkennbare Ähnlichkeit mit der von SACCO (1900, auf Taf. 26, Fig. 45) abgebildeten, als *Cuspidaria forbesi* MAYER bezeichneten Form. Die aus dem Astiano bekannte Art ist jedoch fast um das doppelte größer als das größte aus dem Unterhelvet unserer Molasse vorliegende Exemplar.

Maße: Länge: 19 mm, Höhe: 12 mm — Holotypus,
Länge: 19 mm, Höhe: 11 mm — Paratypoid (Staubbachhof).

Vorkommen: Gernergraben, sehr selten; Staubbachhof nördlich von Bad Tölz, sehr selten; Ostermoosgraben bei Berg—Huglfing, sehr selten.

Genus: *Gibbula* RISSO 1826; Subgenus: *Colliculus* MONTEROSATO 1888

Nr. 333 *Gibbula (Colliculus) propinquus* nov. sp.

Taf. 3, Fig. 5

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Gibbula*, zur Untergattung *Colliculus* gehörend, mit folgenden Besonderheiten: Mittelgroß, konisch, aus 5—6 flach gewölbten Umgängen bestehend.

Holotypus: Slg. O. HÖLZL im Bayerischen Geologischen Landesamt in München, Invent. Nr. 3134

Locus typicus: Gernergraben (Schichtenfolge 8 a).

Stratum typicum: Unterhelvet.

Derivatio nominis: propinquus (lat.) = nahe, ähnlich. Wegen der Ähnlichkeit mit mehreren Arten aus miozänen Ablagerungsräumen.

Beschreibung: Die mittlere Größe besitzenden Exemplare sind konisch-kegelförmig und bauen sich aus 5—6 Umgängen auf. Die Gewindegänge sind nahezu flach; nur der letzte Umgang zeigt eine stärkere Wölbung. Im übrigen sind die Umgänge durch eine einfache Sutur voneinander getrennt. Die nur wenig ausgeweitete, etwa ein Drittel der Gesamthöhe einnehmende Schlußwindung setzt sich stumpfkantig gerundet gegen die fast flache Gehäusebasis ab. Die Verzierungen bilden relativ kräftige Spiralfreifen, die verschiedentlich eine schwache Körnelung aufweisen, auf der Gehäusebasis jedoch schwächer erscheinen und weniger deutlich sichtbar sind.

Bemerkungen: Um die aus der Population vom Gernergraben stammenden Exemplare gruppieren sich mehrere aus miozänen Ablagerungs-

räumen bekannte Arten, jedoch keine aus dem Wiener Becken. Nur das kleinste der mir vorliegenden Exemplare steht bezüglich der Größe in engerer Beziehung zu der von FRIEDBERG (1936, auf Taf. 31, Fig. 12) abgebildeten, als *Gibbula volhynica* var. *porhorce* bezeichneten Form, während die übrigen Exemplare doppelte Größe besitzen. Die u. a. von COSSMANN & PEYROT aus der Aquitaine und von SACCO aus dem piemontenesisch-ligurischen Becken beschriebenen und abgebildeten Formen stehen wegen ihrer erheblich geringeren Größe oder anderer abweichender Merkmale in keiner näheren Beziehung zu unseren Exemplaren.

M a ß e: Höhe: 15 mm, Durchm. d. Schlußw.: 14 mm — Holotypus,
Höhe: 10 mm, Durchm. d. Schlußw.: 10 mm — Paratypoid.

V o r k o m m e n: Gernergraben, sehr selten.

Genus: *Euthria* GRAY 1851

Nr. 334 *Euthria (Euthria) similis* nov. sp.

Taf. 4, Fig. 10

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Euthria* mit folgenden Besonderheiten: Mittelgroß, schlank, 6—7 Windungen, davon nur die oberen mit Längsrippen verziert.

H o l o t y p u s: Slg. O. HÖLZL im Bayerischen Geologischen Landesamt in München, Invent. Nr. 3147.

L o c u s t y p i c u s: Gernergraben (Schichtenfolge 8a).

S t r a t u m t y p i c u m: Unterhelvet.

D e r i v a t i o n o m i n i s: similis (lat.) = ähnlich. Wegen der großen Ähnlichkeit mit zwei fossilen Arten.

B e s c h r e i b u n g: Die mittlere Größe erreichenden schlanken Exemplare bestehen aus 6—7 Umgängen, von denen die Schlußwindung etwas mehr als die Hälfte der Gesamthöhe einnimmt. Die den glatten Anfangswindungen folgenden 2—3 wenig gewölbten Gewindeumgänge tragen stärkere, jedoch meist korrodierte Längsrippen, während am vorletzten und letzten Umgang verschiedentlich nur schwache Anwachsfallen in unregelmäßigen Abständen liegen. Nur an wenigen der vorliegenden Exemplare ist eine schwache, anscheinend korrodierte Spiralstruktur gegen die Gehäusebasis erkennbar. Die Schlußwindung endet in einen relativ kurzen Kanalfortsatz.

B e m e r k u n g e n: Nahe Beziehungen bestehen zu *Euthria intermedia minor* FRIEDBERG (1936, Taf. 9, Fig. 1) und *Euthria raulini* BENOIST in COSSMANN & PEYROT (79, S. 14, Taf. 5, Fig. 9—12). Die von COSSMANN & PEYROT aus dem Aquitan von Peyrehorade abgebildete Form steht, was die Größe und sonstigen Merkmale betrifft, den aus dem Gernergraben vorliegenden kleineren Exemplaren entschieden näher als der von FRIEDBERG abgebildeten Form aus dem Miozän Polens.

M a ß e: Höhe: 26 mm, Durchm. d. Schlußw.: 11 mm — Holotypus,
Höhe: 15 mm, Durchm. d. Schlußw.: 6 mm — Paratypoid.

V o r k o m m e n: Gernergraben, ziemlich häufig.

5. Bemerkungen zur regionalen und stratigraphischen Verbreitung der wichtigsten Formengruppen aus der Schichtenfolge 8 a des Gernergrabens

Nucula (N.) jeffreysi (BELLARDI): Wird von KAUTSKY (1932, S. 131) aus den „Gründer-Schichten“ zitiert, worunter Torton anzunehmen ist. Sehr selten im Gernergraben; im übrigen selten im Unterhelvet Oberbayerns.

Nuculoma (N.) ehrlichi (R. HÖRNES) und *Nuculana (N.) subfragilis* (R. HÖRNES): Aus dem klassischen Helvet-Schlier Oberösterreichs bekannte Arten sind im Gegensatz zu anderen Helvet-Schlier-Ablagerungen Oberbayerns im Gernergraben selten.

Yoldia (Yoldia) nitida (BROCCHI): Nicht selten im Gernergraben, außergewöhnlich häufig im Kaltenbachgraben (Schichtenfolge 9, 10, 11), sehr selten im übrigen Unterhelvet Oberbayerns. Wird von KAUTSKY (1932, S. 131) aus dem Helvet und Torton des Wiener Beckens zitiert; scheint im Ottnanger Helvet-Schlier zu fehlen.

Barbatia (B.) barbata (LINNÉ): Eine Häufigkeitsform in der Population vom Gernergraben; erreicht aber nur in wenigen Fällen normale Größe und entspricht darin der var. *eichwaldi* FRIEDBERG (1934, Taf. 29, Fig. 2—3). Im übrigen selten im Helvet Ober- und Niederbayerns.

Arcopsis lactea (LINNÉ): Ebenfalls eine Häufigkeitsform im Gernergraben, sehr selten in den aquitanen Thalberg-Schichten; scheint im Burdigal zu fehlen, auch in den übrigen Helvet-Schlier-Ablagerungen Oberbayerns ist diese Art nicht häufig.

Glycymeris (Gl.) pilosa deshayesi (MAYER): In der Schichtenfolge 8 und 8 a sehr häufig, jedoch keinesfalls die Größe der mir aus dem Torton von Gainfarn vorliegenden Cotypen erreichend. Unsere Exemplare dürften eventuell der von KAUTSKY (1932, S. 132) als var. *grundensis* bezeichneten Form angehören, sofern der von KAUTSKY vorgeschlagene Name noch nicht eingezogen wurde. Im übrigen sehr selten und nur von wenigen Fundstellen aus dem Unterhelvet vorliegend.

Die im Verzeichnis unter Nr. 34 als *Glycymeris (Gl.)* aff. *pilosa deshayesi* (MAYER) angeführte Form dürfte bezüglich ihrer Merkmale (großwüchsig, dickschalig) wahrscheinlich einer anderen Art angehören oder als eine Unterart des *Glycymeris (Gl.) fichteli* (DESHAYES) anzusprechen sein. Nähere Hinweise erfolgen in einer z. Zt. in Vorbereitung befindlichen monographischen Bearbeitung der Molluskenfauna der marinen Miozänmolasse Niederbayerns.

Mit dem Typus des *Glycymeris (Gl.) cor* (LAMARCK) idente Exemplare sind in der Gernergraben-Population nicht häufig. Unter dem vorhandenen Material befinden sich auch zwei Exemplare, die der Unterart *dollfusi* (COSSMANN & PEYROT) zuzuweisen sind. *Gl. (Gl.) cor dollfusi* (COSSMANN & PEYROT) scheint im übrigen Unterhelvet Oberbayerns zu fehlen; ihr Auftreten ist mir jedoch bekannt aus dem Helvet Niederbayerns von Brombach, Holzbach und Neustift.

Sehr selten ist *Glycymeris (Gl.) texta* (DUJARDIN), wovon nur 3 kleinwüchsige Exemplare aus dem Gernergraben vorliegen, die entsprechend ihrer Merkmale, der vorherrschenden starken radialen Berippung der u. a. im Torton im Wiener Becken auftretenden Art zuzuordnen sind.

Limopsis (Pectunculina) anomala (EICHWALD): Ebenfalls eine Häufigkeitsform der Population im Kaltenbach- und Gernergraben, im übrigen ziemlich selten im Unterhelvet Oberbayerns.

Die Gattungen *Pecten* und *Chlamys* zählen im Gernergraben zu den Seltenheiten. Das Auftreten von aus helvetischen und jüngeren Ablagerungen bekannten Arten kann nur durch *Pecten subarcuatus styriacus* HILBER und *Pecten* cf. *praebenedictus* TOURNOUER belegt werden.

Lima (Radula) lima LINNÉ: Häufig im Gernergraben, meist in kleinwüchsigen Exemplaren vorkommend. Im übrigen Helvet Ober- und Niederbayerns bisher nur aus dem Surtal (Lus) und von Neustift (Niederbayern) bekannt, im Wiener Becken nur im Torton auftretend.

Cardita (Cardiocardita) monilifera (DUJARDIN): Die in Oberbayern bisher nur im Gernergraben gefundene und dort nicht seltene Art wird aus dem Wiener Becken nicht zitiert. Sie ist bekannt aus dem Helvet der Aquitaine und Touraine.

Die *Lucinidae* sind in der Population im Gernergraben und im übrigen Unterhelvet Oberbayerns durch mehrere Arten vertreten, von denen im folgenden nur einige erwähnt werden: *Loripes (L.) dujardini* (DESHAYES): Nicht selten im Gernergraben, im übrigen verbreitet im Unterhelvet Oberbayerns. *Loripes (Microloripes) dentatus neglectus* (EICHWALD): Selten im Gernergraben und anderen Fundstellen im Helvet Ober- und Niederbayerns; im Wiener Becken nur aus dem Torton bekannt.

Phacoides (Lucinoma) wolffi (R. HÖRNES): Sehr selten im Gernergraben und im übrigen Helvet Oberbayerns.

Phacoides (Ph.?) orbicularis rotundelloides (SACCO): Die nach SACCO (1900, S. 78) im piemontenesisch-ligurischen Becken vom Elveziano bis zum Astiano reichende, in der Aquitaine nach COSSMANN & PEYROT (1911, S. 693) im Helvet und Torton auftretende Unterart und der Typus selbst scheinen im Wiener Becken zu fehlen. *Phacoides orbicularis rotundelloides* ist nicht allzu häufig im Gernergraben und anderen Vorkommen im Unterhelvet Oberbayerns.

Myrtea (M.) spinifera (MONTAGU): Dem Typus der im Miozän der südlichen Faunenprovinzen verbreiteten Art entsprechende Exemplare sind im Unterhelvet Oberbayerns selten. Häufiger ist die in der Aquitaine aus dem Burdigal bekannte var. *hiatelloides* (BASTEROT); selten die var. *tenuicardinata* COSSMANN & PEYROT aus dem Helvet der Aquitaine.

Anodontia fragilis (PHILIPPI): Von der in den südlichen Faunenprovinzen nur im Helvet und jüngeren Schichtstufen auftretenden Art liegen nur sehr wenige Exemplare aus dem Unterhelvet des Gernergrabens und anderer Fundstellen vor.

Venus (Circumphalus) plicata grundense KAUTSKY: Das aus der Population vom Gernergraben stammende beschädigte Exemplar kann nach den noch erhaltenen Merkmalen mit aus den „Gründer-Schichten“ (= Torton) und aus dem Helvet Ober- und Niederbayerns vorliegenden Cotypen auf das beste verglichen werden. Das Vorkommen der Unterart *grundense* ist mir bekannt vom Surtal (Lus), Ostermoosgraben und Neustift (Niederbayern).

Macoma elliptica otttangensis (R. HÖRNES): Die für den Otttanger Helvet-Schlier typische Form ist im Gernergraben selten, häufig hingegen im übrigen Unterhelvet Oberbayerns; selten in Neustift (Niederbayern).

Die ebenfalls für den Otttanger Helvet-Schlier typische *Laternula fuchsi* (R. HÖRNES) findet sich sehr selten im Gernergraben; im übrigen verbreitet und nicht allzu häufig in den Helvet-Schlier-Ablagerungen Oberbayerns.

Diodora (Lucapina) italica (DEFRANCE) und *D. (L.) italica leprosa*

(M. HÖRNES): Selten im Gernergraben. Zu *D. (L.) italica* gehörende Exemplare liegen noch vor aus dem Unterhelvet vom Surtal (Lus) und aus dem Helvet von Holzbach und Neustift (Niederbayern). Die Unterart *leprosa* ist häufiger im Surtal (Lus und Wimmern). Der Typus und die Unterart sind im Wiener Becken aus dem Torton bekannt.

Von den speziell im Gernergraben häufigen *Trochiden*, die mit Ausnahme von *Callistoma (C.) ottningensis* (R. HÖRNES) im Wiener Becken nur im Torton auftreten, seien folgende Arten genannt: *Callistoma (C.) conulus* (LINNÉ), *C. (C.) turricula* (EICHWALD), *C. (Ampullotrochus) miliare* (BROCCHI), *C. (A.) miliare milleggranum* (PHILIPPI), *Clanculus (Clanculopsis) aronis tuberculatus* (EICHWALD).

Callistoma (Ampullotrochus) cingulatus (BROCCHI), *Gibbula (Magulus) tauracutus gracilicincta* (SACCO) und *Clanculus (Clanculopsis) granifer* (DODERLEIN), die im Wiener Becken fehlen, werden von SACCO (1897) aus dem Elveziano und jüngeren miozänen Schichtstufen zitiert.

Astraea (Ormastralium) carinata (BORSON): Sehr selten im Gernergraben, Kaltenbachgraben (Schichtenfolge 9) und Surtal bei Teisendorf.

Astraea (Ormastralium) carinata prohenica (SACCO): Selten im Gernergraben, fehlt im übrigen Helvet Oberbayerns und im Wiener Becken, tritt nach SACCO (1897) im Elveziano und Tortoniano im piemontenesisch-ligurischen Becken auf.

Trivia (Sulcotrivia) dimiatoaffinis dimiatoaffinis SACCO: Nicht selten im Gernergraben; scheint in Oberbayern nur auf diese Lokalität beschränkt zu sein.

Typhis (T.) horridus (BROCCHI): Die im Wiener Becken auf das Torton beschränkte, in den übrigen miozänen Faunengebieten weit verbreitete Art liegt nur in drei Exemplaren vom Gernergraben vor.

Aspella (A.) anceps (LAMARCK): Im Wiener Becken auf das Torton beschränkt; ebenfalls sehr selten im Gernergraben.

Die Gattung *Ocinebrina* ist in der Population vom Gernergraben durch folgende Arten vertreten: *Ocinebrina alternata* (BELLARDI), *O. caelata* (GRATELOUP), *O. imbricata* (BROCCHI) und u. a. *O. crassilabiata* (HILBER).

Mitrella (Atilia) carinata (HILBER), *M. (A.) petersi* (R. HÖRNES & AUINGER) und *M. (Scabra) bronni* (MAYER) konnten in der Population vom Gernergraben mit Sicherheit bestimmt werden.

Neben dem autochthonen *Dorsanum (D.) intermedium* (HÖZLL) und dem aus dem Burdigal des Wiener Beckens bekannten *D. haueri scalata* (SCHAFFER) kommen im Gernergraben folgende im Wiener Becken aus jüngeren Schichten bekannte vor: *Dorsanum (D.) grundense* (R. HÖRNES & AUINGER), *D. (D.) miocenicum* (MICHELOTTI), *D. (D.) neumayri* (R. HÖRNES & AUINGER) und *D. (D.) suessi* (R. HÖRNES & AUINGER). Im übrigen scheint das Auftreten von *Dorsanum* im Unterhelvet Oberbayerns nur auf die Lokalität im Gernergraben beschränkt zu sein.

Die Gattung *Hinia* zählt im Gernergraben zu den Häufigkeitsformen und ist durch eine große Anzahl im Wiener Becken auf das Torton beschränkter Arten vertreten, davon u. a. *Hinia (Uzita) limata* (CHEMNITZ), *H. (U.) restituta* (FONTANNES), *H. (U.) rosthorni* (PARTSCH), *H. (U.) tonsura* (HILBER). Weniger häufig sind die für den Helvet-Schlier Oberösterreichs typischen Arten *Hinia (Uzita) pauli* (R. HÖRNES) und *H. (U.) subquadrangularis* (MICHELOTTI), die sich im übrigen Unterhelvet Oberbayerns ziemlich häufig finden.

Cantharus (Pollia) barrandei (M. HÖRNES), *C. (P.) cheilostoma* (PARTSCH) und *C. (P.) exculptus* (DUJARDIN), die sämtlich im Wiener Becken im Torton auftreten, sind im Gernergraben nicht selten; selten hingegen und bisher nur in einer Art von zwei Fundstellen aus dem Unterhelvet vorliegend.

Ancilla (Baryspira) austriaca (R. HÖRNES): Eine für den Helvet-Schlier Oberösterreichs typische Art; sehr selten im Gernergraben und im übrigen Unterhelvet Oberbayerns.

Cancellaria (Mercia) callosa PARTSCH: Mit vorliegenden Vergleichstypen aus dem Torton des Wiener Beckens mit Ausnahme der geringeren Größe in den übrigen Merkmalen ident. Selten im Gernergraben und im Ostermoosgraben bei Huglfing.

Von der Gattung *Trigonostoma* konnten von fünf aus dem Gernergraben vorliegenden Arten drei mit Sicherheit bestimmt werden, die im Wiener Becken auf das Torton beschränkt sind, nämlich: *Trigonostoma (T.) ampullaceum* (BROCCHI), *T. (T.) crenatum* (M. HÖRNES) und *T. (T.) puschi* (R. HÖRNES & AUINGER).

Narona (Sveltia) dertovaricosa (SACCO), *N. (S.) lyrata* (BROCCHI) und *N. (S.) varicosa miocenica* (SACCO) in Oberbayern bisher allein aus der Population des Gernergrabens bekannt, unterscheiden sich nur durch die geringere Größe von vorliegenden Cotypen aus dem Torton des Wiener Beckens. *Narona (Sveltia) suessi* (R. HÖRNES) typisch für den Ottmanger Helvet-Schlier und *N. (Brocchinia) mitraeformis parvula* (BEYRICH) treten außerdem, allerdings sehr selten, im Unterhelvet Oberbayerns auf.

Aus der Population des Gernergrabens liegen ferner noch vor: *Aphera (A.) bronni* (BELLARDI), *Admete (Bonellitia) austriaca* (R. HÖRNES & AUINGER) und *A. (B.) bonelli* (BELLARDI), die sämtlich im Wiener Becken auf das Torton beschränkt sind.

Sehr selten sind im Gernergraben *Marginella (Valvarina) haueri* R. HÖRNES & AUINGER, *M. (Eratoidea) eratoformis* (R. HÖRNES & AUINGER) und *Marginella sturi* R. HÖRNES, letztere Art von mehreren Fundstellen aus dem Unterhelvet vorliegend.

Die Gattung *Clavus* ist vom Gernergraben durch folgende Arten belegt: *Clavus (Drillia) obtusangulus* (BROCCHI), *Cl. (D.) sandleri* (PARTSCH), *Cl. (D.) suessi* (R. HÖRNES & AUINGER) und *Cl. (D.) varicostata* (BELLARDI), von denen *Cl. (D.) obtusangulus* und *Cl. (D.) suessi* auch noch von anderen Lokalitäten aus dem Unterhelvet vorliegen.

Selten sind im Gernergraben *Cochlespira lapugyensis* (MAYER), *C. marthae* (R. HÖRNES & AUINGER) und *C. spiralis* (M. DE SERRES), die ebenfalls an mehreren Fundstellen im Unterhelvet gefunden wurden.

Neben *Raphitoma (R.) hispidula* (JAN) ist die Gattung *Genota* durch folgende im Wiener Becken auf das Torton beschränkte Arten vertreten: *Genota bonelli* (BELLARDI), *G. idae* (R. HÖRNES & AUINGER) und *G. malvinae* (R. HÖRNES & AUINGER), von denen *Raphitoma hispidula* und *Genota malvinae* von anderen Fundstellen aus dem Unterhelvet vorliegen.

Selten ist *Conus (Chelyconus) sturi* (R. HÖRNES & AUINGER), häufiger und von mehreren Fundstellen aus dem Unterhelvet bekannt *C. (Conolithus) dujardini* DESHAYES.

Ferner seien noch genannt: *Hastula (Hastula) striata cinereides* (R. HÖRNES & AUINGER), *Terebra (Myurella) exbistriata* SACCO und *Actaeon tornatilis* LINNÉ, die im Wiener Becken auf das Torton beschränkt sind und von mehreren Fundstellen aus dem Unterhelvet vorliegen.

6. Ergebnisse

Die aus der Schichtenfolge 8a des Gernergrabens vorliegende Molluskenfauna umfaßt nach dem derzeitigen Stand der Bestimmungen einschließlich der neu aufgestellten Formen 334 Arten und Unterarten. Davon konnten 259 mit voller Nomenklatur und 75 Arten und Unterarten nur als cf. oder aff. bestimmt werden.

Die Molluskenfauna setzt sich aus folgenden Tiergruppen zusammen:

Lamellibranchiata:	104
Scapophoda:	6
Gastropoda:	224

Die Anzahl der Gastropoden ist also doppelt so hoch wie die der Lamellibranchiaten. Im Hinblick auf die stratigraphische Verbreitung ergibt sich folgendes:

Reliktische Formen, in Oberbayern schon im Oligozän nachweisbar:	26 Arten und Unterarten
Miozäne Durchläufer:	90 Arten und Unterarten
Nur im Helvet und in jüngeren Schichtstufen auftretend:	183 Arten und Unterarten
Im Wiener Becken fehlende, aus Südwest-Frankreich und Oberitalien bekannte Formen:	28 Arten und Unterarten
Auf das Nordsee-Becken beschränkt:	1 Art
Neue Arten und Unterarten:	6 Arten und Unterarten
	<hr/> 334 Arten und Unterarten

In der Population des Gernergrabens treten demnach neben wenigen autochthonen Formen eine verhältnismäßig geringe Anzahl aus dem Oligozän und Burdigal bekannter zusammen mit in jüngeren Schichtstufen vorkommenden Formen vergesellschaftet auf. Bei den autochthonen Formen handelt es sich um folgende Arten:

- Cavilucina (Gonimyrtea) intercalata* (HÖLZL)
- Polymesoda convexa cordata* HÖLZL
- Laevicardium (L.) johanna* HÖLZL
- Cardium (Cerastoderma) fortelamellatum* HÖLZL
- Cardium (Acanthocardia) praeaculeatum* HÖLZL
- Spisula (Sp.) subtruncata bavarica* (HÖLZL)
- Corbulomya (Lentidium) modelli* (HÖLZL)
- Amyclina badensis praecursor* HÖLZL
- Northia (Cominella) angusta* HÖLZL
- Aquilofusus janoscheki* HÖLZL

Die für den Helvet-Schlier Oberösterreichs typischen Arten, deren häufigeres Auftreten gerade hier in der Schichtenfolge 8 und 8a zu erwarten gewesen wäre, sind auf eine geringe Anzahl beschränkt. Der „Ottninger Faunentypus“ kommt erst in der im Profil höher liegenden Schichtenfolge zur Geltung.

Aus der Schichtenfolge 8a stammen nachstehende für den Helvet-Schlier Oberösterreichs typische Arten:

- Nuculoma (N.) ehrlichi* (R. HÖRNES)
- Nuculana (N.) hoernesii* (BELLARDI)
- Nuculana (N.) subfragilis* (R. HÖRNES)
- Phacoides (Lucinoma) borealis ottningensis* (R. HÖRNES)
- Phacoides (Lucinoma) wolffi* (R. HÖRNES)
- Macoma elliptica ottningensis* (R. HÖRNES)
- Laternula fuchsi* (R. HÖRNES)
- Callistoma (C.) ottningense* (R. HÖRNES)
- Semicassis (S.) neumayri* cf. (R. HÖRNES)
- Hinia (Uzita) pauli* (R. HÖRNES)
- Hinia (Uzita) subquadrangularis* (MICHELOTTI)
- Aquilofusus haueri* (R. HÖRNES)
- Ancilla (Baryspira) austriaca* (R. HÖRNES)
- Narona (Sveltia) suessi* (R. HÖRNES)
- Marginella sturi* R. HÖRNES
- Clavus (Drillia) obtusangulus* (BROCCHI).

Ausschlaggebend für das helvetische Alter der Schichtenfolge 8 bzw. 8a ist der Nachweis überwiegend helvetischer Formen, die aus dem Helvet Ober- und Niederbayerns und aus dem „Helvet-Schlier“ Oberösterreichs bekannt sind. An dem helvetischen Alter besteht demnach kein Zweifel, obwohl viele Arten und Unterarten überraschend im Torton des Wiener Beckens auftreten. Die Zuweisung zum Unterhelvet dürfte wegen der stratigraphischen Lage der Schichtenfolge, unmittelbar im Hangenden von nachgewiesenem Burdigal und an der Basis einer mächtigen Helvet-Folge, gerechtfertigt sein.

7. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit, die als eine vorläufige Mitteilung anzusehen ist, wird die im Kaltenbachprofil aus der Schichtenfolge 8a (= Gernergraben) stammende Molluskenfauna behandelt. Diese klassische Fundstelle steht, wie vom Verfasser bereits 1958 erwähnt, was den Artenreichtum betrifft, in keiner Parallele zu anderen Vorkommen im Bereich der miozänen Vorlandmolasse Oberbayerns. Aus der Schichtenfolge 8a des Gernergrabens konnten einschließlich der 6 neu aufgestellten Formen 334 Arten und Unterarten bestimmt werden, von denen nur eine geringe Anzahl abgebildet werden kann.

Folgende neue Arten und Unterarten wurden beschrieben:

- Limopsis (Pectunculina) anomala semicostata* nov. subsp.
- Astarte (Gonilia) ornata* nov. spec.
- Astarte (Tridonta) intercalata* nov. spec.
- Cuspidaria (Cuspidaria) proxima* nov. spec.
- Gibbula (Colliculus) propinquus* nov. spec.
- Euthria (Euthria) similis* nov. spec.

Eine relativ hohe Anzahl undefinierbarer oder problematischer Einzel-exemplare konnte nicht berücksichtigt werden.

Die Molluskenfauna des Gernergrabens zeigt nahe Beziehung zu den Helvet-Schlier-Ablagerungen Oberösterreichs und besonders zu der Fauna der „Grunderschichten“ (= Untertorton) sowie der des Torton des Wiener Beckens. Trotzdem mußte die Fauna mit Rücksicht auf die vielen helvetischen Formen und die Stellung der Schichtenfolge im Gesamtprofil in das Unterhelvet eingestuft werden.

8. Wichtigstes Schrifttum

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. geol. Ges. Wien, **50**, S. 23—94, Wien 1958.
- BALDI, T.: Glycymeris s. str. des europäischen Oligozäns und Miozäns. — Ann. Naturhist. Mus. Hungarici, **54**, S. 85—142, Budapest 1962.
- COSSMANN, M. & PEYROT, A.: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. — Actes Soc. Linn. Bordeaux, **64**, 1910; **65**, 1911; **68**, Bordeaux 1914.
- DOLLFUS, G. & DAUTZENBERG, PH.: Conchyologie du miocène moyen du bassin de la Loire. — Mém. Soc. Géol. France, **10**, **16**, **20**, **22**, Paris 1902—1920.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- Die geognostischen Verhältnisse der Tertiärschichten bei Miesbach und des Alpengebietes zwischen Tegernsee und Wendelstein. München 1875.
- Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers in Ottmang. — S.-Ber. k. bayer. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., S. 221—325, München 1887.
- HAGN, H. & HÖLZL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — Geologica Bavarica, Nr. 10, 206 S., München 1952.
- HÖLZL, O.: Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. — Geologica Bavarica, Nr. 38, 348 S., 22 Taf., München 1958.
- Zur Faunenkenntnis der oberbayerischen Miozänmolasse und ihren Beziehungen zu Oberösterreich und des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Ges. Wien, **52**, S. 143—148, Wien 1960.
- HÖRNES, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **1**, Wien 1870.
- HÖRNES, R.: Die Fauna des Schliers von Ottmang. — Jb. k. k. geol. R.-Anst., **25**, S. 333—400, Taf. 10—15, Wien 1875.
- HÖRNES, R. & AUINGER, M.: Die Gastropoden der I. und II. Mediterranstufe. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **12**, Taf. 1—50, Wien 1879.
- KAUTSKY, F.: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miozäns. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **42**, S. 245—273, Taf. 1, Wien 1928.
- Die Bivalven des niederösterreichischen Miozäns (Taxodonta und Veneridae). — Verh. geol. B.-Anst., Nr. 9/10, S. 131—137, Wien 1932.
- Die Veneriden und Petricoliden des niederösterreichischen Miozäns. — Bohrtechniker-Zeitung, S. 1—27, Taf. 1—3, Wien 1936.
- Die Erycinen des niederösterreichischen Miozäns. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **50**, S. 584—671, Taf. 19—22, Wien 1939.
- MEZNERICS, J.: Die Minutien der tortonischen Ablagerungen von Steinabrunn in Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, S. 319—359, 2 Taf., Wien 1933.

- SCHAFFER, F. X.: Das Miocän von Eggenburg. Die Fauna der I. Mediterranstufe des Wiener Beckens und die geologischen Verhältnisse des Manhartsberges in Niederösterreich. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **22**, S. 1—112, Taf. 11—47, Wien 1910.
- Das Miocän von Eggenburg. Die Gastropoden der Miocänbildungen von Eggenburg. — Abh. k. k. geol. R.-Anst., **22**, S. 129—183, Taf. 49—57, Wien 1912.
- SIEBER, R.: Kurze Mitteilung über die Grunder Fauna von Platt bei Zellerndorf. — Verh. geol. B.-Anst., Nr. 6, S. 96—98, Wien 1935.
- Die Cancellariidae des niederösterreichischen Miozäns. — Arch. Molluskenk., **68**, Nr. 2/3, S. 65—115, 3 Taf., Frankfurt a. M. 1936.
- Die Fasciolaridae des niederösterreichischen Miozäns. — Arch. Molluskenk., **69**, Nr. 4, S. 136—160, Frankfurt a. M. 1937.
- Die Fauna von Windpassing bei Grund in Niederösterreich (Bez. Hollabrunn). — Verh. geol. B.-Anst., Nr. 7—9, S. 155—163, Wien 1945.
- Die Grunder Fauna von Braunsdorf und Groß-Nondorf in Niederösterreich (Bez. Hollabrunn). — Verh. geol. B.-Anst., Nr. 1—3, S. 46—55, Wien 1945.
- Eine Fauna der Grunder Schichten von Guntersdorf und Immendorf in Niederösterreich (Bez. Hollabrunn). — Verh. geol. B.-Anst., Nr. 7—9, S. 107—122, Wien 1946.
- Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **60**, S. 169—201, Wien 1954/55.
- Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **62**, S. 123—192, Wien 1958.
- STEININGER, F.: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich. — Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. (Denkschriften), **110**, S. 5—87, Taf. 1—13, Wien 1965.

9. Anhang

Anthozoa

Über Anthozoen findet man in der für unser Gebiet einschlägigen Literatur nur sehr wenige Angaben. GÜMBEL (1861, S. 785) zitiert „aus den glaukonitischen Sanden“ von Mähring bei Teisendorf, die als Helvet anzusprechen sind, *Eschara monilifera* EDW. und *Lithodendron multicaule* MICHT. Von O. HÖLZL (in HAGN & HÖLZL, 1952) werden aus dem Unterhelvet vom Surtal und Priental *Balanophyllia* aff. *irregularis* SEGU., *Balanophyllia* sp. und *Flabellum* sp. angeführt. Aus dem Kaltenbachgraben führt O. HÖLZL (1958) ebenfalls aus dem Unterhelvet *Balanophyllia* sp. und *Flabellum* sp. an. Wegen der bisher bekannt gewordenen spärlichen Anthozoenfunde dürfte daher zweckmäßig sein, die im folgenden aus der Population des Gernergrabens und den Schichtfolgen 9, 10, 11 und 14 vom Kaltenbachgraben vorliegenden Anthozoen bekannt zu geben²⁾:

<i>Siderastrea fröhlichiana</i> REUSS	Gernergraben
<i>Discotrochus hoelzli</i> KÜHN; Taf. 4, Fig. 35	Gerner- und Kaltenbachgraben
<i>Cryptangia alloiteneau</i> nov. sp.	Gernergraben
<i>Desmophyllum striatum</i> MICHT.	Gernergraben
<i>Eusmilia</i> sp.	Gernergraben

²⁾ An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. KÜHN in Wien für die Bestimmung des Korallenmaterials meinen besonderen Dank aussprechen. Die Anthozoen aus dem Helvet Ober- und Niederbayerns wurden von O. KÜHN bearbeitet und kommen noch in diesem Jahr zur Veröffentlichung.

Tafel 1-4

Tafel 1

- Fig. 1 *Nucula (Nucula) nucleus* (LINNÉ) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 2 *Nuculana (Nuculana) hoernesii* (BELLARDI) — 1 : 1
Helvet: Kaltenbachgraben (F. P. 14)
- Fig. 3 *Yoldia (Yoldia) nitida* (BROCCHI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 4 *Anadara (Anadara) diluvii* (LAMARCK) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 5 *Barbatia (Barbatia) barbata* (LINNÉ) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 6 *Arcopsis lactea* (LINNÉ) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 7 *Arcopsis* aff. *papillifera* (M. HÖRNES) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 8 *Glycymeris (Glycymeris)* aff. *pilosa deshayesi* (MAYER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 9, 9 a *Limopsis (Pectunculina) anomala* (EICHWALD) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 10, 10 a *Limopsis (Pectunculina) anomala semicostata* nov. subsp. — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 11, 11 a *Astarte (Tridonta) intercalata* nov. sp. — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 12, 12 a *Astarte (Gonilia) ornata* nov. sp. — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 13, 13 a *Glycymeris (Glycymeris) cor dollfusi* (COSSMANN & PEYROT) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 14, 14 a *Glycymeris (Glycymeris) pilosa deshayesi* (MAYER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 15, 15 a *Glycymeris (Glycymeris) cor* (LAMARCK) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 16 *Glycymeris (Glycymeris)* aff. *texta* (DUJARDIN) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 17 *Lima (Radula) lima* LINNÉ — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 18 *Chlamys scabrella* (LAMARCK) juv. — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben

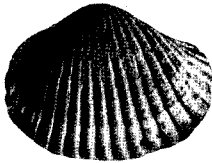
Tafel 1



1



2



4



5



6



7



3



9



11



9a



8



10



11a



10a



12



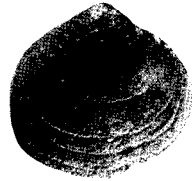
12a



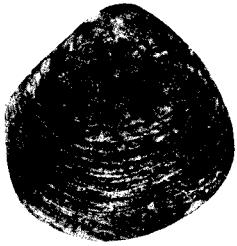
13



13a



14



15



15a



17



14a



16



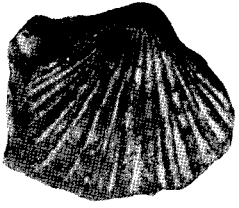
18

Tafel 2

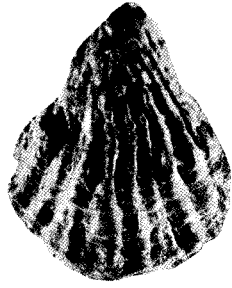
- Fig. 1 *Pecten subarcuatus styriacus*
HILBER — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 2 *Ostrea (Ostrea) digitalina*
DUBOIS — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 3 *Cardita (Cardiocardita) monilifera*
(DUJARDIN) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 4 *Cardita (Cyclocardia) scalaris*
(SOWERBY) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 5 *Begonia (Glans) aculacata taurosimplex*
(SACCO) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 6 *Begonia (Glans) trapezia*
(LINNÉ) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 7 *Begonia (Glans) aff. subrudista*
(FRIEDBERG) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 8 *Polymesoda convexa percostata*
HÖLZL — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 9 *Taras (Taras) trigonulus*
(BRONN) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 10 *Codokia (Jagonia) decussata sublaevigata*
SACCO — 1 : 1 *
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 11 *Myrtea (Myrtea) spinifera*
(MONTAGU) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 12 *Anodontia cf. fragilis* (PHILIPPI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 13 *Phacoides (Lucinoma) borealis aff. ottnangensis* (R. HÖRNES) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 14 *Phacoides (Phacoides?) orbicularis rotundelloides* (SACCO) — 1 : 1
Helvet: Kaltenbachgraben (F. P. 10)
- Fig. 15 *Erycina (Erycina) aff. piai*
KAUTSKY — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 16 *Bornia (Bornia) hoernesii*
COSSMANN & PEYROT — 2 : 1 *
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 17 *Cardium (Cerastoderma) edule*
LINNÉ var. — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 18 *Cardium (Acanthocardia) cf. praeculaeatum* HÖLZL — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 19 *Cardium (Parvicardium) papillosum*
(POLI) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 20 *Dosinia (Orbiculus) lupinus lincta*
POLI — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 21 *Gouldia minima* (MONTAGU) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 22 *Pitaria (Cordiopsis) schafferi*
KAUTSKY — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 23 *Venus (Circumphalus) plicata grundense*
KAUTSKY — 1 : 1
Helvet: Ammerdurchbruch östl. von Peissenberg
- Fig. 24 *Spisula (Spisula) subtruncata triangula*
(RENIERI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 25 *Macoma elliptica ottnangensis*
(R. HÖRNES) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 26 *Thracia (Cyathodonta) grundensis*
COSSMANN — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 27 *Cuspidaria (Cuspidaria) proxima*
nov. sp. — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 28 *Dentalium (Antalis) taurostriatum taurostriatum* (SACCO) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben

* Die mit einem * bezeichneten zwei Arten sind in den obigen Verzeichnissen nicht angeführt.

Tafel 2



1



2



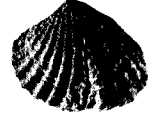
3



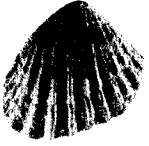
5



4



6



7



8



9



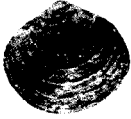
10



11



12



13



14



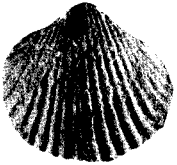
15



16



17



18



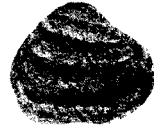
19



20



21



23



24



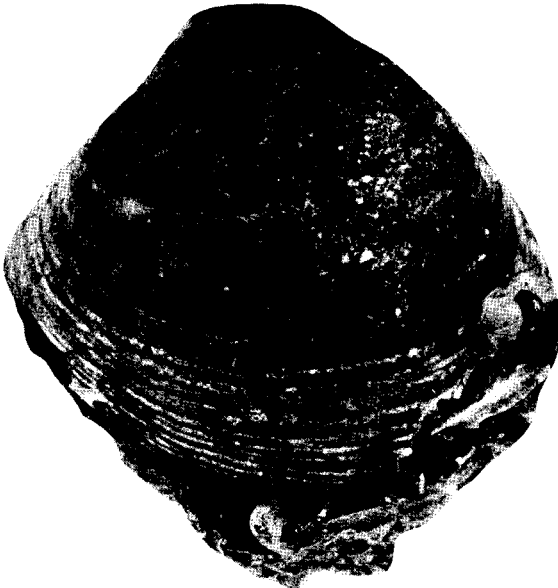
25



26



27



22

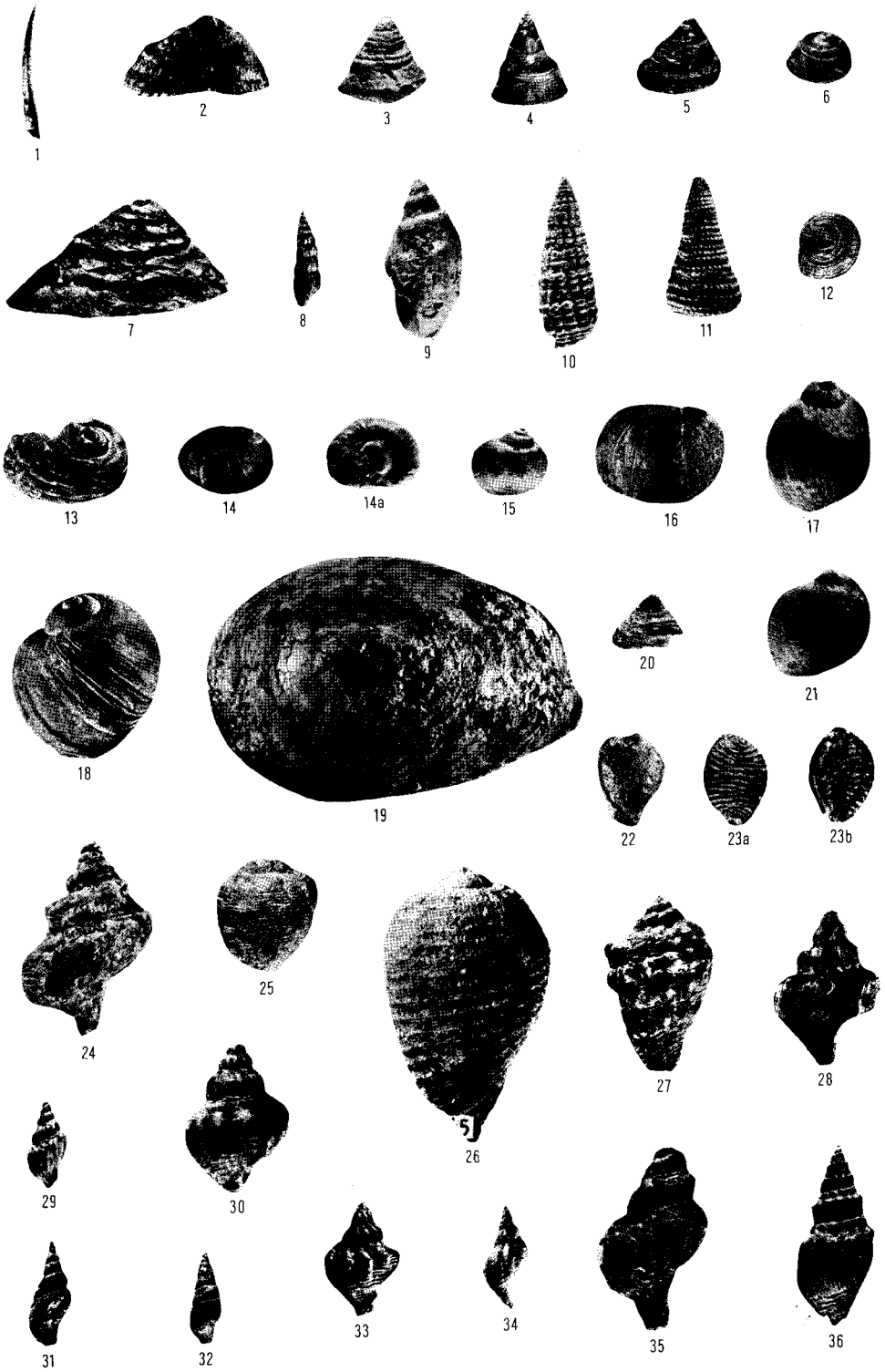


28

Tafel 3

- Fig. 1 *Dentalium (Antalis) cf. vitreum*
SCHRÖTER — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 2 *Diodora (Lucapina) italica*
(DEFRANCE) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 3 *Callistoma (Ampullostrochus) miliare*
(BROCCHI) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 4 *Callistoma (Ampullostrochus) cingulata*
(BROCCHI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 5 *Gibbula (Colliculus) propinquus*
nov. sp. — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 6 *Gibbula (Colliculus) biangulata porella*
(GREGORIO) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 7 *Astraea (Ormastralium) carinata*
(BORSON) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 8 *Amaea (Acrilla) amoena subreticulata*
(D'ORBIGNY) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 9 *Melanopsis (Melanopsis) aquensis*
GRATELOUP — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 10 *Pirenella plicata plicata*
(BRUGUIÈRE) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 11 *Tympanotonus (T.) margaritaceus aff. grateloupi* (D'ORBIGNY) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 12 *Architectonica (A.) carocollata semitypica* SACCO — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 13 *Nerita (Theliostyla) plutonis*
BASTEROT — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 14, 14a *Polinices (Neverita) olla*
(M. DE SERRES) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 15 *Polinices (Lunatia) catena helicina*
(BROCCHI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 16 *Polinices (Lunatia) catena varians*
(DUJARDIN) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 17 *Natica (Nacca) millepunctata hoernesii*
FISCHER & TOURNOUER — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 18 *Natica (Nacca) millepunctata tigrina*
(DEFRANCE) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 19 *Calyptraea (Bicatillus) deformis*
LAMARCK — 1 : 1
Burdigal: Rappoltkreutergraben bei
Peissenberg
- Fig. 20 *Calyptraea (Bicatillus) deformis irregularis* DOLLFUS & DAUTZENBERG — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 21 *Sinum (Sinum) aquense*
(RECLUZ) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 22 *Erato laevis* DOVONAN — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 23, 23a *Trivia (Sulcotrivia) dimiatoaffinis dimiatoaffinis* SACCO — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 24 *Charonia (Sassia) tarbelliana*
(GRATELOUP) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 25 *Pirula (Pirula) simplex*
(BEYRICH) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 26 *Pirula (Pirula) condita*
(BRONGNIART) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 27 *Ficopsis (Fulguroficus) burdigalensis spinulosa* (GRATELOUP) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 28 *Typhis (Typhis) horridus*
(BROCCHI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 29 *Typhis (Lyrottyphis) cuniculosus*
(NYST) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 30 *Hexaplex? (Muricantha?) rudis*
(BORSON) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 31 *Mitrella (Atilia) aff. fallax*
(R. HÖRNES & AUINGER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 32 *Mitrella (Atilia) carinata*
(HILBER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 33 *Hadriana mioincrassata* SACCO — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 34 *Ocinebrina caelata* (GRATELOUP) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 35 *Hadriana aff. craticulata* LINNÉ — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 36 *Dorsanum (Dorsanum) intermedium*
(HÖLZL) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben

Tafel 3



Tafel 4

- Fig. 1 *Dorsanum (Dorsanum) suessi*
(R. HÖRNES & AUINGER)
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 2 *Hinia (Uzita) rosthorni rosthorni*
(PARTSCH) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 3 *Hinia (Uzita) aff. rosthorni subpernecosta* (R. HÖRNES & AUINGER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 4 *Hinia (Uzita) restitutiana restitutiana*
(FONTANNES) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 5 *Hinia (Uzita) restitutiana inconstans*
(R. HÖRNES & AUINGER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 6 *Hinia (Uzita) subquadrangularis*
(MICHELOTTI) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 7 *Hinia (Uzita) pauli* (R. HÖRNES) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 8 *Cantharus (Pollia) exculptus*
(DUJARDIN) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 9 *Euthria (Euthria) cornea* (LINNÉ) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 10 *Euthria (Euthria) similis*
nov. sp. — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 11 *Euthriofusus (Euthriofusus) burdigalensis*
(BASTEROT) — 1 : 1
Helvet: Kaltenbachgraben
- Fig. 12 *Fusus (Aptyxis) cf. sismondei*
MICHELOTTI
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 13 *Oliva (Neocylindricus) dufresnei*
BASTEROT — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 14 *Ancilla (Ancilla) obsoleta*
(BROCCHI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 15 *Ancilla (Baryspira) austriaca*
(R. HÖRNES) — 1 : 1
Helvet: Surtal bei Teisendorf; Wimmern
- Fig. 16 *Tudicla (Tudicla) rusticula hoernesii*
(STUR) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 17 *Cancellaria (Mercia) callosa*
PARTSCH — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 18 *Trigonostoma (Trigonostoma) spiniferum*
(GRATELOUP) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 19 *Trigonostoma (Trigonostoma) puschi*
(R. HÖRNES & AUINGER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 20 *Trigonostoma (Trigonostoma) crenatum*
(M. HÖRNES) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 21 *Trigonostoma (Ventrilia) acutangulum*
(FAUJAS) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 22 *Narona (Sveltia) suessi*
(R. HÖRNES) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 23 *Narona (Sveltia) lyrata*
(BROCCHI) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 24 *Narona (Brocchinia) mitraeformis parvula* (BEYRICH) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 25 *Admete (Bonellitia) bonelli*
(BELLARDI) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 26 *Perrona (Perrona) carinifera*
(GRATELOUP) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 27 *Clavus (Drillia) allioni*
(BELLARDI) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 28 *Gemmula (Gemmula) coronata*
(v. MÜNSTER) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 29 *Crassispira crispata* (JAN) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 30 *Cochlespira marthae*
(R. HÖRNES & AUINGER) — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 31 *Raphitoma (Raphitoma) hispidula*
JAN — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 32 *Genota (Pseudotoma) bonelli*
(BELLARDI) — 2 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 33 *Conus (Conolithus) dujardini*
DESHAYES — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 34 *Actaeon inflatus* BORSON — 1 : 1
Unterhelvet: Gernergraben
- Fig. 35 *Discotrochus hoelzli* KÜHN — 2 : 1
Gernergraben

Tafel 4



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



16



17



18



22



14



15



19



20



21



23



24



25



26



27



28



29



30



31



32



33



34



35

<i>Flabellum laevisinum</i> KÜHN	Gerner- und Kaltenbachgraben
<i>Flabellum pavonicum distinctum</i>	Gernergraben
<i>Flabellum vaticani</i> PONZI	Kaltenbachgraben
<i>Balanophyllia concinna</i> REUSS	Gernergraben
<i>Dendrophyllia popellacki</i> REUSS	Gernergraben
<i>Dendrophyllia taurinensis</i> E. H.	Gernergraben
<i>Dendrophyllia trifurcata</i> SISMONDA	Gernergraben
<i>Heteropora</i> sp.	Gernergraben
<i>Steginoporella elegans</i> M. EDWARDS	Kaltenbachgraben
<i>Actinastrea nathani</i> KÜHN	Gernergraben

Auch an den Anthozoen kommt der Artenreichtum in der Population des Gernergrabens eindeutig zur Geltung. Von den oben angeführten Arten ist *Discotrochus hoelzli* KÜHN im Gernergraben besonders häufig vertreten; diese Art ist im übrigen in den Helvet-Schlier-Ablagerungen Oberbayerns verbreitet, jedoch dort ziemlich selten.

Flabellum vaticani PONZI tritt im Kaltenbachgraben auf die Schichtfolgen 9, 10 und 11 beschränkt auf.

Ergebnisse der Kohlenbohrungen B 1—B 14 im Gebiet Endorf—Wasserburg/Inn—Obing

Mit 2 Abbildungen

VON ORTWIN GANSS¹⁾

Einführung

In den Jahren 1954—1956 hat die „Bayerische Braunkohlen-Industrie AG, Schwandorf“ unter Leitung von Direktor Dr.-Ing. W. SCHARF mit Unterstützung der „Gesellschaft zur Aufsuchung von Bodenschätzen in Bayern“ zwischen Inn und Alz nördlich des Chiemsees ein Untersuchungsprogramm mit 14 Bohrungen abgewickelt. Das Ziel dieser Bohrungen war die Erkundung einer möglicherweise vorhandenen Braunkohle im Grenzbereich der „Oberen Süßwassermolasse“ und der „Brackwassermolasse“, wie sie östlich der Salzach bei Trimmelkam abgebaut wird und westlich der Salzach im Gebiet von Trostberg erbohrt wurde. Über diese beiden Vorkommen mögen die folgenden Hinweise orientieren:

Die lignitische Braunkohle von Trimmelkam hat eine Flözmächtigkeit bis zu 3 m. Der Heizwert der Kohle schwankt von 4000—4300 Kalorien und die Vorräte werden mit 34 Millionen Tonnen beziffert. Mit den Aufschlußarbeiten des Bergbaues Trimmelkam wurde 1948 begonnen (nach: „Rot-weiß-rote Kohle“, herausgegeben von der Kohlenholding Ges. mbH, Wien, 1956).

Das Kohlenvorkommen Wiesmühl bei Trostberg südlich von Tittmoning zwischen Alz und Salzach wurde nach dem zweiten Weltkrieg von den „Süddeutschen Kalkstickstoff-Werken AG“ Trostberg und der „Wacker-Chemie GmbH“ München-Burghausen abgebohrt und wichtige Ergänzungsbohrungen sowohl zur Vertiefung der Lagerstättenkenntnisse als auch zur Frage einer möglichen Fortsetzung des Kohlenvorkommens sind mit Mitteln der „Gesellschaft zur Aufsuchung von Bodenschätzen in Bayern mbH“ durchgeführt worden. In einem Gebiet von etwa 100 qkm wurden mit GAB-Mitteln 67 Bohrungen mit insgesamt 9227,8 Bohrmetern abgeteuft. Das Kohlenlager hat eine Längenausdehnung von etwa 6 km und eine Breite von ca. 1 km. Das 1,5—2,2 m mächtige Flöz liegt in einer Teufe von 100—180 m. Der Heizwert der dunkelbraunen bis schwärzlichen Kohle wird mit 3800 WE und der festgestellte Kohlenvorrat mit rund 15 Mill. Tonnen angegeben (GAB-Bericht, 1963, S. 26—27). Die eingehende wissenschaftliche Bearbeitung des Kohlenvorkommens von Wiesmühl ist von Oberregierungsrat Dr. FR. TRAUB vorgesehen, der sich für die Erschließung dieser Lagerstätte verdienstvoll eingesetzt hat. Die Lage der Kohlenbohrungen mit Angabe der unter der Pleistozänüberlagerung angetroffenen Miozänstufen ist aus der Molassekarte 1: 300 000 (1955) zu ersehen. Dort ist der Stand der Bohrtätigkeit bei Abschluß des Kartendruckes festgehalten. Eine vollständige Übersicht über die Bohrpunkte der Lagerstätte von Wiesmühl und ihrer Umgebung sowie der hier beschriebenen 14 Bohrungen liegt in einer geologischen Übersichtskarte des Salzach- und Inngbietes (GANSS, STEPHAN u. GÖTZINGER 1958) vor.

Die geologische Bearbeitung der 14 Bohrungen (B 1—B 14) wurde dem Bayerischen Geologischen Landesamt übertragen. Die pollenanalytischen Untersuchungen aus dem Bereich „Brackwassermolasse“—„Obere Süßwassermolasse“ erfolgte durch Herrn Oberlandesgeologen Dr. U. REIN vom Geologischen Landesamt für Nordrhein-Westfalen. Die Pollenuntersuchungen im Bereich

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Oberregierungsrat Dr. ORTWIN GANSS, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

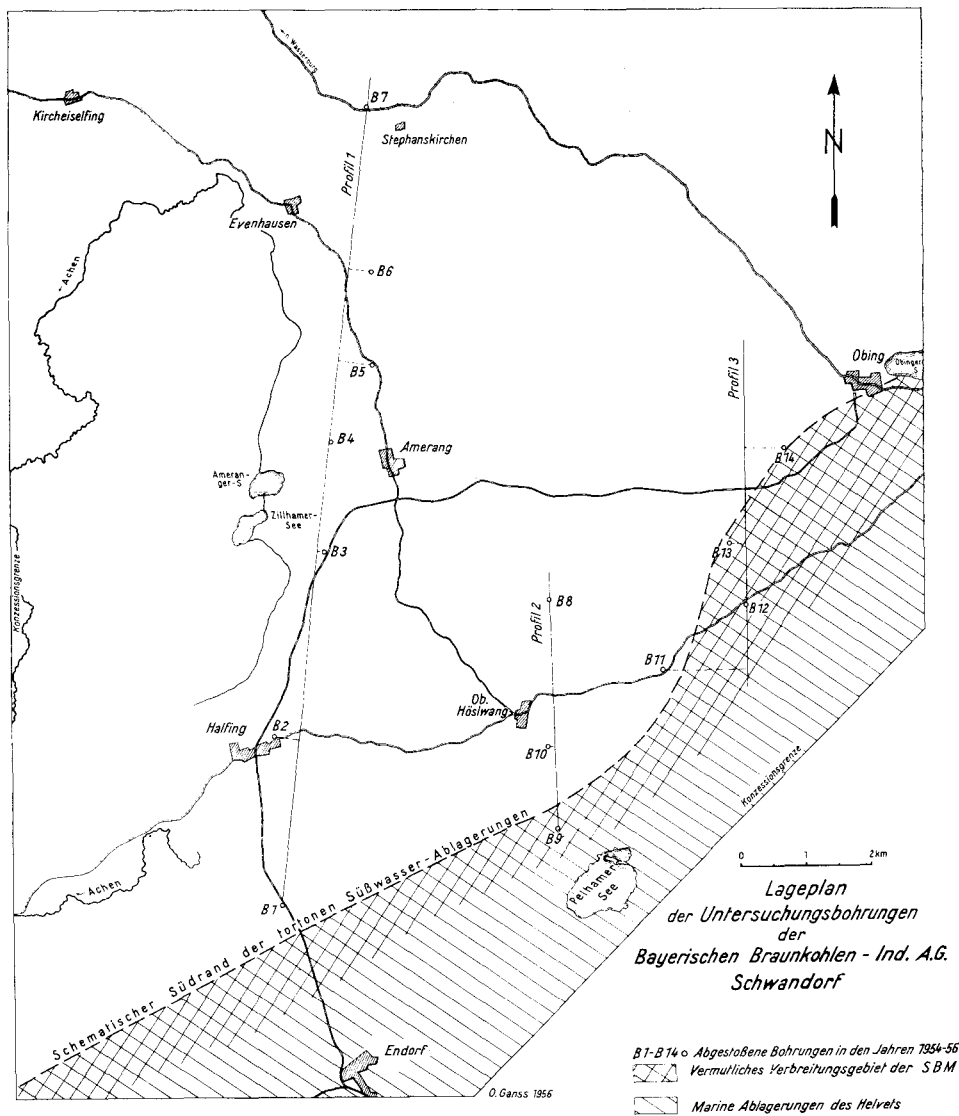


Abb. 1. Lageplan der Bohrungen B 1 bis B 14 zwischen Halfing und Obing und schematische geologische Karte des abgedeckten Untergrundes (weiß = OSM, gekreuzt schraffiert = SBM, schräg schraffiert = OMM).

der pleistozänen Seetone hat freundlicherweise Herr Dr. H. SCHMEIDL von der Moorforschungsstelle Bernau der Bayer. Landesanstalt für Landkultur und Moorwirtschaft zur Bearbeitung übernommen.

Die Bohrungen B 1—B 14 führte in der Zeit vom 17. 6. 1954—7. 7. 1956 die Firma Etschel & Meyer mit den Bohrgeräten Craelius Type C II 40 und Craelius Type R durch.

Die Bohrungen wurden weitgehend gekernt, spätestens beim Erreichen des tertiären Untergrundes, meist aber schon im Pleistozän, da die Grenze Pleistozän/Tertiär wegen des unbekanntenen Reliefs nicht vorausgesagt werden konnte. Insgesamt wurden bei diesem Untersuchungsprogramm

2309,5 Bohrmeter abgeteuft. Die technische Überwachung der Bohrungen seitens der Bayerischen Braunkohlen-Industrie-AG lag in Händen des Herrn Dipl.-Obering. RIESE.

Der Kerngewinn war gut, lediglich in Sandlagen des Tertiärs oder in pleistozänen Geröllhorizonten und geschiebereichen Moränen war die Deutung des angefallenen Bohrgutes nicht immer eindeutig. Diese Feststellung gilt besonders für die pleistozäne Überlagerung. Trotzdem erweitert jede Bohrung innerhalb gewisser Grenzen die Kenntnisse des pleistozänen Geschehens und von diesem Gesichtspunkt möge der Wert der mitgeteilten Bohrergebnisse beurteilt werden. Hervorzuheben sind die sehr schwankenden Mächtigkeiten der pleistozänen Aufschüttung, die sich zwischen 10 und 178 m bewegen. Zum Vergleich sei angedeutet, daß bei den zahlreichen Erdölbohrungen im bayerischen Voralpenland die bisher angetroffenen Quartärmächtigkeiten 140 m nicht überschritten haben.

Im Text verwendete Abkürzungen:

- OSM = Obere Süßwassermolasse
- SBM = Süßbrackwassermolasse
- OMM = Obere Meeresmolasse

Die Ortsangabe der Bohrungen erfolgt nach GAUSS-KRÜGER-Koordinaten:

- H = Hochwert
- R = Rechtswert
- H. = Höhe über NN
- Blatt = Gradabteilungsblatt 1 : 25 000
- T. = Teufe

Das Belegmaterial zu den Bohrungen befindet sich in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Die geologische Situation

Die Bohrungen B 1—B 14 liegen im würmeiszeitlichen Moränengebiet nördlich des Chiemsees in und beiderseits der „Nahtstelle“ des Inn-Chiemsee-Gletschers (vgl. Abb. 1). Die Verteilung der jungpleistozänen Moränenzüge geht übersichtlich aus der noch heute anerkannten Karte des „Diluvialen Inn-Chiemsee-Gletschers“ (TROLL 1924) hervor. Der tertiäre Unterbau durchbricht nur gelegentlich in kleinen, oft recht vergänglichlichen Aufschlüssen die Lockersedimente der pleistozänen Akkumulation.

Einen umfassenden Einblick in den jungtertiären Sockel gibt die Ratzinger Höhe, die als pleistozän überschlifflener Härtling im Antwoarter Berg 693 m erreicht. Das marine Helvet geht hier über die geringmächtige Brackwassermolasse in die Obere Süßwassermolasse über, die als Erosionsrelikt unter dem Moränenschleier ansteht (s. O. GANSS und P. SCHMIDT-THOMÉ 1955, S. 473 und Profil 16²⁾ sowie H. HAGN und O. HÖLZL 1952, S. 74—75).

Die Spärlichkeit der Molasseaufschlüsse im südlichen Inn-Salzach-Gebiet kommt auf der bereits genannten Molassekarte 1 : 300 000 zum Ausdruck. Allein schon diese Tatsache rechtfertigt eine Veröffentlichung von Bohrergebnissen, die einen Beitrag zur Erweiterung der lokalen Kenntnisse aus dem Bereich der „Oberen Süßwassermolasse“ und der unterlagernden „Süß-Brackwassermolasse“ erbracht haben.

²⁾ In diesem Profil ist die Ratzinger Höhe in ihrem Verhältnis zum tieferen Untergrund der ungefalteten Molasse dargestellt. Siehe auch Profil 34 in den Erl. z. Geol. Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse.

Kurzprofile der Kohlenbohrungen B 1—B 14³⁾

Grafing B 1

Blatt 8039 Endorf i. OB.

R 4521 325, H 5310 400, rd. 200 m nordwestlich vom Bahnhof Halfing am linken Ufer des Dorfbaches

H.: 513 m

Bohrsystem: Bis 12 m Greifer, dann Kernbohrung

Bohrzeit: 22. 6.—7. 7. 1954

Endteufe: 57 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 0,9 m Anmooriger Boden, z. T. lettige Abschlamm-Massen
- 11,0 m Moränenkies kantengerundet, vorherrschend mit kalkalpinen Bestandteilen (jung-eiszeitlich)

OSM (Torton und jünger?)

- 17,0 m Mergel graugrün bis graublau und dann feinstsandig, glimmerstaubig, von braunen, eisenhaltigen Flecken regellos durchsetzt. Gestein schichtungslos, in bergfeuchtem Zustand weich, krümelig bis knetbar

SBM, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

- 22,0 m Sand bis Sandstein grau, z. T. mergelig. An der Basis verkohlte Treibholzreste

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 23,0 m Mergel grau, an der Basis Geröllmergel. Es wurden 2 faustgroße Sandsteinblöcke und ein Quarzgeröll erbohrt. Der gelblich verwitternde, äußerst feinkörnige, kalkfreie und mittelgraue Sandstein ist von kleinen Glaukonitkörnchen durchsetzt. Das Gestein ist schwach glimmerstaubig und schichtungslos. Vermutlich handelt es sich um Sandsteine aus der oligozänen Molasse
- 27,5 m Sand grau, glimmerig, schluffig
- 36,0 m Sandmergel grau, warvenartig geschichtet
- 48,0 m Mergel grau, z. T. sandig
- 57,0 m Sand grau, z. T. glimmerig und tonig.

Die Fauna der B 1 mit angegebenen Teufenbereichen:

Clithon (Vittoclithon) pictus pictus (FÉRUSAC) (T. 47,5 m)

Hydrobia sp. (T. 22,5 m; 47,5 m)

Melanopsis impressa impressa KRAUSS (T. 47,5 m)

Unio sp. (T. 22,5 m)

Congeria sp. (T. 22,5 m; 31,5 m)

*Congeria clavaeformis*⁴⁾ (KRAUSS) (T. 34 m)

Limnopagetia sp. (T. 22,5 m)

Limnopagetia cf. *modelli* SCHLICKUM (T. 31,5 m)

Limnopagetia cf. *bavarica* (AMMON) (T. 34 m).

Halfing B 2

Blatt 8039 Endorf i. OB.

R 4521 305, H 5312 960, am Ostrand von Halfing

H.: 505 m

Bohrsystem: Bis 23,2 m mit Greifer, dann Kernbohrung

³⁾ Bezüglich Einzelheiten dieses und der folgenden Profile sei auf die im Bohrarchiv des Bayer. Geol. Landesamtes aufbewahrten Bohrprofile verwiesen.

⁴⁾ Bestimmung anhand des Vergleichsmaterials von PAULUS und Mitarbeitern (1964).

Bohrzeit: 16. 7.—6. 8. 1954
 Endteufe: 74,2 m
 Bemerkungen: Grundwasser bei 9 m
 Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 2 m Bachschutt und humoser Lehm
- 23,2 m Moränenkies kantengerundet, vorherrschend kalkalpiner Herkunft; bei etwa 15 m gelbe Mergellage

OSM (Torton und jünger?)

- 52,6 m Mergel bis Steinmergel graugrün bis grau und rostfleckig; Gestein schichtungslos. Kalkkonkretionen, meist kreidig, aber auch hart, unregelmäßige nierentartige Formen, meist 0,2—1,5 cm, jedoch auch bis zu 10 cm (in T. 32,3—37,2 m)

SBM, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

- 63,8 m Feinsand grau, z. T. tonig; von 58—62 m Kieslage (Quarzgerölle von 0,5—5 cm ϕ und 1 Sandsteingeröll); darunter (—62,4 m) Geröllmergel mit Kohlenbestegen

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 71 m Mergel grau bis graugrün. Im Bereich von 65—70,2 m Muschelpflaster mit *Congeria clavaeformis* (KRAUSS) und *Melanopsis*-Fragmente
- 74,2 m Sand grau, feinkörnig, z. T. tonig.

Unterratting B 3

Blatt 8039 Endorf i. OB.

R 4522 065, H 5315 705, rd. 300 m westlich von Unterratting, nördlich der Bahn/Straßenkreuzung

H.: etwa 510 m

Bohrsystem: Bis 12 m mit Greifer, dann Kernbohrung

Bohrzeit: 13. 8.—24. 9. 1954

Endteufe: 127,5 m

Bemerkungen: Grundwasser bei 3 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 12 m Moränenkies z. T. grobblockig (Flyschquarzit- und Kalkalpinblöcke bis zu 3 dm ϕ)

OSM (Torton und jünger?)

- 23 m Mergel graugrün, rostfleckig, z. T. sandig; vereinzelt Kalkkonkretionen (vgl. B 2)
- 29 m Sand bis Sandstein gelb bis gelbbraun, fein- bis grobkörnig, gelegentlich Quarzgeröllchen von 3—5 mm; Bruchstück von *Cepaea* sp.
- 105 m Mergel bis Steinmergel graugrün bis blaugrün und rostfleckig, Kalkkonkretionen. Gestein zähplastisch bis hart, gelegentlich sandig; T. 93—93,3 m: Letten mit kohligen Lagen, T. 95 m: 0,2 m Ton grau mit haselnußgroßen Quarzgeröllchen durchsetzt, T. 103 m: etwa $\frac{1}{2}$ m Süßwasserkalk, weißgrau, dicht, mit kleinen Hohlräumen

SBM, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

„Bunte Serie“

- 115 m Mergel wechselhaft ausgebildet, grau, graugrün, rostig gefleckt bis geflammt. Untergeordnet schwach rötlichviolett geflammt. Der auffällige violette Farbeinschlag ist aufgrund röntgenfluorimetrischer Untersuchungen auf Fe zurückzuführen, wobei das Eisen als Hämatit vorliegt (vgl. Belegstück aus der B 5, T. 169,4 m). Gestein plastisch bis hart. Im Bereich von 111—115 m je eine 5 und 20 cm starke Kohlenlettenlage. Die erstere ist von einem 0,3 m starken und sehr dichten Kalkstein überlagert. Seine Farbe ist schmutziggrau und leicht rostig geflammt

—118 m Mergel wechselhaft wie bisher, stark sandig bis Sand; T. 116,5 m: Reste von *Cepaea* sp.

S B M, untere Abteilung (oberes Helvet)

—127,5 m Mergel grau bis dunkelgrau, feinstsandig, meist schichtungslos; bei 118,5 m: *Congeria clavaeformis* (KRAUSS).

Ullerting B 4

Blatt 8039 Endorf i. OB.

R 4522 190, H 5317 395, rd. 950 m WNW von Amerang, am Westrand von Ullerting

H.: 505 m

Bohrsystem: Bis 10 m mit Greifer, dann Kernbohrung

Bohrzeit: 6. 10.—7. 12. 1954

Endteufe: 175 m

Bemerkungen: Grundwasser bei ca. 2 m. Ein zweiter Wasserhorizont bei 59—62 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

— 10 m Moräne (ca. 7 m) und Moränenschotter (? Würmvorstößschotter); vorherrschend zentralalpine Komponenten

—100,3 m Vorwürmzeitliche Ablagerungen⁵⁾

— 12 m Lehm gelb, feinsandig

— 32,4 m Gerölle und Geschiebe kantengerundet, zentralalpiner und kalkalpiner Herkunft, z. T. in mergeliger oder sandiger Grundmasse

— 41 m Sand gelb, sehr feinkörnig

— 47 m Grobkies

— 59 m Mergel grau, plastisch, z. T. sandig und geröllführend

— 64,5 m Kies

—100,3 m Mergel grau, im Wechsel mit Sand- und Geröll-Lagen

O S M (Torton und jünger?)

—147 m Mergel bis Steinmergel graugrün, rostfleckig; T. 121,8—128 m: Geröllmergel (von bis 5 cm großen Quarzgeröllen durchsetzt); bei ca. 138 m: Feinsand

S B M, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

„Bunte Serie“

—155 m Mergel graugrün, selten giftgrün oder rotviolett getönt; in T. 146 m Sedimentärbreccie in sandigen Mergeln; Kohlenlettenlagen von 0,3 m, 0,8 m, 0,1 m, 0,1 und 0,9 m im Bereich von 148,5—164,8 m; in T. 154 m Reste von *Planorbis* sp., *Hydrobia* sp. und *Ancylus* sp.

S B M, untere Abteilung (oberes Helvet)

—164,8 m Mergel graugrün

Bei 155,5 und 156,5 m *Congeria clavaeformis* (KRAUSS)

—175,0 m Mergel graugrün, z. T. sandig; bei 166 m *Congeria clavaeformis* (KRAUSS) und *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS

Obersur B 5

Blatt 7939 Wasserburg a. Inn

R 4522 820, H 5318 545, rd. 250 m SE von Obersur in der Kiesgrube an der Straße Amerang—Wasserburg

H.: 503 m

Bohrsystem: Bis 17 m mit Greifer, dann Kernbohrung

Bohrzeit: 5. 1.—23. 3. 1955

⁵⁾ Die Tertiäroberkante lag in B 4 unerwartet tief; trotz des frühen Kerngewinns war das Bohrgut weitgehend zermahlen und verwürgt. Die Profilaussagen sind unsicher.

Endteufe: 203 m

Bemerkungen: Zwischen 70—75,5 m Wasserhorizont

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 1,5 m Moränenkies
- 7,5 m Mehlsand gelb
- 21,0 m Moräne geschiebemergelreich (kantengerundete Geschiebe zentralalpiner und in geringerer Anzahl kalkalpiner Herkunft und grauer Mergel)
- ca. 24,5 m Sand grau, fein- bis mittelkörnig
- 103 m Mergel grau, z. T. sandig (Secton).
Geröll- und Sandlagen: ca. 39—41 m; ca. 60—63,5 m; ca. 88—94,0 m (kantengerundeter Moränenkies, ϕ —5 cm, ein kalkalpines Geschiebe, schwach gekritzelt)
- 105 m Grundmoräne?
- 109 m Moränengeschiebe mit Tertiärmergel vermenget

O S M (Torton und jünger?)

- 169 m Mergel graugrün, verbreitet rostfleckig, z. T. sandig
T. 111 —111,5 m Quarzsand grauweiß, mittelkörnig
T. 124,5—125,5 m Sand grau, mittelkörnig, schwach kalkig
T. 131 —142,0 m Sand (nicht kernfähig) mit bis zu nußgroßen Quarzgeröllen, Mergelpakete (—3,3 m);
bei 159 m: Kalkkonkretionen; bei 160 m: 0,1 m Kalk, hellgrau, dicht
Zwischen 167 und 169 m je zwei 5 cm dicke Kalkbänkchen, grauweiß und weiß

S B M, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

„Bunte Serie“

- 183,9 m Mergel grau bis graugrün, Rostflecken zurücktretend; tiefste rostfleckige Lage bei T. 180 m. Bei 169,4 m schwach rosa-violette Färbung, die nach röntgenfluorimetrischen Untersuchungen von Dr. SALGER⁶⁾ auf Fe zurückzuführen ist. Das Verhältnis Fe : Mn beträgt 70 : 1. Nach Dr. WILD⁶⁾ tritt das Eisen als Hämatit auf. Weitere Rotfärbung bei T. 175 m. Häufig Sandmergel und Sandlagen, verhältnismäßig glimmerreich. Kohlentegel von 0,2 m, 0,2 m, 0,3 und 0,9 m im Bereich von etwa 169—183,9 m.
Bei etwa 183 m: *Planorbis* sp. und *Ancylus* sp.

S B M, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 203 m Mergel grau, graugrün, graugelb, selten schwach rostgelb geflammt und Feinsand- bis Mehlsandlagen von grauer Farbe; bei 187 m 0,3 m schwach humoser Kohlentegel, z. T. sandig-glimmerig; verbreitet tritt *Congerina claviformis* (KRAUSS) auf (T. 184 m, 191,5 m, 195—201 m). Im Bereich um ca. 196 m noch zusätzlich *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS.

Friedlsee B 6

Blatt 7939 Wasserburg a. Inn

R 4522 840, H 5319 925, am Südufer des Friedlsees

H.: 516 m

Bohrsystem: Mit Greifer bis 21 m, dann gemeißelt und ab 88 m gekernt

Bohrzeit: 15. 4.—25. 6. 1955

Endteufe: 273 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 9,0 m Mehlsand gelb, glimmerstaubig
- 14,7 m Sand mit Geröllen (Geschiebe?)

⁶⁾ Bayerisches Geologisches Landesamt.

- 83,0 m Mergel grau, mit Schluff- und Sand- (kalkhaltig) Lagen
- 87,5 m Lehm gelb, mit zerbohrten Geschieben? (Grundmoräne?)

O S M (Torton und jünger?)

- 228,4 m Mergel grüngrau, rostig gefleckt, hart bis zähplastisch, Kalkkonkretionen; fein- und mittelkörnige Sandeinschaltungen. Bei 167,5 m: Quarzgeröllchen; bei 185 m: Blattreste (Buche?); bei 187,5 m: Quarzgerölle bis zu 5 cm

S B M, obere Abteilung (oberes Helvet— unteres Torton)

„Bunte Serie“

- ca.248,5 m Mergel grüngrau, grau, nur zwischen 234,5—240,5 m noch gelegentlich rostfleckig; Sand- und Sandsteinlinsen unregelmäßig eingelagert. Schwach rötlicher Steinmergel und Mergel bei etwa 232—232,5 m und 248—249 m; im Bereich 227—248,2 m: Kohlenletten, dunkelgrau bis graubraun, z. T. sandig-glimmerig von 0,3 m, 0,4 m, 0,3 m, 0,1 m, 0,3 und 0,05 m. Von 230—230,5 m: Kalk, grauweiß, dicht und hart. Zwischen 247—248,5 m Reste von *Planorbis* sp. und *Lymnaea* sp.

S B M, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 273 m Mergel grau, überwiegend gut geschichtet, z. T. schluffig. Von 258—263 m Sand grau, stark glimmerig. *Congerina clavaeformis* KRAUSS und *C. rottensis* (AMMON) ist in folgenden Bereichen verbreitet: 249—251 und 256,5—265 m. Als Begleitelemente treten *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS und *Clithon* (*Vittocliton*) *pictus pictus* (FÉRUSAC) auf.

Osendorf B 7

Blatt 7939 Wasserburg a. Inn

R 4522 770, H 5322 410, unmittelbar nördlich der Wasserburger Straße am rechten Bachufer in Osendorf

H.: 520 m

Bohrsystem: Bis 225 m gemeißelt, dann gekernt

Bohrzeit: 18. 7.—10. 9. 1955

Endteufe: 341 m

Bearbeiter: O. GANSS

Q u a r t ä r

- 2,5 m Feinsand
- 51,5 m Jungmoräne und Moränenkies (bei 16,3 m wurde ein größerer Bibernagelfluhblock mit hohlen Geröllen angetroffen)
Riß/Würm-Interglazial:
- 52,3 m Brauner Torf (vermutliches Äquivalent der Wasserburger Schieferkohle), stark zerbohrt!
- 56,0 m Sand braun, feinkörnig
- 128,0 m Mergel grau, z. T. schluffig

Weitere Einzelheiten konnten in den Spülproben nicht erkannt werden.

O S M (Torton und jünger?)

- 288 m Mergel graugrün, weitgehend rostfleckig; Kalkkonkretionen verbreitet. Untergeordnet Sand- oder Sandsteinlagen

S B M, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

„Bunte Serie“

- 299 m Wechselhafte Folge von Mergeln und Sanden; T. 288—289,5 m Mergel, schwach rosaviolett geflammt und rostbraun gefleckt

S B M, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 319 m Mergel grau, graugrün und grün, z. T. sandig; Kohlenlettenlagen im Bereich von 305,3—311,5 m von geringen Mächtigkeiten (0,2 m, 0,8 und 0,3 m)

- 341 m Feinsand hellgrau, mit tonigen Zwischenmitteln (Schluffsand). *Congeria clavaeformis* (KRAUSS) in Begleitung von *C. rottensis* (AMMON) sind von T. 299—331,5 m verbreitet. *Planorbis* sp., *Unio* sp. und *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS waren im Kernbereich 309,7—312,6 m und letztere noch von 327,2—327,5 m vorhanden.

Apping B 8

Blatt 8040 Eggstätt

R 4525 495, H 5315 005, zwischen Bach und Weg unmittelbar westlich vom Gehöft Apping, Gde. Pittenhart

H.: 593 m

Bohrsystem: Bis 14 m mit Greifer, bis 95,5 m gemeißelt, dann gekernt

Bohrzeit: 7. 10.—30. 11. 1955

Endteufe: 204,3 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 13 m Kalkalpine und zentralalpine Geschiebe in lehmiger, grauer bis brauner Grundmasse (würmzeitliche Moräne)
 — 97,3 m Moräne, Moränenkies und Nagelfluh, zerbohrt (Riß/Würm-Interglazial und älter)

OSM (Torton und jünger?)

- 154,4 m Mergel graugrün, rostbraun gefleckt, hart bis zähplastisch, Kalkkonkretionen zwischen 105—108 m; gelegentlich sandig oder Sandsteinlagen

SBM, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

- 167,8 m Mergel graugrün
 Besondere Einlagerungen: T. 154,4—161,0 m: Sand weißgrau, grobkörnig. Quarzgerölle 3—8 cm ϕ . T. 163,6—164,2 m: Mergel dunkelgrau (humos?) und glimmerstaubig mit *Planorbis* sp. T. 167,1—167,8 m: Mergel dunkelgrau (humos), feinstsandig und glimmerreich (Reste von Süßwasserschnecken)

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 204,3 m Mergel grau, z. T. feinsandig; stärkere Feinsandeinschaltung von grauer Farbe und tonigem Bindemittel von 169,5—180,2 m; bei 178 m erster Nachweis von *Congeria clavaeformis* (KRAUSS) und bei 183,3 m *Planorbis* sp.; im Bereich von 184—189,5 m stärkere Lagen von Feinstsand (bei ca. 186 m stark humose glimmerige Feinstsandlage mit Holzresten und *Planorbis* sp.).

Gachensolden B 9

Blatt 8040 Eggstätt

R 4525 600, H 5311 540, unmittelbar westlich der Straße Gachensolden—Wimpasing, etwa 250 m nördlich von Wimpasing, Gde. Höslwang

H.: 537 m

Bohrsystem: Bis 10,2 m mit Greifer, bis 33,5 m mit Rollmeißel, dann gekernt

Bohrzeit: 13. 12. 55—10. 1. 1956

Endteufe: 50,2 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 2,8 m Lehm mit Kies
 — 4,2 m Mergel gelbbraun bis grünlich, plastisch (Seeton, postglazial)
 —10,2 m Lehm gelb, mit kantengerundeten Geschieben (bis 10,2 m feststellbar), Jungmoräne
 —29 m Moräne? (Probenmaterial unzulänglich)

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 50,2 m Mergel grau, z. T. sandig, Sandstein grau, von 43,8—44,8 m mit Muschelgrus (u. a. *Cardium* sp.). In T. 46—47 m *Limnopageticia bavarica* (AMMON), *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS (nach freundlicher Bestimmung von Herrn Dr. h. c. O. HÖLZL).

Pickenbach B 10

Blatt 8040 Eggstätt

R 4525 435, H 5312 820, etwa 250 m NNW von Pickenbach, rechtes Bachufer zwischen Wald-
rand und Straße

H.: ca. 552 m

Bohrsystem: Bis 4,6 m mit Greifer, bis 32,2 m mit Rollmeißel, dann gekernt

Bohrzeit: 19. 1.—1. 2. 1956

Endteufe: 89,3 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

— 0,8 m Lehm humos

— 4,5 m Moräne und Moränenschotter (würmzeitlich)

—27 m Nagelfluh und Schotter

—35,5 m Lehm braun mit bis zu faustgroßen kantengerundeten Geschieben (Grundmoräne)

O S M (Torton und jünger?)

—63,7 m Mergel graugrün, rostfleckig; Kalkkonkretionen zwischen 38—42 m. T. 36,2—37 m:
Quarzsandstein, grau, hart, grobkörnig bis kleinkonglomeratisch, kalkig, verfestigt

S B M, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

—65,7 m Quarzsand grau, grobkörnig

—79 m Mergel grau bis graugrün, z. T. feinsandig.

Bei ca. 66,5 m *Cepaea* sp., T. 67—68,7 m: „Geröllsand“, T. 69—73,8 m: Quarzsand,
grob; im Liegenden Geröllmergel (Quarz und Quarzit), bei ca. 74 m wurde eine
unbedeutende Kohlenlage erbohrt; zwischen 78—78,2 m Bruchstück von *Cepaea* sp.

S B M, untere Abteilung (oberes Helvet)

—89,3 m Mergel grau, feinstsandig und glimmerreich. Er enthält bei 81,5 m *Congeria clavae-*
formis (KRAUSS) und bei 82,2 m *Congeria* sp. und *Melanopsis impressa impressa*
KRAUSS.

Taxenberg B 11

Blatt 8040 Eggstätt

R 4527 255, H 5313 900, Kiesgrube etwa 70 m NE von P. 549,6 an der Straße Endorf—
Pittenhart

H.: etwa 550 m

Bohrsystem: Bis 10,2 m mit Greifer, bis 51 m mit Rollmeißel, dann gekernt

Bohrzeit: 16. 2.—19. 3. 1956

Endteufe: 124,1 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

— 8,4 m Moräne, Moränenkies und Sand (würmzeitliche Ablagerungen)

Interglaziale Seebeckenablagerungen:

— 32,0 m Feinstsand bis mittelkörniger Sand grau bis gelblich

— 67,8 m Mergel grau (Seeton)

Altpleistozän:

— 72,7 m Geschiebemergel olivgraugrün, mit kalkalpinen Geschieben durchsetzt

— 75 m Mergel grau (Seeton)

— 76,6 m Grenzbereich Quartär/Tertiär (zerbohrt)

O S M (Torton und jünger)

— 78,5 m Mergel grünlich, rostfleckig

— 85,0 m Quarzsand bis Sandstein grau, fein- bis grobkörnig und dann z. T. mit 1—2 cm,
max. bis zu 8 cm großen Quarzgeröllen durchsetzt. Um T. 81 nesterweise schwach
rötlich getönter Sandstein

SBM, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)
„Bunte Serie“

- 112 m Mergel grau bis graugrün, z. T. feinsandig; Gestein meist geschichtet. Im Bereich von etwa 98—101,3 m dünne, schwach humose Mergellagen bis zu 0,1 m. Bei 101,5 m *Unio* sp.

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 124,1 m Mergel grau, geschichtet, z. T. sandig; bei ca. 113—116,5 m Feinsand, grau, glimmerreich und schwach mergelig; in T. 122,5 Muschelpflaster von *Congeria clavaeformis* (KRAUSS) und *Limnopageticia* sp.

Hinzing B 12

Blatt 8040 Eggstätt

R 4528 500, H 5314 880, ca. 100 m SW von P. 568,1 an der Straße Pittenhart—Hinzing

H.: ca. 568 m

Bohrsystem: Bis 82 m mit Greifer und Rollmeißel, dann gekernt

Bohrzeit: 4. 4.—28. 4. 1956

Endteufe: 205,7 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 0,3 m Waldboden braun
- ca. 12 m Moränenschotter und Sand (würmzeitliche Ablagerungen)
- Interglaziale Seebeckenablagerungen:
- ca. 106 m Seeton grau, wechselnd mit Moränenschottern
- ca. 143 m Seeton grau, häufig mit guter Warvenschichtung
- Besonderes Interesse beansprucht der Teufenbereich von 116—128,7 m. Der Kerngewinn betrug in diesem Bereich 10,7 m und verteilt sich vom Hangenden zum Liegenden auf folgendes Profil:
- 3,4 m grauer Seeton, übergehend in
- 0,6 m dunkelgrauen, an organischer Substanz reichen Seeton
- 0,3 m graugrüner Seeton
- 3,9 m Tonschiefer mittelbraun, in bergfeuchtem Zustand dunkel- bis dunkelgrünlichbraun, kalkfrei, bricht dünn-schichtig an leicht muscheligen Flächen. Etwas glimmerstaubig. Kleine Pflanzenreste. An Großresten waren zwei verkohlte Fichtenzapfen eingelagert. Herr Dr. H. SCHMEIDL/Bernau bestimmte aus diesen Lebermuddeschichten neben *Pinus*-, *Picea*- und *Betula*-Pollen auch Pollenkörner von *Larix*. Nesterweise sind kleine punktgroße blaue Nester von Vivianit angereichert. Phosphor-Eisen-Nachweis erfolgte durch Herrn Dr. WILD. Diese warvenschichtigen Lebermuddeschichten wechsellagern mit Seetonlagen
- 0,7 m Tonschiefer mittelbraun, wie oben. Ebenfalls mit Vivianitbelag auf einzelnen Schichtflächen
- 1,8 m Kerngewinn mit folgendem Profil:
- 5 cm Lebermudde gebändert, gelegentlich etwas Vivianit
- 80 cm Seeton olivgraugrün, warvenschichtig
- 15 cm Lebermudde gebändert, etwas Vivianit
- und Kalksand mit Geschieben kalkalpiner Herkunft
- 80 cm Seeton grau, schwach z. T. schräg geschichtet
- ca. 147 m Seeton grau, schwach geschichtet, mit kantengerundeten Geröllchen
- ca. 152 m ? Übergang zwischen Seeton und Moränenschotter (zerbohrt)
- ca. 165,8 m ? Moräne (zerbohrt)

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 174,7 m Mergel mittelgrau, gut geschichtet
- 182 m Sandstein bis Sand grau, feinstkörnig und schwach glimmerhaltig. Gestein z. T. kreuzgeschichtet; bei T. 175 m *Cardium* sp. (Jugendformen)
- 186,1 m Mergel grau; bei T. 183,5 m *Rzehakia gümbeli* (GÜMBEL) und bei T. 185,5 m *Limnopagettia bavaria* (AMMON)⁷⁾

Glaukonitsande und Blättermergel (Mittelhelvet)

- 205,7 m Mergel grau, gut geschichtet und mit Sandbestegen; von etwa 189,7—190,1 m stark glaukonitischer Sandstein mit *Anomia ephippium* var. und *Leda* sp.⁷⁾.

Pittenhart B 13

Blatt 8040 Eggstätt

R 4528 250, H 5315 830, am östlichen Waldrand etwa 1 km WNW von Pittenhart an der Straße nach Aindorf

H.: ca. 568 m

Bohrsystem: Mit Greifer und Meißel bis 86,40 m, dann gekernt

Bohrzeit: 9. 5.—2. 6. 1956

Endteufe: 174,7 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 0,7 m Waldboden braun
- 85 m Moräne und Moränenschotter der Würm-Eiszeit
- 111,3 m Mergel grau bis lehmgelb, schwach geschichtet, vereinzelt mit kantengerundeten Geröllen oder Geschieben durchsetzt (interglazialer Seeton)
- 115,9 m vermutlicher Übergang in rißzeitliche Grundmoräne
- 160,2 m Mergel grau, von zentralalpinen und kalkalpinen Geschieben durchsetzt (? Rißmoräne)

SBM, obere Abteilung (oberes Helvet — unteres Torton)

- 168,5 m Mergel grau bis grüngrau, humose Mergellage mit *Planorbis* sp. (stark zerbohrt)

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 174,7 m Mergel grau, z. T. schwach sandig. Bei etwa 174 m: Muschelpflaster mit *Congeria clavaeformis* (KRAUSS) und *Clithon (Vittocliton) pictus pictus* (FÉRUSSAC).

Haiming B 14

Blatt 8040 Eggstätt

R 4529 120, H 5317 225, rd. 150 m nördlich vom Taubensee an der NW-Seite des dortigen Gehöftes

H.: ca. 570 m

Bohrsystem: Mit Greifer und Meißel bis 75,5 m, dann gekernt

Bohrzeit: 9. 6.—5. 7. 1956

Endteufe: 210,5 m

Bemerkungen: Wasserhorizonte vermutlich bei 12—16 m und bei 65—69 m

Bearbeiter: O. GANSS

Quartär

- 75,5 m Moräne und Moränenschotter (das ab 5,40 m zerbohrte Material ist nicht eindeutig), Würm-Moräne

⁷⁾ Bestimmungen nach Dr. h. c. O. HÖLZL.

Interglazialer Seeton:

- 80,4 m Seeton grau, Schichtung fehlt oder nur schwach angedeutet. Der höhere Teil des Seetons ist mit kleinen daumennagelgroßen Steinen durchsetzt; 0,20 m der Basis sind braun verfärbt

Altmoräne:

- 176,0 m Mergel grau, mit kalkalpinen und zentralalpinen Geschieben durchsetzt (Kerngewinn erst ab etwa 110 m)

Vom Eisdruck zerscherte Scholle der OSM/SBM

176,0—179,5 m wurde bei 100 % Kerngewinn folgende Beobachtung gemacht:

Ein brauner Mergel ist regellos von bis 0,20 m großen, z. T. gekritzten Geschieben durchsetzt. Es konnten nachgewiesen werden: dolomitischer Wettersteinkalk, Liasfleckenmergel, Rätkalk, Hauptdolomit, Buntsandstein, ? Flyschsandstein, Lithothamnienkalk und Quarzgeröll. Beim Zerschlagen fällt der Kern an regellosen Harnischflächen auseinander. An weniger verwitterten Stellen erkennt man die grünliche Farbe der OSM sowie die kleinen Kalkkonkretionen. Die OSM wurde durch Eisdruck zerschert und der Geschiebemergel mit Gesteinsinhalt „eingeschuppt“

- ca. 182,3 m Kerngewinn 0,20 m: Mergel graugrün, rostfleckig, ebenfalls noch stark verharnischt und von Geschieben durchsetzt
 - ca. 187,4 m Kerngewinn 0,20 m: Mergel grau, ebenfalls noch vom Eisdruck beeinflusst
- Bei etwa 187,5—188 m wird die Basis der eisgestauchten Tertiärscholle vermutet

SBM, untere Abteilung (oberes Helvet)

- 191,9 m Mergel grau, glimmerstaubig; im Liegenden 1,60 m glimmerreicher, rostgelber Feinsand
- 195,3 m Mergel grau; bei T. 195 m *Congerina clavaeformis* (KRAUSS) und *Congerina* sp. (kleine Form) und *Clithon (Vittoclithon) pictus pictus* (FÉRUSAC)
- 205,9 m Schluffsand grau-grünlich, glimmerreich
- 210,5 m Mergel grau, z. T. feinstsandig und glimmerstaubig.

Die Bohrergergebnisse

1. Die pleistozäne Überlagerung (s. Abb. 2)

Die Bohrungen B 1 bis B 14 haben unerwartete Ergebnisse zur Frage des präglazialen Reliefs erbracht und unsere Kenntnisse der pleistozänen Sedimente im Bereich der Bohrungen erweitert.

Das Profil der Bohrungen B 1 bis B 7 liegt nach der TROLLSchen Karte (1924) in der Entwässerungsrinne der Ebinger Stufe, die sich bei den drei nördlichsten Bohrungen zwischen den Würmmoränen stark verengt. Der südliche Profilabschnitt ergab Pleistozänmächtigkeiten von 10—21 m. Es waren Moränen und Moränenschotter, die nicht zu gliedern waren und wohl ausschließlich der Würmvereisung angehören. Nicht ganz auszuschließen ist eine Gliederungsmöglichkeit bei der Bohrung B 2, sofern der bei 15 m angetroffenen Mergellage eine größere Bedeutung beigemessen wird.

Nördlich der Bohrung B 3 dacht das präpleistozäne Relief nach Norden ab und die B 4 erreicht die Oberkante des Tertiärs erst in T. 100,3 m. Die nur 10 m starken würmzeitlichen Moränen und Moränenschotter werden von einer 90 m mächtigen Folge von Kies, Sand und Seeton unterlagert. Die Anwesenheit älterer Moränen konnte aus dem Bohrgut nicht erkannt werden.

S

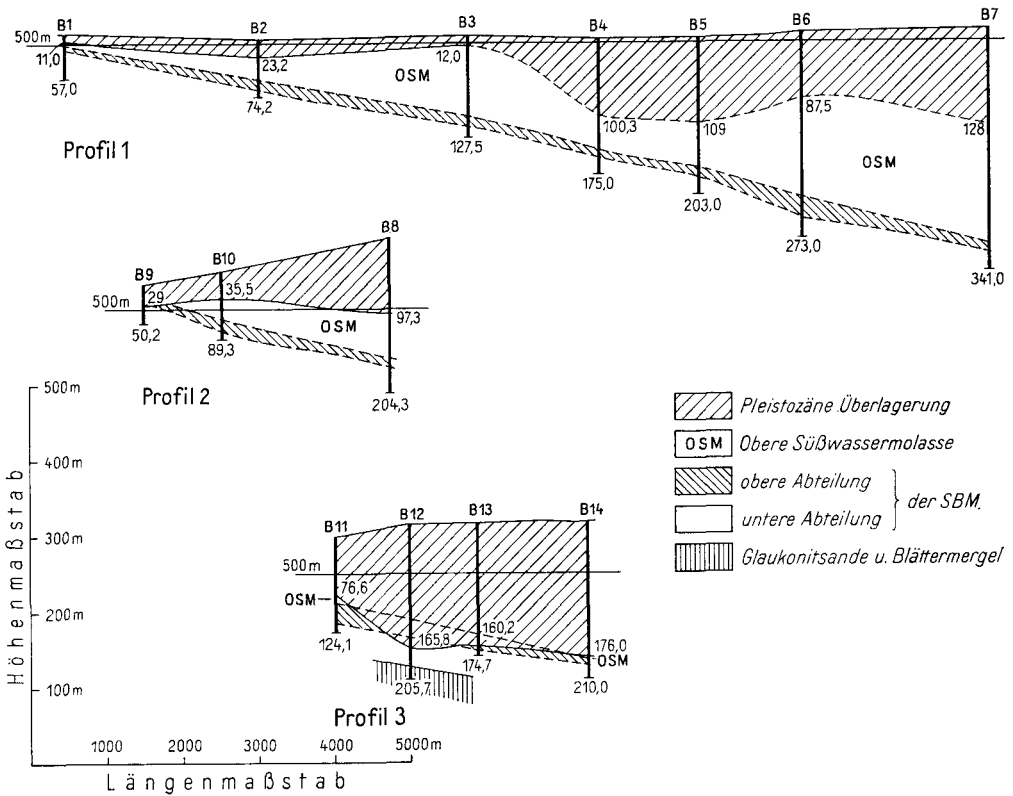


Abb. 2. Vereinfachte Querprofile durch das Jungtertiär und die pleistozäne Überlagerung im Raum Halfing—Obing. Lage der Profillinien vgl. Abb. 1.

Die Pleistozänmächtigkeit von etwa 105 m bei der Bohrung B 5 ergibt Parallelen zur B 4. Möglicherweise liegt in B 4 das beckenrandliche, kiesreichere Äquivalent zum seetonreichen Profil der Bohrung Obersur B 5 vor.

Vergleichbar mit B 5 ist die Bohrung Friedlsee B 6. Bei etwa 14,7 m scheint hier die Grenze Würm—Riß/Würm-Interglazial zu liegen. Bis 83,0 m kann man die Mergel, Schluffe und Sande dem Interglazial einordnen. Die Zone zwischen 83—87,5 m könnte als basale Grundmoräne gedeutet werden. Eine verbindlichere Zuordnung läßt das Bohrmaterial nicht zu.

Bei der Bohrung Osendorf B 7 liegt 50 m Jungmoräne auf einer Torfablagerung (vermutliches Äquivalent der Wasserburger Schieferkohle [TROLL 1924, KNAUER 1922]), die vermutlich die interglaziale Seetonsedimentation beschließt. Die Gesamtmächtigkeit des nicht weiter gliederbaren Pleistozänprofils erreicht bei Osendorf 128 m.

Die Bohrungen B 8—B 10 befinden sich gleichfalls im Bereich der Jungmoräne; B 8 steht auf ungegliederter Würmmoräne, B 9 und B 10 liegen in Alluvialrinnen zwischen Würmmoränen. Das Profil deutet eine Hochlage des tertiären Untergrundes an (Abb. 2, Profil 2).

Bei der Bohrung Gachensolden B 9 ragt der tertiäre Untergrund bis ca. 508 m auf; eine Stellungnahme zu der nur 29 m mächtigen Pleistozänauflagerung ist anhand des lückenhaften Probenmaterials nicht zu erwarten. Ebenso liegt die Tertiärbasis bei P i c k e n b a c h B 1 0 in etwa 516,5 m. Für die Diagnostizierung einer Grundmoräne gibt die Kernstrecke von 32,2—35,5 m = Basis des Quartärs Hinweise. Es kann sich hierbei um eine Moräne des Vorwürm handeln.

Die Bohrung B 8 läßt bei 97 m Pleistozänmächtigkeit eine stärkere vorwürmzeitliche Reliefübertiefung in nördlicher Richtung ahnen. Die angefallenen Meißelproben erlauben leider keine nähere Gliederung des Bohrprofils.

Im östlichsten Profil der Bohrungen B 11—B 14 verteilen sich deren Lagepunkte durchwegs auf Schotterflächen. B 11 liegt auf der alluvial überarbeiteten Rauschinger Stufe (s. TROLL 1924) und B 12—B 14 bereits auf Niederterrassenschottern (B 14 auf dem Niederterrassenfeld von Obing) oder deren Untergliedern.

Die Bohrreihe der B 11 bis B 14 zählt in Anbetracht der mächtigen interglazialen Abfolge und ihrem Polleninhalte zu den wichtigsten Profilen (Abb. 2, Profil 3).

Unter den würmzeitlichen Ablagerungen der Bohrung T a x e n b e r g B 1 1 folgen interglaziale Sande und Seetone mit einer Mächtigkeit von etwa 60 m. Die darunterliegende Moräne zwischen 67,8—72,7 m könnte als Reißmoräne angesprochen werden. Der basale Seeton (bis ca. 75 m) ist zeitlich nicht einzuordnen (Stausediment der Reißmoräne?).

Hinzing B 12 hat das interessanteste und mit 165,8 m mächtigste Pleistozänprofil durchteuft. Die differenzierte Seetonabfolge weist in den pollenreichen Lebermuddeschichten in T. 116—128,7 m auf ein interglaziales Klimaoptimum. Die wissenschaftliche Bearbeitung dieses einmaligen Profils ist von Herrn Dr. H. SCHMEIDL vorgesehen.

Eine geringmächtige, leider zerbohrte, geschiebeführende Zone an der Pleistozänbasis kann als Äquivalent einer Altmoräne angesehen werden. Die Tertiäroberkante wurde im Niveau von etwa 402,2 m erbohrt.

Im Profil der Bohrung P i t t e n h a r t B 13 sind die interglazialen Seetone der B 12 nicht mehr so eindeutig erfaßt. Vor allem fehlen die pollenreichen Horizonte oder sie wurden überbohrt. Zwischen den Seetonen und dem Tertiärsockel ist die Altmoräne durch die Bohrung gut belegt. Das Tertiär wurde im Niveau von ± 400 m erreicht.

Die Bohrung H a i m i n g B 14 zeigt ebenfalls zwischen Altmoräne im Liegenden und Jungmoräne im Hangenden eine interglaziale Seetonfolge. Beachtenswert ist die etwa 12 m mächtige, vom Eisdruck als Pseudotektonit zerscherte OSM/SBM-Scholle. Über die Gestalt und Ausdehnung dieses eistektonischen Phänomens kann auf Grund eines einzigen Bohraufschlusses keine weitere Aussage gemacht werden.

Bei einer Wasserbohrung für die Gemeinde Obing, etwa 250 m westlich vom Ortsrand Obing am Fahrweg nach Ilzham, konnte folgendes Profil aufgenommen werden:

- 12,40 m Jungmoräne
- 55,25 m Altmoräne (—41,60 m Nagelfluh, —55,25 m lockerer Kies)
- 55,80 m Obere Süßwassermolasse (Feinstsand tonig, gelb).

Die Bohrung ergänzt das Profil der B 11—B 14 nach Nordosten. Auf Grund dieser Bohrung ist die eiszeitliche Übertiefung im Raum von Obing nicht mehr vorhanden.

2. Der tertiäre Unterbau (s. Abb. 2)

Unter der quartären Überlagerung tritt der tertiäre Untergrund nur in gelegentlichen, unzulänglichen Einzelaufschlüssen zutage. Mit Ausnahme der erwähnten Ratzinger Höhe sind es, besonders im Inngbiet unterhalb von Wasserburg, nur Aufschlüsse in der gleichförmig ausgebildeten OSM, dem sog. „Flinz“. Ein Profil aus der OMM über die SBM zur OSM war in dem besprochenen Raum unbekannt.

Aus feinschichtigen, tonig-sandigen Mergeln der heute nicht mehr existierenden Ziegelei in Endorf beschreibt KNAUER (1935) das Phänomen der überzähligen Schichten, wobei im Aufschluß eine im Liegenden gemessene Schichtneigung von 13° nach oben zu rasch verflacht. Vermutlich handelt es sich hier um Ablagerungen des marinen Schliers⁸⁾ und nicht um Obere Süßwassermolasse, wie es KNAUER annimmt.

Die Ablagerungen der hier besprochenen OSM-SBM sind (vom Hangenden zum Liegenden!) terrestrischer, fluviatil-limnischer bis brackischer Natur. Der horizontale und vertikale Fazieswechsel der Gesteine ist stark ausgeprägt. Einzelheiten des Faziesgepräges und des Fauneninhaltes gehen aus den Profilbeschreibungen hervor.

Fauna und lithologische Ausbildung ließen bei den Bohrungen folgende Gliederung zu:

OSM: terrestrisch-fluviatile Fazies

SBM, obere Abteilung „Bunte Serie“: limnisch-fluviatile Fazies, wobei die folgende Fauna verbreitet ist: *Planorbis* sp., *Hydrobia* sp., *Lymnaea* sp., *Ancylus* sp., *Unio* sp.

SBM, untere Abteilung: brackisch-limnische Fazies

Hier sind charakteristisch: *Clithon* (*Vittoclithon*) *pictus pictus* (FÉRUSSAC), *Hydrobia* sp., *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS, *Congeria claviformis* (KRAUSS), *Congeria rottensis* (AMMON), *Limnopageticia bavarica* (AMMON), *Rzehakia gümbeli* (GÜMBEL)

Marines Helvet: Glaukonitsande und Blättermergel.

Die Bohrung B 1 (Profil 1, Abb. 2) erbrachte den ersten Nachweis der SBM mit charakteristischer Aussüßungs- und Brackwasserfauna bei verhältnismäßig unruhigen, wechselhaften Sedimentationsverhältnissen. Der Geröllmergel bei 23 m deutet fluviatilen Einfluß aus verlandenden südlichen Räumen des ehemaligen Molassebeckens an.

Die OSM ist in dieser und den folgenden Bohrungen durch eine gleyartige Sedimentation gekennzeichnet, die auf ein reliefarmes, tonig-mergeliges, überwiegend terrestrisches Milieu mit hohem Grundwasseranstieg hinweist.

⁸⁾ Die Erdölbohrungen am Südrand von Endorf stehen bereits im Mittelhelvet, dessen Blättermergel dem von KNAUER wiedergegebenen Aufschlußbild gleichen.

Die Oberkante der SBM sinkt in der Bohrung B 2 auf etwa 52,6 m. Der hangende Sand- und Geröllhorizont schwillt auf über 10 m an. Er wird oberhalb von 52,6 m von den gleyartigen Mergeln der OSM überdeckt.

In der Bohrung B 3 liegt die Grenze OSM/SBM bereits in T. 105 m. In 103 m ist eine etwa 0,5 m starke Bank eines weißgrauen Süßwasserkalkes bemerkenswert. Die obere Abteilung der SBM ist beckeneinwärts faziell stärker differenziert. Charakteristisch für sie ist ein besonders engräumiger Fazieswechsel sowohl in der Vertikalabfolge als auch im Horizontalbereich. Die selten und nur bankweise auftretende hämatitische, violettstichige Verfärbung weist auf „Roterdeinschwemmungen“ des südlichen Abtragungsgebietes hin.

In der Bohrung B 4 sinkt die OSM/SBM-Grenze in einen Teufenbereich von 147 m. Die Gliederung der SBM in einen oberen limnischen und in einen tieferen brackischen Bereich wird durch die Fauna deutlich.

Im tieferen Teil der OSM sind in der Bohrung B 5 wiederum Süßwasserkalke angetroffen worden. Die Grenze OSM/SBM ist bei 169 m anzunehmen und sinkt bei den Bohrungen B 6 und B 7 auf T. 228,4 und 288 m. Die unterlagernde SBM ist bei der B 5 bis B 7 auf Grund der Fauna analog der Bohrung B 4 zu gliedern.

Die Bohrung B 7 ist die nördlichste Bohrung in der Profilvereihe und vom heutigen Südrand des OSM-Randes etwa 15 km entfernt.

Auf NN reduziert ergeben sich für das Profil B 1—B 7 für die Grenzen OSM/SBM sowie für die Grenze obere und untere SBM folgende Werte:

Bohrungen	1	2	3	4	5	6	7
Grenze OSM/SBM	496	452,4	405	358	334	287,6	232 m
Grenze ob./unt. SBM	491	441,2	392	350	319,1	267,5	221 m
Mächtigkeit der ob. SBM in m	5	11,2	13	8	14,9	20,1	11

Die zweite Profilvereihe ist durch die Bohrungen B 9, B 10 und B 8 gegeben.

Die Bohrung G a c h e n s o l d e n B 9 erreichte bei geringmächtiger Pleistozänüberlagerung bereits etwa 508 m ü. NN die untere Abteilung der SBM. Sie ließ gegenüber den bisherigen Profilen keine Abweichung erkennen.

Die Bohrung P i c k e n b a c h B 10 durchteufte die OSM/SBM-Grenze bei T. 63,7. Der Bereich von 63,7—73,8 m ist durch gröbere Sandschüttungen charakterisiert.

In der profilnördlichsten Bohrung A p p i n g B 8 liegt die OSM/SBM-Grenze in T. 154,4 m. Die Sand-Mergel-Serie zwischen 154,4—167,8 m möchte ich als Äquivalent der „Buntserie“ (= obere Abteilung der SBM) ansehen.

Das dritte und östlichste Profil erkundeten die Bohrungen B 11 bis B 14.

Die Bohrung T a x e n b e r g B 11 ist eigentlich mehr eine Verbindungsbohrung zum Profil 2 und sie steht entsprechend ihrer Position der B 10 nahe. Die SBM läßt auch hier eine Zweigliederung zu.

Die Bohrung H i n z i n g B 12 hat unter der mächtigen Pleistozänausträumung im Niveau von etwa 402,2 m die untere Abteilung der SBM erreicht, die nach etwa 20 m bereits in die Glaukonitsande und Blättermergel des marinen Helvets (= OMM) übergeht.

Die etwa 1 und 2,3 km nördlicher gelegenen Bohrungen *Pittenhart B 13* und *Heiming B 14* haben unter dem sehr mächtigen Pleistozän die tiefsten Teile der OSM/SBM gerade noch erfaßt. Bei beiden Bohrungen ist die Grenze Pleistozän/Tertiär aus bohrtechnischen Gründen lückenhaft oder durch Eisdruck zerschert.

Wie aus den Einzelprofilbeschreibungen und ihrer zusammenfassenden Darstellung hervorgeht, ist die Bohrung *B 12* die einzige, die den marinen Helvetbereich der *Glaukonitsande* und *Blättermergel* erreicht hat. Diese OMM wird von der faziell sehr differenzierten Schichtenfolge der SBM überlagert. Das verbreitete Auftreten der *Congerienpflaster* und *Melanopsiden* (untere Abteilung der SBM) weist auf weitgehende Aussüßung einer flachen Meeresbucht, die sich nach Norden bis nach Niederbayern erstreckte. Geringe Reliefunterschiede im Meeresspiegelniveau waren die Voraussetzung für das wechselvolle Bild der SBM von der Brackwasserfazies über den fluviatil-limnischen (obere Abteilung der SBM, „Bunte Serie“) bis in den „terrestrischen“ Bereich der OSM.

Zur Zeit der OSM bestand eine Seen- und Tümpellandschaft, von fluviatilen Gewässern durchzogen. An den Rändern der Seen, Tümpel und fluviatilen Entwässerungsrinnen gedieh üppiger Pflanzenwuchs, der in *Trimmelkam* und *Tittmoning* zur Kohlenbildung, hier nur zu geringmächtigen humosen Lagen führte. Die nachgewiesenen Süßwasserkalke sind von örtlicher Bedeutung.

Die „*Oberer Süßwassermolasse*“ zeigt eine verhältnismäßig gleichförmige lithologische Ausbildung. Vorherrschend sind graugrüne, schichtungslose Mergel mit uneinheitlichem Verfestigungsgrad. Ihr Charakteristikum, unregelmäßige rostige Flecken und Schlieren, weist auf eine Bodenentstehung im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels. In derartigen Naß- oder Grundwasserböden löst das Ansteigen und Fallen des Grundwasserstandes ein Wechselspiel von Reduktionen und Oxydationen, Wanderungen und Fällungen von Eisenverbindungen aus. Steigendes Grundwasser bedingt Reduktion der Eisenverbindungen, absinkender Grundwasserstand und Nachdringen von Luftsauerstoff führt zur Oxydation der Eisenoxydul- zu Eisenoxydverbindungen. Dieses Erscheinungsbild prägt den Typus der Gleyböden, wobei die rostroten Flecken auf unlösliche Ferriverbindungen zurückzuführen sind.

Die Vergleiche zwischen rezenten Gleyböden und der rostfleckigen Mergelfazies der OSM sind naheliegend und es scheint zulässig, die OSM hier größtenteils als fossilen Gleyboden zu betrachten.

Im Bereich der OSM sind an den Bohrkernen häufig „*Harnische*“ verbreitet. Diese meist flachen bis mittelsteilen Gleitflächen treten vereinzelt, selten gehäuft auf, wobei sich im Kernstück die „*Harnische*“ durchkreuzen können. Meines Erachtens handelt es sich um unregelmäßige Setzungserscheinungen des weitgehend mit Grundwasser durchtränkten Gleybodens. Bei zunehmender Sedimentlast nimmt die statische Belastung zu und bei Überschreiten der Scherfestigkeit bilden sich Gleitflächen aus. D. h. das Sediment weicht bei geringer Kohäsion der Belastung teils durch plastisches Nachgeben, teils durch Gleitbewegung an „*Harnischen*“ aus. Diese Ausweichmöglichkeit ist durch das allmähliche Schwinden des hohen Wassergehaltes im Sediment (Volumenverkleinerung) im Verlauf der Diagenese gegeben.

Die durchteuften Tertiärschichten der B 1 bis B 14 wurden vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen pollenanalytisch untersucht. Trotz intensiver Probenbearbeitung erwiesen sich die weitaus größten Profilbereiche als pollenleer, in einigen Fällen als pollenarm. Die aus den Pollenspektren gezogenen stratigraphischen Schlüsse sind als erste Versuche zu werten. Sie widersprechen nicht den bisherigen Altersauffassungen.

Nach REIN (1961, S. 164) „ist in Bohrungen bei Trostberg in Probenserien aus Braunkohlenflözen und Begleitschichten dicht oberhalb der *Oncophora*-Schichten *Quercoidites henrici* (R. POT.) R. POT., TH. & THIERG. noch mit mehreren Prozenten vorhanden. Hier liegt die Grenze Helvet/Torton vor, die sich auch pollenanalytisch als Abschnittsgrenze Mio. A/Mio. B fassen läßt“. Eine weitere Bearbeitung und Veröffentlichung der Pollenergebnisse ist von REIN vorgesehen.

Das Untersuchungsgebiet der Bohrungen B 1—B 14 vermittelt zwischen dem niederbayerischen Tertiär, dessen südliches Randgebiet etwa 50 km NE liegt, und den Bohrungen von Pliening (Blatt Nr. 7736 Ismaning), die in NW-Richtung ebenfalls rd. 50 km entfernt sind.

Die SBM ist in Pliening (PAULUS und Mitarbeiter 1964) ± 100 m mächtig und läßt sich in eine untere gut 40 m mächtige, brackische und eine obere 55—60 m dicke, limnische Abteilung gliedern. Erstere setzt mit scharfer Grenze oberhalb der oberen Meeresmolasse ein. Die obere Abteilung der SBM geht allmählich in die Obere Süßwassermolasse über. Eine Parallelisierung der beiden Abteilungen der SBM von Pliening mit dem hier bearbeiteten Gebiet ist vertretbar, und damit ist auch eine Übernahme der zeitlichen Abfolge im Sinne von PAULUS möglich.

Die untere Abteilung der SBM stuft PAULUS (1964) in das Helvet ein, für die obere Abteilung der SBM nimmt er eine Einstufung oberes Helvet bis unteres Torton vor, wobei er den weit gefaßten Begriff der Torton-Stufe nördlich der Alpen hervorhebt.

Von den Plieninger Bohrungen gibt PAULUS (1964) „einige nur wenige Zentimeter dicke, teilweise sandige und grobglimmerige Tonmergel- und Tonbänder“ an, „die wegen ihrer dunkelbraunen bis schwärzlichen Färbung“ auffallen und ebenfalls wie bei unseren Kohlebohrungen auf organische Substanz zurückzuführen sind. Auch in Pliening enthalten diese Lagen limnische Mollusken.

Albsteinähnliche Kalkknollen, wie sie ZIMMERLE (in PAULUS und Mitarbeiter 1964, S. 47—53) von Pliening beschreibt, sind bei den Bohrungen B 1—B 14 nicht erbohrt worden. Über die Ausbildung der OSM/SBM/OMM in Niederbayern sei auf die Arbeiten von GRIMM (1957, 1964) und WITTMAN (1957) verwiesen.

Schrifttum

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000, 106 S., 7 Abb., 3 Profiltafeln. München 1955.
- FABRY, R.: Bodenkunde für Schule und Praxis. 2. Auflage, herausgegeben von J. L. LUTZ, 258 S., 36 Abb., 1 Farbtafel, München (Carl Hauser Verlag) 1950.
- GANSS, O. u. SCHMIDT-THOMÉ, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 402—495, Hannover 1955.
- GANSS, O., STEPHAN, W. & GÖTZINGER, K.: Geologische Exkursion von Burghausen entlang der Salzach bis Piding und über Teisendorf nach Ruhpolding. — Z. deutsch. geol. Ges., **109**, S. 681—690, 2 Abb., Hannover 1958.
- GESELLSCHAFT ZUR AUFsuchUNG VON BODENSCHÄTZEN IN BAYERN mbH (= GAB): Bericht über die Aufsuchung von Mineralien und Wasser in Bayern von 1951 bis 1962. — 85 S., 17 Abb., München (Akademische Buchdruckerei F. Straub) 1963.
- GRIMM, W. D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., **26**, S. 97—199, 14 Abb., 8 Taf., 1 Tab., Hannover 1957.
- Die „Süßwassersande und -mergel“ in der ostniederbayerischen Molasse und die Ausfüllung des miozänen Brackmeeres. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **4**, S. 145—175, München 1964.
- HAGN, H. u. HÖLZL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — Geologica Bavarica, Nr. 10, 208 S., 7 Abb., 8 Taf., München 1952.
- HILTERMANN, H.: Klassifikation der natürlichen Brackwässer. — Erdöl u. Kohle, **2**, S. 4—8, Hamburg 1949.
- KNAUER, J.: Die Schieferkohlen von Wasserburg und Umgebung. — In: Die mineralischen Rohstoffe Bayerns und ihre Wirtschaft. München und Berlin (Verlag R. Oldenbourg) 1922. — [S. 58—61].
- Überzählige Schichtablagerung und Scheintektonik. — Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt, H. 17, S. 47—55, 2 Abb., 3 Taf., München 1935.
- LEBLING, C.: Altdiluvium zwischen Inn (Isen) und Alz. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 480—486, Stuttgart 1962.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, W. v. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**, 180 S., 9 Taf., 31 Abb., 72 Tab., Hannover 1953.
- PAULUS, B., unter paläontologischer Mitarbeit von BROCKERT, M. u. HINSCH, W., mit einem sedimentpetrographischen Beitrag von ZIMMERLE, W.: Der tiefere Untergrund unter besonderer Berücksichtigung des von den Bohrungen Landsham 1 und Pliening 101—105 erschlossenen Tertiärs. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7736 Ismaning, S. 9—53, München 1964.
- REICH, H.: Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil. — Eiszeitalter und Gegenwart, Öhringen 1952.
- REIN, U.: Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miocäns in Nordwestdeutschland. — Meyniana, **10**, S. 160—166, Kiel 1961.
- SCHLICKUM, R. W.: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. — Arch. Moll., **93**, S. 1—69, Taf. 1—5, Frankfurt am Main 1964.
- TROLL, K.: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. — Forsch. deutsch. Landes- und Volkskunde, mit Geol.-morph. Karte 1 : 100 000, Stuttgart 1924.
- Das Inn-Chiemsee-Vorland. — Landesk. Forsch. Geogr. Ges., München 1924.
- WITTMANN, D.: Gliederung und Verbreitung der Süßbrackwassermolasse in Ostniederbayern. — Beih. Geol. Jb., **26**, S. 49—94, Hannover 1957.

Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung

Mit 1 Abbildung und 1 Beilage

VON WALTER TREIBS¹⁾

Beim Bau der Rhein-Donau-Ölleitung im Jahre 1963, der auf bayerischem Gebiet vom Bayerischen Geologischen Landesamt geologisch beraten und überwacht wurde, ergab sich die seltene Gelegenheit, einen durchschnittlich 2 m tiefen Aufschluß nahezu ununterbrochen auf eine Entfernung von rd. 102 km von der bayerischen Grenze nordwestlich Nördlingen an ostwärts geologisch aufzunehmen. Der vorliegende Bericht über die dabei gemachten Beobachtungen beschränkt sich auf die infolge der Vorgänge bei der Riesentstehung geologisch besonders vielseitige rd. 45 km lange Teilstrecke von der Landesgrenze bis zur Kreuzung mit der Landstraße I. Ordnung Nr. 2214 Monheim—Rennertshofen westlich Rohrbach, wo — rd. 25 km vom Riesrand entfernt — das östlichste Vorkommen von „Bunter Bresche“ im Bereich der Rohrleitung festgestellt wurde.

Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung der Beobachtungen ist der Rhein-Donau-Ölleitung GmbH (RDO) verbindlichst zu danken, in deren Auftrag die geologische Aufnahme durchgeführt wurde. Das Rohrgrabenprofil wurde im Längenmaßstab 1:2500 und Höhenmaßstab 1:100 aufgenommen und für den vorliegenden Bericht auf die Hälfte verkleinert. Einige kurze Teilstücke konnten nicht näher untersucht werden, da wegen hohen Grundwasserstandes die Rohre schnellstens verlegt und der Rohrgraben wieder verfüllt werden mußten. Der Verlauf der Rohrleitung ist aus Abb. 1 ersichtlich, die geologischen Verhältnisse sind in der Profiltafel dargestellt (siehe Beilage). Die Trasse berührt die Blätter Nr. 7128 Nördlingen, 7129 Deiningen, 7130 Wemding, 7131 Monheim, 7231 Genderkingen und 7232 Burgheim Nord der Topographischen Karte 1:25 000. An geologischen Spezialaufnahmen liegen im Trassenbereich die Blätter Möttingen (Positionsblatt 1:25 000 Nr. 459, NATHAN 1925), Harburg (Pos.Bl. Nr. 460, SCHRÖDER/DEHM 1950), Monheim (Pos.Bl. Nr. 461, DEHM 1932), Genderkingen (Top. K. 7231, FESEFELDT 1962) und Burgheim Nord (Top. K. 7232, STREIT 1963) vor.

Beobachtungen im Riesessel

Nahezu die gesamte Grabenstrecke im Riesessel von km 181 etwas jenseits der Landesgrenze bis zum östlichen Riesrand bei Huisheim (km 201,2) weist als oberste Schicht einen schwarzen, humosen Feinsand auf, der in gleichartiger Beschaffenheit verschiedenartigem Untergrund aufliegt. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 0,3—1,2 m und richtet sich nach dem Oberflächenrelief des Untergrundes, den er bedeckt. Dabei füllt er flachgeböschte Wannsen ebenso aus wie steilwandige Taschen geringerer Dimensionen, in welchen dem Vernehmen nach gelegentlich prähistorische oder mittelalterliche Scherben gefunden werden sollen.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Oberregierungsrat Dr. WALTER TREIBS, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

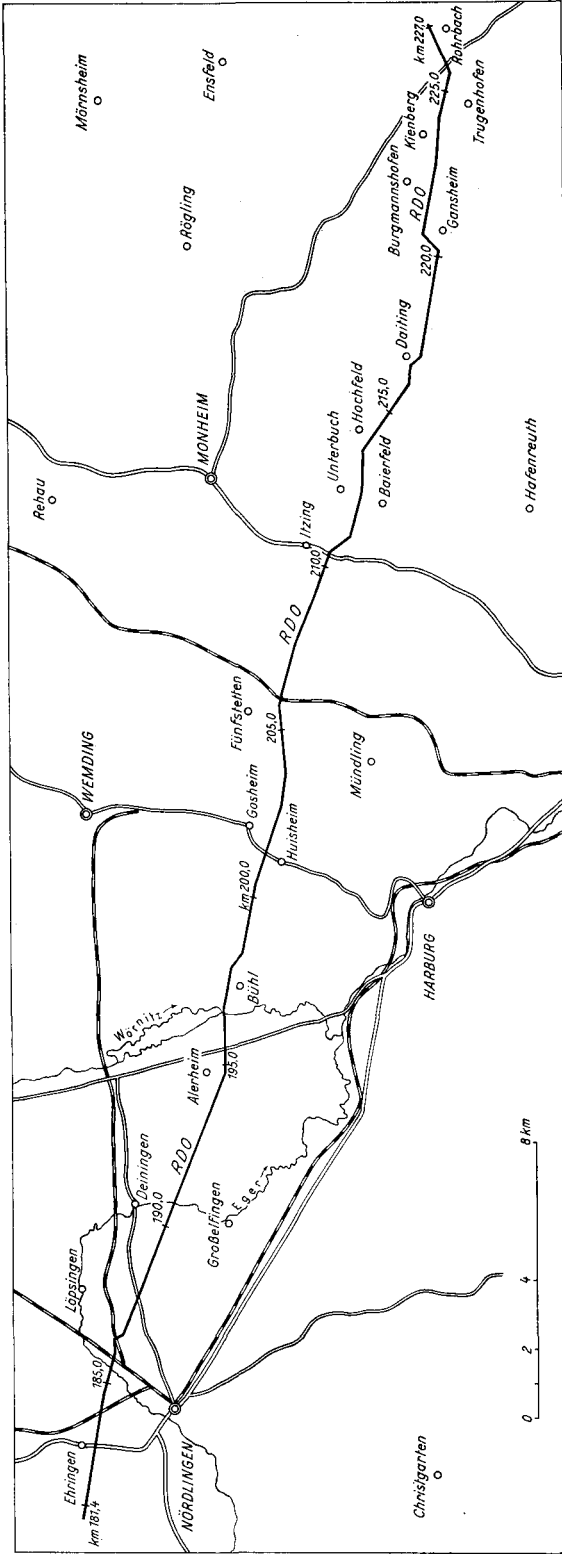


Abb. 1. Verlauf der Rhein-Donau-Offleitung im Ries und östlichen Vorries.

Unterlagert wird dieser humose Sand westlich der Wörnitz auf weite Strecken von Löß, lehmigem Löß und Lehm. Der Löß enthält mehr oder weniger zahlreiche kleine, unregelmäßig rundlich geformte, weiße Kalkkonkretionen und kleine Lößschnecken. Reiner Löß wurde im Ries nur westlich der Eger bis etwa km 190 der Rohrleitung festgestellt, nach Osten anschließend bis etwa km 192 Lößlehm und noch weiter nach Osten bis etwa km 194,8 südlich Alerheim gelbbrauner bis brauner, zäher, bei km 194—194,8 kleine Süßwasserkalk-Bröckchen führender Lehm, der offensichtlich nicht mehr nur aus Löß hervorgegangen zu sein scheint, sondern in der Hauptsache eher ein Verwitterungsprodukt des ihn in diesem Bereich unterlagernden Riessee-Tones ist.

Östlich der Wörnitz tritt an die Stelle des Lößlehms ein hellbrauner, gleichmäßig fein- bis mittelkörniger Quarzsand, der vermutlich als Flugsand und aufgrund seiner im Wörnitztal ziemlich mächtigen Überlagerung durch jungen schwarzen Auelehm wie der Löß als pleistozänen Alters aufzufassen ist.

Im westlichen Teil des Rieskessels wurden außerdem zweierlei quartäre Flußschotter vom Rohrgraben angeschnitten:

a) Kalksteinschotter im heutigen Egertal nördlich Nördlingen (km 184,8 bis 186,4) und südlich Deiningen (bei km 190,6). Es sind grobe, gut gerundete, saubere, ausschließlich aus Weißjurakalkstein bestehende Gerölle, welche das im Löß bzw. Tertiärton eingesenkte flache Tal erfüllen und nur von dem erwähnten humosen Feinsand überdeckt sind mit Ausnahme einer Strecke von rd. 300 m zwischen km 184,75 und 185,05, wo von Westen her eine nach Osten auskeilende Lehmschicht zwischen Kies und humosem Sand eingelagert ist. Diese Schotter werden, da nie von Löß überlagert, als postglazialen Alters angesehen im Gegensatz zu

b) Quarzschottern, welche stets von Löß bzw. Lößlehm überdeckt, grobsandig bis feinkiesig ausgebildet, mehr oder weniger lehmig verunreinigt und frei von Geröllen aus Weißjurakalkstein sind. Sie bestehen überwiegend aus Quarzgeröllen, daneben sind z. B. bei km 187,5—187,75 westlich Deiningen abgerollte graue bis braune Kalksteinplättchen (vermutlich aus dem Lias), kleine feinkörnige Limonitsandsteine, rötliche Sandsteine und braune Toneisensteine vorhanden. Diese Geröllzusammensetzung entspricht keineswegs den Ablagerungen der jetzigen Eger, sondern muß auf einen vom nördlichen Riesrand kommenden Flußlauf zurückgeführt werden. Ihre Lößbedeckung und Höhenlage 5—10 m über dem jetzigen Talniveau lassen auf würmeiszeitliches Alter schließen, eine Annahme, die durch Reste eines bei km 192,1 südöstlich Deiningen in diesem Quarzschotter gefundenen Zahnes (li. oben m^1 oder m^2) von *Equus* sp. von der Größe des *Equus caballus* LINN. (liebenswürdige Bestimmung durch Herrn Prof. Dr. DEHM, München) gestützt wird. Quarzfeinkies wurde ferner im Bereich des Wörnitztales (km 196,1—196,45—197) teils auf Riessee-Ton, teils auf Traß liegend angetroffen.

Der auf weite Strecken unter den beschriebenen jüngeren Bildungen anstehende Riessee-Ton ist grau bis grüngrau oder grün, von teils schluffiger, teils fetter Beschaffenheit, mehr oder weniger mergelig und enthält häufig kleine, unregelmäßig geformte, weiche, weiße Kalkkonkretionen, stellenweise auch Einlagerungen von schwarzem Ton und dünnblättrigem, grauem Disodylschiefer, sowie Platten und Brocken hellen Süßwasserkalkes.

Im Zusammenhang mit der Riesentstehung gebildete bzw. an die heutige Stelle gelangte Gesteine wurden im Rohrgraben von der Landesgrenze her erstmals zwischen km 194,8—195,5 im flachen Hügelland südöstlich Alerheim — aus Riessee-Tonen auftauchend — angetroffen: Im Westen zu grauem, sandig-tonigem, sehr biotitreichem Grus verwittertes Kristallin mit Einschlüssen ebenfalls stark verwitterter, weicher, aber in der Struktur noch gut erkennbarer Granit- und Gneisbrocken und Suevitfladen, dazwischen auch auf einer Strecke von rd. 100 m grünlich-grauer, wiederum völlig weicher Suevit mit Kristallineinschlüssen, welche „einen lückenlosen Übergang von unveränderten zu immer mehr aufgeblähten und fast bimssteinartigen Stücken zeigen“ (PREUSS 1964, S. 284). Im Osten bunte, überwiegend rote Tone und helle, tonige Grobsande mit weißen Quarzitbrocken der Keuperformation, alles von 0,3—1,4 m humosem, sandigem Lehm überdeckt.

In Blatt Harburg ist an dieser Stelle überdeckender Lößlehm verzeichnet, das mögliche Vorhandensein der genannten Bildungen im Untergrund aber durch entsprechende Vorkommen in der näheren Umgebung angedeutet (SCHRÖDER/DEHM 1950, S. 102 f.).

Auch östlich der Wörnitz erlauben die Beobachtungen im Rohrgraben Ergänzungen des Blattes Harburg, welches nordöstlich und östlich Bühl einzelne aus dünner lehmigsandiger Überdeckung auftauchende Vorkommen von Suevit, Weißjuragries und Bunter Bresche aufweist. Der junge Feinsand ist aber im Rohrgraben maximal nur bis 1,2 m mächtig, darunter liegen von km 197 bis 199,3 nahezu ununterbrochen Riestrümmermassen in Form bunt durcheinander gemengter Tone des tieferen Untergrundes, sowie größerer und kleinerer Komplexe weißer, grobkörniger Tonsande mit roten Tonen und Quarziten (Keuper), grauer, Toneisensteingeoden führender Tone (Lias oder Dogger-Alpha), hellbrauner, fein- bis mittelkörniger, Glimmer und etwas Feldspat führender Sande (Dogger-Beta?) und zwei bisher noch nicht erfaßt gewesener, Kristallin führender Suevitvorkommen, von denen das größere westlich der Schwalb auf einer Strecke von rd. 325 m aufgeschlossen war und nach Westen unter die pleistozänen Wörnitzschotter eintaucht. Ebenso wurden an der Straße nordöstlich Huisheim Riestrümmermassen mit stark zersetztem weichen Kristallin, grauen und bunten Tonen und gelbbraunem Feinstsand mit festen Sandsteinplatten (Dogger-Beta) angetroffen.

Hier endet das, was man als Rieskessel bezeichnet und beginnt der hier rd. 100 m hoch steil ansteigende Riesrand. Bei km 202,2 erreicht der Rohrgraben in rd. 542 m NN seinen höchsten Punkt innerhalb Bayerns. Von hier bis zur Straßenüberquerung westlich Rohrbach verläuft die Rohrleitung im Vorries, worunter jenes Gebiet außerhalb des Rieskessels verstanden wird, in welchem Riestrümmermassen auftreten.

Beobachtungen am Riesrand und im Vorries

Von der Straße nordöstlich Huisheim verläuft die Rohrleitung bis km 220,2 bei Gansheim, d. h. auf eine Strecke von 19 km fast ausschließlich in Riestrümmermassen. Sie bestehen überwiegend aus Bunter Bresche, außerdem kommen größere Schollen stark zerrütteter oder völlig vergriester Weißjuragesteine, ferner mehrere Kristallin- und 3 Suevitkomplexe vor. Die Bunte Bresche setzt sich zusammen vor allem aus bunt durcheinander gemengten Tonen der verschiedensten Formationen — Keuper, Lias, Dogger, Tertiär (z. T. mit Bohnerz oder Braunkohle) —, dazwischen Partien grobkörniger Keuper- oder feinkörniger Dogger-Beta-Sande, zersetztes weiches Kristallin und mehr oder weniger vergrieste

Weißjurakalksteine in zentimetergroßen Bröckchen bis über kopfgroßen Blöcken, diese meist aus Massenkalk.

Als Liegendes der ursprünglich als ältestes Tertiär, neuerdings jedoch als Jüngstmiozän bis Altplozän aufgefaßten Monheimer Höhensande (DEHM 1932, S. 150 ff. und SCHRÖDER/DEHM 1950, S. 118) beschreibt DEHM (1932, S. 148) mit Bunter Bresche leicht zu verwechselnde „Bunte Tone von Monheim“. Solche sind u. a. nordwestlich Baierfeld auf Blatt Monheim verzeichnet, wo sie von der Rohrleitung bei km 211,5—211,8 berührt werden. Im Aufschluß waren die dort vorgefundenen bunten Tone durch Kristallin- und Weißjuragries-Einschlüsse eindeutig ebenso als Bunte Bresche kenntlich wie überall im Rohrgraben zwischen Huisheim und Rohrbach. So wurden z. B. auch südwestlich Daiting in Flachbohrungen bei der Voruntersuchung der Leitungstrasse gefundene bunte Tone im späteren Aufschluß als Bunte Bresche erkannt.

Ebenso wie das Kristallin unter weitgehender Beibehaltung der Struktur zu einer weichen, sandig-tonigen Masse zersetzt sind die vorgefundenen Suevite. Bei km 211,4 nordwestlich Baierfeld sind in dieser weichen Masse auch härtere Suevitbrocken vorhanden. Alle drei — auf Blatt Monheim noch nicht verzeichneten — Suevitvorkommen enthalten Kristallineinschlüsse. Im Suevit bei km 211,4 fielen in bergfeuchtem Zustand schwefelgelbe Putzen auf, nach freundlicher Bestimmung durch Dr. H. SALGER (Bayer. Geolog. Landesamt) saures, schaumiges Glas mit teilweiser Rekristallisation in den gelb erscheinenden Randpartien, wobei das Rekristallisationsprodukt wahrscheinlich Montmorillonit ist und die gelbe Farbe auf dreiwertiges Eisen zurückgeführt wird (s. a. PREUSS 1964, S. 284 und S. 298).

Zwischen Huisheim und Gansheim kommt der autochthone Weißjura nur beim Beginn des Riesrand-Aufstieges nordöstlich Huisheim, am Südhang des Roßkopfes südwestlich Fünfstetten (beides Blatt Harburg) und am Usseltalhang westlich Daiting (Blatt Genderkingen) zutage. Bei Huisheim sind es verhältnismäßig schwach zerrüttete, flach westlich einfallende Kalksteinbänke des Weißjura-Delta (SCHRÖDER/DEHM 1950, S. 29), welche die erste, dem Hauptanstieg zur „Gosburg-Waldkuppe“ vorgelagerte Anhöhe aufbauen. Der von den gleichen Verfassern (S. 35) als autochthon aufgefaßte gebaute bzw. massive Kalkstein des Malm-Delta und -Epsilon im Bereich des Roßkopfes und oberen Ellerbachtäldchens ist im Rohrgraben bei km 203,2 bzw. 204,125 sehr stark zerrüttet, könnte aber entsprechend seiner Höhenlage im Gelände möglicherweise zum autochthonen Weißjura gehören. Die am Südhang des Usseltales bei km 214,6 bis 215,2 angeschnittenen Kalksteinbänke gehören den Mörnshheimer Schichten des Malm-Zeta an (FESEFELDT 1962, S. 44 f.).

Eine horizontale Auflagerung der Riestrümmernmassen auf autochthonem Weißjura wie etwa im Ronheimer Steinbruch bei Harburg (SCHRÖDER/DEHM 1950, S. 75) oder im Weilheimer Bahneinschnitt (TREIBS 1950, S. 43) war im Rohrgraben nirgends aufgeschlossen. Dagegen deuten bei den genannten drei Autochthon-Vorkommen mehr oder weniger steilstehende Grenzen zwischen Weißjura und Bunter Bresche auf Einlagerung der letzteren in ein „vorriesisches“ Relief der Weißjura-Oberfläche.

Im Gegensatz zu der nahezu geschlossenen Verbreitung der Riestrümmernmassen bis Gansheim treten sie nun im weiteren Verlauf des Rohrgrabens nur noch vereinzelt in kleinen Vorkommen auf, zuletzt nochmals als größerer Komplex bei km 225,325—225,85 westlich Rohrbach, wo an der Monheim—Rennertshofener Landstraße Bunte Bresche in sehr typischer Ausbildung aufgeschlossen war.

Außerdem finden sich nun südlich und nördlich Gansheim als Überlagerung des Weißjura-Oberflächenreliefs hellgrünlichgraue bis fast weiße, glimmerreiche Tonmergel mit kleinen weißen, lösskindartigen Kalkkonkretionen und Süßwasserkalkbröckchen, bei km 220,2 auf der Höhe südwestlich Gansheim auch mit Braunkohleschmitzen und stellenweise in Verbindung mit gelbbraunem feinstkörnigem Glimmersand (Flinzsand). Diese Bildungen entsprechen der von SCHNITZER (1956, S. 25 ff.) gegebenen Beschreibung sarmatischer Ablagerungen nördlich Ingolstadt. Flinzsand war im Rohrgraben auch am Westhang des Tälchens südwestlich Daiting (km 216,45—216,55) sowie bei der Straßenquerung westlich Rohrbach und dann wieder in großer Verbreitung weiter östlich im Ingolstädter Raum aufgeschlossen. Südwestlich Daiting, südwestlich Gansheim und westlich Rohrbach stehen diese Bildungen in engem Kontakt mit Bunter Bresche, stellenweise scheinen sie von ihr sogar überlagert zu sein. Da es sich beim Sarmat um „nachriesisches“ Tertiär handelt, müssen diese Lagerungsverhältnisse auf die im folgenden erwähnten pleistozänen Solifluktionvorgänge zurückgeführt werden.

Mehrmals waren hochgelegene Reste früherer Flußablagerungen zu beobachten: Bei km 204,2—204,35 südwestlich Fünfstetten liegt auf einer kleinen örtlichen Wasserscheide in rd. 520 m Höhe über Bunter Bresche brauner, lehmiger Feinsand mit Quarz- und Hornsteingeröllen, bei km 208,35 westlich Itzing liegen im Lehm einzelne Lyditgerölle ebenfalls im Bereich einer örtlichen Wasserscheide in 506 m Höhe. An zwei Stellen südlich Hochfeld war im Rohrgraben braunverlehmter Grobsand bis Feinkies mit bis 5 cm großen Quarz-, Lydit- und Hornsteingeröllen aufgeschlossen. Beide Vorkommen sind von wenigen Zentimetern braunem Lehm bedeckt und in Hohlformen an der Oberfläche der Bunten Bresche eingelagert: Bei km 214,275 in eine rd. 10 m breite, steilwandige, bis unter die Grabensohle reichende Rinne oder Tasche, bei km 214,4 in eine rd. 45 m breite, flachwandigere, bis 50 cm tiefe Rinne oder Wanne. Die Höhenlage ist 465—470 m NN, also rd. 30 m über dem heutigen Usseltalboden. Die Schotter gehören damit zu den von KRUMBECK (1927, S. 52/53) beschriebenen und möglicherweise in das Pliozän gestellten Talschottern der „Usseltal-Schotter“. Im Gegensatz zu diesem Befund — Usseltalschotter über Bunter Bresche — steht zunächst die von DEHM (1932, S. 153) festgestellte Überlagerung der Schotter durch Bunte Bresche am Usseltalhang nördlich Unterbuch und ein Vorkommen, das bei einer Flachbohrung im Rahmen der Voruntersuchung der Rohrleitungsstrasse bei km 215,4 westlich Daiting am südlichen Usseltalhang ebenfalls 30 m über dem Tal beobachtet wurde, wo unter 1,8 m Bunter Bresche noch 0,2 m Grobsand und Schotter anstehend erbohrt wurden. Die Lagerung würde in diesen Fällen auf zumindest „vorriesisches“ anstatt pliozänes Alter der Schotter hinweisen. Hier wäre jedoch zu erwägen, ob diese Lagerungsverhältnisse nicht durch pleistozäne Solifluktion hervorgerufen, somit sekundär sind und das verhältnismäßig hohe Alter der Schotter nur vorgetäuscht wird.

Während der letzten Jahrzehnte in der Frankenalb und im Naabgebiet gemachte Beobachtungen führten zunehmend zu den Erkenntnissen, daß 1. pleistozäne Solifluktionvorgänge auf der Hochfläche und an den Abhängen der Alb weitaus größere Verbreitung und Ausmaße haben als bisher bekannt war oder berücksichtigt wurde und, daß 2. die Eintiefung der heutigen Täler während des Jungpliozäns und Pleistozäns vor sich gegangen und den früher als alttertiär betrachteten Hochschottern ein höchstens mittelplozänes Alter zuzusprechen sein dürfte (H. TILLMANN wird demnächst an anderer Stelle hierüber berichten).

Verschiedentliche Beobachtungen im Rohrgraben weisen darauf hin, daß auch in diesem Gebiet mit beachtlichen Solifluktionerscheinungen zu rechnen ist. So waren z. B. bei km 208,95 auf heute völlig flachem, hochgelegenen Gelände großartige Fließstrukturen aufgeschlossen; Einzelgerölle aus Quarz und Lydit waren bei km 216,775 und 216,875 südlich, sowie 218,2 südöstlich Daiting in braunem Lehm über der Bunten Bresche zu beobachten als offensichtlich quartär umgelagerte Bestandteile höhergelegener Schotter („Hochschotter“ KRUMBECKS), was auch für die im ganzen Gebiet Baierfeld—Hochfeld—Daiting auf den lehmigen Äckern oberflächlich verstreuten Geröllen zutreffen dürfte; die scheinbare Überlagerung sarmatischer Bildungen durch Bunte Bresche wurde zuvor schon erwähnt. Auch C. DORN (1940, S. 133 und 140) weist bereits auf ausgedehntere Gehäugerutschungen und „Muren“ der tonigen Bunten Bresche gerade im Gebiet des Usseltales hin.

Als weitere pleistozäne Bildung ist der Riesdünen sand (DEHM 1932, S. 168 ff.) zu nennen, ein gelbbrauner, gleichmäßig feinkörniger Quarzsand, wie er auch im östlichen Teil des Rieskessels vorhanden ist und der im Rohrgraben von km 204,9—206,0 südwestlich und südlich Fünfstetten aufgeschlossen war. Er überdeckt dort Riestrümmermassen in einer je nach Reliefgestaltung des Untergrundes verschiedenen Mächtigkeit von meist 1—1,5 m, bei km 205,0 und 205,9 auch 2 bis über 3 m.

Weit verbreitet ist schließlich brauner Lehm, der als 10 cm bis über 2 m mächtige Deckschicht auf weite Strecken den anstehenden, erst im Rohrgraben sichtbaren Untergrund bedeckt. Wenn auch in tieferen Taschen des autochthonen Weißjuras eingelagerter, zum Teil Bohnerze führender Lehm älter sein mag, so wird doch die große Masse dieses teils reinen, teils mit Sand oder Kalksteinen aus dem Untergrund durchsetzten sowie durch Solifluktion mehr oder weniger umgelagerten Lehms überwiegend pleistozänen Ursprungs sein.

Schrifttum

- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Mineral. usw., **67**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 139—256, Stuttgart 1932.
- DORN, C.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen des östlichen Vorrieses im Monheimer Gebiet. — N. Jb. Mineral. usw., **84**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 129—176, Stuttgart 1940.
- FESEFELDT, KL.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau. — Erlanger geol. Abh., H. 46, Erlangen 1962.
- KRUMBECK, L.: Zur Kenntnis der alten Schotter des Nordbayerischen Deckgebirges. — Geol. u. Paläont. Abh., NF. **15**, H. 3, Jena 1927.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral. usw., **53**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 31—97, Stuttgart 1925.
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Mineral., **41**, S. 271—312, Stuttgart 1964.
- SCHNITZER, W. A.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf—Kösching nördlich von Ingolstadt. — Geologica Bavarica, Nr. 28, München 1956.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. Naturw. Ver. Schwaben, Augsburg, H. V, Augsburg 1950.
- STREIT, B.: Faziesverhältnisse und Lagerung des Weißen Jura auf Blatt Burgheim Nord. — Erlanger geol. Abh., H. 51, Erlangen 1963.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, Nr. 3, München 1950.

Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westlichen kristallinen Vorspessart

Mit 18 Abbildungen

VON WINFRIED WEINELT, DORA SCHMEER und ALFRED WILD¹⁾

Die Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westlichen kristallinen Vorspessart werden bereits in der älteren Literatur (K. C. v. LEONHARD 1832, M. B. KITTEL 1840, H. BÜCKING 1892, G. KLEMM 1894, W. SCHOTTLER 1922 und O. M. REIS 1927) erwähnt. Sie sind z. T. an Nebenverwerfungen geknüpft, die parallel zum Spessartrandbruch (N—S) verlaufen, z. T. belegen sie herzynisch (SO—NW) und erzgebirgisch (SW—NO) streichende Störungen.

Die Vulkanite durchbrechen das kristalline Grundgebirge des westlichen Vorspessarts im Strütt, südöstlich von Kleinostheim, in der westlichen Rückersbacher Schlucht und im südlichen Hahnenkammgebiet (vgl. Abb. 1). Es handelt sich hierbei um Reste von Eruptionsstielen (z. T. Tuffschlote) von Olivinnephelinit, von diesem zugehöriger Schlotbrekzie und Schlottuff, um Phonolith und um einen gangförmig auftretenden Nephelinbasanit. Nur ein heute nicht mehr auffindbares Vorkommen von Phonolith im Lindig bei Kleinostheim liegt bereits außerhalb des eigentlichen kristallinen Vorspessarts.

Der Nephelinbasanit an der Straße von Hohl nach Hörstein

Auf der Höhe zwischen Rückersbach und Hohl (Blatt 5920 Alzenau) setzt bei R 07.86; H 45.68 ein Nephelinbasanit im Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis diskordant gangförmig auf. Er ist schon um die Jahrhundertwende in einem kleinen Steinbruch abgebaut worden. Die Länge des heute weitgehend verfallenen und offenbar schon lange auflässigen Abbaus beträgt etwa 15—20 m, die Breite 12 m. Ein 3—4 m breiter, mit 122° gegen OSO gerichteter Vortrieb des Steinbruchs, der durch eine Halde völlig verschüttet ist, ist vermutlich im Streichen des gangförmigen Vorkommens aufgefahren worden.

In dem z. T. bereits wieder verfüllten Steinbruch war außer anstehendem Staurolithgneis dichter, blauschwarzer Nephelinbasanit zunächst nur in Lesesteinen zu finden. Um die Verbandsverhältnisse zu klären, wurde deshalb an der Nordseite des Aufschlusses das Salband des Vulkanits in einem kleinen Schurf freigelegt. Das Salband streicht hier 130° und fällt mit 64° in Richtung 220° (SW) ein. Sein Streichen entspricht somit etwa der Richtung des eingangs erwähnten, gegen OSO aufgefahrenen Vortriebs. Dem Salband parallel streichen auch glattwandige Klüfte (120°) im Staurolithgneis an der Südwand des Stein-

¹⁾ Anschriften der Verfasser: Regierungsrat Dr. WINFRIED WEINELT, Dr. DORA SCHMEER und Dr. ALFRED WILD, sämtlich Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

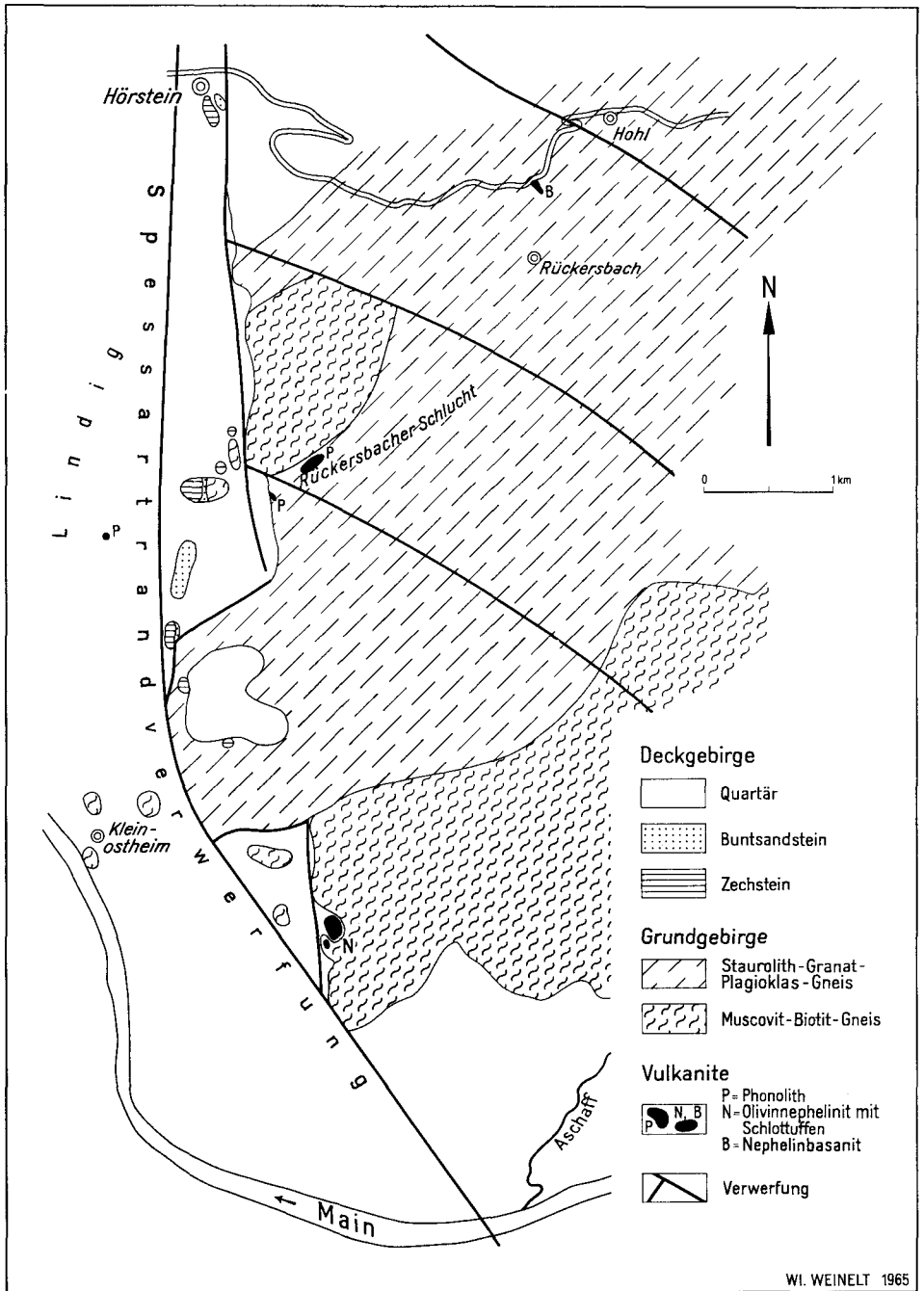


Abb. 1. Die Position der Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westlichen kristallinen Vor-
spessart.

bruchs. Sie fallen mit $58\text{--}60^\circ$ in Richtung 210° (SSW) ein. Die Schieferung des Staurolithgneises streicht 56° NO und fällt mit $56\text{--}62^\circ$ in Richtung 326° (NNW) ein. B-Linear taucht mit 35° in 280° . Konkordante, 1 cm starke Quarzlagen sind im Paragneis schieferungsparallel eingeschaltet. Im Nordwesteck des Aufschlusses setzt ein 25 cm mächtiger Quarzgang diskordant im Staurolithgneis auf. Der Gneis ist am Salband völlig verwittert und gelbbraun durchgefärbt. Hier haften ihm noch bis zu 2 cm starke, dünnplattig ablösende Fragmente des Vulkanits an. Diese sind ebenfalls ockerig zersetzt und von Klüften ausgehend, gelbbraun verwittert. Dabei erscheint das Gestein mitunter nur mehr als eine hellgelbgrüne oder hellgelbrote bis rotbraune verwitterte Masse. Der Nephelinbasanit selbst ist am Salband feinblasig ausgebildet, wobei die Blasenhöhlräume parallel zum Salband orientiert sind. Sie sind von gelbbraunem bis gelbrotem eisenschüssigem Mulm erfüllt. Frische Lesesteinblöcke, die ebenfalls von mit Brauneisenmulm erfüllten Mandelhöhlräumen durchzogen werden, zerfallen beim Anschlagen in parallelepipedische Stücke. Die alte Straße von Hohl nach Rückersbach ist z. T. aus diesem Material erstellt worden.

U. d. M.²⁾ gibt sich der stark melanokrate Nephelinbasanit (Basanitoid) als ein vorwiegend aus Augit bestehendes, basaltisches Gestein zu erkennen, indem der Pyroxen sowohl in der Einsprenglings- als auch in der Grundmassekristallisation vorherrscht. Neben den Augiten treten noch kleine, zersetzte Olivine in geringerer Menge auf. Das Gestein ist reich an Einsprenglingen, wobei der Hiatus von den frühen Ausscheidungen zur Grundmassekristallisation hin deutlich ausgeprägt ist. Die Struktur ist nahezu holokristallin-porphyrisch.

Unter den Einsprenglingen erreicht der gestreckt-säulige Augit Größen von 0,5—1,5 mm. Er zeigt eine schwach violettgraue, nur randlich intensivere Färbung bei etwas anomalen Interferenzfarben (basaltischer Augit mit Titanaugitkomponente). Achsenwinkelmessungen ergaben einen durchschnittlichen Wert von $2V_z = 56,2^\circ (\pm 0,4^\circ)$. Wiederholt sind in den Augiteinsprenglingen reliktsche, korrodierte Kerne eines intensiv grün (gras- bis graugrün) gefärbten Kernaugits von unterschiedlicher Größe zu erkennen. Nach M. STARK (1927) dürfte an der Zusammensetzung dieser eisenreichen Kernaugite neben einer Ägirinsilikatkomponente auch ein erheblicher Hedenbergitanteil beteiligt sein. Sie weisen als im Ungleichgewicht (Korrosion) befindliche intratellurische Ausscheidungen auf eine (stofflich und chemisch-physikalisch gesehen) andersartige Frühentwicklung des Gesteins hin. Außer in einzelnen kleinen Einsprenglingen und zahlreichen Einsprenglingsgruppen findet sich der Augit auch noch in Knäueln von glomerophyrischen — in der Magmenströmung zusammengedrängten — Aggregaten sowie Nestern von dicht gefügten, feinkörnigen, teils spießigen Augitindividuen. Seltener beobachtet man daneben größere, stark korrodierte Pyroxene, von denen nur noch eine idiomorph umgrenzte Randzone erhalten ist.

Der Olivin tritt nur in einer zweiten, kleineren Einsprenglingsgeneration auf, indem er sich mit 0,6—0,1 mm ϕ der Größe der größeren Grundmassemikrolithen nähert. Er ist infolge hydrothormaler Umwandlung durch braune bis leuchtend braunrote Pseudomorphosen eines eisenhaltigen Montmorin-Mineralis bzw. auch durch Goethit ersetzt. Die gleichen Umwandlungsprodukte finden sich auch in kleinen Nestern und Adern in der Grundmasse des Gesteins.

Die Grundmasse selbst ist ungleichmäßig-schlierig ausgebildet. Sie besteht vorwiegend aus durchschnittlich 0,03 mm ϕ großen Mikrolithen von basaltischem Augit und in sehr geringer Menge aus Plagioklasleistchen und Erz. In den Intergranularen ist gelegentlich ein feiner, schwach doppelbrechender Feldspatkitt (Mesostasis)³⁾, zu erkennen. In diesem findet sich eine zweite, viel kleinere Mikrolithengeneration von winzigen Augitnadelchen. Neben Goethit-Butzen und -Adern sind kleine, gleichfalls von Olivinumwandlungsprodukten erfüllte Blasenhöhlräume mit radialfaserigen, konzentrisch-schaligen Aggregaten von Goethit vorhanden. Exogene Einschlüsse bilden Gneisbröckchen und Quarzkörner, wobei letztere durch einen Filz von Augitnadelchen (Porricin-Saum) gegenüber der Grundmasse abgeschirmt sind.

²⁾ U. d. M. = unter dem Mikroskop.

³⁾ In der Mesostasis konnte auch Nephelinitoid in geringer Menge nachgewiesen werden.

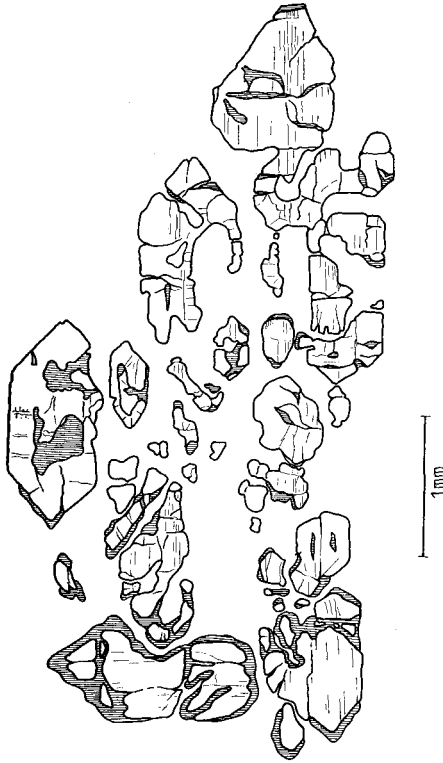


Abb. 2. Kristallruine eines stark korrodierten Olivineinsprenglings, an dem randlich Olivin-Subindividuen weitergewachsen sind (schraffiert = Chrysotil).

Von dem vorliegenden Basanit ist noch eine weitere, aus dem Lesesteinbefund stammende, bergfrische Probe untersucht worden. Bei sonst gleicher Ausbildung des Gesteins ist hier seine hydrothermale Umwandlung noch nicht so weit fortgeschritten. Die Olivineinsprenglinge sind durchschnittlich etwas größer und teils noch unverändert erhalten, teils von einer Chrysotilneubildung erfaßt. In einem bereichsweise etwas fortgeschrittenen Stadium der Olivinumwandlung ist neben den bereits weiter oben beschriebenen Zersetzungsprodukten auch noch ein Calcitabsatz in den Pseudomorphosen zu beobachten. Die Umwandlungsprodukte greifen infolge der bei der Zersetzung der Primärminerale auftretenden Volumsvermehrung auch auf die Grundmasse über. Ausgeprägt erscheint auch hier die glomerophyrische Häufung der Augiteinsprenglinge. Sie beinhalten, wie oben beschrieben, ebenfalls bisweilen korrodierte, eisenreiche grüne Kerne. Ihre Achsenwinkel liegen — vermutlich durch einen etwas höheren Titan-gehalt bedingt — mit $2V_z = 59^\circ (\pm 1^\circ)$ etwas höher.

Diese Vulkanitvariante besitzt im Ganzen eine unruhig-schlierige Ausbildung, die sich in einem kleinräumigen Wechsel von größerem und feinerem Grundmassekorn der Augitmikrolithen äußert, wobei Grundmasseplagioklas in wechselnder jedoch insgesamt geringer Menge beteiligt ist. In einzelnen kleinen Knauern zeigt die Grundmasse ein viel größeres Korn mit sehr vereinzelt Plagioklasleistchen. Die Augite sind hier lückig entwickelt, wobei ihr beschleunigtes Wachstum vermutlich durch einen bereichsweise höheren Gasgehalt bzw. durch Resorption von Frühkristallisaten begünstigt worden ist. In ähnlicher Art zeigt z. B. auch die Kristallruine eines früh gebildeten Olivingroßeinsprenglings, die einer vollständigen Resorption unter veränderten magmatischen Bedingungen entgangen ist, ein sprossendes Weiterwachstum unter Herausbildung kleiner Subindividuen, die der Olivinmikro-einsprenglingsgeneration entsprechen. Diese wachen an Ecken und Kanten des ehemaligen Großkristalles gleichorientiert und idiomorph weiter (s. Abb. 2).

In beiden Gesteinsvarietäten des Nephelinbasanits scheint während der Magmentwicklung nach einer Resorption der ersten Olivin- und der Ausscheidung von Augit, infolge

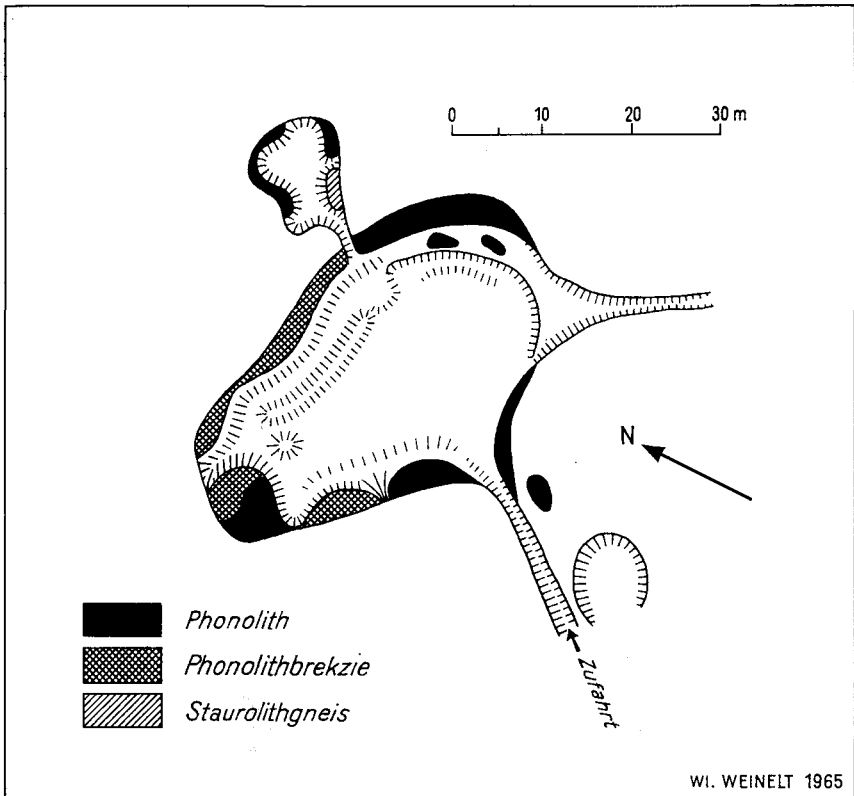


Abb. 3. Schematische Skizze des verlassenen östlichen Phonolithsteinbruchs im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht an der Althohburg.

veränderter Ausscheidungsbedingungen, die Bildung einer zweiten, kleineren Einsprenglingsgeneration von Olivin gefolgt zu sein. Die schlierig-ungleichmäßige Beschaffenheit des Gesteins ist evtl. eine Folge besonderer Erstarrungsbedingungen (aufgestauter Gasgehalt) und des geringen Umfangs des Lavaganges.

Der Phonolith in der westlichen Rückersbacher Schlucht

Dieses bisher einzige Vorkommen von Phonolith in Bayern war M. B. KITTEL nicht bekannt. Es setzt im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht (R 06.11; H 43.38 bis R 06.22; H 43.43 — Blatt 5920 Alzenau in Unterfranken) bei der Althohburg innerhalb der Staurolith-Paragneis-Serie an zwei Stellen streichend auf. Von dem in früheren Jahren darauf umgegangenen Abbau zeugen noch zwei rund 175 m voneinander entfernte Steinbrüche. In dem westlichen, heute weitgehend verfallenen und überrollten Steinbruch (R 06.11; H 43.38) steht nurmehr an der Nordseite eine hangablaufende Felsbank von verwittertem Phonolith an. Der östliche Steinbruch (R 06.22; H 43.43) (vgl. Abb. 3) hat offenbar länger in Betrieb gestanden. In seinem östlichen Teil — nahe der tiefsten Sohle — wird das dichte, splitterig brechende und dunkelgrüngraue Gestein auch heute noch bedarfsweise abgebaut. Früher diente es der Gewinnung von Straßenschotter.

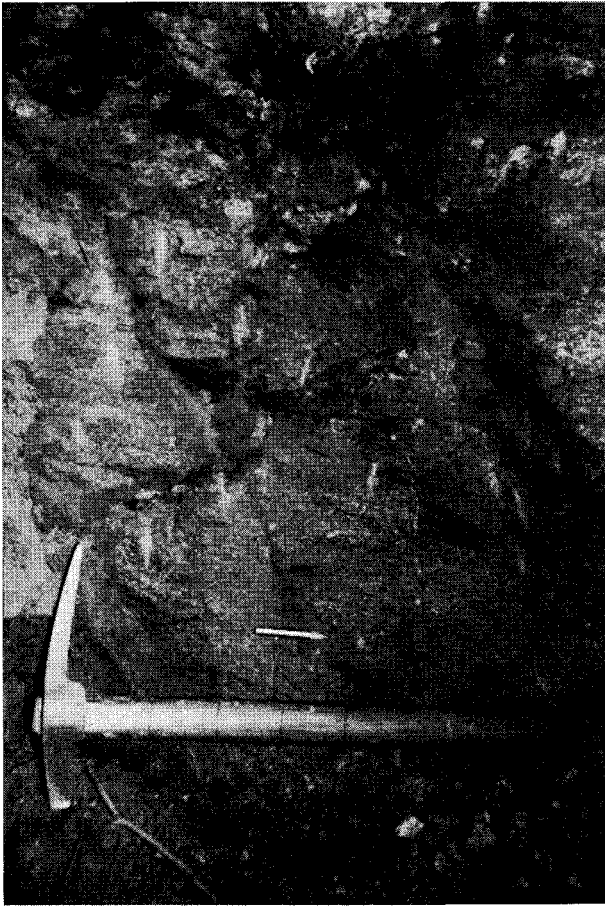


Abb. 4. Verwitterter, blaugrauer, glimmerreicher Stauolithgneis, vier Meter von dem anstehenden Phonolith entfernt, streicht 56° NO und fällt mit 50° in 326° ; B-Linear (Bleistiftmarkierung) taucht mit 15° in 245° ein. Östlicher Phonolithsteinbruch, an der Althoburg, im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht. Aufn. WEINELT 1964

Der Kontakt des Vulkanits zu seinem Nebengestein ist zur Zeit an keiner Stelle erschlossen. Das Nebengestein konnte jedoch in einem kleineren, etwas höher gegen Nordosten gelegenen Seitenaufschluß (vgl. Abb. 3), des östlichen Steinbruchs, anstehend erschürft werden. Es handelt sich um geringfügig verwitterten, blaugrauen, glimmerreichen Stauolith-Granat-Plagioklas-Gneis (vgl. Abb. 4) in normaler Ausbildung. Das Streichen und Fallen der Schieferung des Paragneises (Streichen = 56° NO / Fallen = 50° in Richtung 326°) sowie das Eintauchen der B-Lineare (mit 15° in Richtung 245°) entspricht durchaus den am Stauolith-Granat-Plagioklas-Gneis im großen Steinbruch in der Rückersbacher Schlucht (R 06.27; H 43.24) gemessenen Werten. Der Stauolithgneis des kleinen Aufschlusses zeigt überdies keinerlei thermische Beeinflussung durch den in 4 m Entfernung anstehend erschürften Phonolith. Die im Paragneis konkordant eingeschalteten, braunschwarzen Quarzknuern und -linsen sind lediglich auffallend reich an Mangan- und Brauneisenerz und von diesen fast völlig umhüllt.



Abb. 5. Enggescharte, 84° -ONO-streichende und mit 85° in 174° einfallende Kurzklüfte im hellgrau verwitterten Phonolith. Östlicher Aufschlußteil des östlichen Steinbruchs, an der Althohburg, im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht.

Aufn. WEINELT 1964

Der frische Phonolith dieses Vorkommens ist hart, dicht und besitzt splitterigen Bruch. Bei zunehmender Verwitterung sondert er plattig ab und zerfällt schließlich zu einem weißlichen Sand. Seine im frischen Zustand hellgraue bis dunkelgrüngraue Farbe wird hierbei zunehmend gelbgrau bis bräunlichgrau.

Im oberen östlichen Aufschlußteil des östlichen Steinbruchs tritt in dem hier hellgrau verwitterten Phonolith eine enggescharte Kleinklüftung auf (Abb. 5). Sie streicht 84° ONO und fällt mit 85° in 174° . Nach diesen Kurzklüften sondert das Gestein in 2—4 cm starken Platten und bis zu 10 cm mächtigen Bänkchen ab. Im nördlichen, nordwestlichen und z. T. auch im südwestlichen Aufschlußteil hingegen (vgl. Abb. 6) ist der Phonolith in Form einer Schlotbrekzie im Bereich einer parallel zur Spessartrandverwerfung streichenden Störungszone stark kataklastisch, tektonisch weitgehend zerrüttet und aufgelockert. An dieser Zerrüttungszone ist er tiefgründig verwittert und partienweise zartblaßrosa montmorillonitisiert. Aber auch hier ist — u. a. an sphäroidalen Verwitterungsformen von kugelig absonderndem Phonolith (vgl. Abb. 7) — noch die ursprüngliche petrographische Zusammensetzung des Phonoliths im Dünnschliff zu erkennen.

Die chemisch-quantitative Zusammensetzung des Phonoliths aus dem östlichen Steinbruch in dem nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht ist von Herrn Diplom-Chemiker Dr. A. WILD (Bayerisches Geologisches Landesamt) ermittelt worden und ergab die folgenden Werte:



Abb. 6. An einer zum Spessart-randbruch parallel verlaufenden Störungszone tektonisch zerrüttete, tiefgründig verwitterte und montmorillonitisierte Phonolith-Schlotbrekzie. Nördlicher Aufschlußteil des östlichen Steinbruchs, an der Althohburg, im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht.

Aufn. WEINELT 1964



Abb. 7. Sphäroidale Verwitterungsformen von mehr kugelig absonderndem Phonolith (P) in tektonisch zerrütteter und tiefgründig verwitterter Phonolith-Schlotbrekzie (Pt). Westlicher Aufschlußteil des östlichen Steinbruchs, an der Althohburg, im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht.

Aufn. WEINELT 1964

		Niggli-Werte:	
SiO ₂	56,82 %	al	43
TiO ₂	0,21 %	fm	9
Al ₂ O ₃	21,09 %	c	7
Fe ₂ O ₃	1,81 %	alk	41
FeO	1,29 %	si	197
MnO	0,14 %	si'	264
MgO	0,05 %	qz	-67
CaO	1,95 %	ti	0,62
Na ₂ O	8,51 %	k	0,30
K ₂ O	5,72 %	mg	0,03
Cl ₂	0,35 %	c/fm	0,77
SO ₃	0,18 %	p	0,11
P ₂ O ₅	0,08 %		
H ₂ O ⁻ (105°)	0,27 %		
H ₂ O ⁺	1,64 %		
	100,11 %		

Der trachytoide Phonolith zeigt u. d. M. eine holokristallin-porphyrische Struktur mit einer annähernd trachytisch-fluidalen Grundmasse, die überwiegend aus Sanidinleistchen besteht. Als Einsprenglinge erscheinen der Häufigkeit nach geordnet Sanidin, Hauyn, Ägirinaugit (mit Randzonen von Ägirin), Ägirin, Apatit, Erz und Titanit.

Unter den Phäno kristen tritt vorherrschend Sanidin als jüngster Einsprengling auf. Er findet sich einzeln oder fluidal in Gruppen aggregiert, die parallel oder divergentstrahlig angeordnet sind. Seine Größe reicht von 4 mm bis zur Länge der Grundmasseindividuen — mit einer Häufung um 1—2 mm und um 0,4 mm herunter. Die Sanidin-Einsprenglinge lassen etwas abweichend von den tafeligen Grundmassealkalifeldspäten eine mehr langleistenförmige Ausbildung nach (010) erkennen. Sehr verbreitet sind — besonders unter den größeren Sanidin-Einsprenglingen — Kernpartien von verzwilligtem Plagioklas (vgl. Abb. 8), bei gleicher Orientierung beider Feldspäte. Teilweise sind diese, vom Sanidin bei seinem Wachstum resorbierten und umhüllten (ehemaligen) Plagioklaseinsprenglinge, nur noch als einzelne Flecken mit höherer Lichtbrechung im Sanidin zu erkennen oder nurmehr durch eine verschwommenfleckige Auslöschung angedeutet. Mit abnehmender Größe der Alkalifeldspäte zeigt sich eine zunehmende Neigung zu Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz, das auch bei den Grundmassefeldspäten verbreitet zu beobachten ist. Die Verzwilligung weist hier auf etwas unruhige Kristallisationsbedingungen hin.

Achsenwinkelmessungen an den Alkalifeldspäten aus gering unterschiedlichen Proben des gleichen Vorkommens ergaben $2V_x = 48,0^\circ (\pm 1^\circ)$ und $51,7^\circ (\pm 0,5^\circ)$. Die Achsenebene liegt // (010). Die Lichtbrechung wurde mit $n_x = 1,519-1,520$ bestimmt. Nach dem Diagramm von TUTTLE (1952) zit. in W. E. TRÖGER (1956) handelt es sich bei dem vorliegenden Alkalifeldspat um einen Hochsanidin, der etwa 10 Mol% Albitkomponente enthält.

Die Kernplagioklase ergaben nach der Zonenmethode von A. RITTMANN (1929) einen Anorthitgehalt von 32—33 Mol%. Der Achsenwinkel wurde mit $2V_x = 78^\circ (\pm 1^\circ)$ bestimmt. Nach dem Diagramm von v. d. KAADEN (1951) zit. in W. E. TRÖGER (1956) bestätigt diese Messung ebenfalls einen Anorthitgehalt von 32—33 Mol%. Es handelt sich demnach um einen Andesin in Hochtemperaturform.

Die Einsprenglinge von Hauyn liegen mit ihrer häufigsten Korngröße von 0,15 bis 0,4 mm in vorwiegend sechsseitigen, jedoch teils verzerrten Querschnitten vor. Sie weisen meist eine schwarze bis braunschwarze, deuterische Bestäubung auf, die in unterschiedlicher Stärke (u. a. auch in gitterförmiger Anordnung) entweder über den ganzen Kristall verteilt oder nur als opaker Saum ausgebildet ist. Gelegentlich ist eine zeolithische Umsetzung oder eine durch ein eisenhaltiges Pigment bedingte rötlich-bräunliche Verfärbung des Hauyns zu beobachten. Da der Hauyn hierbei häufig karbonatisiert wird, ist an seiner Zusammensetzung neben der Hauynkomponente evtl. nur untergeordnet ein Nosesilikatanteil beteiligt.

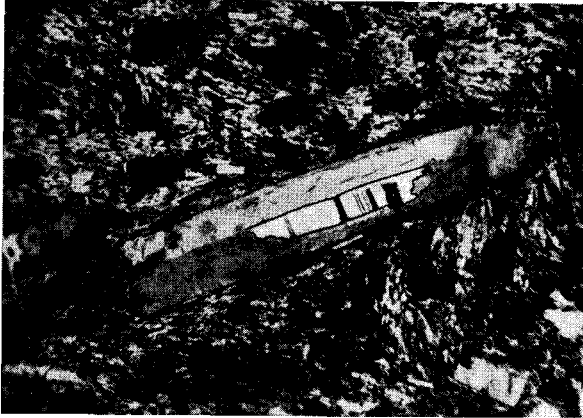


Abb. 8. Sanidineinsprengling mit reliktsischem Kern von Hochtemperatur-Plagioklas (Andesin) mit deutlicher Periklaslamellierung. In der oberen Zwillingshälfte ist der Plagioklaskern in der Aufnahme nicht deutlich. Vergr. 36 x + Nic. Östlicher Phonolithsteinbruch, an der Althohburg, im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht.

Aufn. OKRUSCH 1964

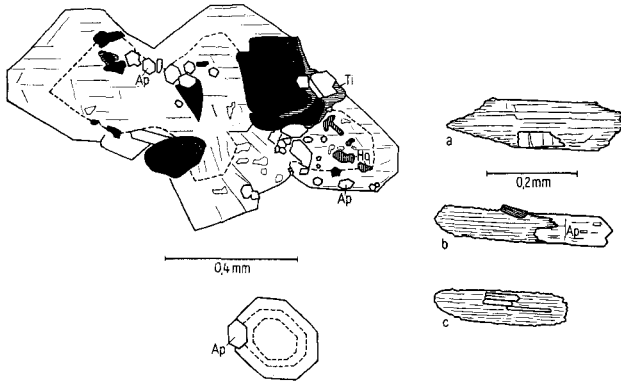


Abb. 9. Basisschnitte von zonar gebauten Ägirinaugiteinsprenglingen mit Einschlüssen von Apatitsäulchen (Ap parallel der c-Achse eingelagert), von Erz (schwarz), Hornblende (Ho) und Titanit (Ti); Längsschnitte von Ägirin-Mikroinsprenglingen (a, b, c) mit parallel der c-Achse eingelagerten Apatitsäulchen.

An Pyroxenen erscheinen — gegenüber den felsischen Einsprenglingen stark zurücktretend — Ägirinaugit und Ägirin. Der Ägirinaugit erreicht maximal 0,4—0,5 mm ϕ , während die mittlere Korngröße des Ägirins bei 0,15—0,25 mm ϕ liegt. Im Kern der lebhaft grün gefärbten, vorwiegend deutlich zonar gebauten Ägirinaugite restiert öfters noch basaltischer bis titanhaltiger, seltener fast farbloser diopsidischer Augit. Auch der Kristallhabitus läßt noch die Sukzession erkennen. Randbereiche der Kernzonen werden bisweilen von lebhaft violettrotlich gefärbtem Titanaugit eingenommen. Achsenwinkelmessungen von $2V_x = \sim 74^\circ (\pm 1^\circ)$ lassen zumindest in der Randzone der Augite auf eine sehr hohe Ägirinsilikatbeteiligung schließen. Der äußersten Randzone dieser Einsprenglinge entsprechen auch selbständige kleine, spießige, langleistenförmige Ägirinmikroinsprenglinge und -mikrolithen.

Akzessorischer, langsäuliger bis -stengelig, klarer Apatit bildet neben bevorzugten Parallelverwachsungen auch mit seiner Längsrichtung im Wirtmineral parallel c orientierte Einschlüsse in Ägirin- oder Ägirinaugiteinsprenglingen (Abb. 9) und ist auch mit Ägirin gelegentlich nach Art einer „hemimorph und bipolaren“ Verwachsung verbunden (s. Abb. 9b).

Erz tritt gleichfalls im Verband mit den Frühausscheidungen von Ägirinaugit bzw. Ägirin und Apatit in bis zu 4 mm großen Einsprenglingen auf, wobei es den Apatit umschließt und auch mit spitzrhombschen, bis 1 mm langen Titaniteinsprenglingen vergesellschaftet ist.

Die Grundmasse des Gesteins läßt eine fluidale Anordnung der überwiegend 0,25 mm langen Sanidinleistchen erkennen. Die geschlossene Masse dieser Alkalifeldspatmikrolithen wird nur in geringer Menge von solchen von Ägirin und Erz unterbrochen. Eine glasige, sehr niedriglichtbrechende Mesostasis ist nur untergeordnet entwickelt. Ebenso fehlt individualisierter Nephelin. Dieser konnte jedoch durch Anätzen der Dünnschliffe mit verdünnter HCl durch

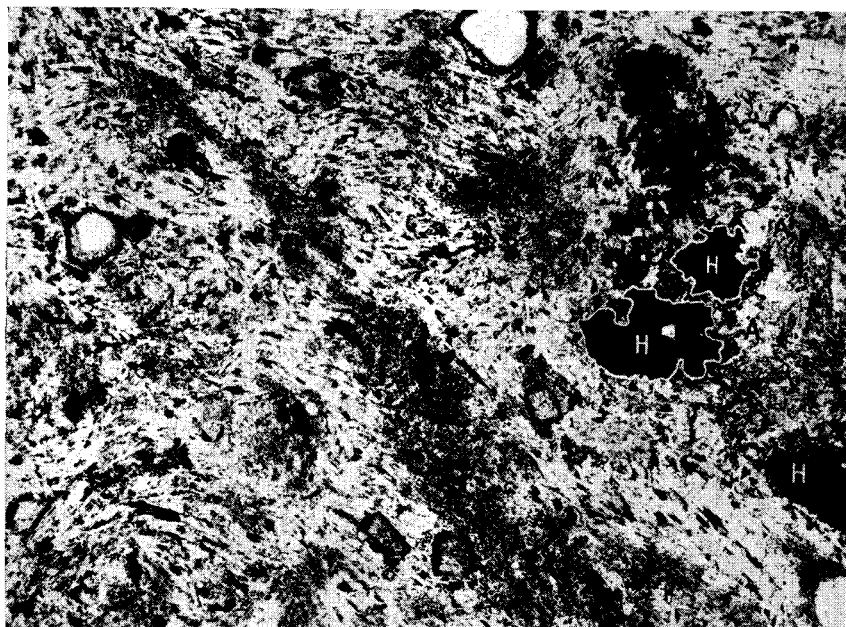


Abb. 10. Einsprenglinge von Oxyhornblende (H), ummantelt von Ägirin (Ä), im Phonolith. Vergr. 42 x, // Nic. Westlicher Phonolithsteinbruch im ersten nördlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht.

Aufn. OKRUSCH 1964

die dabei zur Ausscheidung kommenden NaCl-Würfeln sowohl im gelatinierten Gesteinsanteil als auch direkt in den Intergranularen als Nephelinitoid nachgewiesen werden. Mitunter treten in der Grundmasse noch kleine Flecken einer klaren, farblosen, niedriglichtbrechenden Substanz mit einer kaum wahrnehmbaren Doppelbrechung auf. Sie werden vielfach von hier vergrößerten Ägirin- und von tonig zersetzten Sanidinmikrolithen durchspießt und können als Ansammlungen von Nephelin oder Zeolith gedeutet werden. Reste von Hornblende einsprenglingen sind nur vereinzelt zu beobachten. Sie sind gegen den ummantelnden Ägirin oder Ägirinaugit (vgl. Abb. 10) mit einem schmalen Resorptionssaum von Erzkörnern abgeschirmt. Die hohe Doppelbrechung sowie ihr Pleochroismus von Rotbraun nach Hellbraun deuten auf eine Oxyhornblende, evtl. auch auf titanreicheren Kärsutit hin. Kleine Relikte solcher Hornblendensind in den Augiteinsprenglingen häufig zu erkennen.

Mit seiner trachytoiden (foidarmen, bei relativ höherer Temperatur entstandenen) Ausbildung steht der vorliegende Phonolith ähnlichen Vorkommen in der Rhön (vgl. Abb. 18) sehr nahe. Die in den reliktschen Kernpartien noch deutlich erhaltenen, intratellurischen Frühausecheidungen von Hornblende, diopsidischem Augit, von Titanaugit und von Plagioklas können als einem Frühstadium seiner magmatischen Entwicklung angehörig gedeutet werden, das im Chemismus etwa dem eines trachydoleritischen Alkalibasalts entsprach.

Ein weiteres, von einer etwa 3,5 m mächtigen Lößlehmdecke überlagertes Vorkommen von hellgrauweiß bis weißgelb verwittertem Phonolith setzt in dem ersten südlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht in dem Hohlweg der Waldabteilung Fuchslöchergraben auf (Abb. 11). Es ist etwa 15 m mächtig und bei westnordwestlichem Streichen (etwa 112°) gangförmig ausgebildet. An felsigen Rücken, die bei einer Hohlwegverbreiterung entfernt worden sind, konnte früher ein mit 60° gegen SW gerichtetes Einfallen gemessen werden. Heute ergibt sich im Hohlweg bergan etwa folgendes Profil: 4,00 m Phonolith,



Abb. 11. Hellgrauweiß bis weißgelb verwitterter Phonolith setzt mit etwa 112°-Streichen und 60° SW-Fallen in dem ersten südlichen Seitental der Rückersbacher Schlucht (Hohlweg in der Waldabteilung Fuchslöchergraben) gangförmig auf. Aufn. WEINELT 1964

hellgrauweiß bis weißgelb verwittert, 2,00 m Lehmbedeckung, 4,00 m Phonolith, hellgrauweiß bis weißgelb verwittert, 10,00 m Lehmbedeckung, die nur schmale Schmitzen von hellgrauweißem bis weißgelb verwittertem Phonolith freigibt.

Der Phonolith im Lindig nördlich von Kleinostheim

Ein kleines, heute nicht mehr auffindbares Vorkommen von Phonolith im Lindig, nördlich Kleinostheim, hat bereits M. B. KITTEL (1840, S. 59) folgendermaßen beschrieben: „Es geht in der Ebene zwischen dem Lindigwalde und dem Main, am Wege zwischen dem Dettinger Walde und den Lindigwiesen zutage aus und dient der Schottergewinnung.“

Der Phonolith wird als homogen aussehend und dicht bezeichnet. Er besaß splitterigen oder muscheligen Bruch. Seine Farbe war hellgrau bis grünlich. In seiner grauweißen bis grünesprenkelten Grundmasse aus Feldspat und Augit ließen sich kleinere Kristalle glasiger Feldspäte erkennen. „Gemeine Hornblende“ konnte M. B. KITTEL (1840, S. 60) darin nicht nachweisen. Von der Oberfläche her verwitterte das Gestein in konzentrischen Rindenlagen zuerst weiß, dann rauh und gelb, endlich erdig und rötlich.

In den Grundaushüben für die Gebäude der neuen Spessart-Muster-Siedlung, die gegenwärtig in dem von W. SCHOTTLER (1922) näher bezeichneten Gelände ausgeführt werden, fand sich kein Anzeichen für dieses Phonolithvorkommen. Allerdings ist bei den hier vorgenommenen Baugrundausschachtungen nur der 0,40—0,50 m mächtige Dünensand im Hangenden, nicht aber der im Liegenden

anstehende Schotter der pleistozänen Niederterrasse des Mains völlig durchstoßen worden. Es erhebt sich somit die Frage, ob das von M. B. KITTEL (1840, S. 59) beschriebene Phonolithvorkommen im Lindig in der geologischen Karte Blatt Seligenstadt, 1 : 25 000 von W. SCHOTTLER (1922) an der entsprechenden Stelle eingetragen worden ist. Im Gegensatz hierzu hat es H. BÜCKING (1892) in der geologischen Übersichtskarte des nordwestlichen Spessarts 1 : 100 000 westlich der Rückersbacher Schlucht verzeichnet. O. M. REIS (1927, S. 115) hält dieses kleine Vorkommen von Phonolith im Lindig bei Kleinostheim — übereinstimmend mit W. SCHOTTLER — und C. W. v. GÜMBEL (1894, S. 637) für einen großen, im Pleistozän verdrifteten Block des Vorkommens in der Rückersbacher Schlucht⁴⁾, die genau gegenüber dem Lindig in das Maintal einmündet, und H. BÜCKING (1892, S. 208) vermerkt bereits, „daß dieses westliche, am Rande des Lindigwaldes unter dem Diluvialsand gelegene Vorkommen jetzt, nachdem die leicht erreichbaren Massen für die Straßenbeschotterung ausgebrochen sind, nicht mehr aufgeschlossen ist“.

Eine von C. W. v. GÜMBEL (1881, S. 28) veranlaßte Analyse dieses Phonoliths erbrachte die folgenden Werte:

		Niggli-Werte	
SiO ₂	58,24 ‰	al	42
Al ₂ O ₃	20,45 ‰	fm	11
Fe ₂ O ₃	} 3,51 ‰	c	5
FeO		alk	42
MgO	0,38 ‰	si	204
CaO	1,27 ‰	si'	268
Na ₂ O	8,73 ‰	qz	—64
K ₂ O	5,87 ‰	k	0,31
Cl ₂	0,39 ‰	mg	0,18
SO ₃	Sp.	c/fm	0,45
P ₂ O ₅	Sp.		
Glühverlust	1,52 ‰		
	<u>100,36 ‰</u>		

Durch das Entgegenkommen des Naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Aschaffenburg erhielt das Bayerische Geologische Landesamt eine kleine Probe des Phonoliths vom Lindig, wofür Herrn Konservator W. NOLL an dieser Stelle besonders gedankt sei.

Der Olivinnephelinit aus dem Strütt südöstlich von Kleinostheim

Dieses schon seit alter Zeit gut bekannte Vorkommen wurde u. a. erstmalig von M. B. KITTEL (1840, S. 61) beschrieben. M. B. KITTEL stellte bereits eine bandartige Reihe einzelner Durchbrüche fest und erkannte die Differenzierung der hier auftretenden Gesteine in dichten Basalt und Schlotbrekzie bzw. Schlotuff, die er als „basaltische Wacke“ bezeichnete.

⁴⁾ Diese Annahme wird auch durch den Analysenbefund (vgl. Abb. 18) weitgehend gestützt.

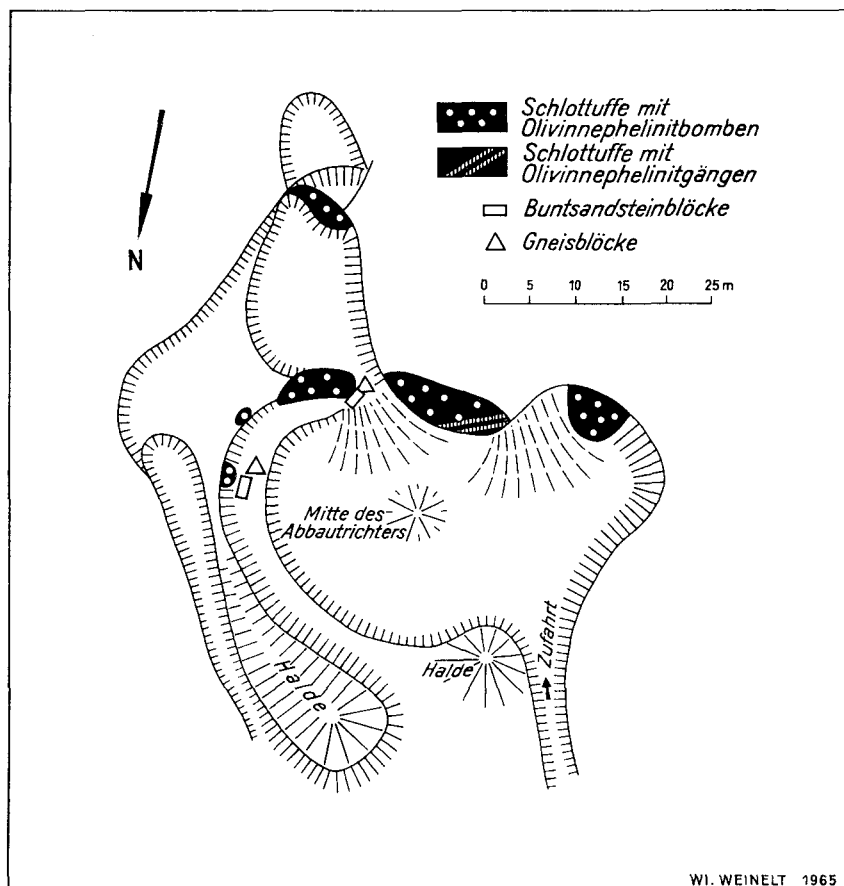


Abb. 12. Schematische Skizze des verlassenen großen Olivinnephelinit-Abbaus im Strütt, süd-östlich von Kleinostheim.

Diese Gesteine kann man noch heute in einzelnen kleineren und größeren, meist jedoch schon weitgehend verfallenen und überrollten Steinbrüchen anstehend beobachten.

Der Vulkanit durchbrach hier in einem größeren Tuffschlot (R 06.42; H 39.97) mit elliptischem Querschnitt (200×150 m) den körnig-faserigen Muscovit-Biotit-Gneis (Orthogneis) des kristallinen Vorspessarts. Wenig südlich von dieser größeren Tuffmasse liegt — durch den Orthogneis von ihr getrennt — ein kleineres Tuffvorkommen. Die Eigenständigkeit beider Tuffvorkommen wird durch mehrere Schürfe belegt, die zwischen ihnen im Orthogneis angelegt worden sind. Der Olivinnephelinit selbst war von einem verhältnismäßig mächtigen Mantel einer dichten Schlotbrekzie (Reibungsbrekzie) umgeben. Außer dieser finden sich tuffartige Gesteine (Schlottuffe), die kleinere sowie größere Kugeln ($15 \text{ cm } \phi$) von Olivinnephelinit, gerundete Blöcke ($0,40\text{—}1,00 \text{ m } \phi$) von meist verkieseltem, gefrittetem, hellgrauem, oft jedoch noch hellrotem und z. T. tonig gebundenem, feinkörnigem Unteren Buntsandstein enthalten. Letzterer führt



Abb. 13. Mit 23° gegen WSW (245°) einfallende Schlottuffe, in denen ellipsoidische Kugeln von blauschwarzem, dichtem Olivinnephelinit (in der Abb. dunkel) lagig angeordnet sind. Großer Felsen im verlassenen Steinbruch im Strütt, südöstlich von Kleinostheim.

Aufn. WEINELT 1964

bis zu 5 cm lange, rotbraune Tongallen. Ferner treten Fragmente von rotbraunem Tonstein des Bröckelschiefers und von thermisch beeinflusstem Orthogneis auf. In den gelbbraunen bis rotgrauen, tuffartigen Gesteinen sind überdies große, tiefschwarze, basaltische Hornblenden, Augite und Biotite in größeren Blättchen sowie Olivinknollen bereits megaskopisch zu erkennen. Diese tuffartigen Gesteine umhüllen die Schlotbrekzie. Sie bestehen im wesentlichen aus basaltischem Material, enthalten aber auch kleinere bis kleinste Fragmente der z. T. stark veränderten Gesteine (Buntsandstein, Gneis) und führen die bereits genannten Minerale (Hornblende, Augit, Biotit und Magnetit).

Der Kontakt des Vulkanits und seines Tuffmantels mit dem Orthogneis ist heute an keiner Stelle mehr erschlossen. M. B. KITTEL (1840, S. 61) erwähnt jedoch, daß der Gneis am Kontakt gegen den Olivinnephelinit thermische Beeinflussung erkennen ließ, die sich besonders in den glasig gewordenen Feldspäten und veränderten Biotiten des Gneises zeigte.

Das frische Gestein aus der Mitte des Eruptionstieles oder aus dem Inneren einer der noch nicht zersetzten Kugeln im Mantel der Schlottuffe beschreibt bereits H. BÜCKING (1892, S. 211). Es besaß dunkelgraue Farbe und war reich

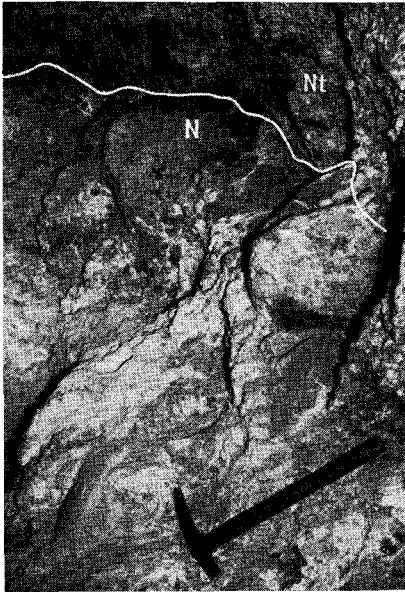


Abb. 14. 0,40—0,50 m mächtiger, z. T. kugelig absondernder Olivinnephelinitgang (N) setzt mit 70° -Streichen und 65° -SSO-Fallen in den Schlottuffen (Nt), die Olivinnephelinit-Kugeln führen, diskordant auf. Großer Felsen im verlassenen Steinbruch im Strütt, südöstlich von Kleinostheim.

Aufn. WEINELT 1964

an Einsprenglingen von Olivin und Augit, an denen man megaskopisch zwar eine deutliche Spaltbarkeit, jedoch keine Begrenzung durch ebene Kristallflächen feststellen konnte.

Noch heute können diese Gesteine in einem großen, vom Abbau herführenden, trichterförmigen Aufschluß (Abb. 12) bei R 06.42; H 39.97 (Blatt 6020 Aschaffenburg) aufgefunden werden. In diesem etwas verzweigten, ursprünglich wohl in mehreren Sohlen angelegten Abbau steht das Gestein im südlichen und südöstlichen Teil in einer größeren Felsrippe und in einem unweit von dieser gelegenen, großen Felsen an. Es handelt sich um Schlottuffe, in denen Olivinnephelinitkugeln verschiedener Größe gleichsam schwimmen (Abb. 13). Am großen Felsaufschluß besitzt das Gestein ein mit 23° in 245° , nach WSW gerichtetes Einfallen. Hier wird es zudem noch von 0,25—0,50 m mächtigen, parallelstruiereten und kugelig absondernden Gängen eines blauschwarzen, dichten Olivinnephelinitis diskordant durchdrungen (Abb. 14). Diese fallen mit 65° in Richtung 160° , streichen also 70° ONO. G. KLEMM (1894, S. 32) beschreibt von diesem Vorkommen Gänge mit Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern und bemerkt, daß die kleineren unter ihnen eine säulige Querabsonderung zeigten. Die z. T. ellipsoidischen Olivinnephelinitkugeln der Schlottuffs sind mit ihrer längeren Achse in der Richtung des Einfallens der Tuffe eingeregelt. Sie besitzen weißgraue Inkrustierungen aus Calcit, Aragonit und Natrolith, die auch wenige Millimeter breite und saiger aufsetzende Spalten im Tuff selbst erfüllen.

Basaltkugeln führende Schlottuffe, die von geringmächtigen, dichten und plattig absondernden, blauschwarzen Gängchen des Vulkanits diskordant durchgriffen werden, stehen auch an der Südseite eines kleineren und ebenfalls verlassenen Schurfes, wenig weiter südlich an. Zwischen diesem Schurf und dem großen Abbau (vgl. Abb. 12) sind noch drei weitere, nahezu kreisrunde und

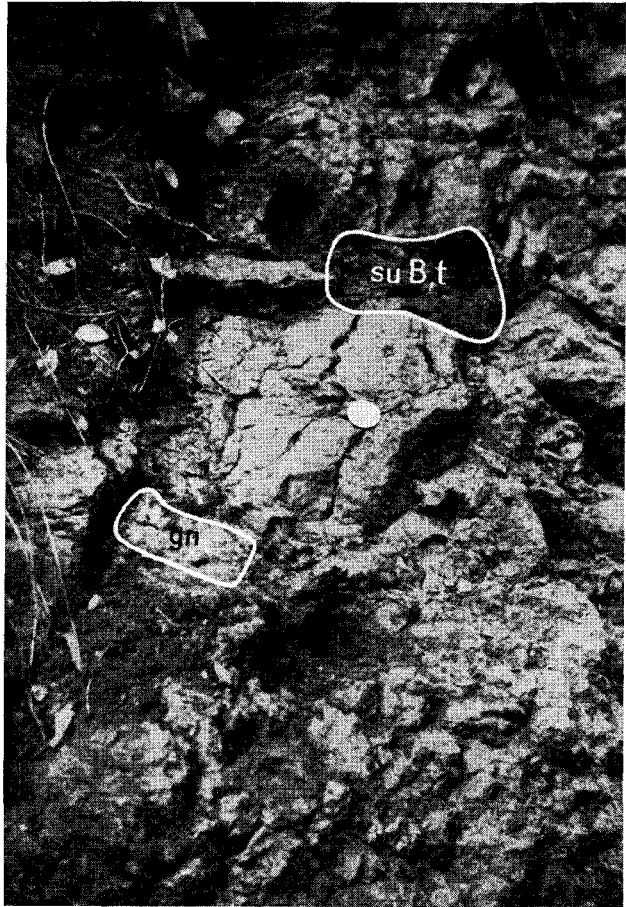


Abb. 15. Schlottuff mit je einem Gesteinsfremdeinschluß eines Tonsteins des Bröckelschiefers (suB, t) und eines Fragments von Orthogneis (gn); Größenvergleich: Einmarkstück. Verlassener Abbau, 50 m östlich des Bildstocks im Strütt, südöstlich von Kleinostheim.

Aufn. WEINELT 1964

ebenfalls mehr trichterförmige Gewinnungsstellen in diesem Gestein angelegt worden, wovon noch stehengebliebene Felsreste zeugen.

In dem kleineren, südlichen Tuffvorkommen (vgl. S. 330) finden sich gelbgraue, durch Verwitterung bisweilen auch gelbgrün gefärbte Schlottuffe. Sie stehen an der Nordseite eines ebenfalls auflässigen, etwa 4 m tiefen und kreisrunden (30 m ϕ) Abbaus an. Dieser liegt 50–60 m östlich des in der Karre (Blatt 6020 Aschaffenburg) im Strütt eingetragenen Bildstocks. Die Schlottuffe führen megaskopisch erkennbare, hypidiomorphe, schwarzglänzende Hornblende, Augit und pseudohexagonalen Biotit. An Gesteinsfremdeinschlüssen wurden hier 9×15 cm große Schollen und bis zu 5 mm (ϕ) kleine Butzen hellrotbraunen Tonsteins des Bröckelschiefers neben bis 1 cm großen Bröckchen feinkörnigen, hellrotbraunen Buntsandsteins mit z. T. hell entfärbten Rändern beobachtet. Daneben erscheinen bis zu 18 cm lange Fragmente hellweißgrauen, körnigflaserigen Muscovit-Biotit-Gneises (Abb. 15). Eingelagerte Kugeln und diskordante Gänge von Olivinnephelinit waren hier nicht zu beobachten. Das gleiche Gestein kann man noch an der Südseite eines etwa 6 m breiten und 15 m langen, heute nur mehr sehr flachen Schurfes beobachten, der in Ost-West-

Richtung angelegt wurde und der näher gegen den großen Abbau (vgl. S. 330) hin gelegen ist.

Der Schlottuff aus dem Strütt ist der Körnung nach ein grober Aschen- bis Lapillituff, dessen Stoffbestand — wie bei den meisten Tuffen — aus lithoiden (Lava-Asche) und Glasaschen- sowie aus gleichartigen Lapilli-Anteilen gemengt ist. Die glasige Beschaffenheit dieses Lockermaterials ist sehr unterschiedlich und demzufolge sind hier alle Übergänge von Tufffragmenten mit einem großen Glasanteil (neben kleinen, intratellurisch gebildeten Einsprenglingen und einer nur geringen Mikrolithenausscheidung) bis zu nahezu holokristallin-struierten, nur schwach glasführenden Lavabröckchen zu erkennen. Es überwiegen jedoch in starkem Maß glasführende Schlackenbröckchen mit bereits starker Mikrolithenbildung neben der Einsprenglingsgeneration, mit einer vererzten Glasbasis und reichlicher Blasenbildung. Das Überwiegen dieses resurgenten (nach der Einteilung von F. v. WOLFF 1914) Lockerstoffmaterials neben einer stärkeren Beteiligung an Fremdeinschlüssen entspricht einem Schloträumungsabsatz, bei niedrigem Stand des Magmenspiegels während der Eruption. Die reichliche Beimengung von Auswürflingen an Kristallen und Knollen deutet auf eine zeitweise gasreiche und heftige Eruptionstätigkeit hin. Die im Tuff gleichfalls zu beobachtenden größeren und kleineren Basaltkugeln belegen ältere, von der Eruption aufgearbeitete Lavagänge geringeren Ausmaßes.

Die Hauptkomponente des Tuffes, die glasigen, blasenreichen, basaltischen Bröckchen führen in größerer Menge kleine Augit- und Olivineinsprenglinge. Der Olivin ist unter Serpentinisierung zersetzt und vielfach ist die Zersetzung auch schon bis zur Bildung eines eisenhaltigen Montmorin-Mineral, unter Beteiligung von Calcit, fortgeschritten. Neben den ebenfalls kleinen Augiteinsprenglingen (basaltischer Augit mit Titangehalt) erscheinen auch manchmal millimetergroße Augite mit stärker titanhaltigen, häufig gezackten Randzonen. Die Grundmasse ist erzbestäubtes, dunkelgraubraunes Glas mit einer \pm deutlich kenntlichen, submikroskopischen bis feinnadeligen Augitausscheidung und mit kleinen Blasenhöhlräumen, erfüllt von zeolithischer Substanz oder von Olivinzersetzungsprodukten.

Der stark basische Charakter dieser basaltischen Bröckchen im Verein mit der langstengeligen und agglomeratischen Ausbildung der gröberen Augite mit dem reichen Olivinegehalt und der auch bei starker Mikrolithenbeteiligung fehlenden Feldspatausscheidung, läßt in ihnen einen olivinnephelinitischen Ursprung vermuten. In die gleiche Richtung weisen auch die älteren, bei der Eruption aufgearbeiteten Lavagänge mit gleichem Chemismus (s. u.).

Bei durchaus ähnlicher Zusammensetzung sind die juvenilen Sideromelan-(Glas-) Bröckchen, bei klarem Glasanteil, viel stärker glasig entwickelt. Beim Lufttransport haben diese sehr eisenreichen, zerspratzten Anteile der basaltischen Schmelze eine leuchtend gelbe bis orange Oxydationsfärbung (Goethit-Bildung?) angenommen.

Die Auswürflinge von Kristallen und Kristallfragmenten sind hauptsächlich basaltischer Augit (mit Titangehalt), gelegentlich mit einem Kern von rhombischem Pyroxen (s. Abb. 16), oder mit Kernen eines graugrünen, eisenreichen (nach M. STARK 1927 hedenbergitischen und ägirinhaltenen) Augits. Diese grünen Kerne sind hier im Tuff viel größer als in den Laven, sie sind oft nur mit einer schmalen, gezackten Randzone von basaltischem Augit umgeben; bisweilen erscheinen auch nur randlose Fragmente dieser grünen Augite. — Unter den Auswürflingen sind zahlreiche, mitunter mit wenig Biotit verwachsene Hornblenden zu finden; auch verbreitet vererzte Hornblenden und manchmal Auswürflinge von groben Biotitblättchen.

In den Knollen und Knollenbruchstücken des Tuffes erkennt man vorwiegend Olivinknollen (Achsenwinkel des Olivins durchschnittlich $2V_x = 89,3^\circ$) mit diopsidischem Augit (Achsenwinkel $2V_z = \text{um } 60^\circ$), mit eisenarmem rhombischem Pyroxen in mengenmäßig wechselnder Beteiligung und mit Picotit, der bevorzugt in Serpentinadern der Knollen angereichert ist. Weiters sind Augitknollen häufig, gelegentlich auch mit poikilitisch struierten Einschlüssen kleiner, hellolivbrauner Hornblenden in den Augitkörnern. Die Hornblendeknollen sind mit wenig Biotitflitern verwachsen; die relativ geringe Doppelbrechung und die um $2V_x = 80^\circ$ ($\pm 2^\circ$) liegenden Achsenwinkel lassen als Hornblende Syntagmatit vermuten.

Größere Knollen sind häufig von Basaltkugeln umschlossen. Bei allen diesen Auswürflingen an Kristall- und Knollenmaterial handelt es sich um intratellurische Frühausscheidungen.

Das reiche Aschenbindemittel zeigt Umsetzungen unter Zeolith- und Calcitbildung. Um Kristallauswürflinge herum oder in kleinen zeolithgefüllten Nestern erkennt man feinnadelige Pyroxenausscheidungen (= Glasasche). In einzelnen Tuffproben sind in dem Binde-



Abb. 16. Glasiges, basaltisches Bröckchen mit Einsprengling von monoklinem Pyroxen mit reliktschem Kern von rhombischem Pyroxen. Vergr. 42 x, + Nic. Schlottuff aus dem Strütt, südöstlich von Kleinostheim.

Aufn. OKRUSCH 1964

mittel neben den genannten Substanzen noch Inseln von Olivinzersetzungsprodukten zu erkennen (= eisenhaltiges Montmorin-Mineral und kleinere, leuchtend gelbe bis gelborange Goethitansammlungen).

Die Basaltkugeln des Tuffes sowie der geringmächtige Basaltgang im Tuff sind stark melanokrater Olivinnephelinit. Neben den vorwiegend und sehr reichlich entwickelten Olivineinsprenglingen besteht das Gestein fast gänzlich aus Augit (= Einsprenglinge und Grundmassemikrolithen).

Die Olivin-Einsprenglinge sind in der Größe von 1,5 mm bis zu Mikroinsprenglingen von 0,1 mm entwickelt, bei einer Häufung in der Größe um 0,5 mm. Der Achsenwinkel beträgt durchschnittlich $2V_x = 87^\circ (\pm 1^\circ)$; der Fayalithgehalt ist demnach, unter Einbeziehung der Abweichungen des Achsenwinkels, infolge rascher Abkühlung der Schmelze nach den Untersuchungen von F. CHUDOBA & J. FRECHEN (1943) etwa um 15% anzunehmen. Diesem sehr forsteritreichen Olivin entspricht auch ein vielfach zu beobachtender, langgestreckter Kristallhabitus. Neben den idiomorphen, mitunter magmatisch angelösten Olivineinsprenglingen und fluidal zusammengedrängten Aggregationen solcher Einsprenglinge, sind auch kleine Knollenreste mit körnig entwickeltem Olivin bis zu einzelnen, von diesen Knollenresten abgetrennten Körnern relativ häufig zu beobachten, ebenso auch gelegentliche Picotitansammlungen, als losgetrennte Reste von Olivinknollen. In einigen Proben sind die Olivine zu Chrysotil umgewandelt bzw. noch weiter zu einem eisenhaltigen Montmorin-Mineral abgebaut.

Die Augit-Einsprenglinge [titanhaltiger basaltischer Augit, Achsenwinkel durchschnittlich $2V_z = 57^\circ (\pm 1^\circ)$] treten hier sehr stark zurück. Sie sind meist klein, um 0,3 mm, erreichen aber bisweilen auch 2–3 mm ϕ . Sie zeigen anomale Interferenzfarben und sind schwach violettgrau getönt. Kernzonen lassen vielfach einen im Chemismus abweichenden hellfarbigen,

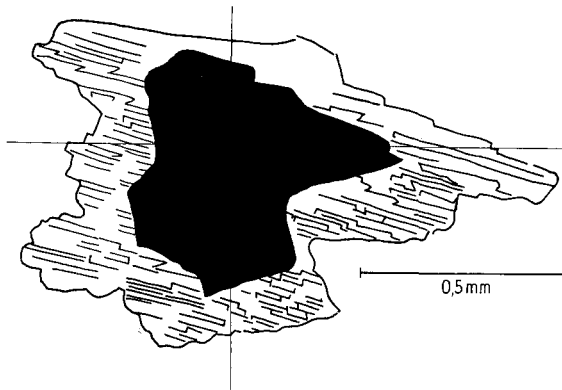


Abb. 17. Augiteinsprengling mit Kern von rhombischem Pyroxen (in Auslöschungsstellung), dessen gestufte Randzone (basaltischer Augit) eine starke Häufung von Zwillinglamellen parallel (100) zeigt; + Nic.

diopsidreicheren und manchmal auch einen eisenreichen grünen (s. o.) Augit erkennen. Dem magmatischen Ungleichgewicht entsprechend, sind diese Kernzonen trotz der Umhüllung häufig in ein Haufwerk eines Diopsidmikrolithengekörnels umgewandelt oder im Fall der eisenreichen Kernaugite in ein dichtes Haufwerk oft deutlich idiomorpher Magnetitkriställchen. Isolierte derartige kleine Kornansammlungen und Nester mit Zeolithsubstanz, Erz und etwas Biotit, die häufig im Gestein anzutreffen sind, sind evtl. ebenfalls auf Resorptionsvorgänge zurückzuführen. Auch sind unter den großen Augiteinsprenglingen bisweilen in der Schmelze idiomorph weitergewachsene Knollenbruchstücke denkbar, da in vereinzelten Fällen kleine, optisch anders orientierte Augitkörner und auch etwas Olivin im Augiteinsprengling eingelagert erscheinen. Häufig ist an den großen Augiteinsprenglingen eine starke magmatische Korrosion und ein gestuftes bis gezacktes randliches Wachstum zu beobachten. Selten finden sich in den Augiten reliktsche Kerne eines eisenarmen rhombischen Pyroxens, von breiten Augitmänteln umgeben. Diese Hüllzonen zeigen einen beschleunigten Wachstumsvorgang durch eine besonders stark gestufte, unruhiggezackte Ausbildung an. Sie weisen eine Vielzahl von Zwillinglamellen nach (100) auf (s. Abb. 17). Ebenfalls auf einen beschleunigten Wachstumsvorgang deuten einige, infolge magmatischer Korrosion stark durchlöcherter und in randlichen Zacken mit kleinen idiomorphen Subindividuen weitergewachsene Einsprenglinge von Olivin und Augit. In geringer Menge und nur in Mikroinsprenglingen erscheint noch opak bestäubter Hauyn (0,05–0,10 mm, gelegentlich auch bis 0,25 mm ϕ).

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus langleistigen und körnigen Augitmikrolithen von etwas unterschiedlicher Größe in zwei Ausscheidungsfolgen. Die gröberen Mikrolithen besitzen durchschnittlich 0,05 mm ϕ , während die zweite, spätere Ausscheidung oft submikroskopisch ausgebildet ist. Daneben tritt ein durch Anätzen nachgewiesener, nephelinitoider Intergranular Kitt auf, der in einigen Proben auch feinkörnig individualisiert erscheint. Zeolithische Substanz neben reichlichem, feinverteiltem Erz, das in Mikrolithen bis zur Größe von Mikroinsprenglingen entwickelt ist und Spuren von Biotit sind gleichfalls in der Grundmasse zu erkennen.

Als exogener Einschluß ist ein spitzrhombischer Titanitkristall von 2 mm ϕ anzusehen. Er ist durch einen dichten Rand von spießig-skelettig gewachsenen, relativ großen Ilmenitkriställchen gegenüber der Gesteinsgrundmasse abgeschirmt und von einem erzfreien Hof von Grundmasseaugit umgeben (Einschluß aus phonolithischem Material herstammend?).

Ähnlich wie bei dem Phonolith aus der Rückersbacher Schlucht sind frühere, im Chemismus abweichende Entwicklungsstadien der Schmelze aus den reliktschen Kernen der Pyroxene ableitbar; es ist hier eine Entwicklung auf einen mehr in Richtung auf die Alkalikalkreihe hin tendierenden, abgeschwächten Alkalicharakter angedeutet. Der rhombische Pyroxen als intratellurische Ausscheidung könnte evtl. auch aus Knollen herkommen. Nicht in Knollen konnte bei jetzt an dem vorliegenden Material ein dem grünen Kernaugit entsprechender Augit beobachtet werden, der in geringer Menge neben dem häufiger auftretenden diopsidischen Augit erscheint und auf lokal unterschiedliche Bildungsbedingungen hinweist (Gasgehalt o. ä.).

Nachfolgend sind zwei Analysen des Olivinnephelinites aus dem Strütt, südöstlich von Kleinostheim, aufgeführt. Die Analyse Nr. 1 wurde von H. BÜCKING (1892, S. 212) veranlaßt und von Dr. STÖBER ausgeführt, die Analyse Nr. 2 (G. KLEMM 1894, S. 33) ist in der Gr. Prüfungsstation zu Darmstadt angefertigt worden.

			Niggli-Werte		
	1.	2.		1.	2.
SiO ₂	41,05	40,52	al	17	25
TiO ₂	n. best.	0,26	fm	49	43
Al ₂ O ₃	14,70	18,97	c	24	25
Fe ₂ O ₃	12,49	10,77	alk	10	7
FeO	7,00	2,99	si	82	91
MgO	6,18	6,72	si'	140	128
CaO	11,19	11,34	qz	-58	-37
Na ₂ O	4,72	3,40	ti	—	0,40
K ₂ O	0,93	0,42	k	0,10	0,07
Cl	n. best.	0,15	mg	0,37	0,49
SO ₃	n. best.	0,62	c/fm	0,48	0,58
P ₂ O ₅	n. best.	0,74	p	—	0,63
H ₂ O chem. geb.	} 2,23	2,40			
H ₂ O mech. geb.		0,81			
	100,49	100,11			
		0,03 ab O für Cl ₂			
		100,08			

Chemismus

In der Abb. 18 sind die Analysen der jungtertiären Vulkanite des westlichen kristallinen Vorspessarts (als 1, 2, 3 und 4) zusammen mit den darstellenden Analysenpunkten von Olivinnepheliniten, Nephelinbasaniten und Phonolithen aus der Rhön, dem Vogelsberg und dem Hegau in das Konzentrationsdreieck al—alk—fm+c nach P. NIGGLI eingetragen worden.

Das vorliegende Konzentrationsdreieck enthält ineinanderprojiziert die Schnittebenen III—V mit variierendem c/fm-Verhältnis von c/fm = 0,25—1,00. Durch verschiedene Signaturen sind die darstellenden Punkte jeder der drei Schnittebenen des Konzentrationstetraeders al—fm—c—alk kenntlich gemacht.

Aus dieser Darstellung ergibt sich, daß nur der Analysenpunkt 1 des Olivinnephelinites aus dem Strütt — eine offenbar magnetitreichere Variante des Gesteins, mit gleichzeitig höherem alk- und geringerem al-Wert als in der zweiten Bestimmung — in das Projektionsfeld der Olivinnephelinite der Rhön fällt, während der Analysenpunkt 2 nur nahe an dasselbe heranrückt. Außerdem liegen die c+fm-Werte der eingetragenen Analysenpunkte 1 und 2 niedriger als bei den meisten für die Rhön herausgestellten Analysenpunkten äquivalenter Gesteine bei annähernd gleichem c/fm-Verhältnis.

Zur weiteren Orientierung wurden auch die Analysenpunkte zweier Nephelinbasanite aus der Rhön dargestellt, wengleich von dem bisher einzigen sicher bekannten Vorkommen von Nephelinbasanit aus dem Spessart an der

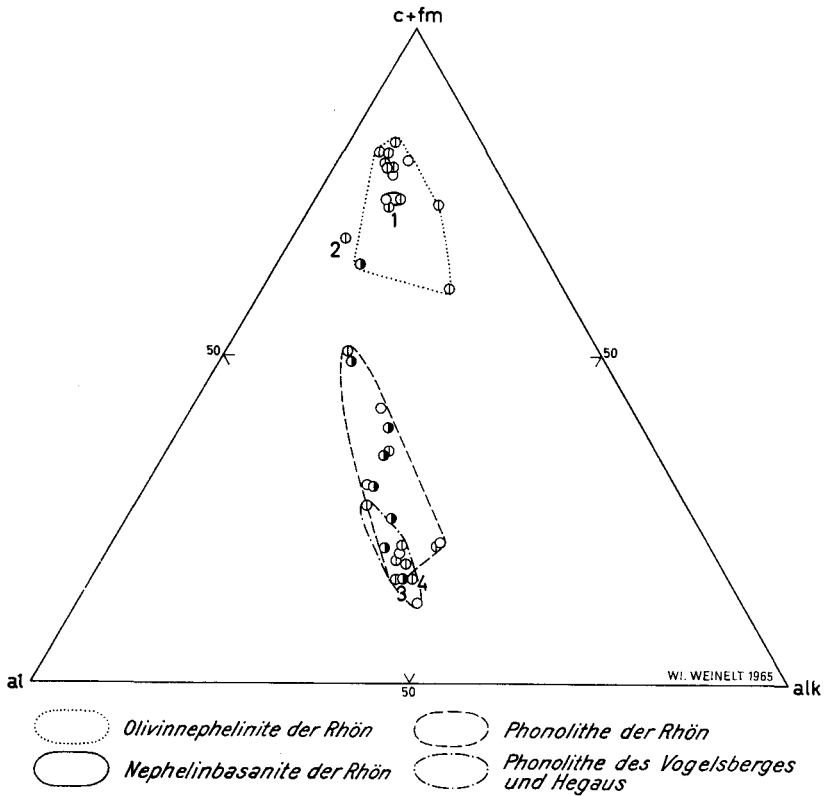


Abb. 18. Die Lage der jungtertiären Vulkanite des westlichen kristallinen Vorspessarts gegenüber darstellenden Analysenpunkten von Olivinnepheliniten, Nephelinbasaniten und Phonolithen aus der Rhön, dem Vogelsberg und dem Hegau im Konzentrationsdreieck al—alk—fm+c nach P. NIGGLI. Dieses Konzentrationsdreieck enthält ineinanderprojiziert die Schnittebenen III—V des NIGGLISCHEN Konzentrationstetraeders mit variierenden c/fm -Verhältnissen zwischen 0,25 bis 1,00. Durch verschiedene Signaturgebung der Punkte sind die drei Schnittebenen des Konzentrationstetraeders kenntlich gemacht.

○ $c/fm=0,25-0,43$, ○ $0,43-0,67$, ● $0,67-1,00$

- 1 ○ Olivinnephelinit aus dem Strütt, südöstlich von Kleinostheim
- 2 ○ Olivinnephelinit aus dem Strütt, südöstlich von Kleinostheim
- 3 ● Phonolith aus der Rückersbacher Schlucht, nordöstlich von Kleinostheim
- 4 ○ Phonolith aus dem Lindig, nördlich von Kleinostheim.

Straße von Hohl nach Hörstein noch keine chemische Untersuchung vorliegt. Es fällt dabei auf, daß der Olivinnephelinit aus dem Strütt (Analysepunkt 1) eng an das Projektionsfeld der Nephelinbasanite heranrückt.

Die Analysenpunkte der Phonolithe des Vorspessarts (Lindig, Rückersbacher Schlucht) liegen wenig außerhalb des — infolge schwankender $c+fm$ -Werte und alk-Werte — langgestreckten Projektionsfeldes der Phonolithe der Rhön. Sie rücken jedoch sehr eng an den Analysepunkt einer sauren Ausscheidung unter den Phonolithen von dort heran. Ihre Lage innerhalb des Projektionsfeldes gleicher Vulkanittypen aus dem räumlich benachbarten Vogelsberg und schließlich auch aus dem Hegau ist durch ihren relativ hohen alk- und al-Wert, bei gleichzeitig niedrigen $c+fm$ -Werten gegeben.

Alter der Vulkanite

Im südlichen Teil des näher bezeichneten Gebietes (vgl. Abb. 1) treten die Vulkanite an der nördlichen Flanke des Aschaffener Beckens auf. Dieses wurde vermutlich schon in jungpaläozoischer Zeit paläogeographisch angelegt, sank jedoch erst im Laufe des Tertiärs weiter ein. Für diesen Raum ist zudem eine positive Schwereanomalie kennzeichnend.

Über das Alter der Eruptionen der Vulkanite des westlichen kristallinen Vorspessarts lassen sich infolge fehlender tertiärer Sedimente in der unmittelbaren Umgebung der Durchbrüche nur Vergleiche mit räumlich benachbarten Vorkommen anstellen. Die Ausbrüche dürften demnach auch hier im oberen Miozän bzw. im unteren bis mittleren Pliozän erfolgt sein. Blöcke von grauem, feinkörnigem bis dichtem Phonolith mit Einsprenglingen fanden sich als Abtragungsprodukte bereits an der Basis des pleistozänen Terrassenschotter bei Dettingen—Kahl, wo sie durch den Braunkohlenabbau freigelegt wurden.

Die in den Schlottuffen im Strütt von Kleinostheim festgestellten Xenolithe von Tonstein und Sandstein sprechen dafür, daß das Kristallin des Vorspessarts zum Zeitpunkt der Eruptionen noch von mehr als 100 m mächtigem, feinkörnigem Unterem Buntsandstein bedeckt war.

Die Eruptionsfolge der Vulkanite begann vermutlich mit Hornblende-basalten im benachbarten Mainischen Odenwald, auf diese folgten die Ausbrüche der Nephelinbasanite im gleichen Gebiet und bei Hohl—Hörstein. Der trachytoide Phonolith aus der Rückersbacher Schlucht und der Olivinnephelinit aus dem Strütt bei Kleinostheim beschließen, wie auch in der Rhön, als stark saure bzw. stark basische Enddifferentiate die vulkanische Tätigkeit.

Schrifttum

- BOLTER, E.: Über Zersetzungsprodukte von Olivin-Feldspatbasalten. — Beitr. Mineral. Petrogr., **8**, S. 111—140, 1961, sowie Diss. Göttingen 1961.
- BÜCKING, H.: Der nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **12**, 274 S., Berlin 1892.
- CHUDOBA, K. u. FRECHEN, J.: Der Einfluß der Temperatur auf die Beziehung zwischen Optik und Chemismus der Olivine. — N. Jb. Mineral., Mh., Abt. A, S. 91—106, Stuttgart 1943.
- EIGENFELD, R. & FICKE, B.: Tertiärer Vulkanismus der Rhön. — Fortschr. Mineral., **41**, Stuttgart 1963.
- FICKE, B.: Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön. — Tscherm. mineral. petr. Mitt., **7**, Wien 1961.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geologische Skizze des bayerischen Spessarts. — Deutsch. geogr. Bl., **4**, S. 5—32, Bremen 1881.
— Geologie von Bayern. Band II, Cassel 1894.
- HENTSCHEL, H.: In: RÖSING, F.: Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000 Bl. 4622 Kassel-West. Wiesbaden 1958.
- JUNG, H.: Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. — Chemie der Erde, **3**, S. 137—341, Jena 1928.
- KITTEL, M. B.: Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. — Kgl. Bayer. Mus., **40**, 63 S., Aschaffenburg 1840.

- KLEMM, G.: Erläuterungen zur geol. Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000. III. Lieferung, Blatt Schaaflheim—Aschaffenburg. Darmstadt 1894.
 — Über die Basalte und die Eisenerzvorkommen des östlichen Odenwaldes. — Notizbl. Ver. Erdk. u. Geol. L.-A. z. Darmstadt, **14**, S. 8—19, Darmstadt 1933.
- LEONHARD, K. C. v.: Die Basaltgebilde und ihre Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. — I. S. 439 und Taf. XV; II. S. 359, 444, 1832.
- NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
- PHILIPSBORN, H. v.: Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. Leipzig 1933.
- REIS, O. M.: Über Einzelheiten und Allgemeinheiten in vulkanischen Durchbrüchen und Mineralbildungen im Spessart und in der Rhön. — Geogn. Jh., **40**, S. 109—132, München 1927.
- RITTMANN, A.: Die Zonenmethode. — Schweiz. mineral., petr. Mitt., **9**, S. 1—46, 1929.
 — Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1960.
- SCHOTTLER, W.: Erläuterungen zur geol. Karte von Hessen 1 : 25 000 Blatt Seligenstadt. Darmstadt 1922.
- SCHOTTLER, W. & HAUPT, O.: Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. — Notizbl. Ver. Erdk. u. Geol. L.-A. z. Darmstadt, **5**, S. 52—148, Darmstadt 1923.
- SCHWARZMANN, S.: Über die Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkanen des Oberweser-Fulda-Gebietes. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 3. Folge, Nr. **25**, S. 1—165, Göttingen 1957.
- STARK, M.: Die Augite in den Gesteinen der Euganeen. — N. Jb. Mineral., **55**, Beil.-Bd., Abt. A, S. 1—35, Stuttgart 1927.
- TRÖGER, W. E.: Tabellen zur opt. Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Stuttgart 1956.
- WEINELT, Wl.: Tertiäre Sedimente in der Seligenstädter Senke und im Aschaffener Becken. — Geol. Karte von Bayern 1 : 500 000, Erl. S. 220—221, 2. Auflage, München 1964. — [1964 a].
 — Tertiärer Vulkanismus im Spessart und Mainischen Odenwald. — Geol. Karte von Bayern 1 : 500 000, Erl. S. 228, 2. Auflage, München 1964. — [1964 b].
 — In: STREIT, R., OKRUSCH, M. & WEINELT, Wl.: Blatt 5920 Alzenau in Unterfranken der geol. Karte von Bayern 1 : 25 000. — [Manuskriptblatt].
- WOLFF, F. v.: Der Vulkanismus. I. Bd. Stuttgart 1914.

Die Entstehung der Münchener Schotterfläche zwischen München und Moosburg

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Beilage

VON KARL BRUNNACKER¹⁾

Zusammenfassung

Unter Verwendung geologischer Kartierungsergebnisse, petrographischer und malakozoologischer Befunde wird der Werdegang eines Ausschnittes der Münchener Schotterebene rekonstruiert (Abb. 5). Ferner werden die festgestellten glazifluviatilen, periglazialen und interglazialen Sedimenttypen erläutert und in Beziehung mit verschiedenen Erosionsphasen gebracht (Tab. 1).

Über den nordöstlichen Bereich der Münchener Schotterfläche und ihres Rahmens liegen zahlreiche Einzeluntersuchungen vor, so bei Freising über die Obere Süßwassermolasse (OSM) und die morphogenetische Entwicklung des daraus aufgebauten „Tertiärhügellandes“ (K. BRUNNACKER 1961, 1962 a), ferner über die Hochterrasseninseln von Eicherloh und Eichenried (M. KURSCH 1962), über die würmeiszeitlichen Deckschichten auf der Hochterrasse bei Oberföhring und über den Ablauf des Spät- und Postglazials (K. BRUNNACKER 1957, 1959 a und b). Eine Fülle von Beobachtungen, die bis heute ihren Wert behalten haben und auf die ebenfalls zurückgegriffen werden kann, hat außerdem bereits L. v. AMMON (1894) zusammengetragen. Unter Verwendung dieser Bearbeitungen und ergänzender schotterpetrographischer Untersuchungen soll im folgenden versucht werden, den paläogeographischen Entwicklungsgang dieses Gebietes zu rekonstruieren.

Das Arbeitsgebiet mußte räumlich begrenzt werden. Es können deshalb z. B. nur die besonderen Probleme der im Osten begrenzenden „Erdinger Altmoräne“ gemäß dem heutigen Forschungsstand angedeutet werden. Seine besonderen Komplikationen hat der behandelte Raum auch deshalb, weil südlich davon die quartären Fluß- und Gletscherablagerungen, im Liegenden mit dem „Münchener Deckenschotter“ beginnend, übereinander gestapelt liegen, isarabwärts hingegen, etwa ab Landshut, die Flußablagerungen wenigstens der letzten drei Eiszeiten aber ineinandergeschachtelt sind. Das Untersuchungsgebiet befindet sich damit im Bereich einer großen Terrassenkreuzung. Daneben kommen, besonders deutlich im Spät- und Postglazial, gegensinnig-verlaufende kleinere Terrassenkreuzungen im Zuge der Ausgleichserosion vor, deren Prinzip bereits durch C. TROLL (1926) erläutert wurde. Außerdem kann an dieser Stelle nicht auf die Gliederung des Mittelpleistozäns eingegangen werden, die — beginnend schon mit A. PENCK (1909) — einige Fehlinterpretationen („Großes Interglazial“ südlich von München) erfahren hat und die sich erst heute zu lösen beginnt (J. FINK 1960, H. GRAUL 1962 b).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. KARL BRUNNACKER, Geologisches Institut der Universität Köln, Zulpicherstraße 49.

A. Das Tertiärhügelland

Wie bereits A. PENCK feststellte, ist die weitgespannte Münchener Schotterfläche das Ergebnis der Seitenerosion mehrerer während des Quartärs aus den Alpen kommender, das jeweilige Tertiärhügelland querender und sich hier vereinigender Flüsse (vgl. auch A. ROTHPLETZ 1917, S. KLEIN z. B. 1938, I. SCHAEFER 1950). Deren Täler waren während der Eiszeiten die bevorzugten Vorstoßbahnen der Gletscher und im Vorland die Abzugsrinnen der Schmelzwasser.

Bei Freising stehen als nördliche Begrenzung der heutigen Münchener Schotterfläche der Hauptschotter (= Mittlere Serie) und die Obere Serie der Oberen Süßwassermolasse (OSM) an, also jüngeres Obermiozän und frühes Pliozän. Im Hauptschotter überwiegt nichtkarbonatisches Material, hier vor allem Quarzgeröll mit einem mittleren Durchmesser um 2 cm; kennzeichnend sind außerdem kleine plattige Kalkgerölle mit maximal 1,5 cm ϕ . Die Obere Serie besteht aus einer Wechsellagerung von Kleinkies, Feinsand und Mergel. Die Feinsande und die feinsten Fraktionen der Schotter führen in frischem Zustand allgemein einen gewissen Kalkgehalt (bis 20% CaCO_3 in der Fraktion $< 0,2$ mm ϕ).

Da in diesem Großraum die Anschüttung der OSM ungefähr aus nord-östlicher Richtung erfolgte, werden die einzelnen Schichtglieder nach Südwesten hin zunehmend feinkörniger bzw. feinkörnigere Lagen schalten sich zwischen die an Mächtigkeit verlierenden Grob-sedimente. Für das ausgeräumte Gebiet um München muß also ein im Durchschnitt feinkörnigeres Gestein in der OSM angenommen werden, als es an der heutigen Südgrenze des Tertiärhügellandes bei Freising ansteht, zumal das Generalfallen der OSM hier noch leicht nach Süden gerichtet ist und damit der relativ grobe Hauptschotter rasch unter die quartäre Aufschüttungsbasis hinabtaucht.

Im Verlauf des Pliozäns wurde das Gesamtgebiet durch Heraushebung zum Abtragsraum. Infolge eines bis in das älteste Quartär hinein aktiven flächenhaften Abtrags entstand eine die Schichtenfolge diskordant schneidende flachwellige Landoberfläche, die durch die Gipfelflur um 500 m NN des Tertiärhügellandes angedeutet wird. An diese Landoberfläche ist eine einige Meter tiefe Eisenimprägnation der Sande und Kleinkiese gebunden. Es handelt sich hierbei um eine alte Bodenbildung, wie sie auch auf Sandsteinkeuper in Ostwürttemberg und in Mittelfranken gefunden wurde (S. MÜLLER 1958, K. BRUNNACKER 1962 c).

Im Arbeitsgebiet wurde dieser Reliktboden bei Hohenbachern (westlich Freising) in 500 m, südöstlich von Langenbach in 475 m und bei Kempfung in 495 m angetroffen. Bei weiterer Heraushebung wurde schließlich die lineare Flußerosion zunehmend wirksam. Und hier konnte nun gezeigt werden (K. BRUNNACKER 1961), daß die während der Ablagerungszeit der OSM syndimentär angelegten tektonischen Spezialmulden jetzt als Zonen bevorzugter Talbildung und die Spezialsättel als Wasserscheiden vor allem im autochthonen (d. h. dem Tertiärhügelland zugehörigen) Entwässerungssystem wirksam wurden. Eine solche ausgeräumte Mulde liegt im Bereich des heutigen Ampertales nördlich Freising. Ein südlich davon gelegener W—O streichender flacher Sattel bildet die Wasserscheide.

Bis zu einem gewissen Grad kann dieses Ergebnis nach Süden hin extrapoliert werden. So liegt Bohrprofilen zufolge eine sehr flache, ebenfalls W—O

streichende Spezialmulde der OSM mit nach Osten leicht absinkender Achse südlich von Freising. Parallel dazu folgt auf Höhe der Wildschwaige wieder ein flacher Sattel. Für das noch weiter südlich gelegene Gebiet ist über die speziellen Lagerungsverhältnisse der oberflächennahen OSM noch zu wenig bekannt, um genauere Aussagen machen zu können (vgl. B. PAULUS & Mitarbeiter in K. BRUNNACKER, B. PAULUS, M. BROCKERT, W. HINSCH u. H. VIDAL 1964). Es gibt aber keinen Grund, wenigstens für den Bereich zwischen Freising bis unmittelbar südlich der Wildschwaige die Gesetzmäßigkeiten zwischen Spezialtektonik und Morphologie abzulehnen, die nördlich davon Gültigkeit haben. Ein solches Talsystem ist schematisch in Abb. 5 eingetragen.

Noch verhältnismäßig gut fundiert ist das ehemalige Talsystem, das durch das heutige Langenbacher Trockental zur Amper entwässerte. Bohrungen bei Langenbach, deren Profilaufzeichnungen und Bohrgut mir das Straßenbauamt München zur Verfügung gestellt hat, zeigen, daß auch unterhalb der heutigen Talsohle jeder Hinweis auf einen einst hier durchgegangenen Isarlauf fehlt, nachdem zuvor schon festgestellt worden war (K. BRUNNACKER 1962a), daß dafür entlang den Gehängen keine Anzeichen vorhanden sind.

Auch für die südlich davon bei der Wildschwaige durchziehende Wasserscheide gibt es Hinweise. Darauf deuten einmal die jetzt nach Südosten gerichteten Tälchen im Tertiärhügelland südwestlich von Freising. Zum anderen liegt die Obergrenze der OSM bei der Wildschwaige z. T. nicht einmal 4 m tief unter jungen Schottern, während sonst auf Blatt Freising die durchschnittliche quartäre Schottermächtigkeit über 8 m beträgt. In der Umgebung der Wildschwaige war demzufolge noch ein inselartiger Rest, hervorgegangen aus der alten Wasserscheide des Tertiärhügellandes bis in das Spätglazial hinein erhalten. Erst zur Zeit der „Altstadtstufe“ wurde er endgültig beseitigt.

Ein dem Langenbacher Tal etwa parallel laufendes Tälchen ist auf indirektem Wege bei Ober- und Niederhummel nachzuweisen. Im Profil II (Abb. 1) liegt nämlich an der Basis des fluvioglazialen Reißschotter ein periglazialer Schotter des Hügellandes. Ein frühwürmeiszeitlicher Auemergel aus umgelagertem Tertiärmaterial überdeckt außerdem den „Hochterrassenschotter“ bei Profil I.

Durch dem „Hochterrassenschotter“ auflagernde würmeiszeitliche Fließerden aus sandigem Tertiärmaterial deutet sich südwestlich von Weigl hinterm Holz ein weiteres ehemaliges Tertiärgebiet an.

Ein Bereich mit zumindest hohem Sockel der OSM wird durch frühwürmeiszeitliche Lößlehmfließerden über der Hochterrasse bei Unterföhring angezeigt. Die Vergenz der Fließformen zeigt ein westlich der Hochterrasse gelegenes Abkunftsgebiet an (K. BRUNNACKER 1957). Der Uferrand dieser Hochterrasse kann z. T. nicht allzuweit westlich der heutigen Begrenzung gelegen haben; darauf weist eine Beobachtung durch L. v. AMMON (1894), wonach der durch R/W-interglazialen Boden und würmeiszeitlichen Löß bedeckte Hochterrassenschotter westlich von Ismaning z. T. nur 3,5 m mächtig ist, während sonst für ihn eine Durchschnittsmächtigkeit um 8—10 m typisch ist. Dieser noch zu Beginn der Würmeiszeit vorhandene Rest des Tertiärhügellandes war auf seiner Westseite etwa entlang der Linie Belgradstraße—Hasenberg begrenzt (s. H. TILLMANN 1953); denn hier finden sich wieder einzelne kleine Vorkommen der

rißeiszeitlichen Hochterrasse, welche die von R. SCHRÖDER (1915) gefundene kühle bis kalte „jüngere“ Molluskenfauna enthalten.

Ausgeräumt wurde dieses ehemalige Tertiärhügelland durch die von Süden, ursprünglich wohl mehr von Südwesten her kommenden Flüsse, so vor allem die Isar und die Mangfall. Besonders wirksam war die Seitenerosion im Bereich großer Flußkrümmungen — wie auch im Postglazial noch der Rand des Tertiärhügellandes beiderseits Freising durch die Isar unterschritten wurde und z. T. auch heute noch wird. Perioden besonders kräftiger seitlicher Ausräumung waren jedoch die Kaltzeiten, wenn die Schmelzwässer der vorrückenden Gletscher hier mit ihrer Geschiebefracht durchzogen. Unterstützt wurde diese von außen her kommende Zerstörung durch das Geschehen im Hügelland selbst, einmal durch die fluviale Erosion entlang den autochthonen Talzügen und dann durch die periglaziale Solifluktion während der Eiszeiten, zumal bevorzugt mit feinkörnigen, dafür besonders geeigneten Gesteinen gerechnet werden muß. Täler des Hügellandes wurden infolge Anschneidens durch die Flüsse allochthoner Talssysteme streckenweise in eiszeitliche Schmelzwasserrinnen umgestaltet. Während der pleistozänen Warmzeiten, vor allem aber während der Kaltzeiten wurde damit das Tertiärhügelland ausgeräumt und das Gebiet in die sich bildende und zunehmend erweiternde Münchener Schotterfläche einverleibt.

B. Die Erdinger Altmoräne

Im Gebiet des Inn-Chiemseegletschers war es A. PENCK nur mit Vorbehalt möglich, die Altmoräne in eine äußere mindel- und in eine innere rißeiszeitliche Zone unterzugliedern, da hier fast überall mächtiger Lößlehm den Untergrund verhüllt. Auch in der von A. PENCK und L. v. AMMON (1894) in die Rißeiszeit gestellten, westlich daran anschließenden Erdinger Altmoräne erschwert eine entsprechende Deckschicht genauere Untersuchungen.

Bemerkenswert ist z. B. jedoch, daß im inneren Bereich dieser Altmoräne an der Basis des würmeiszeitlichen Lösses bzw. Decklehms Fließerden liegen, die aus einem älteren, d. h. rißeiszeitlichen Löß hervorgegangen sein müssen, so z. B. Hörlkofen (K. BRUNNACKER 1956), Markt Schwaben und Anzing (K. BRUNNACKER 1957). Unumgänglich ist damit die Folgerung, daß die Außenzone dieser Altmoräne um eine Eiszeit älter ist, d. h. daß sie nicht wie früher bezeichnet in ein Altriß, sondern in die Mindeleiszeit gehört (vgl. K. BRUNNACKER u. Mitarbeiter 1964). Unbekannt ist vorläufig allerdings der genaue Verlauf beider Moränenzüge, wenngleich gewisse morphologische Ansätze dafür vorhanden sind.

Die nördlich vorgelagerte Hochterrasse westlich der Sempt läßt sich nicht mit der äußeren Altmoräne verknüpfen. Sie gehört in die Rißeiszeit. Bei der Hochterrasse östlich der Sempt ist eine Verbindung mit dem äußersten Stand der Altmoräne bei Erding zumindest für den Hauptteil der Fläche ebenfalls nicht zwingend.

Die Ursache für den ungewöhnlich weit nach Norden reichenden Gletschervorstoß ist unbekannt. Vermutlich wurde er durch ein S—N-verlaufendes, breites Tal begünstigt, das möglicherweise eine alte Abflußrinne der Mangfall oder der Isar war und in dem vielleicht sogar der Münchener Deckenschotter nordwärts gezogen ist.

Der Kristallinanteil der Geschiebe liegt in der Außenzone der Erdinger Altmoräne zwischen 10 und 15% bei einem Anteil der Quarzgeschiebe um 10%. In der Innenzone wurde bei Markt Schwaben ein Kristallinanteil um 25 und ein Quarzgehalt um 20% gefunden. Da im westlich angrenzenden Isargebiet die entsprechenden Gehalte um 1% schwanken, ergibt sich daraus, 1. daß die Erdinger Altmoräne zumindest in ihrer Innenzone zu dem an Kristallingestein reichen Einflußbereich des Inngletschers gehört, und 2. daß zwischen diesem Vergletscherungsbereich und dem Isargebiet eine Wasserscheide des Tertiärhügellandes gelegen haben muß, die vom Inngletscher und dessen Schmelzwässern bis einschließlich Rißeiszeit nicht oder nur völlig untergeordnet gequert wurde. Ein Rest dieses trennenden Tertiärrückens ist zwischen Erdinger Altmoräne und nördlich vorgelagerter Hochterrasse bei Kempfing erhalten. Völlig ausschließen läßt sich damit ein zeitweiliger Abfluß in das Isargebiet jedoch nicht. Es wäre nämlich denkbar, daß selbst innerhalb einer Eiszeit zuerst eine Anschüttung vom Inngletscher erfolgt ist, deren Sedimente anschließend von den Schmelzwässern der Gletscher des Isargebiets wieder ausgeräumt wurden. Da im Kerngebiet des Inngletschers der Anteil an Material aus den Zentralalpen z. T. noch erheblich höhere Werte erreicht, deutet sich für die Erdinger Altmoränen eine Grenzlage an. Damit könnte man dem Schluß zuneigen, daß wenigstens in der Außenzone der Erdinger Altmoräne allein zusätzliches Kristallinmaterial aus dem Inngebiet einem an kalkalpinen Material reichen Gletscher des Isargebiets zugeliefert wurde.

C. Die Hochterrasse der Münchener Schotterfläche im Nordosten von München

Auf Grund der eingangs genannten, z. T. warmklimatischen Molluskenfaunen kann es sich bei den „Hochterrassenschottern“ dieses Gebietes nicht allein um kaltzeitliche Sedimente handeln. Es treten vielmehr Schotter verschiedenster Herkunft und Zusammensetzung auf:

Die Unterscheidungsmerkmale anstehenden OSM-Schotters von umgelagertem Material hat H. GRAUL (1943) bereits erläutert. Im Untersuchungsgebiet kommt nur ein einschlägiges Profil (II) vor. Bei diesem ist es u. a. wegen der lockeren Lagerung des OSM-Materials und der Anreicherung von Grobgeröllen an seiner Basis unschwer möglich, dessen periglaziale Natur zu erkennen.

In den allochthonen Tälern bzw. den eiszeitlichen Schmelzwasserrinnen ist folgende regionale Einteilung der Schotter möglich:

1. Die „Innfazies“. Es handelt sich hierbei um die erwähnte relativ kristallinreiche Ausbildung. Sie ist im Untersuchungsgebiet nur bei Reisen, also im Verzahnungsbereich zum Isargebiet, vorhanden.

2. Die „Isarfazies“. Diese im wesentlichen Kalke führende Fazies unterscheidet sich von

3. der „Amperfazies“ durch geringere Anteile an OSM-Material, weil bei letzterer die Laufstrecke durch das an größeren Schottern reichere Tertiärhügelland länger war als im Isargebiet. Inwieweit außerdem die primäre petrographische Moränen-Ausbildung des mittelpleistozänen Loisachgletschers von der des Isargletschers und der östlich anschließenden Lokalgletscher abweicht und sich in diesem Gebiet noch auswirkt, bedarf weiterer Untersuchungen. Auf-

fallend ist jedenfalls, daß für die alten Moränen im Süden Münchens wesentlich höhere Kristallinanteile angegeben werden, als in den zugehörigen Schottern nordöstlich von München tatsächlich vorhanden sind.

Im Isargebiet selbst ist ebenfalls eine Zunahme an OSM-Material in S—N-Richtung zu erwarten (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1962), so daß mit Annäherung an das Moosburger Gebiet eine sichere Unterscheidung von 2. und 3. nicht mehr in allen Fällen möglich ist, zumal hier auch die Lieferung aus dem Hauptschotter der OSM im Isargebiet zunehmend wirksam wird.

Innerhalb dieser verschiedenen Talzüge muß ferner im vertikalen Aufbau mit einem Wechsel kaltklimatischer und warmklimatischer Sedimente gerechnet werden:

1. Kaltklimatische Flußablagerungen der Schmelzwasserrinnen lassen sich gemäß H. GRAUL (z. B. 1953) z. T. in eine „Liegendfazies“, eine darüber folgende „fluvioglaziale Fazies“ und in eine „Hangendfazies“ einteilen.

2. Warmklimatische Schotterablagerungen sind im Alpenvorland noch nicht näher untersucht worden. Im Zuge dieser Untersuchungen konnte eine „restschotterhaltige Fazies“ und eine „Altwasserfazies“ erkannt werden, wobei aber die Restschotterfazies keinen Klimaindikator bildet, denn sie kann u. U. auch in periglazialen Lagern vorkommen.

Schließlich ist noch im Sinne von H. GRAUL (1953) eine ufernahe, d. h. hier eine OSM-reichere, und eine uferferne Ausbildung zu unterscheiden.

I. Die Untersuchungsmethoden

Ausgegangen wurde von der Überlegung, daß die Untersuchung im wesentlichen bereits im Gelände mit verhältnismäßig wenig Arbeitsaufwand durchführbar sein muß; denn es sollten letztlich Methoden gefunden werden, die im Alpenvorland auch für großräumige Bearbeitungen bei vielen Aufschlüssen brauchbar sind:

1. An ungestörten Aufschlußwänden wurden aus Horizonten mit einheitlicher Schüttung Einzelproben von 8—10 kg Material entnommen, gesiebt und das Gewicht der Fraktionen bestimmt; einmal, um einen Überblick über die Körnungsverteilung zu bekommen und zum anderen, um fraktioniertes Material für die petrographische Untersuchung zu gewinnen.

2. „Kalk“ (einschließlich Dolomit und Kieselkalk), „Kristallin“ (eruptive und metamorphe Gesteine), „Quarz“ und „Rest“ (Sandstein, Hornstein) wurden bei jeweils insgesamt 150—200 Geröllen innerhalb der einzelnen Fraktionen ausgezählt. Soweit die Stückzahl des ersten Siebgutes nicht ausreichte, wurde zusätzliches Material dazu genommen. Ausgezählt wurden die Fraktionen 2—4, 0,6—2 und 0,2—0,6 cm ϕ .

Es muß betont werden, daß sich diese Art der Geröllauszählung bei einem Teil der Proben am Rande ihrer Möglichkeiten bewegt. So ist immer etwas Kristallinmaterial vorhanden, auch wenn es bei der Probenahme nicht erfaßt wurde. Überschlagsmäßige Auszählungen in Eicherloh haben z. B. einen Kristallinanteil von 0,3% ergeben, während er in den dort entnommenen Proben z. T. gar nicht auftaucht.

Damit ist es möglich, das durch unterschiedlichen Kristallinanteil gekennzeichnete Inn- und Isarmaterial zu trennen, ferner den Einfluß einer OSM-

Zulieferung zu erfassen, soweit es sich bei dieser um Material des Hauptschotters bzw. Kleinkieses handelt, weil diese sich vorwiegend in den feineren Fraktionen anreichern.

Eine an Restschottern relativ reiche Fazies ist ebenfalls ausscheidbar, da bei interglazialer terrestrischer Verwitterung wie unter bestimmtem Grundwasser-einfluß (vgl. K. BRUNNACKER in H. GRAUL 1962) in erster Linie die Kalke und Dolomite angegriffen werden. In der größten Fraktion daraus hervorgegangener Sekundärschotter steigt damit der Anteil der verwitterungsresistenteren Nichtkalke (besonders der Quarze) gegenüber der nächstfeineren an.

3. Im Laboratorium wurde außerdem der Kalkgehalt der Fraktion $< 0,2 \text{ mm } \phi$ bestimmt (aus dem CO_2 -Gehalt bei Behandlung mit HCl errechnet). Wenn das Zulieferungsgebiet der OSM feinsandig ausgebildet ist, läßt sich dies in der „Verdünnung“ des Karbonatgehaltes in dieser Fraktion erkennen.

Kaltklimatische Flußablagerungen enthalten außerdem mehr Fremdmaterial des Tertiärhügellandes als warmklimatische; denn in den Eiszeiten wurde dieses solifluktuiv zugeführt, in den Warmzeiten war hingegen durch den Bewuchs der Abtrag gehemmt.

Unmöglich ist es allerdings mittels solcher Kriterien toniges Material der OSM zu erfassen, da dieses in die Flußtrübe geht und weggeführt wird.

II. Die Profile

Die wichtigeren Aufschlußprofile sind in Abb. 1 zusammengestellt; ihre Lage ist in Abb. 5 und die petrographische Zusammensetzung in Abb. 2 und in der Beilage eingetragen.

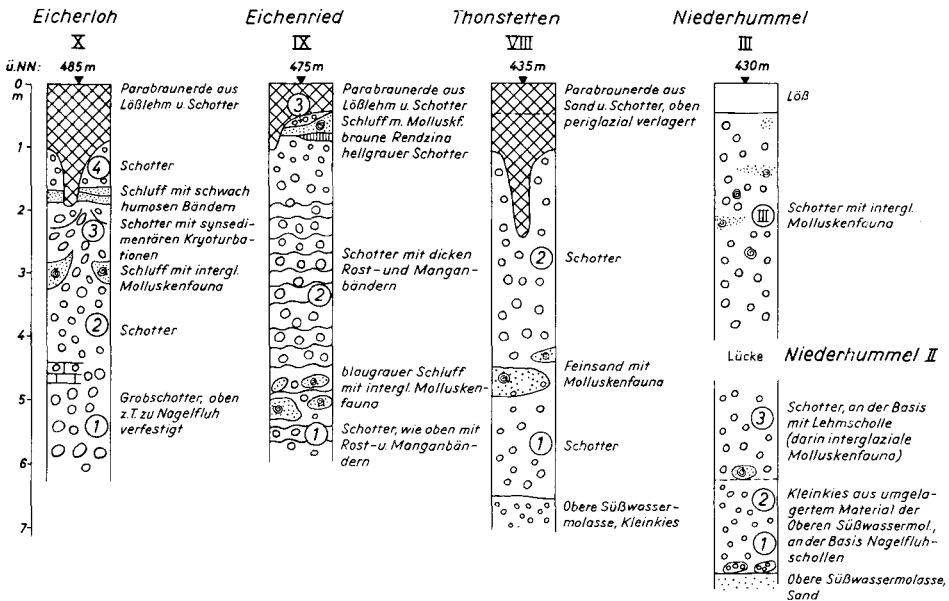


Abb. 1. Hochterrassenprofile nordöstlich von München (Auswahl; vgl. Beilage).

a. Der südliche Bereich des Untersuchungsgebietes

1. Profil X (Eicherloh): Dieses Profil nimmt eine Schlüsselstellung ein; denn an der Basis liegt Grobschotter (der größte überhaupt — Probe 1), darüber kleinkalibriger Schotter (Probe 2); dann eine Lage Feinsediment mit interglazialer Molluskenfauna (M. & K. BRUNNACKER 1962), dann synsedimentär krypturbar verstellter Schotter (Probe 3), darüber schwach humose Feinsedimente und abschließend ein relativ feinkörniger Schotter (Probe 4). Insgesamt ist die Isarfazies vertreten. Die oberste Schotterlage zeigt „Restschotter“-Charakter; was durch die darunter liegenden humosen Feinsedimente noch unterstrichen wird; denn diese können in unserem Arbeitsgebiet keinesfalls hochglazialer Natur sein. Die obersten Lagen gehören damit in das Riß-, vielleicht auch noch in das beginnende R/W-Interglazial, der krypturbar gestauchte Schotter in das Riß- und die Feinsedimente mit Molluskenfauna in das M/R-Interglazial und der liegende Grobschotter in die Mindelzeit.

2. Profil IX (Eichenried): An der Basis liegt relativ feinkörniger Schotter (Probe 1), darüber folgen Feinsedimente mit interglazialer Landschneckenfauna (M. & K. BRUNNACKER 1962), mit anschließender Vergleyung (Gr-Horizont). Darüber kommt mäßig grober Schotter (Probe 2), der nach dem Hangenden wieder kleinkalibriger wird (Probe 3). Abschließend lag der gesamte Profilbereich erneut in einem interglazialen Grundwasserschwankungsbereich (Go-Horizont).

Wie sich bei einer abschließenden Begehung dann noch gezeigt hat, liegt unmittelbar unter dem Schotter der Probe 3 linsenförmig ein Schluff. Er führt eine Molluskenfauna ähnlich dem Basisschluff dieses Profils. Sein Kalkgehalt beträgt 94%. Außerdem finden sich an der Obergrenze dieses Schluffes Reste eines Bodens, die einer braunen Rendzina zugeordnet werden (vgl. K. BRUNNACKER u. Mitarbeiter 1964). Demnach gehört fast das gesamte Profil in das M/R-Interglazial (vgl. Abb. 2) und es liegt eine erste Andeutung dafür vor, daß bereits in dieser Warmzeit schwemmkegelartige Anschüttungen in das Vorland hinaus erfolgt sind, wie sie das Bild des Postglazials in diesem Gebiet bestimmen.

3. Profil XI (Oberding): Der verhältnismäßig grobe, rd. 6 m aufgeschlossene Schotter ist — abgesehen von den obersten Partien — zu Nagelfluh verkittet. Er wird nach dem Hangenden hin etwas feinkörniger. Probe 1 stammt aus den obersten Lagen der Nagelfluh, Nr. 2 unmittelbar darüber. Er ist damit in den beiden Proben eine feinkörnigere Hangendfazies über dem rißeiszeitlichen Fluvioglazialschotter erfaßt. In der Nagelfluh liegt eine kristallinreichere Schmitze, die den einzigen Hinweis auf eine Materialzufuhr von der Erdinger Altmoräne her in das Isargebiet bietet. Der hier verhältnismäßig hohe Anteil an verwitterungsresistenten Amphiboliten zeigt die Beteiligung eines umgelagerten Restschotters an, also rißeiszeitlich aufgearbeitetes und umgelagertes Material der mindelzeitlichen äußeren Erdinger Altmoräne.

Eine zweite Möglichkeit sei zusätzlich angedeutet; nämlich eine Einstufung des Nagelfluhschotters in das Mindel, Kalkverkittung im M/R-Interglazial und im Riß eine erneute geringmächtige Überschotterung. Eine endgültige Entscheidung setzt bessere Aufschlüsse voraus.

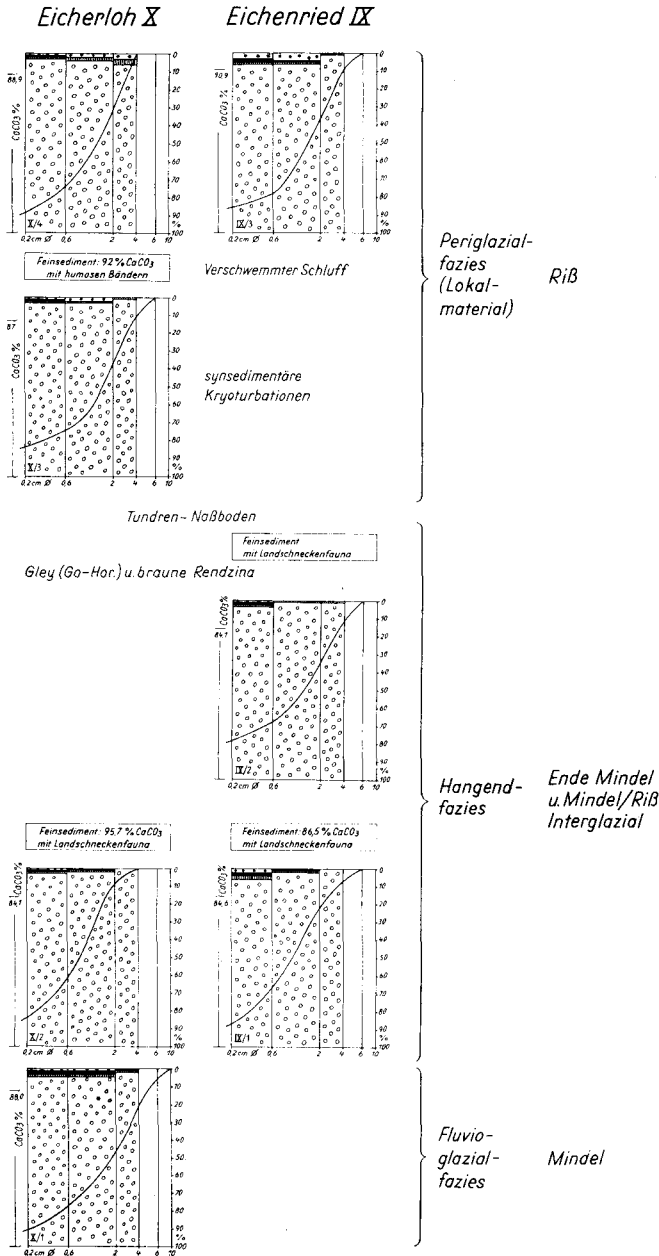


Abb. 2. Petrographie der Schotterprofile von Eicherloh und Eichenried (Legende: s. Beilage).

4. Profil XII (Reisen): Im tieferen Teil der insgesamt 7 m hohen Kiesgrube ist ein an Kristallin und Quarz reicher Kalkschotter mit feinkörnigen Beimengungen der OSM, vielleicht als eine ufernahe Ausbildung der Liegendfazies aufgeschlossen (Probe 1). Darüber folgt grober Schotter mit relativ hohem Kristallinanteil (Probe 2). Es handelt sich damit im oberen Bereich um einen fluvioglazialen Schotter aus der Verzahnungszone von Isar- und Innbereich.

5. Profil XIII (Oberföhring): Hier war es nur möglich, in einer Baugrube eine ungestörte Probe aus rd. 8 m Tiefe zu bekommen. Das Material ist verhältnismäßig feinkörnig, nach oben zu wird der Schotter deutlich größer. Der Tiefenlage nach stammt diese Probe aus dem Schotter, der nach R. SCHRÖDER (1915) zwischen den Lehmschollen mit M/R-interglazialer Molluskenfauna und den sandigen Feinsedimenten liegt, welche die kühle bis kalte „jüngere“ Molluskenfauna der beginnenden Rißzeit führen.

Damit ist es möglich, für den südlichen Untersuchungsbereich den Ablauf der Talbildung in einem schematischen Querprofil zu rekonstruieren (Abb. 3).

b. Das Ampertal

Profil VIII (Thonstetten): Der OSM liegt ein bis 1,5 m mächtiger, vor allem in den feineren Fraktionen an Quarzgeröll etwas reicherer Schotter auf (Abb. 1). Darüber folgt sandiges Feinsediment mit einer spärlichen Molluskenfauna, die trotz Fehlens bezeichnender Arten zu der in das M/R-Interglazial gestellten Fauna gerechnet werden kann (M. & K. BRUNNACKER 1962). Darüber

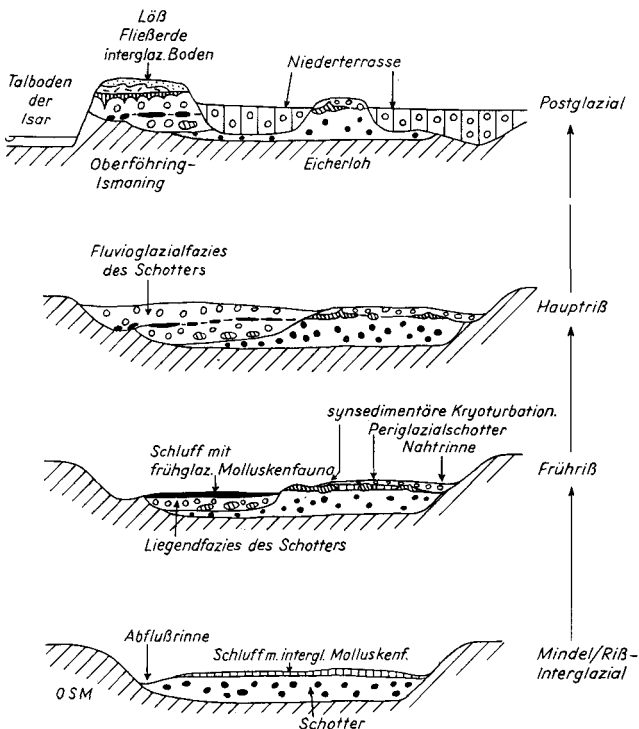


Abb. 3. Schema der Talentwicklung im südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (moränennahe Entwicklung).

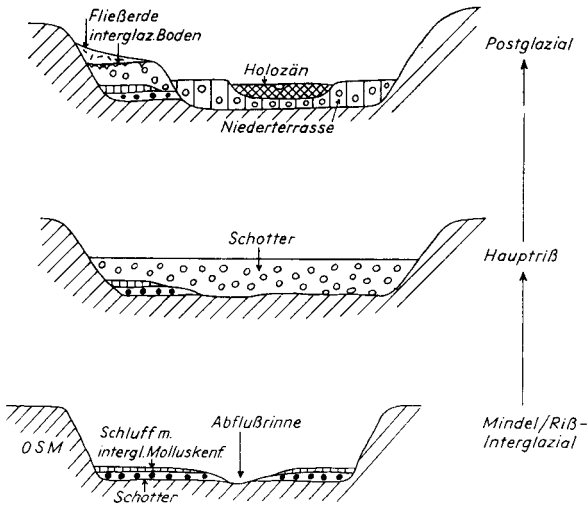


Abb. 4. Schema der Talentwicklung im Ampertal (moränenferne Entwicklung).

kommt rd. 4 m Schotter (Probe 2), der nach oben in umgelagertes sandiges Tertiärmaterial übergeht. Letzteres ist durch eine interglaziale Parabraunerde überprägt. Im oberen Teil dieses Profils ist somit die Rißeiszeit durch fluvio-glaziale Schotter und eine Hangendfazies vertreten. Die anschließende Parabraunerdebildung des R/W-Interglazials hat eine vorangegangene Trockenlegung, also eine Erosionsphase zur Voraussetzung, wie sie allgemein z. B. auch an der Wende Spät- zu Postglazial in den etwas moränenferneren Talbereichen zu erkennen ist.

Profil VII (Thonstetten): An der Basis liegt dem Tertiär (Probe 1) bis 0,30 m mächtiges Feinsediment mit warmer Molluskenfauna des M/R-Interglazials auf (M. & K. BRUNNACKER 1962). Es handelt sich um eine ausgesprochen ufernahe Bildung; die OSM als ehemaliger Talrand war zeitweise in der Grube aufgeschlossen. Darüber folgt mit rd. 1,5 m verhältnismäßig gut sortierter, im wesentlichen noch der Amperfazies zugehöriger Schotter (Probe 2). Darüber liegt ein an Restgeröllen relativ reicher Kalkschotter des Isargebietes (Probe 3). Dieser oberste Schotter zeigt bereits den für den R/W-interglazialen Fagotischotter kennzeichnenden Habitus. Mollusken wurden an dieser Stelle jedoch nicht gefunden.

Die Talentwicklung im moränenferneren Ampertal ist in Abb. 4 schematisch dargestellt. Der Hauptunterschied gegenüber dem moränennäheren Isargebiet besteht darin, daß die Haupterosionsphase an der jeweiligen Wende einer Eiszeit zur nachfolgenden Warmzeit gelegen hat.

c. Das Gebiet des interglazialen Schotters südwestlich von Moosburg

Profil I (Oberhummel): Eingeleitet wird der rd. 5 m mächtige Schotter durch nächst seiner Basis liegende bis 0,5 m große Nagelfluhschollen, wie sie für die Untergrenze eiszeitlicher Schotter typisch sind. Ein hoher Anteil am OSM-Material weist auf entsprechende Zulieferung aus dem Tertiärhügelland (Probe 1). Die obersten 3 m des Schotters zeigen demgegenüber die schon genannte rest-

schotterhaltige Ausbildung (Probe 2 und 3). Die darüberliegenden würmeiszeitlichen Deckschichten bestehen aus Auemergel des Tertiärhügellandes und aus Löß.

Profil II und III (Niederhummel): Über anstehendem Flnzsand liegt ein 2 m mächtiger periglazialer Schotter aus OSM-Material (Abb. 1), an der Basis mit bis 20 cm großen OSM-Nagelfluhschollen (Probe 1 und 2). Darüber folgt an OSM-Material noch sehr reicher Schotter der Liegendfazies mit 1,5 m (Probe 3), er enthält nächst seiner Basis eine umgelagerte Lehmscholle mit der Molluskenfauna des M/R-Interglazials (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1962). Wie in Reisen (Probe 1) scheint auch hier außerdem eine gewisse Mitbeteiligung der Innfazies nicht ausgeschlossen. Im Hangenden liegt (in Profil III bis 4 m mächtig aufgeschlossen) der die warme *Fagotia*-Fauna führende Schotter (vgl. H. NATHAN 1952; hier artenreichstes Vorkommen des Gebietes).

Dieses Profil zeigt folgenden Ablauf: In einem Tälchen des Tertiärhügellandes wurde nach vorangegangener Ausräumung (in der Endphase des M/R-Interglazials) ein periglazialer Schotter abgelagert. Infolge Seitenerosion der Isar wurde der trennende Tertiärrücken entfernt und wenigstens z. T. ging jetzt die Entwässerung durch dieses Tälchen bis einschließlich der Zeit, die der Ablagerung des Fagotieschotters voranging.

Profil IV (Grünseibelsdorf): Unten liegt 2,5 m fluvioglazialer Schotter des Isargebietes in (wegen der geringen Kalkgehalte des feinkörnigen Zwischenmittels) randnaher Ausbildung (Probe 1). Darüber folgt 2,5 m restschotterhaltiges Material mit etwas (nicht bestimmbar) Molluskenschill (Probe 2).

Profil VI (Oberreith): 3 m fluvioglazialer Schotter des Isargebietes (Probe 1) wird von 2,0 m restschotterhaltigem Material (Probe 2), das die *Fagotia acicularis* FÉR. enthält, überlagert.

Profil V (Weigl hinterm Holz): Hier ist restschotterhaltiges Material in 6 m Mächtigkeit erschlossen. Die Schichtung fällt z. T. steil nach Südosten ein. Im tieferen Bereich des Aufschlusses wurde die *Fagotia*-Fauna (Probe 1), in höheren Lagen eine ebenfalls warme Molluskenfauna, jedoch ohne die genannte Art gefunden (Probe 2 und 3).

Der Zusammenhang der restschotterhaltigen Ausbildung des Schotters mit der interglazialen *Fagotia*-Fauna ist eindeutig. Da relativ warme Wassertemperaturen Voraussetzung für die explosive Entfaltung der *Fagotia acicularis* waren, kann es sich nur um eine Altwasserbildung gehandelt haben, wie bereits NATHAN (1953) erörtert hat. Voraussetzung dafür war eine Laufverlagerung der R/W-interglazialen Isar aus dem Bereich nördlich der bei Grünseibelsdorf indirekt erfaßten Tertiäriinsel in den Bereich südlich davon. Die Altwasserrinne wurde mit nur lokal verlagertem Material der Isar- und Amperfazies zugefüllt (Abb. 5).

d. Die Schottertypen, die Akkumulations- und die Erosionsphasen

Im untersuchten Gebiet lassen sich damit folgende Schottertypen unterscheiden (Beilage):

1. Die „fluvioglaziale Fazies“: Großer Maximaldurchmesser, mittlerer Anteil an feinkörnigen Bestandteilen ($< 0,2 \text{ cm } \phi$), schlechte Sortierung, relativ geringer Anteil an karbonatischen Bestandteilen in der Fraktion $< 0,2 \text{ mm } \phi$.

Nachgewiesen ist dieser Schotter in Eicherloh für die Mindeleiszeit, sonst für die Rißeiszeit.

2. Als Unterlage der fluvioglazialen Fazies kommt — allerdings schlecht belegt — eine „Liegendfazies“ vor: Kleinere Maximaldurchmesser der Gerölle, der Anteil am Feinkörnigen ist hoch und die Sortierung schlecht. Dieser Schotter wird als periglazialähnlich angesehen und in das Frühglazial (hier des Riß) eingestuft. Im Profil II tritt außerdem ein eindeutiger Periglazialschotter in der Liegendfazies auf.

3 a. Die „Hangendfazies“, also der die Fluvioglazialfazies jeweils überlagernde bzw. zeitlich nachfolgende Schotter, zeigt im Isargebiet mittlere Maximal-Gerölldurchmesser, geringen Anteil an Feinkörnigem und gute Sortierung bei hohem Kalkgehalt des Anteils $< 0,2 \text{ mm } \phi$. Da dieser Schotter durch warme Molluskenfauna führende Feinsedimente des M/R überdeckt wird, kann er nur spätmindeleiszeitlichen und M/R-interglazialen bzw. spätrißeiszeitlichen und R/W-interglazialen Alters sein.

3 b. Im Ampertal bestehen jedoch die spätglazialen Sedimente, die den jeweiligen fluvioglazialen Riß- und Würmschotter überlagern aus Lokalmaterial des Hügellandes. Der in Profil VIII die Feinsedimente des M/R-Interglazials unterlagernde Schotter zeigt hingegen eine Ausbildung, wie sie unter 3 a beschrieben wurde. Er gehört in das M/R-Interglazial. Im moränenfernen Gebiet muß deshalb unterschieden werden zwischen der „spätglazialen Hangendfazies“, die aus Lokalmaterial besteht und einer „interglazialen Fazies“. Zwischen beiden Gliedern liegt hier jedoch eine Ausräumungsphase, so daß die „interglaziale Fazies“ jetzt an der Basis des Schotterkörpers liegt, der der nachfolgenden Eiszeit zugehört. Aus technischen Gründen wurde in Beilage 1 diese „interglaziale Fazies“ des Profils VIII (Probe 1) bei der „Hangendfazies“ eingeordnet.

4. Der durch *Fagotia acicularis* gekennzeichnete Schotter zeigt bevorzugt eine restschotterhaltige Altwasser-Ausbildung: Mittlere Maximaldurchmesser der Gerölle, bei mittlerem Anteil an feinkörnigen Bestandteilen und mäßige Sortierung sowie wechselnder Kalkgehalt des Materials $< 0,2 \text{ mm } \phi$. Damit deutet sich eine der Korngrößenzusammensetzung der fluvioglazialen Fazies recht ähnliche Ausbildung an. Dies läßt sich damit erklären, daß es sich hier um nur lokal verlagertes Material des rißeiszeitlichen fluvioglazialen Schotters handelt. Bemerkenswert ist, daß dort, wo dieser Fagotischotter vorkommt, die unter 3 a genannte Hangendfazies fehlt.

Da bei Oberhummel zu Beginn der Würmeiszeit dieser Schotter noch mit aus dem Tertiärhügelland geliefertem Auemergel überdeckt wurde, die würmeiszeitliche Niederterrasse aber um 10—15 m tiefer geschaltet ist, muß vor letzterer eine Ausräumungsphase gelegen haben.

Damit zeigen sich folgende Ausräumungsphasen unterschiedlicher Tiefen- wie Seitenwirkung an (s.Tab. 1):

1. Im moränenfernen Gebiet liegt die „Haupterosionsphase“ jeweils an der Wende von Kalt- zu Warmzeit. Auch in den größeren periglazialen Tälern war diese Erosionsphase vertreten (z. B. Rednitz-, Main- und Regental — K. BRUNNACKER 1960, 1962 d).

Tabelle 1

Stammbecken (z.B. Pfefferbichl)	Endmoräne und Übergangskegel	Endmoränennahe Schwemmkegel (z. B. Eicherloh— Niederhummel)	Endmoränenfernes Tal (z. B. Ampertal)	
Gletschererosion	Moräne Fluvioglazialschotter			Hochglazial
	V o r s t o ß s c h o t t e r			
	V o r e r o s i o n			
	P e r i g l a z i a l s c h o t t e r (Liegendfazies)			Frühglazial
Seeton	Moräne Fluvioglazialschotter			
Torf	Ausgleichserosion	Erosion		Spätinterglaz.
		Interglazialschotter		Vollinterglaz.
Seeton		Haupterosion		
		Periglazialschotter (Hangendfazies)		Spätglazial
Gletschererosion	Moräne Fluvioglazialschotter			
	Vorstoßschotter			Hochglazial

2. Eine zweite Erosionsphase wird im ausgehenden Interglazial wirksam, wenn einmal infolge feuchteren Klimas die Wasserführung der Flüsse zunimmt, die Schuttfuhr in die Täler hinein jedoch infolge Waldbedeckung noch verhältnismäßig gering ist (vgl. H. GRAUL 1962 a, K. BRUNNACKER 1962 b). Hochflutlehmartige Bildungen treten jetzt in den Überschwemmungsbereichen beiderseits des sich eintiefenden Flußlaufes auf, so z. B. die Feinsedimente im M/R-Interglazial.

3. Eine weitere, zumeist nur schwache Erosionsphase geht als „Vorerosion“ der Aufschotterung des Fluvioglazialschotters (hier einschließlich des Vorstoßschotters) unmittelbar voraus: Die Vorstoßschotter wurden als flache Schwemmkegel flußabwärts vorgeschüttet (s. H. GRAUL 1962 a), unmittelbar unterhalb davon war das Verhältnis zwischen Transportkraft und Schuttbelastung gestört, so daß wenigstens eine gewisse Strecke lang auch Ausräumung möglich war. Noch weiter flußabwärts ging jedoch die periglazial-fluviatile Akkumulation weiter. Im zeitlichen Ablauf schob sich die fluvioglaziale Fazies und damit auch die räumlich vorauseilende Vorerosion zunehmend talabwärts vor. Die Untergrenze der fluvioglazialen Akkumulationskörper ist somit keine Zeitgrenze, sondern eine Faziesgrenze (s. H. GRAUL 1962 a).

In den zeitweiligen Überschwemmungsbereichen beiderseits des eigentlichen Flußlaufes treten jetzt ebenfalls hochflutlehmartige Sedimente auf, so z. B. die von R. SCHRÖDER (1915) genannten Feinsedimente mit der „jüngeren Molluskenfauna“ in der frühen Rißeiszeit; nächst den Talrändern können hingegen fließerdeartige Bildungen, z. T. ebenfalls mit Molluskenfauna, abgelagert werden (vgl. H. GRAUL 1962 a).

4. Im Endmoränenbereich und in dem daran anschließenden überhöhten Übergangskegel ist schließlich über das gesamte Spätglazial und die nachfolgende Warmzeit hinweg eine „Ausgleichserosion“ solange wirksam, bis ein stetiger Gefällverlauf hergestellt ist. Talabwärts treten als Gegenstück dazu Schotterzungen auf (vgl. C. TROLL 1926). Im Bereich der Endmoränen und dieser Schotterzungen ist die genannte Vorerosion die wirksamste Form der Ausräumung.

5. Ergänzend sei der Stammbeckenbereich genannt (vgl. z. B. Profil des Pfefferbichls im Gebiet des Lechgletschers in K. BRUNNACKER 1962b). Hier ist nach vorangegangener Zufüllung mit limnischen Sedimenten, periglazialen Schottern, Fließerden und Vorstoßschottern allein die Gletschererosion wirksam.

Zeitlich und räumlich treten damit nicht nur unterschiedliche Akkumulationstypen, sondern auch Erosionsphasen auf, die sich keinesfalls allzusehr in ein schematisches Bild pressen lassen.

D. Die paläogeographische Entwicklung

Die paläogeographische Entwicklung des untersuchten Gebiets läßt sich damit, beginnend mit dem ausgehenden Tertiär, folgendermaßen rekonstruieren (Abb. 5):

1. Gegen Ende des Tertiärs (Ende Pont?) erfolgte eine Heraushebung des Gesamtgebietes. Die Sedimentation des Molassetroges wurde von flächenhaftem bis in das älteste Quartär hinein anhaltenden Abtrag abgelöst. Eine durch die Höhenlage des Reliktbodens angedeutete Reliefdepression bei Langenbach weist vielleicht bereits auf die Uranlage des heutigen Isartalzuges hin.

2. Die wohl noch im Ältestpleistozän andauernde Hebung hatte die weitere Formung des heutigen Talnetzes und die Entstehung des Tertiärhügellandes zur Folge. Der Verlauf der autochthonen Täler spiegelt die speziellen Lagerungsverhältnisse der Oberen Süßwassermolasse wider. Das gleiche gilt mit zunehmender Entfernung vom Alpenrand auch für die allochthonen Täler, von denen hier die Mangfall, die Isar (Erdinger Urtal?) und die Amper in Frage kommen.

3. Der Münchener Deckenschotter, der von A. PENCK in die Mindeleiszeit eingestuft wurde, von J. KNAUER (1938a und b) jedoch als prämindeleiszeitlich, wenn nicht sogar als prägünzeiszeitlich erkannt wurde, ist im untersuchten Gebiet nicht direkt nachzuweisen. Er liegt aber möglicherweise in Resten unter dem Mindelschotter von Eicherloh; denn hier sind nach H. TILLMANN (1953) unter den aufgeschlossenen 6 Profilm Metern noch rd. 10 m mächtige Quartärschotter vorhanden. Eine südliche Münchener Schotterfläche, nachgewiesen durch diesen „Deckenschotter“ im Isartal, südlich Münchens, bei Kreuzpullach, bei Deisenhofen und am Mangfallknie, könnte über Eicherloh und Eichenried in einer tief eingeschnittenen Rinne in das Vorland hinausgeführt haben, falls man nicht (wie z. B. A. ROTHPLETZ 1917) eine völlig andere Abflußrichtung in Erwägung zieht (z. B. Erdinger Urtal). Möglicherweise wird ein solcher alter, weiter östlich gelegener Isarlauf durch das tief begrabene Talstück der Isar bei Bad Tölz angezeigt (vgl. P. SCHMIDT-THOMÉ 1955). Die Auffassung von A. PENCK über eine „präquartäre“ Eintiefung des Isartales ist also im Grunde, wenn auch nicht hinsichtlich der stratigraphischen Einstufung, auch heute noch gültig.

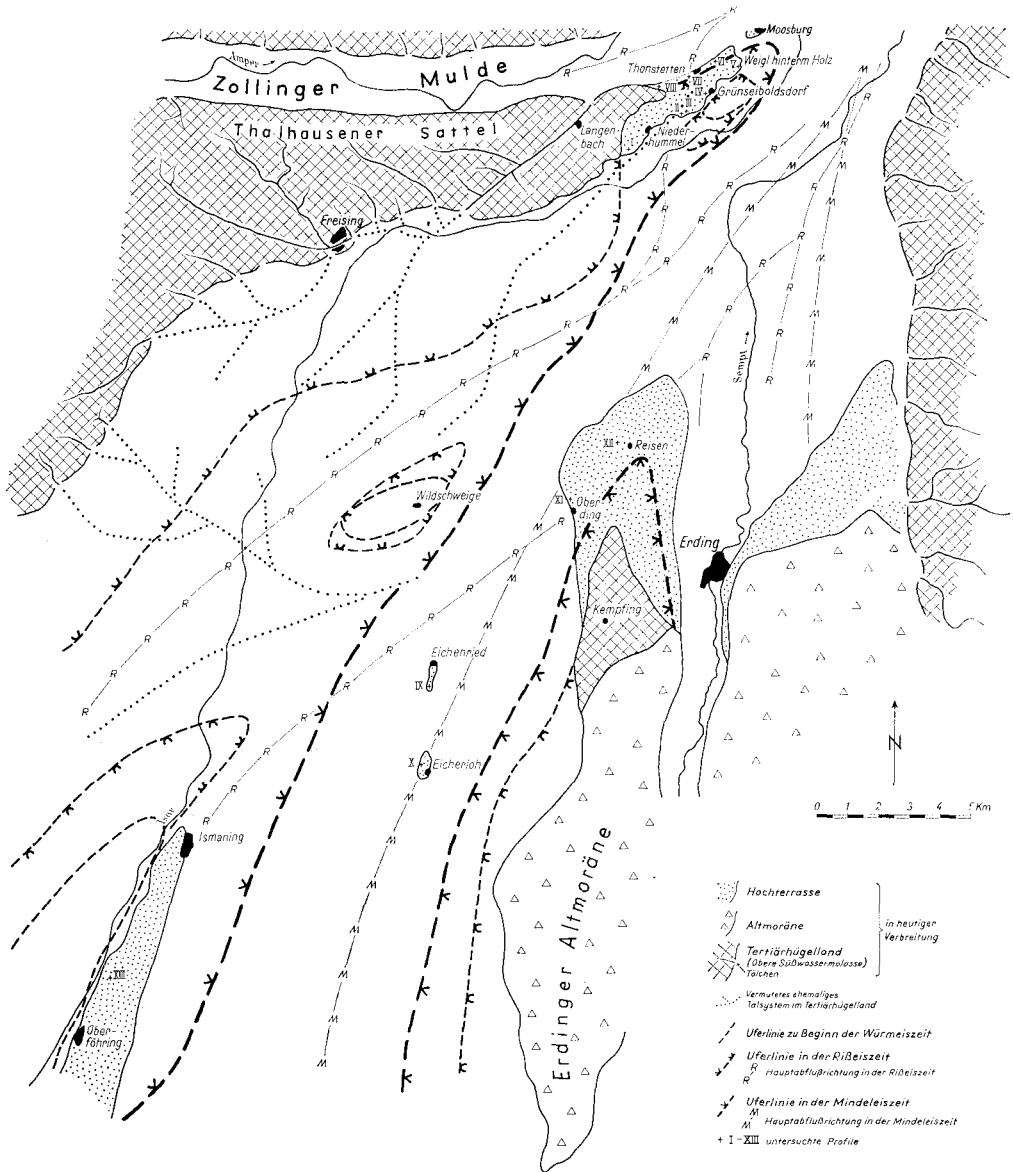


Abb. 5. Die paläogeographische Entwicklung des Gebietes zwischen München—Freising—Moosburg im Quartär.

3. In der Mindelzeit verlief eine Schmelzwasserrinne des Isargletschers und der zwischen ihm und dem Inngletscher gelegenen Lokalgletscher, die vielleicht einem autochthonen Tälchen des Tertiärhügellandes folgte, über Eicherloh nach Norden. Gegen die Erdinger Altmoräne hin war eine in dem damals noch weiter nach Süden reichenden Tertiärhügelland gelegene Wasserscheide vorhanden. Auch westlich von Eicherloh hat das Tertiärhügelland noch weiter nach Süden vorgegriffen.

Über die Fortsetzung dieser Wasserscheide nach Süden hin ist derzeit noch keine Aussage möglich. Wegen der hohen Kalkgehalte in der Fraktion $< 0,2 \text{ mm } \phi$ des Profils Eicherloh wird aber zumindest ein größeres OSM-Zulieferungsgebiet in der Feinsandfazies ausgeschlossen. Vielleicht hat damit im Süden die Münchener Deckenschotter-Platte die Funktion einer Wasserscheide übernommen.

4. Bereits während des M/R-Interglazials hat sich diese Abflußrinne zunehmend nach Westen verlagert und zwar wegen der günstigen Ausräumungsbedingungen auf Kosten der hier vorwiegend feinkörnigen OSM-Sedimente. Die Entwässerung in einer randlichen Rinne östlich von Eicherloh mag auch jetzt schon wirksam geworden sein und das östliche Ufer zurückgedrängt haben. Terrestrische Böden des M/R-Interglazials fehlen im Untersuchungsgebiet; sie kommen erst viel weiter südlich vor (Kreuzpullach — J. KNAUER 1938). Das Interglazial ist im Untersuchungsraum durch kleinkörnige Schotter und diese abschließend durch Feinsedimente mit einer warmen Landschneckenfauna vertreten, — alles in allem also eine Schwemmkegelfazies während dieses Interglazials.

Im moränenfernen Ampertal wird dieses Interglazial hingegen durch eine Ausräumungsphase eingeleitet, darnach folgen ebenfalls Interglazialschotter, welche durch entsprechende Feinsedimente abgeschlossen werden. Im späten Interglazial ist demnach eine schwache Erosionsphase wirksam geworden, so daß es weitflächig nur noch zur Ablagerung von Hochflutlehmen und ähnlicher Bildungen kommen konnte.

5. Zu Beginn der Rißeiszeit werden Schotter vom Typus der Liegendfazies in der damaligen über Oberföhring—Ismaning nach Nordosten führenden Rinne abgelagert. Spätestens zu diesem Zeitpunkt richtet sich auch die Entwässerung des noch weiter westlich gelegenen Gebietes nach Nordosten — vielleicht begünstigt durch das Anschneiden eines autochthonen Talsystems südwestlich der Wildschwaige. Darauf deuten die unter den Sedimenten mit der „jüngeren“ Molluskenfauna gelegenen Rißschotter zwischen Belgradstraße und Hasenberg (vgl. R. SCHRÖDER 1915, O. M. REIS 1922). Im Zuge der Vorerosion kam es z. T. zur Ablagerung von sandigen Sedimenten mit der auf kühle bis kalte Bedingungen weisenden jüngeren Fauna im Sinne von R. SCHRÖDER (1915).

Das Aufschüttungsniveau der Feinsedimente mit der warmen Interglazialfauna wurde bis dahin nicht überall erreicht. Hier konnte deshalb eine leichte Überprägung der oberflächennahen Feinsedimente durch eine Bodenbildung vom Typus des „Tundrennaßbodens“ stattfinden (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1962).

Infolge Seitenerosion wurde bei Niederhummel der Rand des Tertiärhügellandes außerdem nach Norden zurückgedrängt, so daß schließlich ein autochthones Tälchen angeschnitten wurde, in dem bis dahin Periglazialschotter akkumuliert

worden waren. Über dieses ging im folgenden Hochglazial der Rißeiszeit die Entwässerung z. T. in das Ampertal hinaus.

Im Hochglazial der Rißeiszeit wurde Fluvioglazialschotter abgelagert. Die Hauptakkumulation erfolgte im Bereich Oberföhring—Ismaning—Notzing(?), bei Reisen sich mit dem kristallinreicheren Schotter des Inngletschers verzahnend. In Eicherloh kam es nur zu ganz unbedeutender Sedimentation, weshalb hier, wie an ähnlich gearteten anderen Lokalitäten, synsedimentäre Kryoturbationen wirksam werden konnten; die gering mächtigen abdeckenden Rißschotter sind vielleicht als eine periglaziale Fazies zu deuten.

6. Im Riß/Würm-Interglazial zog der Isarlauf von Südwesten her in das Untersuchungsgebiet hinein, während für die sich jetzt mehr und mehr herausbildende östliche Hälfte der Münchener Schotterfläche keine sicheren Hinweise bezüglich der Einzelheiten vorliegen.

Im Norden hingegen floß anfangs die Isar noch bei Niederhummel in das Ampertal hinaus, im großen Bogen bei Weigl hinterm Holz jedoch wieder nach Süden zurückschwingend.

Infolge einer Laufverlegung, deren Ursache unbekannt ist, wurde dieses Talstück jedoch wieder aufgegeben und die Isar zog weiter südlich durch. Die aufgegebene Rinne wurde zum Altwasserbereich umgestaltet (vgl. H. NATHAN 1953). Hier kam es zur Entfaltung der *Fagotia acicularis* und anderer Molluskenarten, während gleichzeitig eine Zuschotterung mit restschotterhaltigem Isar- und Ampermaterial erfolgte. Danach haben sich hier Böden vom Typ des „Auenbodens“ gebildet, die zusammen mit den würmeiszeitlichen Deckschichten bei anderer Gelegenheit behandelt werden sollen.

7. Gegen Ende des Interglazials und zu Beginn der Würmeiszeit wurden die Abflußrinnen wieder eingetieft und verbreitert — vor allem in den damaligen Schwemmkegelbereichen. Im weiteren Verlauf der Würmeiszeit wurden schließlich die Tertiärinseln westlich Unterföhring—Ismaning, Grünseiboldsdorf und schließlich auch bei der Wildschwaige beseitigt. Der Rest des Tertiärhügellandes wurde außerdem noch weiter nach Norden zurückgedrängt — ein Vorgang, der bis heute noch wirksam ist.

Schrifttum

- AMMON, L. v.: Die Gegend von München. — Festschr. geogr. Ges. München, S. 1—152, München 1894.
- BRUNNACKER, K.: Das Lößprofil von Hörlkofen/Obb. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1956, S. 424—433, Stuttgart 1956.
- Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 34, München 1957.
- Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 43, S. 74—150, München 1959. — [1959 a].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7636 Freising Süd mit Erläuterungen. München 1959. — [1959 b].
- Schichtlagerung und Talverlauf bei Freising. — *Geologica Bavarica*, Nr. 46, S. 93—98, München 1961.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7536 Freising Nord mit Erläuterungen. München 1962. — [1962 a].
- Das Schieferkohlenlager vom Pfefferbichl bei Füssen. — *Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, 44, S. 43—60, Stuttgart 1962. — [1962 b].

- BRUNNACKER, K.: Reliktböden im östlichen Mittelfranken. — Geol. Bl. NO-Bayern, **12**, S. 183—190, Erlangen 1962. — [1962 c].
- Die quartärgeologische Situation. — In LINDNER H. & Mitarbeiter: Ein Acheuléen-Faustkeil aus dem Regental. — Bayer. Vorges. Bl., **27**, S. 1—33, München 1962. — [1962 d].
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, S. 129—137, Öhringen 1962.
- BRUNNACKER, K., PAULUS, B., BROCKERT, M., HINSCH, W. u. VIDAL, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7736 Ismaning mit Erläuterungen. München 1964.
- BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — Würzburger Geograph. Arbeiten, **45**, S. 5—46, Würzburg 1957.
- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. geol. Ges. Wien, **53**, S. 249—266, Wien 1960.
- GRAUL, H.: Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. — Forsch. Dt. Landeskd., **43**, Leipzig 1943.
- Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. — Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 266—280, München 1953.
- Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, S. 181—196, Öhringen 1962. — [1962 a].
- Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER). — Peterm. Geogr. Mitt., S. 253—271, Gotha 1962. — [1962 b].
- KLEIN, S.: Die Ausformung der Münchener Ebene durch fluvioglaziale Erosion jungtertiärer Schichten. — Cbl. Mineral. usw., Abt. B, S. 279—299, Stuttgart 1938.
- KNAUER, J.: Die Mindel-Eiszeit, die Zeit größter diluvialer Vergletscherung in Süddeutschland. — Abh. geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt, H. 29, S. 35—45, München 1938. — [1938 a].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 692 München mit Erläuterungen. München 1938. — [1938 b].
- KURSCH, M.: Zur Geologie der Münchener Schotterfläche rechts der Isar, nördlich von Ismaning. — Dipl.-Arbeit TH München, München 1962.
- MÜLLER, S.: Feuersteinlehme und Streuschuttdecken in Ostwürttemberg. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **3**, S. 241—262, Freiberg i. Br. 1958.
- NATHAN, H.: Ein interglacialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FÉRUSSAC (Melanopsenkies). — Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 315—334, München 1953.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig 1909.
- REIS, O. M.: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von München. — Geogn. Jh., **34**, 1921, S. 143—168, München 1922.
- ROTHPLETZ, A.: Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. — Mitt. geogr. Ges. München, **12**, S. 99—314, München 1917.
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. — Forsch. Dt. Landeskd., **49**, Landshut 1950.
- Zur Entstehung der Münchener Ebene. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, S. 152—153, Stuttgart 1950.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereiches. — Geol. Rdsch., **43**, S. 144—158, Stuttgart 1955.
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistocaen bis zur Gegenwart. — Nachr.-Bl. Dt. Malakozoolog. Ges., H. 3 und 4, Schwanheim 1915.
- TILLMANN, H.: Geologisch-hydrologische Karte von München 1 : 500 000. München 1953.
- TROLL, K.: Die jungglazialen Schotterterrassen im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. Dt. Landeskd., **24**, S. 158—256, Stuttgart 1926.

Der nichtkarbonatische Anteil in südbayerischen Schottern und deren Böden

Mit 6 Tabellen

Von FRITZ KOHL¹⁾

Diskussionen und Überlegungen bei bodenkundlichen Exkursionen und Kartierungen im südbayerischen Raum ließen häufig im Zusammenhang mit der Erörterung der Genetik der Bodenbildungen aus kalkreichen Schottern und deren Altersstellung die Frage nach der Höhe des kristallinen oder besser nach dem nichtkarbonatischen Anteil in diesen Schottern auftauchen. Der Wechsel der Bodenbildungen von der flachgründigen Pararendzina geringer Entwicklungstiefe mit einem Solum von 1—2 dm bis zu Braunerden und Parabraunerden mittlerer Entwicklungstiefe mit einem Solum von 5—6 dm Mächtigkeit über dem unverwitterten Bodenausgangsmaterial lassen dem Gedanken Raum, die Verschiedenartigkeit der Böden neben dem Alter der Sedimente und dem Klimaeinfluß (Niederschlagsmenge, Temperatur) insbesondere der Zusammensetzung des Substrates zuzuschreiben, aus dem der betreffende Boden entstanden ist. Es ist anzunehmen, daß der mehr oder weniger große nichtkarbonatische Anteil in den karbonatreichen Schottern die Entwicklung der Böden in diese oder jene Richtung gedrängt hat.

WEIDENBACH (1939) hat darauf hingewiesen, daß die Zusammensetzung der Ablagerungen für die Bodenbildung von großem Einfluß ist. Er stellte fest, daß die Anteile der Niederterrassen des Rheingletschers an kristallinen Geröllen viel höher sind und damit viel tiefere Verwitterungen zeigen als Bodenbildungen im Bereiche des Illergletschers mit nur geringem Kristallinanteil. BRUNNACKER (1959 a) gibt der Vermutung Ausdruck, daß zukünftige Untersuchungen über den Kalkgehalt der Sedimente der verschiedenen Schotterstufen für die Abgrenzung und Parallelisierung der Ablagerungen herangezogen werden könnten.

Die Schotteranalyse mittels Auszählung der Gerölle ist eine bekannte Untersuchungsmethode (ZEUNER 1933). Die Angaben über den nichtkarbonatischen Anteil in der Literatur über die südbayerischen Schotter beruhen zumeist auf diesem Verfahren (W. KOEHNE u. H. NIKLAS 1916; W. KOEHNE 1922; E. MÜNICHSDORFER 1921 u. 1923; H. HARRASSOWITZ 1926; I. SCHAEFER 1951).

Das Gebiet der Münchner Schotterebene schien geeignet für Untersuchungen über die Zusammensetzung der Ablagerungen mit Hilfe bodenchemischer Methoden. Gegenüber der sonst geübten Arbeitsweise, Karbonatbestimmungen im Laboratorium nur am Feinbodenmaterial mit dem Korngrößendurchmesser unter 2 mm durchzuführen, sollte nunmehr unabhängig von der Korngrößenzusammensetzung des Bodenausgangsmaterials festgestellt werden, mit welchen

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Oberregierungsrat Dr. FRITZ KOHL, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Mengen an Karbonaten, bzw. Nichtkarbonaten tatsächlich im Gesamtschottermaterial zu rechnen ist.

Es wurden äquivalente Mengen Schotter — rund 10 kg — mittels einer Stahlblechschachtel mit losem Deckel und Boden aus den Kiesgrubenwänden entnommen und in die Fraktionen von über 50 mm, 50—20 mm, 20—10 mm, 10—2 mm und unter 2 mm Durchmesser abgeseibt; nach Zertrümmerung der größten Gerölle wurden die einzelnen Korngrößengruppen mit der Schlagkreuzmühle pulverisiert und anschließend in den einzelnen Fraktionen der Karbonatgehalt mit der Apparatur nach HOCK, einer Modifikation der Methode SCHEIBLER oder PASSON (THUN, HERMANN, KNICKMANN 1955) auf gasvolumetrischem Wege bestimmt.

Zur Entnahme der Schotterproben wurden die in Tabelle 1 aufgeführten Standorte ausgewählt, die in nahezu ebener Lage von rezenter Erosion und Akkumulation unbeeinflusst, natürliche, ungestörte Boden- und Lagerungsverhältnisse bieten.

Tabelle 1

Standort		Höhenlage über NN	Probe- Nr.	Hori- zont	Entnahme- tiefe in cm	Geologische Stellung
Lage:	Gradabt.-Bl.:					
Kiesgrube bei Ober- schleißheim E	7735 Oberschleißheim R 70700 H 46210	482 m	20847 20848	C _{n1} C _{n2}	60—90 140—160	Jüngere Schotter- flächen ¹⁾ (Altstadtstufe) (Spätglazial)
Kiesgrube Maisach S	7833 Fürstenfeldbruck R 44280 H 40100	522,5 m	20864 20865	C _{n1} C _{n2}	60—90 110—140	Ältere Schotter- flächen ¹⁾ u. Hauptniveau d. Niederterrasse (Hochglazial)
Kiesgrube bei Neuried SW	7934 Starnberg Nord R 59540 H 27780	563,5 m	20852 20853	C _{n1} C _{n2}	80—100 130—150	dto.
Kiesgrube bei Aschheim SSE	7836 Mchn.-Trudering R 79620 H 36000	517 m	20869 20870	C _{n1} C _{n2}	60—90 110—130	dto.
Kiesgrube bei Schwabern wegen SE	7837 Markt Schwaben R 92940 H 35400	516 m	20874 20875	C _{n1} C _{n2}	85—110 110—140	dto.
Kiesgrube Mühldorfer Hart Rabein S	7740 Ampfing R 30960 H 43880	426 m	20886 20887	C _{n1} C _{n2}	70—100 100—130	Niederterrasse (Ampfing- Stufe) ^{2) 3)}
Kiesgrube Ampfing SW	7740 Ampfing R 29680 H 45520	424 m	20882	IIC _n	120—160	dto.

¹⁾ BRUNNACKER (1957).

²⁾ KOEHNE u. NIKLAS (1916).

³⁾ TROLL (1924).

Die Proben wurden aus dem frischen Schottermaterial aus zwei verschiedenen Tiefen entnommen und zwar i. a. aus 60—100 cm und 100—140 cm unter Flur, um einem möglicherweise größeren Wechsel in der Zusammensetzung innerhalb der Schotterpakete auszuweichen, andererseits aber auch um die Verbindung zum darüberlagernden Boden zu halten. Die Schotterdecken der

Münchner Ebene weisen Mächtigkeiten bis zu 15 Metern und mehr auf (TILLMANN 1953). Innerhalb dieses Schotterprofils ist ein größerer Wechsel im Verhältnis Karbonat zu Nichtkarbonat möglich. Aus der Münchner Schotterebene und von Standorten aus dem Bereich der Niederterrasse des Inn-Chiemsee-Gletschers wurden Boden- und Schotterproben entnommen.

Die Verteilung der Korngrößen in den einzelnen Schotterproben, deren Ergebnisse mittels Siebanalysen gewonnen wurden, zeigt Tabelle 2.

Tabelle 2

Kiesgrube	Probe-Nr.	Korngrößenzusammensetzung der Schotterproben in %						
		> 50 mm ϕ	50—20 mm	20—10 mm	10—2 mm	< 2 mm	> 2 mm	< 2 mm
Oberschleißheim	20847	4	24	24	30	18	82	18
	20848	2	32	24	26	16	84	16
Maisach	20864	8	21	28	29	14	86	14
	20865	7	23	20	30	20	80	20
Neuried	20852	2	17	31	33	17	83	17
	20853	—	21	35	24	20	80	20
Aschheim	20869	18	22	20	26	14	86	14
	20870	6	25	26	31	12	88	12
Schwaberwegen	20874	9	25	19	27	20	80	20
	20875	12	24	21	29	14	86	14
Mühldorfer Hart	20886	11	16	21	30	22	78	22
	20887	3	19	21	25	32	68	32
Ampfing	20882	3	25	22	28	22	78	22

Gerölle mit einem Durchmesser von über 50 mm sind nur in verhältnismäßig geringen Mengen vertreten; der durchschnittliche Gehalt an diesen Korngrößen liegt bei 6,5%. Die Aufteilung der feineren Gerölle in die Fraktionen von 50—20 mm, 20—10 mm und 10—2 mm ϕ bewegt sich mit wenigen Ausnahmen in den einzelnen Korngrößengruppen und allen Proben ziemlich gleichmäßig zwischen 20 und 30%. Der Gehalt an Feinmaterial mit unter 2 mm ϕ liegt mit einer Ausnahme zwischen 14 und 22%, im Durchschnitt bei 18,6%. Eine Schotteranalyse nach der Auszählmethode müßte ein gutes Durchschnittsergebnis erwarten lassen. Die Feststellung von M. KURSCH (1962), daß die Schotter der Altstadtstufe deutlich kleinkalibriger sind als jene der Niederterrassen, kann auf Grund der Tabelle 2 nicht bestätigt werden; hingegen trifft die Beobachtung zu, daß nur wenige Gerölle den Durchmesser von mehr als 50 mm aufweisen (zit. bei K. BRUNNACKER 1964). Dies scheint auch für die Niederterrassenschotter zu gelten.

Die Untersuchungsergebnisse für den Karbonat- und den Nichtkarbonat-gehalt in den einzelnen Korngrößengruppen von > 20 mm, 20—10 mm, 10—2 mm und < 2 mm ϕ sind in Tabelle 3 wiedergegeben. Die Korngrößen > 50 mm wurden hierbei mit der Fraktion von 50—20 mm ϕ vereinigt.

Tabelle 3

Kiesgrube	Probe-Nr.	Karbonatanteil : Nichtkarbonatanteil in % in den Korngrößengruppen			
		> 20 mm ϕ	20—10	10—2	< 2
Oberschleißheim	20847	24,9 : 3,1	22,3 : 1,2	30,4 : 0,1	12,5 : 5,5
	20848	31,4 : 2,1	23,9 : 0,1	26,1 : —,—	12,3 : 4,1
Maisach	20864	24,5 : 4,8	26,5 : 1,6	27,6 : 1,7	7,5 : 5,8
	20865	19,8 : 10,2	18,3 : 1,7	29,4 : 0,6	10,3 : 9,7
Neuried	20852	16,4 : 2,4	26,0 : 4,9	29,1 : 4,0	9,8 : 7,4
	20853	17,6 : 3,2	33,6 : 1,2	21,0 : 3,3	11,3 : 8,8
Aschheim	20869	31,5 : 8,4	18,7 : 0,8	25,7 : 0,8	11,3 : 2,8
	20870	27,2 : 3,2	24,2 : 2,2	28,6 : 2,4	10,0 : 2,2
Schwaberwegen	20874	21,7 : 12,4	13,3 : 5,3	19,3 : 7,6	9,9 : 10,5
	20875	16,0 : 18,8	13,5 : 6,6	20,7 : 11,0	8,2 : 5,2
Mühdorfer Hart	20886	5,3 : 21,8	8,9 : 12,6	15,9 : 13,8	8,4 : 13,3
	20887	8,6 : 13,6	10,4 : 10,3	13,9 : 11,5	12,3 : 19,4
Ampfing	20882	5,3 : 22,6	11,8 : 10,1	13,3 : 14,7	6,5 : 15,7

Hieraus ist zu ersehen, daß die Karbonat- bzw. Nichtkarbonatgehalte, wie zu erwarten, in den einzelnen Fraktionen keine eindeutigen Tendenzen zeigen. Die Höchstwerte für den Karbonat- wie auch für den Nichtkarbonatanteil streuen über das ganze Spektrum und zwar liegen sie teils in den Gruppen > 20 mm ϕ , zum Teil überraschenderweise auch im Feinmaterial < 2 mm ϕ .

Aus Tabelle 3 geht demnach hervor, daß bei einer Schotteranalyse möglichst alle Korngrößen berücksichtigt sein sollten, um ein zutreffendes Analysenergebnis zu erhalten.

In Tabelle 4 sind die Karbonat- und Nichtkarbonatanteile sowohl des Gesamtschotters als auch des Feinmaterials zusammengestellt.

Tabelle 4

Kiesgrube	Probe-Nr.	Karbonatanteil : Nichtkarbonatanteil in %			
		im Gesamtschottermaterial		im Feinmaterial < 2 mm ϕ	
			Mittelwerte		Mittelwerte
Oberschleißheim	20847	90,1 : 9,9	92 : 8	69,2 : 30,8	72 : 28
	20848	93,7 : 6,3		75,0 : 25,0	
Maisach	20864	86,1 : 13,9	82 : 18	56,2 : 43,8	54 : 46
	20865	77,8 : 22,2		51,4 : 48,6	
Neuried	20852	81,3 : 18,7	82 : 18	57,2 : 42,8	57 : 43
	20853	83,5 : 16,5		56,2 : 43,8	
Aschheim	20869	87,2 : 12,8	89 : 11	80,2 : 19,8	81 : 19
	20870	90,0 : 10,0		81,7 : 18,3	
Schwaberwegen	20874	64,2 : 35,8	61 : 39	48,6 : 51,4	55 : 45
	20875	58,4 : 41,6		61,5 : 38,5	
Mühldorfer Hart	20886	38,5 : 61,5	42 : 58	38,5 : 61,5	39 : 61
	20887	45,2 : 54,8		38,9 : 61,1	
Ampfing	20882	36,9 : 63,1	37 : 63	26 : 74	26 : 74

Die Untersuchungsergebnisse der aus hauptsächlich kalkalpinen Gesteinen bestehenden Schotter im Bereich des Isarvorland-Gletschers unterscheiden sich deutlich von jenen des Inn-Chiemsee-Gletschers mit höheren Gehalten an zentralalpinen Gesteinen. Nach BRUNNACKER (1957, 1959 a, b) liegen die Kiesgruben Maisach, Neuried und Aschheim im Bereich der hochglazialen, würmeiszeitlichen Niederterrasse des Isar-Gletschers, der sogenannten Älteren Schotterflächen, während die Kiesgrube Oberschleißheim der spätglazialen jüngeren Schotterfläche, der Altstadtstufe, angehört. Die zum Vergleich herangezogenen Kiesgruben im Mühldorfer Hart und bei Ampfing liegen in der Niederterrasse, der Ampfinger Stufe, des Inn-Chiemsee-Gletschers (K. TROLL 1924). Die Schotterproben von Maisach und Neuried mit 18% nichtkarbonatischem Anteil sind fast gleichartig zusammengesetzt; die Proben aus der jüngeren Schotterfläche bei Oberschleißheim haben einen wesentlich geringeren nichtkarbonatischen Anteil von nur 8%. Dieses Ergebnis ist eine Bestätigung für die Beobachtung von M. KURSCH (1962), wonach der Kristallinanteil der Schotter der Altstadtstufe wesentlich geringer ist, als der der Niederterrasse. Das Ergebnis aus den Proben der Kiesgrube Aschheim mit nur 11% Nichtkarbonatgehalt kommt dem der Altstadtstufe viel näher als den Ergebnissen aus der Niederterrasse. Es fragt sich

daher, ob die Schotter in der Nähe von Aschheim nicht zur Altstadtstufe gerechnet werden müssen und zum Schwemmkegel der Jüngeren Schotter gehören, die rechts der Isar in Verbindung mit dem Gleißental stehen. Auf die gleichartige Bodenbildung auf den Schottern von Oberschleißheim und Aschheim wird später noch eingegangen. Eine Kartierung der Bodenbildungen könnte hier Klarheit schaffen. Der Nichtkarbonatanteil in den Schottern der Niederterrasse des Inn-Chiemsee-Gletschers mit 58% im Mühlendorfer Hart und 63% bei Ampfing zeigt den krassen Unterschied in der Zusammensetzung der Ablagerungen der beiden Gletschergebiete. Das Untersuchungsergebnis der Schotter aus der Kiesgrube bei Schwaberwegen mit 39% Nichtkarbonatanteil liegt zwischen denen der Niederterrassenwerte bei München und bei Ampfing. Die Schotter der Niederterrasse bei Schwaberwegen am Nordrand des Ebersberger Forstes — nach K. TROLL zum Hohenlindener Feld gehörend — liegen im Bereich der Jungendmoränen des Inn-Chiemsee-Gletschers und sind zweifellos in ihrem Nichtkarbonatgehalt stark von diesem beeinflusst. Obwohl bemerkenswerterweise das Profil Schwaberwegen mit der Höhenlage von 516 m nur um einen Meter niedriger liegt als das der Kiesgrube Aschheim.

Die Untersuchung des Feinmaterials, also des Gesteinszerreibsels in den Schottern in den Korngrößen unter 2 mm Durchmesser, ergibt einen deutlichen Rückgang des Karbonatanteils gegenüber den Gehalten des Gesamtschotters und eine entsprechende Zunahme des nichtkarbonatischen Anteils, wie aus Tabelle 4 zu entnehmen ist. Die Ursache für die starke Anreicherung des Nichtkarbonatgehaltes im Feinmaterial der Schotter liegt in der Fortführung der feinsten Karbonatteilchen in Form von im Bodenwasser gelöstem Bikarbonat. Die Gesteinszerreibsel der Schotter von Maisach und Neuried mit 46 bzw. 43% nichtkarbonatischem Anteil ähneln sich auch hier und kennzeichnen die Zusammensetzung der Älteren Schotter. Oberschleißheim mit 28% und Aschheim mit nur 19% Nichtkarbonat weisen ebenfalls wie beim Grobmaterial darauf hin, daß die Schotter von Aschheim mehr denen von Oberschleißheim entsprechen als jenen der Niederterrasse von Maisach und Neuried. Der Nichtkarbonatgehalt im Feinmaterial der Ampfinger Probe mit 61%, im Mühlendorfer Hart mit 74% verzeichnet gegenüber dem Gesamtschottermaterial keine so starke Zunahme wie im Bereich der Münchner Schotter. Der Grund hierfür liegt im hohen Nichtkarbonatanteil des Inn-Chiemsee-Gletschers; bei den karbonatreichen Schottern des Münchner Raumes konnten im Verhältnis viel größere Kalkmengen gelöst und weggeführt werden. Der verschieden große Anteil an schwerlöslichem dolomitischen Gesteinsmaterial in den Schottern mag zusätzlich hierbei eine Rolle spielen. Die Zusammensetzung des Feinmaterials des Profils Schwaberwegen — mit 55% Karbonat- zu 45% Nichtkarbonatgehalt — ähnelt sehr den entsprechenden Gehalten der Schotterproben von Maisach und Neuried; auf Grund der Zusammensetzung des Gesamtschottermaterials steht Profil Schwaberwegen aber, wie oben ausgeführt, dem Schotter bei Ampfing viel näher; auch der verhältnismäßig geringe Verlust des Karbonatgehaltes und die Zunahme des nichtkarbonatischen Anteils entspricht mehr den Verhältnissen im Inn-Chiemsee-Gletschergebiet.

Um einen Einblick über den Anteil der Schotter an dolomitischen Kalken gewinnen und damit Rückschlüsse auf die Verwitterbarkeit ziehen zu können, wurde von einigen Standorten das Kalzium/Magnesium-Verhältnis ermittelt.

Es ergab bei:

Oberschleißheim

60—90 cm	19,87 % Ca	4,21 % Mg;	Ca/Mg-Verhältnis = 3,4 : 1
140—160 cm	20,62 % Ca	4,78 % Mg;	Ca/Mg-Verhältnis = 3,1 : 1

Neuried

80—100 cm	16,00 % Ca	3,93 % Mg;	Ca/Mg-Verhältnis = 2,9 : 1
130—150 cm	16,33 % Ca	3,46 % Mg;	Ca/Mg-Verhältnis = 3,4 : 1

Mühldorfer Hart

70—100 cm	9,00 % Ca	3,47 % Mg;	Ca/Mg-Verhältnis = 1,9 : 1
100—130 cm	10,11 % Ca	3,38 % Mg;	Ca/Mg-Verhältnis = 2,2 : 1

Hieraus ist zu entnehmen, daß der Dolomitanteil in den Schottern des Isar-Gletschers bei einem durchschnittlichen Ca/Mg-Verhältnis von 3,2 : 1 wesentlich geringer ist, als beim entsprechenden Wert von 2,1 : 1 der Proben aus dem Inn-Chiemsee-Gletscher.

Die Verwitterbarkeit der Schotter des Isar-Gletschers ist daher höher anzusetzen als die der Ablagerungen des Inn-Chiemsee-Gletschers.

Im Zusammenhange mit der Betrachtung der Ergebnisse des Karbonatgehaltes des Gesteinszerreibsels unter 2 mm ϕ interessiert die Feststellung, daß die Karbonatgehalte der Sandlöße und auch der Löße am unmittelbaren Rand des Erdinger Moores in der Nähe der Ausblasungsgebiete überaus hoch sind und in den verschiedenen Lößgruben Werte von 45 bis 57 % erreichen. Der letzt-angegebene Wert des Rohlößes aus der Lehmlößgrube Kempfung entspricht den Karbonatgehalten des Gesteinszerreibsels aus den Kiesgruben Maisach, Neuried und Schwaberwegen. Interessant ist auch die Beobachtung, daß das ausgesiebte Feinmaterial aus den grauweißen Schottern in den Kornfraktionen unter 0,06 mm \pm die bräunlichgelbe Farbe des Rohlößes annimmt.

Die Aufteilung des Feinmaterials in die Fraktionen 2—0,6 mm, 0,6—0,2 mm, 0,2—0,06 mm und $< 0,06$ mm ϕ und die Bestimmung der Karbonat- und Nichtkarbonatanteile zeigte keine besonderen Gesetzmäßigkeiten. Es wird darauf verzichtet, die Ergebnisse dieser Untersuchungen hier anzugeben, da der prozentuale Anteil in den feineren Korngrößengruppen im Vergleich zum Gesamtmaterial nur gering ist.

Bei der Betrachtung der Bodenbildungen, die aus den im Vorstehenden besprochenen Schottern hervorgegangen sind, erweist es sich als zweckmäßig, auf Grund des Nichtkarbonatanteils zusammengehörnde Gruppen zu bilden. Es werden demnach zusammengefaßt:

Aschheim und Oberschleißheim,
Maisach und Neuried,
Schwaberwegen und Mühldorfer Hart.

Standort Ampfing bleibt außer Betracht, da das dort vorliegende Zweischichtprofil bodenkundlich mit den anderen Profilen nicht vergleichbar ist.

Das Klima, neben dem Ausgangsmaterial ein wichtiger Bodenbildungsfaktor, ist für alle Standorte gleich und zeigt dem Klimaatlas des Deutschen Wetterdienstes (K. KNOCH 1952) zufolge ein Jahresmittel an Niederschlagsmengen von 800—850 mm bei einer Durchschnittsjahrestemperatur von 7—8° C.

Die Böden, die sich aus den oben untersuchten Kalkschottern gebildet haben, zeigen in den einzelnen Profilgruppen in vielen Punkten sich entsprechende Merkmale und Eigenschaften. Tabelle 5 bringt die Zusammenstellung von den Mächtigkeiten des Solums, die bodentypologische Bezeichnung sowie die Beschreibung der vorherrschenden Bodenarten.

Tabelle 5

Standort	Mächtigkeit des Solums	Bodentypologische Bezeichnung	Bodenartlicher Aufbau
Aschheim	30 cm	Mullrendzina großer Entwicklungstiefe	kalkhaltiger, kiesiger, sandiger Lehm auf sandigem Kalkschotter
Oberschleißheim	32 cm	(Braunerde-)Mullrendzina großer Entwicklungstiefe	kalkhaltiger, kiesiger, schluffiger, lehmiger Sand auf sandigem Kalkschotter
Maisach	50 cm	Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe	kiesiger, sandiger, lehmiger Schluff auf kiesigem, sandigem, tonigem Lehm auf sandigem Kalkschotter
Neuried	51 cm	Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe	kiesiger, sandiger, lehmiger Schluff auf kiesigem, sandigem, tonigem Lehm auf sandigem Kalkschotter
Schwaberwegen	45 cm	Schwach podsolige Braunerde mittlerer Entwicklungstiefe und geringer Basensättigung	sehr stark kiesiger, lehmiger Sand auf sandigem, lehmigem Kalkschotter
Mühlendorfer Hart	55 cm	Braunerde mit geringer Tondurchschlammung, mittlerer Entwicklungstiefe und geringer Basensättigung	schwach kiesiger, schluffiger Lehm auf stark kiesigem, sandigem Lehm auf stark kiesigem, tonigem Sand auf sandigem Kalkschotter

In Tabelle 6 sind die Analysendaten zu den Bodenprofilen zusammengestellt, die es ermöglichen, die weitgehende Übereinstimmung in den einzelnen Profilgruppen und ihren Herkünften hinsichtlich der Kalkverhältnisse, der Reaktion und Basensättigung, der Korngrößen, der Humusverhältnisse und des dithionitlöslichen Eisens zu vergleichen.

Die Profile Aschheim und Oberschleißheim haben die geringste Mächtigkeit des Solums von 30—32 cm auf den sandigen Kalkschottern aufzuweisen. Profil Oberschleißheim hat sich auf den jüngeren Schotterflächen, der Altstadtstufe, entwickelt. Die große Ähnlichkeit der Ablagerungen bei Aschheim mit denen des Profiles Oberschleißheim läßt vermuten, daß es sich hier ebenfalls um einen Zug der jüngeren Schotterflächen handelt. Endgültiges hierüber wird nur eine großflächige Kartierung aussagen können. Wie weiter oben in Tabelle 4 nachgewiesen, beträgt der nichtkarbonatische Anteil des liegenden Schotters bei diesen Profilen zwischen 6,3 und 12,8%, im Mittel zwischen 8 und 11%. Die geringe

Mächtigkeit der Verwitterungsdecke von rund 3 dm, der bis in die Krume noch reichlich vorhandene Karbonatgehalt im Feinbodenmaterial bis zu rund 6%, ferner die guten Humusformen mit ihren engen C/N-Verhältnissen und die neutrale bis alkalische Bodenreaktion erlauben es, diese Ackerprofile als Mullrendzinen großer Entwicklungstiefe einzustufen. Das Vorhandensein von Regenwürmern und Regenwurmängen und das krümelige Gefüge der A-Horizonte ergänzen das Bild der Mullrendzinen. Auf die Bezeichnung Pararendzina wurde hier verzichtet, da dieser Begriff bei diesen verhältnismäßig reinen Kalkschottern nicht angebracht erscheint.

Als Parabraunerden mittlerer Entwicklungstiefe wurden die Profile von Maisach und Neuried angesprochen. Sie haben sich auf der Niederterrasse des Isar-Gletschers, den Älteren Schottern, entwickelt und zeigen eine außerordentliche Übereinstimmung in der Mächtigkeit des Solums, im bodenartlichen Aufbau und in der bodentypologischen Bezeichnung. Der nichtkarbonatische Anteil im Ausgangsmaterial dieser Böden ist ebenfalls in Tabelle 4 dargestellt und liegt bei einem mittleren Gehalt von 18% bedeutend höher als bei den Profilen Aschheim und Oberschleißheim. Die längere Zeitdauer der Verwitterung als Bodenbildungsfaktor auf den Älteren Schotterdecken kommt in der stärkeren Verwitterungsdecke mit 5 dm Mächtigkeit („Schotterverwitterungslehm“ nach BRUNNACKER 1959b) gegenüber den Jüngeren Schotterflächen zum Ausdruck. In den oberen Bodenhorizonten beider Profile hat eine starke Auswaschung der Karbonate stattgefunden, die zugleich mit einer beträchtlichen Durchschlammung der feinsten Bodenteilchen aus den oberen Horizonten und zu starker Tonanreicherung in den B_t-Horizonten geführt hat. Typisch ist auch die Zunahme des leichtlöslichen Eisens in den B_t-Horizonten der Parabraunerden (F. KOHL 1958, G. SCHMID 1962). Das reichliche Vorhandensein von Regenwurmröhren im Bodenprofil deutet darauf hin, daß der allgemeine Fruchtbarkeitszustand dieser Ackerböden noch in Ordnung ist. Die längere Zeitdauer der Verwitterung in Verbindung mit dem größeren Nichtkarbonatgehalt des Ausgangsmaterials haben hier zu diesem Bodentyp geführt.

Die Bodenbildungen der Profile Schwaberwegen und Mühldorfer Hart zeigen wesentlich andere Merkmale der Verwitterung als die Böden auf den Jüngeren und Älteren Schottern des Isar-Gletschers. Sie sind gekennzeichnet durch einen hohen Nichtkarbonatgehalt des Ausgangsmaterials, der laut Tabelle 4 für Schwaberwegen bei 39% und beim Mühldorfer Hart bei 58% liegt. Die Zeitdauer der Entwicklung dieser Böden mit einem Solum von 45 bzw. 55 cm entspricht der der Bodenbildungen auf den Älteren Schottern der Münchner Ebene. Infolge des hohen Nichtkarbonatanteils bildeten sich hier Böden, die als Braunerden mittlerer Entwicklungstiefe zu bezeichnen sind. Sie sind sehr stark entkalkt und im Solum stark und sehr stark sauer. Ihre Basensättigung ist gering, ihr Gehalt an austauschbarem Kalzium liegt zwischen 0,6 und 1,9 mval im Gegensatz zu den Parabraunerden bei Maisach und Neuried, deren CaO-Gehalt zwischen 5,9 und 6,8 mval liegt. Infolge der schwerer verwitterbaren nichtkarbonatischen Gerölle, insbesondere der Quarze und Quarzite, ist der Kiesanteil dieser Böden sehr hoch und nach der Bodenart sind sie als stark kiesige, lehmige Sande und sandige Lehme anzusprechen. Die Tondurchschlammung bei Profil Schwaberwegen ist nicht nennenswert, bei Profil Mühldorfer Hart gering. Bei Profil Schwaberwegen ist eine schwache Podsolierung zu beobachten, die sich

Tabelle 6

Profil	Nr.	Tiefe in cm	Kalk		Reaktion und Basensättigung				Korngrößen Feinanteil in %				Humus				D % Löss- anteil
			CaCO ₃ %	CaO	PH n KCl	Hydrol. Acid. y 1 (H)	T-S	S	T	V %	Feinschluff 6-2 µ	Rohton < 2 µ	C %	N %	C/N	Ges. Organ- Masse %	
Aschheim	A _p	0-20	6,6	266	7,3					13,0	17,8	2,75	0,326	8,4	4,7	1,83	
	A _C	20-30	59,1	164	7,6					5,1	9,2					0,96	
	C _v	30-45	74,1	124	7,8					2,8	5,6					0,60	
	C _{n1}	60-90	80,2	77	8,5												
	C _{n2}	110-130	81,7	77	8,6												
Ober- schleißheim	A _{p1}	0-12	5,2	268	7,1					9,3	11,3	3,21	0,289	11,1	5,5	1,27	
	A _{p2}	12-20	6,7	271	7,2					8,3	13,0					1,39	
	B _v	20-23	2,0	282	7,0					6,4	14,5					1,51	
	C _v	23-32	39,9	200	7,1					4,1	8,3					1,0	
	C _{n1}	60-90	69,2	68	8,4											0,32	
C _{n2}	140-160	75,0	66	8,5											0,30		
Maisach	A _p	0-10	—	183	6,0					11,9	9,7	3,69	0,335	11,0	6,4	1,39	
	A ₁	10-25	—	164	5,9					9,8	15,5					1,59	
	B _{tl}	25-37	—	237	5,8					5,9	34,9					2,07	
	B _{tl}	37-44	4,9	333	11,9					4,9	39,5					2,15	
	C _{n1}	44-50	47,4	201	7,2					4,0	11,7					1,11	
Neuried	A _p	0-24	0,2	140	6,8					12,2	10,9	2,08	0,211	9,9	3,6	1,31	
	A ₁	24-38	—	188	6,7					11,0	19,1					1,43	
	B _t	38-48	0,2	299	6,4					9,4	32,9					1,95	
	C _{n1}	80-100	57,2	94	8,1											0,32	
	C _{n2}	130-150	56,2	95	8,1											0,40	
Schwab- wegen	B _{v1}	2-20	—	20	0,7					6,5	15,6	1,97	0,114	17,3	3,4	1,51	
	B _{v2}	20-45	—	53	1,9					6,8	16,0					1,59	
	B _{vC}	45-60	42,3	150	5,4					3,2	9,1					0,92	
	C _{n1}	85-110	48,6	72	2,6												
	C _{n2}	110-140	61,5	85	3,0												
Mühl- dorfer Hart	B _{v1}	1-15	—	16	0,6					7,4	19,0	0,93	0,086	10,8	1,6	1,35	
	B _{v21}	15-30	—	31	1,1					4,1	24,1					2,03	
	B _{v22}	30-50	—	105	3,8					2,4	24,7					2,15	
	C _{n1}	70-100	38,5	67	2,4											0,44	
	C _{n2}	100-130	38,9	68	2,4											0,32	

durch entrindete Quarzkörner im A_h -Horizont zu erkennen gibt. Eine geringe Lößlehmeinmischung im Oberboden des Profils Mühldorfer Hart (K. BRUNNACKER 1957) hat hier einer Podsolierung entgegengewirkt. Die beiden Profile sind Waldstandorte und eindeutig als Braunerden zu charakterisieren, deren Entwicklungsgang im Vergleich zu den Profilen Maisach und Neuried auf den hohen Nichtkarbonatanteil im Bodenausgangsmaterial zurückzuführen ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß auf Grund der verschiedenartigen Zusammensetzung der Schotter ganz spezifische Bodentypen zur Entwicklung gekommen sind, und zwar stehen diese — gleiche Altersstellung vorausgesetzt — in direkter Beziehung zum Nichtkarbonatanteil der Schotterablagerungen. Auf den an Nichtkarbonaten armen, spätglazialen jüngeren Schottern entwickelten sich Rendzinen, auf den hochglazialen, Älteren Schottern der Münchner Ebene mit höherem Anteil an Nichtkarbonaten wurden Parabraunerden festgestellt. Die vom Inn-Chiemsee-Gletscher stammenden Niederterrassenschotter mit hohen Nichtkarbonatgehalten bildeten Braunerden. — Mit dieser Arbeit wurde der Versuch unternommen, mit Hilfe exakter Laboruntersuchungen sowie Befunden über die Herkunft und das Alter der Schotterablagerungen und über die Genetik der daraus entstandenen Böden Einblicke zu gewinnen, die bei zukünftigen geologisch-bodenkundlichen Kartierungen von Nutzen sein können. Weitere Untersuchungen und Beobachtungen in dieser Richtung werden von Vorteil sein, insbesondere im Zusammenhang mit großflächigen Kartierungen. Maßgebend hierbei wird jedoch nicht der Karbonatgehalt des Feinmaterials $< 2 \text{ mm } \phi$ sein, sondern um Fehlschlüsse zu vermeiden ist der Karbonat- bzw. Nichtkarbonatgehalt des gesamten Bodenausgangsmaterials zu berücksichtigen.

Schrifttum

- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 34, München 1957.
- Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 43, S. 74—150, München 1959. — [1959 a].
 - Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7636 Freising Süd mit Erläuterungen. München 1959. — [1959 b].
 - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7736 Ismaning. München 1964.
- HARRASSOWITZ, H.: Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Klima und Verwitterungsfragen 3. Teil. — *Geol. Rdsch.*, **17 a**, STEINMANN-Festschrift, S. 122—210, Berlin 1926.
- KNOCH, K.: Klima-Atlas von Bayern. Bad Kissingen 1952.
- KOEHNE, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Dachau und Pasing Nr. 667 und 691 mit Erläuterungen. München 1922.
- KOEHNE, W. u. NIKLAS, H.: Geologische Karte des Königreiches Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 675 Ampfing mit Erläuterungen. München 1916.
- KOHL, F.: Durchwaschungs- und Durchschlammungserscheinungen an Böden aus Bayern. — *Z. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde*, **80**, S. 237—244, Weinheim 1958.
- KURSCH, M.: Zur Geologie der Münchener Schotterfläche rechts der Isar, nördlich von Ismaning. — *Dipl.-Arbeit Geol. Inst. TH. München*, München 1962.
- MÜNICHSDORFER, F.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 676 Mühldorf mit Erläuterungen. München 1921.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 677 Neuötting mit Erläuterungen. München 1923.

- SCHAEFFER, I.: In KOHL, F.: Bodenkundliche Exkursion in die Umgebung von München. — *Geologica Bavarica*, Nr. 6, S. 167—183, München 1951.
- SCHMID, G.: Über Parabraunerden mit Blutlehmcharakter auf diluvialen Schotter- und Moränenablagerungen Südbayerns. — *Z. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde*, **99**, S. 21—37, Weinheim 1962.
- THUN, R., HERRMANN, R., KNICKMANN, E.: Die Untersuchung von Böden. 3. Aufl., Radebeul und Berlin 1955.
- TILLMANN, H.: Geologisch-hydrologische Karte von München 1 : 50 000 mit Deckblatt. München 1953.
- TROLL, K.: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Stuttgart 1924.
- WEIDENBACH, F.: Grundsätzliche Bemerkungen zur Ausdeutung eiszeitlicher Erscheinungen. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., NF.* **28**, S. 99—108, Stuttgart 1939.
- ZEUNER, F.: Die Schotteranalyse. — *Geol. Rdsch.*, **24**, S. 65—104, Berlin 1933.

Schluffreiche Deckschichten im Sandsteinkeuper, ihre Entstehung und ihre Beziehung zu Geomorphologie und Bodenbildung

Mit 4 Abbildungen

VON THEODOR DIEZ und MATTHIAS SALGER ¹⁾

A. Vorkommen und Erscheinungsbild der schluffreichen Deckschichten im Gelände

I. Einleitung

In den Jahren 1962/63 wurde von DIEZ (1965) das Meßtischblatt Nr. 6729 Ansbach Süd im Maßstab 1 : 25 000 bodenkundlich kartiert. Entsprechend den nach der vorausgegangenen geologischen Aufnahme (HAUNSCHILD 1961) bekannten Ausgangsmaterialien — Blasensandstein und Coburger Sandstein auf den Höhen, Gipskeupertone an den Taleinschnitten — war von vornherein zu erwarten, daß die flächenhaft verbreiteten Bodenarten entweder zu den Sanden oder zu den tonigen Lehmen gehörten. Die Kartierung ergab jedoch, daß neben diesen beiden Bodenartengruppen noch eine dritte Gruppe weite Verbreitung besitzt, die sich durch einen ungewöhnlich hohen Schluffanteil stark von den vorhergenannten Bodenarten abhebt. Es handelt sich um lehmige Schluffe, schluffige Lehme und schluffig-lehmige Sande, die als Deckschichten von durchschnittlich 40 cm Mächtigkeit tonigen Lehmen und Sanden aufliegen.

Die Korngrößenzusammensetzung der schluffreichen Deckschichten legt den Gedanken nahe, daß es sich um geringmächtige äolische Sedimente handelt. Andererseits sprechen die Verbreitungsweise der Deckschichten unter geomorphologischem Aspekt sowie gewisse Formen der Bodenbildung gegen eine äolische Sedimentation, d. h. für eine Entstehung der schluffreichen Deckschichten durch sehr alte Verwitterung.

Im ersten Teil dieser Abhandlung (DIEZ) sollen Vorkommen und Erscheinungsbild der schluffreichen Deckschichten mit den daraus ableitbaren Entstehungstheorien näher erläutert werden; im zweiten Teil (SALGER) wird durch mineralogische Untersuchungen gezeigt, welcher der beiden Entstehungstheorien der Vorzug zu geben ist. Abschließend wird im dritten Teil (DIEZ) versucht, von den erzielten Ergebnissen ausgehend, die Gesetzmäßigkeit der Verbreitung der schluffreichen Deckschichten in der Sandkeuperlandschaft des beschriebenen Raumes zu erklären.

¹⁾ Anschriften der Verfasser: Dr. THEODOR DIEZ und Regierungsrat Dr. MATTHIAS SALGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

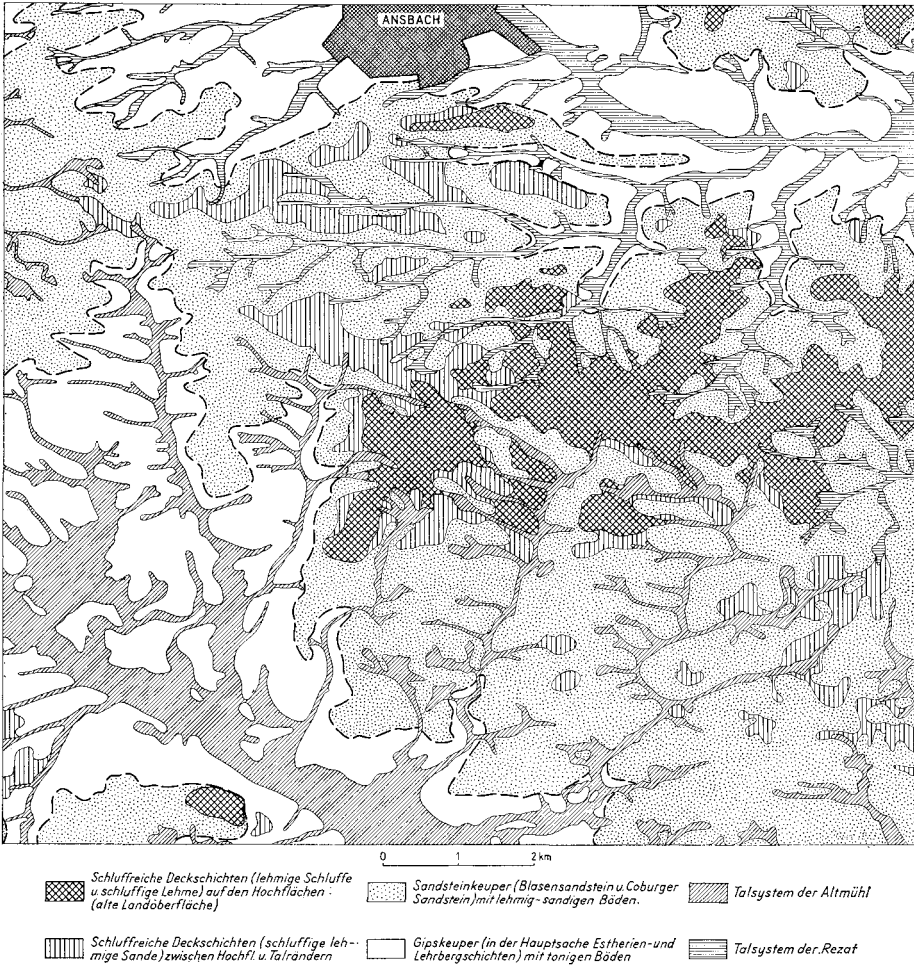


Abb. 1. Vorkommen und Verbreitung der schluffreichen Deckschichten (Entwurf: E. BUECHLER).

II. Die schluffreichen Deckschichten in Beziehung zu Geomorphologie und Bodenbildung

Die Abbildung 1 zeigt grobschematisch das Hauptverbreitungsgebiet der schluffreichen Deckschichten. Diese sind differenziert in Deckschichten mit höheren (schluffige Lehme, lehmige Schluffe) und solche mit niedrigeren Schluffgehalten (schluffige, lehmige Sande). Die erstgenannten beschränken sich vornehmlich auf den Bereich der Wasserscheiden zwischen Rezat und Altmühl, die letztgenannten bilden den Übergang zu den lehmig-sandigen Bodenarten (in der Übersichtskarte mit Punktraster) oder treten als Inseln innerhalb der lehmig-sandigen Bodenarten auf. Bemerkenswert ist das Abnehmen der Schluffgehalte im westlichen Teil des Kartenblattes sowie in den Talrandbezirken beiderseits der Haupttäler.

Die großen, nahezu ebenen, von der Erosion kaum angegriffenen Hochflächen stellen Relikte einer alten Landoberfläche dar. Die auf ihr anstehenden Bodenbildungen zeigen das Gepräge stark naßgebleichter Pseudogleye. Unter Ackernutzung sind die Böden entweder dräniert oder dränbedürftig. Die gebleichten Schluffkörner bedingen die fahlgraue, im abgetrockneten Zustand hellgraue Farbe der Äcker. Wegen der auch heute noch stark wirksamen Oberflächenvernässung blieben diese Böden zum großen Teil — insbesondere dort, wo das Gefälle eine künstliche Dränung erschwerte — der forstwirtschaftlichen Nutzung vorbehalten.

Unter den schluffreichen oberen Bodenhorizonten folgen meist sandige und tonige, tiefgründig verwitterte Schichten, deren auffallendstes Merkmal bänder- oder fleckenartige Eisen- und Manganabsätze sind, wie sie in rezenten Grundwasserböden gebildet werden. BRUNNACKER (1959, 1961, 1963) hat diese im fränkischen Sandsteinkeuper weit verbreiteten eisen- und manganreichen Horizonte als Reste fossiler Grundwasserböden gedeutet und beschrieben.

Die nachstehend erläuterte Bodenbildung stellt ein vollständiges, auf den Hochflächen verbreitetes Profil dar.

Profil 1: westlich Claffheim, R 4395600, H 5457600, Wald

Lab.-Nr.	Profilbeschreibung		
24055	O _{L-H}	0— 8 cm	Rohhumusauflage
24056	A _h +A _e	8— 12 cm	dunkelgrauer, humoser, sandiger, lehmiger Schluff
24057	A ₁ S _w	12— 40 cm	weißgrauer, sandiger, lehmiger Schluff, zahlreiche Konkretionen (Bleichhorizont)
24058	B _i S _d	40— 85 cm	rotbraun-grau-marmorierter, toniger Lehm, einzelne Konkretionen (Illuvialhorizont)
24059	C _{v1} (fG ₀₁)	85—100 cm	grauweißer, rost- und manganfleckiger, toniger Sand
24060	C _{v2} (fG ₀₂)	100—190 cm	gelbgrauer, rost- und manganfleckiger, grober Sand (gebankter Sandstein z. T. noch erhalten)
24061	C _{v3} (fG ₀₃)	190—230 cm	braunschwarzer, schwach graufleckiger, toniger Sand (Mangananreicherungshorizont)
24062	C _{v4}	230—250 cm	hellgraublauer, feinsandiger Lehm, kalkhaltig
24063	C _n	250—340 cm	violettroter, schluffig-lehmiger Feinsand, kalkhaltig

Korngrößenzusammensetzung in mm (% des Feinbodens < 2,0 mm)

Lab.-Nr.	< 0,002	0,002— 0,006	0,006— 0,02	0,02— 0,06	0,06— 0,2	0,2— 0,6	0,6— 2,0
24056	10	10	23	21	15	14	7
24057	12	9	23	18	13	15	10
24058	35	6	16	16	11	11	5
24059	18	3	4	3	12	40	20
24060	6	1	3	1	4	39	46
24061	15	3	3	1	5	36	37
24062	24	14	20	12	19	10	1
24063	14	9	17	14	28	15	3

Das Profilbild läßt eine sehr komplexe Bodengeneese erkennen. Über den wasserstauenden Horizonten C_{v4} und C_n haben sich in dem groben Sand die fossilen Grundwasserhorizonte ausbilden können. Der schroffe Bodenartenwechsel vom C_{v4} - zum C_{v3} -Horizont ist geologisch bedingt (linsenförmige und schichtige Letteneinschaltungen sind im Blasensandstein keine Seltenheit). Schwierigkeiten bereitet es, den Bodenartenwechsel vom C_{v1} - zum B_tS_d -Horizont zu erklären. Dagegen erscheinen die Korngrößenunterschiede innerhalb der obersten 85 cm klar als das Ergebnis einer Tonverlagerung von den $A_h + A_e$ - und A_1S_w -Horizonten in den B_tS_d -Horizont, der damit zum Staukörper des jetzt anstehenden Bodentyps (Sekundärer Pseudogley) wird. Die Verarmung des Oberbodens in Verbindung mit der heutigen einseitigen Bodennutzung (Fichten-Kiefernwald) führte nachträglich zur Podsolierung des Bodens.

Für ein hohes Alter der Bodenbildung sprechen neben den fossilen Grundwasserhorizonten (die sich unter den heutigen hydrologischen Verhältnissen niemals hätten bilden können) die Intensität der abgelaufenen Bodenentwicklung, wie sie sich in der außerordentlich starken Bleichung und Tonverlagerung in den oberen Bodenschichten widerspiegelt.

Nicht immer folgen wie in Profil 1 unter den anstehenden schluffreichen Schichten fossile Bodenhorizonte. Der Tonilluvialhorizont (B_tS_d) kann auch direkt auf lettigem C-Horizont liegen, wie in Profil 2.

Profil 2: südöstlich Ansbach, R 4397500, H 5461850, Wald

Lab.-Nr.	Profilbeschreibung		
—	A_h	0— 20 cm	dunkelgrauer, humoser, sandiger, lehmiger Schluff (Horizont gestört)
24567	A_1S_w	20— 40 cm	weißgrauer, sandiger, lehmiger Schluff, zahlreiche Konkretionen (Bleichhorizont)
24568	B_tS_d	40— 60 cm	rostbraun-grau-marmorierter, toniger Lehm (Illuvialhorizont)
24569	SC_v	60— 80 cm +	violetteroter Ton

Korngrößenzusammensetzung in mm (% des Feinbodens < 2,0 mm)

Lab.-Nr.	< 0,002	0,002— 0,006	0,006 0,02	0,02— 0,06	0,06— 0,2	0,2— 0,6	0,6— 2,0
24567	15	10	27	27	10	7	4
24568	44	8	18	19	6	4	1
24569	67	7	4	11	9	2	—

Schließlich können die schluffreichen Schichten so mächtig werden, daß sie sich unter dem Tonilluvialhorizont (B_tS_d) fortsetzen, wie in Profil 3.

Profil 3: westlich Ratzenwinden, R 4400120, H 5459580, Acker

Lab.-Nr.	Profilbeschreibung		
24064	SA _p	0— 22 cm	dunkelgrauer, humoser, sandiger, lehmiger Schluff
24065	A ₁ S _w	22— 30 cm	weißgrauer, stark lehmiger Schluff, zahlreiche bis erbsen- große Konkretionen
24066	S _w S _d	30— 50 cm	rostbraun-grau-marmorierter, toniger Lehm, zahlreiche kleine Konkretionen
24067	B _t S _d	50— 80 cm	rostbraun-grau-marmorierter, toniger Lehm, zahlreiche kleine Konkretionen
24068	SC _v	80—120 cm+	brauner, schwach graufleckiger, schluffiger Lehm, kleine Konkretionen

Korngrößenzusammensetzung in mm (% des Feinbodens < 2,0 mm)

Lab.-Nr.	< 0,002	0,002— 0,006	0,006— 0,02	0,02— 0,06	0,06— 0,2	0,2— 0,6	0,6— 2,0
24064	8	7	24	28	14	13	6
24065	16	10	25	28	6	9	6
24066	30	8	23	21	9	6	3
24067	36	5	21	22	12	3	1
24068	30	5	23	25	4	9	4

Gegenüber Profil 1 und 2 erscheint das Profil 3 etwas erodiert und weniger alt. Fossile Bodenhorizonte im Untergrund wurden nicht gefunden.

III. Genetische Deutung der schluffreichen Deckschichten

Aus der Beschreibung des Vorkommens und des Erscheinungsbildes der schluffreichen Deckschichten lassen sich folgende Entstehungstheorien ableiten:

1. Es wird ausgegangen von einer alten Landoberfläche (Wende Tertiär/Pleistozän?), wie sie — außer durch das Relief und das diskordante Abschneiden einer geologischen Schichtenfolge — durch die reliktsichen Grundwasserhorizonte bewiesen wird. Während im Verlauf des Pleistozäns das heutige Landschaftsrelief herausmodelliert wurde (Abtragung der alten Landoberfläche von den Haupttälern zu den Wasserscheiden hin) konnte die Bodenbildung auf den von der Erosion kaum angegriffenen Hochflächen im Bereich der Wasserscheiden ungestört fortschreiten. Durch intensive physikalisch-chemische Verwitterung, durch Bodenfließen, Frosthebung u. a. bildete sich eine lehmige Oberschicht aus, die durch nachfolgende pedogenetische Bodenartendifferenzierung (Tonverlagerung) zu einer relativen Schluffanreicherung der Oberbodenhorizonte führte.
2. Die schluffreichen Bodenhorizonte verdanken ihre Entstehung primär einer äolischen Ablagerung als Parallele zu der im Pleistozän anderwärts in großen Mächtigkeiten erfolgten Lößablagerung. Eine nachfolgende pedogenetische Bodenartendifferenzierung wäre auch hier anzunehmen.

Für die 1. Theorie und gegen die 2. Theorie spricht die Tatsache, daß die schluffreichen Deckschichten ausgeprägt nur auf den talfernen Hochflächen vor-

kommen, nicht aber auf den jüngeren Blasensandstein-Verebnungsflächen, welche die Täler oberhalb der Lehrberg-Schichtstufe flankieren und welche mit Sicherheit schon vorwürmeiszeitlich angelegt waren. Wären die schluffreichen Böden äolischer Entstehung, so müßten ferner, analog zu den bekannten bayerischen Lößablagerungsgebieten, an den Osthängen, d.h. in bevorzugter Lößablagerungsposition eindeutige Löße bzw. Lößlehme in größerer Mächtigkeit erwartet werden. Außer einem in der Literatur beschriebenen Lößprofil bei Ansbach (STREBEL 1960), das inzwischen dem Abbau zum Opfer gefallen ist, und einer kleinflächig in der südwestlichen Blattecke auftretenden lößlehmartigen Bildung (südlich Lammelbach, R 439100, H 5453000) erbrachte die Kartierung keine gesicherten Funde äolischer Sedimente.

Gegen die 1. Theorie und für die 2. Theorie spricht folgendes: Die Schluffanreicherung in den oberen Bodenschichten durch ausschließlich pedogenetische Prozesse zu erklären, ist trotz langer verfügbarer Zeiträume problematisch, wenn als Ausgangsmaterial ein vorwiegend grobsandiges quarzreiches Substrat angenommen werden muß, wie es der Untergrund zeigt.

Für äolische Ablagerung sprechen auch vereinzelt im Bereich der Hochflächen auftretende Böden, deren schluffreiche obere Horizonte nicht oder kaum durchschlämmt und gebleicht sind (Bodentyp: Braunerde und Pseudogley-Braunerde). Eine starke Durchschlämmung und Bleichung wäre jedoch das zwangsläufige Ergebnis einer so intensiven Bodenentwicklung, wie sie bei der Verwitterungstheorie unterstellt wird. Auch das Profil 3, dessen schluffreicher SC_v -Horizont nur geringe Einwirkungen der Verwitterung zeigt, ist genetisch leichter nach der Lößtheorie zu deuten. Schließlich weisen die inselartig im Niveau der talnahen Verebnungsflächen vorkommenden schluffig-lehmigen Sande auf Grund ihrer Geländedeposition und ihres Bodentyps eher auf äolische Deckschichten hin als auf alte Verwitterung.

Daß Löß in der näheren Umgebung zur Ablagerung kam, wird bewiesen durch das schon erwähnte Lößprofil bei Ansbach (Tongrube des Tonwerks, Blatt Ansbach Süd, R 4397550, H 5462650) und durch ein von EMMERT (1954) beschriebenes Lößprofil bei Bruckberg (Blatt Heilsbronn, R 4404200, H 5468140).

Die Frage nach der Entstehung der schluffreichen Deckschichten wurde im Abschnitt B durch mineralogische Untersuchungen weiterverfolgt. Als Untersuchungsmaterial dienten die vorstehend beschriebenen Profile 1, 2 und 3 sowie je eine Lößlehm-Vergleichsprobe aus dem Lößprofil bei Bruckberg und dem in der südwestlichen Ecke des Blattes Ansbach Süd vorkommenden lößlehmartigen Profils bei Lammelbach.

Die Fragestellung konzentrierte sich im wesentlichen auf die in den Profilen 1 und 2 morphologisch markant in Erscheinung tretende Horizontengrenze C_{vt}/B_tSa bzw. SC_v/B_tSa . Sollte die Verwitterungstheorie recht behalten, so mußten sich die B_tSa -Horizonte mineralogisch von den C_v -Horizonten ableiten lassen. Im anderen Fall mußte der Fremdmaterialcharakter der schluffreichen Deckschichten sowie die Verwandtschaft der Deckschichten mit den Lößlehmen der näheren Umgebung sichtbar werden.

B. Die mineralogische Zusammensetzung der schluffreichen Deckschichten

1. Korngrößenbestimmungen

Um Material für differenzierte Untersuchungen zu gewinnen, wurden die Proben durch Schlämmen und Sieben in Korngrößenklassen zerlegt. Hierbei wurden nur die Siebfractionen $> 20 \mu$ quantitativ erfaßt, von den Feinschluff- und Tonfraktionen nur die Menge, die zur Präparatherstellung nötig war. Die Sandfraktionen wurden mikroskopiert, die groben makroskopisch ausgelesen. In den nachfolgenden Blockdiagrammen (Abb. 2) ist Kornverteilung und Mineralbestand der Profile dargestellt. Die besonders in den Bleichhorizonten 24057 und 24567 stark auftretenden Konkretionen bestehen überwiegend (70—85%) aus schluffigem Material, das durch Eisen- und Manganoxyde verkittet ist. Die Korngrößenverteilung der C-Horizonte 24569 und 24059 ist von der auf liegenden Horizonte verschieden. Die auf den Diagrammen sichtbare Verschiebung des Maximums zur Fraktion $20—60 \mu$ könnte man versucht sein, durch Kornzerkleinerung bei der Verwitterung zu erklären. Dabei ist aber zu bedenken, daß dieser Effekt nur den Feldspat in größerer Menge erfaßt, den Quarz relativ unberührt läßt. Es müßte sich also Feldspat in der feineren Fraktion relativ zum Quarz anreichern. Die nachfolgende Tabelle Nr. 1 zeigt die Feldspatquarzverhältnisse in den einzelnen Fraktionen. Als wesentlich kann daraus entnommen werden, daß der Feldspat im Profil von unten nach oben relativ zum Quarz in den Fraktionen $< 100 \mu$ nicht zu-, sondern abnimmt. Die Maximumverschiebung kann also nicht durch Verwitterung erklärt werden. Auch der Erklärungsversuch einer Durchschlammung vom darüberliegenden Bleichhorizont ist nicht brauchbar; denn dieser hat etwa die gleiche Korngrößenverteilung. Im Falle einer Auswaschung des Schluffs müßten aber die Sandfraktionen ansteigen. Gut paßt die bei den Schluffdecken gefundene Korngrößenverteilung der mikroskopischen Fraktionen zu der der Lößlehme Bruckberg und Lammelbach (siehe Diagramm Korngrößenverteilung, Abb. 2). Die bei dem Lößlehm Bruckberg vorhandenen Konkretionen $> 600 \mu \phi$ sind zum Unterschied der bei den schluffreichen Decken mit Karbonat verkittet.

2. Schwermineralanalysen

In den Abbildungen 3a und 3b sind die Schwermineralanalysen der Fraktionen $100—200 \mu$ und $60—100 \mu$ dargestellt. In der Fraktion $100—200 \mu$ herrscht in allen Proben Granat vor. Die Lößlehme und die Probe 24569 führen noch viel Apatit. Zirkon erreicht nur in Probe 24569 ein stärkeres Ausmaß. In der Fraktion $60—100 \mu$ bleibt die Granatvormacht nur in Profil 1 und dem Lößlehm von Bruckberg erhalten, in Profil 2 und dem Lößlehm von Lammelbach herrscht Zirkon vor. Das Bodenprofil 1 zeigt in der Fraktion $60—100 \mu$ eine Veränderung des Schwermineralspektrums, wie es bei einer kontinuierlichen Bodenbildung zu erwarten ist. Der am leichtesten verwetterbare Granat nimmt von unten nach oben gleichmäßig ab, der schwer verwetterbare Zirkon im gleichen Maß zu. In der Fraktion $100—200 \mu$ ist nur im obersten Horizont eine leise Verschiebung zu bemerken, d. h. in dieser Größe sind die Granate noch beständig. Die Schwermineralanalyse spricht also nicht gegen eine Bodenbildung aus dem anstehenden C-Horizont.

Tabelle 1

Die relativen Quarzgehalte und das Verhältnis Feldspat/Quarz
in den einzelnen Fraktionen

Probe Nr.	P r o f i l 1								
	6— 20	20— 60	60— 100	Quarz					
				100— 200	200— 400	400— 600	600— 1000	1000— 2000	> 2000 μ
24057	69	78	68	57	64	75	83	46	0
24058	54	69	44	43	58	71	83	76	24
24059	36	50	43	53	62	70	90	84	58
	Feldspat/Quarz								
24057	0,35	0,24	0,40	0,67	0,48	0,37	0,11	0,13	
24058	0,37	0,32	0,67	0,67	0,42	0,29	0,10	0,11	
24059	0,72	0,64	0,72	0,72	0,56	0,44	0,11	0,18	0,38
	P r o f i l 2								
	Quarz								
24567	75	76	58	56	62	70	42	8	
24568	74	65	56	53	61	86	78	66	
24569	38	45	44	47	42	69	81	83	
	Quarz/Feldspat								
24567	0,19	0,25	0,62	0,67	0,46	0,13	0,07		
24568	0,23	0,42	0,44	0,67	0,53	0,13	0,10	0,08	
24569	0,50	0,53	1,00	0,67	0,59	0,10	0,10	0,03	
	Lößlehm Bruckberg								
	Quarz								
62	75	48	60	65	82	82	77	0	
	Feldspat/Quarz								
	0,37	0,19	0,55	0,62	0,53	0,21	0,06	0,05	
	Lößlehm Lammelbach								
	Quarz								
59	66	54	58	64	70	81	71	38	
	Feldspat/Quarz								
	0,40	0,35	0,59	0,59	0,48	0,35	0,12	0,16	

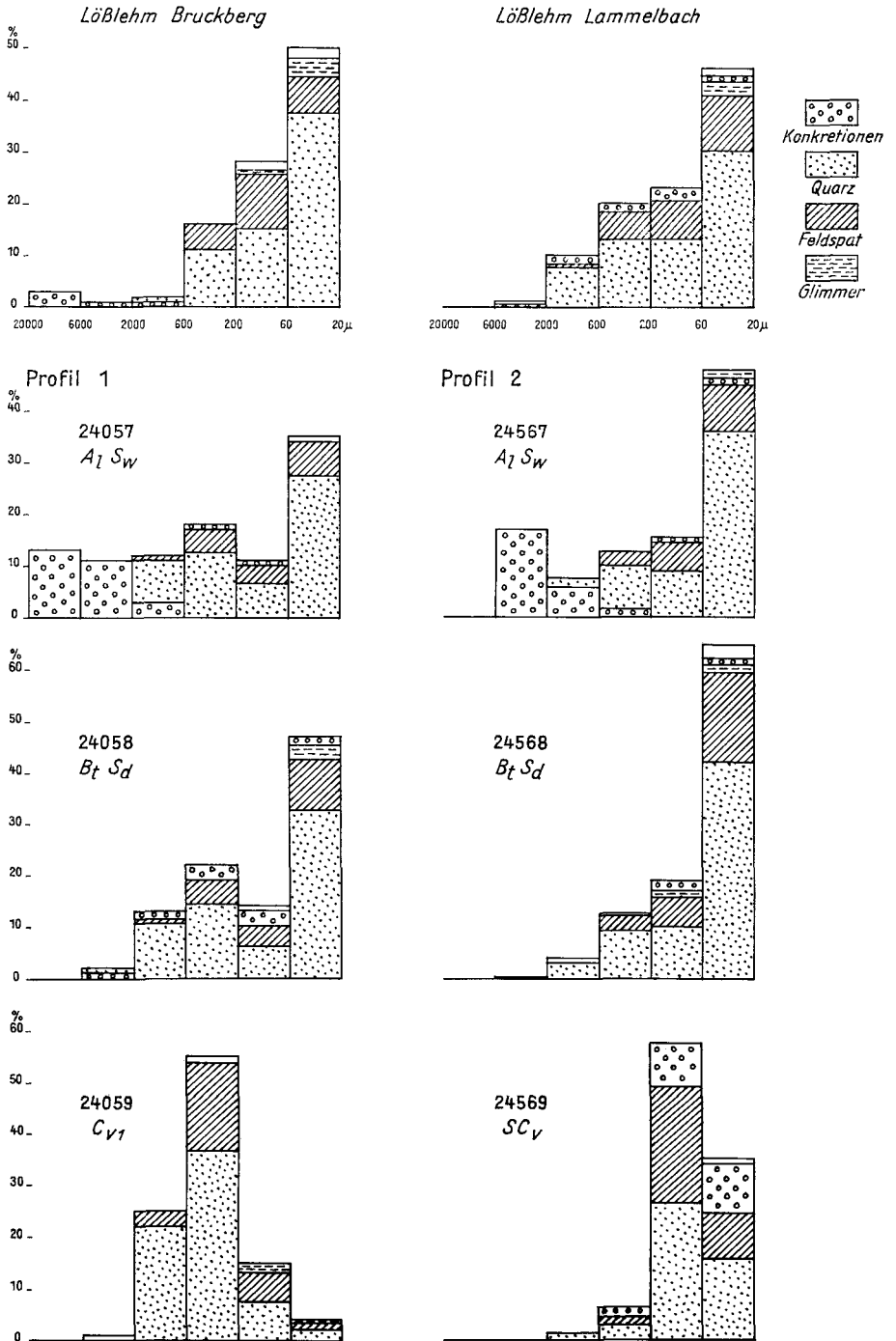


Abb. 2. Korngrößenverteilung der Sandfraktionen.

Anders sind die Verhältnisse in Profil 2. Daß der Apatitgehalt des roten Lettens (24569) in den darüber folgenden Bodenhorizonten verschwunden ist, ließe sich durch Bodenbildung erklären. Daß aber der relativ hohe Zirkongehalt der Fraktion 100—200 μ in den oberen Horizonten so stark zurückgegangen ist, spricht gegen eine kontinuierliche Entwicklung des Profils aus dem Material des C-Horizontes.

3. Beobachtungen bei der Mikroskopie der Sandfraktionen

Bei der mikroskopischen Auszählung der Minerale der Probe 24059 fiel auf, daß in der Fraktion 20—60 μ idiomorpher Quarz in einseitigen oder Bipyramiden häufig vorkommt. Eine genaue Durchmusterung aller Fraktionen und Horizonte ergab folgendes: Im C_{vi} -Horizont von Profil 1 hat idiomorpher Quarz sein Häufigkeitsmaximum in der Fraktion 20—60 μ . Er macht hier etwa 10% aller Quarzkörner aus. In den gröberen und feineren Fraktionen ist er seltener. Beim Vergleich des aufliegenden Bodenhorizontes 24058 zeigt sich, daß bei diesen in der Fraktion 20—60 μ idiomorpher Quarz nur ganz sporadisch vorkommt. Auch sind die Feldspäte und Quarze viel weniger korrodiert.

Bei den übrigen Profilen und beim Löß ist eine derartige Häufung von idiomorphen Quarzen nicht zu beobachten. Die Quarze sind überwiegend splittig mit geraden oder konkaven Kanten. Gerundete Körner treten wenig auf.

4. Die Mineralogie der Tonfraktionen

Die Tonfraktion $< 2 \mu$ der Profile enthält qualitativ folgende Minerale: Illit, Kaolinit, Zwischenschichtminerale von Montmorillonit und Vermiculit mit Illit, Quarz. Die Vermiculitzwischschichten erscheinen nur in den obersten Horizonten (Bleichhorizonten). Das Verhältnis der Illite mit aufweitbaren Schichten zu den nicht expandierbaren nimmt nach oben kontinuierlich zu, wie besonders an dem Vergleichsprofil 3 (24064—24068) gezeigt werden kann. Diese Beobachtung stimmt überein mit dem Bericht von MILLOT und CAMEZ über die Untersuchungen von französischen Böden. Kaolinit ist untergeordnet und bleibt etwa konstant. Für die Frage der Unterscheidung ob Bodenbildung oder Auflage ist wichtig, daß der Kaolinit in den roten Letten (24569) fast fehlt. Der Quarz ist in der Tonfraktion nur in den obersten Horizonten zu finden. In der Fraktion 2—6 μ nimmt er von unten nach oben zu. In den C-Horizonten liegt er auch in dieser Fraktion unter der Nachweisbarkeitsgrenze. Das Beispiel des Vergleichsprofils 3 (24064—24068) zeigt, daß ins Gewicht fallende Änderungen im Tonmineralbestand erst in der Bleichungszone zu beobachten sind. Die Profile 1 und 2 zeigen aber eine starke Änderung schon zwischen dem C_v - und dem darauf folgenden $B_t S_d$ -Horizont. Sie ist auch im Quarzgehalt der Fraktion 2—6 μ zu bemerken (von 0 auf 20% Quarz). Dieser Sprung in der geforderten Kontinuität spricht gegen eine Entwicklung der oberen Horizonte aus dem Material des C-Horizontes.

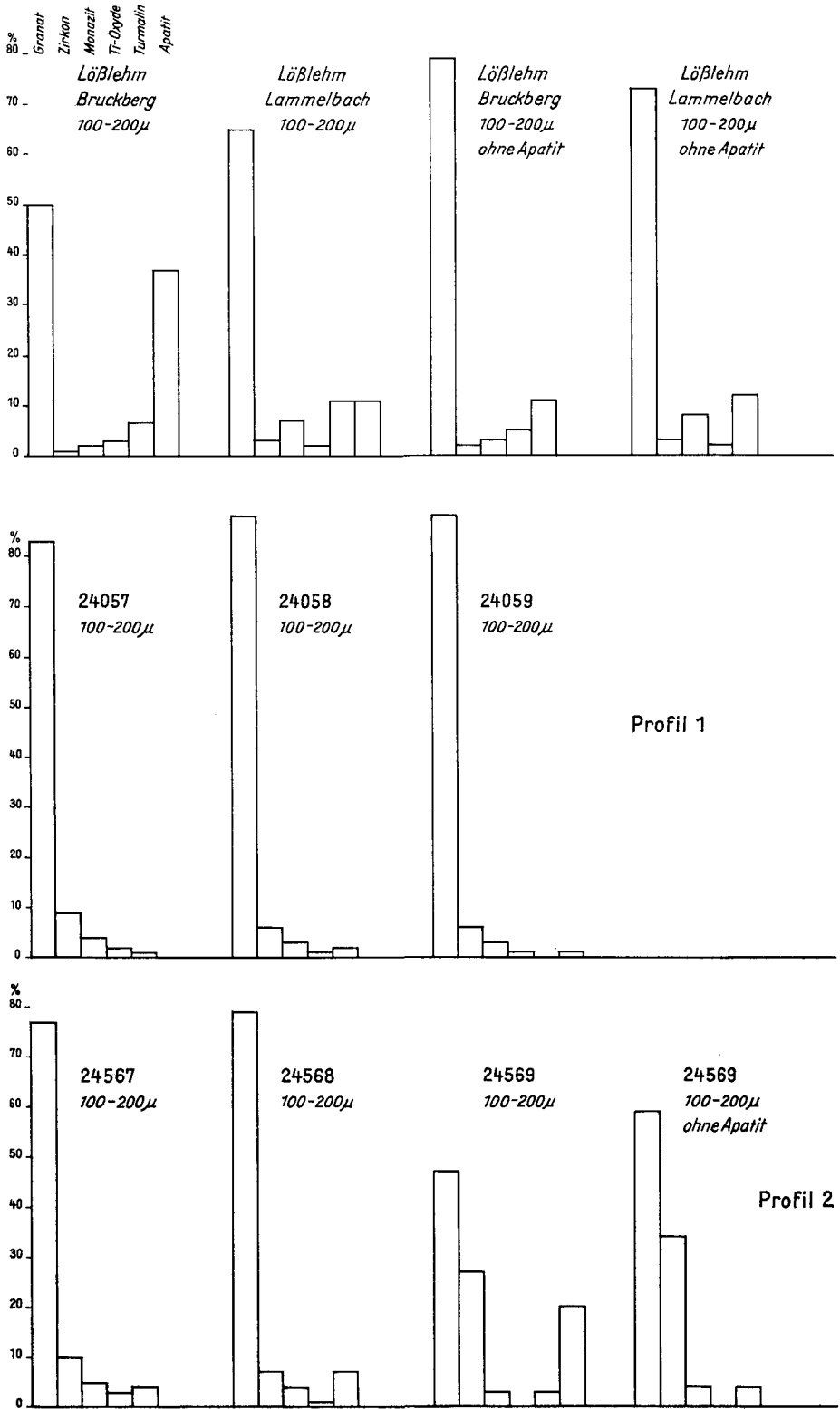


Abb. 3 a. Schwermineralverteilung in den Fraktionen 60—100 μ und 100—200 μ .

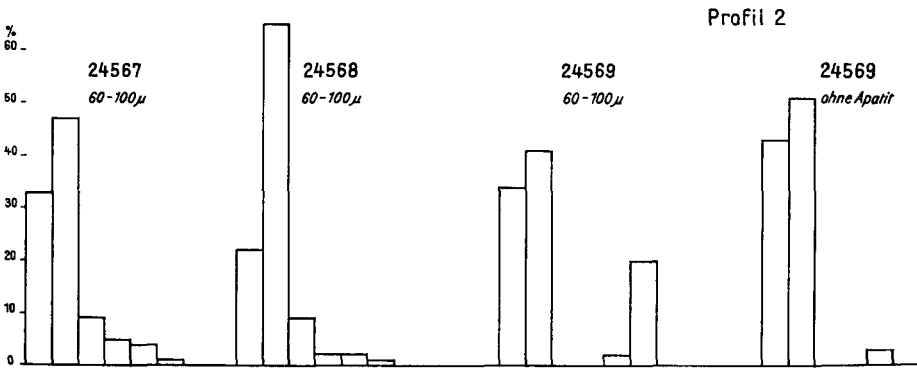
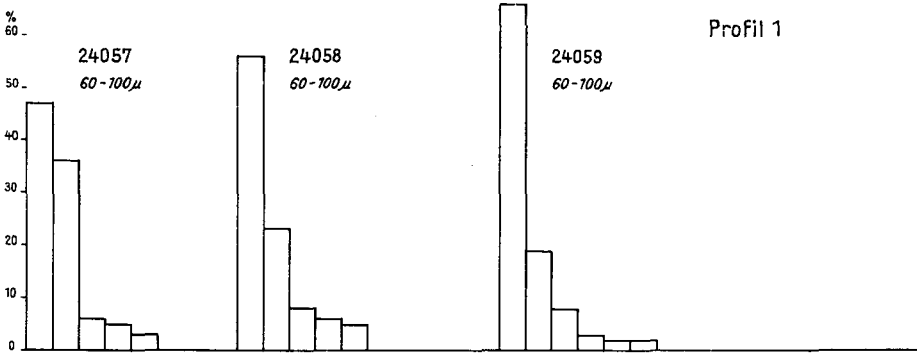
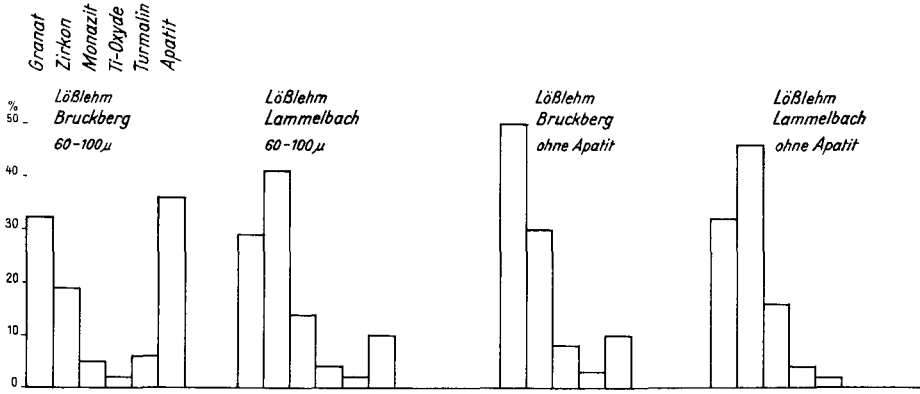


Abb. 3 b.

5. Eisen, Mangan

Die Bestimmung der Elemente wurde röntgenspektroskopisch durchgeführt. Sie sollte hauptsächlich einen Überblick über das Verhalten des Eisenoxyds im Profil geben. Zunächst wurden die ausgelesenen Konkretionen der Bleichzone untersucht, dann die Gesamtproben.

Proben-Nr.	Fe ₂ O ₃ %	MnO ₂ %	Anmerkung
24057	14,0	1,5	Konkretionen
24057	1,3	0,15	Gesamtprobe
24058	1,8	0,1	Gesamtprobe
24059	2,5	0,0	Gesamtprobe
24060	1,8	0,1	Gesamtprobe
24062	3,0	0,5	Manganbelag auf Klüften
24063	6,0	0,1	Manganbelag auf Klüften
24567	23,0	2,4	Konkretionen
24567	4,0	0,4	Gesamtprobe
24568	10,0	0,1	Gesamtprobe
24569	9,0	0,5	Manganbeläge auf Rissen

Aus der Tabelle können zwei Gegebenheiten entnommen werden:

1. Die Bleichung ist im Profil 1 schwächer als in Profil 2. Die Differenz im Fe₂O₃-Gehalt zwischen Bleichzone und Illuvialhorizont macht im ersten Fall nur 28 %, im zweiten 60 % aus. Der helle Eindruck des Bodens wird weniger durch den Eisengehalt an sich als durch seine Verteilung bewirkt. Das noch vorhandene Eisenoxyd ist fast ausschließlich in Konkretionen konzentriert. Interessant ist, daß die höhere Bleichung des einen Bodens sich auch im Tonmineralbestand in einem stärkeren Anteil an expandierbaren Schichten ausprägt.

2. In Bezug auf den Eisengehalt sind die beiden Profile verschieden. Das Verhältnis Fe₂O₃:MnO₂ ist im Bodenbildungsbereich allgemein etwa 10:1. Darunter ist es meist kleiner; Ausnahmen lassen sich durch makroskopisch sichtbare Manganbeläge auf Rissen erklären.

Für die Klärung des Problems Auflage oder Bodenbildung geben die Eisengehalte keinen Hinweis.

6. Zirkon

Da Zirkon ein sehr verwitterungsbeständiges Mineral ist, kann man seine Menge als Maß für Veränderungen im Boden gebrauchen. Die Voraussetzung ist, daß man nicht den Zirkongehalt der Gesamtproben vergleicht, sondern nur von einzelnen Fraktionen; denn die Gesamtprobe kann durch Wanderung der Feinkornfraktionen innerhalb des Profils verändert sein. In unserem Fall wurde die Fraktion 20—60 μ benützt, weil erstens hier die Zirkonkonzentration am stärksten ist und zweitens nach der Mikroskopie sich das Quarz-Feldspatverhältnis stark ändert. Man sollte im Verlauf eines durchgehenden Profils eine

stetige Zunahme des Zircons infolge der Minderung der leichter verwitterbaren Minerale erwarten.

Der Zirkon wurde nicht ausgezählt wegen der Ungenauigkeit dieser Methode bei der geringen Korngröße, sondern das Zirkonium röntgenspektroskopisch an gemörserten Proben der Fraktion 20—60 μ bestimmt.

Probe-Nr.	ZrO ₂ %
24057	0,14
24058	0,11
24059	0,26
24567	0,15
24568	0,11
24569	0,20
Lößlehm	0,11

Die Bestimmung zeigt, daß die erwartete Zunahme des Zirkongehaltes nur in den oberen Profiltteilen erfolgt, die Änderung von C_v (24059, 24569) nach B_tS_a (24058, 24568) aber in umgekehrter Richtung geht und auch viel stärker ausgeprägt ist. Dagegen ist der Zirkongehalt des Lößlehms in der Fraktion 20—60 μ identisch mit dem der Illuvial-Horizonte (24058 und 24568). Es wird daraus geschlossen, daß die Schluffdecken sich nicht aus dem C-Horizont entwickelt haben, sondern nachträglich auf diesen transportiert wurden.

Zusammenfassung

Als Repräsentanten der auf Blatt Ansbach Süd weitverbreiteten Schluffdecken wurden zwei Profile untersucht. Bei der Sichtung der Untersuchungsergebnisse ergibt sich folgendes:

1. Die Korngrößenverteilung spricht gegen eine normale Bodenbildung aus dem C-Horizont.
2. Die Schwermineralanalyse ist in einem Fall neutral (Profil 1), im anderen gegen Bodenbildung (Profil 2).
3. Die Beobachtung der idiomorphen Quarze sowie der Korrosion der Feldspäte spricht in Profil 1 gegen Bodenbildung; in Profil 2 konnten keine wesentlichen Änderungen beobachtet werden. Idiomorphe Quarze fehlen.
4. Die Mineralogie der Tonfraktionen zeigt zwischen den C- und den B_tS_a-Horizonten einen Entwicklungssprung, der gegen eine Bodenbildung aus C spricht.
5. Die Eisen- und Mangangehalte verhalten sich neutral.
6. Die Änderung des Zirkongehaltes zwischen C und B_tS_a ist der in einer Bodenbildung zu erwartenden gegenläufig. Das spricht gegen eine autochthone Bodenbildung.

Die Aufzählung zeigt, daß es kein Argument für eine kontinuierliche Bodenbildung gibt. Die meisten Argumente sprechen dagegen, einige verhalten sich

neutral. Daraus wird geschlossen, daß es sich bei den sogenannten Schluffdecken um ortsfremdes Material handelt, das durch irgendeinen Transportvorgang an den heutigen Ort gebracht wurde. Die Ähnlichkeit der Kornverteilung mit der der Lößlehme läßt an Windtransport denken. Die unterschiedliche Ausbildung des Eisenoxydgehaltes macht den lokalen Charakter dieser Transportvorgänge wahrscheinlich. Die vollkommene Beseitigung des Apatits im Schwermineralspektrum sowie die starke Naßbleichung und die damit verbundene Aufweitung der Glimmerschichten verweisen auf langdauernde Bodenbildung.

C. Erklärung der unterschiedlichen Verbreitung der schluffreichen Deckschichten unter dem Gesichtspunkt ihrer Entstehung

Aus den mineralogischen Untersuchungen geht zweifelsfrei hervor, daß die schluffreichen Deckschichten nicht aus autochthoner Verwitterung des anstehenden Sandsteinkeupermaterials abgeleitet werden können. Da also ihre äolische Herkunft als gesichert betrachtet werden kann, ist ihre gesetzmäßige Verbreitung neu zu interpretieren.

Das Fehlen der Schluffe auf den talflankierenden Blasensandstein-Verbnungsflächen und an den Hängen, ihre Zunahme mit wachsender Entfernung von den Talrändern und ihr relativ mächtiges Auftreten im Bereich der Wasserscheiden (vgl. Abb. 1) kann nur durch unterschiedliche Erosionswirkung erklärt werden.

Auf den alten Landoberflächen, die nur noch im Bereich der Wasserscheiden in größeren ebenen Flächen erhalten sind, konnten sich die äolischen Sedimente während des ganzen Pleistozäns zu ihren größten Mächtigkeiten akkumulieren und erhalten. Da es sich im Vergleich zu den klassischen Lößgebieten nur um eine sehr geringe äolische Sedimentation handeln konnte, hielt die Bodenbildung nach der Tiefe mit dem Wachsen der Deckschichten Schritt, so daß frischer Löß — auch wo die Deckschichtmächtigkeiten 1 m überschreiten — nicht gefunden wird. Kryoturbation und Solifluktion führten immer wieder zu einer teilweisen Vermengung mit dem sandigen Untergrund (weniger im zentralen Verbreitungsgebiet der Schluffdecken als in ihren Randbezirken), wodurch das Vorkommen von größeren Quarzkörnern, vereinzelt auch von Hornsteinen innerhalb der Deckschichten erklärt wird.

Zwischen den Relikten der alten Landoberfläche und den schon im Tertiär bestehenden Tälern der Altmühl und der Rezat liegt das weite Feld der pleistozänen Erosion. Die in diesem Gebiet inselartig auftretenden schluffig-lehmigen Sande beweisen, daß zwar auch hier Lößablagerung stattfand, daß die schluffreichen Deckschichten jedoch zum größten Teil wieder der Erosion zum Opfer fielen. Wenn also heute die Schluffdecken dort weitgehend fehlen und eine Lößablagerung bis in die Würmeiszeit angenommen wird, so muß die jungpleistozäne/holozäne Erosion entweder sehr stark oder die äolische Sedimentation so gering gewesen sein, daß bereits eine schwache Erosion die geringmächtigen Deckschichten wieder beseitigen konnte, bzw. daß sich Auftrag und Abtrag die Waage hielten.

Der letztgenannte Fall ist wahrscheinlicher. Die bis weit ins Tertiär reichende Anlage der Haupttäler (WAGNER 1923), das extrem geringe Gefälle, besonders

des Altmühl-Talsystems, die flachwelligen, weithin ebenen Landformen deuten alle auf geringe Erosionswirkung hin. Nur wo sich die Täler bis in den Gipskeuper eingetieft haben, finden sich steilere Hänge, bedingt durch die leichte Erodierbarkeit der Schiefertone und die erosionsschützende Wirkung der darüberliegenden harten Blasensandsteinbänke. Die leichte Erodierbarkeit der Gipskeuperschichten ist auch der Grund dafür, daß in deren Bereich die Schluffdecken fast völlig fehlen (Ausnahme: Lößlehm bei Lammelbach).

Das Fehlen der schluffreichen Deckschichten im westlichen Teil des Kartenblattes kann ebenfalls mit stärkerer Erosion erklärt werden. Die Höhendifferenz Talsohle/Wasserscheide ist dort bei gleichzeitigem Zusammenrücken der Talssysteme von Rezat und Altmühl am größten, der Kampf um die Wasserscheide hat die im östlichen Blatteil noch erhaltenen Hochflächen und damit auch die schluffreichen Deckschichten nahezu völlig verschwinden lassen.

Zusammenfassung

Die mineralogischen Untersuchungen sprechen eindeutig für eine primär äolische Entstehung der schluffreichen Deckschichten. Davon ausgehend lassen sich Verbreitung und Erscheinungsbild der Deckschichten wie folgt erklären:

Die Lößablagerung war während des ganzen Pleistozäns sehr gering, so daß sich nur auf den von der Erosion noch nicht angegriffenen Hochflächen (alten Landoberflächen) mächtigere schluffreiche Deckschichten (lehmige Schluffe, schluffige Lehme) bilden und erhalten konnten. Verwitterung und Tonverlagerung führten zusätzlich zur Schluffanreicherung in den oberen Horizonten der aus den Lößdeckschichten hervorgegangenen Bodenbildungen.

An den Hängen, in den Talrandbezirken und im westlichen Teil des Kartenblattes verhinderte die Erosion die Ausbildung schluffreicher Deckschichten bzw. trug sie, von den Tälern zu den Hochflächen fortschreitend, wieder ab.

Kryoturbation und Solifluktion führten zu einer teilweisen Vermischung der Schluffdecken mit dem Sand des Anstehenden, insbesondere in den Randbezirken der zentralen Schluff-Flächen, wo durch eine gewisse Geländeeignung die Voraussetzungen dafür gegeben waren.

Entstehung und Vorkommen der schluffreichen Deckschichten weisen auf eine sehr langsame Morphogenese der Sandsteinkeuper-Landschaft und auf eine geringe Erosionswirkung in jungpleistozäner und postglazialer Zeit hin.

Schrifttum

- BRUNNACKER, K.: Die Böden. In: FUCHS, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6631 Roßtal. München 1959.
- Blatt Nr. 6730 Windsbach. München 1961.
 - Blatt Nr. 6630 Heilsbronn. München 1961.
 - Die Böden. In: HAUNSCHILD, H.: Erläuterung zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6629 Ansbach Nord. München 1961.
 - Blatt Nr. 6729 Ansbach Süd. München 1961.
 - Blatt Nr. 6628 Leutershausen. München 1963.
- DIEZ, TH.: Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6729 Ansbach Süd. München 1965. — [Im Druck].
- EMMERT, U.: Ein Lößvorkommen bei Ansbach. — Geol. Bl. NO-Bayern, **4**, S. 76—77, Erlangen 1954.
- HAUNSCHILD, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6729 Ansbach Süd. München 1961.
- MILLOT, G. und CAMEZ, TH.: Genesis of vermiculite and mixed-layered vermiculite in the evolution of the soils of France. — Clays and clay minerals, **10**, Proc. of the 10th national conference on clays and clay minerals 1961, Oxford, London, New York, Paris 1963.
- STREBEL, O.: Ein neues Pleistozänprofil in der Keuperlandschaft bei Ansbach. — Geol. Bl. NO-Bayern, **10**, S. 126—129, Erlangen 1960.
- WAGNER, G.: Aus der Geschichte der Altmühl. Nürnberg 1923.

Über Podsole aus Buntsandstein im zentralen Spessart

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

VON OTTO WITTMANN¹⁾

Bei der bodenkundlichen und geologischen Aufnahme des Blattes Nr. 6022 Rothenbuch im zentralen Buntsandsteinspessart wurden in kleinflächiger Verbreitung stark ausgeprägte Podsole gefunden. Die Tatsache, daß sie häufig mit kaum podsolierten Braunerden auf engstem Raum vergesellschaftet auftreten, gab Anlaß zu näheren Untersuchungen, insbesondere über die Entstehungsbedingungen dieser Böden.

Podsole aus Buntsandsteinverwitterungsmaterial sind schon vielfach beobachtet und auch beschrieben worden. So stellten H. SCHRAMM & D. RAU (1961) bei der Kartierung des Blattes Bürgel in Thüringen fest, daß die Böden der Podsol-Gruppe an bindemittelarme Substrate aus dem oberen Bereich des Mittleren Buntsandsteins (dem Felssandstein entsprechend) gebunden sind. S. MÜLLER (1961) und R. JAHN (1957) berichten von Podsolon im Mittleren Buntsandstein des Schwarzwaldes in Höhenlagen über 700 m ü. d. M. TH. STÖHR (1963) zeigt in der Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000 für den Mittleren Buntsandstein des Pfälzer Waldes in Hochlagen über 500 m verbreitet Podsole wechselnden Ausbildungsgrades auf. F. VOGEL (1961) erwähnt diese Bildungen für den Buntsandsteinspessart in Bayern.

Besonders starke Podsole beobachteten beispielsweise R. JAHN (1957) im Mittleren Buntsandstein des Schwarzwaldes, F. HEINRICH (zit. in H. WORTMANN & H. MAAS 1954) auf mürben, quarzreichen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins bei Hannoversch-Münden, ebenso E. MÜCKENHAUSEN (zit. in H. WORTMANN & H. MAAS 1954) auf konglomeratischem Material des Mittleren Buntsandsteins der Eifel. Hingegen scheinen im Buntsandstein des lößbeeinflussten Hersfelder Raumes kaum Podsole aufzutreten, da sie von E. SCHÖNHALS (1963) in den Erläuterungen zum Blatt Queck nicht erwähnt werden.

Der Raum

Die vorwiegend waldbedeckten Höhenrücken des Blattgebietes Rothenbuch und seiner näheren Umgebung erheben sich bis über 500 m ü. d. M., während die Sohlen der tief eingeschnittenen Haupttäler bei verhältnismäßig starkem Gefälle auf 350 bis 200 m Meereshöhe liegen. Die höchste Erhebung bildet der langgestreckte Geiersberg mit 586 m.

In der Waldbestockung herrschen artenarme Buchen-Eichenwälder vor. Die Eiche muß wohl als Relikt der postglazialen Wärmezeiten betrachtet werden. Kiefer, Fichte und Tanne haben ursprünglich gefehlt (K. RUBNER 1953; F. FIRBAS 1952). Heute sind diese Baumarten stellenweise eingemischt oder auch in Reinbeständen zu finden.

Angefangen vom Bröckelschiefer im nordwestlichen Bereich bis zum Fels- und Plattensandstein auf den höchsten Erhebungen im östlichen und südlichen Raum ist die gesamte Schichtenfolge des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sowie der unterste Teil des Oberen Buntsandsteins vertreten (vgl. Abb. 2, S. 393).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Regierungsrat Dr. OTTO WITTMANN, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Das Klima der Hochlagen ist nach K. KNOCH (Klimaatlas, 1952) durch mittlere Jahrestemperaturen zwischen 6 und 7° C bei 950 bis 1100 mm Jahresniederschlag gekennzeichnet. Die tiefergelegenen Gebiete sind mit 7—8° C mittlerer Jahrestemperatur und 900 bis 950 mm Niederschlag etwas wärmer und trockener.

Verbreitung und Entstehungsbedingungen der Podsole

Aus den sandigen Substraten des Buntsandsteins im Spessart haben sich hauptsächlich basenarme Braunerden entwickelt. Eine leichte Tendenz zur Podsolierung zeichnet sich zwar allgemein ab, doch wird das Stadium der Podsoligkeit (A_e -Horizont weniger als 3 cm mächtig, kein B_{1r} - oder B_s -Horizont; E. MÜCKENHAUSEN 1962) meist nicht überschritten. Die Podsole nehmen demgegenüber eine verschwindend kleine Gesamtfläche ein. Während sie in exponierten Lagen im Bereich des Mittleren Buntsandsteins noch flächenhaft auftreten, sind sie auf Unterem Buntsandstein meist nur als kleine Inseln in die umgebenden Braunerden eingestreut. In dieser Form finden sie sich auch auf Mittlerem Buntsandstein an weniger exponierten Stellen, z. B. an Bergflanken. Das Vorkommen tief entwickelter Podsole ist dabei unabhängig von der Verbreitungsform und der Vergesellschaftung mit Übergangstypen zur Braunerde sowie auch weitgehend unabhängig von der Höhenlage und damit von den klimatischen Unterschieden im untersuchten Gebiet. Schon in 300 m Meereshöhe wurden Podsole gefunden. Die Möglichkeit, solche Böden in noch geringerer Höhenlage aufzuspüren, war nicht in ausreichendem Maße gegeben. Mit ihrem Auftreten ist aber durchaus zu rechnen. Unterschiede der Exposition, Geländeform und Vegetation sind ebenfalls nicht von überragendem Einfluß. Zwar wird auf Kuppen, Hangrücken, Hangkanten und in südwest- bis nordwestexponierten Lagen die Verhagerung der Standorte und damit der Podsolierungsvorgang begünstigt, Voraussetzung für Podsole im Spessart sind solche morphologischen Gegebenheiten jedoch nicht, denn Podsole kommen in jeder Hangrichtung und auch bei anderen Geländeformen vor. Der bekannten Wirkung, die von der Vegetation ausgeht, ist im allgemeinen eine ziemliche Bedeutung zuzumessen. Doch auch sie scheint im genannten Gebiet als primärer Faktor für das Zustandekommen der Ausbleichung zurückzutreten. Unter ursprünglichem Buchen-Eichenwald wurden Podsole mit der gleichen Profilausbildung gefunden wie unter nachgefolgten Nadelholzbeständen. In welchem Maße heute unter humusverschlechternden Nadelhölzern Podsolierungsvorgänge an den basenarmen Braunerden ablaufen, kann nach H. ELLENBERG (1963) auf Grund der vorliegenden Erfahrungen nicht gesagt werden. Der menschliche Einfluß fällt trotz früherer Streunutzung der Wälder nicht entscheidend ins Gewicht, so daß zur Erklärung der Podsolierung nur das Ausgangsmaterial der Böden bleibt. Die primäre Ursache in der Zusammensetzung des geologischen Substrates zu suchen, lag schon deshalb nahe, weil ausgeprägte Podsole auf kürzeste Entfernung — oft nur 1 bis 2 Meter — in schwach podsolige Braunerden aus schwach schluffigem oder schwach lehmigem Sand übergehen.

Das Ausgangsmaterial

Das Ausgangsmaterial wird bei beiden Bodentypen von Sandsteinverwitterung aus dem Buntsandstein gebildet. Das Gestein wurde unter den Einflüssen des periglazialen Bereichs zu einer sandigen Schuttdecke aufbereitet — ein Vorgang, der in sehr stark vermindertem Maße auch unter den heutigen Klimabedingungen anhält. Diese Deckschicht überzieht ziemlich zusammenhängend die Berghänge. Ihre Mächtigkeit liegt in der Regel um 1 bis 1,5 m, in exponierter Lage (Kuppen, Rücken) wird sie dünner oder fehlt manchmal ganz. Am Hangfuß und an den Muldenrändern ist sie häufig mehr als 2 m mächtig. Hangabwärts gerichtete Verlagerungsvorgänge waren an den Deckschichten wirksam. Der Transport von einzelnen Grobsandsteinen des Mittleren Buntsandsteins in die Deckschichten des feinkörnigen Miltenberger Sandsteins über mehr als 800 m Entfernung konnte nachgewiesen werden. Eine massive Verlagerung solch sandiger Materialien scheint in der Regel an engere Grenzen gebunden zu sein (< 100 m).

Aus den periglazialen Deckschichten der Hänge entwickelten sich die für das gesamte Gebiet kennzeichnenden sehr basenarmen Braunerden mit einem intensiv gelbbraunen B_v -Horizont. Ihre Bodenarten liegen in der Spanne vom schwach schluffigen zum stark lehmigen Sand, wobei schwach schluffige und schwach lehmige Sande vorherrschen. Mehr oder weniger reines Verwitterungsmaterial aus tonigen Einschaltungen des Buntsandsteins findet sich meist nur im Untergrund, insbesondere auf stufenförmigen Verebnungen. In der darüberliegenden sandigen Bodenbildung kommt sein Tongehalt niemals in dem Maß zum Ausdruck, wie es eigentlich zu erwarten wäre. Hingegen enthalten die normalen Braunerden im B_v -Horizont verbreitet eine Schluffkomponente, die diesen Horizont von dem sandigen oder auch tonig-sandigen C_v -Horizont deutlich differenziert²⁾. Auf Abb. 1 ist die Korngrößenzusammensetzung der B_v - und C_v -Horizonte von 6 Braunerden aus Sandsteinverwitterung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins mit Hilfe eines Koordinatensystems, das einem Ausschnitt aus einem rechtwinkligen Dreieckdiagramm entspricht, dargestellt. Die höheren Schluffanteile im B_v -Horizont schaffen bodenartlich eine klare Trennung zwischen Solum und C_v -Horizont. Im Gegensatz dazu sind die Schluffanteile in den A_e -Horizonten von 4 untersuchten Podsolprofilen aus Mittlerem Buntsandstein ziemlich gering. Die Schluffkomponente in den Braunerden hat allgemeine Verbreitung. Die Unterhanglagen sind meist etwas schluffreicher; auf Kuppen oder Rücken fehlt er stellenweise. Die dort gefundenen Braunerden unterscheiden sich deutlich durch die rotbraune Farbe ihres B_v -Horizontes von der gelbbraunen der übrigen Braunerden. Es liegt nahe, die Schluffkomponente wegen ihres allgemeinen und relativ gleichmäßigen Vorkommens als autochthones Verwitterungsprodukt aus dem Buntsandstein anzusehen.

²⁾ A. SEMMEL (1964) konnte an Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgslagen eine Zweiteilung nachweisen. Der hangende Deckschutt ist dort wahrscheinlich in der jüngeren Tundrenzeit entstanden und hat eine ältere liegende Deckschicht überfahren. Im Buntsandstein des Spessarts ist an vielen Stellen, wo sandiger Deckschutt über tonigen Solifluktionsschichten liegt, das Vorhandensein zweier, zeitlich verschiedener Schuttdecken angedeutet. Die Frage bedarf hier noch näherer Untersuchungen.

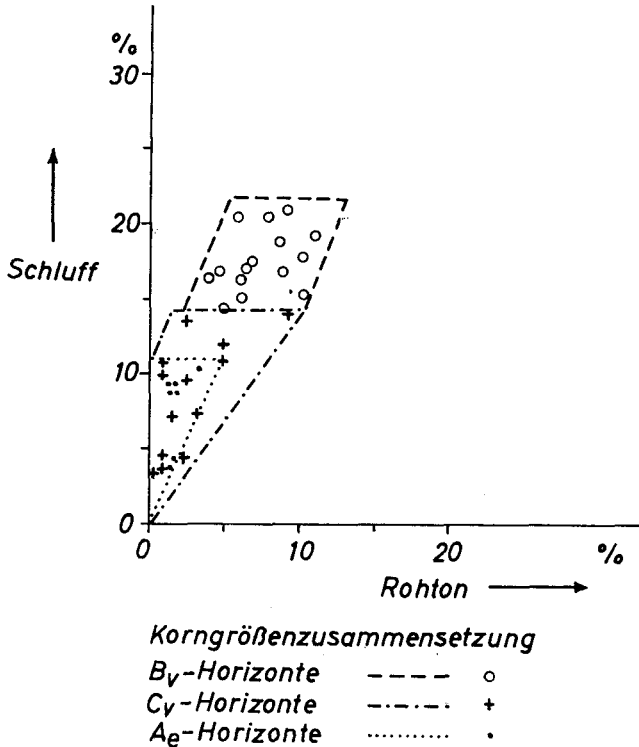


Abb. 1. Korngrößenzusammensetzung der B_v -, C_v - und A_e -Horizonte von Braunerden bzw. Podsolen aus Buntsandstein im Spessart.

Die Mineralbestandteile im Schluff sowie insbesondere die in der damit verbundenen Tonfraktion stellen auch bei sehr leichter Bodenart wahrscheinlich die Ursache der Widerstandsfähigkeit gegen eine ausgeprägte Podsolierung dar. Zu der gleichen Auffassung kam R. JAHN (1957) im Buntsandstein des Schwarzwaldes. Höhere Tongehalte, die aus dem C_v -Horizont von Schichtprofilen herzuweisen sind, können diese Rolle ebenfalls übernehmen.

M. SALGER und A. WILD haben an einer Probe aus dem B_v -Horizont einer Braunerde aus gelbbraunem, lehmigem Schluff (entnommen am Wanzengraben, Forstamt Rohrbrunn) röntgenographisch, mikroskopisch und durch chemische Analyse die Mineralbestandteile bestimmt. Das untersuchte Material wurde wahrscheinlich aus den Deckschichten der benachbarten Buntsandsteinhänge ausgewählt, sortiert und über kurze Strecken verfrachtet. In der Rohtonfraktion ($< 0,002$ mm) besteht es etwa zur Hälfte aus Illit und etwas Quarz, der Rest aus degradiertem, sehr aluminiumreichem Chlorit. Die Anwesenheit von freiem amorphem Aluminiumhydroxyd wird durch die chemische Analyse wahrscheinlich gemacht. Illit ist mit beträchtlichen Anteilen bis in die Fraktion des Mittelschluffs (0,006—0,02 mm) zu verfolgen. Die Herkunft des Chloritanteils ist noch ungeklärt. Nicht ganz ausgeschlossen ist, daß es sich teilweise um äolisch verlagerte Verwitterungsprodukte aus dem kristallinen Vorpessart handelt, die zunächst den Gehängedeckschichten aus dem Buntsandstein beigemischt waren.

Podsole konnten sich nur an den Stellen der periglazialen Gehängedeckschichten oder der deckschichtenentblößten Kuppen, Rücken, Hangkanten und Hangschultern bilden, an denen die Verwitterungsprodukte sehr tonarmer,

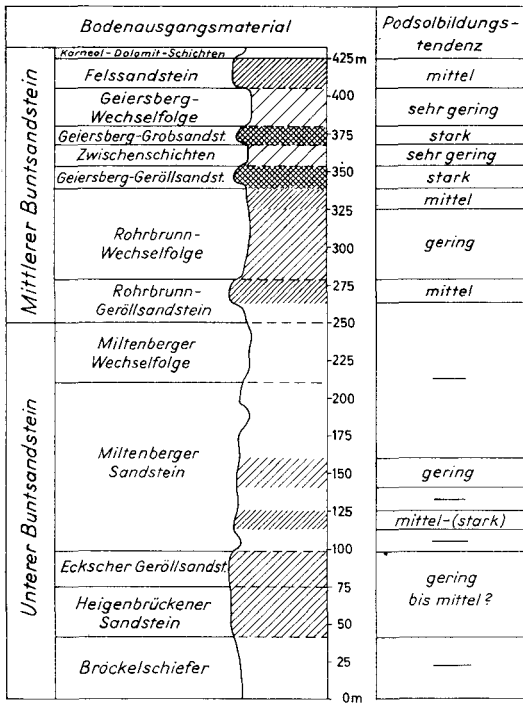


Abb. 2. Podsolbildungstendenzen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des Spessarts.

meist quarzitischer Sandsteine das Bodenausgangsmaterial lieferten und an denen jene „podsolierungsfeindlichen“ Schluff- und Tonbestandteile keinen Einfluß hatten. Nur so ist der oben erwähnte Wechsel zwischen Podsolen und Braunerden auf engstem Raum zu erklären (vgl. auch Abschnitt Profilaufbau der Podsole). Sicherlich handelt es sich um Primärpodsole, d. h. das Braunerdestadium wurde an diesen Stellen nicht durchlaufen. Auch die Übergangsbildungen (Braunerde-Podsole, Podsol-Braunerden) werden in der Regel durch partielle Beteiligung tonarmer, quarzitischer Sandsteine hervorgerufen (S. 401).

Die Zusammenhänge sind noch besser zu erkennen, wenn der bodenkundliche Kartierbefund in Beziehung zum geologischen gebracht wird. Eindeutig ist ersichtlich, daß das Auftreten von Podsolen an bestimmte Schichtenfolgen des Buntsandsteins oder sogar an einzelne Schichten gebunden ist. Am vereinfachten Normalprofil durch den Buntsandstein des bayerischen Spessarts (P. CRAMER, Wl. WEINELT, O. WITTMANN in P. CRAMER 1964) seien diese dargestellt (Abb. 2). Von grundsätzlicher Bedeutung ist dabei, daß nicht nur die Grobsandsteine des Mittleren, sondern auch feinsandige Substrate des Unteren Buntsandsteins Podsole bilden konnten.

Im Bereich des Heigenbrückener Sandsteins und der quarzitischen Lagen des Eckschen Geröllsandsteins (vgl. Wl. WEINELT 1962) wurden nur einzelne Podsole gefunden. Diese Sandsteinflöge beschränken sich auf die steilen Unterhänge an den Flanken der Täler im Nordwesten und Norden des Blattes Rothenbuch. Sie sind somit zu wenig verbreitet, als daß die Aussagen darüber stärker eingengt werden könnten. Hingegen erweisen sich die hellgrauen, fein- bis mittelkörnigen, kieseligen Sandsteine 10 bis 25 m

über der Basis des Miltenberger Sandsteins als sichere Ausgangsgesteine für die Podsolbildung. Der übrige, hauptsächlich fein- und mittelkörnige, tonig gebundene Miltenberger Sandstein einschließlich der Miltenberger Wechselfolge liefert, abgesehen von einer Zone zwischen 40 und 60 m über seiner Basis, nur Braunerden. Podsole setzen erst wieder im Rohrbrunn-Geröllsandstein an der Basis des Mittleren Buntsandsteins ein und zwar meist mit Beginn der Geröllführung etwa 15 m im Hangenden. Auch die Rohrbrunn-Wechselfolge, die zum großen Teil aus stark absandenden Mittel- und Grobsandsteinen im Wechsel mit tonigen Zwischenlagen besteht, führt stellenweise helle, tonarme Sandsteine, die als Bodenausgangsmaterial einer stärkeren Auswaschung zugänglich waren. Geiersberg-Geröll- und Geiersberg-Grobsandstein unterlagen am meisten der Podsolierung. Als Ursache dafür darf wohl nicht nur das Ausgangsmaterial allein angesehen werden, sondern die exponierten Geländeformen im Bereich dieser Schichten spielen zusätzlich eine Rolle. Aus der Geiersberg-Wechselfolge sind kaum Podsole entstanden, hingegen finden sie sich wieder im quarzitischen Felssandstein. Der Platten-sandstein des Oberen Buntsandsteins verwittert schluffig-lehmig. Das Substrat ist einer Podsolierung nur schwer zugänglich.

Das Alter der Böden

Landhebungsvorgänge im Spessart, die ins Pleistozän hineinreichen (J. BÜDEL 1957), haben den Bodenabtrag gefördert. Reste alter Verwitterungsdecken, besonders kaolinitischer Art aus dem Tertiär, wie sie z. B. im Buntsandstein Thüringens (H. SCHRAMM & D. RAU 1961) oder Hessens (M. LAEMMLEN 1963, E. SCHÖNHALS 1963) vorkommen, wurden im untersuchten Gebiet nirgends gefunden. Starker Abtrag ist noch für das Würm-Frühglazial und das Würm-Hochglazial anzunehmen (K. BRUNNACKER 1957 u. 1959). Der Beginn der Bodenbildung im eigentlichen Sinne hat somit frühestens im Spätglazial einsetzen können. Das Profilbild der Podsole war wahrscheinlich im Alleröd (10 000—9000 v. Chr.) oder im Präboreal (8000—7000 v. Chr.), also vor Beginn der Hasel- und der Eichenmischwaldzeit, bereits in der heutigen Form ausgeprägt. Dafür spricht, daß im untersuchten Gebiet nach dieser Zeit weder die kennzeichnende natürliche Laubholzvegetation noch das Klima der postglazialen Wärmezeiten (F. FIRBAS 1949 u. 1952) dem Podsolierungsprozeß sehr förderlich waren, insbesondere dann nicht, wenn dieser an rohhumusähnliche Humusformen gebunden ist.

Die chemischen Untersuchungen von 8 Braunerde- und 5 Podsolprofilen aus Buntsandstein (Tab. 1) liefern Anhaltspunkte, aus denen geschlossen werden kann, daß die Podsole unter Laubwald keine typische Podsoldynamik mehr aufzuweisen haben.

Die Werte für das austauschbare Calcium (und damit für die Basensättigung) sowie die für lactatlösliches Kali und lactatlösliche Phosphorsäure in den B_v-Horizonten von schwach schluffig-sandigen bis lehmig-sandigen Braunerden liegen nicht höher als die entsprechenden Werte in den A_e-Horizonten von Podsolen. Die große Basenarmut und die Oligotrophie sowohl der Podsole als auch der Braunerden geht daraus hervor.

Tabelle 1

(Analysenmethoden siehe S. 398, Tab. 2)

	Horizont	pH in n KCl	Austausch- bares Calcium (CaO) in 100 g Boden mval	Lactatlösl. Nährstoffe Kali Phosphor- (K ₂ O) säure P ₂ O ₅ in 100 g Boden mg	Freies Eisen n. DEB (Fe ₂ O ₃) in %	
Podsole (5 Profile)	A _e	2,9—3,4	0,1—0,2	1—3	< 1	0,12—0,32
	B _{hs}	3,6—4,1	< 0,1—0,1	2—3	< 1—19	0,72—1,20
	C _v	4,1—4,9	< 0,1—0,1	1—3	< 1	0,16—0,36
Braunerden (8 Profile)	B _v	4,1—4,5	< 0,1—0,2 *)	1—3	< 1—(2)	0,48—0,60 *)
	C _v	4,3—5,6	0,1—0,5 *)	1—2	< 1	0,20—0,32 *)

*Werte von 4 Profilen

Die C/N-Verhältnisse in den stark humushaltigen, meist geringmächtigen A_h-Horizonten unterscheiden sich bei beiden Bodentypen ebenfalls nicht grundsätzlich. Meist sind sie unter ursprünglichem Laubwald nicht weiter als 20:1 (vgl. Profil 3 im Abschnitt Profilbeschreibungen). Bei hohem Anteil von Nadelbäumen im Laubwald oder gar bei Nadelholzreinbeständen werden die C/N-Verhältnisse nicht nur bei Podsolen, sondern auch bei Braunerden etwa im gleichen Maße weiter (bei den untersuchten Profilen 24—27:1).

Eine klare Trennung zwischen Braunerden und Podsolen (einschließlich podsolierter Horizonte bei Braunerden) läßt sich hingegen durch die pH-Werte treffen. Sie liegen in den B_v- und C_v-Horizonten von Braunerden und Podsol-Braunerden sowie in den C_v-Horizonten von Podsolen in der Regel über pH 4,0 (in KCl), während sie sich bei den A_h- und A_e-Horizonten von Podsolen und podsolierten Braunerden unter pH 4,0 bewegen (Tab. 1).

Von den pH-Werten abgesehen deutet vieles darauf hin, daß die Podsolierung unter Laubwald einen Stillstand erreicht hat oder zumindest stark abgebremst wurde. Manchmal werden diese Vorgänge durch die Flora angezeigt, nämlich dann, wenn die für Podsole typischen Arten auf den Podsolstandorten fehlen oder sogar untypische Arten auftreten. Jedoch ist unter Nadelholzkulturen oder Heide, die in jüngerer Zeit infolge menschlichen Eingriffes den ursprünglichen Laubwäldern nachgefolgt waren, bei den Podsolen mit einer wieder einsetzenden Verarmung und Podsolierung zu rechnen.

In der Literatur finden sich eine Reihe von Hinweisen, die diese Schlüsse festigen. So berichtet W. HOLLSTEIN (1958, 1959) von Podsolprofilen in Nordwestdeutschland, die unter Hochmooren liegen. Nach pollenanalytischen Untersuchungen hat das Moorbachstum dort im Atlantikum, also in der Eichenmischwaldzeit begonnen. Der Eichenmischwaldzeit ist somit im Spätglazial oder im frühen Postglazial eine starke Podsolierung vorausgegangen. HOLLSTEIN nimmt nun an, daß die in dieser Zeit entstandenen Podsole, die noch heute Oberflächenböden sind, durch die wärmezeitlich veränderten klimatischen und vegetationsabhängigen Bodenbildungsbedingungen von einer Braunerdeentwicklungstendenz leicht überprägt wurden. Auch C. H. EDELMANN (1963) beschreibt

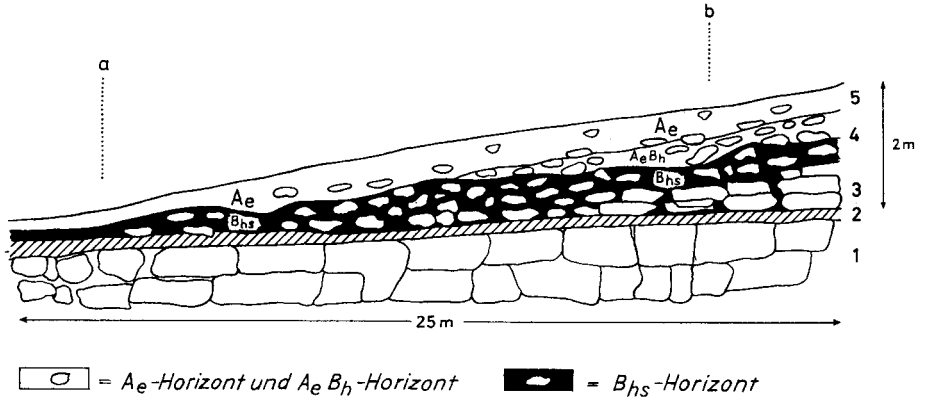


Abb. 3. Podsol am Sandkopf, Forstamt Lohr-West; 1. anstehender mittel- und grobkörniger Sandstein, im linken Bildteil stärker angewittert, 2. sehr schwach bis schwach toniges Sandband, 3. quarzitischer Grobsandstein, oben stark angewittert, 4. blockreicher Teil der sandigen Gehängedeckschicht, 5. stärker verwitterter Teil der sandigen Gehängedeckschicht.

Podsole unter Mooren in Holland, die als Primärpodsole anzusehen sind und die unter Waldbedeckung spätestens im Boreal und im Atlantikum entstanden sein müssen.

R. JAHN (1957) rechnet bei den Podsolen des im Vergleich zum Hochspessart feuchteren Buntsandsteinhochschwarzwaldes ebenfalls mit einem großen Alter. Nach seiner Auffassung ist auch ihre Weiterentwicklung unter den gegenwärtigen Vegetationsbedingungen (insbesondere des Tannenmischwaldes) abgestoppt.

Auf Grund von Beobachtungen an den Bodenbildungen aus jüngeren und älteren Flugsanden sowie aus periglazialen sandigen Deckschichten in Nordbayern, deren zeitliche Einstufung möglich war, hat K. BRUNNACKER (1959) die Hauptphase einer frühen rezenten Podsolbildung in das Alleröd und in die ausgehende Ältere Tundrenzeit gestellt. Es liegt nahe, die Podsole im Spessart hinsichtlich ihrer Entstehungszeit ähnlich einzuordnen.

Beispielsweise liegt im Erlanger Raum auf dem älteren Flugsand, der in der Ältesten Tundrenzeit zur Ablagerung kam, ein Podsol als Oberflächenboden. Der Oberflächenboden zeigt die gleiche Ausbildung wie dort, wo er unter jüngeren Flugsand begraben liegt. Dieser jüngere Flugsand, der eine Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit darstellt, trägt eine Braunerde (K. BRUNNACKER 1959).

Profilaufbau der Podsole

Bei den Podsolbildungen aus Buntsandstein im Spessart handelt es sich durchweg um Eisenhumuspodsole mit einem B_h - und B_s -Horizont (E. MÜCKENHAUSEN 1962). Nicht selten sind diese beiden Horizonte in einem vereinigt und lassen sich nicht deutlich voneinander trennen. Die Mächtigkeit der Podsole schwankt innerhalb verhältnismäßig weiter Grenzen. Selbst dann, wenn sie im engen Wechsel mit Braunerden vorkommen, sind sie manchmal sehr tief ausgebildet. Wie ihre Entstehung als solche, so ist auch ihre unterschiedlich tiefe Ausbildung bis zu einem bestimmten Maß auf die Mächtigkeit des für die

Podsolierung prädestinierten und zugänglichen Materials zurückzuführen. In Abb. 3 werden diese Zusammenhänge schematisiert wiedergegeben, so wie sie in einem Steinbruch am Sandkopf (Forstamt Lohr-West, etwa 800 m OSO des Bischborner Hofes) zu erkennen waren.

Der Aufschluß liegt in Südwestexposition am mäßig steilen, kegelartigen Ende eines langen Bergrückens. Im Liegenden steht leicht angewitterter mittel- bis grobkörniger Sandstein der Rohrbrunn-Folge an (1). Darüber liegt ein etwa 20 bis 30 cm mächtiges Band eines sehr schwach bis schwach tonigen Grobsandes, wahrscheinlich von einem leicht verwitterbaren, tonig gebundenen Sandstein stammend (2). Dann folgt eine blockreiche Schutzzone aus quarzitischem, mittel- bis grobkörnigem Sandstein (4), die stellenweise noch mit dem ursprünglichen Gesteinsverband in Verbindung gebracht werden kann. Bei a streicht sie aus und geht in die steinärmere, sandige Gehängedeckschicht (5) über; bei b wird sie noch von weniger verwittertem Sandstein (3) unterlagert.

Die Podsolierung konnte überall gleichmäßig einwirken, doch entstand bei a nur ein flacher bis mittlerer Podsol, während sich bei b ein tiefer Podsol entwickelt hat. Im Fall a wurden die Perkolate auf dem schwach tonigen Sandband schon nach kurzem Wanderweg ausgefällt. Bei b konnten sie tief in den ehemaligen C_v -Horizont aus durchlässigem, wenig aufbereitetem, quarzitischem Sandsteinschutt absinken, bis sie von dem gleichen Sandband aufgehalten wurden, vorausgesetzt, daß sie es überhaupt erreichten. Dabei haben sich die steinfreien Zwischenräume mit den Ausfällungsprodukten angereichert (B_{hs} -Horizont), allerdings weniger intensiv als im geringmächtigen B_{hs} -Horizont des Podsoles bei a. E. MÜCKENHAUSEN (1962) schreibt, daß in grobkörnigen Sandsteinen der B-Horizont diffus und unregelmäßig entwickelt sein und sich tief in das Ausgangsmaterial erstrecken kann. Der A_e -Horizont erscheint bei b insbesondere im unteren Bereich weniger stark gebleicht. Er ist dort von hellviolett-braungrauer Farbe, die auf Humusilluviation zurückzuführen ist ($A_e B_h$ -Horizont).

Im Buntsandstein des Spessarts stellt im Falle der Beteiligung sehr quarzitreicher, armer Ausgangsmaterialien ein ähnlicher Schichtwechsel mit etwas tonigeren oder auch nur weniger armen Substraten den Normalfall dar. Die unterschiedlichen Entwicklungstiefen und zum Teil die Ausprägungsgrade der Horizonte können darauf zurückgeführt werden. Ein solcher Materialwechsel braucht dabei nicht immer auf das Anstehende bezogen zu sein. Er kann auch innerhalb der periglazial aufbereiteten und verlagerten Verwitterungsdecke oder sogar im Solum (Braunerde-Podsole, Podsol-Braunerden, S. 401) vorliegen.

Profilbeschreibungen von Podsolen

Mit den folgenden Profilen werden einige für den Buntsandsteinspessart typische Podsole wiedergegeben. Die Untersuchungsergebnisse sind in der Tabelle 2 zusammengestellt.

Am Profil 1 zeigt sich der ausschlaggebende Einfluß des Substrates auf die Entstehung, die Entwicklungstiefe und den Ausprägungsgrad besonders deutlich, da gröbere, sehr tonarme Sande im Solum mit schwach tonigen, feineren Sanden des Untergrundes im Schichtwechsel stehen.

Tabelle 2

Horizont	Tiefe in cm	pH in n KCl	Ansaurekapazität ml 0,1 n NaOH/ 100 g Boden	S- in mval	T- in mval	V-Wert in %	Austauschbares Calcium (Ca) in 100 g Boden mval	Lactatlösl. Nährstoffe Kali Phosphor- (K ₂ O) säure (P ₂ O ₅) in 100 g Boden mg	Freies Eisen n. DEB (Fe ₂ O ₃) in %	Gesamte organi- sche Masse in %	Stickstoff (N) in %	C/N-Verhältnis	Korngrößenverteilung in % des Feinbodens < 2 mm φ							
													Rohron < 0,002 mm	Fein- schluff 0,002— 0,006mm	Mittel- u. Grob- schluff 0,006— 0,06 mm	Fein- sand 0,06— 0,2 mm	Mittel- sand 0,2— 0,6 mm	Grob- sand 0,6— 2 mm		
Profil 1																				
A _{h+e}	0—6	2,7	31,5				0,5	4	1	0,12	6,5	0,148	25,3	1,2	0,9	7,8	36,9	21,0	32,2	
A _{el}	6—30	3,1	12,2				0,1	1	<1	0,16	1,0			1,8	0,1	4,4	40,2	20,9	32,6	
A _{eg}	30—46	3,4	13,1				0,1	2	<1	0,16	0,3									
B _h	46—48	3,4	54,2	n. b.	n. b.	n. b.	<0,1	3	10	0,24	1,4									
B _{hs}	48—59	4,0	35,0				<0,1	2	19	0,72	0,7			21,4	1,0	4,3	53,2	8,8	10,4	
B _{hs} C _y	59—70	3,7	112,0				0,1	5	9	0,46	5,0			15,0	0	4,1	64,1	14,1	2,7	
IIC _y	70—80	4,1	35,0				0,1	3	<1	0,72										
Profil 2																				
OH		2,4	178,4					5	1	0,16	72,5	1,366	30,8							
A _h	0—4	2,5	29,8				1,2	4	1	0,12	9,4	0,207	26,4	0,7	0	7,6	24,9	44,5	22,3	
A _h A _e	4—16	2,8	18,4	n. b.	n. b.	n. b.	0,4	1	<1	0,16	3,7			1,3	0,2	3,7	16,5	44,7	33,6	
A _{e11}	16—35	3,1	8,8				0,1	1	<1	0,12				1,2	2,1	6,8	21,3	45,3	23,3	
A _{e12}	35—80	3,4	8,8				0,1	1	<1	0,12				7,5	1,1	4,8	17,2	45,1	24,3	
B _{hs}	80—95	3,9	41,1				0,1	2	5	0,92	1,7									
Profil 3																				
A _h	0—2	2,8	35,9				16	5,5		0,16	16,6	0,529	18,1	1,1	1,0	7,4	39,1	41,5	9,9	
A _{e1}	2—17	3,2	11,4	0,2	9,8	2,0	0,2	3	<1	0,16				1,7	3,5	6,9	34,0	43,7	12,0	
A _{e2}	17—27	3,4	10,5	0,2	6,6	3,0	0,1	2	<1	0,24										

Analysenmethoden (soweit nicht angegeben):

pH-Werte nach Messung mit der Glaselektrode in KCl; S-Werte nach VAGELER-ALTEN; austauschbares Calcium: Bestimmung in 1%igem NH₄Cl-Auszug; K₂O und P₂O₅ nach EGNER-REHM (DL-Methode); organische Substanz durch nasse Verbrennung; Stickstoff nach JODLBAUER; Korngrößen-zusammensetzung nach KÖHN.

Profil 1: Blatt 6122 Bischbrunn R 29760 H 27700
Ort und Lage: Forstamt Rohrbrunn, Sonnhöhe, etwa 1400 m SO der Forstgebäude Rohrbrunn; ziemlich ebener Hangrücken
Nutzung: Wald; Bestockung: 70jähr.; 80 Kiefer, 20 Buche; mäßig dichter Fichtenunter- und -zwischenstand²⁾
Flora: *Vaccinium myrtillus*, *Luzula luzuloides*, *Deschampsia flexuosa*, *Polytrichum formosum*, *Dicranum scoparium*
Ausgangsmaterial: Sandsteine der Geiersberg-Folge
Bodenart: Sand auf schwach tonigem Sand
Bodentyp: tiefer Eisenhumuspodsol

O _L	1 cm	Nadel- und Laubstreu	
O _F	6 cm	Nadel- und Laubstreuersatz; sehr gut durchwurzelt	Humusform:
O _{II}	0,5 cm	bräunlichschwarzer Feinhumus; sehr gut durchwurzelt	Rohhumus
A _{h+e}	0—6 cm	dunkelgrauer, stark humushaltiger, sehr schwach lehmiger Sand; Sandkörner gebleicht; Einzelkorngefüge; sehr gut durchwurzelt	
A _{e1}	6—30 cm	violettbraungrauer, humushaltiger Fein-, Mittel- und Grobsand; Einzelkorngefüge; schwach durchwurzelt	
A _{e2}	30—46 cm	hellgrauer, schwach humushaltiger Fein-, Mittel- und Grobsand; Einzelkorngefüge; vereinzelt durchwurzelt	
B _h	46—48 cm	schwarzbrauner, stark humushaltiger, schwach grusiger, schwach lehmiger Fein-, Mittel- und Grobsand; Einzelkorngefüge; vereinzelt durchwurzelt	
B _{hs}	48—59 cm	ockerfarbener, schwach humushaltiger, grusiger, schwach lehmiger Fein-, Mittel- und Grobsand; kohärentes Hüllengefüge; vereinzelt durchwurzelt	
B _{hsC_v}	59—70 cm	dunkelbrauner, mittel humushaltiger, grusiger, schwach toniger Feinsand; lockeres Einzelkorngefüge; gut durchwurzelt	
IIC _v	70—80 cm	grauroter und gelbbrauner, steiniger und grusiger, schwach toniger Feinsand; brockig, dicht; vereinzelt durchwurzelt.	

Die Ausbleichung hat nur die vorwiegend mittel- und grobsandigen Partien des Profils erfaßt. Über dem schwach tonigen Fein- bis Mittelsand des Untergrundes kam es dem Profilbild nach zur konzentrierten Ausfällung der Perkolate. Auch Kali und insbesondere Phosphorsäure wurden über dem IIC_v-Horizont angestaut, wie aus den Lactatwerten zu erkennen ist (Tab. 2). Das leichtlösliche Eisen erreicht im B_{hs}-Horizont nicht die hohen Werte wie bei anderen Podsolen (Tab. 1). Der IIC_v-Horizont hat etwa den gleichen Gehalt an freiem Eisen, was auf den Tonanteil zurückzuführen ist. Die Bodenreaktion erreicht im B_{hs}- und im IIC_v-Horizont Werte, die für Braunerden kennzeichnend sind (vgl. Tab. 1). Die Humusform und das relativ weite C/N-Verhältnis sind auf vorherrschende Nadelholzbestockung zurückzuführen.

Profil 2: Blatt 6122 Bischbrunn R 28600 H 26630
Ort und Lage: Forstamt Rohrbrunn, Hockenfloß, etwa 1700 m S der Forstgebäude Rohrbrunn; 14° gegen W geneigter Oberhang
Nutzung: Wald; Bestockung: 80jähr.; 50 Fichte, 30 Buche, 20 Lärche

²⁾ Angaben über Bestockung und Flora bei den Profilen 1 und 2 von Herrn Forstmeister F. FEINEIS, Oberforstdirektion Würzburg.

Flora: Deschampsia flexuosa, Leucobrium glaucum, Dicranum scoparium
 Ausgangsmaterial: quarzitischer Grobsandstein der Geiersberg-Folge
 Bodenart: ± steiniger Sand
 Bodentyp: tiefer Eisenhumuspodsol

Profilbeschreibung:

O _L	1 cm	vorwiegend Nadelstreu	Humusform:
O _F	3 cm	Nadelstreuersatz; gut durchwurzelt	Rohhumus
O _H	4 cm	schwarzer Feinhumus; sehr gut durchwurzelt	
A _{h+e}	0—4 cm	schwarzer, stark humushaltiger, sehr schwach lehmiger Mittel- und Grobsand; Sandkörner gebleicht; Einzelkorngefüge; sehr gut durchwurzelt	
A _{h+e}	4—16 cm	dunkelgrauer, mittel humushaltiger, schwach steiniger Mittel- und Grobsand; Einzelkorngefüge; schwach durchwurzelt	
A _{e11}	16—35 cm	violetthellgrauer, mittel steiniger Mittel- und Grobsand; Einzelkorngefüge; vereinzelt durchwurzelt	
A _{e12}	35—80 cm	violetthellgrauer, stark steiniger (Steine bis Blockgröße) Mittel- und Grobsand; Einzelkorngefüge; vereinzelt durchwurzelt	
B _{hs}	80—95 cm	rostbrauner, schwach humushaltiger, stark steiniger (Steine bis Blockgröße), schwach lehmiger Mittel- und Grobsand; kohärentes Hüllengefüge; vereinzelt durchwurzelt.	

Während das Profil 1 im Prinzip den Fall a der Abb. 2 repräsentiert, entspricht das Profil 2 dem Fall b. Der A_e-Horizont ist mächtiger ausgebildet und nimmt mit seinem unteren Teil bereits den stark steinigen Bereich der Deckschicht ein. In ihm kommen Steine bis zur Blockgröße vor. Der B_{hs}-Horizont liegt vollständig in der blockreichen Zone der ausgesprochen sandigen Gehängedeckschicht. Wie weit der B_{hs}-Horizont in die Tiefe reicht, konnte wegen des hohen Steinanteils nicht ermittelt werden. Erfahrungsgemäß dürfte er mindestens 40—50 cm mächtig sein.

Auch bei diesem Profil entsprechen die Reaktionsverhältnisse dem in Tabelle 1 aufgezeigten Rahmen. Im B_{hs}-Horizont kam es zusammen mit der Einwaschung von Humus und Sesquioxiden ebenfalls zu einer deutlichen Kali- und Phosphorsäureanreicherung. Die Basensättigung ist, gemessen an den Werten für austauschbares Calcium, in allen Horizonten außerordentlich gering. Die Humusform und das verhältnismäßig weite C/N-Verhältnis sind wie bei Profil 1 eine Folge der Nadelstreu.

Hinsichtlich des Humuszustandes steht das folgende Profil 3, das einen Podsol unter reinem Laubwald darstellt, im Gegensatz zu den vorhergehenden Profilen. Seine Humusform ist bei ähnlichen Reaktions-, Basensättigungs- und Nährstoffverhältnissen als Moder anzusprechen. Das C/N-Verhältnis im A_h-Horizont liegt unter 20 : 1 (vgl. S. 395). Im Aufbau entspricht es grundsätzlich dem Profil 2.

Profil 3: Blatt 6022 Rothenbuch R 31910 H 32170
 Ort und Lage: Forstamt Rohrbrunn, Baierskopf; ebene Kuppenlage
 Nutzung: Wald; etwa 80jähr.; 100 Buche
 Flora: —
 Ausgangsmaterial: Grobsandstein der Geiersberg-Folge
 Bodenart: ± steiniger Sand
 Bodentyp: mittlerer bis tiefer Eisenhumuspodsol

Profilbeschreibung:

O _L	2 cm	Buchenstreu	Humusform:
O _F	1 cm	Buchenstreuersatz; gut durchwurzelt	Moder
A _h	0—2 cm	dunkelgrauer, stark humushaltiger Mittel- und Feinsand; Sandkörner gebleicht; Einzelkorngefüge; gut durchwurzelt	
A _{e1}	2—17 cm	hellgrauer, schwach humusfleckiger, schwach steiniger Mittel- und Feinsand; Einzelkorngefüge; gut durchwurzelt	
A _{e2}	17—27 cm	violettthellgrauer, sehr schwach humusfleckiger, mittel steiniger Mittel-, Fein- und Grobsand; Einzelkorngefüge; gut durchwurzelt	
B _{hs} C _v	ab 27 cm	quarzitischer Grobsandstein, ± angewittert, Gesteinsverband noch erkennbar; in Spalten und Klüften rotbrauner, schwach humushaltiger, schwach lehmiger Mittel- und Grobsand; vereinzelt durchwurzelt.	

Braunerde-Podsole und Podsol-Braunerden

Die Podsole erreichen nicht immer die Tiefe wie bei den angeführten Profilen. Bei flacher Podsolierung ist nicht selten unter dem B_{hs}-Horizont noch ein Braunerde-B_v-Horizont (Braunerde-Podsol) oder es ist nur ein A_e-Horizont (ohne B_s- oder B_h-Horizont) über einem B_v-Horizont ausgebildet (Podsol-Braunerde). Die Horizontfolge dieser Profile sieht somit folgendermaßen aus: A_h-A_e-B_{hs}-B_v-C_v bzw. A_h-A_e-B_v-C_v (E. MÜCKENHAUSEN 1962). A_h- und A_e-Horizonte erreichen dabei in den meisten beobachteten Fällen nicht mehr als 20 cm Mächtigkeit. Die gesamte Bodenbildung hat mittlere bis große Entwicklungstiefe. Das sind die Tiefen, die bei Braunerden aus Buntsandstein im Spessart allgemein angetroffen werden.

Wie auf S. 393 bereits angedeutet, sind auch diese Profilbilder, insbesondere bei A_e-Horizontmächtigkeiten von mehr als 10 cm, vielfach auf einen Substratwechsel innerhalb des Solums zurückzuführen. Es liegen Anhaltspunkte dafür vor, daß die gebleichten Horizonte und die Braunerde-B-Horizonte aus verschiedenen Materialien entstanden sein müssen.

Einen eindeutigen Beweis liefert die manchmal anzutreffende starke Steinigkeit des sandigen A_e-Horizontes solcher Profile. Sie steht im Gegensatz zum geringen Steingehalt des darunter liegenden schwach schluffig-lehmig-sandigen B_v-Horizontes. Die Steine im Auswaschungshorizont müssen somit schwerer verwittern als die des B_v-Horizontes, was für die quarzitären, eisenarmen Sandsteine im Vergleich zu den mehr tonig gebundenen im B_v-Horizont in der Regel zutrifft. Ob Podsolierung und Braunerdeentwicklung im Schichtprofil zu gleicher Zeit eingesetzt haben oder ob im Falle einer nachträglichen Überlagerung mit armen Sanden die Braunerde der Podsolierung vorangegangen war, konnte nicht entschieden werden. Jedenfalls scheint der Braunerdeanteil einer Ausbleichung schwer zugänglich zu sein, sonst könnten horizont- und substratbedingte Schichtgrenzen nicht so gut übereinstimmen.

Wenn sich A_e- und B_v-Horizonte nicht im Steinanteil unterscheiden, so doch meist in der Bodenart und manchmal sogar in der Körnigkeit der Sande. Der A_e-Horizont ist dann immer sandiger und besitzt die gröberen Komponenten.

Braunerde-Podsole und Podsol-Braunerden sind häufig mit Podsolen vergesellschaftet. Meist stellen sie dann den räumlichen Übergang von den eigent-

lichen Podsolen zu den Braunerden dar. Insbesondere in den Hangpartien unterhalb von Podsolen macht sich der Einfluß geringmächtiger quarzitischer Deckschichten oft flächenhaft in derartigen Übergangsbildungen bemerkbar. Stellenweise liegen aber auch nur wenige Meter zwischen Podsol und Braunerde, worauf schon mehrfach hingewiesen wurde.

Auf hängigen Flächen, die reich an quarzitischem Blockschutt sind, findet man ebenfalls Podsol-Braunerden und in geringerem Maße Braunerde-Podsole mit der oben beschriebenen Profilausbildung. Ihre Entstehung kann damit erklärt werden, daß durch Verwitterungsvorgänge an den über die Oberfläche herausragenden Sandsteinblöcken das Ausgangsmaterial der Braunerden oder die Braunerden selbst mit armen Materialien übersandet wurden, die dann wiederum der Bleichung unterlagen.

Zusammenfassung

Im zentralen Buntsandsteinspessart finden sich Podsole aus Sand, die gegenüber den basenarmen Braunerden aus mehr oder weniger schluffigem und lehmigem Sand in der Fläche weit zurücktreten. Diese Podsole, die auch unter ursprünglichem Buchen-Eichenwald vorkommen, konnten sich nur dort bilden, wo tonarme, meist quarzitisches Sandsteine das Ausgangsmaterial lieferten. Sie stehen häufig in engem Wechsel mit den Braunerden. Diese Braunerden zeichnen sich in der Bodenart ihres Solums verglichen mit den Podsolen durch einen höheren Schluff-Tonanteil aus, dem die Widerstandsfähigkeit dieser Böden gegen die Podsolierung zugeschrieben wird. Es ist anzunehmen, daß das heutige Profilbild der Podsole bereits im Spätglazial und im frühen Postglazial ausgebildet wurde.

Deutliche Beziehungen zwischen der Verbreitung von Podsolen und einzelnen Schichtenfolgen oder sogar Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, beruhend auf deren petrographischer Beschaffenheit, ließen sich durch die bodenkundliche und geologische Kartierung herausstellen.

Die Podsole sind verhältnismäßig unterschiedlich tief entwickelt. Die Entwicklungstiefe und zum Teil die Ausprägung der Horizonte sind von der Schichtmächtigkeit des für die Podsolierung geeigneten und zugänglichen Ausgangsmaterials abhängig. Auch bei Braunerde-Podsolen und Podsol-Braunerden konnte nachgewiesen werden, daß die Bleichung vielfach an einen Materialwechsel im Bereich des Solums gebunden ist.

Schrifttum

- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 34, München 1957.
 — Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 43, S. 74—150, München 1959.
- BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — *Würzburger Geogr. Arb., Mitt. Geogr. Ges.*, H. 4/5, S. 5—46, Würzburg 1957.
- CRAMER, P.: Buntsandstein. — In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000*, 2. Auflage, München 1964.
- EDELMANN, C. H.: Waldpodsole und Heidepodsole. — *Boor en Spade*, **13**, S. 51—60, 1963.

- ELLENBERG, H.: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. Stuttgart 1963.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2 Bde. Jena 1949 und 1952.
- HOLLSTEIN, W.: Bodenbildungsprobleme in Nordwestdeutschland. — Geol. Jb., **76**, S. 1—10, Hannover 1958.
— Landschafts- und Bodengeschichte der Lüneburger Heide. — Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodenk., **84**, S. 282—289, Weinheim 1959.
- JAHN, R.: Forstliche Standortskartierung im Buntsandstein-Hochschwarzwald (Hornisgrindegebiet). — Mitt. Ver. f. Forstl. Standortskunde u. Forstpflanzenzüchtung, Nr. 6, S. 39—55, Stuttgart 1957.
- KNOCH, K.: Klima atlas von Bayern. Bad Kissingen 1952.
- LAEMMLEN, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000 Blatt Nr. 5223 Queck. Wiesbaden 1963.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt 1962.
- MÜLLER, S.: Grundzüge der Bodenbildung im württembergischen Keuperbergland. — Mitt. d. Ver. f. Forstl. Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung, Nr. 11, S. 3—60, Stuttgart 1961.
- RUBNER, K. u. REINHOLD, F.: Das natürliche Waldbild Europas. Hamburg 1953.
- SCHÖNHALS, E.: „Die Böden“. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000 Blatt Nr. 5223 Queck, S. 282—300, Wiesbaden 1963.
- SCHRAMM, H. & RAU, D.: Die Bodentypen im Mittleren Buntsandstein und Unterem Muschelkalk im Gebiet des Meßtischblattes Bürgel. — Albrecht-Thaer-Archiv, H. 2, S. 90—105, 1961.
- SEMMELE, A.: Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**, S. 275—285, Wiesbaden 1964.
- STÖHR, TH.: In: Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000. Hannover 1963.
- VOGEL, F.: Erläuterungen zur Bodenkundlichen Übersichtskarte von Bayern 1 : 500 000. München 1961.
- WEINELT, Wl.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6021 Haibach. München 1962.
- WORTMANN, H. & MAAS, H.: Außergewöhnlich starke Humuspodsole bei Haltern/Westfalen. — Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodenk., **65**, S. 15—26, Weinheim 1954.

Geologische und felsmechanische Untersuchungen für die Gipfelstation der Seilbahn Eibsee—Zugspitze

Mit 12 Abbildungen

Von HELMUT KÖRNER & ROLAND ULRICH¹⁾

Projekt und Problemstellung

Die Seilbahn Eibsee—Zugspitzgipfel überwindet mit einer Fahrbahnlänge von 4453 m einen Höhenunterschied von 1949 m zwischen Tal- und Bergstation (Bahnsteighöhe am Gipfel 2943 m ü. NN). Jeweils zwei Tragseile von je 46 mm Durchmesser und 60 t Gewicht bilden die Fahrbahn der beiden Rollenbügel, an denen eine Kabine aufgehängt ist. Diese Tragseile sind auf der Südflanke des Zugspitzgipfels an vier Pollern verankert und werden in den beiden knapp 26 m tiefen Spansschächten der Talstation durch vier Schwerbetongewichte von je 46,5 t angespannt. Zwei mächtige Stahlgittermasten von 65 und 85 m Höhe stützen die Tragseile ab und unterteilen die gesamte Spannweite des Seiles in 3 freitragende Abschnitte, von denen der längste 2626 m mißt. Die beiden Zugseile vom Durchmesser 28 mm (Gewicht 30 t) bilden endlose Schleifen und bewegen gegenläufig die beiden 45 Personen fassenden Kabinen der Seilbahn vom und zum Gipfel.

Die Gipfelstation ist unmittelbar auf dem Zugspitzgrat (siehe Abb. 1, Pfeil) zwischen dem Münchener Haus und dem Turmbau der alten Seilbahn zum Schneeferner-Haus angeordnet. Dieser Standort und die Richtung der Seilbahntrasse waren durch die örtlichen Gegebenheiten und die technischen Erfordernisse so weitgehend festgelegt, daß keine Rücksicht auf geologische Verhältnisse genommen werden konnte. Ergaben sich schon für die Stützmasten der Seilbahn aus dieser Zwangslage gewisse Schwierigkeiten, so kommt für die Bergstation erschwerend hinzu, daß sich der Gipfelgrat und die Seilbahnachse, wie in Abbildung 5 dargestellt, unter einem spitzen Winkel von 65° schneiden. Die beiden 24 m voneinander entfernt liegenden Einfahrtsstationen müssen deshalb im Grundriß gegeneinander versetzt werden. Um diese Versatzstrecke möglichst gering zu halten, ist die Weststation so nahe wie möglich an die Nordwand herangerückt. Der einzuhaltende Sicherheitsabstand des exponiertesten Belastungspunktes der Weststation vor der steil abfallenden Nordwand und die Belastbarkeit des gerade an dieser Stelle infolge einer Störungszone stark zerklüfteten und zerrütteten Felsens sind damit für die Entwicklung der Gesamtanlage die entscheidenden Probleme.

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Regierungsrat Dr.-Ing. HELMUT KÖRNER & Diplom-Geologe Dr. ROLAND ULRICH, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.



Abb. 1. Zugspitzmassiv. Blickrichtung nach Osten; Pfeil im Bild rechts oben: Standort der Gipfelstation.
Luftbildaufnahme: Photogrammetrie GmbH

Der Gipfelgrat der Zugspitze im Bereich der Bergstation wird im wesentlichen von zwei unterschiedlich geneigten Felsflächen gebildet, der steil, im Mittel 60° , stellenweise bis 70° geneigten, stark gebuchteten Nordwand und der flacher, im Mittel 35° geneigten, ebenflächigeren Südwand (siehe Abb. 2 und 3). Zwar entspricht das Gewicht der in den Einfahrtnischen ausgebrochenen Felsmassen größtmäßig den auf den Fels abzutragenden Lasten der Stationen, jedoch kommt es durch den Einbau derselben zu einer ungünstigeren Kräfteverlagerung im Felsgrat: Die auf den Fels zu übertragenden Lasten der Stahl-Portalrahmenkonstruktion (siehe Abb. 4) verlagern sich — wie auch immer — nach außen, in die Nähe der freien Oberflächen. Die felsmechanische Aufgabe besteht damit in der beidseitigen Belastung eines unsymmetrischen, dachförmigen Felsprofils, das durch seine Oberflächenform und hinsichtlich seiner durch die Felsklüfte zerschnittenen Teile mehr freie Beweglichkeit besitzt, als dies bei anderen Felsbau-problemen (Hohlraumbau, Felseinschnitte usw.) in der Regel der Fall ist.

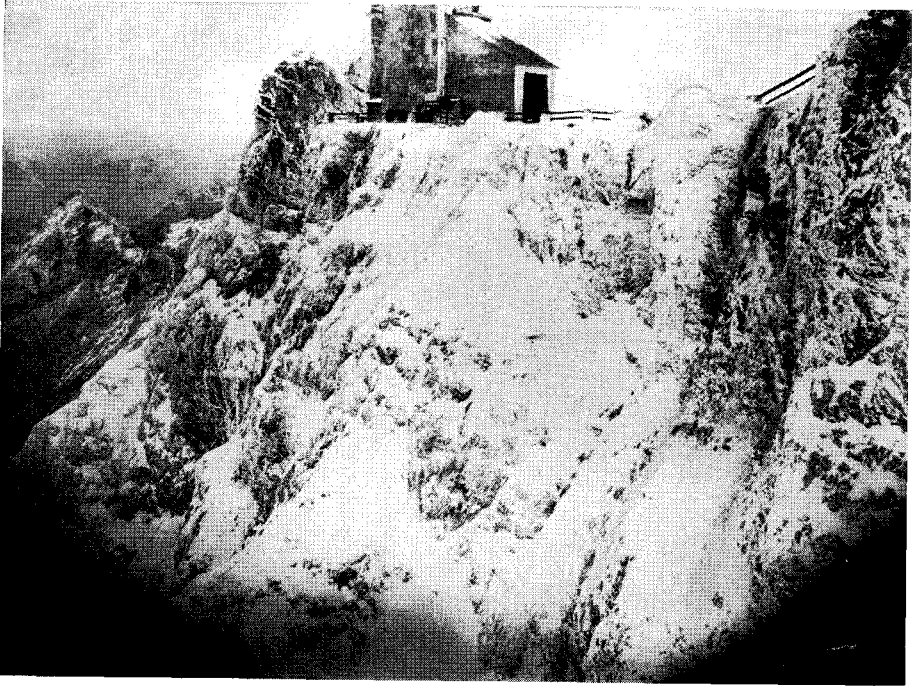


Abb. 2. Nordwand im Bereich der geplanten Gipfelstation mit Bergstation der alten Seilbahn.
Aufnahme: S. Finsterwalder

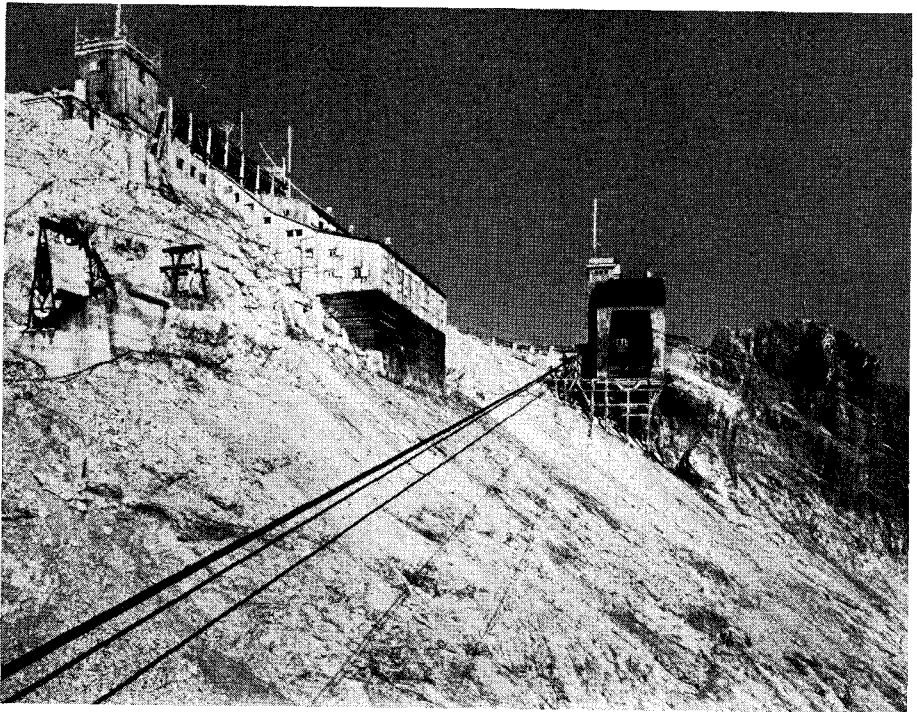


Abb. 3. Südflanke des Zugspitzgipfels mit Münchner Haus (links), Bergstation der Seilbahn
Schneefernerhaus—Zugspitze und Ostgipfel (rechts).
Aufnahme: R. Finsterwalder

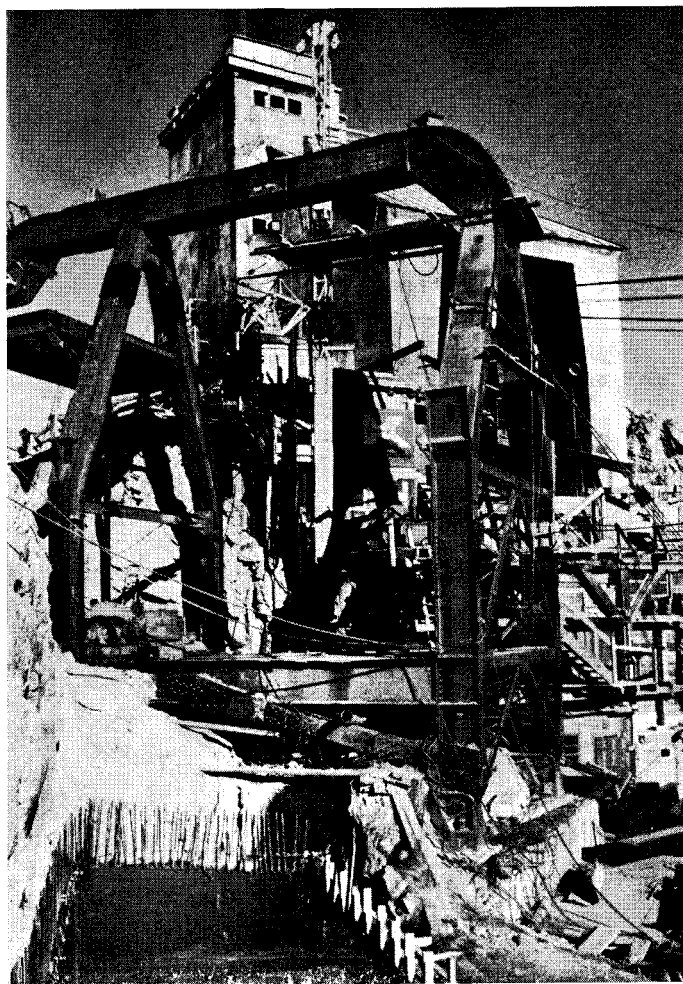


Abb. 4. Stahl-Portalrahmen-Konstruktion; Osteinfahrt der neuen Seilbahn Eibsee—Zugspitzgipfel. Aufnahme: W. Vogt

Die extremen Witterungsverhältnisse auf dem Zugspitzgipfel bringen dabei auch Besonderheiten der Felsbeschaffenheit mit sich. Abgesehen von der starken Verwitterung der Gipfelzone wurden bei der Aussprengung der Einfahrtnischen tiefreichende, offene Felsklüfte mit Ton und auch im Sommer nicht, bzw. nur teilweise abtauemdem, maximal bis zu 1 dm starkem Eis als Zwischenmittel festgestellt. Der Zugspitzgipfel ist damit praktisch als Permafrostzone anzusprechen und dieser Umstand verhindert die Anwendung einiger im üblichen Felsbau sehr gebräuchlicher Baumethoden, wie z. B. eine Verfestigungsinjektion durch Verfüllen offener Spalten des von der Verwitterung stark beeinträchtigten Felsens mit Zement oder die Anwendung vorgespannter Felsanker. Permafrost und eisverfüllte Klüfte stellen das sichere Funktionieren dieser beiden Baumethoden in Frage, bzw. machen deren Anwendung unmöglich.

Nachfolgend wird über die für die Fundierung der Bergstation durchgeführten Untersuchungen berichtet, die als interessantes Beispiel für die An-

wendung geologischer und felsmechanischer Prinzipien gelten können. Die Durchführung der Feldarbeiten zur Vermessung und Aufnahme des Felsens stellte hohe bergsteigerische Anforderungen, die nahezu jede Arbeit im Fels kennzeichnen. Häufig genug liegt ja die Schwierigkeit felsmechanischer Aufgaben, abgesehen von der theoretischen Verwertung der erhaltenen Meßergebnisse und Befunde, schon in deren Gewinnung infolge der erschwerten Zugänglichkeit und in dem Umstand, aus den Gegebenheiten einer Oberfläche das innere Gefüge eines vorgegebenen Gebirgskörpers vollständig zu erfassen. Mit fortschreitender Bauausführung werden die Verhältnisse in der Regel günstiger. Es ist unerlässlich, die Gefügaufnahme an Hand der beim Bau erhaltenen Aufschlüsse fortlaufend zu überprüfen und zu vervollständigen.

I. Geologische Situation im Gipfelbereich der Zugspitze

Die geologischen und tektonischen Gegebenheiten des Zugspitzmassivs wurden in den letzten Jahrzehnten durch eine große Anzahl von Autoren behandelt, so daß im Rahmen dieser Arbeit auf eine Wiederholung bekannter Tatsachen verzichtet werden kann. Die für die Erstellung des geplanten Bauwerkes erforderlichen geologischen Untersuchungen waren auf den unmittelbaren Bereich des Zugspitzgrates beschränkt und hatten nur das Ziel, die für die Beurteilung der Materialeigenschaften des Gesteins notwendigen Unterlagen zu ermitteln und auszuwerten.

Der Zugspitzgipfel, am Westrand des Waxenstein-Zugspitzkammes gelegen, wird von einem ca. 700 m mächtigen Komplex aus dickbankig bis massig entwickeltem Wettersteinkalk aufgebaut (siehe Abb. 1). Er bildet bei flachem nordöstlichem Schichtstreichen (N 60—70° E) und einem Einfallen von 25—35° nach SE den Nordrand der in ENE-Richtung abtauchenden Wetterstein-Mulde.

Im Hinblick auf die grundsätzlichen Materialeigenschaften des Baugrundes waren zwar einheitliche Voraussetzungen gegeben; die starke mechanische Beanspruchung des Gesteins im Verlauf mehrerer Gebirgsbildungsvorgänge führte jedoch zu einem mehr oder minder zerbrochenen Felsverband. Die dabei entstandenen Großstrukturen prägen deutlich die nach Norden abfallenden Steilwände (vgl. Abb. 1 und 2). Diese steil nach NW und ENE einfallenden, spitzwinklig sich schneidenden Großstörungen verursachten wahrscheinlich das Ausbrechen mächtiger Gesteinskeile, die das Material für die eiszeitlichen Bergsturzmassen im Talkessel vom Eibsee und Grainau lieferten (VIDAL 1953).

Das Zusammenwirken mehrerer Kluftsysteme bedingt auch das staffelförmige Vorspringen des Zugspitzgrates nach Norden zwischen dem West- und Ostgipfel (siehe Abb. 5). Bereits die ersten Untersuchungen zeigten, daß vor allem an den NNE gerichteten Bewegungsbahnen (entsprechend K_1 und H_1) örtlich eine intensive Zertrümmerung des Gesteins bis zu cm-Größe stattgefunden hatte. Diese Blattverschiebungen führten zu Reibungsbreccien bis zu 1 m Stärke, häufig verlehmt oder eisgefüllt und bis zu einigen zehn Metern aushaltend. Demgegenüber ist das Gestein an den SW bis NW gerichteten Strukturen weniger zertrümmert, die Klüfte sind hier meist geschlossen, kurz aushaltend und uneben. Zwischen den Störungszonen stehen pfeilerartig ausgebildete, gesunde Felspartien, die den Zusammenhalt des Gipfelbereiches gewährleisten.

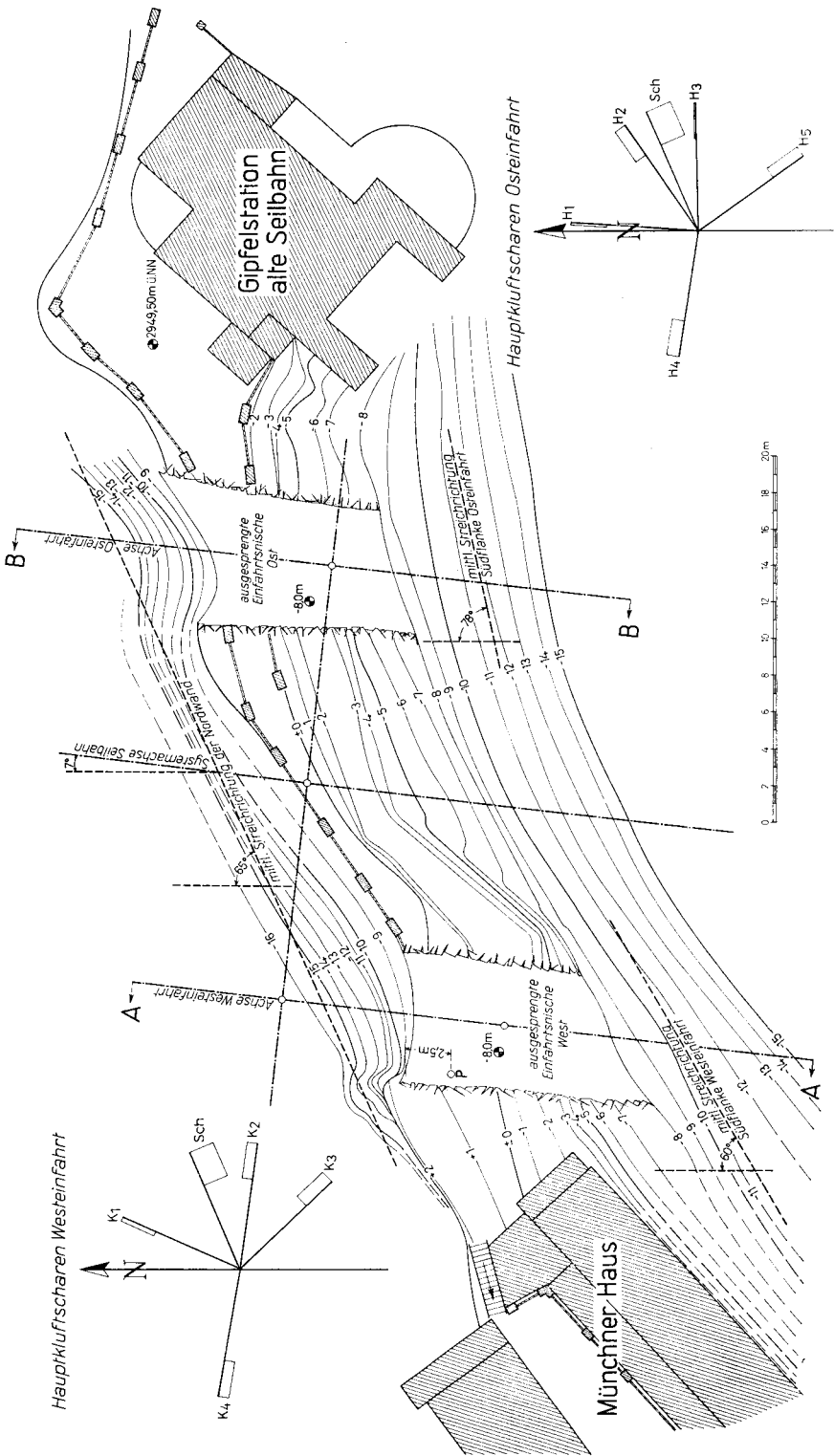


Abb. 5. Lageplan des Zugspitzgipfelgrates im Bereich der Bergstation der neuen Seilbahn.

Während die Klüftung die Formung der Nordseite weitgehend beeinflußt, kommt die Schichtung auf der Südflanke zum Ausdruck (siehe Abb. 3). Der vom Grat aus mit ca. 35° nach SE abfallende Hang verläuft im oberen Teil etwa schichtparallel, bis auch hier die stärker wirksame Klüftung zum steilen Abbruch ins Platt führt, wobei partienweise die Schichtung in Plattenschüssen immer wieder hervortritt.

Im Zugspitzgrat liegen gefügebedingt eng begrenzte Homogenbereiche vor. Da die Bauwerksentwicklung sowie die Richtung der Lasteintragungen in den Fels konsequent auf das Felsgefüge abgestimmt werden mußte, war es erforderlich, für diese Homogenbereiche bzw. für jeden Bauwerksteil (West-, Osteinfahrt, Poller) eine spezielle Gefügaufnahme vorzunehmen. Neben der jeweiligen statistischen Auswertung des Flächengefüges erfolgte die Ermittlung der Beschaffenheit, Ausdehnung und Öffnungsweiten von Trennflächen und der daraus abzuleitenden Kennziffern des Gesteins (Klüftigkeit, Durchtrennungsgrad, Klüftflächenanteil). Da einerseits die Bauplanung der Ausführung vorausgehen mußte, andererseits die Erfassung der Gefügedaten erst nach dem Vollaussbruch für die Fundamente endgültig fixiert werden konnte, waren Voraussagen über den Felszustand im Bereich der Fundamentsohlen zu machen. Es zeigte sich dabei, daß Prognosen über das Flächengefüge des Felsens aufgrund exakter und umfassender Vermessung der Trennflächen im Oberflächenbereich bis in eine Tiefe von 10 m zutreffend waren.

II. Das Flächengefüge des Gipfelgesteins

Die Klüftmessungen für beide Einfahrten und die Poller sind entsprechend der Aufteilung des Gipfelmassivs in einzelne Homogenbereiche getrennt ausgewertet und in den Abbildungen 6 und 8 dargestellt. Durch die 8 m tief in den Fels eingesprengten Einfahrtnischen ist die Gewähr für eine gleichmäßige Erfassung aller Trennflächen gegeben und eine häufig bei einseitig orientierten Aufschlüssen auftretende Überbewertung subjektiv günstig liegender Flächen ausgeschlossen.

In Abbildung 6 sind neben der statistischen Auswertung der Klüftmessungen die Hauptklüftscharen als Großkreise idealer Flächen aufgezeichnet und in Beziehung zur nächstgelegenen Hangseite der Nordwand im jeweiligen Fundamentbereich gebracht. Diese Darstellungsweise macht die räumliche Lage der Flächengefüge zur jeweils nächstliegenden Felsoberfläche anschaulich.

1. Die Felsausbildung in der Westeinfahrt

Die in einer der nach Süden zurückspringenden Buchten des Grates liegende Westeinfahrt befindet sich im Bereich stark gestörter Gesteinspartien. Die vorwiegend in der K_1 -Richtung auftretende Breccienbildung zeigt besonders auf der Westseite der Einfahrt eine enge Scharung (vgl. Abb. 7). Der Abstand der Störungsklüfte beträgt meist nur einige Dezimeter, stellenweise vereinigen sie sich zu einer Zone völlig zerriebenen Materials. Das bis zu 1 m mächtige Gesteinsgrus ist mit steifem, in der Regel gefrorenem Verwitterungslehm verbacken. Die Störungen reichen meist sehr tief in den Fels hinab, ehe sie sich in einzelne Fiederklüfte zerschlagen. Die bis etwa 40 m unter den Grat reichenden Breccienzonen schwanken im Streichen ($N 10-24^\circ E$) und Einfallen ($W 64-80^\circ E$). Die

Zugspitz-Luftseilbahn
Bergstation

Zugspitz-Luftseilbahn
Bergstation

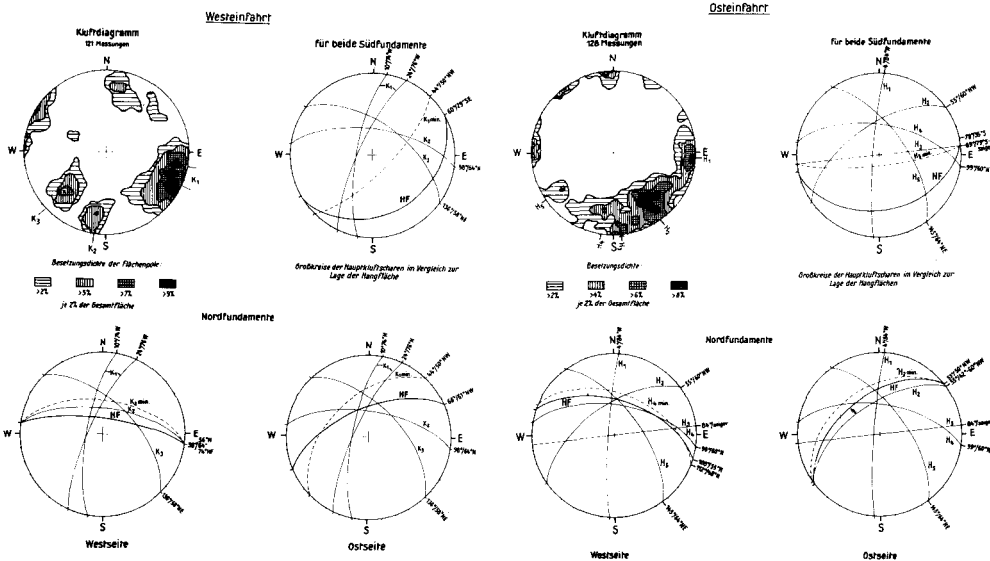


Abb. 6. Kluftdiagramm und Darstellung des Flächengefüges in Großkreisen für die West- und Ostseilbahn.

beiden Kluftscharen K_2 und K_3 (siehe Abb. 5 und 6) stehen nahezu senkrecht auf K_1 und zerteilen den Fels zu einem kleinwürfeligen Verband.

Aus Abbildung 5 wird ersichtlich, daß die Hauptstörungszone K_1 am nördlichen Westfundament nahezu senkrecht zur Hangfläche steht. Ein Abgleiten bei Belastungen auf diesen Flächen ist durch die seitlichen Widerlager nicht möglich. Sehr ungünstig liegen jedoch die Kluftscharen K_2 und K_3 . K_2 verläuft parallel mit der Hangfläche und unterschneidet diese noch beträchtlich (siehe Abb. 6). K_3 liegt zwar in der Richtung ($N 136^\circ E$) etwas günstiger, schneidet jedoch mit $58^\circ NE$ -Einfallen gleichfalls aus dem Hang aus. Als vorteilhaft erweist es sich, daß die der Lage nach kritischen Klüfte der Scharen K_2 und K_3 mit größeren Abständen voneinander (mehrere dm bis m), stets ohne Kluftletten und meist geschlossen auftreten. Zudem erstreckt sich die Durchtrennung in der Regel nur auf einige Dezimeter.

In der Nordostecke der Westseilbahn zeigen sich bereits günstige Gesteinsverhältnisse. K_1 ist zwar noch mit Reibungsbreccien vertreten, jedoch in größeren Abständen und weniger mächtig (10—15 cm). Der Kluftkörper erreicht dm-Größen. In der Lage der Kluftscharen zur Hangfläche zeigt es sich, daß K_1 und K_2 spitzwinkelig aus der Nordwand ausschneiden, während K_3 fast senkrecht dazu verläuft (siehe Abb. 6). Die hier etwas weniger steile Nordwand (61°) schafft bessere Vorbedingungen, so daß nur noch K_2 in Verbindung mit K_1 gegen mögliche Abscherungen zu berücksichtigen ist. Der größere Abstand des Fundamentes vom Nordabbruch wirkt sich hier vorteilhaft aus, da kaum noch durchhaltende Trennfugen von der Fundamentsohle bis in die Nordwand auftreten.



Abb. 7. Felszustand an der Nordseite der Westeinfahrt; Fundament im Punkt P (siehe Abb. 9) in Bildmitte.
Aufnahme: W. Vogt

Im Bereich des Südfundamentes wird die mit 29° nach SE geneigte Hangfläche von allen Kluftscharen spitzwinkelig geschnitten, die Einfallswinkel sind durchweg steiler und überwiegend entgegengesetzt gerichtet. Die hangparallel verlaufenden Schichtfugen sind schwach ausgeprägt und nur in größeren Abständen (3—4 m) als länger durchsetzende Trennfugen ausgebildet.

2. Die Felsausbildung in der Osteinfahrt

Auch die Osteinfahrt liegt, wie die Abbildung 5 zeigt, in einer nach Süden gerichteten Einbuchtung des Gipfelrates. Aus dem Vergleich der Gefügediagramme Abbildung 6 wird ersichtlich, daß dem strengeregelten Kluftgefüge der Westeinfahrt in der Osteinfahrt ein weit gestreutes Flächengefüge mit zwei stärker ausgeprägten Maxima (H_1 und H_2) gegenübersteht. Die Kluftkörper haben Kantenlängen bis zu mehreren Dezimetern. Bewegungsklüfte mit Reibungs-

breccien bilden die beiden Seiten der Ausbruchsnische (H_1 -Richtung). Auf der Sohlfläche finden sich vereinzelt Störungsklüfte nach H_2 und H_4 , die bis zu 10 cm geöffnet und mit Eis und Gesteinsgrus gefüllt sind. Am Abbruch zur Nordwand treten an beiden Seiten der Einfahrt bis zu 50 cm weite Trennfugen in H_4 -Richtung auf, die zur Ablösung größerer Gesteinsplatten aus dem Felsverband führen können.

Die Nordfundamente liegen auf Grund des an der Westeinfahrt vorgegebenen Mindestabstandes vom Felsabbruch so weit von der Nordwand entfernt, daß auch die ungünstig verlaufenden Kluftscharen H_2 und H_4 zu keinen Bedenken Anlaß geben. Im westlichen Nordfundament schneiden zwar Klüfte nach H_4 in der Nordwand aus, sie werden jedoch durch den großen Abstand des Fundaments von der Felskante unwirksam. Die gleichen Verhältnisse liegen auch am nördlichen Ostfundament vor. Hier verläuft H_2 nahezu parallel mit der Hangfläche, die nur in Einzelfällen unterschritten wird (siehe Abb. 6).

Für das Südfundament der Osteinfahrt liegen die Hauptkluftscharen ausgesprochen günstig. Die fast hangparallele Schichtung kann wegen des schwachen Durchtrennungsgrades und der dickbankig-massigen Struktur des Gesteins vernachlässigt werden.

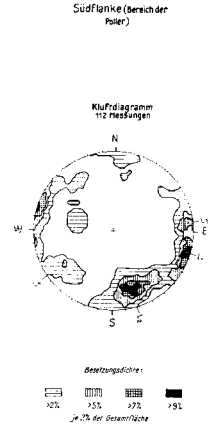


Abb. 8. Kluftdiagramm für den Homogenbereich „Pollerfundamente“.

3. Die Felsausbildung auf der Südflanke

Wie der Abbildung 8 zu entnehmen ist, zeigt sich auf der Südflanke eine weitere Variante im Gefügebild. Während von den bisher festgestellten Hauptklufttrichtungen nur L_1 mit K_1 und L_4 mit H_5 identisch sind, treten L_2 und L_3 als neue Trennflächenmaxima auf.

Der Fels im Bereich der Pollerfundamente weist eine wesentlich günstigere Beschaffenheit auf als der am Zugspitzgrat. Die Klüfte sind nur selten und dann nur wenig (mm—cm) geöffnet, die Kluftabstände liegen bei einigen Dezimetern. Reibungsbreccien sind nicht zu beobachten. Dies wirkt sich vor allem im Hinblick auf die der Zugbeanspruchung (in Seilbahnachse) nahezu parallel verlaufenden Kluftscharen L_1 und L_3 vorteilhaft aus, da auch eine tiefreichende vertikale Durchtrennung des Gesteins nicht vorliegt. Die Kluftscharen L_2 und L_4 liegen mehr oder weniger senkrecht zur Zugrichtung; das steile Nord- bzw. Nordost-Einfallen der Klüfte bedingt ein gegenseitiges Verkeilen des Felskörpers, so daß die Trennflächen nicht als Gleitlinien auftreten können.

War bei der bisherigen Beurteilung der Felsbeschaffenheit die Felsschichtung praktisch zu vernachlässigen, so muß sie bei der Fundierung der Poller besonders berücksichtigt werden. Durch die zur Hangoberfläche parallel verlaufende Schichtung wird bei der vorgegebenen Krafrichtung ein Gleiten auf den Bankfugen, die mitunter sehr glatt ausgebildet sind, ermöglicht.

4. Zur Anwendung von Gefügebildern auf tektonischem und felsmechanischem Gebiet

Die bei der Untersuchung gewonnenen Gefügebilder vom Gipfelmassiv der Zugspitze lassen eindeutig erkennen, daß bei den einzelnen relativ kleinen Homogenbereichen wesentliche Unterschiede im Flächengefüge vorliegen. Mit Ausnahme eines stark ausgeprägten NNE streichenden Maximums treten jeweils verschiedene Kluftrichtungen auf. Eine Beziehung mit dem gängigen Ammer (NNW)-Loisach (NE)-Kluftsystem kann nicht festgestellt werden. Dies findet eine einfache Erklärung in der Tatsache, daß sämtliche Trennfugen gemessen und in den Diagrammen ausgewertet wurden, ein Verfahren, das für tektonische Analysen nicht in allen Fällen zulässig ist.

Für eine derartige Analyse kann eine genaue Unterscheidung von Trenn-, Gleit- und Verschiebungsklüften in ihrer Lage zur B-Achse erforderlich werden. Selbst dann ist eine solche Auswertung von Gefügediagrammen meist nur für einen räumlich begrenzten Homogenbereich möglich. — Auf Irrtümer, welche hinsichtlich des Alters von Verformungsakten auf Grund von Kluftversetzungen entstehen können, weist bereits L. MÜLLER (1963, S. 146) eindeutig hin, wenn er schreibt: „Zu Unrecht wird dann auch gleich immer von verschiedenen Formungsakten gesprochen. Zu Unrecht deshalb, weil der Altersunterschied keineswegs immer dem Zeitabstand geologischer Phasen entsprechen muß, sondern oft auch nur Sekunden betragen kann, wie im Experiment leicht zu veranschaulichen.“ — Es ist weiterhin zu bedenken, daß nach KIESLINGER (1958) Spannungsklüfte im Oberflächenbereich in Erscheinung treten können. Bei einer differenzierten Gefügeanalyse für tektonische Zwecke müßten derartige durch oberflächennahe Spannungsumlagerungen entstandene Trennflächen ausgeschieden werden, weil sie das tektonische Bild verfälschen.

Eine entsprechende Unterscheidung und Auswahl im Flächengefüge des Zugsitzgipfels war trotz eingehender Untersuchungen nicht durchführbar. Es stellt sich damit auch die grundsätzliche Frage, ob es in allen Fällen möglich ist, mit Hilfe einiger Gefügebilder über den räumlichen und zeitlichen Ablauf von Gebirgsbildungsvorgängen Aussagen zu machen. In diesem Zusammenhang wird auf HOEPPENER (1962, S. 209) hingewiesen, der feststellt: „So müssen alle Aussagen über Richtung der gebirgsbildenden Kräfte, über Widerlager usw., soweit sie nur auf Grund einer Gefügeanalyse gemacht worden sind, als ungesichert gelten.“

Anders bei felsbaulichen Problemen, bei denen eine solche Unterscheidung der einzelnen Gefügeelemente eine untergeordnete Rolle spielt, weil hier die mit Hilfe der Gefügekunde und der Felsmechanik lösbare Aufgabe der exakten Feststellung des Felszustandes und — wie allgemein in der Bautechnik üblich — nicht die Frage nach den Ursachen dieser Eigenschaften gestellt ist. Die exakte Erfassung der unabänderlich vorgegebenen Felsgegebenheiten erlaubt es mechanisch-kinematische Folgerungen zu ziehen, die mitunter ausschlaggebend wichtige Konstruktionsprinzipien für ein Bauvorhaben abgeben, wie das nachfolgende Beispiel zeigt.

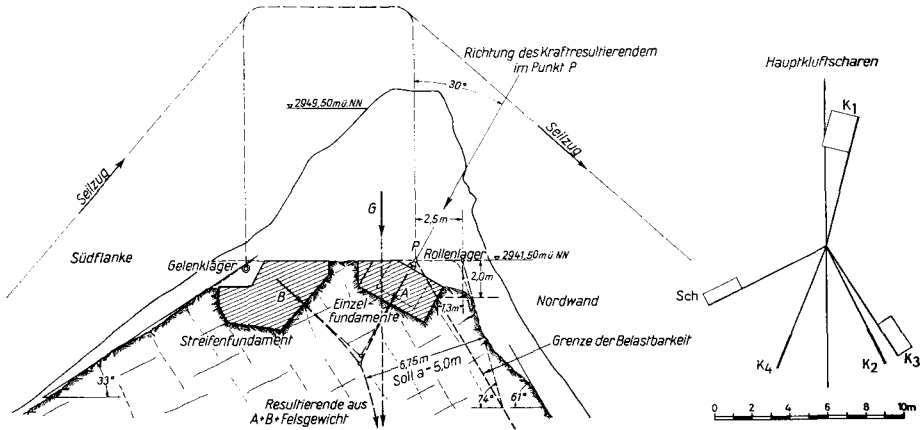


Abb. 9. Westeinfahrt der Gipfelstation, Schnitt A—A (siehe auch Abb. 5).

III. Folgerungen für die Fundierung der Gipfelstation

1. Die Fundierung der Einfahrtstationen

Für die Fundierung der Gipfelstation besonders zu beachten sind jene den Fels durchtrennenden Flächen, die flacher als die Außenflächen des unsymmetrischen „Daches“ geneigt sind und deshalb in diesen ausschneiden. Wie aus der oben gegebenen Felsbeschreibung ersichtlich ist, sind das vor allem die nahezu hangparallel streichenden, nordeinfallenden Hauptklufscharen K_2 und K_3 der Westeinfahrt (siehe Ziffer II. 1) und die nach Süden einfallenden Schichtflächen des Wettersteinkalkes. Alle übrigen Hauptklufscharen durchtrennen den Fels hinsichtlich der abzutragenden Lasten in günstigeren Richtungen, bzw. fallen so steil ein, daß die statistischen Mittel der Klufflächen im Berginnern verbleiben. Als günstig erweist sich dabei der Umstand, daß bei der detaillierten Felsaufnahme für die in der Regel geschlossenen Klüfte der Hauptklufscharen K_2 und K_3 der Westeinfahrt ein geringer Durchtrennungsgrad festgestellt wurde, d. h. daß sich diese Klüfte nur selten länger anhaltend im Fels durchsetzen und daß die südeinfallenden, geschlossenen Schichtflächen im Bereich des Gipfelgrates keine Felsgleitungen befürchten lassen.

Wie beschrieben, sind die Felsverhältnisse in den beiden Einfahrten unterschiedlich. Die Felsbeschaffenheit der Westeinfahrt ist hinsichtlich Flächengefüge, Kluffkörpergröße und Durchtrennungsgrad wesentlich ungünstiger als die der Osteinfahrt. In der Nordwestecke der Westeinfahrt war zudem, wie die Detailaufnahme des Felsens nach Aussprengung der Einfahrtnischen ergab, eine größere Felspartie durch Klüfte der Hauptklufscharen K_1 , K_2 und K_3 völlig durchgetrennt. Da gleichzeitig von der Konstruktion der Seilbahn her die Weststation möglichst nahe an die hier am steilsten abfallende Nordwand herangerückt werden sollte, war diese Nordwestecke der Ausgangspunkt für die Grundrißentwicklung der gesamten Anlage.

Ausgehend von den üblichen Vorstellungen der Gründung von Bauwerken wurde die Frage gestellt, wie hoch die zulässige Belastung des Felsens für eine in einem vorgegebenen Punkt P_0 (siehe Abb. 9) angreifende vertikale Last an-

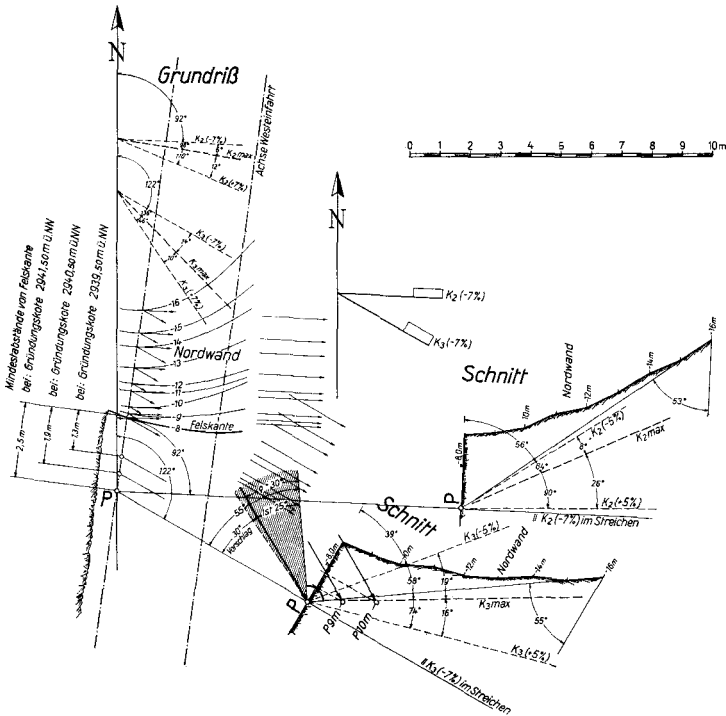


Abb. 10. Westeinfahrt; Entwicklung des erforderlichen Randabstandes von der Nordwand und der Lastrichtung im Punkt P.

zusetzen sei. Eine zuverlässige Beantwortung dieser Frage wäre nur durch Messung der gefügebedingten Restverbandsfestigkeit des Gesteins bei P_0 , d. h. durch einen Scherversuch „in situ“ möglich gewesen. Die Ermittlung des einzuhaltenden Sicherheitsfaktors gegenüber der Bruchlast hätte dabei eine Laststeigerung bis zum beginnenden Ausscheren einzelner Kluftpakete in die Nordwand hinein bedingt und damit eine zumindest teilweise Zerstörung solcher Felspartien eingeleitet, die erhalten bleiben sollten. Aus diesem Grunde, ferner wegen der zeitweiligen Unzugänglichkeit des Versuchspunktes und der aufwendigen Vorbereitungen wurde auf die Durchführung dieses „in situ“-Versuches verzichtet und das Problem auf Grund der Geometrie des Felsflächengefüges gelöst und zwar durch Festlegung der Richtung der abzutragenden Last und des Mindestabstandes der Lasteintragung von der genau eingemessenen Abbruchkante.

Die erforderliche Neigung der Last folgt aus der Bedingung, mit der Belastungsrichtung innerhalb des Winkels einer für die Kluftflächen der Hauptkluftscharen K_2 und K_3 als maßgeblich anzusehenden Gleitreibung zu verbleiben. Nach eingehender Prüfung des Durchtrennungsgrades und der Eigenschaften der kritischen Kluftflächen, wie Kluftflächenanteil, Rauigkeit usw., wurde sicherheitshalber für diese Gleitreibung nur ein Winkel von 30° angesetzt; ein Kohäsionsanteil der Restverbandsfestigkeit blieb unberücksichtigt. Es ist ferner zu beachten, daß die als „Hauptkluftscharen“ bezeichneten Flächenneigungen

einen statistischen Mittelwert darstellen, um den die realen Klufflächen sowohl im Streichen als auch im Einfallen beträchtlich schwanken (siehe Abb. 6 und 10). Aus Gründen der Sicherheit ging man deshalb bei der Festlegung des Mindestabstandes und der Kraftneigung nicht vom statistischen Maximum des Streichens der maßgeblichen Hauptkluffscharen aus, sondern von einem auf der ungünstigen Seite liegenden Randwert der Belegungsichte im Kluffdiagramm (-7% ; siehe Abb. 6 und die Kluffflächengrundrißspuren in Abb. 10 am Nordpfeil).

Die Ableitung des Mindestabstandes und der erforderlichen Belastungsrichtung im Punkt P erfolgte durch Probieren nach Abb. 10. Auf der linken Seite desselben ist ein Grundrißausschnitt der Weststation wiedergegeben. Rechts unten sind die beiden maßgeblichen Profile $\perp K_2$ (-7%) und $\perp K_3$ (-7%) aufgezeichnet und die Maxima bzw. die ausgewählten Randwerte (-5%) des Einfallens eingetragen. Legt man einen Mindestabstand zur Nordwandkante von 2,5 m auf Höhe $-8,0$ m (= Kote 2941,50 m ü. NN = Sohle der Ausbruchnische) fest, dann erweist sich die Hauptkluffschar K_2 infolge ihres steileren Einfallens als weniger kritisch; die Masse der dieser Schar zugehörigen Klufflächen verbleibt im Berg. Anders bei K_3 ; Kluffflächen dieser Schar mit Neigungen von mehr als 55° gegen die Horizontale können zwar nicht mehr ausweichen, d. h. sie finden durch die ab -15 m flachere Neigung der Nordwand ein Widerlager; die zahlreichen flacher geneigten Klufflächen dagegen schneiden in der Nordwand aus, siehe die Neigung des ausgewählten Randwertes K_3 (-5%). Im festgelegten Punkt P (Randabstand 2,5 m) kann somit keine vertikal gerichtete Last abgetragen werden, wenn eine Felsgleitung unbedingt vermieden werden soll. Verschenkt man jedoch die Belastungsrichtung zum Berginnern hin, so werden die Verhältnisse zunehmend günstiger. In Abb. 10, Schnitt parallel K_3 (-7%) im Streichen, ist im Punkt P die Senkrechte auf die kritische Neigung

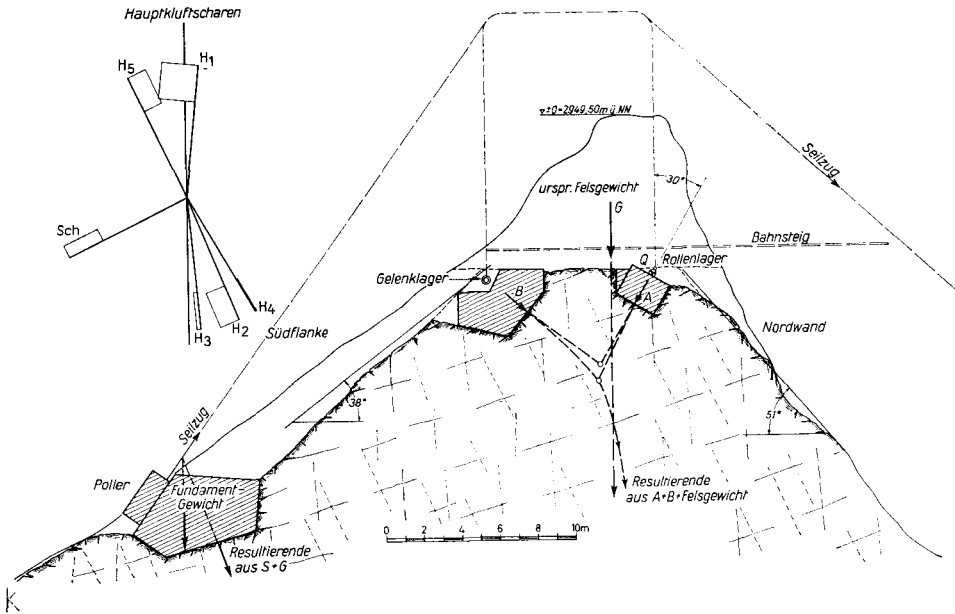


Abb. 11. Osteinfahrt; Schnitt B—B (siehe Abb. 5) mit Pollergewichtsfundament.

von 55° errichtet und der Reibungskegel unter Zugrundelegung eines Winkels der Gleitreibung für die Kluftflächen der Schar K_3 von 30° schraffiert eingezeichnet. Die Lastrichtung muß mindestens am Rand dieses Reibungskegels verlaufen, besser noch innerhalb desselben verbleiben, wenn ein Felsbruch mit Sicherheit ausgeschlossen sein soll. Aus dieser Bedingung ermittelt sich die erforderliche Mindestneigung zu $\alpha = 25^\circ$ gegen die Vertikale. Aus Sicherheitsgründen liegt der Ausführung ein Verschwenkungswinkel von 30° gegen die Vertikale zugrunde.

Für die weitere konstruktive Ausbildung der Fundierungskonstruktionen in beiden Einfahrten finden die für den Punkt P entwickelten Grundsätze sinn-gemäße Anwendung, d. h. an keinem Auflagerpunkt und für keinen Belastungsfall treten hangauswärtsweisende Kräfte auf. Bei beiden Stationen werden die durch die auf der Nordseite in das Berginnere gerichtete Lastverschwenkung entstehenden Horizontalkomponenten der Stützlast über die Konstruktion der Portalrahmen in die Fundamente der Südseite eingeleitet. So entstehen beidseitig des dachförmigen Felsprofils in das Berginnere gerichtete Kräfte, die ohne weitere zusätzliche Maßnahmen (wie z. B. vorgespannte horizontale Felsanker) den Felsgrat zusammenpressen und in ihrem weiteren Verlauf den ursprünglichen Belastungszustand des nur durch Felseigengewicht belasteten Gipfelgrates annähernd wieder herstellen (siehe hierzu den Kräfteverlauf in den Abb. 9 und 11).

Die vorgeschriebene Belastungsrichtung an den 4 nördlichen Einzelfundamenten wird durch besondere Auflagerkonstruktionen mit der Wirkungsweise der im Brückenbau üblichen Rollenlager erzwungen. Diese Lager erlauben nur die Übertragung von Kräften in Richtung der Senkrechten auf die Lagerfläche, die im vorliegenden Fall um 30° geneigt angeordnet wurden. Im übrigen wird der Kräfteverlauf durch entsprechende Dimensionierung der Fundamentgewichte im günstigen, vorbedachten Sinn beeinflusst. Auf der Südseite des Gipfelgrates entsteht dadurch für jede Einfahrt ein mächtiger Streifenfundamentblock. Bei dieser Dimensionierung im Iterationsverfahren ist jeweils der Verlauf der Kraftresultierenden maßgeblicher Lastfälle im Berg rechnerisch unter Einbeziehung des Felseigengewichtes genau zu verfolgen. Der geringste Randabstand der Gesamtresultierenden von der Nordwand ergibt sich im ungünstigsten (außerbetrieblichen) Lastfall bei der gewählten Ausführung mit $a = 6,75$ m gegenüber dem hierfür auf Grund der Druckausbreitung und des Felszustandes vorgeschriebenen Wert von $a \geq 5,0$ m (siehe Abb. 9).

Die Fundamentsohlflächen stehen normal zu den Resultierenden der Regelbelastung. Die maximal auftretenden Kantenpressungen für außergewöhnliche Lastfälle betragen in der Westeinfahrt $7,5$ und 15 kg/cm^2 , in der Osteinfahrt 30 kg/cm^2 . Im übrigen ist die Bemessung der Fundamente — soweit sie nicht ohnehin durch erforderliches Gewicht festliegen — nicht auf die Festigkeit des Gesteins, bzw. des einzelnen Kluftkörpers abgestimmt; vielmehr wird entsprechend der Zerklüftung des Gesteins eine Mindestflächengröße eingehalten, die sicherstellt, daß eine genügend große Anzahl von Einzelkluftkörpern von der Belastung erfaßt wird. Die Mindestkantenlängen der Fundamente werden auch dort nicht unterschritten, wo die Festigkeit des Gebirges kleinere Fundamente zuläßt. Bei der Formgebung der Fundamente ist sorgfältig darauf geachtet, daß keine hangauswärts treibende Keilwirkung entsteht; aus diesem Grund trennen

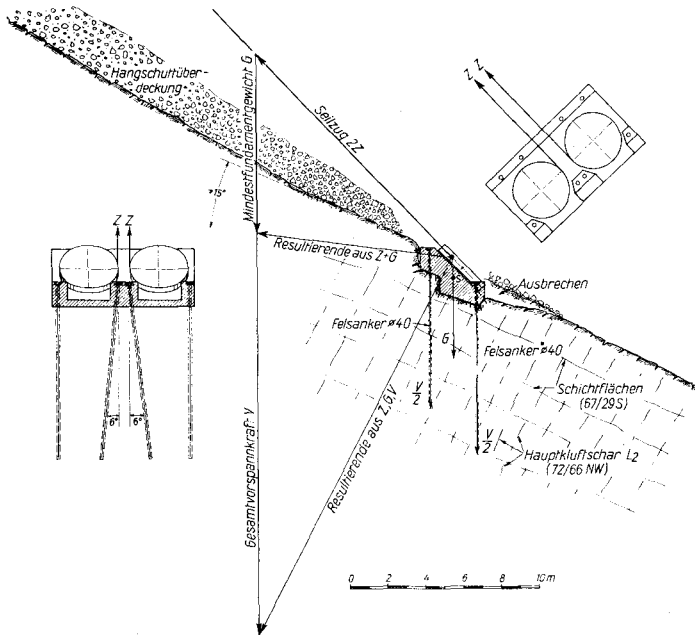


Abb. 12. Fundierung der Poller mittels Felsanker.

Bewegungsfugen den Füllbeton zwischen Fels und den verschalteten Fundamentseitenflächen vom Konstruktionsbeton.

Auf diese Weise ergibt sich eine den örtlichen Gegebenheiten angepaßte und durchaus wirtschaftliche Lösung für die Fundierung der Einfahrtstationen.

2. Die Fundierung der Poller

Die Tragseile der Seilbahn liegen paarweise auf den Portalrahmen der Einfahrtstationen auf und sind an jeweils 2 Pollern in der zum Zugspitzplatt abfallenden Südflanke des Gipfels verankert. Zur sicheren Übertragung des steil nach oben gerichteten Seilzuges in den Berg wurden als alternative Lösungsmöglichkeiten sowohl die Abtragung der Lasten durch Fundamenteigengewicht als auch durch vorgespannte Felsanker untersucht. Der Bauherr hat sich zur Ausführung der ersteren Lösung entschlossen, die im Prinzip in Abb. 11 links unten dargestellt ist.

Der gegenüber dem Gipfelgrat wesentlich günstigere Felszustand an der Südflanke (siehe Kapitel II. 3) hätte durchaus auch die Aufnahme der Seil-Zugkräfte durch Felsanker gestattet. Obwohl diese Lösung nicht zum Tragen kam, sollen nachfolgend interessehalber und ohne auf Details einzugehen die dieser Lösung zugrundeliegenden Leitgedanken dargelegt werden (Abb. 12).

Die Richtung der Resultierenden aus dem Seilzug Z und dem Eigengewicht G der Poller-Fundamente sollte mit der Neigung der Felsoberfläche wenigstens einen Winkel von 15° (bergwärts nach unten; siehe Abb. 12) einschließen. Aus dieser Bedingung ergibt sich das Mindesteigengewicht der Pollerfundamente. Mit

dieser Festlegung wird eine wichtige erste, aber noch keine ausreichende Sicherung der Pollerfundamente erhalten. Die steil nach oben gerichteten Seil-Zugkräfte sind trotz des entgegenwirkenden Eigengewichtes der Fundamente bestrebt, diese abzuheben, bzw. um die bergseitige Lagerfläche zu kippen. Mindestens das fehlende Drehmoment (erforderliche Kippsicherheit $\geq 1,5$) und die verbleibende Differenz der Abhebekräfte einschließlich eines Sicherheitszuschlages ($1,5 Z_v - G$) ist deshalb durch Felsanker aufzunehmen.

Die Felsanker sind vorzuspannen. Ihre Vorspannkraft muß die Größe ihrer späteren Zugbeanspruchung mit Sicherheit überdecken. Solange dies der Fall ist, ändert sich die Spannung in den vorgespannten Ankern nicht, d. h. es treten infolge Laständerungen keine Längenänderungen in den Ankern und damit auch keine unerwünschten Bewegungen der Fundamente auf.

Entsprechend der Vorspannkraft schlägt die Resultierende in der Sohlfuge weiter in das Berginnere aus. Die erstrebenswerte Richtung der Resultierenden aus Seilzug, Fundamentgewicht und Vorspannkraft ist im vorliegenden Fall durch die Senkrechte auf die Schichtflächen des Gesteins gegeben. Im Krafteck der Abb. 12 folgt durch Vorgabe dieser Richtung auf einfache Weise die dazu erforderliche gesamte Vorspannkraft pro Poller-Fundament, nach der die weitere Bemessung erfolgen kann.

Die günstigste Ankerlage ist durch die Richtung der Winkelhalbierenden zwischen dem Einfallen der Schichtflächen und dem statistischen Mittel der Hauptkluftchar L_2 (siehe Abb. 12) gegeben, d. h. die Anker sollten an sich steil nach Süden fallend angeordnet werden; mit Rücksicht auf die Felsverhältnisse müssen sie aber mindestens lotrecht gestellt werden.

Wie bereits erwähnt, kam diese Lösung der Verankerung nicht zur Ausführung und zwar sowohl aus wirtschaftlichen und konstruktiven Gründen, als auch aus Gründen der Bauzeitplanung und der Sicherheit. Die Unterbringung der Ankerköpfe bereitete im Hinblick auf die geforderte Bewegungsfreiheit um die Poller Schwierigkeiten. Die Frage der Dauerhaftigkeit dieser Lösung spielte eine wichtige Rolle und im Zusammenhang damit die Notwendigkeit, weitere Bohransatzpunkte für Ersatzanker unterzubringen. Derartige Erschwernisse und Probleme treten bei Gewichtsfundamenten nicht auf. Im vorliegenden Fall ließen sich Letztere zudem mit geringerem Kostenaufwand und ohne Bauzeitunterbrechung ausführen.

Schluß

Im Zuge der Arbeiten für dieses interessante Bauwerk haben die Verfasser die Nützlichkeit der unmittelbaren Zusammenarbeit zwischen einem Geologen und einem Bauingenieur bei schwierigen Fundationsproblemen erfahren. Diese Teamarbeit hat sich auch bei anderen Aufgaben bewährt, bei denen spezielle Gebiete der Geologie und des Bauingenieurwesens gleichzeitig anzuwenden waren.

Herrn Direktor Dr. HANS NATHAN, dem diese Festschrift gewidmet ist, kommt das Verdienst zu, mit Weitblick und Tatkraft die Möglichkeiten für eine solche Zusammenarbeit im Bayerischen Geologischen Landesamt geschaffen zu haben.

Die Verfasser danken Herrn Dipl.-Ing. BERNHARD SCHMIDT, Direktor der Bayerischen Zugspitzbahn, für das ihnen entgegengebrachte Vertrauen, für die jederzeit verständnisvolle Unterstützung ihrer Arbeiten, sowie für die Erlaubnis zur Veröffentlichung obiger Untersuchungsergebnisse und ihrer Folgerungen für das Bauwerk.

Schrifttum

- HOEPPENER, R.: Probleme der physikalischen Tektonik. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, 1962, S. 206—227, Hannover 1963.
- MILLER, H.: Geologischer Bau und Lagerstätten des Zugspitzgebietes. — Ungedr. Dipl.-Arbeit, Univers. München 1960.
- MÜLLER, L.: Der Felsbau. Erster Band. Stuttgart (F. Enke) 1963.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geologica Bavarica, Nr. 17, S. 56—88, München 1953.

Das Kriechverhalten von gefrorenem Lockergestein im Zusammenhang mit der bautechnischen Anwendung des Gefrierverfahrens

Mit 12 Abbildungen

Von HANS LUDWIG JESSBERGER¹⁾

1. Einleitung

Im Bergbau ist das Gefrierverfahren, d. h. die Herstellung von künstlich gefrorenen Bodenkörpern, seit über 80 Jahren bekannt und es wird hier in erster Linie beim Schachtabteufen in Fällen mit schwierigen Deckgebirgsschichten angewendet, insbesondere bei Anstehen von gleichkörnigen wasserführenden Sanden, die unter hydrostatischem Druckgefälle zum Ausfließen neigen.

Für die Herstellung von senkrechten Gefrierschächten werden in einem bestimmten Abstand vom Schachtausbruch sog. Gefrierlöcher bis auf die festgelegte Gefrierteufe abgebohrt und mit Gefrierrohren ausgebaut, durch die mit Hilfe einer Gefrierlauge bei einer Laugentemperatur von etwa -16 bis -21°C dem Gebirge Wärme entzogen wird. Bei Temperaturen unterhalb von 0°C beginnt der Übergang des sich in den Bodenporen befindenden Wassers in den festen Aggregatzustand. Der von der Eisbildung erfaßte Bodenbereich wird Frostkörper genannt, dessen Stärke nach statischen Gesichtspunkten festgelegt wird; denn er soll Wasserzutritt zum Schacht verhindern und die Standsicherheit des Schachtstoßes gewährleisten. Bild 1 zeigt im Grundriß die Anordnung der Gefrier- und Temperaturmeßlöcher für einen Gefrierschacht in Nordrhein-Westfalen (KAMPSCHULTE usw. 1964).

Der Bauingenieur hat auch schon in einigen Sonderfällen auf das Gefrierverfahren zurückgegriffen, wenn es darum ging, in lockerem, nicht standfestem und wasserführendem Gebirge zu arbeiten. U. a. sind folgende Anwendungen des Verfahrens in der Literatur beschrieben (SICHARDT & CHARDABELLAS 1953; STÄNDER 1962).

- Abteufen von Schächten (Belüftungsschächte, Schwimmerschächte)
- Stollenvortrieb im Lockergestein und in Erosionsrinnen in sonst standfestem Festgestein
- seitlicher Verbau für Baugruben
- provisorische Tragkonstruktion über dem First eines Eisenbahntunnels.

Um das Gefrierverfahren gleichwertig neben die anderen Bauverfahren stellen zu können, ist anzustreben, daß der Baustoff „gefrorenes Lockergestein“ in seinem Verhalten unter Belastung so gut wie die anderen Baustoffe, z. B. Stahl oder Beton, bekannt ist. Damit soll erreicht werden, die Sicherheit in der gewählten Konstruktion richtig abschätzen und außerdem wirtschaftlich bauen zu können. Doch die Überlegungen des projektierenden Ingenieurs beschränken

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Privatdozent Dr.-Ing. HANS LUDWIG JESSBERGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

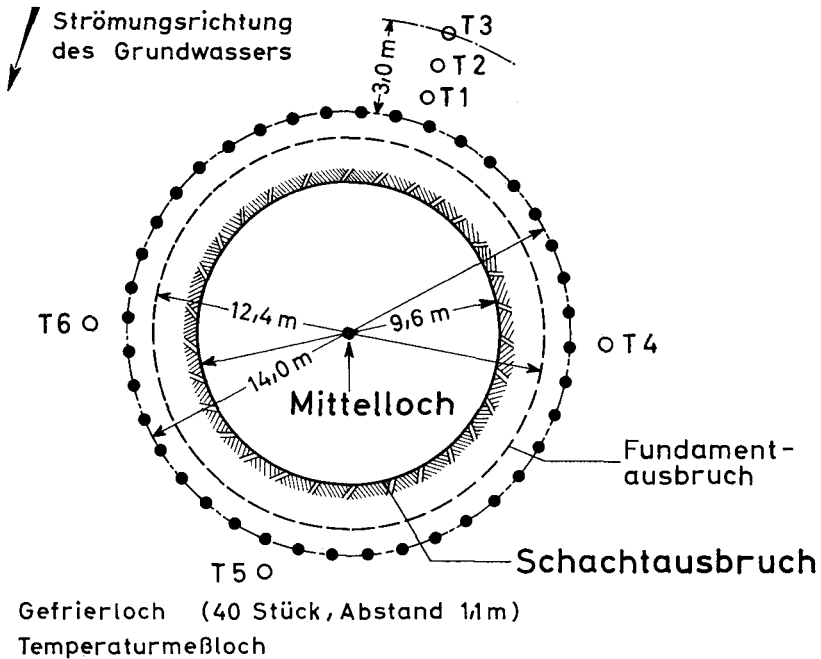


Abb. 1. Anordnung der Gefrier- und Temperaturmeßlöcher bei einem Gefrierschacht (nach KAMPSCHULTE, LEHMANN & LINK 1964).

sich nicht auf die Materialeigenschaften im Frostkörper selbst, sondern sie beziehen sich auf das gesamte Bauwerk einschließlich der durch den Bau beeinflussten Umgebung.

Für die Anwendung des Gefrierverfahrens sind demnach die unten genannten 4 Fragenkomplexe zu beachten:

- a) Einfluß des Gefriervorganges auf den Boden, insbesondere auch auf die Umgebung des Frostkörpers,
- b) Standfestigkeit des Frostkörpers (Bruchfestigkeit und Verformungsverhalten von gefrorenem Lockergestein),
- c) Bodeneigenschaften nach dem Auftauen,
- d) Ausführungstechnik und Wirtschaftlichkeit.

Es soll versucht werden, in den folgenden Überlegungen das Wesentliche der drei ersten Fragen herauszuarbeiten, um so eine Einführung in die materialbedingten Probleme des in Rede stehenden Bauverfahrens zu geben und um weiterhin die Voraussetzungen für eine richtige Beurteilung der Beanspruchbarkeit des Baustoffes gefrorenes Lockergestein zu schaffen. Die Behandlung der 4. Frage entfällt hier.

2. Einfluß des Gefriervorganges auf den Boden

Wenn ein Boden-Wassergemisch auf Temperaturen unter 0°C gebracht wird und das Gefrieren des Bodenwassers beginnt, sind damit einige Erscheinungen verbunden, die in erster Linie von den durch die bodenmechanischen Kennwerte erfassbaren Eigenschaften des anstehenden Bodens, daneben aber auch von äußeren Einflüssen abhängen. Zu diesen Erscheinungen gehört u. a. Volumenausdehnung, Wasserwanderung, Bildung von Eisschichten usw. Aus den Erfahrungen der unangenehmen „Frostaufbrüche“ im Straßenbau hat man von der Korngrößenverteilung her eine Einteilung der Böden in frostsicher und nicht-frostsicher vorgenommen, die sich darauf bezieht, ob ein Boden unter ungünstigen Bedingungen bei Frosttemperaturen Veränderungen in seiner Struktur, Lagerung, Festigkeit und damit Tragfähigkeit erleidet oder nicht. So gibt

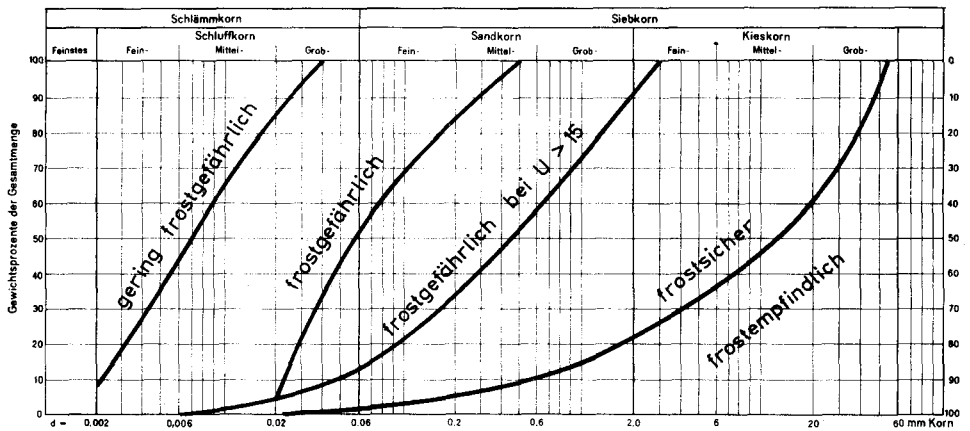


Abb. 2. Frostkriterium der Bundesanstalt für Straßenbau (nach SCHLUMS 1962).

z. B. Bild 2 die Körnungsbereiche an, die nach dem Frostkriterium der Bundesanstalt für Straßenbau (SCHLUMS 1962) als frostsicher bzw. frostgefährlich zu bezeichnen sind. Obwohl in dieser Darstellung, wie auch im Frostkriterium von CASAGRANDE (1934) oder SCHAIBLE (1957) mehrere wichtige Faktoren, wie z. B. die Lagerungsdichte und die Wassernachschubmöglichkeit nicht erfaßt sind, so läßt sie doch eine erste Einteilung der Böden in Bezug auf ihr Verhalten bei Gefriertemperaturen zu.

2.1 Frostsichere Böden

Die Ausdehnung des Wassers um $9,09\%$ beim Gefrieren wird dann nicht zu einer Volumenausdehnung eines betrachteten Bodenbereiches führen, wenn kein geschlossenes Versuchssystem vorliegt, sondern wenn das überschüssige Porenwasser abströmen kann. Die Durchlässigkeit frostsicherer Böden ist in der Regel groß genug, um die für den Strömungsvorgang erforderliche Energie klein zu halten, so daß ein geringer Überlagerungsdruck zur Verhinderung einer Volumenausdehnung genügt. In einem frostsicheren Boden können sich weiterhin keine Eisschichten bilden und damit unterbleibt auch die Abnahme der Tragfähigkeit, worauf noch im Abschnitt 4. eingegangen wird.

2.2 Nichtfrostsichere Böden

In nichtfrostsicheren, bindigen Böden ist es möglich, daß in freiem Porenwasser entstandene Eiskristalle anwachsen und größere Eisschichten bilden, indem Wasser aus der Umgebung der Eiskristalle durch örtliche Austrocknung des Bodens oder aus einem anderen erreichbaren Wasserreservoir herangezogen wird, wobei der Wassernachschub durch Wanderung der Wassermoleküle in den orientierten Wasserhüllen der Bodenteilchen ermöglicht wird. Die Kristallisationskraft führt bei ausreichendem Wasserangebot zu einem Druck, der eine Volumenausdehnung bewirkt und der nachfolgend als Hebungsdruck bezeichnet werden soll. Wenn dagegen bei unbehinderter allseitiger Ausdehnung der Probe behinderter Wassernachschub vorliegt, dann bildet sich ein Porenwasserunterdruck — ein Wassersog — von der gleichen Größenordnung wie der Hebungsdruck. Bei teilweiser Behinderung von Ausdehnung und Wassernachschub bleibt die

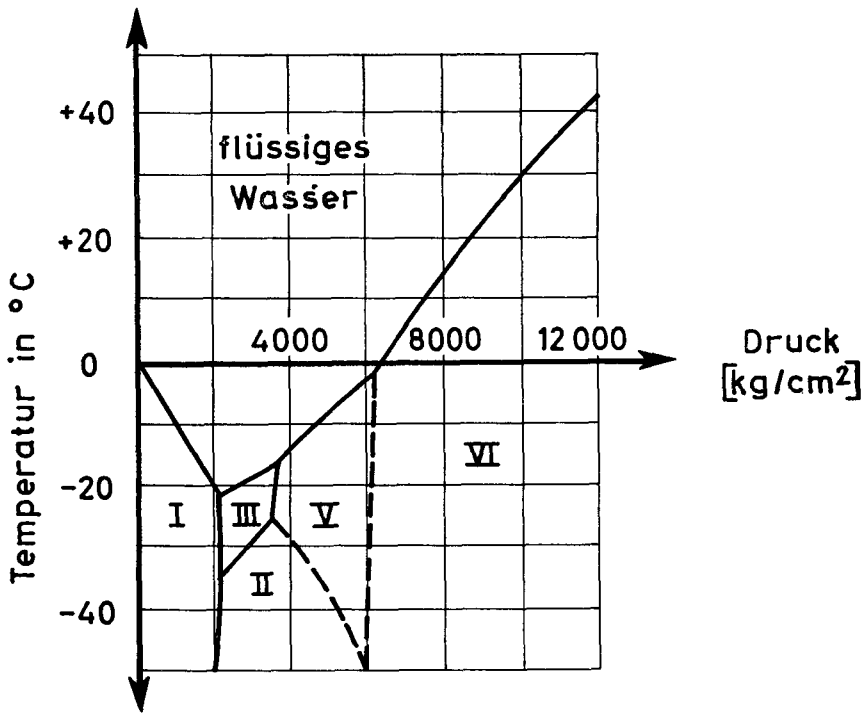


Abb. 3. Aggregatzustände des Wassers in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (nach WINTERKORN 1959).

Summe des Betrages von Hebungsdruck und Sog immer gleich, da ja die auslösende Kraft — der Kristallisationsdruck — in beiden Fällen der gleiche ist (PENNER 1959; BALDUZZI 1959). Die Vermutung, daß der Hebungsdruck auf den Betrag der durch die Kristallisation hervorgerufenen Spannungen anwachsen kann, die wie auf Bild 3 angegeben bei Volumenkonstanz je nach Temperatur etwa 2000 kg/cm² erreichen können, trifft in der Regel nicht zu, da der Boden kein absolut geschlossenes System darstellt. Vielmehr erreicht der Hebungsdruck bzw. der Porenwasserunterdruck maximal einen Wert in der

Größenordnung von 8—10 kg/cm² (BALDUZZI 1959; v. STACKELBERG 1964; KÜBLER 1963). Dieser Wert ist natürlich von der Bodenart, der Korngrößenverteilung und anderen Faktoren abhängig.

Im praktischen Fall eines Frostkörpers im Boden wird die Volumenausdehnung durch einen Überlagerungsdruck gemindert, dem der Hebungsdruck entgegenwirkt. Auch wenn der Überlagerungsdruck kleiner bleibt als der Hebungsdruck, wird die mögliche Hebung kleiner sein als bei völlig unbehinderter Volumenausdehnung. Der Zusammenhang zwischen Überlagerungsdruck und resultierender Hebung für einige typische Böden wird zur Zeit experimentell untersucht, indem der Einfluß der natürlichen Bodenstruktur, der Entwässerungsmöglichkeiten bzw. des Wassernachschubes, der Geschwindigkeit der Frosteindringung, des allseitigen Druckes und der Temperatur besonders berücksichtigt werden soll.

Mit Hilfe von Modellversuchen läßt sich die Größe des tatsächlich auf einen künstlichen Frostkörper einwirkenden Lagerungsdruckes in Abhängigkeit von der Volumenausdehnung infolge Eisbildung ermitteln. Dazu kann eine ähnliche Versuchseinrichtung verwendet werden, mit der z. B. LOOS & BRETH (1949) ihre Versuche zum Firstdruck bei nachgiebigem First ausgeführt haben; jedoch wird jetzt der First nicht abgesenkt, sondern angehoben und der Zusammenhang zwischen Druck und Weg ermittelt. Es ist zu vermuten, daß sich bei geringer Überlagerungshöhe Gleitlinien einstellen, die unter dem Winkel von (45° — $\varrho/2$) gegen die Horizontale geneigt sind.

2.3 Beobachtungen bei Gefrierschächten

In diesem Zusammenhang interessieren zwei Beobachtungen, die man beim Abteufen von Gefrierschächten machen konnte. Zunächst sind es die Geländehebungen über dem Frostkörper, die nach übereinstimmenden Angaben in verschiedenen Veröffentlichungen in der Größenordnung von 35 mm liegen. Bedeutsam ist dabei die Mitteilung von KAMPSCHULTE, LEHMANN & LINK (1964), daß bereits bei einem Abstand von 3 m vom Frostkörper entfernt keine Geländehebungen mehr zu beobachten waren. (Als mittlere Kornverteilungen für den oberen Bodenbereich von 36 m Mächtigkeit wird angegeben: 47% Sand, 48% Schluff, 5% Ton.)

Die zweite Beobachtung bezieht sich auf einen Sohlenaufbruch (KALTERHERBERG & WOLTERS 1958) bei Schacht Rossenray I; dieser Sohlenaufbruch hat in einer Tiefe von etwa 120 m am Übergang der Tonmergelstufe in Walsumer Meeressand stattgefunden. In diesem Fall dürfte der Hauptgrund für die Brucherscheinung darin liegen, daß durch den Tonmergel ein dichter Abschluß der Sandschicht nach oben erzeugt wurde, der es den aus dem Gefrierdruck entstehenden Porenwasserspannungen nicht ermöglichte, sich durch Abströmen von Wasser nach oben abzubauen. KALTERHERBERG & WOLTERS rechnen aus dem Gewicht des angehobenen Bodenkörpers ohne Berücksichtigung der Reibung aus, daß an der Unterseite des Tonmergels ein Druck von mindestens 26 kg/cm² wirksam gewesen sein muß. Es ist jedoch zu betonen, daß bei diesem Schacht keine Mittellochbohrung vorlag, die häufig bei Gefrierschächten angeordnet wird und mit deren Hilfe ein Abbau der Porenwasserspannungen aus dem Gefriervorgang in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit des anstehenden Gebirges erreicht werden kann.

In diesem Sonderfall lag also ein weitgehend abgeschlossenes System vor und als Folge davon konnte sich ein größerer Druck als der oben angegebene Grenzwert des Hebungsdruckes von 8—10 kg/cm² aufbauen.

3. Standsicherheit des Frostkörpers

Es ist heute noch im Gefrierschachtbau üblich, für die Bestimmung der Standfestigkeit des Frostkörpers die Ergebnisse von einachsialen Druckversuchen an gefrorenen Bodenproben heranzuziehen, d. h. man gibt ähnlich wie für Beton eine Würfel- oder Zylinderdruckfestigkeit an. Erst in jüngster Zeit ist man zur Durchführung von dreiachsialen Druckversuchen übergegangen (NEUBER & WOLTERS 1962/63), da bei dieser Versuchsanordnung die wirksamen Hauptspannungen bekannt sind.

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cdot \cos(2\alpha)$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cdot \sin(2\alpha)$$

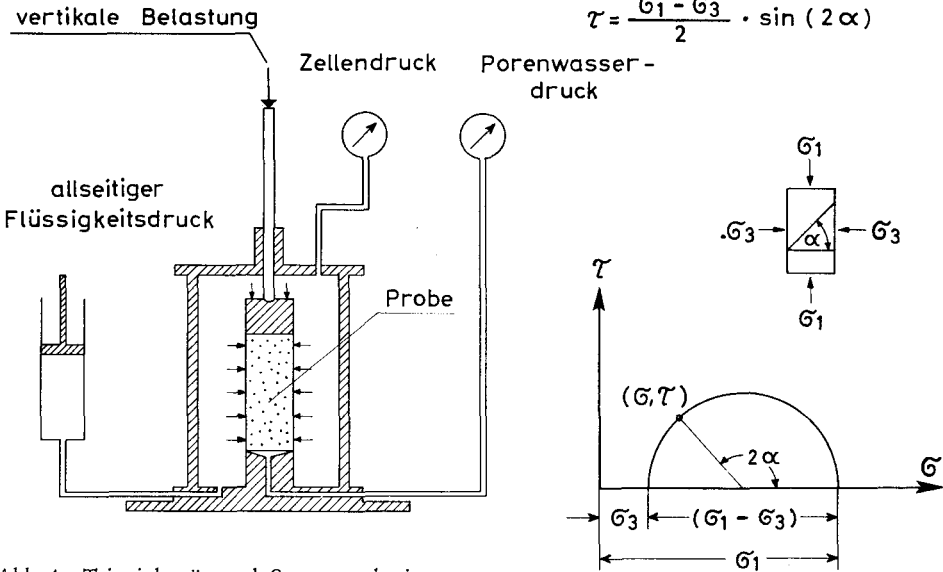


Abb. 4. Triaxialgerät und Spannungskreis.

Wie in Abb. 4 angedeutet ist, wird im Triaxialgerät die konstante Hauptspannung σ_3 durch einen allseitigen Flüssigkeitsdruck auf die Probe, die lotrechte Hauptspannung σ_1 durch einen zusätzlichen einachsialen Zylinderdruck erzeugt und man kann für die verschiedenen Werte von σ_3 die Belastung σ_1 ermitteln, bei der die Probe zu Bruch geht.

Die Bestimmung der erforderlichen Frostmauerstärke für Gefrierschächte wird bisher nach dem Verfahren von DOMKE (1915) durchgeführt, der die einachsiale Bruchfestigkeit als Art Fließgrenze betrachtet, bei der plastische Verformungen eintreten. Nach neueren Untersuchungen enthält diese Theorie zu große Sicherheitswerte, so daß ihre Anwendung bei größeren Teufen der Gefrierschächte keine wirtschaftliche Bemessung des Frostkörpers mehr zuläßt (HORNEMANN 1965). Wenn man dagegen den dreiachsialen Spannungszustand berücksichtigt und davon ausgeht, daß die Tangentialspannungen σ_T und die

Radialspannungen σ_R Hauptspannungen sind, lassen sich die tatsächlich vom Frostkörper aufnehmbaren Spannungen ermitteln. Als Beispiel werden die Spannungen σ_T und σ_R für eine Teufe von 250 m bei einem Schachtdurchmesser von 8,0 m und einer Frostmauerstärke von 2,0 bzw. 4,0 m nach folgenden Formeln ermittelt:

$$\sigma_R = \frac{p \cdot a^2}{a^2 - b^2} \left(1 - \frac{b^2}{r^2} \right)$$

$$\sigma_T = \frac{p \cdot a^2}{a^2 - b^2} \left(1 + \frac{b^2}{r^2} \right)$$

$$\sigma_Z = \gamma \cdot z$$

$$\text{mit } p = 1,3 \cdot z$$

Darin bedeuten:

- a = Außenradius des Frostmaterials
- b = Radius des Ausbruchquerschnittes
- p = radiale Belastung des Frostmantels
- z = Teufe

Mit den von NEUBER & WOLTERS (1962/63) für oberoligozänen Meeressand mitgeteilten dreiachsialen Druckfestigkeitswerten für gefrorenen Boden (angenommene Frostkörpertemperatur $T = -14^\circ \text{C}$) ist in Bild 5 angegeben, welche größere Hauptspannung $\sigma_1 = \sigma_T$ aufgenommen werden kann, wenn als kleinere Hauptspannung $\sigma_3 = \sigma_R$ bzw. σ_Z wirkt. Es muß also eine Spannungsumlagerung im Frostkörper stattfinden, da die Druckkraft im Querschnitt nicht verändert wird und die Summe der angreifenden und der aufnehmbaren Spannungen gleichbleiben muß. Dies ist bei einer Frostmauerstärke von 2,0 m jedoch nicht der Fall, während bei einer 4,0 m starken Frostmauer erhebliche Reserven vorhanden sind.

Dieser Weg zur Lösung der Bemessungsaufgabe ist aber noch nicht befriedigend, da einmal die bisher gebräuchliche Bestimmung der radialen Beanspruchung über die Formel $p = 1,3$ bis $1,7 \cdot z$ äußerst ungenau ist. Zum anderen ist die Verformbarkeit des Ausbaues (hier der Frostmauer) bzw. der Zusammenhang zwischen der Verformung und der äußeren Belastung nicht berücksichtigt. In allen Fällen von Erddruckberechnungen ist nämlich die Abhängigkeit des Erddruckes von der Größe und der Richtung der Verformung zu beachten (siehe Abb. 6). So wird auch versucht, die Bemessung des Ausbaues von Tunneln, die im Schildvortrieb aufgefahren wurden, auf die bei diesem Vortriebsverfahren möglichen Verformungen des Erdreiches abzustimmen (MEISSNER 1963).

Damit stellt sich auch für das Gefrierverfahren das Problem, daß die äußere Beanspruchung des Frostkörpers von der Formänderung abhängt, die dieser Frostkörper erleidet und es scheint also für eine richtige Bemessung einer Frostmauer im Boden erforderlich zu sein, daß man die Verformungen kennt, die unter Belastung auftreten werden und zwar für die gesamte Dauer der Lasteinwirkung, d. h. unter Umständen für eine Zeitspanne von Wochen oder Monaten. Um diesen Zusammenhang zwischen Belastung und Verformung zu erfassen, sollen Kriechversuche durchgeführt werden, mit denen bei entsprechender Versuchsanordnung auch die zeitabhängige Änderung der Festigkeit

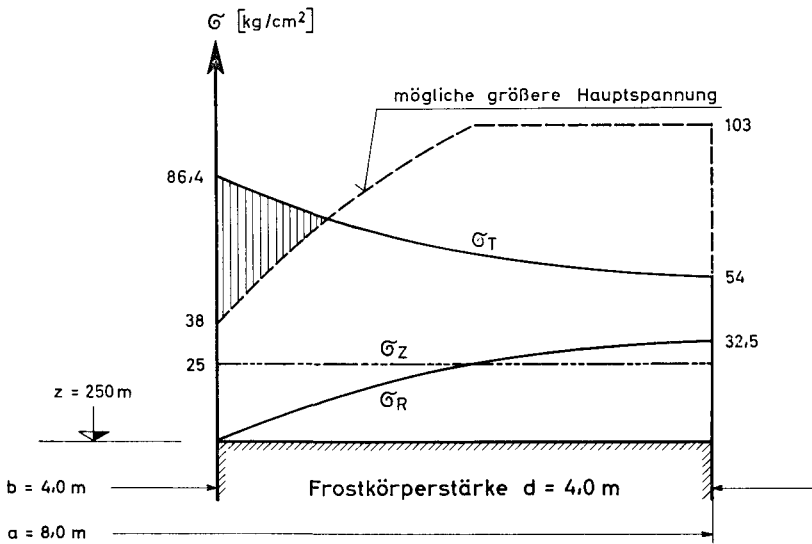
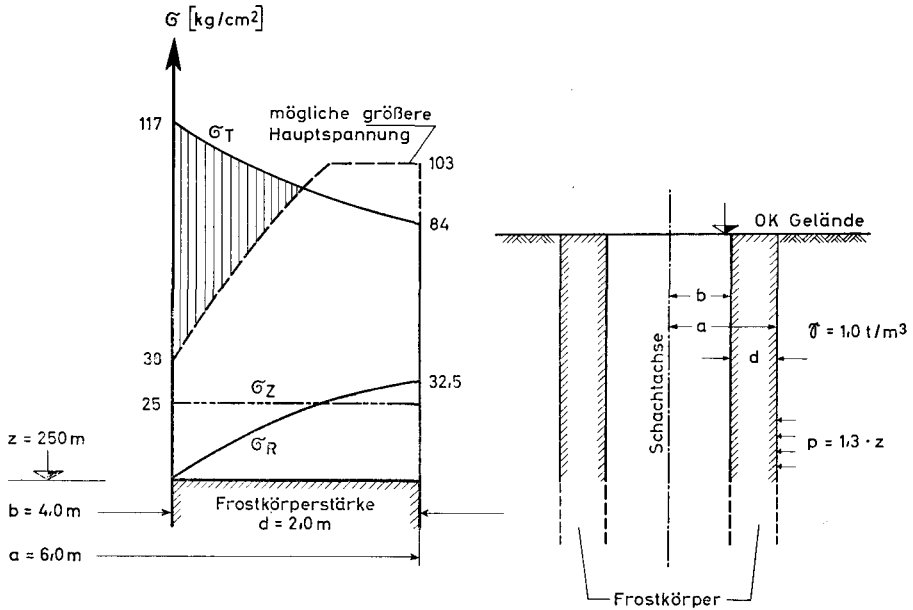


Abb. 5. Angreifende und aufnehmbare Spannungen im Frostkörper eines Gefrierschachtes.

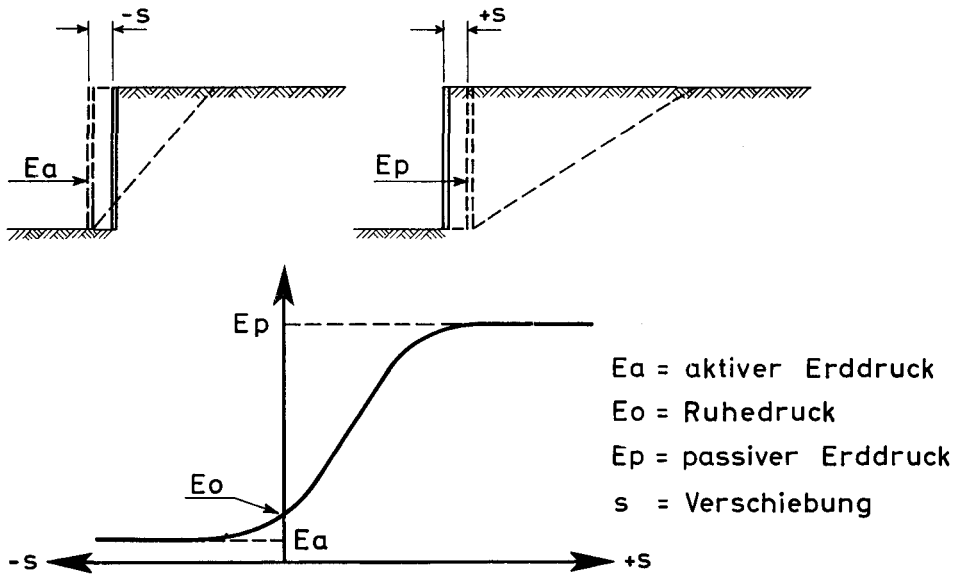


Abb. 6. Größe des Erddruckes auf eine senkrechte Wand in Abhängigkeit von der Wandbewegung.

von gefrorenem Lockergestein bestimmt werden kann; denn nach VIALOV & SKIBITSKY (1957) nimmt für einen Frostkörper die COULOMBSche Gleichung für die Scherfestigkeit folgende Form an:

$$\tau_t = c_t + \sigma \operatorname{tg} \varrho_t$$

Die Werte c_t und ϱ_t können zwischen den Grenzen c_o und ϱ_o bei plötzlicher Belastung und c_∞ und ϱ_∞ bei sehr langsamer Lastaufbringung liegen, wobei der von NEUBER & WOLTERS geprägte Begriff der Dauerstandfestigkeit dem zuletztgenannten Wertepaar zuzuordnen ist. Aus den Beobachtungen von NEUBER & WOLTERS sowie von TSYTOVICH (1957) ist zu schließen, daß der Wert von c_t in stärkerem Maße von der Versuchsdauer, d. h. von der Zeit bis zum Bruch beeinflusst wird, als der Wert von ϱ_t .

3.1 Beanspruchungs-Verformungsverhalten von gefrorenen Lockergesteinsproben

Gefrorenes Lockergestein ist als Verbundsystem zu betrachten, das aus den Mineralteilchen des Bodens und Eis als Bindemittel besteht und dessen mechanisches Verhalten aus den Eigenschaften der beiden Komponenten resultieren muß. Dies gilt für gefrorenes Lockergestein ebenso wie z. B. für Beton, dessen Festigkeit vom Kornaufbau des Stützgerüsts und von den Eigenschaften des Zementleims bestimmt wird.

In der Bodenmechanik untersucht man das Verhalten von ungefrorenem Lockergestein, insbesondere den Zusammenhang Druck/Zusammendrückung und die Scherfestigkeit und man kennt als wichtigste Einflußfaktoren auf diese Eigenschaften:

Korngrößenverteilung
 Wassergehalt
 natürliche Struktur
 Vorbelastung
 Konsolidierungsgrad.

Eis ist Untersuchungsgegenstand der Schnee- und Eismechanik (KÖRNER 1946) und sein mechanisches Verhalten, insbesondere seine plastischen Verformungen innerhalb großer Zeiträume interessiert vornehmlich die Glaziologen. Man hat gefunden, daß das Kriechverhalten von Eis in erster Linie von folgenden Faktoren bestimmt wird:

Druck
 Temperatur
 Orientierung der Eiskristalle
 Dauer der Beanspruchung.

Wenn man nun das Verbundsystem Eis — Lockergestein betrachtet, wird zu vermuten sein, daß sich die Eigenschaften bzw. die Einflußfaktoren auf die interessierenden Eigenschaften der beiden Bestandteile überlagern. Das bedeutet, daß bei gefrorenem Lockergestein die oben genannten Einflußfaktoren von ungefrorenem Lockergestein und von Eis gemeinsam wirksam sind. Außerdem wird das Kriechverhalten von gefrorenem Lockergestein dadurch bestimmt (VIALOV & SKIBITSKY 1957), daß die äußere Belastung einer gefrorenen Bodenprobe zu einer Spannungskonzentration an den Kontaktstellen der Mineralteilchen führt, wodurch das Gleichgewicht zwischen Filmwasser und Eis gestört und das Eis zum Schmelzen gebracht wird. Infolge des inneren Spannungszustandes wandert das Wasser in einen Bereich geringerer Spannungen, wo es wieder in Eis übergehen kann.

Weiterhin ist bedeutsam, daß in einem gefrorenen Lockergestein immer noch ein gewisser Anteil an nichtgefrorenem Wasser vorliegt, das allerdings nicht die Eigenschaften von freiem Wasser besitzt, da es über Wasserstoffbrücken direkt mit der Mineraloberfläche gekoppelt ist (WINTERKORN 1959; NERSESSOVA 1951), und erst bei tieferen Temperaturen in die Eisform übergeführt werden kann (siehe hierzu Abb. 7).

3.2 Kriechversuche

In einachsialen Kriechversuchen zeigen gefrorene und ungefrorene Tonproben sowie Eis innerhalb bestimmter Grenzen ein ähnliches Verhalten. Abb. 8 enthält die Kriechkurven (ϵ - t -Beziehung mit der einachsialen Belastung σ_1 als Parameter mit $\epsilon = \frac{\lambda b}{b}$) für einen Tonmergel bei Zimmertemperaturen und für den gleichen Boden bei -10° C.

Der verwendete tertiäre Tonmergel wurde mit einem Wassergehalt von 23,5% und einem Trockenraumgewicht von 1,63 t/m³ gestört eingebaut. Er enthält 33% der Körnung < 0,002 mm und 88% der Körnung < 0,06 mm und seine Bildsamkeitsgrenzen liegen bei $w_a = 17,6\%$ und $w_f = 56,0\%$. Abb. 8 zeigt auch die Kriechkurve für einen tertiären Sand, der mit einem Schluffgehalt von 8% als schwach schluffiger Feinsand zu bezeichnen ist. Der Wassergehalt des

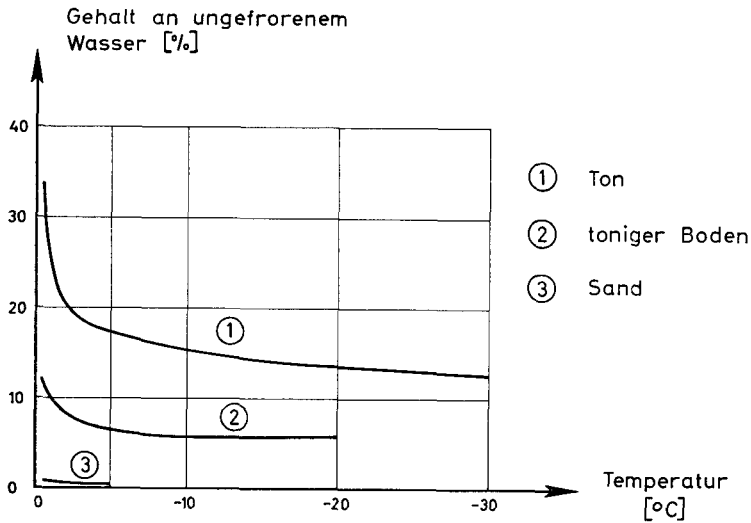


Abb. 7. Gehalt an ungefrorenem Wasser in gefrorenem Boden (nach NERSESSOVA 1951).

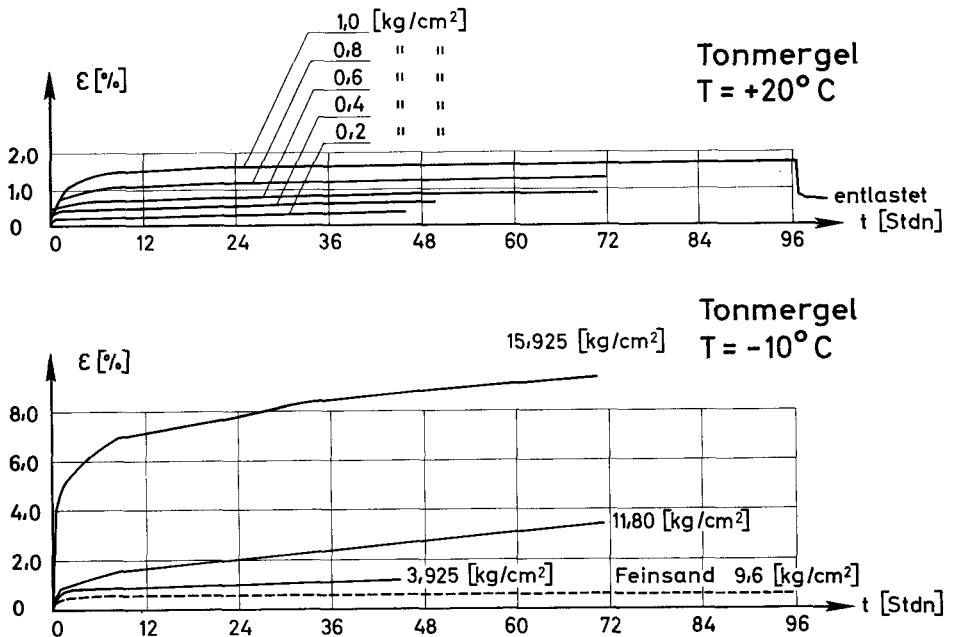


Abb. 8. Kriechkurven (ϵ - t -Beziehung).

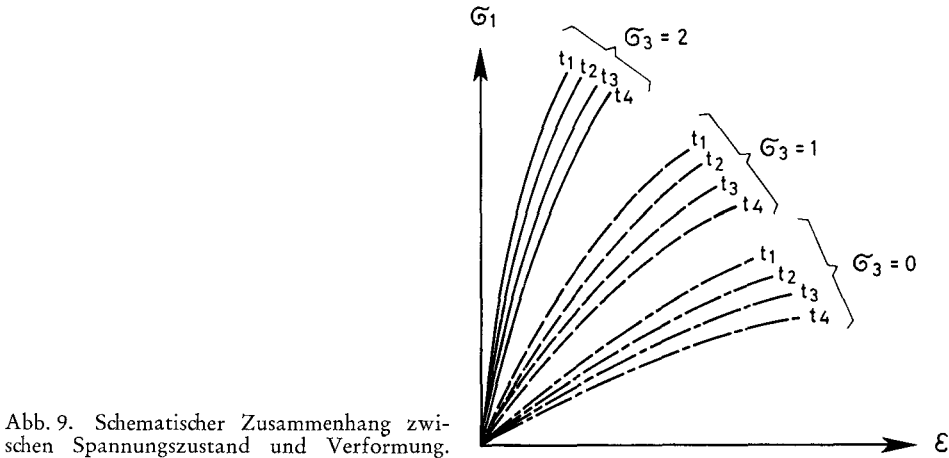


Abb. 9. Schematischer Zusammenhang zwischen Spannungszustand und Verformung.

Sandes liegt bei 22%, und man sieht deutlich, daß der Sand wesentlich weniger verformt wird als der unter ähnlicher Belastung untersuchte Tonmergel. Der nächste Schritt ist dann die Durchführung von dreiaxialen Kriechversuchen, bei denen für verschiedene Werte von σ_3 das Kriechverhalten unter Variation der achsialen Belastung σ_1 ermittelt wird. Dabei werden sich auch wieder Unterschiede im Verhalten je nach Bodenart, Wassergehalt usw. ergeben und man wird Kurven des in Abb. 9 gezeigten Typus erhalten. Mit solchen Kurvenscharen ist es dann möglich, für einen im Frostkörper gegebenen Spannungszustand bei bekannten Hauptspannungen die in einer gewählten Zeit eingetretenen Verformungen direkt abzulesen. Abb. 10 zeigt die an ungefrorenem und gefrorenem Tonmergel gefundenen Versuchswerte.

Den Kriechkurven von Abb. 8 ist gemeinsam, daß sie unmittelbar nach der Lastaufbringung einen steilen Anstieg besitzen, d. h. daß eine verhältnismäßig große Verformungsgeschwindigkeit $\frac{d\varepsilon}{dt}$ vorliegt, die allerdings nach kurzer Zeit verringert wird und schließlich einem Endwert zustrebt. Diese so erreichte konstante Verformungsgeschwindigkeit soll als Grenzgeschwindigkeit der Kriechverformung bezeichnet werden; sie zeigt das plastisch-viskose Fließen der Probe an. Die Gültigkeit dieser Grenzgeschwindigkeit ist aber u. U. auf eine endliche Zeit beschränkt, da nach VIALOV & SKIBITSKY (1957) auch der Fall eintreten kann, daß nach sehr langer Belastungsdauer von mehreren Monaten bei etwa 10% der im Schnellversuch ermittelten Bruchspannung die Verformungsgeschwindigkeit wieder größer wird und zum Bruch führt. Dennoch kann die Kenntnis dieser Grenzgeschwindigkeit im Zeitraum ihrer Gültigkeit für die Beurteilung der Standsicherheit eines Frostkörpers von Wichtigkeit sein, wenn die relativ große Anfangsverformung schon abgeklungen ist und bei der Bemessung bereits berücksichtigt wurde. Die Abhängigkeit dieser Grenzgeschwindigkeit vom Spannungszustand zeigt schematisch Abb. 11, bei der zur Verdeutlichung ein halblogarithmischer Maßstab gewählt wurde. Es wurde in der Zeichnung auch die Grenzbelastung berücksichtigt, bei der nach entsprechender Belastungsdauer, die von der Baudurchführung abhängt, eine progressive Ver-

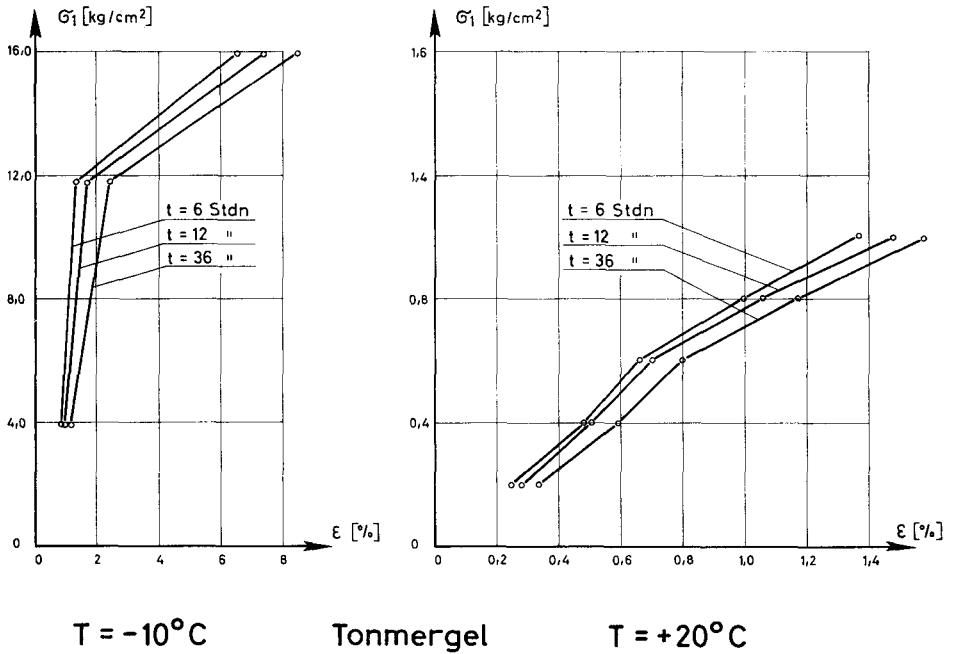


Abb. 10. Versuchswerte zu Abb. 9 bei einachsigem Spannungszustand.

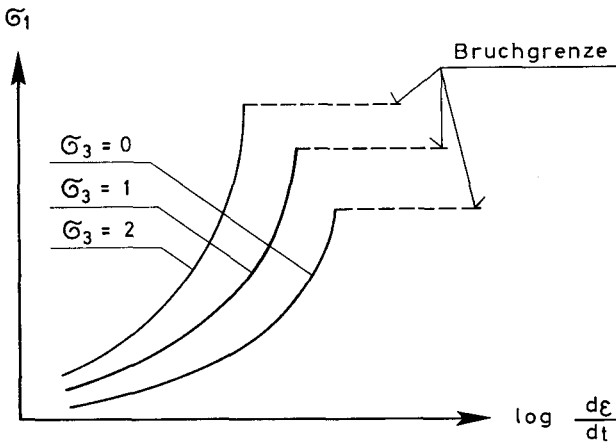


Abb. 11. Schematischer Zusammenhang zwischen Spannungszustand und Grenzgeschwindigkeit der Kriechverformung.

formung der Probe eintritt, die den Bruch ankündigt. Für die einachsiale Belastung eines ungefrorenen und gefrorenen Tonmergels lassen sich die Kurven von Abb. 12 angeben; die Grenzbelastung wurde hier noch nicht ermittelt.

Es ist zu betonen, daß die hier mitgeteilten Versuche nur als Vorversuche gewertet werden können, da an der verwendeten Versuchseinrichtung einige Verbesserungen anzubringen sind und zum anderen Dreiaxialversuche bisher ganz fehlen. Wenn aber eindeutige Versuchsergebnisse vorliegen, wird man sich

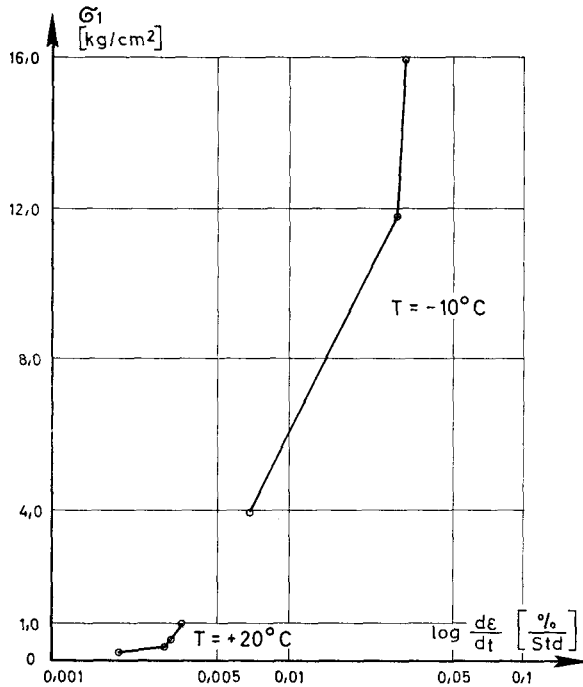


Abb. 12. Versuchswerte zur Abb. 11 bei einachsialem Spannungszustand.

um eine mathematische Formulierung des Kriechverhaltens bemühen können. Dabei kann man an die Überlegungen anknüpfen, die VIALOV u. a. (siehe z. B. VIALOV & SKIBITSKY 1957) für die aus direkten Scherversuchen ermittelten Ergebnisse angestellt haben: So wird z. B. angegeben, daß das plastisch-viskose Fließen, das zum Bruch der Probe führen kann, nicht bei einer bestimmten Spannung beginnt, sondern bei einer bestimmten Formänderung, die nach einer von der Beanspruchung unabhängigen Zeit t_1 erreicht wird. Weiterhin wird für die Verformung γ nach der Zeit t folgende Formel angegeben:

$$\gamma = \frac{\tau}{G_0} + t^{1/\alpha} \int_0^{t_1} K(t) dt + \frac{1}{\eta} (\tau - \tau_\infty)^\beta (t - t_1)$$

$$\text{mit } K(t) = \left[\frac{1}{f(\tau)} \right] \frac{d\gamma}{dt}$$

Mit dieser Beziehung soll zum Ausdruck kommen, daß sich der Wert von γ aus drei Bestandteilen zusammensetzt, nämlich

1. aus der sofortigen Deformation γ_0 , die dem HOOKSchen Gesetz folgt,
2. aus der Kriechverformung als Funktion der Schubspannung und der von der Schubspannung und der Zeit abhängigen Verformungsgeschwindigkeit (K wird als Kriechfunktion bezeichnet),
3. aus dem plastisch-viskosen Fließen, das bei $t = t_1$ die Kriechverformung ablöst.

Für viele Fälle könn die Exponenten α und β gleich Eins gesetzt werden.

Die Kenntnis dieser drei Bestandteile der Verformung, die analog auch für eine dreiaxiale Versuchsanordnung gefunden werden müssen, bringt zwar die Lösung der Bemessungsaufgabe nicht weiter, sie ist aber dann wichtig, wenn es um die Deutung der Versuchsergebnisse hinsichtlich des Einflusses von Bodenart, Wassergehalt und anderer unter Punkt 3. 1 genannten Faktoren geht.

VIALOV (1955) weist noch ausdrücklich darauf hin, daß für gefrorenes Lockergestein kein ideales elastoplastisches Verhalten vorliegt, da das Gesetz über die elastischen Nachwirkungen von KELVIN und die MAXWELLSche Ableitung der Relaxationszeit hier nicht anwendbar sind.

3.3 Anwendung auf die Bemessung von Frostkörpern

Es war oben darauf hingewiesen worden, daß die Druckbeanspruchung eines Baukörpers im Erdreich von der Größe und der Richtung der Bewegung abhängt, die der Baukörper ausführen kann. Demnach muß auch ein Zusammenhang bestehen zwischen den Spannungen in einem Frostkörper und den Verformungen, die dieser Körper erleidet und die wir als zeitabhängige Kriechverformungen kennengelernt haben. Für den relativ einfachen Fall des achsialsymmetrischen kreisförmigen Frostkörpers eines Gefrierschachtes mit gleicher seitlicher Beanspruchung haben TSYTOVICH & KHAKIMOV (1961) eine Lösung vorgeschlagen, die von den Verzerrungsbedingungen der allgemeinen Plastizitätstheorie ausgeht und die sich unter bestimmten Grenzbedingungen auf die bekannte LAMÉ-Formel für dickwandige Rohre zurückführen läßt. Für andere Bemessungsaufgaben liegt noch keine brauchbare Rechnungsmethode vor.

4. Bodeneigenschaften nach dem Auftauen

4.1 Tragfähigkeit

Die Änderung der Tragfähigkeit von Lockergestein infolge Auftauen ist z. B. von Bedeutung, wenn Konstruktionen auf Permafrost gegründet werden sollen und mit der Möglichkeit des Auftauens gerechnet werden muß (BROWN & JOHNSTON 1964). Eine bedeutende Abnahme der Tragfähigkeit ist dann insbesondere bei solchen Böden zu erwarten, deren Festigkeit ausschließlich durch den Frost gewährleistet ist, also z. B. bei Torf- und Moorböden. Bei gefrorenen Tonen (und gefrorenen schluffigen Tonen) zeigt sich die Abnahme der Tragfähigkeit beim Tauen in Setzungen, deren Betrag der Mächtigkeit der eingelagerten Eisschichten entspricht, während bei anderen, insbesondere körnigen Böden, eine Festigkeitsabnahme und damit verbunden die Gefahr von Setzungen gering ist (TSYTOVICH 1957).

Für den Straßenbau und die bautechnische Anwendung des Gefrierverfahrens ist die Änderung der Tragfähigkeit des Bodens ebenso interessant. Man geht aber hier von der Frage aus, ob und in welchem Maße sich die Eigenschaften des Bodens durch den Gefrier-Tau-Vorgang gegenüber den ursprünglichen Eigenschaften verändert haben. Diese Veränderungen müssen einmal mit der Bildung von Eisschichten zusammenhängen, die nach dem Auftauen in Wasserschichten verwandelt werden. Es entsteht somit eine Struktur im Boden, die eine ungünstige Störung der ursprünglichen Verhältnisse bedeutet. Diese Strukturbildung wird aber von den verschiedenen Faktoren beeinflusst, die für die Eisbildung

selbst von Bedeutung sind, also z. B. die Bodenart (Korngrößenverteilung), die Wassernachschubmöglichkeit, die Auflast u. a. m. Ergänzend dazu zeigen Versuche von BALDUZZI (1962/64), daß auch bei sehr rascher Abkühlung von Bodenproben auf Temperaturen bis -70°C , wenn also Wasserbewegungen während des Gefrierens praktisch nicht möglich sind, unplastische Schluffe und auch plastische Tone durch den Gefrier-Tau-Vorgang in ihrer in dreiaxialen Versuchen gemessenen Druckfestigkeit um etwa $\frac{1}{3}$ nachgelassen haben, während feine Sande mit geringem Schluffanteil ihre Druckfestigkeit nicht vermindert haben. Für bindige Böden ist vermutlich die Bildung von Schwindrissen als Ursache für die Verminderung der Tragfähigkeit ins Auge zu fassen.

4.2 Volumenänderung

Volumenänderungen sind beim Auftauen deshalb möglich, da die beim Gefrieren eingetretene Volumenausdehnung des Wassers jetzt wieder rückgängig gemacht wird. In einem geschlossenen System wird sich also nach dem Auftauen das gleiche Volumen einstellen, das vor dem Gefriervorgang vorlag, abgesehen von möglichen Verdichtungen des Bodens infolge Kornumlagerung. In einem offenen System ist zu unterscheiden, ob der Boden beim Gefrieren Wasser aufgenommen hat, oder ob sich die aus dem Kristallisationsdruck des Eises ergebenden Spannungen teilweise durch ein Abströmen des Porenwassers in ungefrorene Bodenbereiche abbauen konnten. Im ersten Fall wird wieder die Volumenabnahme des tauenden Eises und bei Überlagerungsdruck ein Abströmen des Porenwassers für die Volumenänderung der Bodenprobe maßgebend sein, während sich im zweiten Fall ein Porenwasserunterdruck einstellt, der die Wiederauffüllung der Bodenzellen mit Wasser zum Ziel hat; dieser Vorgang der Porenwässerauffüllung vollzieht sich nach Maßgabe der Wasserdurchlässigkeit der Probe.

Hier soll auf die Arbeit von KAMPSCHULTE, LEHMANN & LINK (1964) hingewiesen werden, die bei Gefrierschächten festgestellt haben, daß nach Beendigung des Tauvorganges Geländesenkungen über und neben dem Frostkörper in der Größenordnung von 40 mm aufgetreten sind. Diese Bewegungen sind aber nicht allein auf die Volumenabnahme des Eises beim Tauen zurückzuführen, sondern sie werden zu einem großen Teil durch die Verformungen entstanden sein, die der Frostkörper während seiner Belastung erlitten hat.

5. Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen, die durch die Ausarbeitung eines Gutachtens über die Anwendbarkeit des Gefrierverfahrens bei einem konkreten Bauvorhaben veranlaßt waren, konnte kurz auf die mechanischen und hydromechanischen Vorgänge bei der Frostkörperbildung eingegangen und der Einfluß des Gefrier-Tau-Wechsels auf die Bodeneigenschaften besprochen werden. Es wurde weiterhin dargelegt, daß als Voraussetzung für die richtige Beurteilung der Standsicherheit eines belasteten Frostkörpers einmal die Kenntnis der zeitabhängigen Bruchfestigkeit des gefrorenen Lockergesteins anzusehen ist und zum anderen der Zusammenhang zwischen Beanspruchung und Verformung im Frost-

körper bekannt sein muß. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit der Durchführung von Kriechversuchen, für die zur Erfassung des Spannungszustandes eine dreiachsiale Versuchseinrichtung gewählt werden sollte.

Der Verfasser ist seinen Kollegen in der Abteilung Geotechnik des Bayerischen Geologischen Landesamtes für wertvolle Diskussionen zu Dank verpflichtet.

Schrifttum

- BALDUZZI, F.: Experimentelle Untersuchungen über den Bodenfrost. — Diss. ETH Zürich 1959.
— Der AASHO-Straßentest. — Mitt. Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau ETH, Nr. 64, Zürich 1962/64.
- BROWN, R. J. E. & JOHNSTON, G. H.: Permafrost und verwandte Ingenieurprobleme. — Endeavour, **23**, Nr. 89, S. 66—72, 1964.
- CASAGRANDE, A.: Bodenuntersuchungen im Dienste des Straßenbaues. — Der Straßenbau, **25**, Nr. 3, 1934.
- DOMKE, O.: Über die Beanspruchung der Frostmauer beim Schachtabteufen nach dem Gefrierverfahren. — Glückauf, **51**, H. 47, S. 1129—1135, Essen 1915.
- HORNEMANN, B.: Betrachtungen über die Möglichkeit der Berechnung der Frostwandbildung. — Vortrag gehalten auf dem Schachtbau-Kolloquium der TU Berlin am 5. 2. 1965.
- KALTERHERBERG, J. & WOLTERS, R.: Bodenphysikalische Untersuchungen im Niederrheinischen Tertiär und ihre Anwendung beim Schachtbau. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**, S. 73—83, 1958.
- KAMPSCHULTE, R. M., LEHMANN, W. & LINK, H.: Das Abteufen und Ausbauen der Gefrierschächte Wulfen 1 und 2. — Glückauf, **100**, S. 1473—1495, Essen 1964.
- KÖRNER, H.: Schnee- und Eismechanik und einige ihrer Beziehungen zur Geologie. — Felsmechanik und Ingenieurgeologie, **2**, H. 1, S. 45—67, 1964.
- KÜBLER, H.: Theoretische Spannungen beim Gefrieren von Straßen, Baufundamenten und Seen. — Der Bauingenieur, **38**, H. 9, S. 358—360, 1963.
- LOOS, W. & BRETH, H.: Kritische Betrachtungen des Tunnel- und Stollenbaues und der Berechnung des Gebirgsdruckes. — Der Bauingenieur, **24**, H. 5, 1949.
- MEISSNER, H.: Zur Bemessung des Ausbaues von Tunneln im Lockergestein, die im Schildvortrieb aufgefahren wurden. — Der Bauingenieur, **38**, H. 4, S. 148—152, 1963.
- NERSESSOVA, Z. A.: On the thawing of ice in frozen soils. — Comptes Rendus (Doklady) de l'Acad. des Sciences de l'U.R.S.S., Nr. 2, 1951.
- NEUBER, N. & WOLTERS, R.: Scherfestigkeit von Proben aus verschiedenen geologischen Formationen in gefrorenem und ungefrorenem Zustand. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, 1962, S. 303—317, Hannover 1963.
- PENNER, E.: Der Mechanismus der Frosthebung in Böden. — Highway Research Board, Bull. 225, 1959.
- SCHAIBLE, L.: Frost- und Tauschäden an Verkehrswegen und deren Bekämpfung. — Berlin (W. Ernst & Sohn) 1957.
- SCHLUMS, J.: Straßenbau. — Betonkalender, **2**, S. 432—484, Berlin (W. Ernst & Sohn) 1962.
- SICHARDT, W. & CHARDABELLAS, P.: Baugrubenumschließung nach dem Gefrierverfahren. — Bautechnik-Archiv, H. 9, Berlin (W. Ernst & Sohn) 1953.
- STACKELBERG, M. v.: Die physikalische Deutung der Frostaufbrüche. — Umschau, H. 3, S. 68—71, Frankfurt/M. 1964.

- STÄNDER, W.: Möglichkeiten der Anwendung des Gefrierverfahrens im Bauwesen. — Vorträge der Baugrundtagung 1962 in Essen, S. 187—206, Deutsche Ges. für Erd- u. Grundbau e. V. Essen, 1962.
- TSYTOVICH, U. A.: The fundamentals of frozen ground mechanics. — Proc. 4. Intern. Conf. Soil Mech. Found. Eng., **1**, S. 116—119, London 1957.
- TSYTOVICH, U. A. & KHAKIMOV, K. R.: Ground freezing applied to mining and construction. — Proc. 5. Intern. Conf. Soil Mech. Found. Eng., **2**, S. 737—741, Paris 1961.
- VIALOV, S. S.: Creeps and continuous strength of frozen soil. — Comptes Rendus (Doklady) de l'Acad. des Sciences de l'U.R.S.S., **104**, Nr. 6, 1955.
- VIALOV, S. S. & SKIBITSKY, A. M.: Rheological processes in frozen soils and dense clays. — Proc. 4. Intern. Conf. Soil Mech. Found. Eng., **1**, S. 120—124, London 1957.
- WINTERKORN, H. F.: Wasser im Boden. — Straßen- und Tiefbau, H. 3, 1959.

Oberding XI

Reisen XII

Thonstetten VIII

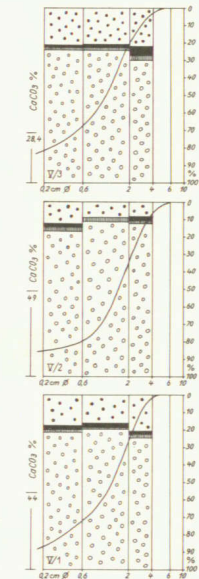
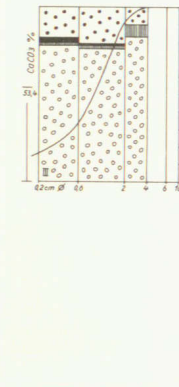
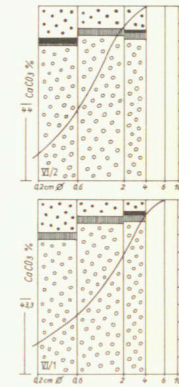
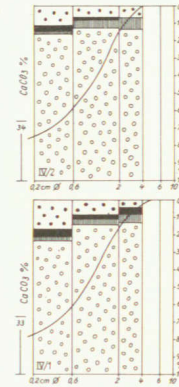
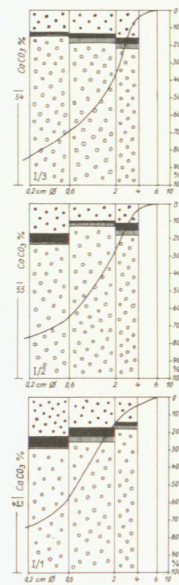
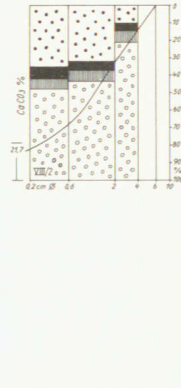
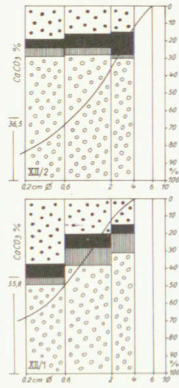
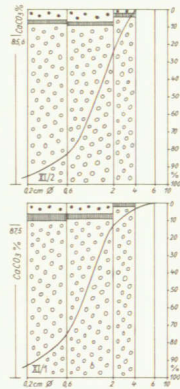
Thonstetten VII

Oberhummel I

Grünseiboldsdorf IV

Oberreith VI

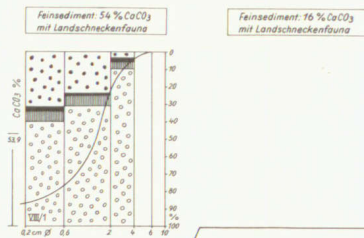
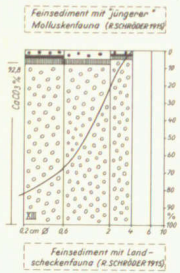
Niederhummel II/III Weigl hinterm Holz V



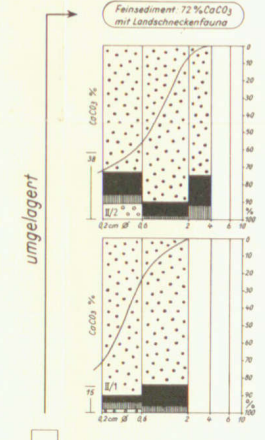
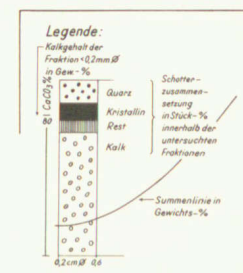
Hangend-
fazies, Ende
restschotter-
haltige Fazies
u. Fagotien-
schotter RiB u.
Interglazial

Fluvia-
glazial-
fazies RiB

Oberföhring XIII



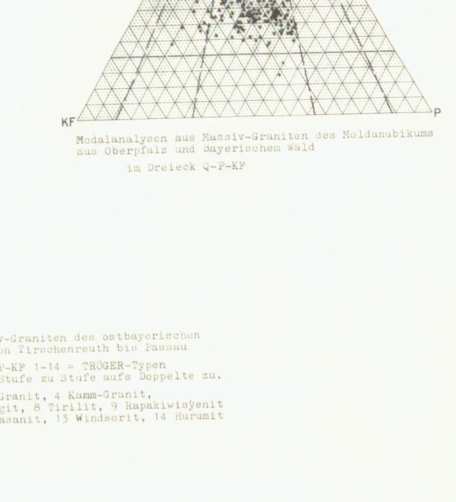
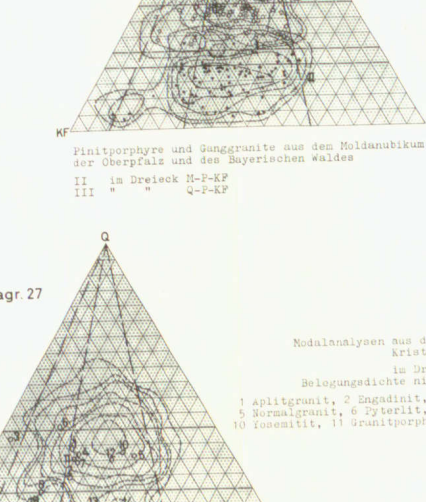
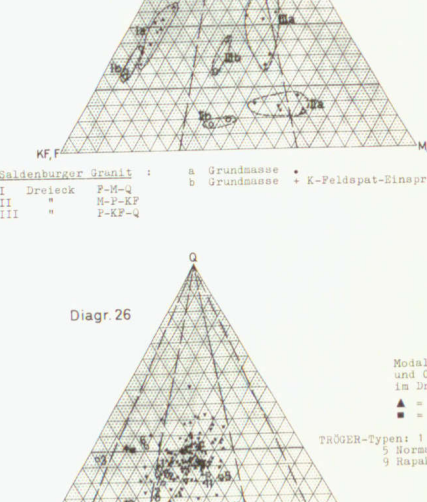
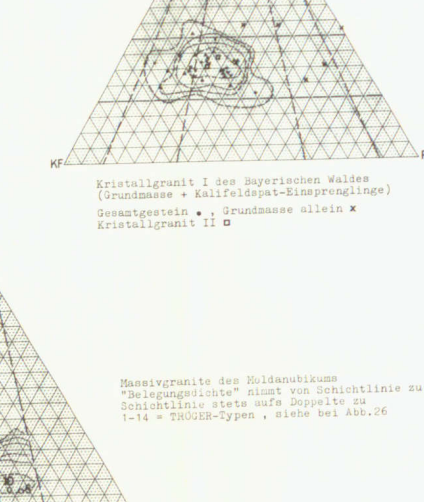
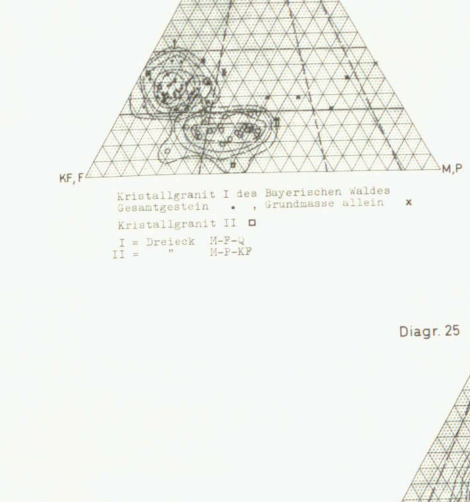
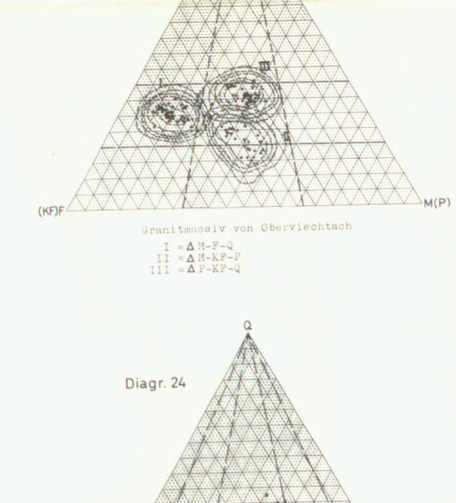
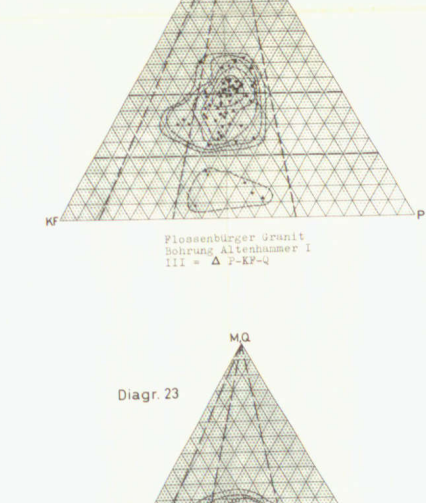
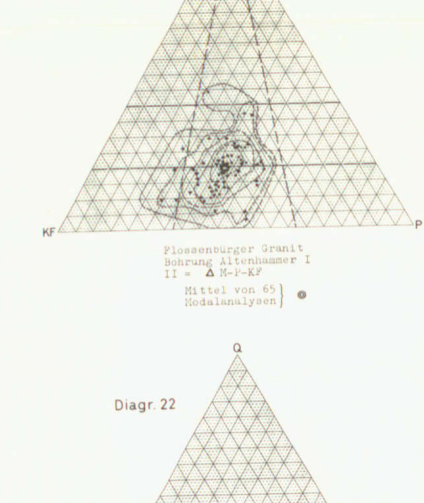
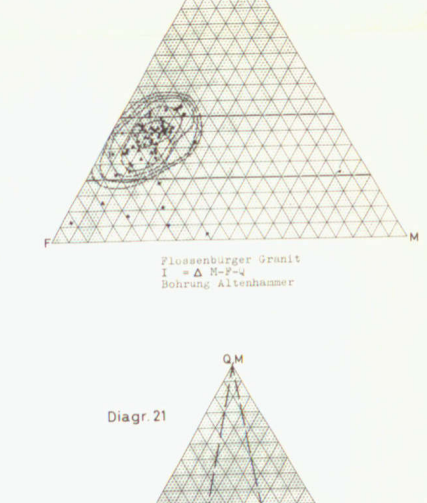
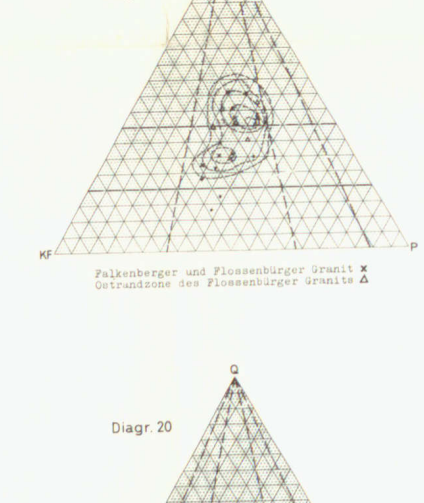
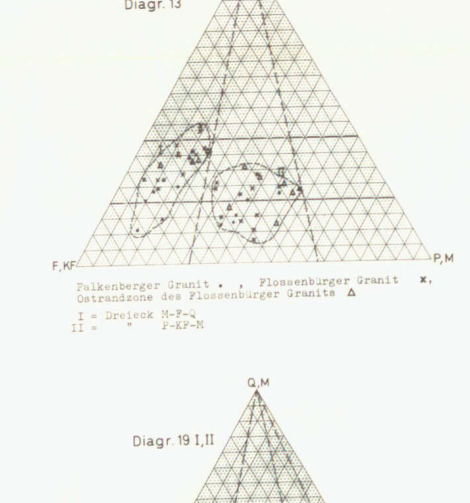
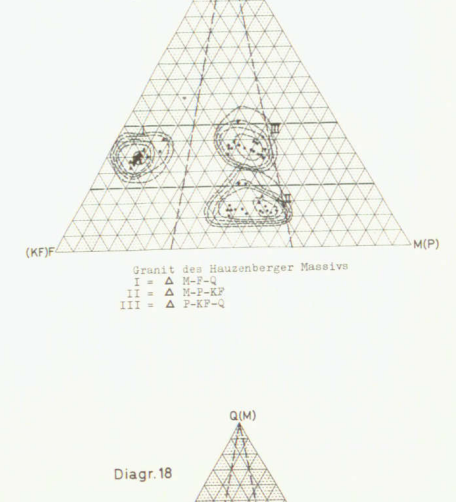
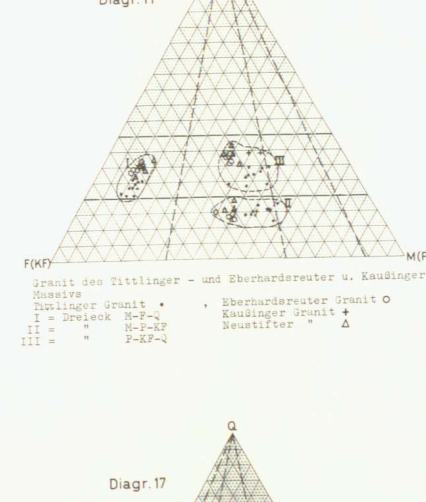
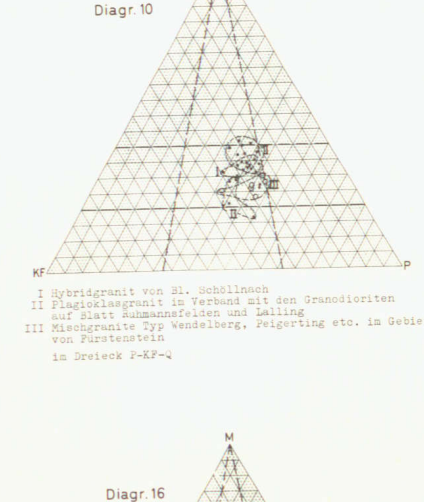
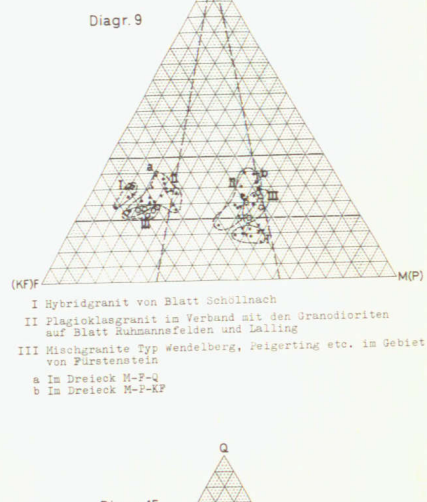
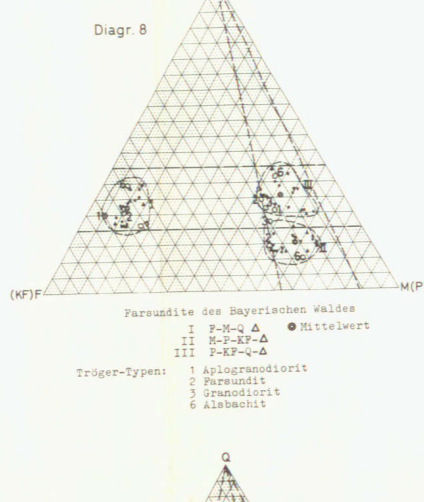
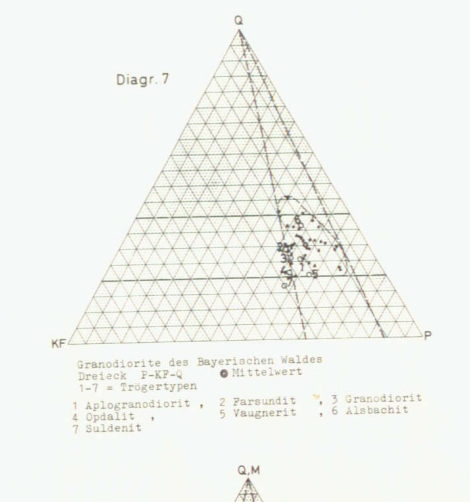
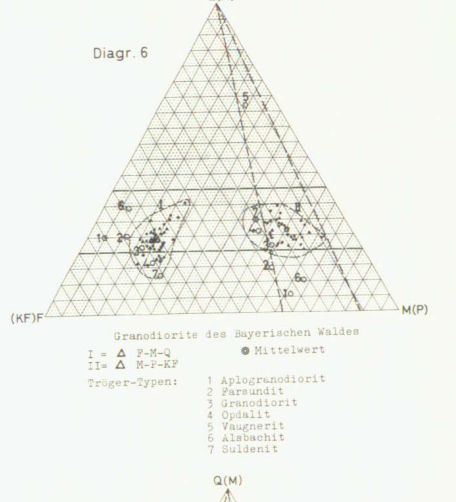
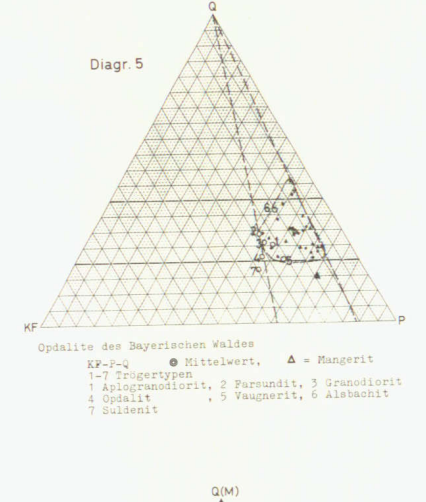
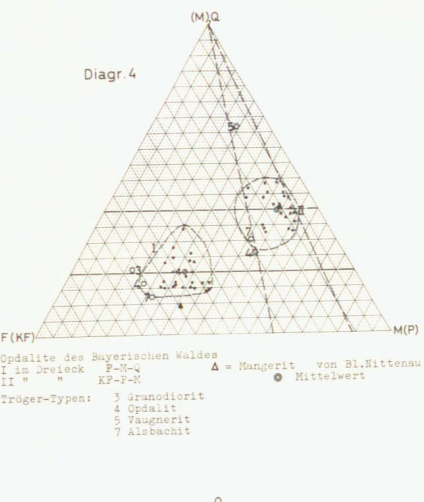
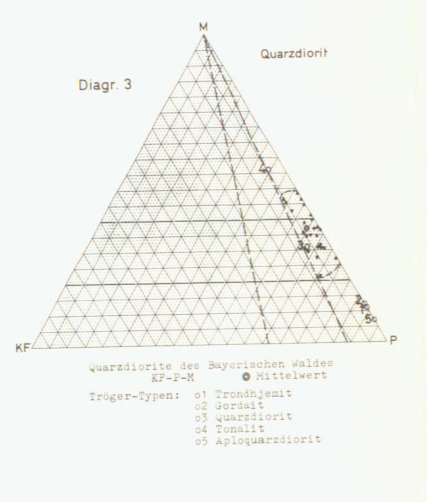
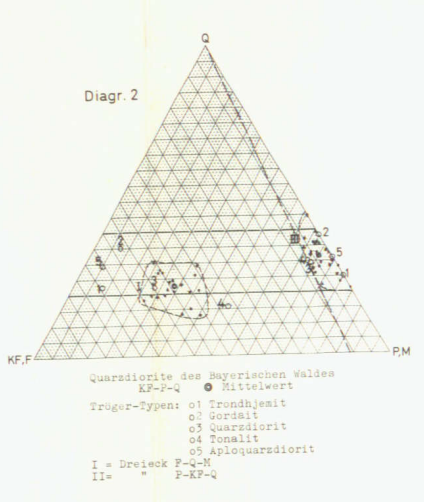
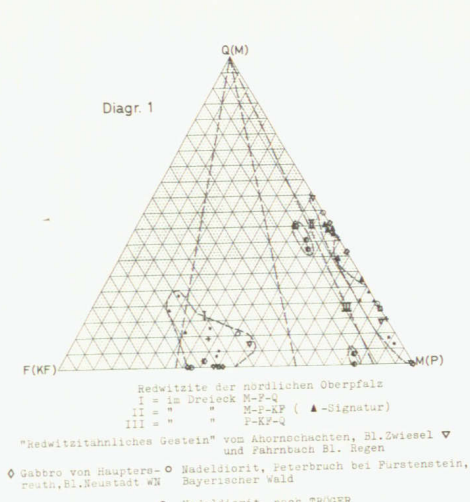
Obere Süßwassermolasse
anstehend

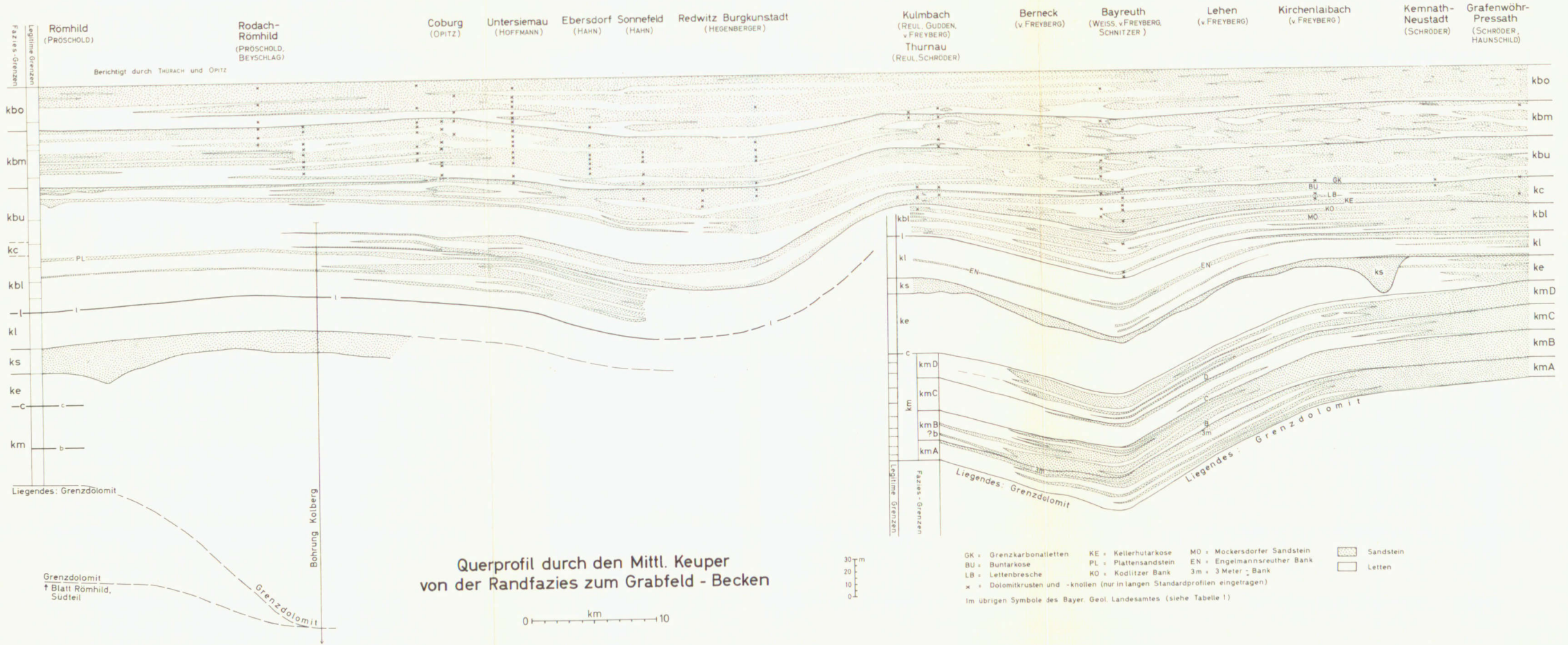


Liegend-
fazies Beginn
RiB

Hangend-
fazies Ende Mindel u.
Mindel/RiB-
Interglazial

Petrographische und fazielle Gliederung
der Schotterprofile im Nordosten von München

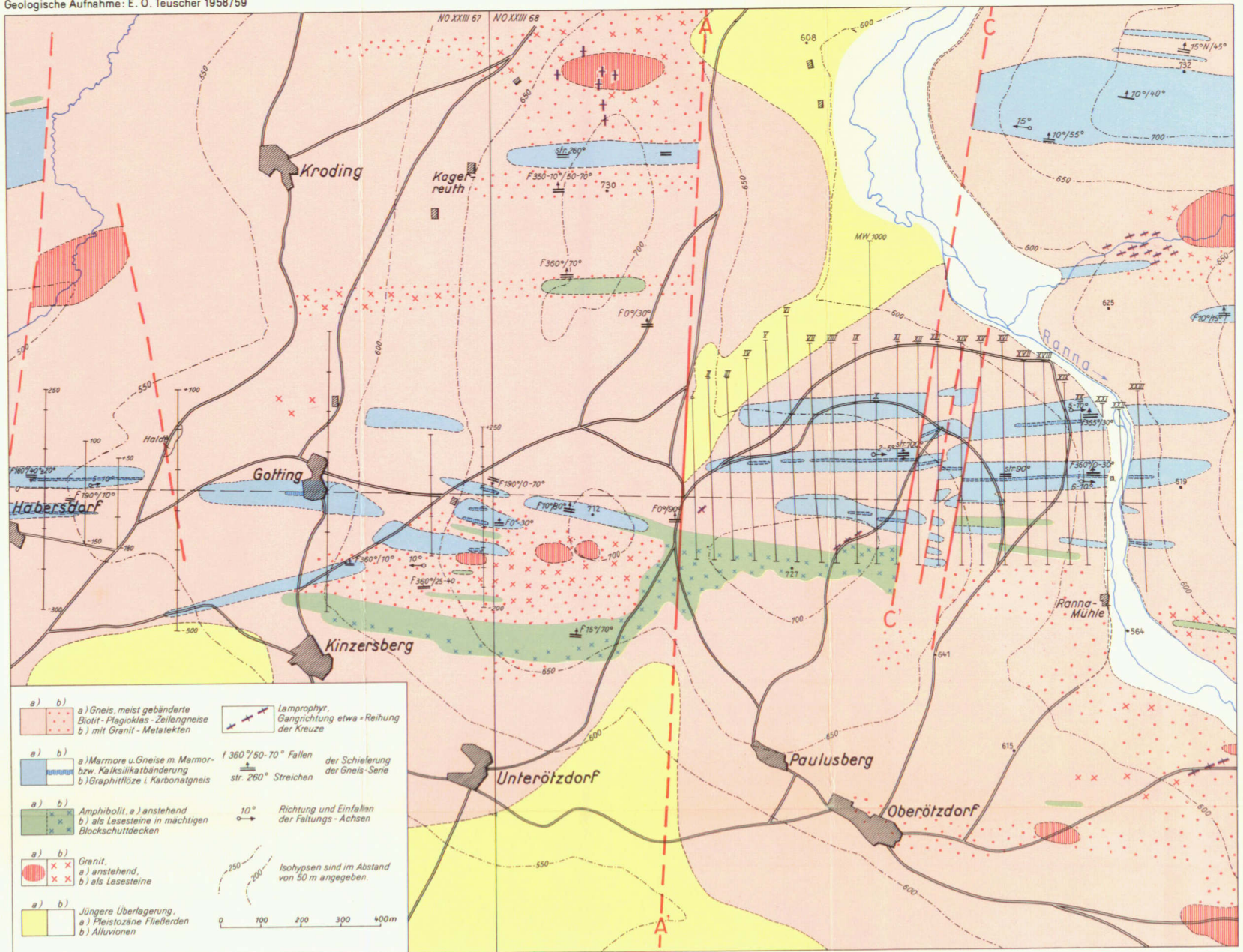




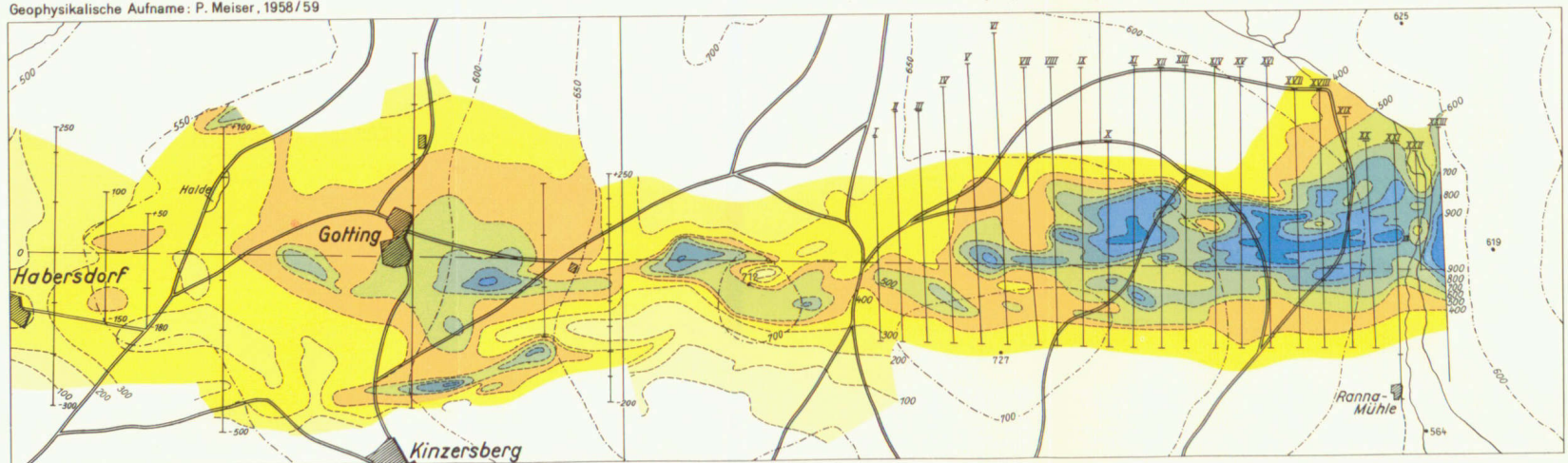
GRAPHITVORKOMMEN DES ZUGES HABERSDORF-RANNAMÜHLE

GEOLOGISCHE KART E 1: 10 000

Geologische Aufnahme: E. O. Teuscher 1958/59



Geophysikalische Aufnahme: P. Meiser, 1958/59



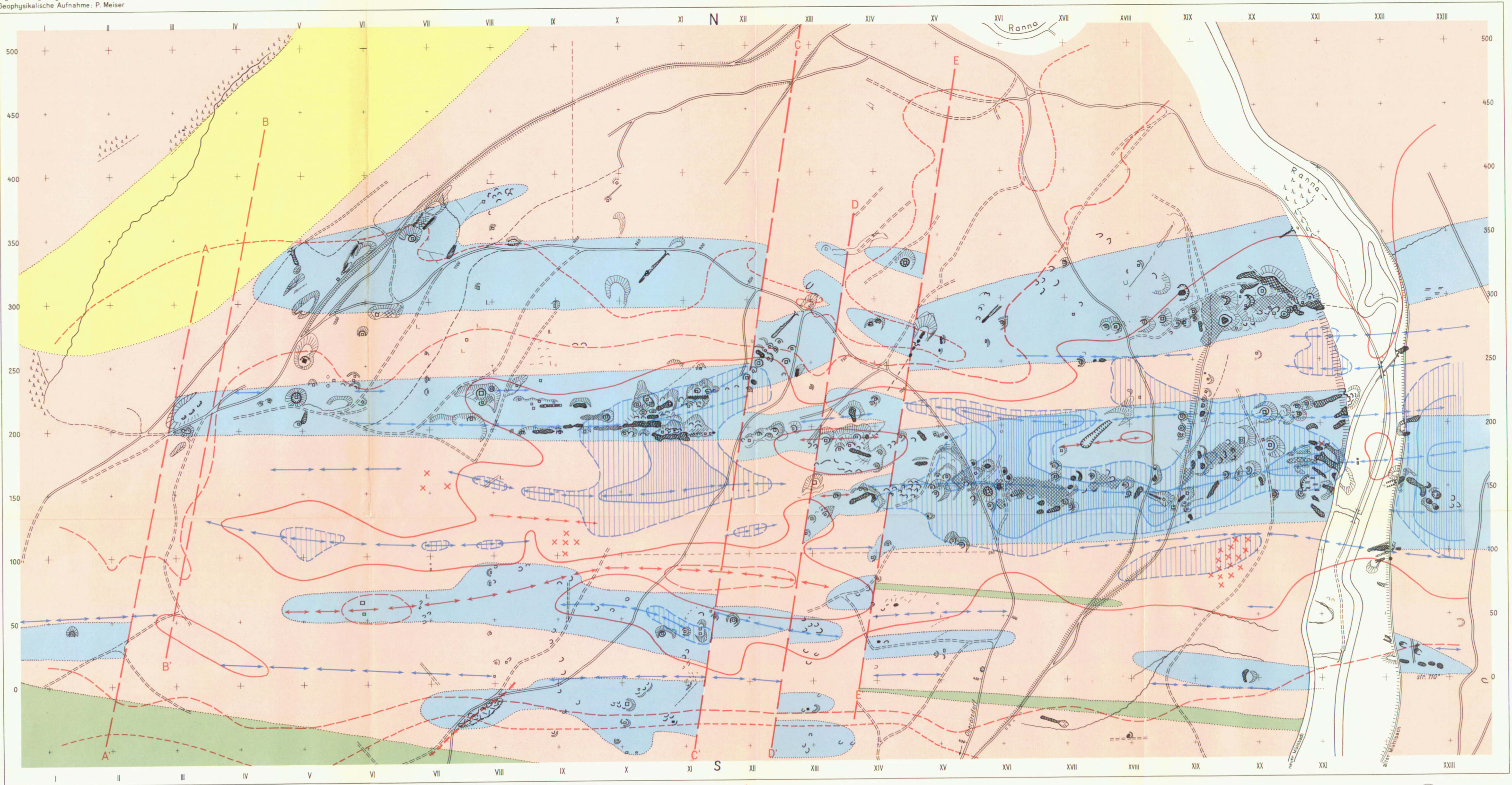
Lage der Isanomalien der Eigenpotentiale im Mittelstreif der obenstehenden Karte, die Meßprofile I-XXIII sind in beiden Karten angegeben. (Abstufung der Isanomalien von 100 zu 100 Millivolt)



SPEZIALKARTIERUNG DES RANNAFELDES

MASSTAB 1: 2 000

Lagerstättengeologische Aufnahme: E. O. Teuscher
Geophysikalische Aufnahme: P. Meiser



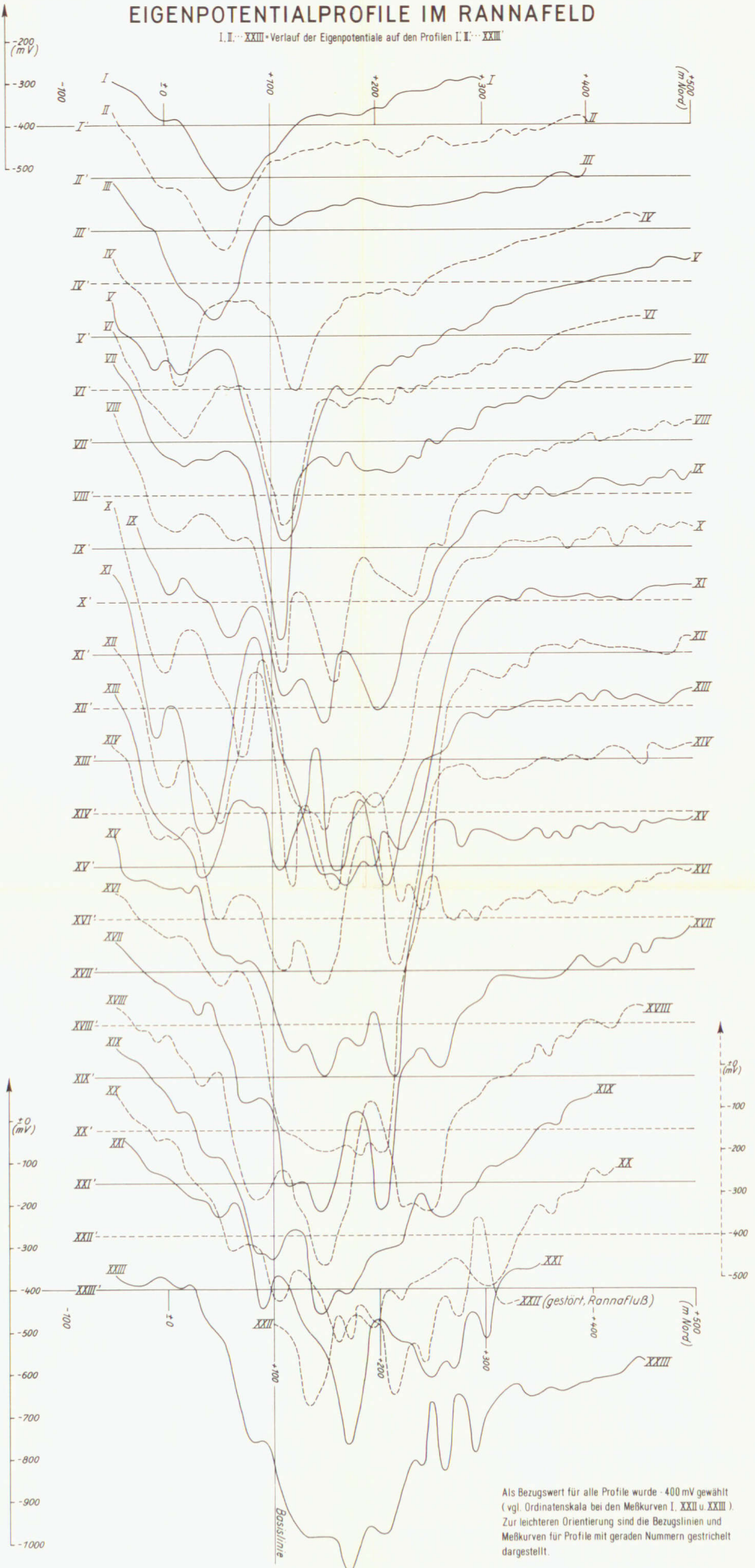
- Gneis
- Gneis mit Marmor- oder Kalksilikatbänderung
- Gneis mit Amphibolitbänderung
- Granit im Lesesteinfund
- Lamprophyrgang
- Störung
- Stollenmundloch
- Schacht
- Schacht mit Schachtpinge
- undeutliche flache Schurfstelle
- Bruchpinge über altem Abbau
- breitflächige Bruchzone oder alter Tagebau
- Halde

Isanomalen der Eigenpotentiale: -1000 u. -900 mV, -800 mV, -600 mV, -400 mV, -300 mV

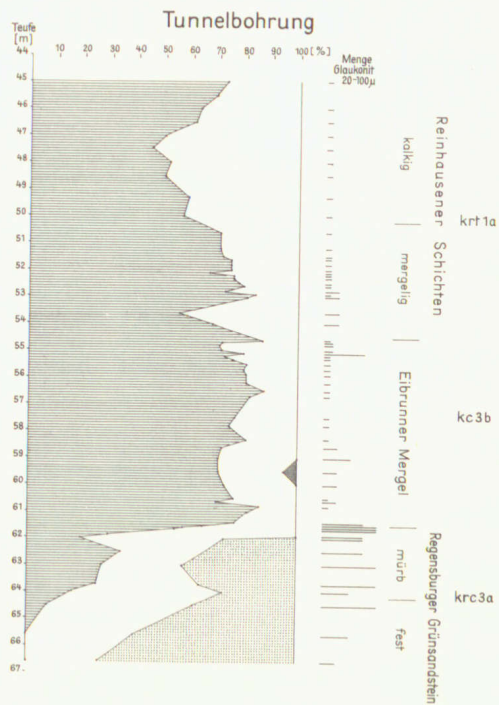
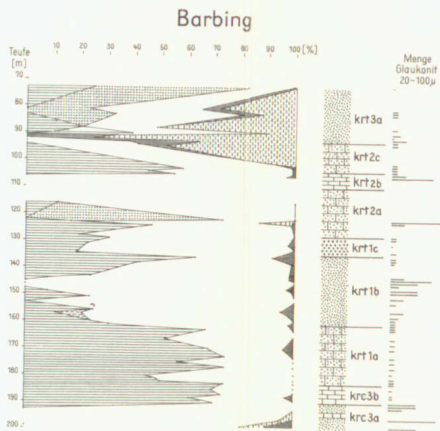
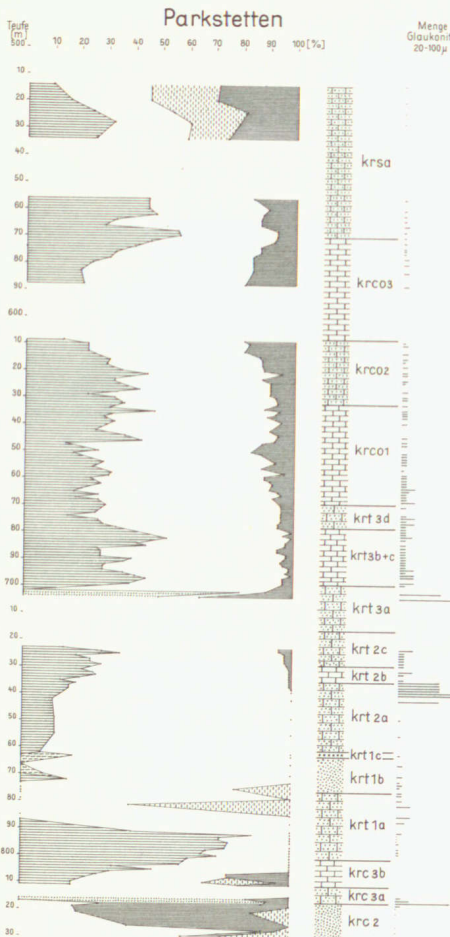
Streichen der Maximalzonen bzw. der Minimalzonen der Eigenpotentiale, >-800 mV, >-900 mV

EIGENPOTENTIALPROFILE IM RANNAFELD

I, II, ... XXIII - Verlauf der Eigenpotentiale auf den Profilen I, II, ... XXIII



Als Bezugswert für alle Profile wurde -400 mV gewählt (vgl. Ordinatenskala bei den Meßkurven I, XXII u XXIII). Zur leichteren Orientierung sind die Bezugslinien und Meßkurven für Profile mit geraden Nummern gestrichelt dargestellt.



297

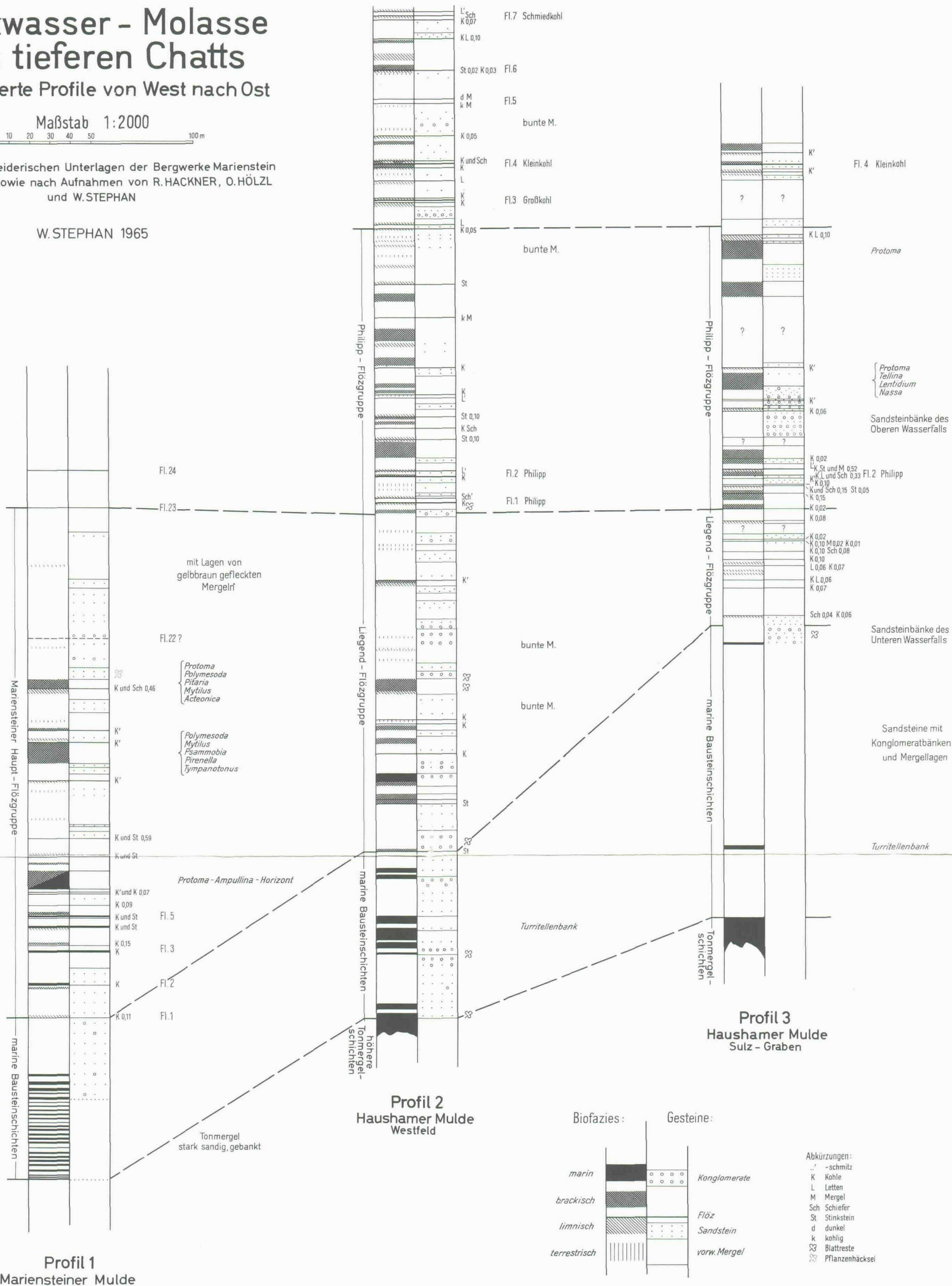
Brackwasser - Molasse des tieferen Chatts

Parallelisierte Profile von West nach Ost



(Nach markscheiderischen Unterlagen der Bergwerke Marienstein und Hausham sowie nach Aufnahmen von R.HACKNER, O.HÖLZL und W.STEPHAN

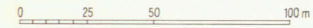
W.STEPHAN 1965



Brackwasser-Molasse des höheren Chatts

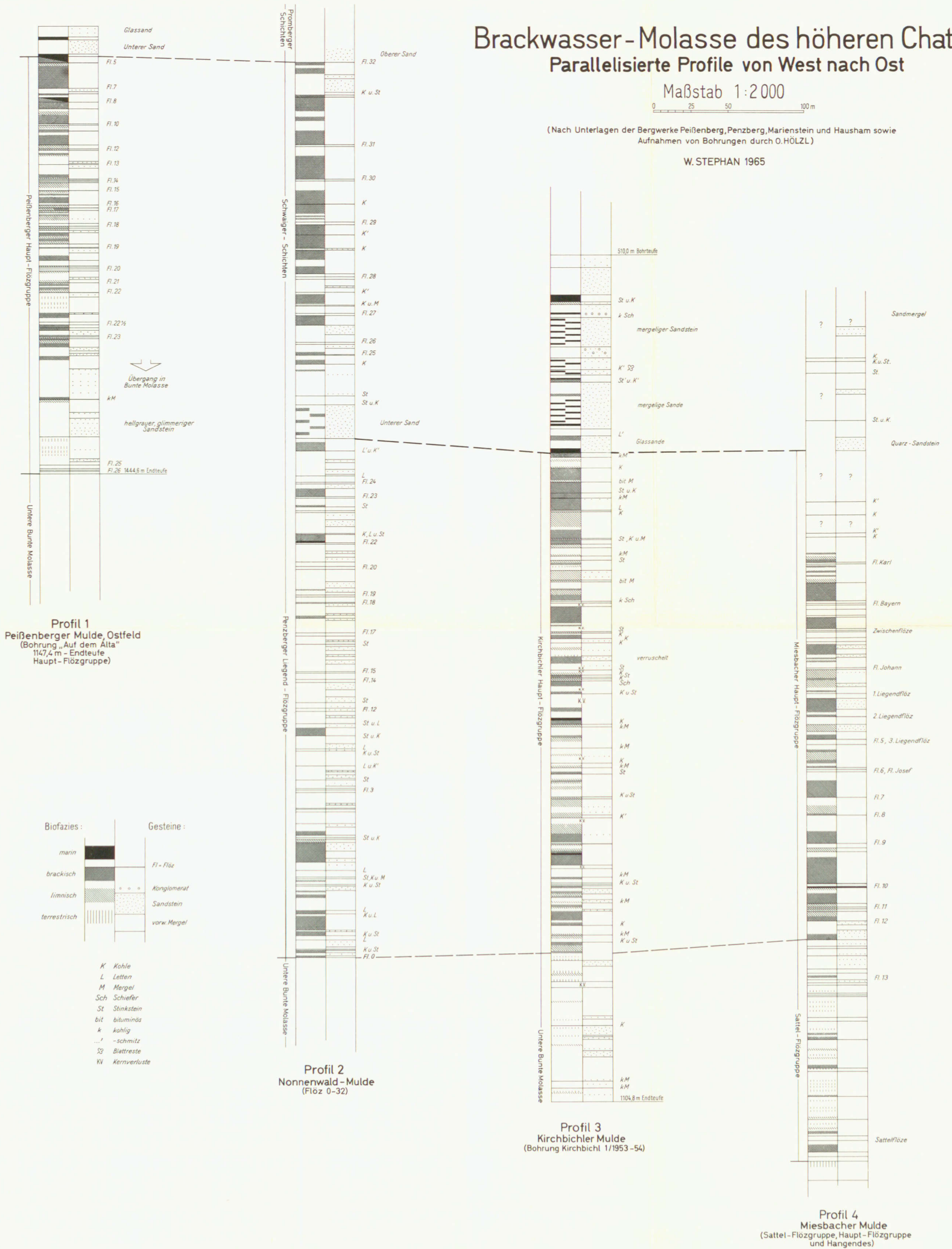
Parallelisierte Profile von West nach Ost

Maßstab 1:2000



(Nach Unterlagen der Bergwerke Peißenberg, Penzberg, Marienstein und Hausham sowie Aufnahmen von Bohrungen durch O. HÖLZL)

W. STEPHAN 1965

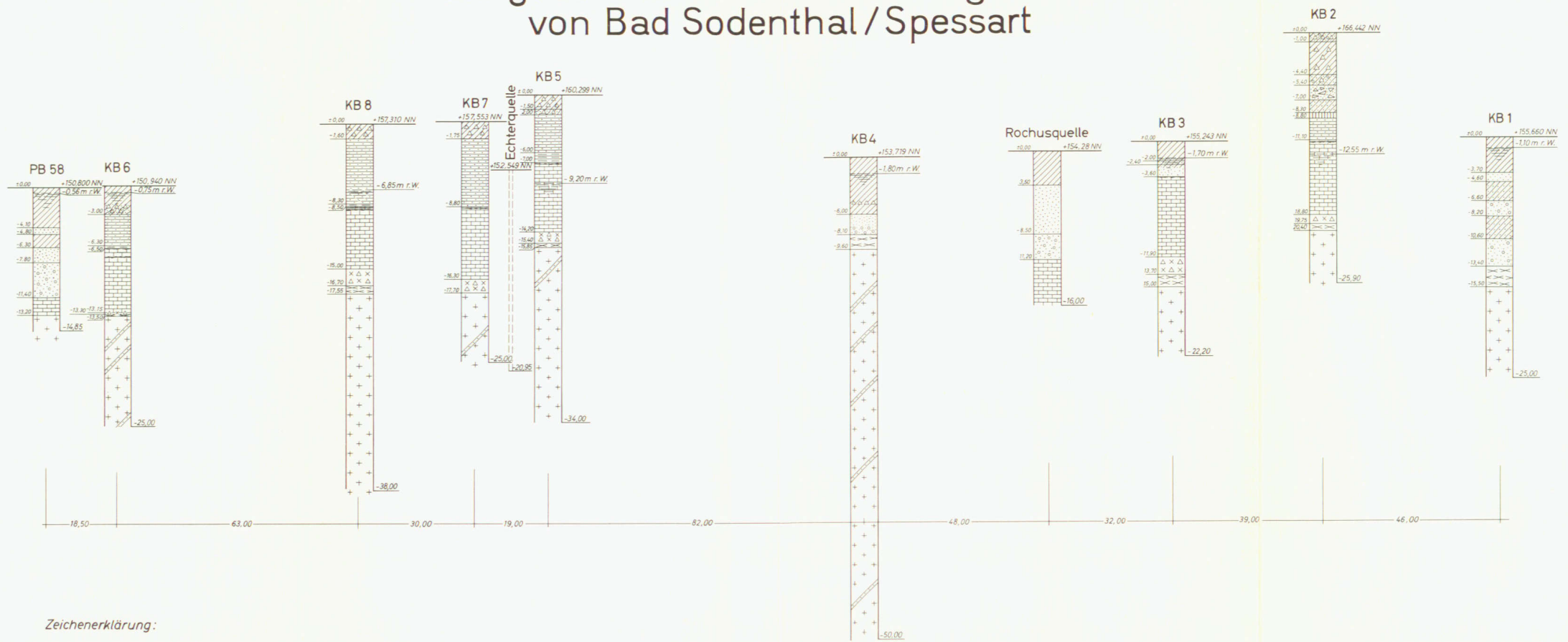


Geologisches Profil des Rohrgrabens der Rhein-Donau-Ölleitung (Kilometer 181,0-226,0)



- humoser Boden a) sandig b) lehmig
- Tonboden a) sandig b) lehmig-tonig
- Tonboden amorph bis tuffig
- Verwitterung- und Sandgestein (besteht aus Weißjura-Kalkstein, meist mit lehmiger Feinschmelze) a) Kalkstein; b) grobkörnig; c) Blöcke
- Lehm, braun und fest
- Lehm mit Kalkkorrelationen; b) Lösslehm
- Fluviale Überlagerung aus Kalksteinschichten a) sandig; b) lehmig
- Fluviale, Gerölle überlagert aus Quarz, Gneis, Lösslehm, tuffig
- Obere Subsoilzone: glaukonitiger Feinsand (Flusssand)
- Obere Subsoilzone: Löss bis Mergel
- Obere Subsoilzone: a) auf der Albhochfläche; b) in Rinneebenen
- Obere Subsoilzone: c) mit Nodulenschichten
- Mergel (Lösslehm) a) mit Nodulenschichten
- Mergel (Lösslehm) b) überlagert sandig
- Mergel (Lösslehm) c) mit Kristallinresten
- Kristallin (Granit, Gneis, Amphibolit usw.)
- Weißjura (Malm-Alpha) "Lössschmelze"
- Braunjura (Bayer-Alpha) "Gneisstein"
- Braunjura (Bayer-Alpha) "Lössschmelze (-Sand)"
- Braunjura (Bayer-Alpha) "Lössschmelze"
- Weißjura (Malm-Alpha) "Lössschmelze"
- Weißjura (Malm-Alpha) "Lössschmelze"

Längsschnitt der Kernbohrungen 1-8 von Bad Sodenthal / Spessart

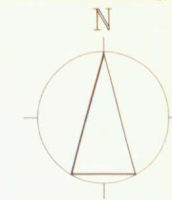


Zeichenerklärung:

- | | | | |
|--|----------------------------------|--|--|
| | Auelehm | | Brüchelschiefer des Unteren Buntsandsteins |
| | Hanglehm | | Zechsteinton |
| | Lehm, schluffig, z.T. Schwemmlöß | | Zechsteindolomit mit Fe-Mn-Vererzungshorizont im Hangenden |
| | Ton | | Grundgebirgsbrekzie (Zechsteinkonglomerat) |
| | Fein-, Mittel- und Grobsand | | Dioritzersatz |
| | Sand und Kies | | Diorit |
| | Flieblehm | | Mylonitzone im Diorit |
| | Wanderschutt | | |

L a g e p l a n

Rochusquelle



KB 1

