

# Geologica Bavarica

Zur Geologie des Spessarts  
und Mainischen Odenwalds

Mit Beiträgen von

Otto MÄUSSNEST †  
RENATE MÜLLER  
MARTIN OKRUSCH  
PETER RICHTER

MATTHIAS SALGER  
SAMIR EL SHAZLY  
JOSEF SCHWARZMEIER  
WINFRIED WEINELT

München 1985

87

# GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt

---

87

## Zur Geologie des Spessarts und Mainischen Odenwalds

Mit Beiträgen von

OTTO MÄUSSNEST †  
RENATE MÜLLER  
MARTIN OKRUSCH  
PETER RICHTER

MATTHIAS SALGER  
SAMIR EL SHAZLY  
JOSEF SCHWARZMEIER  
WINFRIED WEINELT

Herausgeber und Verlag:  
Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, 8000 München 40

Redaktion:  
KLAUS SCHWERD

München 1985

Geologica Bavaria	87	117 S.	45 Abb.	20 Tab.	2 Beil.	München 1985
-------------------	----	--------	---------	---------	---------	--------------

Lektorat: Michael Rieder  
Gesamtherstellung: Druckerei Frühmorgen & Holzmann GmbH & Co.  
Schwindstraße 5, 8000 München 40, Telefon (0 89) 52 60 81-82

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
OKRUSCH, M., MÜLLER, R. & EL SHAZLY, S.: Die Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Hornblendegneise der Alzenauer Gneis-Serie am Nordwest-Spessart . . . . .	5
WEINELT, Wl., OKRUSCH, M. & RICHTER, P.: Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Hochspessart auf Grund der Ergebnisse neuer Tiefbohrungen . . . . .	39
SCHWARZMEIER, J.: Der Mittlere Buntsandstein in Kernbohrungen des Ostspessarts . . . . .	61
SALGER, M. & SCHWARZMEIER, J.: Tonmineralogische Untersuchungen im Buntsandstein des Ostspessarts . . . . .	91
MÄUSSNEST, O. †: Bergbau und Vulkane auf Blatt 6120 Obernburg a. Main . . . . .	97

## Verzeichnis der Beilagen

WEINELT, OKRUSCH & RICHTER:

Beilage 1: Das Kristallin in den Tiefbohrungen im nördlichen Hochspessart und seine Parallelisierung mit dem über Tage anstehenden Grundgebirge im Vorspessart.

Beilage 2: Das Grundgebirge in den Tiefbohrungen des nördlichen Hochspessarts und seine durch die saxonische Bruchtektonik bedingte Höhenlage in Metern über NN.



# Die Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Hornblendegneise der Alzenauer Gneis-Serie am Nordwest-Spessart

Von MARTIN OKRUSCH, RENATE MÜLLER und SAMIR EL SHAZLY

Mit 16 Abbildungen und 12 Tabellen

## Kurzfassung

Die Alzenauer Gneis-Serie am Nordwest-Rand des kristallinen Vorspessarts stellt eine bunte Serie dar, in der Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Hornblendegneise wichtige Bestandteile bilden.

Die Amphibolite sind durch die Paragenese Plagioklas + gemeine Hornblende + Titanit  $\pm$  Quarz  $\pm$  Biotit  $\pm$  Epidot gekennzeichnet. Der An-Gehalt der oft zonar gebauten Plagioklase variiert meist zwischen 25 und 45 Mol.-%. Die chemische Analyse von 7 Hornblende-Konzentraten erbrachte Ferro- bis Magnesiohornblenden. 9 Amphibolit-Proben wurden auf ihre Haupt- und Spurenelementgehalte chemisch analysiert. Danach sind sie von einem ozeanischen tholeiitischen Basalt abzuleiten, der vermutlich in einem relativ küstennahen Bereich, z. B. einem Inselbogen, gefördert wurde. Zu den Amphiboliten der lithologisch ähnlichen körnig-streifigen Paragneiss-Serie im südöstlichen Vorspessart ergeben sich geochemische Beziehungen, durch die die Äquivalenz beider Seiten unterstrichen wird.

In den Kalksilikatgneisen, die von ehemaligen Mergeln abzuleiten sind, tritt folgende Paragenese auf: Plagioklas + gemeine Hornblende + Klinopyroxen + Titanit  $\pm$  Granat  $\pm$  Epidot  $\pm$  Biotit. Die Hornblenden sind nach Mikrosondenanalysen an 2 Proben Fe-haltige Pargasite bis Ferropargasite; sie koexistieren mit Saliten bis Ferrosaliten, die jeweils eisenreichsten Vertreter zusätzlich mit einem Granat der Zusammensetzung  $Andr_{15}Gross_{44}Alm_{35}Spess_{5}Pyr_1$ . Aus der Mg-Fe-Verteilung zwischen koexistierendem Klinopyroxen und Granat lässt sich nach ELLIS & GREEN (1979) eine Gleichgewichtstemperatur von etwa 630° C ableiten, aus dem Al-Gehalt der koexistierenden Hornblende nach PLYUSNINA (1982) ein Druck von etwa 5 kb. Eine ähnliche P-T-Kombination kann auch für andere Teile des Spessartkristallins abgeleitet werden.

## Abstract

The Alzenau gneiss series at the north-western margin of the Vorspessart crystalline complex is a variegated series which contains amphibolites, calc-silicate rocks, and hornblende gneisses as important constituents.

The amphibolites exhibit the assemblage plagioclase + common hornblende + sphene  $\pm$  quartz  $\pm$  biotite  $\pm$  epidote. The An content of the plagioclases which are frequently zoned ranges mostly between 25 and 45 mole-%. Chemical analyses of 7 hornblende concentrates yielded ferro- to magnesiohornblende compositions. Major and trace element chemistry of 9 amphibolite samples points to an oceanic tholeiitic protolith, presumably erupted in an island arc or inter-arc basin environment. There are geochemical relationships to the amphibolites of the striated paragneiss series in the south-eastern part of the Vorspessart crystalline complex confirming the lithostratigraphic equivalence of both variegated sequences.

The calc-silicate gneisses are characterized by the assemblage plagioclase + common hornblende + clinopyroxene + sphene  $\pm$  garnet  $\pm$  epidote  $\pm$  biotite. According to microprobe analyses on

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. MARTIN OKRUSCH, Mineralogisches Institut der Universität Würzburg, Am Hubland, D-8700 Würzburg; Dipl.-Min. RENATE MÜLLER, Mineralogisches Institut der Technischen Universität Braunschweig, Gaußstr. 28/29, D-3300 Braunschweig; Dr. SAMIR EL SHAZLY, Geology Department, Faculty of Science, Moharembe, Alexandria, Ägypten.

2 samples, the hornblendes are ferroan pargasites, the coexisting clinopyroxenes salites to ferrosalites. The most Fe-rich pair coexists with a garnet of the composition  $\text{and}_{15}\text{gross}_{44}\text{alm}_{35}\text{spess}_{1}\text{pyr}_{1}$ . Mg-Fe distribution on coexisting garnet and clinopyroxene leads to an equilibration temperature of about  $630^{\circ}\text{C}$  using the ELLIS & GREEN (1979) thermometer, while the Al content of the coexisting hornblende yields a pressure of about 5 kb using the data of PLYUSNINA (1982). A similar P-T combination has been inferred, too, for other parts of the Vorpessart crystalline complex.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung . . . . .	6
2. Geologischer und petrographischer Überblick . . . . .	7
3. Herkunft der untersuchten Proben . . . . .	8
4. Petrographie . . . . .	8
4.1. Metabasite . . . . .	10
4.1.1. Relativ homogene Amphibolite (Typus A-1) . . . . .	10
4.1.2. Amphibolite mit biotitführenden Zwischenlagen (Typus A-2) . . . . .	10
4.1.3. Gebänderte Amphibolite mit leukokraten Lagen (Typus A-3) . . . . .	10
4.1.4. Kalksilikatgneise mit amphibolitischen Zwischenlagen (Typus A-4) . . . . .	12
4.2. Hornblendeführende Gneise . . . . .	13
4.2.1. Hornblende-Plagioklas-Gneise (Typus B-1) . . . . .	13
4.2.2. Hornblendeführende Pyroxen-Biotit-Gneise (Typus B-2) . . . . .	13
5. Einzelminerale . . . . .	14
5.1. Plagioklas . . . . .	14
5.2. Hornblende . . . . .	15
5.3. Klinopyroxen . . . . .	19
5.4. Granat . . . . .	22
5.5. Biotit . . . . .	22
5.6. Chlorit . . . . .	22
5.7. Akzessorien . . . . .	22
6. Geochemie der Amphibolite . . . . .	23
6.1. Analysenmethoden . . . . .	23
6.2. Diskussion der Ergebnisse . . . . .	24
6.3. Vergleich mit den Amphiboliten der körnig-streifigen Paragneis-Serie im südöstlichen Vorpessart . . . . .	30
7. Phasenbeziehungen und Metamorphosebedingungen . . . . .	32
8. Literatur . . . . .	35

## 1. Einleitung

Metabasit-Einschaltungen sind in den metamorphen Gesteins-Serien des Spessart-Kristallins weit verbreitet, wenn sie auch meist in untergeordneter Menge und in geringer Mächtigkeit auftreten. Eine Ausnahme bildet die Gneis-Serie am NW-Rand des Spessarts, hier kurz als Alzenauer Serie bezeichnet, in der besonders Amphibolite, aber auch Hornblendegneise und Kalksilikatgesteine wesentliche Bestandteile bilden. Sie wurden bereits in den grundlegenden Arbeiten von BÜCKING (1892) und THÜRACH (1893), in neuerer Zeit von KRUMME (1940) und WEINELT (in OKRUSCH et al. 1967) petrographisch beschrieben, aber bislang geochemisch und phasenpetrologisch noch nicht näher untersucht.

Ziel der vorliegenden Bearbeitung ist es, die Amphibolite der Alzenauer Serie geochemisch zu charakterisieren, um dadurch Anhaltspunkte für ihr Ausgangsmaterial zu gewinnen. Darüber hinaus wollen wir auf der Grundlage neuer Mineralanalyse die Phasenbeziehungen in den Metabasiten klären und zusätzliche Hinweise auf die Druck-Temperatur-Bedingungen der Metamorphose gewinnen. Ziel dieser Ar-

beit ist schließlich ein Vergleich mit der lithostratigraphisch ähnlichen körnig-streifigen Paragneis-Serie im südöstlichen Vorspessart, die jüngst von EL SHAZLY (1983) neu bearbeitet wurde.

## 2. Geologischer und petrographischer Überblick

Im Gegensatz zu den anderen Einheiten des Spessart-Kristallins nimmt die Alzenauer Serie kein geschlossenes Verbreitungsgebiet ein, sondern ist durch Deckgebirge aus Rotliegend-, Zechstein- und Buntsandstein-Sedimenten sowie durch quartäre Ablagerungen weitgehend verhüllt. Inselartige Aufbrüche von Alzenauer Serie treten im Raum Alzenau, im Gebiet Kälberau – Michelbach – Albstadt und im Gebiet Horbach – Großenhausen – Lützelhausen zutage (Abb. 1).

Schon BÜCKING (1892) und THÜRACH (1893) erkannten, daß Metabasite auf einen relativ schmalen Streifen im SE zwischen Alzenau und Großenhausen beschränkt sind, der von THÜRACH (1893) als Alzenauer Stufe bezeichnet wurde. Demgegenüber fehlen sie in der nordwestlich anschließenden Gneiszone, der Trageser Stufe THÜRACHS (1893), fast vollständig.

Nach den vorliegenden petrographischen Beschreibungen und eigenen Befunden (MÜLLER 1980; OKRUSCH 1983) besteht der SE-Streifen, von WEINELT (in OKRUSCH et al. 1967) als amphibolitisch gebänderte Serie bezeichnet, aus folgenden Gesteinstypen, die miteinander wechseltlagern:

### A. Metabasite

- A-1. Relativ homogene Amphibolite
- A-2. Amphibolite mit biotitführenden Zwischenlagen
- A-3. Gebänderte Amphibolite mit leukokraten Lagen
- A-4. Kalksilikatgneise mit amphibolitischen Zwischenlagen

### B. Hornblendeführende Gneise

- B-1. Hornblende-Plagioklas-Gneise
- B-2. Hornblendeführende Pyroxen-Biotit-Gneise

### C. Metaaciditische Gneise

- C-1. Granatführende Biotit-Plagioklas-Gneise (bis -Schiefergneise)
- C-2. Granat- und biotitführende Plagioklas-Knotengneise
- C-3. Granat- und biotitführende Mikroklinggneise (Granitgneise)
- C-4. Aplitgneise als konkordante Lagen und diskordante Trümmer in Metabasiten und Gneisen.

### D. Graphit- und Sericit-Graphit-Quarzite

### E. Dolomitmarmor

Nach den tektonischen Untersuchungen von PLESSMANN (1957) und WEINELT (in OKRUSCH et al. 1967) sind die Gesteine der Alzenauer Serie im Verlauf der variszischen Regionalmetamorphose entlang SW-NE-streichenden B-Achsen verfaltet worden. Diese tauchen in den Amphiboliten bei Alzenau mit etwa 30°, an der Streumühle mit etwa 35° nach SW, nördlich Michelbach dagegen mit 10–15° nach NE ein, d. h. es hat eine großräumige axiale Verbiegung stattgefunden. In den Gneisen weicht das Fallen der Faltenachsen stellenweise von dem der benachbarten Amphi-

bolite ab. In einem späteren Stadium der Regionalmetamorphose erfolgte die Platznahme der aplitischen Lagen und Trümer.

Bereits THÜRACH (1893: 159) hatte vermutet, daß zwischen der Alzenauer Serie und der südöstlich anschließenden Quarzit-Glimmerschiefer-Serie mit ihrer stark abweichenden Lithologie eine Verwerfung besteht. Diese wird von BEDERKE (1957), GABERT (1957) und PLESSMANN (1957) als Aufschiebung der Alzenauer auf die Quarzit-Glimmerschiefer-Serie gedeutet, die nach dem Ende der Hauptmetamorphose, aber vor der Ablagerung des Oberrotliegenden erfolgte (MURAWSKI 1958; SCHNEIDER 1962).

Für die zeitliche Einstufung der Alzenauer Serie ist die lithologische Ähnlichkeit mit der körnig-streifigen Paragneis-Serie im SE-Teil des Spessart-Kristallins, die bereits THÜRACH (1893: 157 f.) aufgefallen war, wichtig. Beide Serien werden heute parallelisiert und ins Proterozoikum eingestuft (BRAITSCH 1957, der allerdings auch eine Einstufung ins Unterkambrium diskutiert; BEDERKE 1957; WEINELT in OKRUSCH et al. 1967).

### 3. Herkunft der untersuchten Proben

Die Numerierung der Fundpunkte in Abb. 1 entspricht derjenigen in der Diplomarbeit von MÜLLER (1980).

#### Blatt 5920 Alzenau

1. Alzenau, Parkplatz Hanauer Straße; R 0502, H 5011: Probe Sp73-10.
2. Alzenau, Burgfelsen; R 0541, H 5016: Sp73-1, -2, -3, -4.
3. Alzenau, Bahneinschnitt der Kahlgrundbahn gegenüber der Burg; R 0536, H 5010: Sp73-108.
4. Alzenau, hinter der Sparkasse; R 0522, H 5010: Sp73-11, -13, -59; Sp80-2.0, Sp83-1, -2.
6. Alter Steinbruch nordwestlich Kälberau; R 0653, H 5055: Sp73-125.
7. Hohlweg zum Rothen-Berg, nordwestlich Kälberau; R 0656, H 5078: Sp73-120.

#### Blatt 5820 Langenselbold

8. Hotel Streumühle; R 0563, H 5161; Sp73-102, -103, -105.
9. Michelbach, Haus Albstädter Straße 15; R 0752, H 5190: Sp73-99, -100.
14. Alter Steinbruch südlich Albstadt; R 0847, H 5268: Sp73-94.
15. Albstadt, Steinbruch am Ortsausgang Richtung Michelbach; R 0812, H 5290: Sp73-92, -93.
16. Albstadt, Haus Nr. 6; R 0822, H 5310: Sp73-86, -90.
18. Horbach, Bauaufschluß am Weinberg; R 1177, H 5586: Sp73-87, -88, -89.

### 4. Petrographie

Kennzeichnend für die Alzenauer Serie ist ein lagiger Verband von Amphiboliten, hornblendeführenden Gneisen, Kalksilikatgesteinen und metaaciditischen Gneisen, wie er im Profil hinter der Sparkasse Alzenau beispielhaft aufgeschlossen



Abb. 1. Geologische Kartenskizze des nordwestlichen Spessartkristallins. – Nordteil nach BÜCKING (1891), Südteil nach dem von WEINELT (in OKRUSCH et al. 1967) bearbeiteten Anteil.

ist. Die Amphibolite sind teilweise im Dezimeter- bis Meterbereich fast homogen (Typus A-1, A-2), teilweise aber auch im Zentimeterbereich gebändert oder schliebig. Es handelt sich teils um leukokratische (Typus A-3), teils um kalksilikatische Lagen und Schlieren (Typus A-4). Stellenweise wird der Quarzgehalt in den Amphiboliten so hoch, daß man von Hornblende-Plagioklas-Gneisen sprechen muß (Typus B-1). Darüber hinaus gibt es mikroklinführende Gneise, die untergeordnet Hornblende neben Biotit und/oder Diopsid als dunkle Gemengteile führen. Ein solches, makroskopisch wie ein Kalksilikatgneis aussehendes Gestein ist hinter der Sparkasse Alzenau (Fundpunkt 4) zusammen mit homogenen und mit kalksilikatisch gebänderten Amphiboliten sowie einem metaaciditischen Aplitgneis aufgeschlossen. Der lagige Verband wird diskordant von pegmatitischen Trümmern durchschlagen.

## 4.1. Metabasite

### 4.1.1. Relativ homogene Amphibolite (Typus A-1)

Die feinblastischen, kristallisationsschiefrigen Gesteine bestehen überwiegend aus Kornpflastern von Plagioklas und gemeiner Hornblende, die weitgehend homogen verteilt sind. Nur gelegentlich beobachtet man millimeterdünne, meist parallel zur Schieferung orientierte Lagen oder Linsen, in denen Hornblende ( $\pm$  Opakmineral) oder Plagioklas ( $\pm$  Quarz) stärker angereichert, bisweilen auch größer hervorgesprosst sind. Wie Tab. 1 erkennen lässt, liegt der Quarzanteil dieser Amphibolite stets unter 3, oft unter 1 Vol.-%. Der Opakanteil macht im allgemeinen einige Prozent aus. Es handelt sich überwiegend um Ilmenit, z. T. mit feinen Entmischungslamellen von Hämatit; untergeordnet kann Pyrit auftreten. Ein Teil der Amphibolite enthält Titanit, der z. T. Ilmenit umwächst. Biotit und aus diesem retrograd gebildeter Chlorit sind häufig in geringer Menge vorhanden. Bisweilen ist Epidot in Form schwammartiger Poikiloblasten, die Plagioklas und Hornblende umwachsen, in Nester angereichert, teilweise zusammen mit Quarz. Apatit und Zirkon sind als Akzessorien stets vorhanden. Bisweilen tritt Prehnit als Kluftfüllung auf.

*Tabelle 1:* Modalbestand der homogenen Amphibolite (Typus A-1) in Vol.-%

Probe Fundpunkt	Sp73-10 1	Sp73-1a 2	Sp73-3 2	Sp73-4 2	Sp73-108 3	Sp73-125 6	Sp73-105 8	Sp73-86 16	Sp73-90 16
Quarz	2	3	+	1,5	2	+	0,8	–	–
Plagioklas	33	36	39	42	39	32	55	32	32
Hornblende	62	57	58	52	52	64	40	66	67
Biotit	–	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	–	–	+
Chlorit	–	0,5	0,2	0,2	0,2	+	–	–	–
Epidot	–	–	–	–	3,5*	–	–	–	–
Titanit	–	0,8	0,8	0,1	0,7	–	1,5	0,4	–
Opak	3	2,5	2	3,5	2,5	3,5	3	1,2	0,8
Apatit	+	+	+	0,2	+	0,4	0,1	+	+

+ < 0,1, – nicht nachweisbar, \* in epidotreichen Flecken.

### 4.1.2. Amphibolite mit biotitführenden Zwischenlagen (Typus A-2)

Diese Zwischenlagen unterscheiden sich von den Amphiboliten des Typus A-1 lediglich durch einen größeren Gehalt an Biotit, der teilweise retrograd in Chlorit umgewandelt ist. Die Biotite sind im Bereich eines Dünnschliffes teils homogen verteilt, teils lagenweise neben stets vorherrschenden Plagioklasen und Hornblenden etwas angereichert. Größere Bereiche von biotitführendem Amphibolit scheinen kaum vorzukommen. Die Einregelung der Biotitblättchen ist unterschiedlich gut, z. T. recht wenig straff. Die Modalbestände der biotitführenden Amphibolite mit Biotit- und Chloritgehalten von mehr als 1 Vol.-% sind in Tab. 2 zusammengestellt.

### 4.1.3. Gebänderte Amphibolite mit leukokraten Lagen (Typus A-3)

Im Gegensatz zu den beiden bislang beschriebenen Typen wirken die vorliegenden Amphibolite durch ihre Hell-Dunkel-Bänderung ausgesprochen inhomogen.

Tabelle 2: Modalbestand der biotitführenden Amphibolite (Typus A-2) in Vol.-%

Probe Fundpunkt	Sp73-5 2	Sp80-2.0 4	Sp73-102 8	Sp73-103 8	Sp73-100 9	Sp73-87 16
Quarz	0,5	—	—	—	—	*
Plagioklas	37	45	39	44	53	47
Hornblende	57	48	55	53	38	36
Biotit	+	3	2,5	1,1	1,2	11
Chlorit	1	+	0,2	+	+	0,6
Epidot	—	—	—	—	*	—
Titanit	1,5	+	—	1	0,3	1,2
Opak	3	3,5	3,5	1	8	4,5
Apatit	+	0,6	+	+	+	+

+ < 0,1, — nicht nachweisbar, \* nur als Kluftfüllung.

Die Bänder verlaufen häufig subparallel zur Schieferung. Sie verdicken sich oft linsenförmig und verdünnen sich bis zum Auskeilen; teilweise handelt es sich dabei um verdickte Scheitel und abgerissene Schenkel von Isoklinalfalten. Die Grenze zwischen den hellen und dunklen Lagen ist oft relativ scharf, teilweise aber auch verschwommen bis hin zu einem schlierigen Erscheinungsbild.

Unter dem Mikroskop unterscheiden sich die dunklen Bänder in keiner Weise von den Amphiboliten des Typus A-1. Die hellen Lagen sind, wie man aus den in Tab. 3 gegebenen Beispielen erkennen kann, reicher an Plagioklas, z. T. auch an Quarz; in manchen Fällen führen sie Epidot. Die anderen Gemengteile zeigen keine systematischen Unterschiede. Partienweise sind die Hornblenden in den leukokraten Partien etwas größer entwickelt (maximal 0,5 mm) und neigen dann zu poikiloblastischer Ausbildung. Auffällig ist die Tatsache, daß die Plagioklase in den hellen Lagen viel stärker serizitisiert sind als in den dunklen.

Tabelle 3: Modalbestand der gebänderten Amphibolite mit leukokraten Lagen (Typus A-3) in Vol.-%

Probe Fundpunkt	Sp73-2		Sp73-99		WW IV/35*		Sp73-89	
	dunkel	hell	dunkel	hell	dunkel	hell	dunkel	hell
Quarz	1	4	1,3	8	6	28	2	2
Plagioklas	32	59	50	60	41	63	30	51
Hornblende	64	31	42	24	27	7	63	44
Klinopyroxen	—	—	—	—	10	—	—	—
Epidot	—	2,5	—	—	—	—	—	—
Biotit/Chlorit	—	—	—	—	7	+	—	—
Titanit	2	2,5	0,5	2,5	6	+	1	1
Opak	0,8	0,4	6	6	3	2	4	2,5
Apatit	+	0,1	0,1	+	+	+	+	0,1

+ < 0,1, — nicht nachweisbar, \* Probe WW IV/35 Schurf südöstlich von Rothenberg (R 0611, H 5087) nach WEINELT (in OKRUSCH et al. 1967).

Eine abweichende Zusammensetzung zeigt der von WEINELT (in OKRUSCH et al. 1967: 26 f., 322 f.) beschriebene gebänderte Amphibolit vom SE-Hang des Rotherberges. Die amphibolitischen Lagen sind durch relativ hohe Gehalte an Klinopyroxen, Biotit und Quarz sowie durch ein höheres Plagioklas/Hornblende-Verhältnis gekennzeichnet; die parallel eingeschalteten hellen Lagen sind sehr quarzreich und hornblendearm (Tab. 3).

#### 4.1.4. Kalksilikatgneise mit amphibolitischen Zwischenlagen (Typus A-4)

Diese Gesteine sind durch ein ausgesprochen unruhiges Erscheinungsbild gekennzeichnet; relativer Mengenanteil und räumliche Verteilung der kalksilikatischen und amphibolitischen Partien variieren sehr stark. Stellenweise ist eine ausgeprägte Bänderung subparallel zur Schieferung zu beobachten; an anderen Stellen ist dieser Lagenbau verfaltet und löst sich in diffus begrenzte Schlieren auf.

Unter den gegebenen Umständen ist es nicht sinnvoll, den Modalbestand zu bestimmen; in Tab. 4 sind daher nur die Paragenesen – jeweils getrennt nach kalksilikatischen und amphibolitischen Partien – für eine Reihe von Proben zusammengestellt. Danach zeigen die amphibolitischen Partien eine ähnliche Zusammensetzung wie diejenigen vom Typus A-1, wobei Hornblende den Plagioklas jeweils stark überwiegt, bis hin zu fast monomineralischen Hornblende-Aggregaten. Der Anteil an Klinopyroxen in den Amphibolitlagen beschränkt sich fast ausschließlich auf die Übergangsbereiche zu den Kalksilikat-Partien. Diese enthalten stets Plagioklas und Klinopyroxen als überwiegende Gemengteile; Hornblende ist stets, wenn auch in stark wechselnder Menge beteiligt. Manche Kalksilikatgneise führen reichlich Granat und Epidot. Plagioklas ist in den kalksilikatischen Anteilen, häufig aber auch in den Amphibolitbändern stark serizisiert. Die Klinopyroxene sind verbreitet unter Ausscheidung von Brauneisen abgebaut. An primären Erzmineralen beobachtet man Ilmenit, der teilweise von Titanit umwachsen wird, sowie vereinzelt Pyrit.

*Tabelle 4:* Paragenesen der Kalksilikatgneise (ks) mit amphibolitischen Zwischenlagen (am) (Typus A-4)

Probe Fundpunkt	Sp73-11		Sp73-59		Sp83-1		Sp73-88	
	4 ks	4 am	4 ks	4 am	4 ks	4 am	16 ks	16 am
Quarz	—	—	—	—	+	—	—	—
Plagioklas	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲
Hornblende	△	▲	▲	▲	△	▲	▲	▲
Klinopyroxen	▲	+	▲	△	▲	△	▲	+
Granat	—	—	△	—	▲	—	△	—
Epidot	—	—	—	—	△	—	△	—
Biotit	+	—	—	—	—	—	—	—
Chlorit	+	—	—	—	—	—	—	—
Titanit	△	△	△	△	△	△	△	△
Opak	+	+	+	+	+	+	△	+
Apatit	+	+	△	+	+	—	+	+
Calcit	+	—	—	—	—	—	—	—

▲ > 10, △ 10–1, + < 1 Vol.-%, — nicht nachweisbar.

Amphibolit- wie Kalksilikatgneis-Partien zeigen ein feinkörniges granoblastisches Gefüge, in dem nur einzelne Poikiloblasten von Hornblende (bis 0,5 mm groß) oder von Epidot (bis 1,5 mm groß, schwammartig) hervorsprossen.

## 4.2. Hornblendeführende Gneise

### 4.2.1. Hornblende-Plagioklas-Gneise (Typus B-1)

Diese Gesteine unterscheiden sich makroskopisch kaum von den homogenen Amphiboliten (Typus A-1), sind aber wesentlich reicher an Quarz und ärmer an Hornblende. Biotit, teilweise in Chlorit umgewandelt, ist in unterschiedlicher Menge beteiligt (Tab. 5). Das Gefüge der vorliegenden Gneise ist gleichmäßig feinkörnig, granoblastisch. Mitunter sind etwas gröbere (Korngröße bis 1,5 mm) quarz-plagioklas-reiche Lagen parallel zur Schieferung eingeschaltet, die aber kaum dicker als einige Millimeter werden und nicht sehr weit durchhalten.

### 4.2.2. Hornblendeführende Pyroxen-Biotit-Gneise (Typus B-2)

Das feinkörnige Gestein zeigt makroskopisch eine Bänderung in hellgrünlich- bis hellrötlichgrauen und in dunkelgrauen Farbtönen, die wohl auf eine ehemalige Schichtung zurückgeht. Die Bänder keilen allerdings häufig aus, sind abgerissen oder werden von quergreifenden Bereichen unterbrochen. Darüber hinaus ist dieser vielfach gestörte Lagenbau noch verfaltet; die Faltenscheitel werden von einer jüngeren Schieferung durchsetzt.

Unter dem Mikroskop dominieren granoblastische, verzahnte, bahnweise kataklastisch deformierte Quarz-Feldspat-Aggregate, an denen sich als dunkle Mengenteile Biotit, Klinopyroxen und Hornblende in stark wechselnden Mengenverhältnissen beteiligen. Quarz, Biotit und Hornblende sind häufig postkristallin defor-

*Tabelle 5:* Modalbestand der hornblendeführenden Gneise (Typus B-1 und B-2) in Vol.-%

Probe	Sp73-94	Sp73-93	Sp73-13	Sp83-2
Fundpunkt	14	15	4	4
Typus	B-1	B-1	B-2	B-2
Quarz	18	18	5	28
Plagioklas	51	55	67	51
Kalifeldspat	–	–	8	6
Biotit	1,4	7	11	8
Chlorit	0,2	1,5	+	+
Hornblende	25	16	1	3
Klinopyroxen	–	–	7	4
Titanit	1	–	0,3	0,1
Opak	4	2	0,4	–
Apatit	+	+	+	+
Calcit	–	–	–	0,2

+ < 0,1, – nicht nachweisbar.

miert; Klinopyroxen zeigt meist beginnende Zersetzung unter Ausscheidung von Limonit. Bei den Feldspäten herrscht Plagioklas weit vor; doch ist in untergeordneter Menge auch Kalifeldspat beteiligt, der stellenweise perthitisch entmischt ist, aber keine Mikroklingitterung zeigt. Zwischen beiden Feldspäten haben sich bisweilen myrmekitische Reaktionszonen gebildet.

Die Gneisprobe Sp83-2 wurde von Herrn Professor Dr. P. RICHTER (Mineralogisches Institut der Universität Würzburg) auf ihren Hauptchemismus hin analysiert (Tab. 12). In Übereinstimmung mit dem Modalbestand (Tab. 5) ergibt sich eine im weitesten Sinne (leuko-)quarzdioritische Zusammensetzung; doch ist ein sedimentäres Ausgangsmaterial, etwa eine Grauwacke, wahrscheinlicher.

## 5. Einzelminerale

### 5.1. Plagioklas

Der Anorthit-Gehalt von 74 Plagioklasen aus unterschiedlichen Gesteinstypen wurde auf dem U-Tisch nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) bestimmt. Die Genauigkeit der gemessenen Auslöschnungsschiefe lag durchschnittlich bei  $\pm 1^\circ$  entsprechend etwa  $\pm 1$  Mol-% An bei Plagioklasen zwischen 10 und 30 Mol-% An und etwa  $\pm 2$  Mol-% An bei Plagioklasen  $> 30$  Mol-% An (Bestimmungsdiagramme von BURRI et al. 1967 u. TRÖGER 1971).

Wie man aus Tab. 6 entnehmen kann, variiert der An-Gehalt der Plagioklase in den Amphiboliten sehr stark, z. T. sogar innerhalb einer Probe. Für den Typus A-1 ergibt sich ein Maximum bei 35–40 Mol-% An; Werte von  $< 25$  und  $> 45$  Mol-% treten zurück. Für die amphibolitischen Lagen des gebänderten Typus A-3 ergibt sich eine ziemlich gleichmäßige Verteilung der An-Gehalte zwischen 23 und 48 Mol-%, wobei allerdings Werte  $\geq 40$  Mol-% nur in Probe Sp73-2 vorkommen. In den leukokraten Zwischenlagen sind die Plagioklase so stark zersetzt, daß sie nicht eingemessen werden konnten. Die Biotitamphibolite (Typus A-2) und die Amphibolitpartien in den Kalksilikatgneisen (Typus A-4) enthalten fast ausschließlich Plagioklase mit  $< 30$  Mol-% An. Die Plagioklase in den Amphiboliten sind häufig zonar gebaut, wobei die bisweilen sehr kleinen Kernpartien fast immer An-reicher sind.

Die Hornblende-Plagioklas-Gneise (Typus B-1) enthalten, wie Tab. 6 erkennen läßt, überwiegend nicht zonare Plagioklase, deren Zusammensetzung in einem engen Bereich zwischen 24 und 27 Mol-% An variiert. Nur einmal wurde ein etwas An-reicherer Kern gefunden.

Die An-Gehalte der Plagioklase in den hornblendeführenden Pyroxen-Biotit-Gneisen (Typus B-2) liegen generell unter 20 Mol-%. Verbreitet tritt inverser Zonarbau auf.

Der weit überwiegende Teil der Plagioklase in den Amphiboliten ist unverzwilligt. Im Gegensatz dazu enthalten die Hornblende-Plagioklas-Gneise (Typus B-1) auffallend viele verzwilligte Plagioklase. Auch in den hornblendeführenden Pyroxen-Biotit-Gneisen (Typus B-2) sind Plagioklaszwillinge nicht so selten wie in den

Tabelle 6: Anorthitgehalt der Plagioklase

Typus	Fundpunkt	Probe	Mol-% An
A-1	2	Sp73-1b	46→36, 38→25, 56
	2	Sp73-3	43→31, 30/25, 25→27→21, 24
	2	Sp73-4	35→27, 31, 30
	3	Sp73-108	61→42, 43, 40, 38, 30
	6	Sp73-125	56→39, 44, 44
	8	Sp73-105	31→25, 28
	16	Sp73-86	42→35, 39, 38, 36→29
	16	Sp73-90	38, 32, 24
	9	Sp73-102	23, 21→17
	9	Sp73-103	28, 27→24, 26→23, 25
A-3	2	Sp73-2	48, 46, 41, 40
	9	Sp73-99	38, 29, 26, 24, 23
A-4	18	Sp73-69	35→29, 33/29, 33→27
	4	Sp73-11	27→24→21, 23→20, 24→17→21
	4	Sp83-1	31/28, 28
	16	Sp73-88	36
B-1	14	Sp73-94	31→26, 25, 25, 24, 24, 24
	15	Sp73-93	27, 26, 26, 25, 24
B-2	4	Sp73-13	15→20, 17, 11→17, 13→15
	4	Sp83-2	16→20, 15→20, 17→19, 18, 18, 16

46→36: Zonarbau Kern→Rand; 30/25: fleckig verteilte Unterschiede im An-Gehalt.

Amphiboliten. Unter den Zwillingsgesetzen dominieren das Albit- und das Periklin-Gesetz, und zwar entweder jeweils allein oder in Kombination. Demgegenüber treten das Albit-Karlsbader und das Aklin-Gesetz sehr zurück.

## 5.2. Hornblende

In der Mehrzahl der Amphibolite und in den Hornblendegneisen sind die Hornblenden grün gefärbt und zeigen das Absorptionsschema (Farbbezeichnung nach subjektiver Ansprache, Farbformeln nach der GSA Rock-Colour Chart 1963):

$n_\alpha$  (grünlich-gelb, 10 Y 7/4) <  $n_\beta$  (oliv, 10 Y 5/4 bis 10 Y 4/4, z. T. auch olivgrün, 5 GY 5/2)  $\cong n_\gamma$  (olivgrün, 5 GY 5/2 oder bläulichgrün, 5 G 5/4 bis 5 G 5/6).

In  $n_\beta$  oliv und in  $n_\gamma$  olivgrün gefärbte Hornblenden zeigen häufig Außenzonen, manchmal auch Streifen oder Flecken, die in  $n_\beta$ ,  $n_\gamma$  bläulichgrün gefärbt sind.

Die Amphibolitprobe Sp73-125 enthält braune Hornblenden mit dem Absorptionsschema:

$n_\alpha$  (gelblich-grau, 5 Y 7/2) <  $n_\beta$  (hellolivbraun, 5 Y 5/6)  $\geq n_\gamma$  (helloliv, zwischen 5 Y 5/6 und 5 GY 5/2).

7 auf besser als 99 Korn-% angereicherte Hornblende-Konzentrate wurden chemisch analysiert (Analysenmethoden vgl. Kap. 6.1.). Wie aus Tab. 7 hervorgeht, handelt es sich um gemeine Hornblenden mit einem gewissen Anteil an Na in der M<sub>4</sub>-Position und einem Gehalt von 0,26 bis 0,48 Na+K in der A-Position. Es ergeben sich zwei Gruppen, von denen die eine 0,26–0,34 (Na+K)<sub>A</sub> und 6,73–6,64 Si

*Tabelle 7: Chemische Analysen von Hornblende-Konzentraten aus Amphiboliten, Typus A-1*

Probe Sp Fundpunkt	73-10 1	73-1 2	73-3 2	73-4 2	73-125 6	73-86 16	73-90 16
Gew.-%							
SiO <sub>2</sub>	44,3	44,3	43,4	44,6	43,2	44,4	44,2
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,18	1,30	1,33	2,30	1,09	1,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,2	11,3	10,6	10,3	10,6	10,4	11,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	3,59	4,00	3,41	3,81	3,17	3,09
FeO	16,71	16,07	16,40	15,86	15,81	12,43	12,89
MnO	0,31	0,30	0,34	0,32	0,32	0,30	0,30
MgO	9,16	7,57	8,49	8,20	8,35	11,89	11,52
CaO	10,81	10,96	11,43	11,15	11,37	11,51	11,46
Na <sub>2</sub> O	1,49	1,34	1,54	1,31	1,22	1,88	1,75
K <sub>2</sub> O	0,21	0,56	0,62	0,59	0,79	0,38	0,39
H <sub>2</sub> O	2,08	2,22	1,86	1,92	1,64	2,12	2,02
Summe	99,82	99,39	99,98	98,99	99,41	99,57	99,93
Zahl der Kationen bezogen auf 24 (O + OH)							
Si	6,64	6,64	6,55	6,73	6,56	6,57	6,53
Al(4)	1,36	1,36	1,45	1,27	1,44	1,43	1,47
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(6)	0,43	0,63	0,44	0,56	0,45	0,38	0,47
Ti	0,15	0,13	0,15	0,15	0,26	0,12	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,37	0,41	0,45	0,39	0,44	0,35	0,34
Fe <sup>2+</sup>	2,09	2,01	2,07	2,00	2,01	1,54	1,59
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	2,04	1,69	1,91	1,85	1,89	2,62	2,54
Y	5,12	4,91	5,06	4,99	5,09	5,05	5,10
Ca	1,74	1,76	1,85	1,80	1,85	1,82	1,81
Na	0,43	0,39	0,45	0,38	0,36	0,54	0,50
K	0,04	0,11	0,12	0,11	0,15	0,07	0,07
X	2,21	2,26	2,42	2,29	2,36	2,43	2,38
OH	2,08	2,22	1,87	1,93	1,66	2,09	1,99
Ca+Na in M4*	1,88	2,00	1,94	2,00	1,91	1,95	1,90
Na+K in A	0,33	0,26	0,48	0,29	0,45	0,48	0,48

Bei Überbesetzung der Y- = (M1+M2+M3)-Position werden zunächst Mn, dann Fe<sup>2+</sup> auf die M4-Position verrechnet; in diesen Fällen ist (Ca+Na) < 2; die A-Position wird rechnerisch mit dem entsprechenden Na-Anteil aufgefüllt.

in der Formeleinheit hat, die andere 0,44–0,48 (Na+K)<sub>A</sub> und 6,57–6,53 Si (Abb. 2). Die zweite Gruppe tendiert also zu pargasitischen Zusammensetzungen. Innerhalb dieser Gruppe sind die beiden Hornblendeproben Sp73-86 und -90 aus dem Amphibolit von Albstadt (Fundpunkt 16) durch ein deutlich höheres Mg/

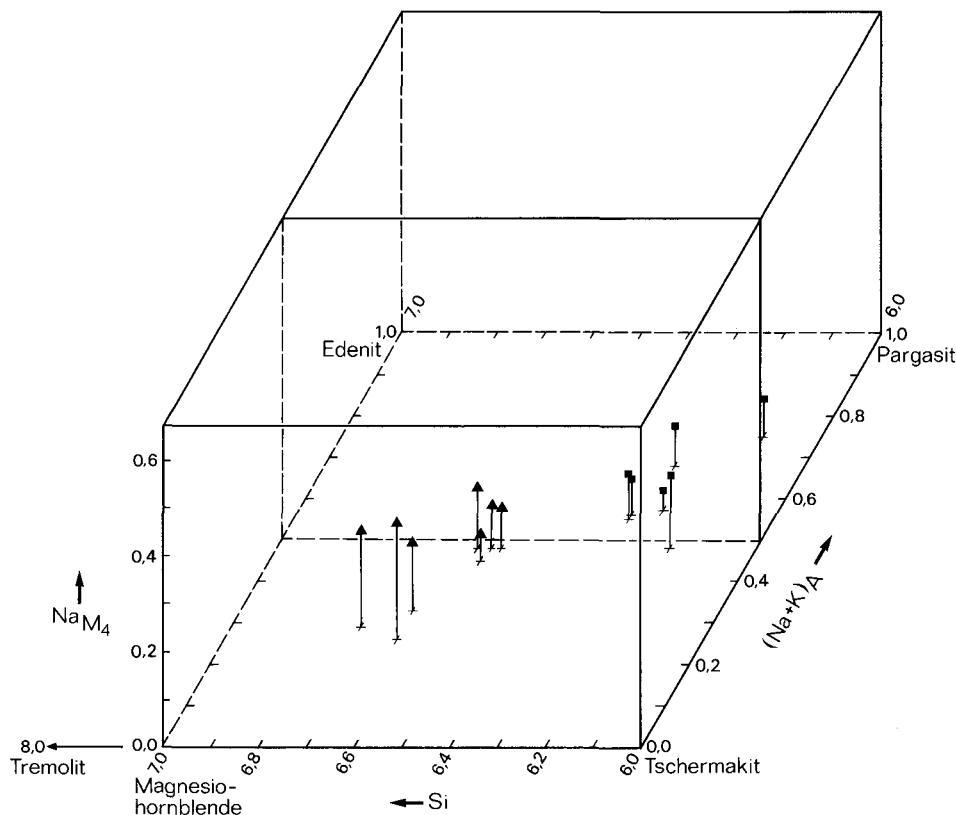


Abb. 2. Chemische Zusammensetzung der analysierten Hornblenden im räumlichen Diagramm Si -  $(\text{Na} + \text{K})\text{A}$  -  $\text{NaM}_4$  nach LEAKE (1978). - ▲ Hornblenden aus Amphiboliten, ■ Hornblenden aus Kalksilikatgneisen mit eingeschalteten Amphibolitlagen.

$(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis gekennzeichnet, das entsprechende Unterschiede in der chemischen Gesteinszusammensetzung der Amphibolite widerspiegelt (Tab. 12). Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) sind diese Amphibole als Magnesio-, die anderen als Ferrohornblenden zu bezeichnen.

Die gefundenen Unterschiede im Mg-Gehalt üben erwartungsgemäß (vgl. COLVILLE et al. 1966) einen Einfluß auf die  $b$ -Gitterkonstanten aus, wie man aus Tab. 9 entnehmen kann: bei beiden Magnesiohornblenden ist  $b$  kleiner als bei den Ferrohornblenden. Entsprechendes gilt auch für die Molvolumina, allerdings mit Ausnahme der Ferrohornblende Sp73-10 (Fundpunkt 1): diese besitzt zwar eine entsprechend große  $b$ -, aber eine auffallend kleine  $a$ -Gitterkonstante, so daß ein Molvolumen resultiert, das ähnlich niedrig ist wie bei den beiden Magnesiohornblenden. Möglicherweise spielen hier die geringe Besetzung der A-Position und der niedrige K-Gehalt eine Rolle.

Im Gegensatz zu den grünen Hornblenden hat die braune Hornblende aus dem Amphibolit Sp73-125 einen etwa doppelt so hohen Titan-Gehalt; eine entsprechende Relation gilt auch für die Gesteinschemie (Tab. 12).

**Tabelle 8:** Mikrosonden-Analysen an Hornblenden aus Kalksilikatgneisen (ks) und amphibolitischen Zwischenlagen (am), Typus A-4

Probe Sp	73-11ks	73-11ks	73-88ks	73-88ks	73-88am	73-88am
Fundpunkt	4	4	16	16	16	16
Korn	Hbl 1	Hbl 2	Hbl 1	Hbl 2	Hbl 3	Hbl 4
Gew.-%						
SiO <sub>2</sub>	40,8	39,3	40,7	40,7	42,4	42,3
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,28	0,71	0,95	1,02	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,8	13,0	14,0	14,2	13,2	13,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,9	3,4	3,7	6,3	3,2	3,4
FeO*	23,4	23,3	19,6	17,4	16,9	16,9
MgO	4,25	5,91	5,74	5,96	8,14	7,98
CaO	11,7	11,5	12,0	11,4	12,1	12,0
Na <sub>2</sub> O	1,64	1,74	1,81	1,88	1,95	1,98
K <sub>2</sub> O	1,40	1,51	0,36	0,34	0,38	0,36
H <sub>2</sub> O*	1,95	1,92	1,97	1,99	2,01	2,01
Summe	101,83	102,86	100,59	101,12	101,30	101,27
Zahl der Kationen bezogen auf 23 O						
Si	6,27	6,12	6,19	6,13	6,30	6,30
Al(4)	1,73	1,88	1,81	1,87	1,70	1,70
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(6)	0,58	0,51	0,70	0,66	0,62	0,63
Ti	0,11	0,15	0,08	0,11	0,11	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,33	0,39	0,42	0,71	0,35	0,38
Fe <sup>2+</sup>	3,01	3,04	2,49	2,19	2,11	2,10
Mg	0,97	0,91	1,30	1,34	1,80	1,77
Y	5,00	5,00	4,99	5,01	4,99	5,00
Ca	1,92	1,92	1,96	1,84	1,93	1,91
Na(M4)	0,08	0,08	0,04	0,16	0,07	0,09
M4	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na(A)	0,41	0,45	0,50	0,41	0,49	0,48
K	0,27	0,30	0,07	0,07	0,07	0,07
A	0,68	0,75	0,57	0,48	0,56	0,55

\* Das Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO-Verhältnis und der H<sub>2</sub>O-Gehalt wurden nach der Methode „midpoint“ von PAPIKE et al. (1974) berechnet, bei der eine Besetzung der Y-Position auf genau 5,00 ± 0,01 angestrebt wird.

Die Hornblenden in den beiden Kalksilikatgneis-Proben Sp73-11 (Vorkommen 4) und Sp73-88 (Vorkommen 16) wurden mit der Mikrosonde analysiert, im Falle der Probe Sp73-88 auch die Hornblenden in den eingeschalteten amphibolitischen Lagen. Hierfür stand im Institut für Schweißtechnik der T.U. Braunschweig das Zweikanal-Gerät XRL der Firma Jeol, ausgestattet mit LiF-, PET- und RAP-Analysatorkristallen, zur Verfügung. Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV,

der Probenstrom ca. 0,02 mA, die Meßzeit 20 sec. Zur Standardisierung dienten natürliche Minerale sowie ein Granatglas. Die Korrekturen für Massenabsorption, Sekundärfluoreszenz, Ordnungszahl, Untergrund, Drift und Totzeit wurden nach BENCE & ALBEE (1968) durchgeführt. Die Berechnung des  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalts erfolgte mit Hilfe des Computerprogramms AMPHIBOL nach der Methode von PAPIKE et al. (1974), wobei unter den drei möglichen Varianten die Lösung „midpoint“, d. h. die mittlere Position zwischen dem minimal und dem maximal möglichen  $\text{Fe}^{3+}$ -Wert gewählt wurde. Die auf diesem Wege gefundenen  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisse stimmen gut mit denen der naßchemisch analysierten Hornblenden überein. Wie der Vergleich von Tab. 7 und 8 sowie Abb. 2 zeigen, unterscheiden sich die Hornblenden in den Kalksilikatgneisen (einschließlich der amphibolitischen Zwischenlagen) von denen in den Amphiboliten durch niedrigere Si-Gehalte von 6,30–6,12, bei entsprechend höheren Al-Gehalten. In den meisten Fällen sind auch die Ca- und Na- oder (Na+K)-Gehalte höher, wodurch sich stets eine größere Besetzung der A-Position ergibt, die fast immer  $> 0,5$  liegt. Besonders ausgeprägt ist dies bei den Hornblenden der Probe Sp73-11 der Fall, die auffallend K-reich sind; sie haben zugleich das niedrigste  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnis. Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich im Mittel um Ferropargasite, während die  $\text{Fe}^{2+}$ -ärmeren, Mg-reichen Hornblenden aus der kalksilikatischen Partie von Probe Sp73-88 als Fe-haltige (ferroan) Pargasite, die aus dem eingeschalteten Amphibolitband als Fe-haltige parasitische Hornblenden zu bezeichnen sind.

Die Hornblenden in den Kalksilikatgneisen und den amphibolitischen Zwischenlagen sind im allgemeinen kräftiger gefärbt als in den Amphiboliten und Hornblendegneisen, wobei folgendes Absorptionsschema am häufigsten ist:  
 $n_\alpha$  (graugelb, 5 Y 8/4)  $< n_\beta$  (olivbraun, 5 Y 4/4 bis 5 Y 3/2)  $\cong n_\gamma$  (oliv, 10 Y 4/2, randlich oft dunkelgrün, 10 GY 4/4 bis 5 G 4/6).

*Tabelle 9:* Gitterkonstanten von chemisch analysierten Hornblenden (vgl. Tab. 7)

Probe Sp	73-10	73-1	73-3	73-4	73-125	73-86	73-90
Fundpunkt	1	2	2	2	6	16	16
$a$ (Å)	9,831(4)	9,868(4)	9,872(3)	9,869(5)	9,867(4)	9,853(6)	9,852(6)
$b$ (Å)	18,096(6)	18,098(6)	18,109(4)	18,099(7)	18,106(5)	18,069(7)	18,067(6)
$c$ (Å)	5,318(2)	5,323(2)	5,321(2)	5,321(3)	5,318(2)	5,315(3)	5,316(3)
$\beta$ (°)	104,77(4)	104,97(3)	104,96(2)	104,90(3)	104,92(3)	104,96(4)	104,90(3)
$V$ (Å <sup>3</sup> )	914,79(64)	918,39(70)	918,90(48)	918,45(75)	918,05(72)	913,70(98)	914,42(72)

### 5.3. Klinopyroxen

Die Pyroxene in den Kalksilikatgneisen sind blaßgrün (5 G 7/2) bis hellgrün (5 G 7/4) gefärbt, in den hornblendeführenden Pyroxen-Biotit-Gneisen sehr blaßgrün (10 G 8/2). Ein Pleochroismus ist nicht erkennbar.

Aus den beiden Kalksilikatgneis-Proben Sp73-11 und -88 wurden je zwei Pyroxenkörper mit der Mikrosonde analysiert (Tab. 10). Die Berechnung der Endglieder erfolgte in Anlehnung an CAWTHORN & COLLERSON (1974). Allerdings wurden zu-

*Tabelle 10:* Mikrosonden-Analysen an Klinopyroxenen aus Kalksilikatgneisen (ks), Typus A-4

Probe Sp	73-11ks	73-11ks	73-88ks	73-88ks
Fundpunkt	4	4	16	16
Korn	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 1	Cpx 2
Gew.-%				
SiO <sub>2</sub>	52,1	51,0	52,0	51,3
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,08	0,09	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	0,6	1,1	2,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,3	0,2	0,0	0,0
FeO*	18,3	19,8	15,4	15,3
MgO	6,01	6,29	8,69	8,60
CaO	23,4	21,9	23,1	22,7
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,39	0,27	0,34
Summe	100,56	100,26	100,65	100,51
Zahl der Kationen bezogen auf 6 O				
Si	2,022	1,997	1,988	1,962
Al(4)	0,000	0,004	0,018	0,040
	2,022	2,001	2,006	2,002
Al(6)	0,009	0,024	0,032	0,055
Ti	< 0,001	0,002	0,003	0,005
Fe <sup>3+</sup>	0,009	0,006	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,596	0,649	0,492	0,490
Mg	0,348	0,368	0,496	0,491
	0,962	1,049	1,023	1,041
Ca	0,974	0,919	0,945	0,930
Na	0,018	0,030	0,020	0,025
	0,992	0,949	0,965	0,955
Endglieder				
NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,9	2,4	2,0	2,5
NaFe <sup>3+</sup> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,9	0,6	0,0	0,0
CaTiAl <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,0	0,2	0,3	0,5
CaAlAlSiO <sub>6</sub>	0,0	0,0	1,2	3,0
CaSiO <sub>3</sub>	49,8	45,9	46,8	44,8
MgSiO <sub>3</sub>	17,8	18,4	24,9	24,6
Fe <sup>2+</sup> SiO <sub>3</sub>	30,5	32,5	24,7	24,5

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO-Verhältnis berechnet.

nächst die Moleküle CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub> und CaAlAlSiO<sub>6</sub> berechnet, wobei eine leichte Überbesetzung der Tetraederposition in Kauf genommen wurde; erst danach erfolgte die Vereinigung des verbleibenden Al<sup>VI</sup> mit Na zu NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> und schließlich des ggf. verbleibenden Na-Rests mit Fe zu NaFe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Auf diese Weise ergab sich für die beiden Pyroxen-Körner aus Probe Sp73-11 ein geringer Fe<sup>3+</sup>-Gehalt von 0,006 bzw. 0,009 in der Formeleinheit; die geringfügige Erhöhung der Sauerstoffba-

sis wurde iterativ ausgeglichen. In allen vier Fällen erbrachte die Formelberechnung einen geringen Si-Überschuß von 0,003 bis 0,068.

Bei Gehalten von  $\leq 2,5$  Mol-% Jadeit-,  $\leq 0,6$  Mol-% Akmit-,  $\leq 0,5$  Mol-% Ca-Ti-Tschermaks und  $\leq 2,8$  Mol-% Ca-Tschermaks Molekül sind die analysierten Pyroxene fast reine Mischglieder der Reihe Diopsid – Hedenbergit. Nach der Nomenklatur von POLDervaart & Hess (1951) handelt es sich um Salite (Sp73-88) bis Ferrosalite (Sp73-11), wie sie für amphibolitfazielle Metamorphite typisch sind (BINNS 1965). Erwartungsgemäß variiert das  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Verhältnis der Pyroxene und der koexistierenden Hornblenden in den beiden Kalksilikatgneis-Proben gleichsinnig; die Fe-reicherden Pyroxene und Hornblenden der Probe Sp73-88 koexistieren mit einem almandin-grossular-betonten Granat (Abb. 16).

*Tabelle 11:* Mikrosonden-Analysen an Granaten aus der Kalksilikatgneis-Probe Sp73-88, Typus A-4, Fundpunkt 16

Korn	Gr 1	Gr 2	Gr 3
Gew.-%			
SiO <sub>2</sub>	38,3	38,5	37,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,8	18,1	17,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,0	4,8	4,9
FeO*	15,1	14,8	15,9
MnO	1,91	1,98	2,32
MgO	0,22	0,21	0,21
CaO	20,9	21,1	20,1
Summe	99,23	99,49	98,43
Zahl der Kationen bezogen auf 12 O			
Si	3,06	3,04	3,02
Al	1,67	1,68	1,68
Fe <sup>3+</sup>	0,31	0,29	0,30
Y	1,98	1,97	1,98
Fe <sup>2+</sup>	1,03	1,00	1,08
Mn	0,13	0,14	0,16
Mg	0,03	0,03	0,03
Ca	1,78	1,79	1,76
X	2,97	2,96	3,03
Endglieder			
Andradit	15,7	14,7	15,2
Grossular	44,2	45,8	42,9
Almandin	34,7	33,8	35,6
Spessartin	4,4	4,7	5,3
Pyrop	1,0	1,0	1,0

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO-Verhältnis berechnet.

#### 5.4. Granat

Auch in normaler Dünnschliffdicke sind die Granate in den Kalksilikatfelsen deutlich, wenn auch blaß rosa gefärbt (5 R 8/2). Besonders an den Rändern zeigen sie häufig anomale Doppelbrechung. Mikrosondenanalysen an drei Granatkörnern aus Probe Sp73-88 sind in Tab. 11 zusammengestellt; die Variation in der Zusammensetzung ist unbedeutend. Die Formelbesetzung auf der Basis von 12 Sauerstoffen wurde mit dem von A. KOHLMANN (1978, Mineralogisches Institut der T.U. Braunschweig) aufgestellten Iterationsprogramm FORMEL berechnet.

Der vorliegende Granat besteht zu etwa 60 Mol-% aus der Grossular- und Andradit-, zu etwa 35 Mol-% aus der Almandin-Komponente, während der Spessartin- und der Pyrop-Anteil gering sind. Eine solche Zusammensetzung tritt bei Granaten aus Kalksilikatgesteinen nicht gerade häufig auf (z. B. TRÖGER 1959; DEER et al. 1982), doch sind u. a. Beispiele aus Skarngesteinen Westmährens (NĚMEC 1967) und des niederösterreichischen Waldviertels (GÖTZINGER 1981) bekannt.

#### 5.5. Biotit

Frischer Biotit ist in den Amphiboliten der Alzenauer Serie relativ selten. Häufig ist er retrograd chloritisiert oder zu mißfarbenem Hydrobiotit angewittert.

Im frischen Zustand hat Biotit in den Biotit-Amphiboliten (Typus A-2) und den Hornblende-Plagioklas-Gneisen (Typus B-1) das Absorptionsschema:

$n_\alpha$  (grau gelb, 5 Y 8/4) <  $n_\beta = n_\gamma$  (olivbraun, 5 Y 4/4, bis dunkelolivbraun, 5 Y 3/4), seltener

$n_\alpha$  (grau gelb, 5 Y 8/4, bis gelb, 5 Y 7/6) <  $n_\beta = n_\gamma$  (hell olivbraun, 5 Y 5/6).

In den hornblendeführenden Pyroxen-Biotit-Gneisen sind die Biotite etwas rötlicher braun gefärbt:

$n_\alpha$  (grau gelb, 5 Y 8/4) <  $n_\beta = n_\gamma$  (mittelbraun, 5 YR 4/4).

#### 5.6. Chlorit

Chlorit zeigt wechselnden optischen Charakter und entsprechend anomal bläuliche (-) oder bräunliche (+) Interferenzfarben. Das Absorptionsschema ist: blaß grünlich gelb, 10 Y 8/2, bis graugrün, 10 GY 5/2.

Nach den optischen Daten handelt es sich um einen Pennin bis Mg-Pyknochlorit (TRÖGER 1971).

#### 5.7. Akzessorien

Wie aus Tab. 1 bis 5 hervorgeht, kommen in fast allen Gesteinsproben Titanit, Apatit und Opakminerale als Nebengemengteile vor, während Zirkon, Epidot und Calcit nur gelegentlich auftreten. Titanit ist idiomorph bis rundlich ausgebildet und umschließt stellenweise Ilmenit. Apatit tritt entweder in Form runder, selten hypidiomorpher Körner (bis 0,1 mm) oder als zarte Säulchen auf, die selten länger als 0,05 mm werden.

Unter den Opakphasen dominiert nach Untersuchungen im Auflicht Ilmenit, der stellenweise Entmischungslamellen von Hämatit zeigt. Gelegentlich ist auch Pyrit vorhanden, der randlich in Brauneisen umgewandelt wird.

*Tabelle 12:* Chemische Gesamtgesteinssanalysen

Probe	Sp	73-10	73-1	73-4	73-5	80-2.0	73-125	73-100	73-86	73-90	83-2
Fundpunkt	1	2	2	2	4	6	9	16	16	4	
Typus	A-1	A-1	A-1	A-2	A-2	A-1	A-2	A-1	A-1	B-2	
Gew.-%											
SiO <sub>2</sub>	50,0	51,3	51,3	50,8	49,4	45,8	47,4	48,1	47,8	72,2	
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,34	1,48	1,27	2,08	2,99	0,93	0,91	1,44	0,29	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	15,1	15,2	15,5	14,8	14,0	16,2	16,0	15,2	12,6	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	2,93	2,79	4,00	4,00	1,48	3,33	2,59	3,09	n. b.	
FeO	9,64	9,65	9,90	8,40	9,32	13,26	8,17	8,14	9,02	2,27*	
MnO	0,22	0,22	0,20	0,19	0,28	0,23	0,22	0,21	0,25	0,06	
MgO	5,56	4,44	4,95	5,00	4,47	6,15	7,96	8,16	8,12	1,30	
CaO	7,55	8,35	8,17	7,33	7,64	10,40	10,42	10,10	10,37	3,95	
Na <sub>2</sub> O	4,23	3,48	3,96	4,38	5,02	2,62	3,58	3,52	3,17	5,15	
K <sub>2</sub> O	0,79	0,80	0,83	1,05	0,49	0,64	0,45	0,46	0,43	0,88	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,14	0,20	0,15	0,23	0,37	0,10	0,09	0,11	0,06	
H <sub>2</sub> O	1,81	1,72	1,36	1,89	1,69	1,30	1,31	1,71	1,56	0,49**	
CO <sub>2</sub>	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	n. b.
Summe	99,31	99,47	100,34	99,96	99,42	99,24	100,07	99,99	100,56	99,25	

\* Gesamteisen als FeO. — \*\* Glühverlust

#### Spuren in ppm

Sr	308	224	270	308	193	322	171	170	146	
Ba	100	158	176	147	122	224	144	130	133	
Ce	10	10	12	11	14	31	6	6	8	
Zr	101	74	74	101	101	218	53	55	55	
Y	30	62	28	29	32	40	16	18	21	
Nb	4	11	3	5	6	32	—	3	3	
V	401	412	368	369	402	419	294	296	322	
Cr	9	26	63	24	—	60	160	188	201	
Ni	20	21	21	21	6	58	43	43	45	

## 6. Geochemie der Amphibolite

### 6.1. Analysenmethoden

Zur näheren Kennzeichnung ihres Ausgangsmaterials wurden 9 Amphibolitproben chemisch analysiert. Die Bestimmung der Hauptelemente erfolgte am Mineralogischen Institut der Technischen Universität Braunschweig. Si, Ti, Al, Gesamt-Fe, Mn, Ca, K und P wurden röntgenfluoreszenzspektrometrisch aus Lithium-tetraborat-Schmelztabletten mit Lanthan-III-Oxid-Puffer bestimmt, Na und Mg atomabsorptions-spektrometrisch, FeO oxidimetrisch nach der Methode von PETERS (1968), H<sub>2</sub>O gravimetrisch mit der PENFIELD-Methode und CO<sub>2</sub> volume-

trisch mit der STRÖHLEIN-Apparatur. Die Bestimmung der Spurenelementgehalte der Amphibolite erfolgte am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg röntgenfluoreszenz-spektrometrisch aus Lithiumkarbonat-Pulvertabletten. Alle analytischen Bestimmungen wurden gegen internationale Referenzproben geeicht.

Die Ergebnisse sind in Tab. 12 zusammengestellt.

## 6.2. Diskussion der Ergebnisse

Im Gegensatz zu den metamorphen Basiten und Ultrabasiten im mittleren Teil des Spessartkristallins (MATTHES & KRÄMER 1955; MATTHES & SCHUBERT 1967; NASIR & OKRUSCH 1984) lassen die relativ homogenen Amphibolite (Typus A-1) der Alzenauer Serie keine Reliktgefüge eines magmatischen Ausgangsmaterials erkennen; auch Reliktminerale fehlen ganz. Die – nicht selten auftretenden – feingebänderten Amphibolite könnten auf ehemalige Tuff- oder Tuffithorizonte zurückgehen. Bei den feinstreifigen Amphibolit-Einschaltungen in Kalksilikatgneisen käme sogar ein sedimentäres Ausgangsmaterial in Frage.

Bei der geochemischen Bearbeitung konzentrierten wir uns auf die relativ homogenen Amphibolite (Typus A-1) und auf die Amphibolite mit biotitführenden Zwischenlagen (Typus A-2). Erwartungsgemäß ergaben sich zwischen beiden Typen keine systematischen Unterschiede, auch nicht bezüglich des  $K_2O$ -Gehalts. Hierdurch wird belegt, daß in den Amphiboliten mit biotitführenden Zwischenlagen die Biotitgehalte über das gesamte Handstück gemittelt nicht sehr hoch sind.

Wie Tab. 12 erkennen läßt, haben alle analysierten Amphibolite eine basaltische Zusammensetzung. Im Konzentrationsdreieck  $CaO - MgO - FeO^{tot}$  nach WALKER et al. (1960) fallen ihre darstellenden Punkte ins Feld der Ortho-Amphibolite

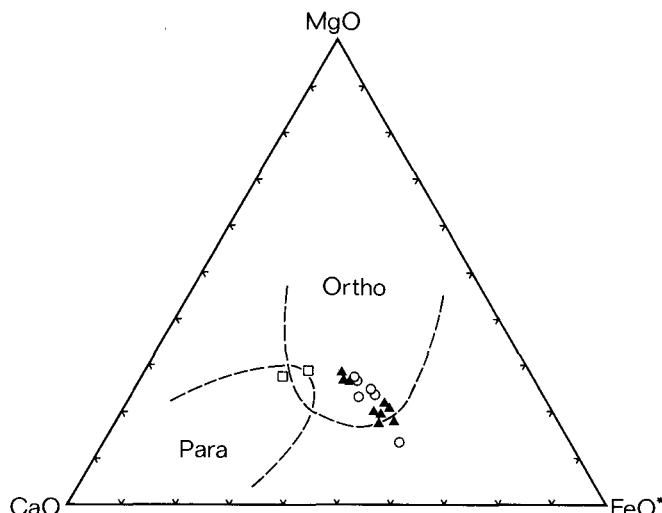


Abb. 3. Konzentrationsdreieck  $CaO - MgO - FeO^{tot}$  (Gew.-%) nach WALKER et al. (1960) zur Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten. — ▲ Amphibolite der Alzenauer Serie; zum Vergleich: ○ Amphibolite, □ Pyroxen-Amphibolite der körnig-streifigen Paragneis-Serie im südöstlichen Spessartkristallin.

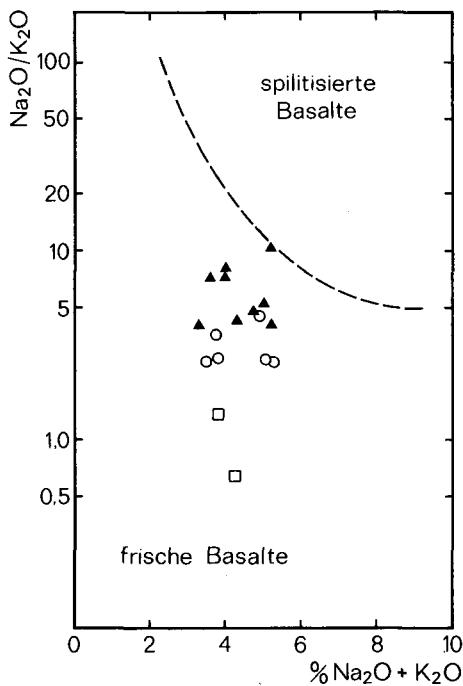


Abb. 4. Variationsdiagramm  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  gegen  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Gew.-%) nach MIYASHIRO (1975) zur Unterscheidung frischer und spilitisierter Basalte. — Signaturen wie in Abb. 3.

(Abb. 3). Dieser Befund läßt sich auch in anderen Variationsdiagrammen, die zur Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten herangezogen werden, bestätigen. So ergeben sich bei der Darstellung der NIGGLI-Werte  $c$  gegen  $mg$  und  $100 mg - c$  (al-alk) nach LEAKE (1964) jeweils Trends, die nicht auf ein mergeliges, sondern auf ein basaltisches Ausgangsmaterial rückschließen lassen.

Ein Blick auf Tab. 12 lehrt weiterhin, daß die analysierten Amphibolite in ihrer chemischen Zusammensetzung eine deutliche regionale Gruppenbildung aufweisen. So sind die Amphibolite aus dem Stadtgebiet Alzenau (Fundpunkt 1, 2, 4) systematisch  $\text{SiO}_2$ -reicher und  $\text{MgO}$ - und  $\text{CaO}$ -ärmer als diejenigen im Raum Michelbach (Fundpunkt 9) – Albstadt (Fundpunkt 16). Auch im Konzentrationsdreieck  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}^{\text{tot}}$  kommen die beiden Gruppen klar zum Ausdruck (Abb. 3). Deutliche Unterschiede ergeben sich ebenfalls in den Spurenelement-Gehalten: Im Vergleich zur Michelbach-Albstädter hat die Alzenauer Gruppe systematisch höhere Gehalte an  $\text{Sr}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$  und  $\text{V}$ , aber geringere Gehalte an  $\text{Cr}$  und  $\text{Ni}$ . Eine Sonderstellung nimmt der Amphibolit von Kälberau (Fundpunkt 6) ein. Wie bereits erwähnt, ist er petrographisch durch die Anwesenheit von brauner, Ti-reicher (und relativ  $\text{Na}$ -ärmer) Hornblende sowie durch einen relativ hohen Apatit-Gehalt (Tab. 1) gekennzeichnet. In seiner chemischen Zusammensetzung weist dieses Gestein mit Abstand die höchsten Gehalte an  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Zr}$  und  $\text{Nb}$  sowie den niedrigsten  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt von allen untersuchten Amphiboliten auf. Auffallend hoch ist das  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis. Der geringe  $\text{SiO}_2$ - und der hohe  $\text{CaO}$ -Gehalt des Kälberauer Amphibolits passen zur Michelbach-Albstädter Gruppe.

Die gefundene geochemische Gruppenbildung könnte bedeuten, daß die Amphibolite der Alzenauer Serie auf basaltische Ausgangsgesteine zurückgehen, die schon primär in ihrer chemischen Zusammensetzung verschieden waren. Durch einen Vergleich mit nichtmetamorphen Basalten könnte man versuchen, dieses Ausgangsmaterial geochemisch genauer zu charakterisieren. Voraussetzung hierfür ist natürlich, daß die Regionalmetamorphose im wesentlichen isochemisch ablief und daß die basaltischen Ausgangsgesteine durch subaerische oder submarine Verwitterung oder auch durch Ozeanboden-Metamorphose mit Spilitisierung in ihrer Zusammensetzung nicht wesentlich verändert wurden. Leider lassen sich solche Vorgänge gerade für relativ mobile Elemente wie K, Na, Ca, Rb und Sr nicht vollständig ausschließen. Immerhin fallen die darstellenden Punkte der analysierten Amphibolite im Diagramm  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  gegen  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  nach MIYASHIRO (1975) ausnahmslos ins Feld der frischen Basalte, speziell der Inselbogen-Tholeite (Abb. 4). Das darf als Anzeichen interpretiert werden, daß Spilitisierung des basaltischen Ausgangsmaterials keine wesentliche Rolle gespielt haben dürfte. Trotzdem wollen wir uns bei den geochemischen Vergleichen bevorzugt auf Neben- und Spurenelemente wie Ti, P, Zr, Y, Nb, Cr und V stützen, die allgemein als konservativ angesehen werden (z. B. PEARCE & CANN 1973; FLOYD & WINCHESTER 1975; HART 1976; SMITH & SMITH 1976; COISH 1977; FLOYD & TARNEY 1979; SHERVAIS 1982).

Schon bei der Entscheidung, ob das basaltische Ausgangsmaterial der vorliegenden Amphibolite alkalischen oder subalkalischen Charakter besitzt, sind diese Elemente hilfreich. Im konventionellen Variationsdiagramm  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  streuen die darstellenden Punkte im Grenzbereich zwischen Alkali- und subalkalischen Basalten, während in den Diagrammen  $\text{P}_2\text{O}_5$  gegen  $\text{Zr}$  (Abb. 5) und  $\text{Nb}/\text{Y}$  gegen  $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$  (Abb. 6) nach WINCHESTER & FLOYD (1977) der subalkalische Charakter des basaltischen Ausgangsmaterials deutlich wird.

Für die Klärung der Frage, ob die Amphibolite der Alzenauer Serie auf eine ehemalige Kalkalkali- oder eine Tholeit-Serie zurückgehen, wenden wir zwei von

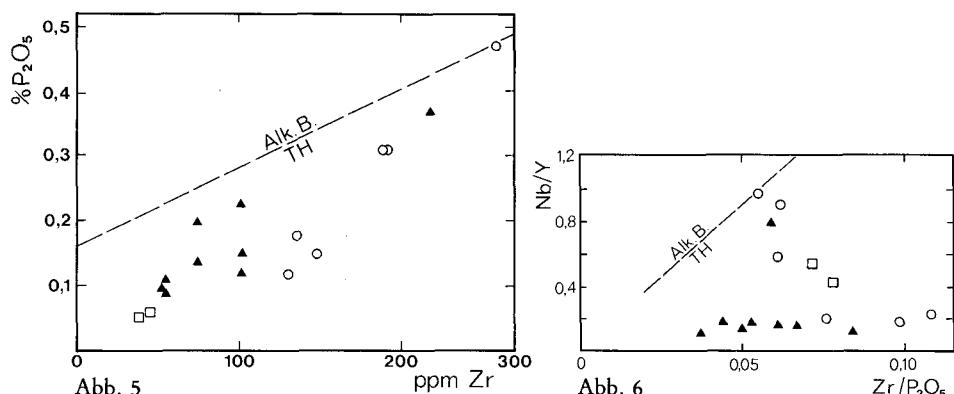


Abb. 5. Variationsdiagramm  $\text{P}_2\text{O}_5$  gegen  $\text{Zr}$  nach WINCHESTER & FLOYD (1977) zur Unterscheidung von Alkalibasalten (Alk.B.) und Tholeiten (TH). — Signaturen wie in Abb. 3.

Abb. 6. Variationsdiagramm  $\text{Nb}/\text{Y}$  gegen  $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$  (ppm) nach WINCHESTER & FLOYD (1977) zur Unterscheidung von Alkalibasalten und Tholeiten. — Signaturen wie in Abb. 3.

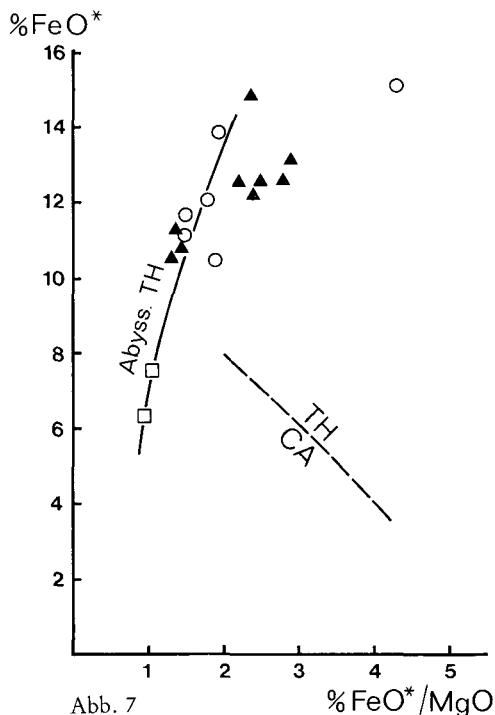


Abb. 7

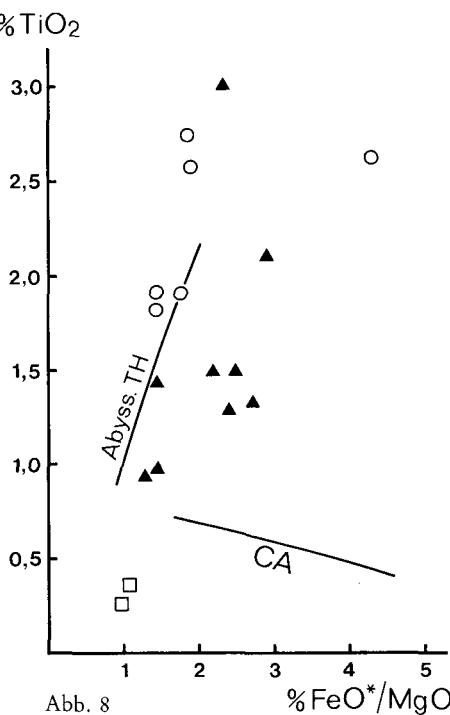


Abb. 8

Abb. 7. Variationsdiagramm  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  gegen  $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$  (Gew.-% auf  $\text{H}_2\text{O}$ -freier Basis) nach MIYASHIRO (1975). Eingetragen sind der typische positive Trend (ausgezogen) der abyssischen (Ozeanboden-)Tholeiite sowie die Grenzlinie (gerissen) zwischen tholeiitischen (TH) und Kalkalkali-Vulkaniten (CA). – Signaturen wie in Abb. 3.

Abb. 8. Variationsdiagramm  $\text{TiO}_2$  gegen  $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$  (Gew.-% auf  $\text{H}_2\text{O}$ -freier Basis) nach MIYASHIRO (1975). Eingetragen sind der typische positive Trend abyssischer Tholeiite und ein typischer negativer Kalkalkalitrend (CA). – Signaturen wie in Abb. 3.

MIYASHIRO (1975) entwickelte Variationsdiagramme an: Typische Kalkalkali-Vulkanite zeigen schwach negative Korrelationen zwischen  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  und  $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$  (Abb. 7) und zwischen  $\text{TiO}_2$  und  $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$  (Abb. 8), während tholeiitische Serien jeweils positiv korreliert sind. Wie man aus Abb. 7 und 8 erkennt, ist das auch bei den Amphiboliten der Alzenauer Serie der Fall, wobei in Abb. 7 die regionale Gruppenbildung wieder deutlich herauskommt. Der tholeiitische Charakter der analysierten Amphibolite lässt sich auch im Konzentrationsdreieck  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  (JENSEN 1976) einwandfrei belegen (Abb. 9).

Zuletzt wollen wir den Versuch unternehmen, das tholeiitische Ausgangsmaterial der Amphibolite in der Alzenauer Serie einem bestimmten großtektonischen Milieu zuzuordnen. Wir sind uns dabei durchaus der Problematik bewusst, Basalte von vermutlich proterozoischem Alter in das plattentektonische Schema einzuordnen. In einer Reihe von Variationsdiagrammen, in denen die relativ immobilen Elemente Ti, P, Zr, Y und Mn in wechselnden Kombinationen gegeneinander aufgetragen sind (PEARCE & CANN 1973; PEARCE & GALE 1977; MULLEN 1983; RIDLEY et al. 1974),

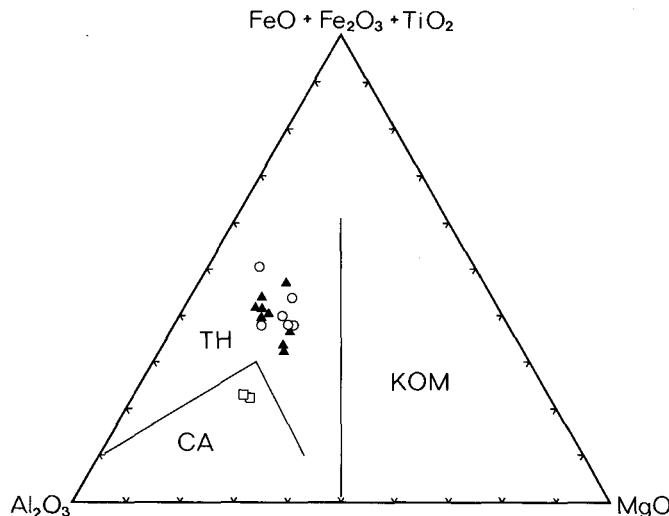


Abb. 9. Konzentrationsdreieck  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  (Gew.-%) nach JENSEN (1976) zur Unterscheidung von Tholeiiten (TH), Kalkalkali-Vulkaniten (CA) und Komatiiten (KOM). – Signaturen wie in Abb. 3.

erkennt man, daß die überwiegende Zahl der analysierten Amphibolite auf Ozeanboden- und/oder Inselbogen-Tholeiite zurückgehen könnte (Abb. 10, 11, 12, 13).

Eine Ausnahme bildet lediglich der Amphibolit von Kälberau, der aufgrund seiner hohen Gehalte an Ti, P und Zr, an Ce und Nb sowie an Sr und Ba herausfällt. Sein darstellender Punkt liegt in den verwendeten Diagrammen stets im Feld der

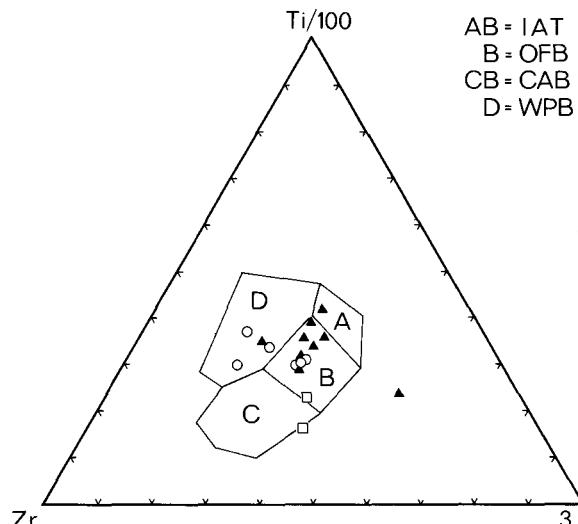


Abb. 10. Konzentrationsdreieck  $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - 3\text{Y}$  (Gew.-% bzw. ppm) nach PEARCE & CANN (1973) zur Unterscheidung von Inselbogen-Tholeiiten (IAT), Ozeanboden-Basalten (OFB), Kalkalkali-Basalten (CAB) und Within-Plate-Basalten (WPB). – Signaturen wie in Abb. 3.

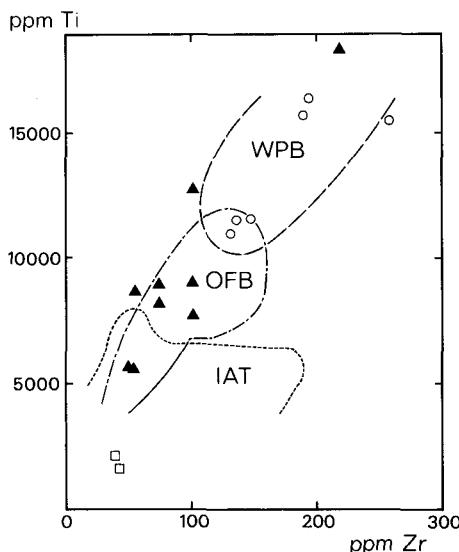


Abb. 11. Variationsdiagramm Ti gegen Zr (ppm) nach PEARCE & GALE (1977) zur Unterscheidung von Inselbogen-Tholeiiten (IAT), Ozeanboden-Basalten (OFB) und Within-Plate-Basalten (WPB). — Signaturen wie in Abb. 3.

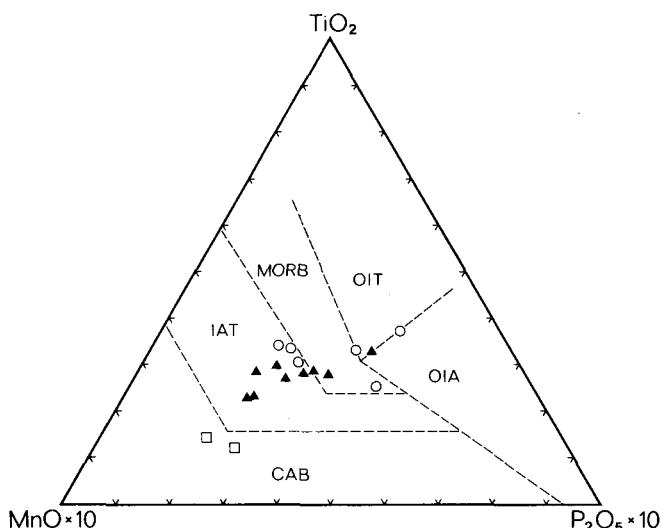


Abb. 12. Konzentrationsdreieck  $\text{TiO}_2$  –  $\text{MnO} \cdot 10$  –  $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$  (Gew.-%) nach MULLEN (1983) zur Unterscheidung von Kalkalkali-Basalten (CAB), Inselbogen-Tholeiiten (IAT), mittelozeanischen Rücken-Basalten (MORB), Ozean-Insel-Tholeiiten (OIT) und Ozean-Insel-Alkalibasalten (OIA). — Signaturen wie in Abb. 3.

Within-Plate- bzw. Ozean-Insel-Tholeiite. Daß auch dieser Amphibolit auf einen ehemaligen ozeanischen und nicht auf einen kontinentalen Tholeiit zurückgeht, läßt sich anhand des Diagramms  $\text{TiO}_2$  –  $\text{K}_2\text{O}$  –  $\text{P}_2\text{O}_5$  nach PEARCE et al. (1975) belegen. In der Tat liegen seine Spurenelementgehalte im Streubereich gewöhnlicher Tiefseebasalte (Typical Ocean Profile Samples TOPS i. S. v. HART 1976) und zeigen die gleichen Inter-Element-Korrelationen. HART (1976) erklärt die Anreicherung inkompatibler Elemente in manchen ozeanischen Basalten durch geringgradige partielle Aufschmelzung, der er einen wesentlich höheren Einfluß zuschreibt als post-magmatischen Reaktionen mit dem Meerwasser.

Bemerkenswert ist, daß alle Amphibolite der Alzenauer Serie im Vergleich zu MORB an Na, K und Ba, die der Alzenauer Gruppe auch an Sr angereichert sind (Abb. 14 a). Man könnte diese Tatsache als Hinweis darauf werten, daß das tholeiitische Ausgangsmaterial in einem Inselbogen gefördert wurde (vgl. MIYASHIRO 1975, Tab. 4), allerdings unter der Voraussetzung, daß sekundäre Veränderungen an diesen mobilen Elementen gering waren. Auch die auffallend niedrigen Cr- und Ni-Gehalte besonders der Alzenauer Gruppe sowie die Ti/V-Verhältnisse (SHERVAIS 1982) deuten in die gleiche Richtung. Schließlich spricht die gesamte Lithologie der Alzenauer Serie für eine Ablagerung in einem relativ küstennahen Bereich.

### 6.3. Vergleich mit den Amphiboliten der körnig-streifigen Paragneis-Serie im südöstlichen Vorpessart

Diese lithologisch ähnliche Serie wurde kürzlich von EL SHAZLY (1983) petrographisch und geochemisch neu untersucht. Wie man aus den Abb. 3–13 entnehmen kann, bestehen zwischen den Amphiboliten beider Serien geochemisch viele Gemeinsamkeiten, wenn man von den beiden Klinopyroxen-führenden Amphiboliten aus dem Raum Schweinheim absieht. Im Konzentrationsdreieck  $\text{CaO}$  –  $\text{MgO}$  –  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  fallen die darstellenden Punkte dieser Gesteine in den Grenzbereich zwischen Ortho- und Para-Amphiboliten (Abb. 3), und auch aufgrund anderer Varia-

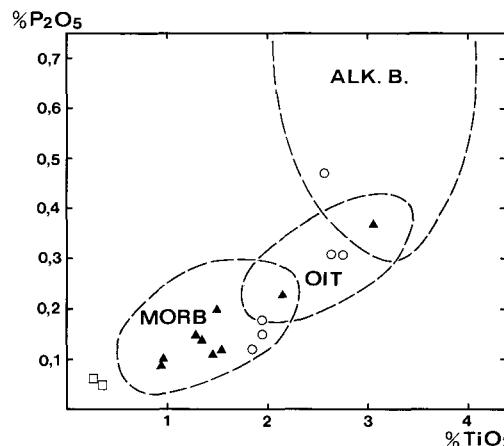


Abb. 13. Variationsdiagramm  $\text{P}_2\text{O}_5$  gegen  $\text{TiO}_2$  (Gew.-% auf  $\text{H}_2\text{O}$ -freier Basis) nach RIDLEY et al. (1974) zur Unterscheidung von mittelozeanischen Rücken-Basalten (MORB), Ozean-Insel-Tholeiiten (OIT) und Alkalibasalten (ALK.B.). – Signaturen wie in Abb. 3.

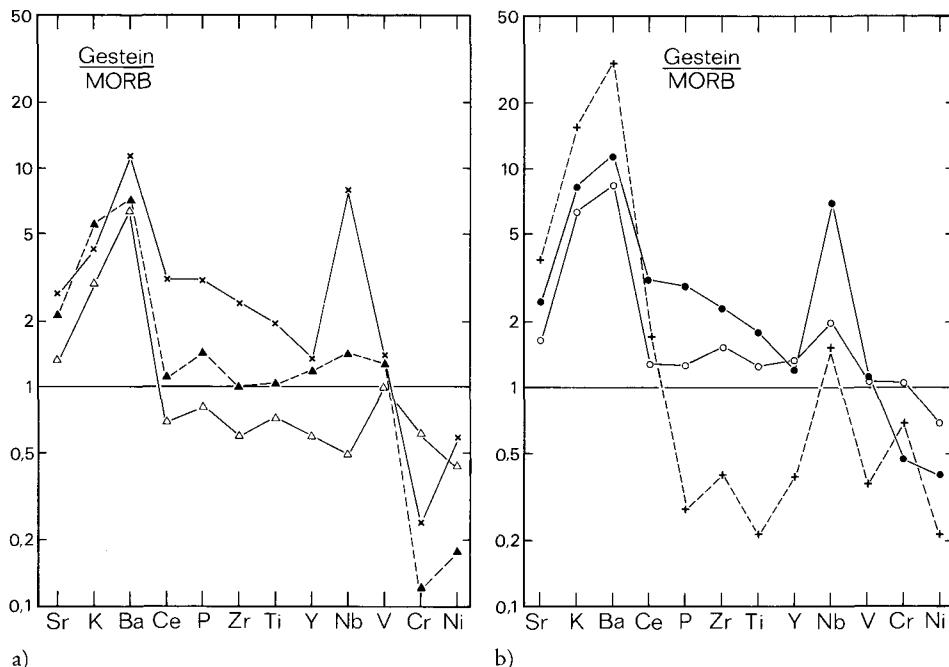


Abb. 14. Geochemische Verteilungsmuster, normiert auf einen typischen mittelozeanischen Rücken-Basalt MORB (PEARCE 1979): Sr 120 ppm, K<sub>2</sub>O 0,15 Gew.-%, Ba 20 ppm, Ce 10 ppm, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,12 Gew.-%, Zr 90 ppm, TiO<sub>2</sub> 1,5 Gew.-%, Y 30 ppm, Nb 4 ppm, V 300 ppm, Cr 250 ppm, Ni 100 ppm. — a) Amphibolite der Alzenauer Serie:  $\times$  Mittel aus 5 Proben aus dem Stadtgebiet von Alzenau,  $\lambda$  Mittel aus 3 Proben aus dem Bereich Michelbach – Albstadt,  $\Theta$  Probe Sp73-125 aus dem Amphibolit von Kälberau. — b) Amphibolite der körnig-streifigen Paragneis-Serie im südöstlichen Vorspessart (EL SHAZLY 1983):  $\circ$  Mittel aus 3 Proben im Raum Dimpelsmühle – Elterwald – Vorderes Gailbachtal,  $\xi$  Mittel aus 2 Proben vom Gnießen bei Schweinheim und einer Probe von Laufach,  $+$  Mittel aus 2 Pyroxen-Amphiboliten

tionsdiagramme lässt sich eine sedimentäre Herkunft nicht ganz ausschließen. Sollte aber doch ein magmatisches Ausgangsmaterial vorgelegen haben, so hätte dieses Kalkalkali-Charakter besessen, wie aus den Abb. 8–12 deutlich wird. Hierfür spräche auch das auf MORB normierte geochemische Verteilungsmuster, das eine starke Anreicherung von Sr, K und Ba und eine Abreicherung von P, Zr, Ti, Y und Cr erkennen lässt, wie das für Kalkalkali-Vulkanite aus Inselbögen typisch ist (z. B. PEARCE 1979).

Die übrigen sechs von EL SHAZLY (1983) analysierten Amphibolite sind zweifellos orthogener Abkunft (Abb. 3); sie zeigen – wie die Amphibolite der Alzenauer Serie – einen subalkalischen (Abb. 5, 6), speziell einen tholeiitischen Chemismus (Abb. 7, 8, 9). Eine Spilitisierung ist nicht nachweisbar (Abb. 4). In ihrem speziellen geochemischen Charakter gliedern sich diese Amphibolite in zwei Gruppen. Die erste Gruppe von drei Amphiboliten stammt aus eng benachbarten Fundpunkten im Raum Dimpelsmühle – Elterwald – Vorderes Gailbachtal. Sie erinnert in ihren Spurenelement-Gehalten an die Michelbach-Albstädter Gruppe im nordwestlichen Vorspessart und könnte wie diese auf Ozeanboden- oder Inselbogen-Tholeiite zurückgehen (Abb. 10, 11, 12, 13). Abgesehen von der starken Anreicherung an K und Ba,

weichen diese Amphibolite in ihrem geochemischen Verteilungsmuster nur wenig von MORB ab (Abb. 14 a, b). Im Gegensatz dazu erinnern die drei Amphibolite der zweiten Gruppe, die aus zwei weit voneinander entfernten Fundpunkten (Gnießen bei Schweinheim und Laufach) stammen, in ihrem Spurenchemismus stark an den Amphibolit von Kälberau. Neben Sr, Ba und K sind bei diesen Amphiboliten Ce, P, Zr, Ti und Nb gegenüber MORB an-, Cr und Ni dagegen abgereichert (Abb. 14 a, b). Dementsprechend liegen die darstellenden Punkte in den Abb. 10–13 in den Feldern der Within-Plate- bzw. Ozean-Insel-Tholeiite.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Amphibolite aus beiden bunten Serien, der Alzenauer Serie im nordwestlichen und der körnig-streifigen Paragneis-Serie im südöstlichen Teil des Spessart-Kristallins, überwiegend auf tholeiitische Basalte zurückgehen, die wahrscheinlich in einem küstennahen ozeanischen Bereich gefördert wurden. Die bereits von THÜRACH (1893) vermutete lithostratigraphische Äquivalenz beider Serien wird durch die geochemischen Daten gestützt.

## 7. Phasenbeziehungen und Metamorphosebedingungen

## Die Mineralparagenesen in den Amphiboliten:

Plagioklas + gemeinsame Hornblende + Titanit  $\pm$  Quarz  $\pm$  Biotit  $\pm$  Epitaxie

und in den assoziierten Kalksilikatgneisen:

Plagioklas + gemeine Hornblende + Klinopyroxen + Titanit  $\pm$  Granat  $\pm$  Epidot  $\pm$  Biotit

lassen keinen Zweifel, daß die Alzenauer Serie – ebenso wie das gesamte Spessartkristallin – unter den Bedingungen der Amphibolitfazies metamorph geprägt wurde.

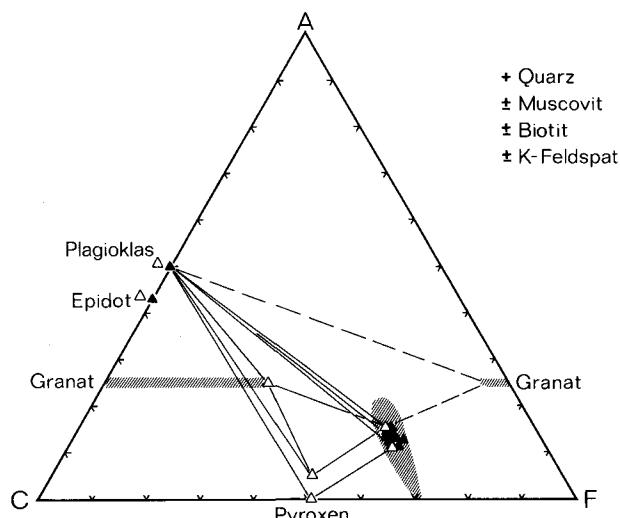


Abb. 15. ACF-Dreieck zur Veranschaulichung der Phasenbeziehungen in den Amphiboliten (▲) und Kalksikkargneisen (△) der Alzenauer Serie.

Die Phasenbeziehungen sind im konventionellen ACF-Diagramm veranschaulicht (Abb. 15). Bedingt durch den hohen  $Fe^{2+}$ -Gehalt im Ca-reichen Granat ergibt sich für den näher untersuchten Kalksilikatgneis Sp73-88 eine ungewöhnliche Kondon-Konfiguration. Die große Variationsbreite im  $Mg/Fe^{2+}$ -Verhältnis der gemeinen Hornblenden wird im Konzentrationsdreieck Ca – Mg –  $Fe^{2+}$  (+Mn) deutlich (Abb. 16). In den Amphiboliten, in denen Hornblende das einzige wesentliche  $Fe$ - $Mg$ -Mineral ist, wird ihre Zusammensetzung durch den Gesteinschemismus gesteuert. Das hohe  $Mg/Fe$ -Verhältnis der Proben Sp73-86 und -90 aus dem Amphibolit von Albstadt spiegelt sich in der Hornblende-Zusammensetzung wider (vgl. auch Tab. 8 u. 12). Die mit Klinopyroxen koexistierenden Hornblenden aus den Kalksilikatgneisen sind  $Fe^{2+}$ -reicher als die aus den Amphiboliten. Das gilt auch für die Hornblenden aus den unmittelbar benachbarten Amphibolit-Einschaltungen (Probe Sp73-88, Tab. 9). Am  $Fe^{2+}$ -reichsten sind die Hornblenden und Klinopyroxene, die mit Granat koexistieren. In dieser Dreier-Paragenese sollte die chemische Zusammensetzung der Grenzmischkristalle bei gegebenen P-T-Bedingungen konstant und unabhängig von der chemischen Gesteinszusammensetzung sein. Wie Tab. 9, 10 und 11 erkennen lassen, sind die Unterschiede zwischen den mit der Mikrosonde analysierten Einzelkörnern tatsächlich gering und dürften innerhalb der Fehlergrenze liegen.

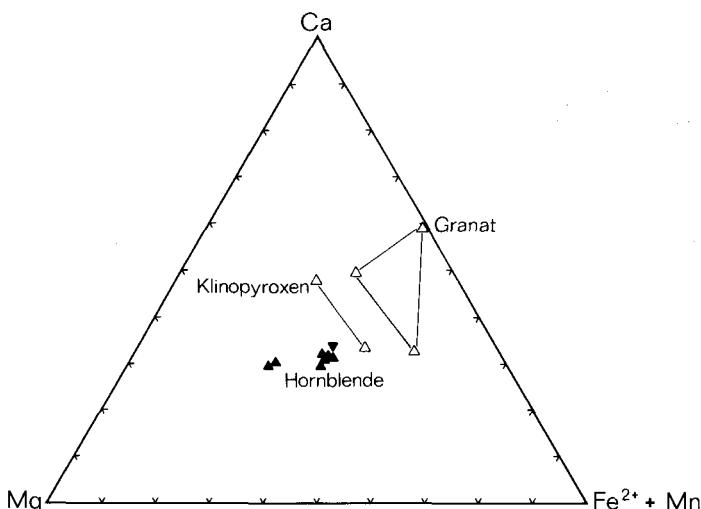


Abb. 16. Konzentrationsdreieck Ca – Mg –  $Fe^{2+}$  + Mn. – Eingetragen sind die analysierten Hornblenden aus den Amphiboliten (▲) und aus der Amphibolitlage im Kalksilikatgneis Sp73-88 (▼) sowie die koexistierenden Hornblenden, Klinopyroxene und Granat aus den Kalksilikatgneisen (Δ).

Mit variierenden P-T-Bedingungen sollten sich die Grenzmischkristalle von Klinopyroxen, Granat und Hornblende in ihrer chemischen Zusammensetzung ändern und somit zur Druck- und/oder Temperatur-Abschätzung auszuwerten sein. In der Tat wird das  $Mg/Fe^{2+}$ -Verhältnis von Granat-Klinopyroxen-Paaren, das kaum druck-, aber stark temperaturabhängig ist, schon seit einiger Zeit als Geothermometer benutzt. Es wurde von RÅHEIM & GREEN (1974) experimentell geeicht. Wir ver-

wenden es allerdings in der modifizierten Form von ELLIS & GREEN (1979), in der der Einfluß des Ca-Gehalts von Granat mit berücksichtigt wird. Für die Kalksilikatgneis-Probe Sp73-88 ergibt sich nach Mittelwert-Bildung der analysierten Granat- bzw. Klinopyroxen-Körner ein Verteilungskoeffizient:

$$K_D = \frac{(Fe^{2+}/Mg)^{Gt}}{(Fe^{2+}/Mg)^{Cpx}} = \frac{34,567}{0,990} = 34,9.$$

Der Ca-Anteil im Granat ist:

$$X_{Ca}^{Gt} = Ca/(Ca+Mg+Mn+Fe^{2+})^{Gt} = 0,595.$$

Nach der von ELLIS & GREEN (1979) experimentell erarbeiteten Beziehung:

$$T(^{\circ}K) = \frac{3104 X_{Ca}^{Gt} + 3030 + 10,86 P (kb)}{\ln K_D + 1,9034}$$

ergibt sich unter Annahme eines Gesamtdrucks von 6 kb eine Temperatur von 633° C, bei 4 kb wäre die Temperatur mit 629° C nur unwesentlich niedriger. Da der Kalksilikatgneis Sp73-88 zusätzlich Epidot enthält, ergibt sich die Möglichkeit einer Druckabschätzung nach dem Hornblendebarometer von PLYUSNINA (1982: Fig. 5). Bei einem Gesamt-Aluminium-Gehalt von 2,54 Al pro Formeleinheit in der Hornblende würde sich für eine Temperatur von rund 630° C ein Gesamtdruck von etwa 5 kb ergeben.

Man muß sich allerdings darüber klar sein, daß diese P-T-Abschätzung nur auf einer einzigen Probe beruht und somit statistisch nicht abgesichert ist. Zudem läßt sich die P-T-Abhängigkeit der Elementverteilungen auf koexistierende Minerale experimentell meist wesentlich schlechter bestimmen als univariante Gleichgewichtskurven von diskontinuierlichen Mineralreaktionen. Die Fehlgrenze für die abgeschätzte Temperatur dürfte bei  $\pm 30^{\circ} C$  (ELLIS & GREEN 1979), für den Druck bei  $\pm 1$  kb liegen (PLYUSNINA 1982).

Hinweise auf die maximal erreichten Metamorphose-Temperaturen ergeben sich aus der Paragenese:

Muscovit + Quarz + Kalifeldspat + Plagioklas,

die in den Granitgneisen der Alzenauer Serie stabil auftritt (MÜLLER 1980). Die gleiche Beobachtung gilt übrigens für die körnig-streifige Serie im südöstlichen Vorspessart (EL SHAZLY 1983). Legt man die experimentellen Daten von PETÖ (in THOMPSON & ALGOR 1977) zugrunde, so dürfte bei einem angenommenen H<sub>2</sub>O-Druck von 5 kb die Temperatur in beiden Serien 650° C nicht überschritten haben. Hierzu paßt auch die Tatsache, daß Sillimanit – bislang in der Alzenauer Serie nicht gefunden – in der körnig-streifigen Serie niemals im direkten Kontakt mit Kalifeldspat beobachtet wurde. Die für die Alzenauer Serie abgeschätzten P-T-Bedingungen stimmen bemerkenswert gut mit den Abschätzungen für das mittlere Spessartkristallin überein. Hier dürften im staurolithführenden Paragneis, der in seiner höchstgradierten Ausbildung Disthen und Sillimanit enthält (MATTHES 1954), beim Höhepunkt der Metamorphose Temperaturen um 620° C und Gesamtdrucke (P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>  $\cong$  P<sub>tot</sub>) um 6 kb er-

reicht worden sein (OKRUSCH 1983: Fig. 6). Damit wird bestätigt, daß die Isograde der variscischen Metamorphose im Spessartkristallin etwa parallel zur heutigen Landoberfläche verliefen.

Danksagung: Der größte Teil der untersuchten Proben stammt aus einer Aufsammlung von Dr.-Ing. F. DJAMOUS, dem wir für die Überlassung des Materials danken. Für Ratschläge und Hilfe bei der Gesteins- und Mineralanalytik sind wir Frau R. BAUR, Herrn O. EWALD, Herrn Professor Dr. P. RICHTER, Herrn F. SACKMANN und Herrn Professor Dr. E. SEIDEL zu Dank verpflichtet. Die Elektronenstrahl-Mikrosonde, das Röntgenfluoreszenz- und das Atom-Absorptions-Spektrometer in Braunschweig wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft zur Verfügung gestellt. Die Reinzeichnung der Abbildungen übernahm in bewährter Weise Herr K.-P. KELBER. Schließlich gilt unser Dank Herrn Regiedungsdirektor Dr. W. WEINELT für seine stete Diskussions- und Hilfsbereitschaft.

## Literatur

- BEDERKE, E. (1957): Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 7–19, Wiesbaden 1957.
- BENCE, A. E. & ALBEE, A. L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – J. Geol., **76**: 382–403, Chicago 1968.
- BINNS, R. A. (1965): The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex, Broken Hill, New South Wales. Part II. Pyroxenes, garnets, plagioclases, and opaque oxides. – Min. Mag., **35**: 561–587, London 1965.
- BRAITSCH, O. (1957): Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 21–72, Wiesbaden 1957.
- BÜCKING, H. (1891): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, XLIX. Lieferung, Gradabteilung 68, No. 53, Blatt Langenselbold, mit Erläuterungen. – Berlin 1891.
- (1892): Der nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **12**, 274 S., Berlin 1892.
- BURRI, C., PARKER, R. L. & WENK, E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. – 334 S., Basel (Birkhäuser) 1967.
- CAWTHORN, R. G. & COLLERSON, K. D. (1974): The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. – Amer. Min., **59**: 1203–1208, Menasha, Wisconsin, 1974.
- COISH, R. A. (1977): Ocean floor metamorphism in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland. – Contr. Mineral. Petrol., **60**: 255–270, Berlin–Heidelberg 1977.
- COLVILLE, P. A., ERNST, W. G. & GILBERT, M. C. (1966): Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. – Amer. Min., **51**: 1727–1754, Menasha, Wisconsin, 1966.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1982): Rock-forming minerals. Vol. 1 A. Orthosilicates, 2. Ed. – London–New York (Longman) 1982.
- ELLIS, D. J. & GREEN, D. H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet – clinopyroxene Fe – Mg exchange equilibria. – Contr. Mineral. Petrol., **71**: 13–22, Berlin–Heidelberg 1979.
- FLOYD, P. A. & TARNEY, J. (1979): First-order alteration chemistry of Leg 49 basement rocks. – Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., **49**: 693–708, Washington D.C., 1979.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – Earth Planet. Sci. Letters, **27**: 211–218, Amsterdam 1975.
- GABERT, G. (1957): Zur Geologie und Tektonik des nördlichen kristallinen Vorspessarts. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 101–133, Wiesbaden 1957.

- GÖTZINGER, M. A. (1981): Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geeras, niederösterreichisches Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen. – *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl. Abt. I*, **190**: 45–78, Wien 1981.
- HART, R. (1976): Chemical variance in deep ocean basalts. – *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.*, **34**: 301–335, Washington D.C., 1976.
- JENSEN, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. – *Ontario Dep. Mines, Misc. Paper*, **66**, Ontario 1976.
- KRUMME, O. (1940): Die Gesteine der nördlichen Gneiszone des kristallinen Spessarts. – *Senckenbergiana*, **22**: 370–401, Frankfurt a. Main 1940.
- LEAKE, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. – *J. Petrol.*, **5**: 238–254, Oxford 1964.
- (1978): Nomenclature of amphiboles. – *Canad. Mineral.*, **16**: 501–520, Ottawa 1978.
- MATTHES, S. (1954): Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **8**: 1–86, Wiesbaden 1954.
- MATTHES, S. & KRÄMER, H. (1955): Die Amphibolite und Hornblendegneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre petrogenetische Stellung. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **88**: 225–272, Stuttgart 1955.
- MATTHES, S. & SCHUBERT, W. (1967): Der Chlorit-Hornblende-Fels von Wenighösbach im mittleren Vorspessart und seine genetischen Beziehungen zu spätkinematischen Chlorit-Amphiboliten. – *Veröff. Geschichts- u. Kunstver. Aschaffenburg*, **10**: 15–46, Aschaffenburg 1967.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics, and origin of ophiolites. – *J. Geol.*, **83**: 249–281, Chicago 1975.
- MÜLLER, R. (1980): Petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Alzenauer Gneis-Serie (Spessart). – *Unveröff. Dipl.-Arb. Mineral.-Petrogr. Inst. TU Braunschweig*, 103 S., Braunschweig 1980.
- MULLEN, E. D. (1983): MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – *Earth Planet. Sci. Letters*, **62**: 53–62, Amsterdam 1983.
- MURAWSKI, H. (1958): Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. – *Z. dt. geol. Ges.*, **110**: 360–388, Hannover 1958.
- NASIR, S. & OKRUSCH, M. (1984): Metabasite im mittleren Spessartkristallin, Nord-West-Bayern. – *Fortschr. Mineral.*, **62**, Beih. 1: 169–170, Stuttgart 1984.
- NĚMEC, D. (1967): Granate westmährischer Skarngesteine. – *Geologie*, **16**: 157–168, Berlin 1967.
- OKRUSCH, M. (1983): The Spessart crystalline complex, Northwest Bavaria. – *Fortschr. Mineral.*, **61**, Beih. 2: 135–169, Stuttgart 1983.
- OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Bl.Nr. 5920 Alzenau i. Ufr. – 336 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1967.
- PAPIKE, J. J., CAMERON, K. L. & BALDWIN, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. – *Geol. Soc. America, abstr. with. program* 6, Boulder, Colorado, 1974.
- PEARCE, J. A. (1979): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. – *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, Nicosia, Cyprus, 1979.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Letters*, **19**: 290–300, Amsterdam 1973.
- PEARCE, J. A. & GALE, G. H. (1977): Identification of ore depositions environment from trace elements geochemistry of associated igneous hostrocks. – In: JONES, M. J. (Hrsg.): *Volcanic processes in ore genesis*. – *Inst. Min. Metallurgy Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**: 14–24, London 1977.
- PEARCE, J. A., GORMAN, B. E. & BIRKETT, T. C. (1975): The TiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. – *Earth Planet. Sci. Letters*, **24**: 419–426, Amsterdam 1975.

- PETERS, A. (1968): Ein neues Verfahren zur Bestimmung von Eisen-(II)-oxid in Mineralen und Gesteinen. — N. Jb. Mineral. Mh., **1968**: 119–125, Stuttgart 1968.
- PLESSMANN, W. (1957): Zur Baugeschichte des nordwestlichen Kristallinen Spessart. — Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., **18**: 149–166, Wiesbaden 1957.
- PLYUSNINA, L. P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. — Contr. Mineral. Petrol., **80**: 140–146, Berlin–Heidelberg 1982.
- POLDERVERAART, A. & HESS, H. H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. — J. Geol., **59**: 472–489, Chicago 1951.
- RÅHEIM, A. & GREEN, D. H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partitioning coefficient for coexisting clinopyroxene and garnet. — Contr. Mineral. Petrol., **48**: 179–203, Berlin–Heidelberg 1974.
- RIDLEY, W. I., RHODES, J. M., REID, A. M., JAKES, P., SHIH, C. & BASS, M. N. (1974): Basalts from leg 6 of the deep sea drilling project. — J. Petrol., **15**: 140–159, Oxford 1974.
- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt, **9**: 1–46, Zürich 1929.
- SCHNEIDER, A. (1962): Zur Tektonik und Metamorphose des nördlichen Spessart-Kristallins. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 246–272, Wiesbaden 1962.
- SHAZLY, S., EL (1983): Petrography and geochemistry of the striated paragneiss series in the southern part of the Spessart crystalline complex. — Diss. Naturwiss. Fak. TU Braunschweig, 153 S., Braunschweig 1983.
- SHERVAIS, J. W. (1982): Ti – V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. — Earth Planet. Sci. Letters, **59**: 101–118, Amsterdam 1982.
- SMITH, R. E. & SMITH, S. E. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P, and Nb in classification of basaltic magmas. — Earth Planet. Sci. Letters, **32**: 114–120, Amsterdam 1976.
- THOMPSON, A. B. & ALGOR, J. R. (1977): Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system  $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . — Contr. Mineral. Petrol., **63**: 247–269, Berlin–Heidelberg 1977.
- THÜRACH, H. (1893): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. — Geogn. Jh., **5**, 160 S., Kassel 1893.
- TRÖGER, W. E. (1959): Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. — N. Jb. Mineral. Abh., **93**: 1–44, Stuttgart 1959.
- (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen. — 4. Aufl. (bearb. v. BAMBAUER, H. U., TABORSZKY, F. & TROCHIM, D.), 188 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1971.
- WALKER, K. R., JOPLIN, G. A., LOVERING, J. F. & GREEN, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of northwestern Queensland. — J. Geol. Soc. Australia, **6**: 149–178, Canberra 1960.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. — Chemical Geol., **20**: 325–343, Amsterdam 1977.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 31. 8. 1984.



# Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Hochspessart auf Grund der Ergebnisse neuer Tiefbohrungen

Von WINFRIED WEINELT, MARTIN OKRUSCH und PETER RICHTER

Mit 4 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Beilagen

Herrn Professor Dr. SIEGFRIED MATTHES zum 70. Geburtstag gewidmet

## Kurzfassung

Tiefbohrungen, die im Bereich des Hochspessarts niedergebracht wurden, erreichten mehrfach den kristallinen Untergrund. Aus 8 dieser Bohrungen konnten Kristallinproben petrographisch, mit einer Ausnahme auch geochemisch bearbeitet und den über Tage bekannten Gesteinseinheiten des kristallinen Grundgebirges im Vorspessart zugeordnet werden: körnig-plattiger Muscovit-Biotit-Gneis (Rotgneis vom Typus Schöllkrippen) aus der Bohrung Wiesen 1, Sillimanit-Staurolith-Plagioklas-Gneis (Zone der staurolithführenden Paragneise) aus der Bohrung Wiesen 2, gleichkörniger Biotitgneis (Typus Haibach) aus den Bohrungen Wiesen 3, Flörsbach 1 und 3, Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis (Glimmerschiefer-Biotit-Gneis-Komplex) aus der Bohrung Flörsbach 2, Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis (Perlgneis, körnig-streifige Paragneisserie) aus der Bohrung Frammersbach 1, Granit-Mylonit (Diorit-Granodiorit-Komplex) aus der Bohrung Lichtenau 1.

Darüber hinaus wurde aus der Forschungsbohrung FB 1a bei Rechtenbach ein Quarzporphyr des Rotliegenden petrographisch und geochemisch bearbeitet, der große Ähnlichkeit mit dem bekannten Quarzporphyr von Ober-Sailauf besitzt. Zwei grobklastische Sedimente des Oberrotliegenden aus den Bohrungen Flörsbach 4 und Villbach 1 enthalten als Detritus reichlich Kristallinfragmente, insbesondere Schöllkrippener Gneis.

Die unterschiedliche Höhenlage, in der das kristalline Grundgebirge in den Bohrungen angetroffen wurde, spiegelt die Horst- und Graben-Strukturen der saxonischen Bruchtektonik wider.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung . . . . .	40
2. Petrographische Beschreibung der Bohrkernproben . . . . .	41
2.1. Muscovit-Biotit-Gneis (WIE 1), Bohrung Wiesen 1 . . . . .	41
2.2. Sillimanit-Staurolith-Plagioklas-Gneis (WIE 2), Bohrung Wiesen 2 . . . . .	42
2.3. Biotitgneis (WIE 3), Bohrung Wiesen 3 . . . . .	42
2.4. Biotitgneis (FLÖ 3), Bohrung Flörsbach 3 . . . . .	43
2.5. Biotitgneis (FLÖ 1), Bohrung Flörsbach 1 . . . . .	43
2.6. Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis (FLÖ 2), Bohrung Flörsbach 2 . . . . .	44
2.7. Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis (Perlgneis) (FRA 1), Bohrung Frammersbach 1 . . . . .	45
2.8. Granit-Mylonit (LIC 1), Bohrung Lichtenau 1 . . . . .	46
2.9. Quarzporphyr (Rhyolith) (FB 1a), Forschungsbohrung 1a, Grube Christiane bei Rechtenbach . . . . .	46
2.10. Konglomeratische Arkose des Oberrotliegenden (FLÖ 4), Bohrung Flörsbach 4 . . . . .	48
2.11. Konglomerat des Oberrotliegenden (VIL 1), Bohrung Villbach 1 . . . . .	48

Anschriften der Verfasser: Regierungsdirektor Dr. WINFRIED WEINELT, Bayerisches Geologisches Landesamt, Hefstr. 128, D-8000 München 40; Professor Dr. MARTIN OKRUSCH, Professor Dr. PETER RICHTER, Institut für Mineralogie der Universität Würzburg, Am Hubland, D-8700 Würzburg.

3. Versuch einer Zuordnung der Bohrproben . . . . .	49
3.1. Körnig-plattiger Muscovit-Biotit-Gneis (Schöllkrippener Gneis) . . . . .	52
3.2. Gleichkörniger Biotitgneis (Haibacher Gneis) . . . . .	52
3.3. Staurolithgneis – Glimmerschiefer . . . . .	52
3.4. Perlgneis aus der körnig-streifigen Paragneisserie . . . . .	54
3.5. Granit . . . . .	55
3.6. Quarzporphyr (Rhyolith) . . . . .	55
3.7. Rotliegend-Sedimente . . . . .	55
3.8. Vergleiche von in der Rhön erbohrtem Kristallin mit dem des Spessarts . . . . .	57
4. Die Höhenlage des Grundgebirges als Folge der saxonischen Bruchtektonik . . . . .	57
5. Literatur . . . . .	59

## 1. Einleitung

Ein wichtiges Bauelement des mitteleuropäischen Varistikums, die mitteldeutsche Schwelle, ist durch relativ begrenzte inselartige Kristallinaufbrüche dokumentiert, in weiten Bereichen dagegen durch jüngeres Deckgebirge verhüllt. So steht auch im Spessart kristallines Grundgebirge nur in einem kleinen Areal, dem Vorspessart, über Tage an, während es im größten Teil des Mainvierecks, dem Hochspessart, unter den Deckgebirgsschichten von Zechstein und Buntsandstein verschwindet. Eine Ausnahme bildet lediglich das Gebiet um den alten Bergbauort Bieber, wo der staurolithführende Paragneis in begrenzten Über Tage vorkommen, aber auch durch den Bergbau schon lange bekannt ist (VOIGT 1783; VON CANCRIN 1787; JORDAN 1803; SCHMIDT 1808, 1811). Neben Untertageaufschlüssen durch den Bergbau können Tiefbohrungen wesentlich dazu beitragen, unsere Kenntnis über das Spessartkristallin zu vervollständigen und zu erweitern.

Bis zum Ende des Jahres 1982 wurden durch mehrere Industrieunternehmen (Esso Erz GmbH, St. Joe Explorations GmbH, BP-Metall) im Rahmen der Prospektion auf Kupferschiefer über 40 Bohrungen niedergebracht.

Im nördlichen Hochspessart, im Grenzbereich der Bundesländer Hessen und Bayern, erreichten hierbei acht Bohrungen (WIE 1, 2, 3, FLÖ 1, 2, 3, LIC 1, FRA 1) das kristalline Grundgebirge. Sie wurden im Auftrag der Esso Erz GmbH, Nürnberg, abgeteuft. Durch das freundliche Entgegenkommen der genannten Firma erhielten die Verfasser acht Bohrkernproben der angetroffenen kristallinen Gesteine sowie zwei weitere aus dem oberen Rotliegenden (FLÖ 4 – VIL 1). Darüber hinaus wurden die Lokationen, die Höhe der Ansatzpunkte über NN und die Teufen der Bohrungen mitgeteilt. Hierfür sowie für die gewährte Zustimmung, die Ergebnisse der Untersuchungen veröffentlichen zu dürfen, sprechen die Autoren Herrn Diplomgeologen W. HERR (Esso Erz GmbH, Nürnberg) ihren besten Dank aus.

Bereits im Jahr 1975 wurden im Auftrag der Sachtleben-Bergbau GmbH, Lennestadt, drei Schrägborhungen auf die beiden Schwerspatgänge des Christiane-Gangzuges bei Rechtenbach mit dem Ziel abgeteuft, den unter dem tiefsten Gruben-niveau gelegenen Teufenbereich zwischen 170 und 400 m unter Tage auf seine Bar-thöfigkeit hin zu untersuchen. Zwei der genannten Bohrungen (FB 1a und FB 3) haben mit ihren Endteufen einen Paläovulkanit des Rotliegenden in einer horizonta- len Entfernung von 114 m angetroffen. Das gesamte Kernmaterial der drei Bohrungen wurde von Wl. WEINELT stratigraphisch aufgenommen. Für die Überlassung

der Bohrkernproben und die Genehmigung zur Veröffentlichung der Untersuchungsergebnisse danken die Verfasser Herrn Diplomgeologen Dr. W. FUCHS von der Sachtleben-Bergbau GmbH, Lennestadt.

Bei der Bearbeitung des Kernmaterials interessierten vor allem folgende Fragen:

- Wie weit lassen sich die bekannten Gesteinsserien des Spessart-Kristallins im Fortstreichen verfolgen?
- Treten neben den bekannten Gesteinsserien noch zusätzliche Einheiten unter der Bedeckung auf?
- Wie ist der Erhaltungszustand der in den Bohrungen angetroffenen Kristallingesteine?
- Welche Schlüsse lässt die Höhenlage der Kristallinoberkante auf Art und Umfang der saxonischen Bruchtektonik zu?
- Welche Informationen liefern die klastischen Komponenten der angetroffenen Rotliegendgesteine für das kristalline Grundgebirge?

Die Lokation der Bohrungen ist den Beilagen 1 und 2 zu entnehmen.

## 2. Petrographische Beschreibung der Bohrkernproben

### 2.1. Muscovit-Biotit-Gneis (WIE 1)

Bohrung Wiesen 1

Teufe 263,55 m; Blatt 5822 Wiesen; R 26350, H 54550.

Konsistenz: kompakt, hart.

Farbe: hellgrau.

Mineralbestand (in Vol.-%, gemessen): Quarz 36, Kalifeldspat 19, Plagioklas 36, Muscovit 5, Biotit (fast vollständig zersetzt) 3,5, Karbonat 0,3, Opakminerale 0,1, Apatit < 0,1, Zirkon < 0,1.

Beschreibung: Das fein- bis mittelkörnige Gestein lässt makroskopisch eine ausgeprägte Paralleltextur erkennen, die durch bis zu 7 mm große linsige Feldspat-Augen aufgelockert wird.

Unter dem Mikroskop (u. d. M.) erkennt man einen Lagenwechsel zwischen dünnen Glimmerzeilen, die bis zu 1 cm weit aushalten, und stark verzahnten granoblastischen Aggregaten aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Bereichsweise kann Quarz fast monomineralische langgestreckte Züge bilden, die bereits makroskopisch erkennbar sind. Die Augen bestehen entweder aus Plagioklas oder aus Kalifeldspat; sie umschließen Einzelkörner oder Aggregate des Grundgewebes, sind also blastisch rekristallisiert. Darüber hinaus zeigen sie – ebenso wie viele Körner im Grundgewebe – deutliche Anzeichen postkristalliner Deformation. Kalifeldspat lässt teils Mikroklingitterung, teils nur undulöse Auslöschung erkennen, während perthitische Entmischung nur selten zu beobachten ist. Die Plagioklasaugen enthalten zahlreiche Einschlüsse von Tropfenquarz und werden von antiperthitischem Kalifeldspat durchwachsen. Grundgewebsplagioklase im Kontakt mit Kalifeldspat enthalten Myrmekitquarz. Die meisten Plagioklase sind unverzwilligt oder so stark serizitiert, daß eine Verzwilligung kaum noch erkennbar ist. Einzelne Plagioklase zeigen

aber deutliche Zwillingslamellen nach dem Albit- und dem Albit-Karlsbader Gesetz. Der An-Gehalt liegt bei etwa 30 Mol-%. Die Glimmer sind meist straff in die Schieferung eingeregelt, bisweilen aber auch quer zum s gesprost und häufig noch postkristallin deformiert. Neben Muscovit ist ein schwach gelblichgrün gefärbter, schuppiger Hellglimmer vorhanden, der stets Erzausscheidungen enthält und als Zersetzungspunkt von Biotit angesprochen wird. Nur selten ist Biotit noch erhalten. Der Karbonatgehalt des Gesteins geht wahrscheinlich auf sekundäre Umwandlungen und Lösungsumsätze aus dem hangenden Zechstein zurück.

## 2.2. Sillimanit-Staurolith-Plagioklas-Gneis (WIE 2)

Bohrung Wiesen 2

Teufe 263,0 m; Blatt 5822 Wiesen; R 25995, H 54015.

Konsistenz: bröselig, schuppig aufspaltend, geringe Härte.

Farbe: lagenweise wechselnd, teils hell grünlichgrau bis rötlichgrau, teils dunkler bräunlich.

Mineralbestand: Wegen des schlechten Erhaltungszustandes sind quantitative Angaben nicht möglich. Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Hellglimmer (wahrscheinlich nur sekundär aus Plagioklas und Staurolith), Biotit, Chlorit (sekundär); Nebengemengteile: Staurolith (stark zersetzt), Sillimanit, Opakminerale, Apatit, Karbonat.

Beschreibung: Makroskopisch lässt das Gestein einen schwach ausgeprägten Lagenwechsel zwischen biotitreicher und quarz-plagioklas-reicher Partien sowie eine verworrenschiefrige Paralleltextur erkennen. Die s-Flächen sind leicht gefältelt. Das Gestein wird in unterschiedlichen Richtungen von dünnen Scherbahnen durchzogen, die mit Brauneisen gefüllt sind.

U. d. M. erkennt man, daß die Biotite teils straff in die Schieferung eingeregelt sind, teils aber quer zum s sprossen. Das Gefüge ist also postkinematisch in bezug auf die Hauptdurchbewegung rekristallisiert, allerdings durch spätere Deformationsvorgänge nochmals postkristallin beansprucht, wie besonders die zahlreichen Verbiegungen, bisweilen sogar Knickungen (kink bands) an den Biotiten zeigen. Plagioklas und/oder Quarz bilden linsenförmig deformierte Kornaggregate. Staurolith ist nur noch in geringen inselartigen Relikten nachweisbar, die der Umwandlung in Serizit und Brauneisen entgangen sind. Sillimanit bildet gelegentlich sperrige Aggregate, die mit – heute weitgehend verdrängtem – Staurolith verwachsen sind. Biotit ist in  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  dunkel olivbraun gefärbt, aber häufig durch Verwitterung ausgebleicht oder in farblosen Chlorit umgewandelt.

## 2.3. Biotitgneis (WIE 3)

Bohrung Wiesen 3

Teufe 232,9 m; Blatt 5822 Wiesen; R 27160, H 52275.

Konsistenz; kompakt, hart.

Farbe: hellgrau-dunkelgrau gestreift bis gefleckt.

Mineralbestand (Vol.-%, gemessen): Quarz 30, Kalifeldspat 23, Plagioklas 42, Biotit 4,4, Chlorit (sekundär) 0,2, Muscovit 0,3, Opak 0,3, Rutil < 0,1, Apatit < 0,1, Zirkon 0,2.

Beschreibung: Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig ausgebildet und zeigt flasrige Paralleltextur mit undeutlich abgegrenzten Quarz-Feldspat-Augen.

U. d. M. dominieren verzahnte, granoblastische Aggregate aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas von wechselnder Korngröße, wobei die augenförmigen Bereiche meist etwas größer entwickelt sind. In ihnen dominieren entweder Kalifeldspat-Porphyrblasten (bis 1,5 mm Ø) oder bis 2 mm lange, parallel s eingeregelte Quarzkörner. Die Paralleltextur wird weiterhin durch unterbrochene Biotitzellen unterstrichen, an denen sich untergeordnet Muscovit beteiligt. Kalifeldspat zeigt undulöse Auslöschung oder deutliche Mikroklingitterung sowie perthitische Entmischungslamellen. Angrenzender oder eingeschlossener Plagioklas ist gelegentlich myrmekitisiert. Der An-Gehalt der überwiegend frischen Plagioklase liegt bei 25 Mol-%. Zwillinge nach dem Albit- oder Albit-Karlsbader Gesetz sind nicht selten. Biotit ist häufig postkristallin deformiert. Er ist in  $n_3$  und  $n_4$  olivbraun (5Y4/4\*) gefärbt und wird sekundär durch Fe-Rhipidolith (Farbe in Blättchenrichtung leuchtend grün (5G6/4), optischer Charakter wechselnd) verdrängt, z. T. unter Ausscheidung von Sagenit.

#### 2.4. Biotitgneis (FLÖ 3)

Bohrung Flörsbach 3

Teufe 250,0 m; Blatt 5822 Wiesen; R 28940, H 52880.

Konsistenz: kompakt, hart.

Farbe: hellgrau mit rötlichen Flecken und schmalen dunkelgrauen Streifen.

Mineralbestand (Vol.-%, gemessen): Quarz 32, Kalifeldspat 20, Plagioklas 42, Biotit 5, Chlorit < 0,1, Muscovit 0,2, Opak 0,4, Apatit < 0,1, Zirkon < 0,1, Karbonat (auf Klüften) < 0,1.

Beschreibung: Das Gestein zeigt so große Ähnlichkeit mit dem aus der benachbarten Bohrung Wiesen 3 stammenden Biotitgneis, daß eine gesonderte Beschreibung nicht notwendig ist.

#### 2.5. Biotitgneis (FLÖ 1)

Bohrung Flörsbach 1

Teufe 79,8 m; Blatt 5822 Wiesen; R 33460, H 53150.

Konsistenz: kompakt, hart.

Farbe: graugrün, z. T. rötlich gefleckt und dunkel gestreift.

Mineralbestand (in Vol.-%, gemessen): Quarz 30, Kalifeldspat 18, Plagioklas 39, Biotit 12, Chlorit < 0,1, Granat (?), vollständig zersetzt) < 0,1, Opakminerale 1, Karbonat < 0,1, Apatit < 0,1, Zirkon < 0,1.

\* Farbansprache nach der GSA Rock-Colour Chart

**Beschreibung:** Das Gestein ist mittel- bis grobkörnig ausgebildet; feine Biotitzeilen zwischen hellen Quarz-Feldspat-Lagen prägen eine deutliche Paralleltextur aus, die flachwellig gefaltet ist.

U. d. M. erkennt man kurze, oft unterbrochene Zeilen von Biotit, dessen Blättchen nicht selten quer zur Schieferung stehen. Dazwischen befinden sich granoblastische Aggregate aus Quarz + Plagioklas + Kalifeldspat oder augenartige bis langlinsenförmige, stark verzahnte und undulös auslöschen Quarzaggregate oder linsenförmig deformierte, bis 2 mm große Kalifeldspataugen. Kalifeldspat zeigt teils deutliche Mikroklingitterung, teils nur undulöse Auslöschung und ist oft perthitisch entmischt. Gegen Plagioklas bildet er stellenweise Reaktionsgefüge mit Myrmekit-Quarz aus. Plagioklas ist stark serizitisiert; doch sind bisweilen noch Zwillingslamellen nach dem Albit- und Albit-Karlsbader Gesetz, z. T. in Kombination mit dem Periklingesetz erkennbar. Der An-Gehalt liegt bei 35 Mol-%. Biotit zeigt in  $n_{\beta}$  und  $n_{\gamma}$  rötlichbraune (5YR4/4) Eigenfarbe; er wird sekundär unter Ausscheidung von Hämatit und Brauneisen gebleicht.

Das Gestein ist kataklastisch stark beansprucht; es wird in unterschiedlichen Richtungen von Scherbahnen und Klüften durchzogen, die mit Calcit, Tonmineralen und Brauneisen tapeziert sind.

Darüber hinaus enthält das Gestein Taschen, die mit einem violettroten, tonigen bis siltigen Internsediment verfüllt sind, was auf subaerische Exposition unter den Bedingungen eines semiariden bis ariden Klimas hinweist.

## 2.6. Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis (FLÖ 2)

Bohrung Flörsbach 2

Teufe 84,0 m; Blatt 5822 Wiesen; R 33040, H 51890.

Konsistenz: bröselig, schuppig aufspaltend, geringe Härte.

Farbe: unterschiedlich, grünlichgrau bis rötlichgrau, z. T. rotbraun.

Mineralbestand: Wegen des schlechten Erhaltungszustandes sind quantitative Angaben nicht sinnvoll. Hauptgemenge: Quarz, Plagioklas, Muscovit, Biotit; Nebengemenge: Staurolith, Granat (vollständig zersetzt), Karbonat, Opak, Zirkon, Apatit.

**Beschreibung:** Das mittel- bis grobkörnige Gestein ist durch ein verworren-schiefriges Gefüge gekennzeichnet. Linsige Scherkörper, in denen Quarz und Plagioklas dominieren, werden von glimmerreichen Bahnen umschmiegt. Dieses Erscheinungsbild ist offenbar durch eine späte postkristalline Deformation bedingt, die zur Phyllonitierung führte. Darüber hinaus ist das Gestein stark angewittert. Durch diese Vorgänge wurden Granat vollständig, Plagioklas, Staurolith und Biotit weitgehend abgebaut. Karbonat ist stellenweise reichlich vorhanden; es dürfte sekundären Ursprungs sein.

U. d. M. erkennt man, daß das Gestein ursprünglich – ähnlich wie der Staurolithgneis WIE 2 – stark postkinematisch rekristallisiert war. Staurolith bildet fast

2 cm große, schwammartige Porphyroblasten, die Quarz und andere Grundgewebskornarten einschließen oder umwachsen. Die Staurolithe werden randlich in Serizit und Brauneisen umgewandelt. Auch der – fast vollständig serizitisierter – Plagioklas ist porphyroblastisch hervorgesproßt und wird von Tropfenquarzen durchsiebt. Muscovit und Biotit ordnen sich teilweise zu Zeilen, die der ehemaligen Schieferung folgen; sie sind durch die jüngere Deformation noch zerschert und stauchgefältelt. Daneben beobachtet man quer zum s gesproßte Glimmer, die gekreuzte oder fächerartige Aggregate bilden. Diese Querglimmer sind durch die jüngste Deformation verbogen, geknickt oder zerrissen worden. Soweit Biotit noch frisch ist, zeigt er in  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  eine olivbraune Eigenfarbe (5Y4/4). Granat bildet bis zu 0,3 mm große Idioblasten, die allerdings vollständig zu Serizit, farblosem Chlorit (?) und opaker Substanz, vermutlich Brauneisen, abgebaut sind. Apatit bildet stellenweise seifenartige Anreicherungen.

## 2.7. Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis (Perlgneis) (FRA 1)

Bohrung Frammersbach 1

Teufe 138,9 m, Blatt 5922 Frammersbach, R 33075, H 49350.

Konsistenz: kompakt, hart.

Farbe: hellgrünlichgrau-braun gebändert oder gefleckt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit, Granat; Nebengemengteile: Opak, Zirkon; sekundär: Serizit, Chlorit, Calcit.

Beschreibung: Das meist mittel- bis grobkörnige Gestein zeigt einen unregelmäßigen Lagenbau aus biotitreichen und quarz-plagioklas-reichen Bändern. In den dunklen Lagen sproßt Granat (bis 2 mm), in den hellen Bereichen Plagioklas (bis 6 mm) porphyroblastisch hervor. Abgesehen vom Lagenbau ist eine nur schwach ausgeprägte flaserige Paralleltextur vorhanden. Das Gestein wird von karbonatgefüllten Klüften durchsetzt.

U. d. M. erkennt man eine sehr unruhige Verteilung der einzelnen Kornarten und einen lagenweisen Wechsel in den Korngrößen. In den feinkörnigen Lagen ist die Paralleltextur besser ausgeprägt, während die mittel- bis grobkörnigen Bereiche durch starke blastische Rekristallisation weitgehend entregelt sind. Postkristalline Deformation tritt zurück; die Biotite sind allerdings bisweilen verbogen oder geknickt. Plagioklas ist vollständig serizitisiert, so daß Zwillingslamellen nicht mehr erkennbar sind. Biotit bildet sperrig rekristallisierte Aggregate; er ist in  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  mittelbraun (5YR4/4) gefärbt und wird gelegentlich gebleicht oder durch Hellglimmer und/oder farblosen Chlorit (optisch negativ; Pennin) verdrängt. Granat bildet xenomorphe, z. T. atollartige Blasen, die Einschlüsse von Biotit enthalten und auf Rissen und Sprüngen von jüngerem grünem Biotit, von Fe-Rhipidolith oder von Aggregaten aus Serizit und farblosem Chlorit (Pennin) netzartig verdrängt werden. Stellenweise ist Granat zu Brauneisen verwittert. Von Klüften ausgehend, wandert Calcit in das Gestein ein und siedelt sich in aufgespleißen Biotitblättchen an.

## 2.8. Granit-Mylonit (LIC 1)

### Bohrung Lichtenau 1

Teufe 184,0 m; Blatt 6022 Rothenbuch; R 32580, H 34960.

Konsistenz: kompakt, hart.

Farbe: hellgraugrün gefleckt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muscovit (sekundär), Calcit (sekundär); Nebengemengteile: Biotit, Opak, Apatit, Zirkon.

Beschreibung: Das grobkörnige Gestein lässt makroskopisch noch das richtungslos-körnige Plutonitgefüge erkennen, wird allerdings stark von Scherbahnen, die mit Calcit gefüllt sind, in wechselnden Richtungen durchzogen (Abb. 1).

Auch u. d. M. wird das hypidiomorph-körnige Erstarrungsgefüge des Granits deutlich, allerdings nur in inselartigen Bereichen zwischen den Calcitadern und den durch Calcit imprägnierten Teilgefügen. Die noch weitgehend intakten Granitbereiche enthalten hypidiomorphe Plagioklase, die reichlich mit Muscovitblättchen (mindestens bis 0,6 mm lang) gefüllt sind. Diese sind entweder scheitartig entwickelt und dann parallel (001) und (010) von Plagioklas orientiert, oder es handelt sich um schuppige, fächerartige Aggregate. In beiden Fällen ist Muscovit schwach pleochroitisch. Andere Plagioklase werden durch Calcit-Aggregate verdrängt. Unveränderte Plagioklase zeigen komplexe Zwillinge nach dem Albit-Karlsbader Gesetz, z. T. in Kombination mit dem Periklin-Gesetz. Der An-Gehalt liegt bei 33 Mol-%. Quarz und Kalifeldspat sind überwiegend xenomorph ausgebildet. Die Kalifeldspäte zeigen meist nur undulöse Auslöschung, selten Mikroklingitterung; bisweilen sind auch perthitische Entmischungslamellen erkennbar. Auffällig ist das vollständige Fehlen von Biotit. Allerdings könnte ein Teil der schuppigen Muscovit-Aggregate, insbesondere solche mit Erzausscheidungen, auf ehemaligen Biotit zurückgehen.

## 2.9. Quarzporphyr (Rhyolith) (FB 1a)

### Forschungsbohrung 1a, Grube Christiane bei Rechtenbach

Teufe 388,20–388,33 m; Blatt 6022 Rothenbuch, R 34700, H 38070.

Konsistenz: kompakt, sehr hart.

Farbe: rötlichbraun–rötlichweiß gefleckt.

Mineralbestand (Vol.-%, gemessen, Mittel aus 3 Schliffen): Einsprenglinge Quarz 20, Alkalifeldspat 22, Plagioklas 7 und Biotit (zersetzt) 1, Grundmasse aus Quarz und Feldspäten 50; Akzessorien: Opak < 0,1, Zirkon < 0,1, Granat < 0,1, Flußspat < 0,1.

Beschreibung: Das Gestein zeigt ein porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen von Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit in einer mikrogranitischen Grundmasse aus stark zersetzen Feldspäten und Quarz. Fließgefüge ist stellenweise erkennbar.

U. d. M. zeigen die bis 5 mm großen, z. T. idiomorphen Einsprenglingsquarze die typischen Korrosionsbuchteln. Bisweilen sind die Quarze durch die Korrosion in

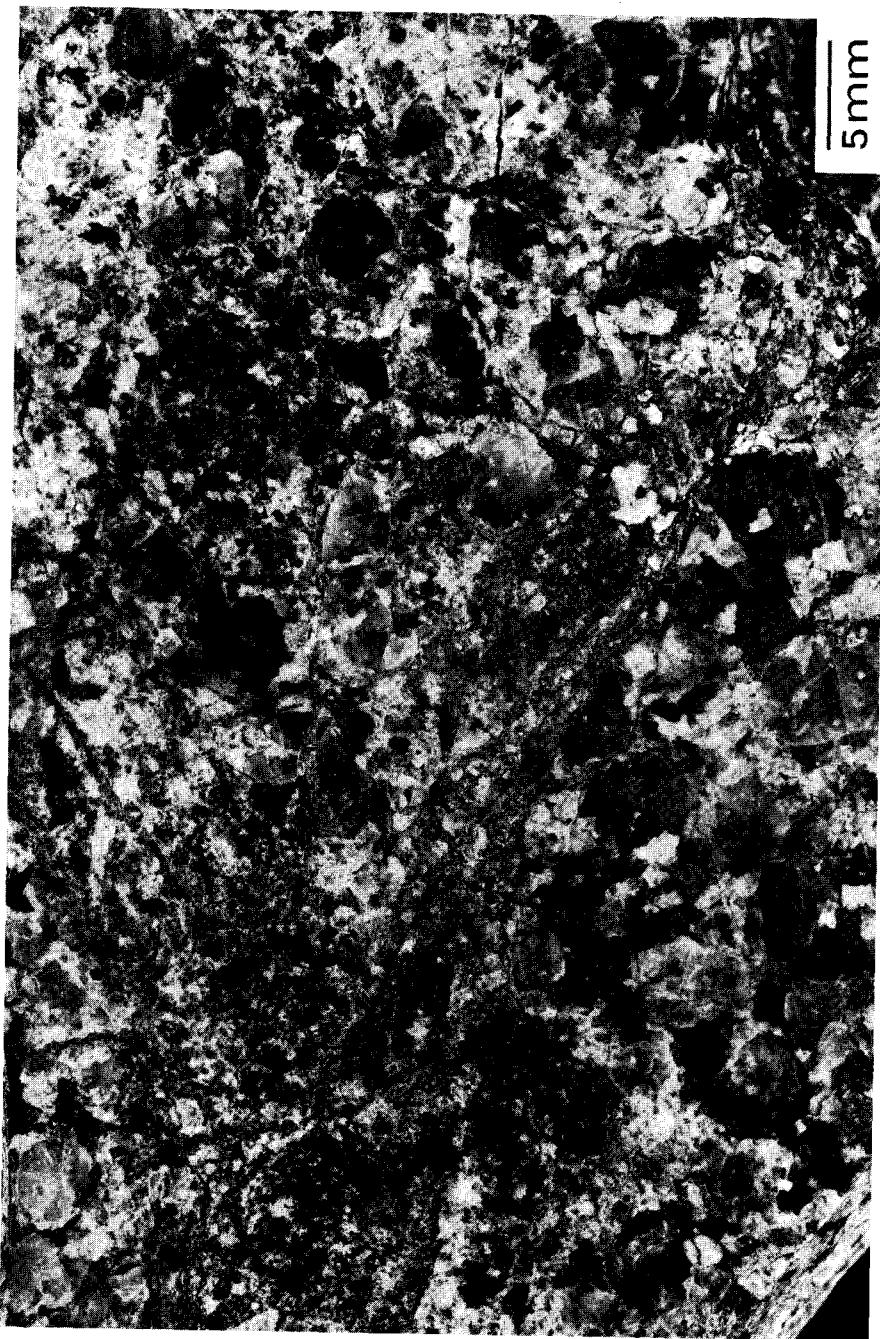


Abb. 1. Granit-Mylonit LIC 1, Bohrung Lichtenau 1.

Teilindividuen zerlegt, die in der Schmelze verdriftet wurden. Die Alkalifeldspat-Einsprenglinge sind überwiegend hypidiomorph ausgebildet und werden bis 2,5 mm groß. Nicht selten beobachtet man Zwillinge nach dem Karlsbader oder dem Bavenoer Gesetz. Randlich oder von Spaltrissen ausgehend, sind die Alkalifeldspäte durch Kaolinitisierung getrübt, z. T. auch fleckig serizitisiert. Die kleineren (< 1 mm) Plagioklas-Einsprenglinge sind meist vollständig in Serizit umgewandelt. Die in  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  rötlichbraunen (5YR4/4) Biotite zeigen verbreitet opacitische Zersetzung, wobei die Opakphasen nicht selten sagenitartig orientiert sind.

## 2.10. Konglomeratische Arkose des Oberrotliegenden (FLÖ 4)

Bohrung Flörsbach 4

Teufe 362,2 m; Blatt 5822 Wiesen; R 28900, H 57365.

Konsistenz: schwach bröselig, mäßig hart.

Farbe: graugrün-weißblau-blaugrau gefleckt.

Beschreibung: Das psephitische bis psammitische Gestein lässt makroskopisch eine schlechte Kornklassierung erkennen. In einer siltigen bis feinsandigen Matrix liegen zentimetergroße, gerundete bis kantengerundete Gesteinsbruchstücke, die bereits megaskopisch zu identifizieren sind. Sie zeigen eine Tendenz zu subparalleler Einregelung mit Langkontakte. Das Gefüge ist teils offen, teils abstützend (Abb. 2).

U. d. M. ist der Gegensatz zwischen Matrix und Gesteinsbruchstücken wenig ausgeprägt: es besteht ein serialer Korngrößenübergang. Die größeren Fragmente sind ausschließlich Gneise granitischer Zusammensetzung, die aus Quarz, Kalifeldspat (Mikroklin mit undulöser Auslöschung bis flauer Gitterung), Plagioklas (An-Gehalt bei 30 Mol-%), untergeordnet Biotit (stark zersetzt) und Muscovit bestehen. Die gleichen Mineralkomponenten treten auch in der Matrix auf, dazu noch Calcit.

## 2.11. Konglomerat des Oberrotliegenden (VIL 1)

Bohrung Villbach 1

Teufe: 366,3–375,5 m; Blatt 5822 Wiesen; R 28310, H 59680.

Konsistenz: schwach bröselig, mäßig hart.

Farbe: dunkelaschgrau mit weißen Flecken.

Beschreibung: Das Gestein zeigt relativ schlechte Kornklassierung, doch ist der Gegensatz zwischen der feinsandigen Matrix und den eckigen bis mäßig gerundeten, bis 1,3 cm großen Gesteinsbruchstücken deutlicher ausgeprägt als in Probe FLÖ 4. Die Gesteinsfragmente sind regellos verteilt und nur schwach eingeregelt; das Gefüge ist meist nicht abstützend (Abb. 3).

U. d. M. erkennt man, daß die Matrix aus zwei verschiedenen Korngrößenklassen aufgebaut ist: eckige bis gerundete Körner von Quarz, Plagioklas, untergeordnet von Kalifeldspat, Muscovit, Opakmineralen, Turmalin und Calcit (0,1–0,3 mm) werden durch feinkörnige Aggregate von Calcit und/oder Serizit verkittet. Selten

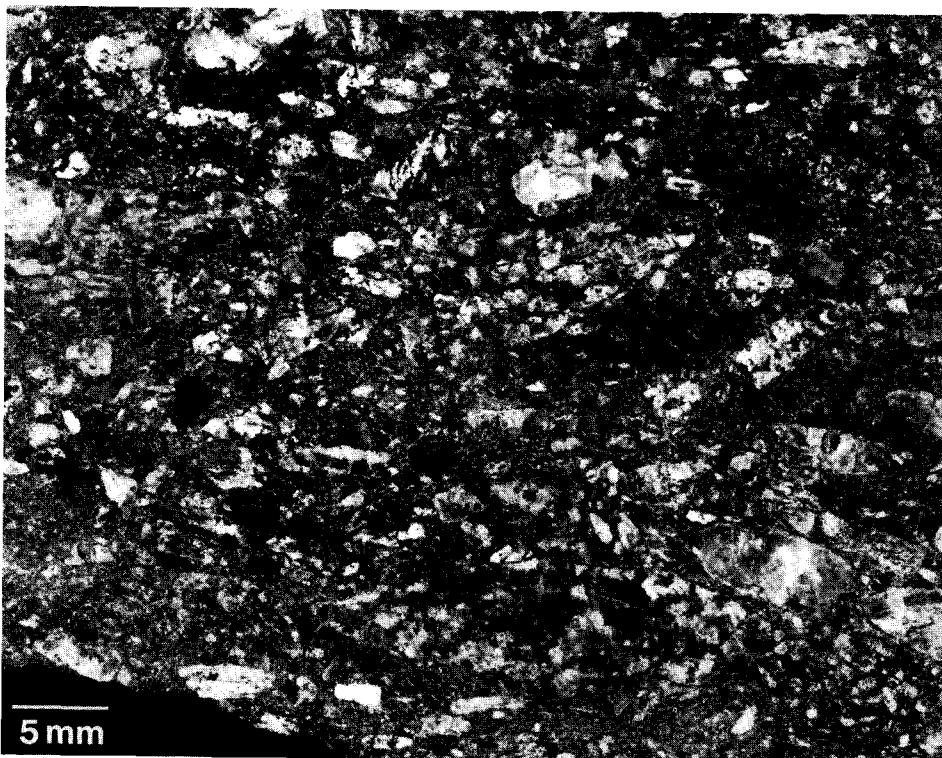


Abb. 2. Konglomeratische Arkose des Oberrotliegenden FLÖ 4, Bohrung Flörsbach 4.

beobachtet man – vermutlich diagenetisch – neugebildeten Chlorit in rundlichen, fächerförmigen Aggregaten. Das Mineral zeigt deutlichen Pleochroismus mit  $n_\alpha$  (gelblichgrün, 10GY6/4)  $< n_\beta = n_\gamma$  (leuchtend bläulichgrün 5G6/6) und ist optisch negativ. Die unternormalen Interferenzfarben werden durch die kräftige Eigenfarbe verdeckt. Es dürfte sich um einen Fe-reichen Rhipidolith handeln. Ein Teil der Gesteinsbruchstücke ist – wie bereits megaskopisch erkennbar – als helle Gneise granitischer Zusammensetzung anzusprechen; sie enthalten Quarz, Kalifeldspat (undulös auslöschend oder mit deutlicher Mikroklingitterung), Plagioklas, untergeordnet Biotit (zerstört) und Muscovit. Andere Fragmente bestehen fast nur aus mylonitischem Quarz und etwas Mikroklin-Mikroperthit oder aus Quarz bzw. Quarz-Aggregaten. Risse, die die Matrix oder die Gesteinsbruchstücke durchsetzen oder deren Grenzen folgen, sind mit Karbonat, Tonmineralen (?) und opaker Substanz gefüllt.

### 3. Versuch einer Zuordnung der Bohrproben

Um die bearbeiteten Bohrproben stofflich besser charakterisieren und verglichen zu können, wurden sie auf Haupt- und Spurenelemente chemisch analysiert. Allerdings sind vergleichende chemische Betrachtungen in ihrer Aussagekraft durch die geringen Probemengen und teilweise durch den schlechten Erhaltungszustand der Proben etwas eingeschränkt. Das gilt insbesondere für die  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhäl-



Abb. 3. Konglomerat des Oberrotliegenden VII 1, Bohrung Villbach 1.

*Tabelle 1:* Chemische Zusammensetzung von Probe WIE 1, Bohrung Wiesen 1 und 15 Rotgneisen (KREUZER et al. 1973; OKRUSCH & RICHTER 1967). –  $\bar{x}$  = arith. Mittel; min–max = Streubereich; n. b. = nicht bestimmt

Probe-Nr.	WIE 1	$\bar{x}$	min–max
(Gew.-%)			
SiO <sub>2</sub>	73,1	75,1	73,8 – 76,4
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,22	0,15 – 0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,5	13,1	12,2 – 13,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,37	0,68 – 2,14
FeO	0,20	1,0	0,48 – 1,3
MnO	0,05	0,05	0,02 – 0,07
MgO	0,38	0,33	0,16 – 0,48
CaO	0,88	0,79	0,53 – 1,30
Na <sub>2</sub> O	4,19	3,15	2,56 – 3,67
K <sub>2</sub> O	4,34	4,47	3,60 – 5,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,10	0,04 – 0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,82	0,4	0,3 – 0,9
CO <sub>2</sub>	0,24	n. b.	n. b.
(ppm)			
Li*	≤ 5	24	17 – 29
Be*	0,4	3,5	3,2 – 4,1
V	22	n. b.	n. b.
Cr	4	n. b.	n. b.
Ni	≤ 2		≤ 1 – 10
Cu	9		≤ 1 – 10
Zn	≤ 6	36	22 – 49
Rb	156	190	160 – 245
Sr	54	47	18 – 85
Zr	148	120	74 – 176
Ba*	505	420	175 – 700
Pb*	21	n. b.	n. b.

\* An 8 Proben ermittelt

nisse und für die stärker karbonatisierten Proben. Na, Mg und Li wurden mit der Flammen-AAS nach einem HF/H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-Aufschluß, FeO aus dem gleichen Aufschluß kolorimetrisch bestimmt (vgl. AYRANCI 1977). Die H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>-Bestimmung erfolgte nach PENFIELD, die von CO<sub>2</sub> volumenometrisch. Alle restlichen Hauptelemente wurden nach einem Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>-Aufschluß, die Spurenelemente an Pulvertablatten röntgenfluoreszenzanalytisch bestimmt. Zur Eichung wurden international eingeführte Referenzgesteine benutzt (ABBEY 1980).

### 3.1. Körnig-plattiger Muscovit-Biotit-Gneis (Schöllkrippener Gneis)

Die Lokation der Bohrung Wiesen 1 liegt in streichender Verlängerung der Schöllkrippener Gneiskuppel (vgl. Beil. 1). In ihrem Modalbestand und Gefüge lässt die Bohrprobe WIE 1 keine wesentlichen Unterschiede zu den Rotgneisen vom Typus Schöllkrippen erkennen (MATTHES & OKRUSCH 1965; OKRUSCH & WEINELT 1965). Auch in der chemischen Zusammensetzung bestehen große Ähnlichkeiten zu den Rotgneisen des Spessarts. Wie man aus Tab. 1 entnehmen kann, liegen die Gehalte für die meisten Hauptelemente innerhalb der Streubreite von 15 analysierten Rotgneisen, z. T. sogar nahe am Mittelwert. Die gegenüber den übertage entnommenen Rotgneisproben deutlich geringeren FeO- bzw. Gesamt-Fe- und erhöhten H<sub>2</sub>O-Gehalte gehen mit Sicherheit auf die stärkere Verwitterung von Probe WIE 1 zurück. Primär angelegt dürfte dagegen der vergleichsweise hohe Na<sub>2</sub>O-Gehalt sein. Mit einem normativen Anteil von 31 Gew.-% Q, 26% Or, 35% Ab und 2,3% An zeigt die Probe WIE 1 – genau wie die bisher analysierten Rotgneise – typisch granitische Zusammensetzung. Im vereinfachten Granitsystem Q – Ab – Or liegt der darstellende Punkt von WIE 1 in der Nähe des Häufungsbereichs für die Spessart-Rotgneise, wenn auch wegen des höheren Na<sub>2</sub>O-Gehalts etwas von der Q-Ecke weg verschoben (Abb. 4). Das Spurenelementenspektrum von Probe WIE 1 passt ebenfalls zu den bisher bekannten Werten, soweit es nicht durch die Verwitterung beeinflusst ist. Hierauf sind die verringerten Gehalte an Li und Zn zurückzuführen.

### 3.2. Gleichkörniger Biotitgneis (Haibacher Gneis)

Die Lokationen der Bohrungen Wiesen 3, Flörsbach 3 und Flörsbach 1 liegen in streichender Verlängerung des Glimmerschiefer-Biotitgneis-Komplexes (Beil. 1). Nach ihrem Modalbestand und Gefüge lassen sich die drei Gneisproben WIE 3, FLÖ 3 und FLÖ 1 eindeutig als gleichkörniger Biotitgneis vom Typ Haibach ansprechen. Auch die Auflockerung durch Feldspataugen ist aus diesem Typ bekannt (BRAITSCH 1957b; WEINELT 1962; OKRUSCH & WEINELT 1965). Die große petrographische Ähnlichkeit der Proben WIE 3 und FLÖ 3 spiegelt sich auch in ihrer chemischen Pauschalzusammensetzung wider (Tab. 2). Beide Proben liegen in der Streubreite von Haupt- und Spurenelementen der bislang analysierten Haibacher Gneise (RICHTER unpubl.; OKRUSCH 1983). Demgegenüber ist die Gneisprobe FLÖ 1 etwas ärmer an SiO<sub>2</sub> und etwas reicher an Gesamt-Fe, MgO und TiO<sub>2</sub> sowie an Rb und Zr. Im Q-Ab-Or-Dreieck liegen die darstellenden Punkte der Proben WIE 3 und FLÖ 3 im Streubereich der Haibacher Gneise, während FLÖ 1 etwas von der Q-Ecke weg verschoben ist (Abb. 4).

### 3.3. Staurolithgneis – Glimmerschiefer

Die Proben WIE 2 und FLÖ 2 entsprechen petrographisch dem Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis in progressiv metamorpher Entwicklung (MATTHES 1954). Diese Tatsache wird durch die starke Rekristallisation mit Bildung von Staurolith- und Plagioklas-Porphyrblasten sowie von Querglimmern, in Probe WIE 2 zusätzlich noch durch die Anwesenheit von Sillimanit belegt. Darüber hinaus lässt sich auch die von MATTHES (1954) herausgearbeitete phyllonitisch-diaphthoritische

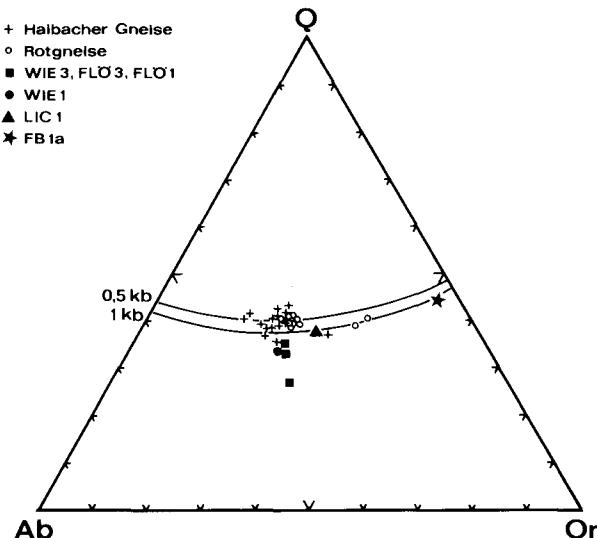


Abb. 4. Vereinfachtes Granitsystem Q – Ab – Or mit den kotektischen Linien für  $H_2O$ -Drucke von 0,5 und 1 kb (TUTTLE & BOWEN 1958) sowie den darstellenden Punkten der bearbeiteten Bohrproben von gleichkörnigem Biotitgneis (Haibacher Gneis: WIE 3, FLÖ 3, FLÖ 1), körnig-plattigem Muscovit-Biotit-Gneis (Rotgneis, Typus Schöllkrippen: WIE 1), Granit-Mylonit (LIC 1) und Quarzporphyr (FB 1a). Zum Vergleich sind die darstellenden Punkte von 15 Haibacher Gneisen (RICHTER unpubl.; OKRUSCH 1983) und 15 Rotgneisen (OKRUSCH & RICHTER 1967; KREUZER et al. 1973) eingetragen.

Überprägung nachweisen. Die enge räumliche Verknüpfung der Staurolithgneisprobe WIE 2 mit dem Schöllkrippener Gneis WIE 1 entspricht genau den Übertageverhältnissen im Grenzbereich Rotgneis/staurolithführender Paragneis (Beil. 1). Überraschend ist dagegen das Auftreten von Staurolithgneis in der Bohrung Flörsbach 2; denn in der Nachbarschaft des Haibacher Gneises (Bohrung Flörsbach 1) sollte man Muscovit-Biotit-Schiefer aus dem Glimmerschiefer-Biotitgneis-Komplex erwarten.

Allerdings ist auch aus diesen Glimmerschiefern gelegentlich Staurolith erwähnt worden (THÜRACH 1893: 105; DEML 1931: 23; WEINELT 1962: 24), so daß eine Einstufung der Staurolithgneisprobe FLÖ 2 in den Glimmerschiefer-Biotitgneis-Komplex nicht unvernünftig ist.

Die chemische Analyse der Staurolithgneisprobe WIE 2 ergab eine typisch metapelitische Zusammensetzung (Tab. 3), die innerhalb der großen Variationsbreite der bislang analysierten Staurolithgneisproben aus dem mittleren Spessartkristallin liegt (MATTHEIS 1954; HESSELMANN 1982).

Im NIGGLI-Diagramm al – alk gegen c fällt der darstellende Punkt zusammen mit den meisten anderen Staurolithgneisen in das Feld der tonigen Sedimente. Dazu paßt auch der hohe normative Korund-Gehalt von 12 Gew.-%. Probe FLÖ 2 war für eine chemische Analyse leider zu stark zersetzt.

*Tabelle 2:* Chemische Zusammensetzung der Proben WIE 3, FLÖ 3 und FLÖ 1 sowie von 15 Haibacher Gneisen (RICHTER unpubl.). –  $\bar{x}$  = arith. Mittel; min–max = Streubereich; n. b. = nicht bestimmt

Probe-Nr.	WIE 3	FLÖ 3	FLÖ 1	$\bar{x}$	min–max
(Gew.-%)					
SiO <sub>2</sub>	74,1	74,0	70,0	74,9	73,4 – 77,0
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,19	0,44	0,21	0,08 – 0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	12,6	13,9	13,4	12,3 – 14,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,98	1,42	0,99	0,55 – 1,53
FeO	0,58	0,50	1,12	0,73	0,20 – 1,40
MnO	0,04	0,04	0,07	0,04	0,02 – 0,06
MgO	0,47	0,45	1,26	0,57	0,07 – 0,87
CaO	1,15	0,77	0,91	1,25	0,52 – 1,76
Na <sub>2</sub> O	3,98	4,13	4,19	3,80	3,16 – 4,28
K <sub>2</sub> O	4,25	4,50	4,92	3,64	2,56 – 5,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,09	0,06	0,04 – 0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,27	0,80	1,01	0,4	0,1 – 0,8
CO <sub>2</sub>	0,15	0,07	0,38	n. b.	n. b.
(ppm)					
Li	30	16	28	25	7 – 38
Be	2,3	2,0	3,5	2,8	0,3 – 7,5
V	18	12	32	20	7 – 32
Cr	4	4	13	25	7 – 130
Ni	≤ 2	≤ 2	≤ 2	21	≤ 1 – 80
Cu	5	5	6	12	≤ 1 – 52
Zn	26	30	48	31	20 – 43
Rb	170	180	234	140	101 – 210
Sr	78	74	80	127	60 – 240
Zr	130	114	174	87	50 – 109
Ba	560	555	558	677	300 – 1010
Pb	21	22	12	23	8 – 46

### 3.4. Perlgneis aus der körnig-streifigen Paragneisserie

Die Lokation des Bohrpunktes Frammersbach 1 in streichender Verlängerung der körnig-streifigen Paragneisserie lässt die Zugehörigkeit der Probe FRA 1 zu dieser Serie vermuten. Das wird durch den petrographischen Befund voll bestätigt: Es liegt eindeutig Perlgneis im Sinne von BRAITSCH (1957a) vor. Auch die chemische Zusammensetzung (Tab. 3) liegt innerhalb des – allerdings sehr weiten – Streubereichs der Paragneise dieser Serie (EL SHAZLY 1983). Der insgesamt metapelitische Charakter der Probe FRA 1 kommt z. B. in einem normativen Korundgehalt von 7,7 Gew.-% zum Ausdruck.

### 3.5. Granit

Innerhalb des Diorit-Granodiorit-Komplexes im südlichen Vorspessart sind kleinere granitische Einschübe schon seit dem Ende des 19. Jahrhunderts bekannt. Sie wurden durch OKRUSCH (in WEINELT 1962) detaillierter beschrieben. Neben feinkörnigen, aplitgranitischen Typen kommen gelegentlich auch gröberkörnige Partien vor, die an die Probe LIC 1 erinnern. Diese Tatsache und die Lokation der Bohrung Lichtenau 1 legen den Schluß nahe, daß einer dieser granitischen Einschübe erbohrt wurde. Andererseits muß man aber auch mit der Möglichkeit rechnen, daß der Diorit im Süden durch einen größeren Granitkörper abgelöst wird, was die genetische Konzeption von OKRUSCH (1963: 95) stützen würde.

Eine weitere Ausdehnung des Diorit-Komplexes nach Osten wird durch das Auftreten von Diorit in der Schwerspatgrube Neuhütten diesseits und jenseits der Heigenbrücken–Neuhütter Störungszone in 43,5 bzw. 113,5 m Teufe belegt (WEINELT 1962; CRAMER & WEINELT 1978). Die chemische Zusammensetzung der Granitprobe LIC 1 (Tab. 3) ist durch die starke Durchtrümerung und Imprägnation mit Calcit verfälscht. Rechnet man allerdings die CIPW-Norm auf Cc-freie Basis um, so ergibt sich mit 34% Q, 29% Or, 27% Ab, 0,4% An durchaus eine typisch granitische Zusammensetzung (vgl. auch Abb. 4). Aufgrund des normativen Körnungsgehaltes von 4% und des merklichen Muscovitanteils im Gestein liegt ein S-Typ-Granit vor.

### 3.6. Quarzporphyr (Rhyolith)

Der in der Forschungsbohrung 1a bei Rechtenbach angetroffene Quarzporphyr besitzt eine große petrographische Ähnlichkeit mit den permischen Quarzporphyren, die im Raum Ober-Sailauf in vier verschiedenen Vorkommen auftreten und dort in einer NW-SE-streichenden Zone angeordnet sind (OKRUSCH & WEINELT 1965). Das erbohrte Vorkommen bei Rechtenbach würde diese Zone zwanglos nach SE verlängern (Beil. 1).

Die chemische Zusammensetzung des Quarzporphyrs FB 1a ist typisch alkali-aplitgranitisch, wobei das sehr hohe  $K_2O/Na_2O$ -Verhältnis besonders ins Auge fällt (Tab. 3). Im Q-Ab-Or-Dreieck liegt der darstellende Punkt des Quarzporphyrs dementsprechend nahe der Q-Or-Seite, und zwar bei einer eutektischen Zusammensetzung für  $P_{H_2O} = 1$  kb (Abb. 4).

### 3.7. Rotliegend-Sedimente

Bei der Bohrkernprobe aus der Bohrung Flörsbach 4 handelt es sich um eine graugrün-weißgrau gefleckte Gneisbrekzie aus dem Liegenden des Kupferschiefers. Sie ist mit bituminöser Substanz infiltriert und führt, insbesondere in ihrem basalen Teil, Karbonatkonkretionen von Zentimeter-Größe.

Die Bohrkernprobe aus der Bohrung Villbach 1 stellt ein dunkelaschgrau-weiß geflecktes Gneiskonglomerat des „Grauliegenden“ (MEINECKE 1913) dar.

Die Sedimente dieses Grenzbereiches zum Zechstein gehören nach LIETZ (1967) in die grau gefärbten Serien des Schwellenrandgebietes, wobei der Farbwechsel von

Tabelle 3: Chemische Zusammensetzung von weiteren Bohrproben

Probe-Nr.	WIE 2	FRA 1	LIC 1	FB 1a	FLÖ 4	VIL 1
Gestein	Stauro-lithgneis	körn.-streif. Gneis	Granit-Mylonit	Quarzporphyr	Arkose Oberrot-liegend	Konglomerat Oberrot-liegend
(Gew.-%)						
SiO <sub>2</sub>	58,0	55,2	60,2	77,8	69,0	74,5
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,01	0,25	0,07	0,31	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,5	18,2	12,2	11,0	10,4	11,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	2,01	1,36	0,76	1,33	1,20
FeO	2,00	5,08	0,30	0,10	0,35	0,45
MnO	0,11	0,16	0,07	0,01	0,17	0,07
MgO	2,56	3,53	0,72	0,15	2,50	0,87
CaO	0,89	1,16	9,53	0,12	3,58	2,19
Na <sub>2</sub> O	0,14	1,81	2,61	0,40	1,40	1,43
K <sub>2</sub> O	5,88	6,92	4,06	8,50	4,67	5,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,06	0,14	0,03	0,06	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,82	3,53	1,03	0,50	2,27	1,74
CO <sub>2</sub>	0,46	0,91	7,28	0,07	3,93	1,44
(ppm)						
Li	35	40	34	26	16	22
Be	2,5	3,1	5,0	2,0	0,8	2,3
V	21	148	36	5	23	208
Cr	205	98	≤ 3	≤ 3	26	30
Ni	68	56	≤ 2	2	≤ 2	≤ 2
Cu	26	39	26	27	46	6
Zn	72	113	29	6	63	16
Rb	234	280	222	380	144	196
Sr	52	58	320	26	64	78
Zr	166	258	172	102	184	236
Ba	376	750	428	94	438	528
Pb	5	26	21	19	105	15

Rot nach Grau und die erhöhte Karbonatführung ursächlich miteinander verknüpft sind. Der Farbwechsel der Sedimente vollzieht sich nach LIETZ (1967) im Gefolge der Transgression des Kupferschiefermeeres. Nach unserem Befund haben die klastischen Komponenten in beiden Gesteinen einen gewissen Transport erlebt, da sie etwas eingeregelt sind. Schlechte Kornklassierung und mäßige Kornrundung zeigen allerdings auch an, daß die Transportwege nicht sehr weit waren. Vielleicht handelt es sich um Schlammflutablagerungen. Die klastischen Komponenten in den Proben FLÖ 4 und VIL 1 lassen sich teils auf den Schöllkrippener Gneis, teils (Probe

VIL 1) auch auf Quarzknuern, wie sie in der Zone des staurolithführenden Paragneises verbreitet sind, zurückführen.

Quarzporphyrgesteine konnten in den vorliegenden Bohrkernproben nicht beobachtet werden. Sie fanden sich jedoch in den grobklastisch entwickelten Rotliegend-Sedimenten der Bohrung Lohr 1 (LEIFELD et al. 1983).

Die chemischen Pauschalzusammensetzungen beider Proben (Tab. 3) spiegeln den hohen Anteil an Gneisdetritus in diesen Rotliegend-Sedimenten wider. Bei den Spurenelementen springen die relativ hohen Gehalte an Pb in Probe FLÖ 4 und an V in Probe VIL 1 ins Auge.

### 3.8. Vergleiche von in der Rhön erbohrtem Kristallin mit dem des Spessarts

Aus den in der Rhön niedergebrachten Tiefbohrungen RN-1, RN-2, RN-3, RN-10 und SR-2 stellte die Firma St. Joe Explorations GmbH, Hannover, Kristallin-Bohrkerne zur Verfügung, die von GEBREYOHANNES (1984) petrographisch und geochemisch bearbeitet wurden. Die Bohrungen Thalau (RN-1) und Langenroth (RN-2) liegen am Westrand der Rhönschwelle in Richtung auf das Neuhöfer Kalibekken, die Bohrungen Motten (RN-3) und Speicherz (SR-2) am Westrand der Rhönschwelle im Übergangsbereich zur Schlüchtern Mulde und die Bohrung Geroda (RN-10) am Südrand der Rhönschwelle im Übergangsbereich zum Fränkischen Becken.

Die abgeteuften Bohrungen ergaben, daß am Aufbau des kristallinen Untergrundes der Rhönschwelle unter anderem Quarzit, Glimmerquarzit, Orthogneise und Marmor beteiligt sind.

Quarzit und Glimmerquarzit aus der Bohrung Thalau (RN-1) zeigen eine ähnliche petrographische Ausbildung wie die des nördlichen Vorspessarts. Der Dolomitmarmor aus der Bohrung Geroda (RN-10) am Südrand der Rhönschwelle kann mit dem Marmor aus der körnig-streifigen Paragneis-Serie (Elterhof-Stufe) des kristallinen Vorspessarts verglichen werden. Die am Westrand der Rhönschwelle bei Motten (RN-3) und Speicherz (SR-2) erbohrten Orthogneise werden als Äquivalente der Rotgneise des zentralen Vorspessarts angesehen. Ein Muscovit-Plagioklas-Gneis aus der Bohrung Langenroth (RN-2) ist den Muscovit-Gneisen aus der Rotgneisgruppe des Spessarts vergleichbar (GEBREYOHANNES 1984).

## 4. Die Höhenlage des Grundgebirges als Folge der saxonischen Bruchtektonik (vgl. Beil. 2)

In den Tagesaufschlüssen im Lochborn bei Bieber liegt der Top des anstehenden Gneises (Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis) bei + 310 m über NN (DIEDERICH & LAEMMLEN 1964).

In den Bohrungen FLÖ 1, 2 und 3 ist die mit + 193,6 bis + 235,9 m über NN gegebene Hochlage der Gneise ebenfalls durch die Lokation der sie aufschließenden Bohrungen auf der in NW-SE-Richtung verlaufenden Bieberer Hochscholle, dem Bieberer Horst, gegeben. Er wird gegen SW durch den hercynisch streichenden, in

seinem östlichen Teil mit Schwerspat mineralisierten Bieberer Hauptsprung oder „Sandrücken“ (BÜCKING 1891; BARTH 1932) mit einer Sprunghöhe von nahezu 100 m begrenzt, der hier eine mit 80° gegen SW bis S einfallende synthetische Abschiebung darstellt (CRAMER & WEINELT 1978).

In den nordöstlich der „Flörsbacher Verwerfung“ abgeteuften Bohrungen FLÖ 4 und VII 1 ist das Rotliegende bei + 133,6 bzw. + 80,5 m über NN nicht durchteuft worden.

Die Bohrungen WIE 1, 2 und 3 sowie FRA 1 belegen mit dem durch sie zwischen + 104,0 und + 188,5 m über NN angetroffenen Top des kristallinen Untergrundes die durch Verwerfungen in sich noch gegliederte, ebenfalls hercynisch verlaufende Frammersbacher Grabenzone (CRAMER & WEINELT 1978). Daß diese Teil eines bis zu 8 km breiten Großgrabens ist, zeigt auch der in der Schwerspatgrube Neuhütten im Hangenden des Barytganges gemessene Wert der Höhenlage des untertage aufgeschlossenen Diorits mit + 146,5 m über NN (CRAMER & WEINELT 1978). In der Bohrung LOH 1 erreicht der Gneis mit + 38,5 m über NN seine für den betrachteten Raum niedrigste Höhenlage, was der Lokation der Bohrung am Südosthang der Spessart-Schwelle entspricht. In dieser Bohrung treten in grobklastisch entwickelten Rotliegend-Sedimenten Porphyrr-Gerölle auf (LEIFELD et al. 1983). Sie lassen sich vermutlich von dem 2 km gegen NW in den Bohrungen FB 1a und FB 3 auf 114 m horizontale Entfernung anstehend nachgewiesenen Vulkanitvorkommen ableiten. Der Paläovulkanit des Rotliegenden ist hier durch die Schrägböhrungen FB 1a und FB 3 in der um 30 bis 45 m höher gelegenen Scholle des Hirschberges, im Liegenden des Christiane-Schwerspat-Gangzuges angetroffen worden (WEINELT unpubl.).

Der Horst der Esels-Höhe wird gegen die Frammersbacher Grabenzone durch die mit 70° gegen NE einfallende synthetische Abschiebung der hercynisch streichenden und ebenfalls mit Schwerspat mineralisierten Heigenbrücken-Neuhüttener Störungszone begrenzt, deren Verwerfungsbetrag um 70 m liegt (OKRUSCH & WEINELT 1965). Im Bereich des Horstes der Esels-Höhe steht der Diorit untertage in der ehemaligen Schwerspatgrube Neuhütten im Liegenden des Barytganges bei + 216,5 m über NN und übertrage im Schwarzbach- und Seebach Tal in + 260 m über NN an (CRAMER & WEINELT 1978).

An den Staffelbrüchen der Laufacher Störungszone sinkt das kristalline Grundgebirge sodann gegen SW hin um 120 m ab (OKRUSCH & WEINELT 1965). An der südwestlich von Heigenbrücken NW-SE-streichenden und ebenfalls mit Schwerspat mineralisierten Kappbergstörung ist das Grundgebirge (Gneis, Diorit) bereits um 25 m gegen SW abgesunken (CRAMER & WEINELT 1978). In der Bohrung LIC 1 liegt der Top des Granits nur mehr bei + 89 m über NN.

## 5. Literatur

- ABBEY, S. (1980): Studies in „standard samples“ for use in the general analysis of silicate rocks and minerals. — Geostand. Newsl., IV: 163–190, Nancy 1980.
- AYRANCI, B. (1977): The major, minor, and trace element analysis of silicate rocks and minerals from a single sample solution. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 57: 299–312, Zürich 1977.
- BARTH, G. (1932): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25 000, Blatt Nr. 5923 Rieneck (Teilkartierung). — Meldearbeit (Masch.-Ms.), 11 S., München 1932.
- BRAITSCH, O. (1957a): Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 18: 21–72, Wiesbaden 1957.
- (1957b): Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorspessart. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 18: 73–99, Wiesbaden 1957.
- BÜCKING, H. (1891): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XLIX. Lfg., Gradabteilung 69, No. 49, Blatt Lohrhaupten. — 30 S., Berlin 1891.
- CANCRIN, F. L. von (1787): Geschichte und systematische Beschreibung der in der Grafschaft Hanau Münzenberg, in dem Amte Bieber und andern Aemtern dieser Grafschaft, auch den dieser Grafschaft benachbarten Ländern gelegenen Bergwerken: 60–83, Leipzig (Hertel) 1787.
- CRAMER, P. & WEINELT, W. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5922 Frammersbach. — 137 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1978.
- DEML, P. M. (1931): Gesteinskundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 5, 47 S., München 1931.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1964): Das obere Biebertal im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandsteins, Exkursionsführer und geologische Karte. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 48, 34 S., Wiesbaden 1964.
- FALKE, H. (1969): Das vermutete Perm der Bohrung Lichtenau bei Rothenbuch (Buntsandstein-Spessart). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97: 117–129, Wiesbaden 1969.
- GBREYOJANNES, Y. (1984): Petrographische und geochemische Bearbeitung von Kristallin-Bohrkernen aus der Rhön. — Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. f. Kristallogr. u. Petrogr. Univ. Hannover, 61 S., Hannover 1984.
- HESELMANN, H. (1982): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen aus dem mittleren Vorspessart. — Unveröff. Dipl.-Arb. Mineral.-Petrogr. Inst. Techn. Univ. Braunschweig, 97 S., Braunschweig 1982.
- JORDAN, J. L. (1803): Mineralogische, berg- und hüttenmännische Reisebemerkungen vorzüglich in Hessen, Thüringen, am Rheine und im Seyn-Altenkirchner Gebiethe. — XXI Bieber: 111–131, Göttingen (Dieterich) 1803.
- KREUZER, H., LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, S., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart, Rb/Sr-Gesamtgesteinssdatierungen. — Geol. Jb., A 9: 69–88, Hannover 1973.
- LEIFELD, D., PAHL, A., MEISL, S., KULICK, J., THEUERJAH, A.-K., PÖSCHL, W., STRECKER, G., FINKENWIRTH, A., VOGELSANG, D., WOLF, M., RUMMEL, F. & HENSE, U. (1983): Bundesbohrprogramm — Teilprojekt Kupferschiefer. Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-W-Randes sowie parallellaufende Erprobung neu entwickelter Bohrtechnologien. — BGR, HLfB, NLfB, Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben NTS 30043. — 177 S., Hannover 1983.
- LIETZ, J. (1967): Die paläogeographische und lithofazielle Entwicklung vom Rotliegenden zum Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. — Sonderveröff. Geolog. Inst. Univ. Köln, 84 S., Bonn (Stollfuss) 1967.
- MATTHES, S. (1954): Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 8, 86 S., Wiesbaden 1954.

- MATTHES, S. & OKRUSCH, M. (1965): Petrographische Untersuchung zur Frage der Rotgneise im Spessart. – *Geologie*, **14**: 1148–1200, Berlin 1965.
- MEINECKE, F. (1913): Das Liegende des Kupferschiefers. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **31**, II: 253–296, Berlin 1913.
- OKRUSCH, M. (1963): Bestandsaufnahme und Deutung dioritartiger Gesteine im südlichen Vorpessart. Ein Beitrag zum Dioritproblem. – *Geologica Bavaria*, **51**: 4–107, München 1963.
- (1983): The Spessart crystalline complex, Northwest Bavaria. – *Fortschr. Mineral.*, **61**, Beih. 2: 135–169, Stuttgart 1983.
- OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1967): Petrographische, geochemische und mineralogische Untersuchungen zum Problem der Granitoide im mittleren Spessartkristallin. – *N. Jb. Miner., Abh.*, **107**: 21–73, Stuttgart 1967.
- OKRUSCH, M. & WEINELT, Wl.: (1965): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen. – 327 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1965.
- SCHMIDT, J. L. (1808): Mineralogische Beschreibung des Biebergrundes im Fürstentum Hanau. – Leonhard's Taschenbuch ges. Mineral., **2**: 45–70, Frankfurt a. M. 1808.
- (1811): Beschreibung zwey seltner Fossilien des Spessarts. – *Schr. Herzogl. Soc. ges. Mineral. Jena*, **3**: 342–348, Jena (Göpferdts), 1811.
- SHAZLY, S. el (1983): Petrography and geochemistry of the striated paragneiss series in the southern part of the Spessart crystalline complex, Bavaria. – *Diss. Techn. Univ. Braunschweig*, 153 S., Braunschweig 1983.
- THÜRACH, H. (1893): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. – *Geogn. Jh.*, **5**, 160 S., Kassel 1893.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . – *Geol. Soc. America Mem.*, **74**, 153 S., New York 1958.
- VOIGT, J. C. W. (1783): Mineralogische Beschreibung des Hochstifts Fulda und einiger merkwürdiger Gegenen am Rhein und Main: 110–112, Leipzig (Gräff) 1783.
- WEINELT, Wl. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6021 Hainbach. – 246 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1962.
- (1972): Mineralgänge. – In: WITTMANN, O.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6022 Rothenbuch: 47–54, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1972.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 7. 6. 1984

# Der Mittlere Buntsandstein in Kernbohrungen des Ostspessarts

Von JOSEF SCHWARZMEIER

Mit 15 Abbildungen und 3 Tabellen

## Kurzfassung

Für die Stratifizierung des Mittleren Buntsandsteins lagen 3332,45 m Bohrkerne aus dem Ostspessart nordwestlich Marktheidenfeld vor. Trotz der auf engem Raum teils stark wechselnden Mächtigkeit (vgl. Tab. 2) und Ausbildung der Schichtglieder gelang eine sichere stratigraphische Ansprache gemäß den Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins (ARBEITSAUSSCHUSS BUNT SANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974). Aus den Zusammenstellungen der Kernprofile der einzelnen Schichtglieder lassen sich gut Tendenzen erkennen (Einsetzen, Massierung und Absetzen der Geröllführung; Häufung und Stärke der Tonsteinlagen; Ausmaß der quarzitischen Bindung; Häufigkeit der Ton-gallen), wichtige Kriterien für die Grenzziehung. Als Zusammenfassung der Bohrergebnisse wurde ein Standardprofil des 175–190 m mächtigen Mittleren Buntsandsteins für den Ostspessart entworfen (Abb. 15).

Da im Mittleren Buntsandstein und insbesondere in der Grenzregion Mittlerer/Oberer Buntsandstein die Aufschlüsse sehr dünn gesät sind und nur schmale Profilbereiche umfassen, kam der geologischen Aufnahme der Kernbohrungen durch den Verfasser insofern grundlegende Bedeutung zu, weil dadurch erst die detaillierte Gliederung des Mittleren Buntsandsteins auf den Geologischen Karten 1:25 000 Nr. 6123 Marktheidenfeld (SCHWARZMEIER 1979) und Nr. 6023 Lohr a. Main (SCHWARZMEIER 1980) möglich war.

Aus den sedimentären Gefügen, die das gesamte Spektrum des Buntsandsteins zeigen, wurden paläogeographische Schlüsse gezogen, die die bisherigen Erkenntnisse ergänzen. In diesem Zusammenhang sei auf die Arbeit SALGER & SCHWARZMEIER (1985) des vorliegenden Bandes der Geologica Bavarica hingewiesen, in der tonmineralogische Untersuchungen an Tonsteinlagen der Kernbohrungen angeführt werden.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung . . . . .	62
2. Schichtenfolge . . . . .	63
2.1. Volpriehausen-Folge . . . . .	63
2.2. Detfurth-Folge . . . . .	71
2.3. Hardegsen-Folge . . . . .	73
2.4. Solling-Folge . . . . .	81
3. Sedimentologische und stratigraphische Betrachtungen . . . . .	83
4. Paläogeographische Aspekte . . . . .	84
5. Literatur . . . . .	88

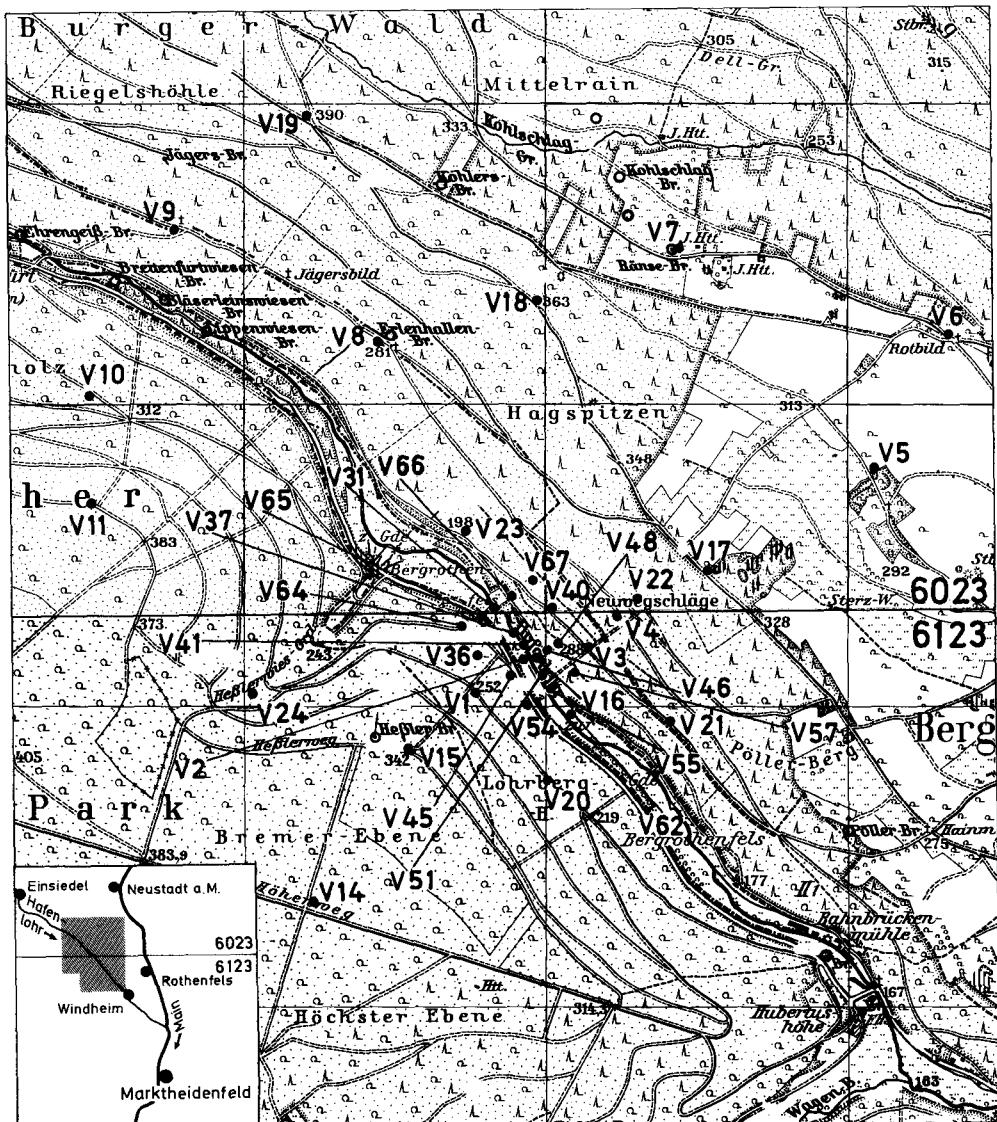


Abb. 1. Lageplan der Kernbohrungen (Maßstab 1:25 000).

## 1. Einleitung

In den Jahren 1976–1978 und 1983 wurden im Hafenlohrtal und seiner näheren Umgebung (im Ostspessart, nordwestlich Marktheidenfeld) Untersuchungsbohrungen niedergebracht, die vom Verfasser bearbeitet wurden. 40 dieser Kernbohrungen (Lage s. Abb. 1) haben Teile des Mittleren Buntsandsteins durchörtert (Tab. 2), 36 davon größere Abschnitte, die in den Abb. 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12 und 14 dargestellt sind.

Von insgesamt 3332,45 Bohrkernmetern des Mittleren Buntsandsteins werden 2782,30 m in der vorliegenden Arbeit im Text und in den o. a. Abbildungen berücksichtigt (Tab. 2). Bei den übrigen 550,15 Kernmetern handelt es sich um Schrägbohrungen, deren Ergebnisse allein im Text Verwendung fanden. Die geologische Auswertung der Kernbohrungen V1–V24 (bis Ende 1978) war für den Verfasser bei der Darstellung des Mittleren Buntsandsteins auf den Geologischen Karten 1:25 000 Blätter Nr. 6123 Marktheidenfeld (SCHWARZMEIER 1979) und Nr. 6023 Lohr a. Main (SCHWARZMEIER 1980) von fundamentaler Bedeutung. In den Erläuterungen zu den beiden geologischen Karten ist jeweils in Kap. 11.2. eine Auswahl von repräsentativen Profilbeschreibungen angeführt, auf die aus Platzgründen in vorliegender Arbeit verzichtet wurde. Als Beilage 1 der Erläuterungen ist jeweils eine Zusammenstellung der Bohrprofile V1–V24 beigegeben.

## 2. Schichtenfolge

An den Bohrkernen konnte der Mittlere Buntsandstein des Spessarts erstmals exakt gemäß den „Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein“ (ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974, Normalprofil in RICHTER-BERNBURG 1974: Profil 5) nach großrhythmischen, lithostratigraphischen Gesichtspunkten (vgl. BOIGK 1956, 1959, HERRMANN 1962) gegliedert werden. Die stratigraphischen Ansichten haben für den Bereich des bayerischen Spessarts eine wechselvolle Geschichte erlebt. Auf die Irrungen und Wirrungen, die nicht unerheblich von LAEMMLEN (1962) gerade in einer Zeit der Neugliederungsversuche gefördert wurden, wird in den Erläuterungen zu den Blättern Marktheidenfeld (SCHWARZMEIER 1979: 23) und Lohr a. Main (SCHWARZMEIER 1980: 27) näher eingegangen. Die erste großrhythmische Gliederung mit drei Grobschüttungen, die sich jedoch in der Zykleneinteilung und der Benennung von der heutigen unterscheidet, stammt von CRAMER, WEINELT & WITTMANN (1964). WITTMANN (1972) hat die Umbenennung im Sinne der Einheitsgliederung vorgenommen, die Zykleneinteilung zwischen Detfurth- und Hardegsen-Folge aber offengelassen und den Thüringischen Chirotheriensandstein im Oberen Buntsandstein belassen (vgl. Tab. 1). Ähnlich ist CRAMER (in CRAMER & WEINELT 1978) vorgegangen. Durch das umfangreiche Kernmaterial ist es dem Verfasser gelungen, die für die Landesämter verbindliche Neugliederung in Bayern auf ihre Anwendbarkeit zu überprüfen und nach ihr bei der Kartierung zu verfahren (SCHWARZMEIER 1979, 1980, 1984). Bei der stratigraphischen Grenzziehung ist meist eine Kombination verschiedener Kriterien zu berücksichtigen: in erster Linie Geröllführung (meist Kleingerölle), daneben Häufung und Dicke der Tonsteinlagen, generelle Körnung, Farbton (z. B. bei smVW, smHF, smS), Bindung (z. B. häufiger quarzitisch gebunden smDS, smHF, smS) der Sandsteine, chemische Parameter.

### 2.1. Volpriehausen-Folge smV

(Mittlerer Buntsandstein 1; Volpriehausener Gruppe BOIGK 1956; Eichsfeld-Folge KUTSCHER 1960; Volpriehausen-Folge HERRMANN 1962; Rohrbrunn-Folge CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964)

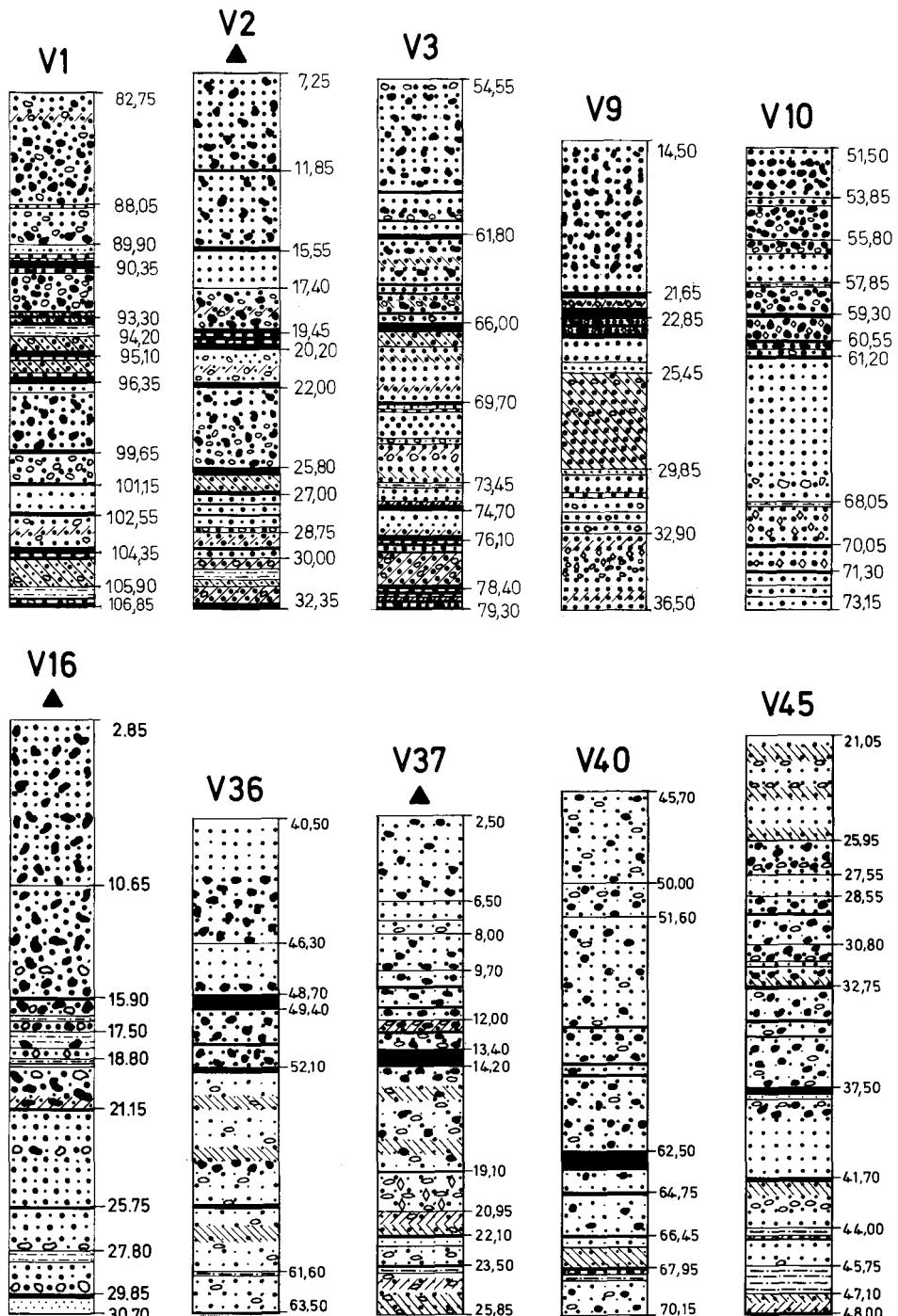


Abb. 2. Der Volpriehausener Geröllsandstein in den Kernbohrungen V1 bis V45 (Legende s. Abb. 9).

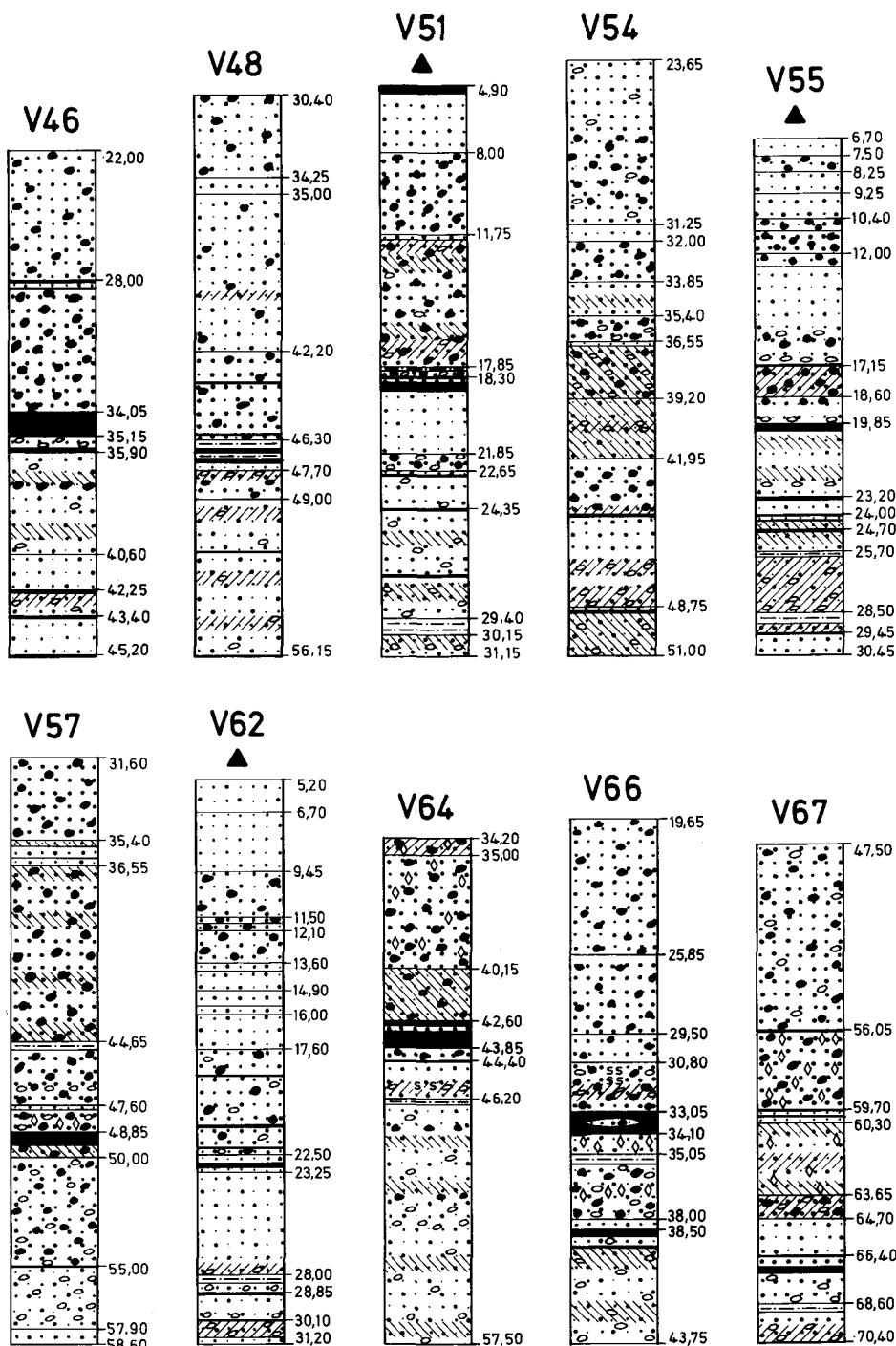


Abb. 3. Der Volpriehausener Geröllsandstein in den Kernbohrungen V46 bis V67 (Legende s. Abb. 9).

*Tabelle 1:* Gegenüberstellung grundlegender Gliederungen des Mitterlaer Buntsandsteins im unterfränkischen Spessart

Ein vollständiges Profil über 73,25 Kernmeter hat die Bohrung V1 gebracht. Aus den Bohrungen, die lediglich Profilteile durchteuft haben (vgl. Tab. 2), kann eine generelle Mächtigkeit von 72–82 m gefolgt werden.

### Volpriehausener Geröllsandstein smVS

(Mittlerer Geröllhorizont BÜCKING 1892, THÜRACH 1894; Volpriehausener Sandstein BOIGK 1956; Volpriehausen-Sandstein HERRMANN 1962; Rohrbrunner Geröllsandstein CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964; Eichsfeld-Sandstein LAEMMLEN 1966/67; Basissandstein WITTMANN 1972)

An der Basis des Mittleren Buntsandsteins liegt als charakteristische Grobschüttung der 21–28 m (im Mittel 24,30 m) mächtige Volpriehausener Geröllsandstein. Von den zahlreichen Bohrungen, die ihn erbohrt haben, haben ihn die Kernbohrungen V1, V3, V9, V10, V36, V40, V45, V46, V48, V54, V57, V62, V64 und V67 ganz durchschlagen (vgl. Tab. 2, Abb. 2 und 3). In SCHWARZMEIER (1979: 155–157) und SCHWARZMEIER (1980: 141) sind die im Geröllsandstein durchsunkenen Strecken der V1 und V2 bzw. V8 und V9 detailliert beschrieben.

Die für diese Abfolge typischen Quarzgerölle mit Durchmessern bis 15 mm stellen sich in der Regel 3–14 m über der Basis ein und reichen bis zur scharfen Obergrenze. Die Geröllführung umfaßt einen Profilbereich von 9–24 m. Nicht angeführte Flachbohrungen haben auch Quarzporphygerölle bis 6 mm Durchmesser zutage gebracht. Die Sandsteine sind mittel- bis grobkörnig, blaßviolett bis braunrot, weißgeflammt, weit überwiegend tonig-eisenschüssig, zurücktretend schwach quarzitisch gebunden (besonders im unteren Bereich), teils schräggeschichtet, feldspathaltig und weisen nicht allzu häufig Tongallen ( $\varnothing$  – 10 cm) und Korrosionslöcher ( $\varnothing$  – 8 cm) auf. Sie sind schlecht sortiert, die Körner gut gerundet. In der unteren Hälfte sind bis 1,10 m dicke (V46), rotbraune, unbeständige Tonsteinlagen nicht selten, die hier 10–15% des Profils einnehmen. Ein anscheinend im Untersuchungsgebiet weitgehend aushaltender, bis zu 2,10 m mächtiger, tonsteinreicher Abschnitt ist 7–15 m über der Basis eingeschaltet. Die Sandsteine zeigen im unteren Bereich auch feines Korn (Korngrößen 0,1–1,0 mm) und weisen hier die relativ stärkste quarzitische Bindung und meisten Tongallen innerhalb der Volpriehausen-Folge auf.

Im oberen Teil sind die Sandsteine größer (Korngrößen 0,15–2,0 mm), und Quarzgerölle von durchschnittlich 3–8 mm Durchmesser häufen sich. Anfangs sind noch bis dm-starke Tonsteinlagen eingeschoben, die etwa 6 m unter der Hangendengrenze verschwinden (Tonsteinanteil bis 5%). Die Sandsteine sind tonig-eisenschüssig gebunden. In besonders groben, rogenartigen Bänken kann das Bindemittel teilweise fehlen, die Körner sind an ihren Berührungsstellen durch sekundären Quarzement miteinander verbacken.

### Volpriehausener Wechselfolge smVW

(BOIGK 1956; Volpriehausen-Wechselfolge HERRMANN 1962; Rohrbrunner Wechselfolge CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964; Eichsfeld-Wechselfolge LAEMMLEN 1966/67; Wechselfolge WITTMANN 1972)

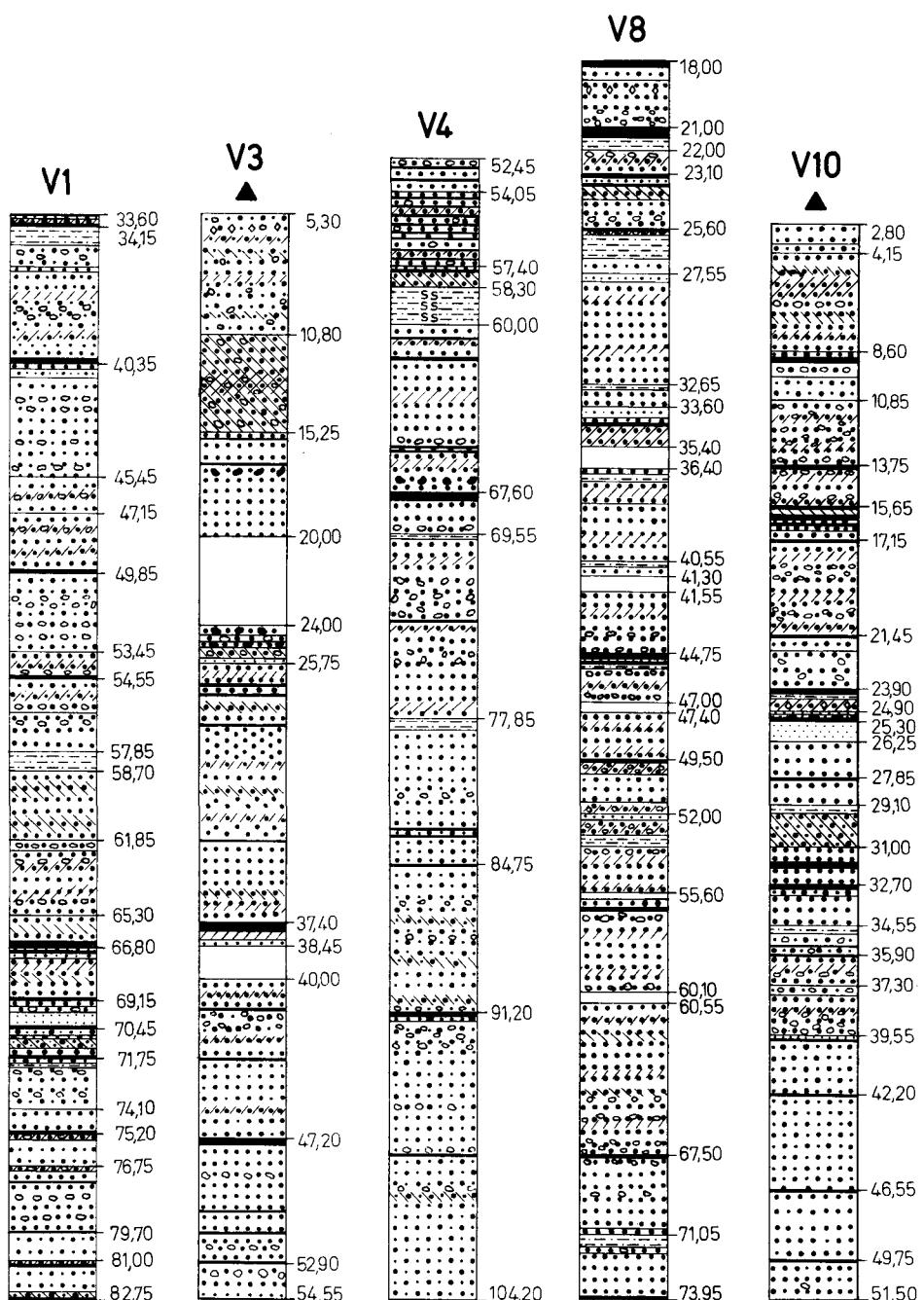


Abb. 4. Die Volpriehausener Wechselfolge in den Kernbohrungen V1 bis V10 (Legende s. Abb. 9).

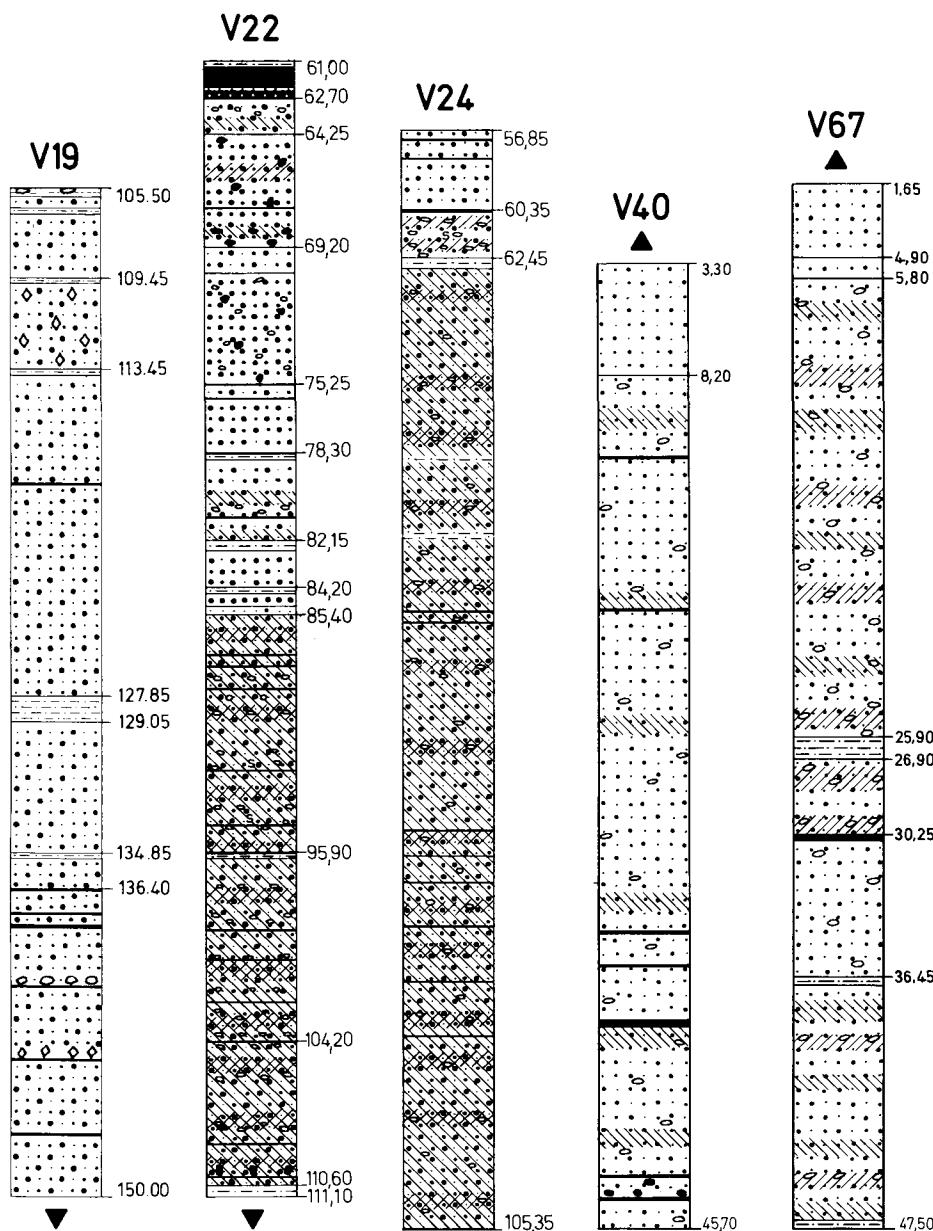


Abb. 5. Die Volpriehausener Wechselfolge in den Kernbohrungen V19 bis V67 (Legende s. Abb. 9).

Die 48–56 m mächtige Volpriehausener Wechselfolge haben nur die Kernbohrungen V1, V4, V8 und V24 vollständig durchörtert (Mächtigkeiten s. Tab. 2, im Mittel 51,35 m). Auf die ausführlichen Kernbeschreibungen von V1 und V14 in SCHWARZMEIER (1979: 153–155, 162), V8 und V18 in SCHWARZMEIER (1980: 139–141, 146) sei verwiesen.

Bei der Volpriehausener Wechselfolge handelt es sich um eine relativ eintönige Abfolge von fein- bis grobkörnigen, schlecht sortierten, violettroten bis blaßvioletten, weißgestreiften Sandsteinen, in die einige bis 0,95 m dicke (V22 in Abb. 5) Tonsteinlagen eingeschaltet sind (Tonsteinanteil etwa 5%, vgl. Abb. 4 u. 5). Die relativ häufig schräggeschichteten, tonig-eisenschüssig, selten quarzitisch gebundenen Sandsteine führen Feldspäte und schwach Glimmer. Die verhältnismäßig leicht zu weißen, pulverartigen Produkten verwitternden Feldspäte machen den Sandstein mürbe und absandend. Die Kernverluste in den Bohrungen V3, V8 (vgl. Abb. 4) und V23 sind zum Teil darauf zurückzuführen. Tongallen mit Durchmessern von durchschnittlich 3–8 cm, maximal bis über 10 cm, können lagenweise gehäuft auftreten. In den Bohrungen V3, V4, V15, V22, V36 und V40 fanden sich vereinzelt Quarzgerölle bis 5 mm Durchmesser. Abgesehen von in der Regel mm-dünnen, maximal 2 cm starken Kluftfüllungen aus Baryt in den Bohrungen V4, V15 und V22

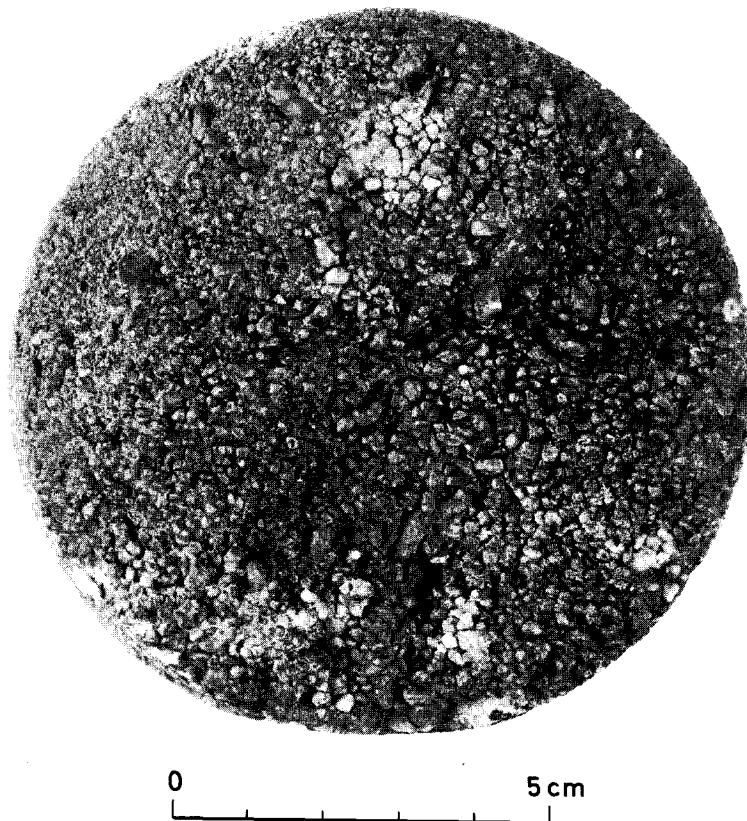


Abb. 6. Oberfläche einer Bankfuge im Detfurter Geröllsandstein mit Quarzgerölle bis 9 mm Durchmesser (Teufe 117,10 m in V14).

(vgl. Abb. 4 u. 5), stellt ein Schwerspatkorn von 3 mm Durchmesser in einer Ton-galle in Bohrung V22 (Teufe 92,15 m) eine besondere Bildung dar. Ähnliche kugelige, radialstrahlige, rosettenförmige Aggregate aus milchig-weißem, feinspätigem Baryt mit bemerkenswerten Metallgehalten (Pb, Sb, Zn) beschreibt bereits LEYTHAEUSER (1965) aus der näheren Umgebung (SCHWARZMEIER 1980: 34). Aufgrund der Art der Vorkommen (nesterartig, benachbarte breite Spalten nicht mineralisiert) sind von der Genese der Schwerspatgänge (MURAWSKI 1954, WEINELT 1972, TEUSCHER & WEINELT 1972, SCHMID & WEINELT 1978) abweichende Entstehungsmöglichkeiten zu folgern (syngenetisch-sedimentäre Entstehung, diagenetische Sammelkristallisation, Abscheidung durch Lateralsekretion oder Deszendenz).

## 2.2. Detfurth-Folge smD

(Mittlerer Buntsandstein 2; Detfurter Gruppe BOIGK 1956; Rhön-Folge KUTSCHER 1960; Detfurth-Folge HERRMANN 1963)

Die gesamte Detfurth-Folge wurde von 12 Kernbohrungen in einer Mächtigkeit von 33–44 m (im Mittel 39,25 m) durchteuft (vgl. Tab. 2, Abb. 7–9).

### Detfurther Geröllsandstein smDS

(Dicke Bank SCHUSTER 1939; Detfurter Sandstein BOIGK 1956; Detfurth-Sandstein HERRMANN 1962; Geiersberg-Geröllsandstein CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964; Rhön-Sandstein LAEMMLEN 1966/67; Basis-Sandstein WITTMANN 1972)

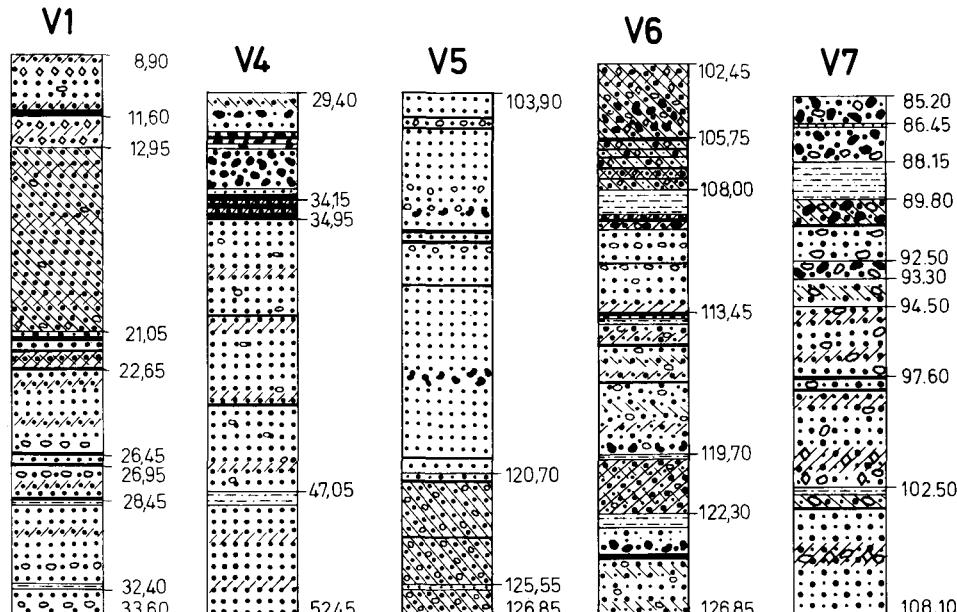


Abb. 7. Der Detfurther Geröllsandstein in den Kernbohrungen V1 bis V7 (Legende s. Abb. 9).

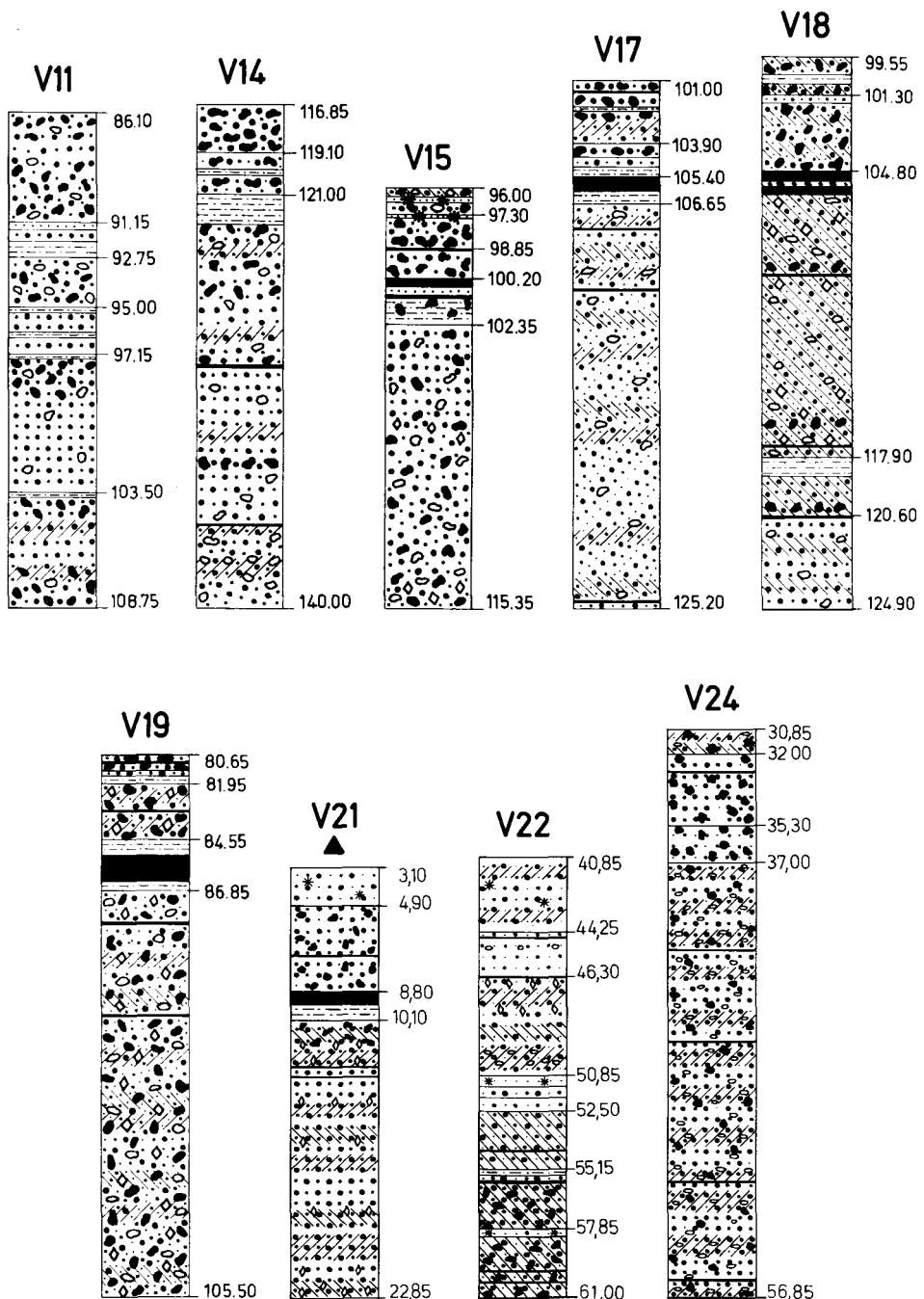


Abb. 8. Der Detfurter Geröllsandstein in den Kernbohrungen V11 bis V24 (Legende s. Abb. 9).

Vollständig haben den Detfurther Geröllsandstein 13 Kernbohrungen 19–26 m mächtig erbracht (vgl. Tab. 2), im Mittel 23,35 m. Detaillierte Schichtenverzeichnisse der Bohrungen V1 und V14 finden sich in SCHWARZMEIER (1979: 153, 161–162), von V8 und V18 in SCHWARZMEIER (1980: 138, 145–146).

Im mittel- bis grobkörnigen, violettroten bis blaßvioletten, schwach weißgestreiften, teils auch weißen, tonig-eisenschüssig und teils quarzitisch gebundenen, teils schräggeschichteten Sandstein brachten alle Bohrungen Kleingerölle zutage (Abb. 6), in V22 bis 12 mm Durchmesser. Die Gerölle unterscheiden sich in Zusammensetzung und Form nicht von denen des Volpriehausener Geröllsandsteins und häufen sich deutlich in den oberen 8 Profilmeters mit scharfer Hangendgrenze. In quarzitisch gebundenen Partien können die Grobsandsteine rogenartig ausgebildet sein (vgl. Abb. 6). Gelegentlich treten rotbraune Tongallen ( $\varnothing$  – 10 cm, besonders nahe der Basis) und mit schwarzem Mulk auskleidete Korrosionslöcher ( $\varnothing$  – 10 cm, Entstehung vgl. Kap. 3) gehäuft auf (V7, V19, V24). Die Bankdurchmesser erreichen 1,50 m (in V4). Rotbraune, bis 1,50 m mächtige Tonsteinlagen treten relativ häufig nur in einem Bereich von 3–8 m unter der Hangendgrenze auf (vgl. Abb. 7 u. 8). Der Tonsteinanteil beträgt insgesamt etwa 5%. In die oberen, besonders groben Sandsteine können wenige dünne, glimmerführende Feinsandsteinlagen eingeschaltet sein.

### Detfurth-Wechselfolge smDW

(BOIGK 1956; Detfurth-Wechselfolge HERRMANN 1962; Zwischenschichten CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964; Rhön-Wechselfolge LAEMMLEN 1966/67)

Die von 12 Kernbohrungen durchsunkene Detfurth-Wechselfolge (vgl. Tab. 2) wurde 13–19,5 m (im Mittel 16,00 m) mächtig angetroffen (ausführliche Schichtenverzeichnisse von V14 und V18 in SCHWARZMEIER 1979: 161; 1980: 145).

Die fein- bis grobkörnigen, violettroten bis blaßrosafarbenen, teils weißgestreiften Sandsteine sind schlecht sortiert, tonig-eisenschüssig gebunden, häufig schräggeschichtet und relativ mürb. Nur wenige dünne Lagen haben kieseliges Bindemittel (vgl. Abb. 9). Selten finden sich Tongallen mit Durchmessern bis 9 cm und Korrosionslöcher bis 5 cm (V22). Einen wesentlichen Profilanteil können dünnbankige Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen einnehmen (in V18 bis 4,75 m mächtig). Die relativ häufigen, rotbraunen, teils glimmerhaltigen Tonsteinlagen erreichen bis zu 0,50 m Dicke und stellen 5–10% des Profils.

### 2.3. Hardegsen-Folge smH

(Mittlerer Buntsandstein 3; Hardegsener Gruppe BOIGK 1956; Spessart-Folge KUTSCHER 1960; Hardegsen-Folge HERRMANN 1962)

Nach den Bohrergebnissen schwankt die Mächtigkeit der Hardegsen-Folge zwischen 60 m und 70 m. Die 8 Kernbohrungen, die sie völlig durchschlagen haben (V5, V6, V7, V11, V14, V15, V17, V18, vgl. Tab. 2) ergaben ein Mittel von 66,05 m.

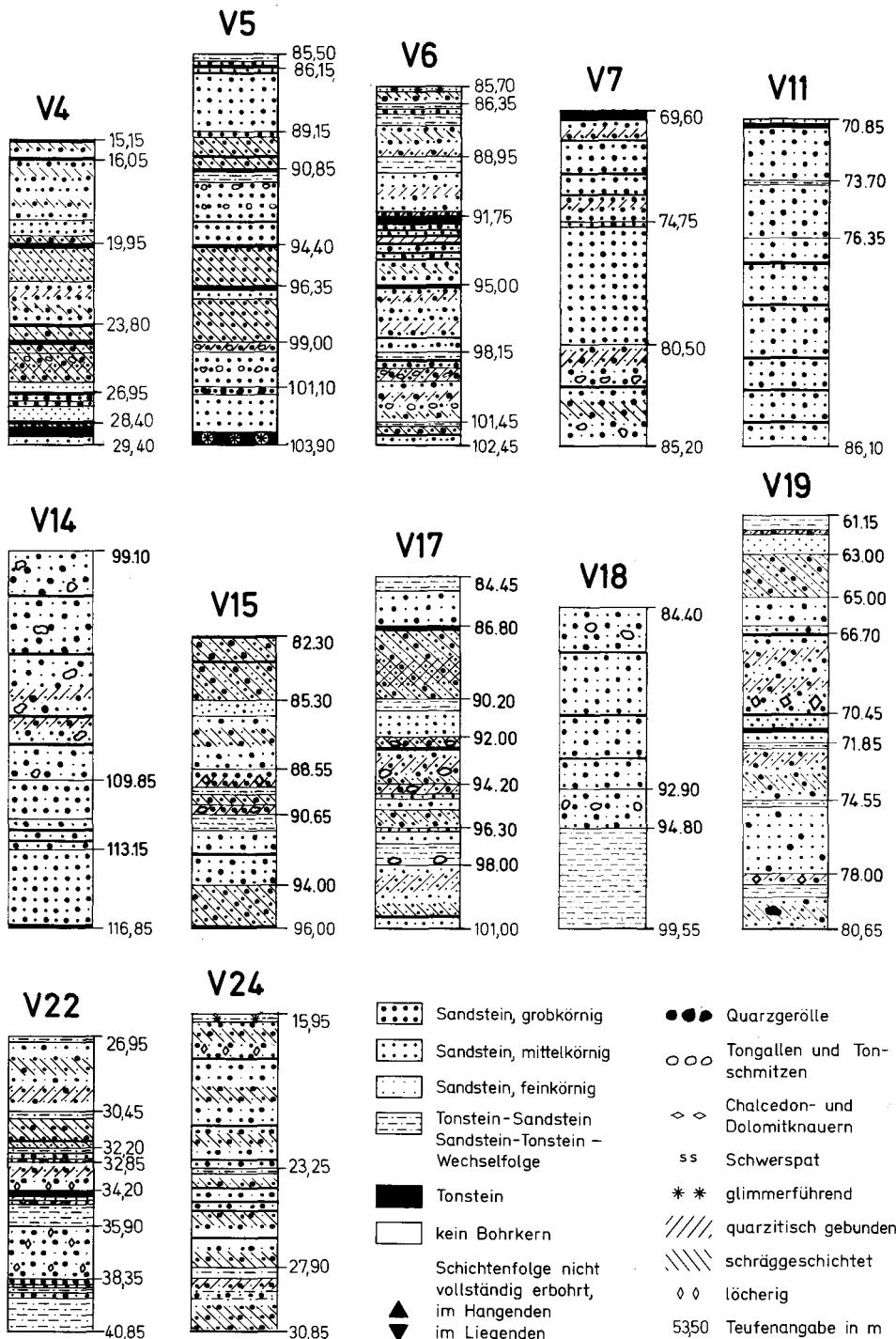


Abb. 9. Die Detfurter Wechselfolge in den Kernbohrungen V4 bis V24.

*Tabelle 2:* Mächtigkeiten der von den Kernbohrungen (V-Reihe) durchteuften Schichtglieder des Mittleren Buntsandsteins (in m)

Bohrung	smST	smSS	smHF	smHW	smHS	smDW	smDS	smVW	smVS
V 1	–	–	–	–	–	> 4,65	24,70	49,15	24,10
V 2	–	–	–	–	–	–	–	–	> 25,10
V 3	–	–	–	–	–	–	–	> 49,25	24,75
V 4	–	–	–	–	> 12,60	14,25	23,05	51,75	> 1,80
V 5	0,55	2,65	23,25	28,20	16,10	18,40	22,95	> 4,15	–
V 6	0,35	3,65	20,20	28,55	14,30	16,75	24,40	> 0,70	–
V 7	–	> 3,95	22,20	24,60	18,85	15,60	22,90	> 15,90	–
V 8	–	–	–	–	–	–	> 14,00	55,95	> 8,05
V 9	–	–	–	–	–	–	–	> 6,50	22,00
V 10	–	–	–	–	–	–	–	> 48,70	21,65
V 11	0,50	5,00	19,30	23,40	19,65	15,25	22,65	> 41,25	–
V 14	0,65	3,25	22,20	27,00	16,00	17,75	23,15	> 10,00	–
V 15	0,10	2,60	23,90	26,35	20,15	13,70	19,35	> 34,65	–
V 16	–	–	–	–	–	–	–	–	> 27,85
V 17	0,25	2,85	22,40	26,70	16,85	16,55	24,20	> 24,80	–
V 18	0,25	2,40	24,60	25,95	17,75	15,15	25,35	> 25,10	–
V 19	–	–	> 23,70	21,45	14,75	19,50	24,85	> 44,50	–
V 20	–	–	–	–	–	–	> 17,65	> 30,90	–
V 21	–	–	–	–	–	–	> 19,75	> 42,95	–
V 22	–	–	–	> 8,25	17,20	13,90	20,15	> 50,10	–
V 23	–	–	–	–	–	–	–	> 22,75	> 10,25
V 24	–	–	–	–	> 1,35	14,90	26,00	48,50	> 16,65
V 31	–	–	–	–	–	–	–	–	> 21,25
V 36	–	–	–	–	–	–	–	> 37,50	23,00
V 37	–	–	–	–	–	–	–	–	> 23,35
V 40	–	–	–	–	–	–	–	> 42,40	24,45
V 41	–	–	–	–	–	–	–	–	> 21,65
V 45	–	–	–	–	–	–	–	> 19,55	26,95
V 46	–	–	–	–	–	–	–	> 6,10	23,20
V 48	–	–	–	–	–	–	–	> 19,90	25,75
V 51	–	–	–	–	–	–	–	–	> 26,25
V 54	–	–	–	–	–	–	–	> 14,50	27,35
V 55	–	–	–	–	–	–	–	–	> 23,75
V 57	–	–	–	–	–	–	–	> 25,60	27,00
V 62	–	–	–	–	–	–	–	> 4,25	23,85
V 64	–	–	–	–	–	–	–	> 25,95	23,30
V 65	–	–	–	–	–	–	–	–	> 22,20
V 66	–	–	–	–	–	–	–	> 16,50	24,10
V 67	–	–	–	–	–	–	–	> 45,85	22,90
V 70	–	–	–	–	–	–	–	–	> 16,65

> Schichtglied nicht vollständig durchteuft

– Nicht erbohrt

## Hardegsener Grobsandstein smHS

(Hardegsener Sandstein BOIGK 1956; Spessart-Grobsandstein LAEMMLEN 1961; Basissandstein der Hardegsen-Folge, Hardegsen-Abfolge 1 HERRMANN 1962; Geiersberg-Grobsandstein CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964; Spessart-Sandstein LAEMMLEN 1966/67; Grobsandstein WITTMANN 1972)

10 Kernbohrungen haben den Hardegsener Grobsandstein 14–20 m (im Mittel 17,15 m) mächtig durchtort. Profilaufnahmen dieses Abschnittes sind von den Bohrungen V14 und V18 in SCHWARZMEIER (1979: 161) und SCHWARZMEIER (1980: 145) publiziert.

Die Sandsteine sind mittel- bis grobkörnig, untergeordnet feinkörnig, violettrot bis blaßviolett bis weiß, häufig schräggeschichtet und tonig-eisenschüssig, teils quarzitisch gebunden. Die eingekieselten Partien weisen rotbraune, teils auch graugrüne Tongallen ( $\varnothing$  – 8 cm) und mit schwarzem Mulf auskleidete Korrosionslöcher ( $\varnothing$  – 10 cm) auf. Fast alle Kernbohrungen (Ausnahme V5) haben Kleingerölle erbracht, die jedoch in Größe und Häufigkeit gegenüber denen der älteren Geröllhorizonte zurücktreten. Auffallend häufen sich die Gerölle in den obersten 5 Profilmeter (vgl. Abb. 10), wo sie bis 6 mm Durchmesser (V22) erreichen. Die vereinzelten Kleingerölle nahe der Basis weisen bis 4 mm auf. Auf den Bankunterseiten finden sich Netzleisten, Strömungs- und Belastungsmarken (vgl. Kap. 3). Die relativ wenigen Tonsteinlagen, häufig in Form von Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen, sind bis 0,35 m mächtig. Der Tonsteinanteil liegt im Durchschnitt bei 5% und kann bis 10% erreichen.

## Hardegsener Wechselfolge smHW

(BOIGK 1959; Spessart-Plattensandstein LAEMMLEN 1961; Hardegsen-Abfolgen 2, 3, 4 HERRMANN 1962; Geiersberg-Wechselfolge CRAMER, WEINELT & WITTMANN 1964; Spessart-Wechselfolge LAEMMLEN 1966/67; Wechselfolge WITTMANN 1972)

Die Hardegsener Wechselfolge wurde von 9 Kernbohrungen 21–29 m (im Mittel 25,80 m) mächtig angetroffen (vgl. Tab. 2; detaillierte Schichtenverzeichnisse von V14 und V18 in SCHWARZMEIER 1979: 160–161; 1980: 145).

In die fein- bis grobkörnigen, blaßvioletten, weißgestreiften, teils stärker gebleichten, verbreitet schräggeschichteten, tonig-eisenschüssig, vereinzelt quarzitisch gebundenen Sandsteine sind sporadisch Quarzgerölle bis 6 mm Durchmesser eingestreut (vgl. Abb. 11). Insbesondere die eingekieselten Partien weisen einige Tongallen und -schmitzen ( $\varnothing$  – 8 cm) und mit schwarzem Mulf versehene Korrosionslöcher ( $\varnothing$  – 3 cm) auf. Das Gefüge kann an Bankfugen rogenartig entwickelt sein, die Körnung wechselt stark. In die Hardegsener Wechselfolge sind relativ viele rotbraune, glimmerreiche Schluff- und Tonsteinlagen eingeschaltet (vgl. Abb. 11), die in Bohrung V14 eine Mächtigkeit von 1,45 m erreichen. Der Tonsteinanteil liegt zwischen 10% und 15%. Dünnbankige Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen können 4,10 m mächtig werden (in V5). Als Besonderheit wurden in V11 (Teufe 30,80–30,85 m) rosafarbene Chalcedon-Knollen ( $\varnothing$  – 2 cm) erbohrt, ein Hinweis auf terrestrische Einflüsse (vgl. Kap. 4).

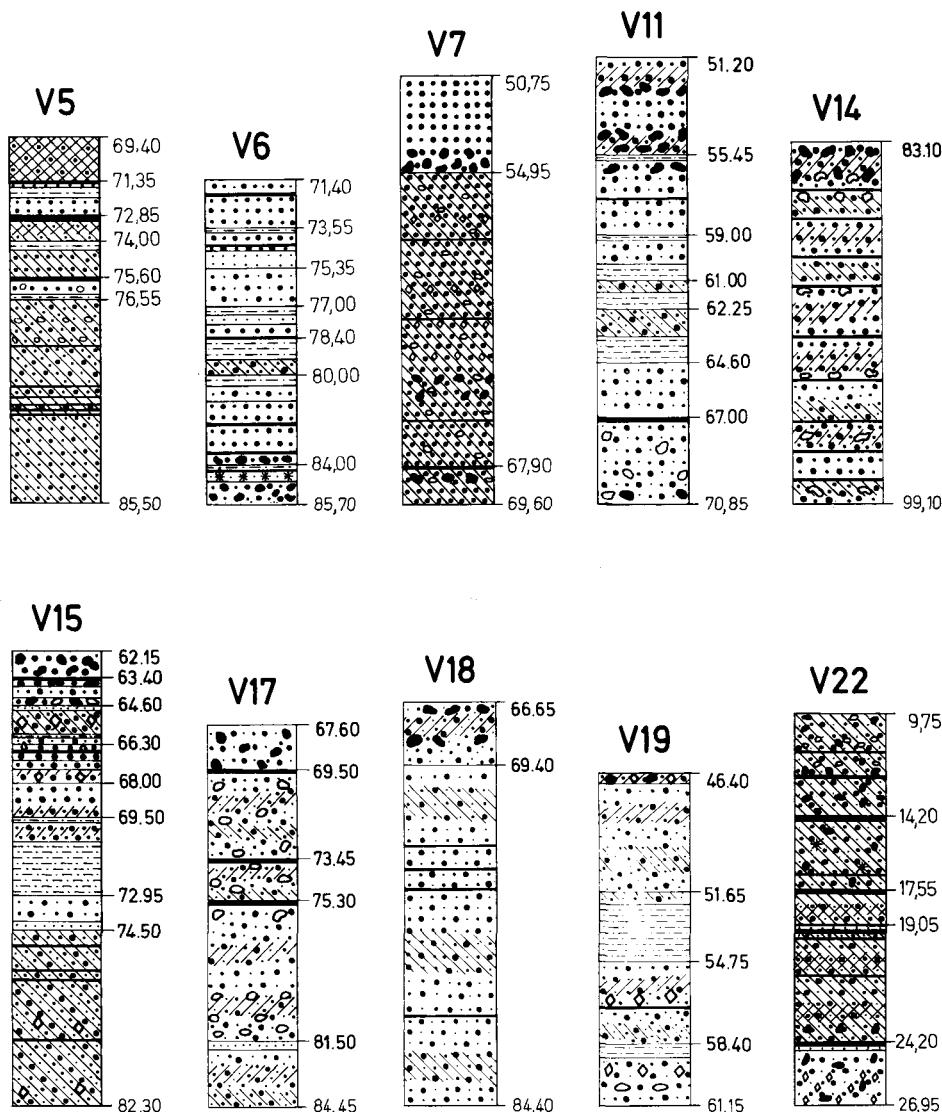


Abb. 10. Der Hardegsener Grobsandstein in den Kernbohrungen V5 bis V22 (Legende s. Abb. 9).

### Felssandstein smHF

(Oberer Geröllhorizont THÜRACH 1894; Kristallsandstein HILDEBRAND 1924)

Felssandstein einschließlich Karneol-Dolomit-Horizont haben 8 Kernbohrungen in einer Mächtigkeit von 19–25 m, im Mittel 22,25 m, durchörtert (Schichtenverzeichnisse von V14 und V18 in SCHWARZMEIER 1979: 160; 1980: 144–145).

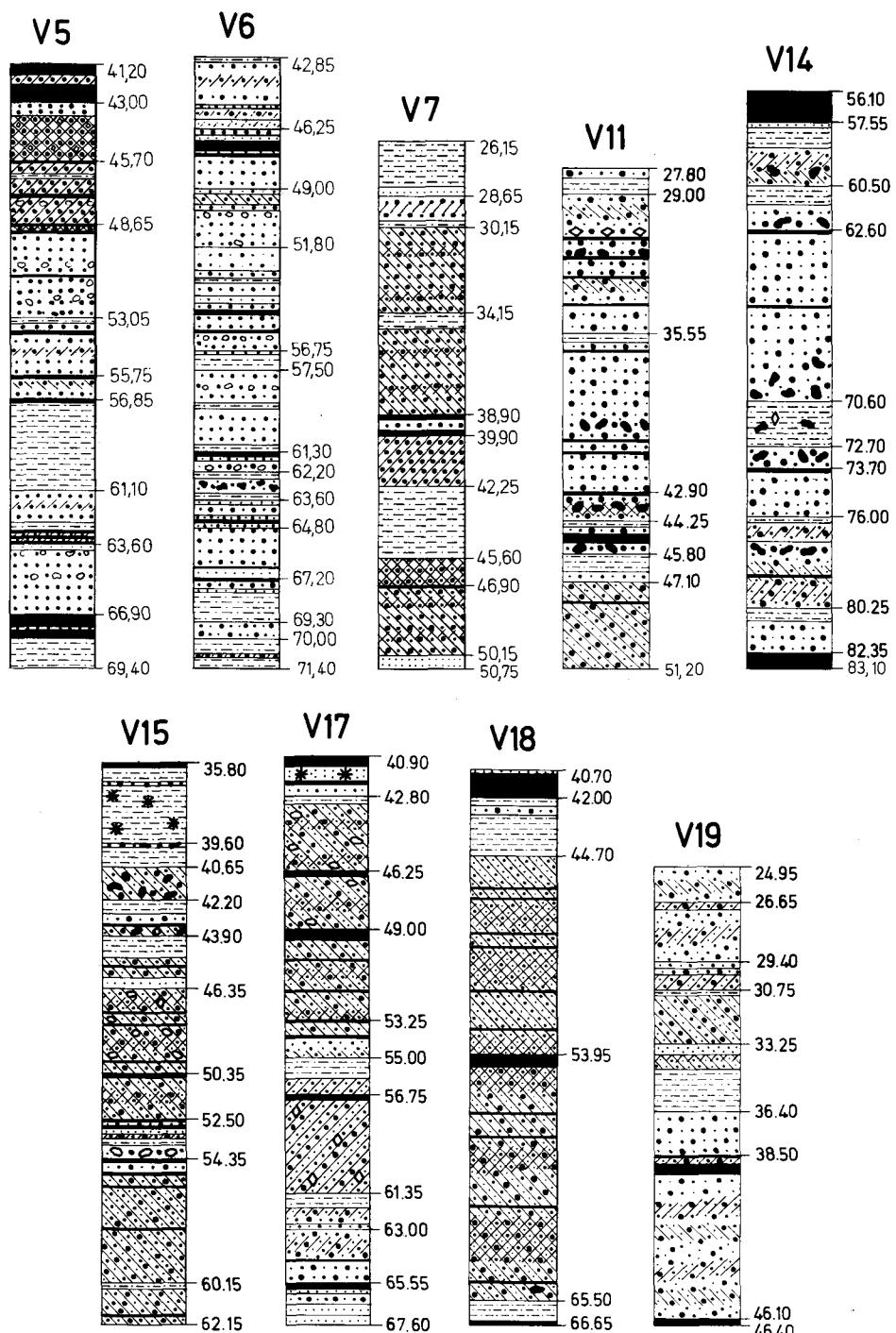


Abb. 11. Die Hardegsener Wechselfolge in den Kernbohrungen V5 bis V19 (Legende s. Abb. 9).

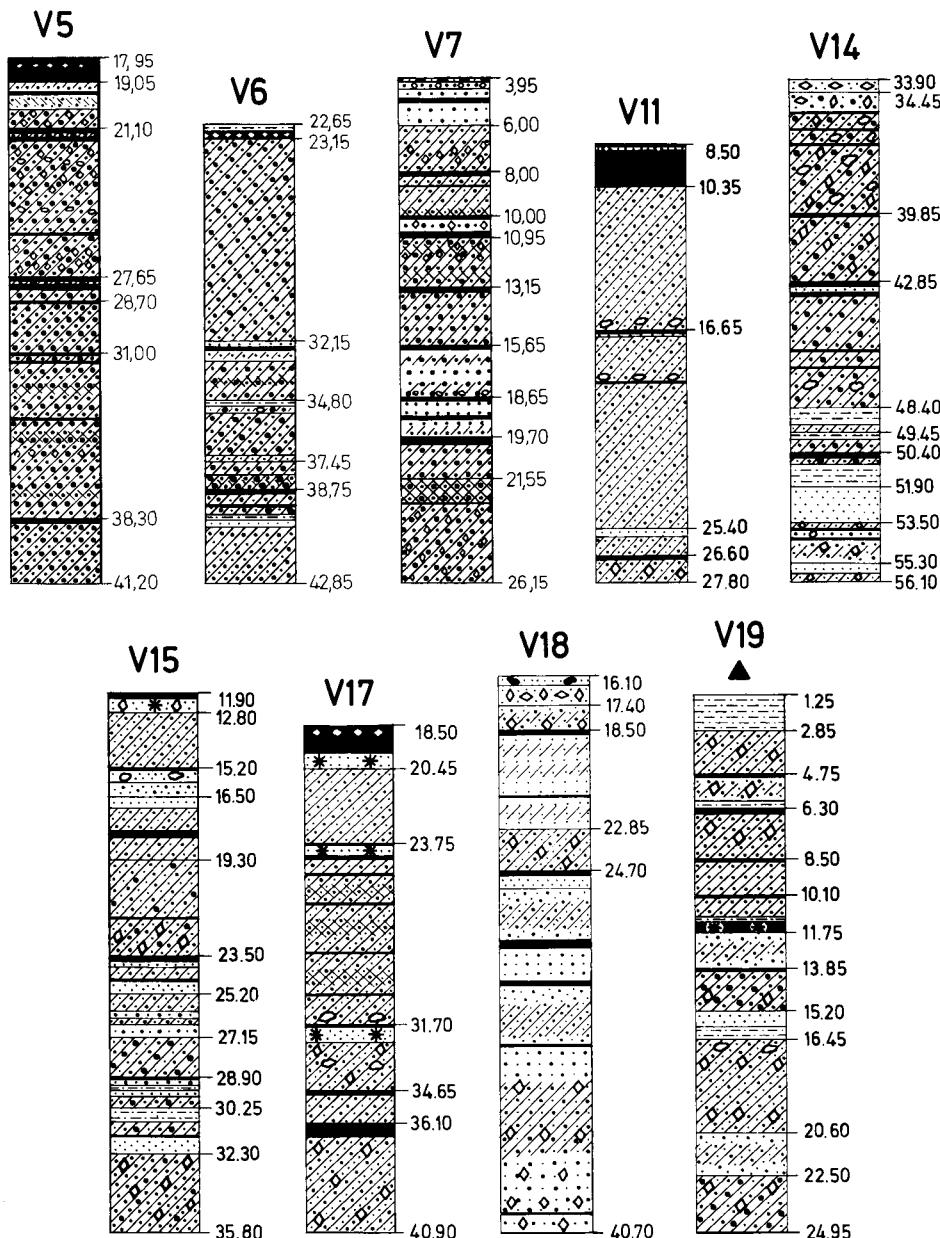


Abb. 12. Der Felssandstein (mit dem Karneol-Dolomit-Horizont) in den Kernbohrungen V5 bis V19  
(Legende s. Abb. 9).

Den Felssandstein bauen mittelkörnige, untergeordnet fein- und grobkörnige, violettrete und braunrote, teils weißgestreifte, fast durchweg quarzitisch gebundene (vgl. Abb. 12), mittel- bis dickbankige, meist massive, teilweise schräggeschichtete Sandsteine auf. Kleingerölle wurden in den Bohrungen im eigentlichen Felssandstein nicht beobachtet. Über das gesamte Profil sind rotbraune Tongallen und -schmitzen bis über 10 cm Durchmesser verteilt, die sich in den stark eingekieselten Horizonten massenhaft anreichern können. In diesen Lagen sind auch häufig mit schwarzem Mulf und losen Sandkörnern ausgekleidete Korrosionslöcher ( $\varnothing$  – 5 cm) anzutreffen (Entstehung s. Kap. 3). Manche Abschnitte sind von Hohlräumen völlig zerstetzt (vgl. Abb. 13, Teufe 18,20 – 18,65 m). Abgesehen vom Karneol-Dolomit-Horizont wird die Sandsteinfole nur von wenigen rotbraunen, teils glimmerhaltigen, nicht aushaltenden Tonsteinlagen, deren Mächtigkeit generell im dm-Bereich liegt (in V17 und V19 maximal 0,60 m), unterbrochen (Tonsteinanteil durchschnittlich 5%).

Der Karneol-Dolomit-Horizont KD (Karneol-Dolomit-Bank SCHUSTER 1933: 30, Schicht 7; Untere Violette Grenzzone LAEMMLEN 1966/67, WITTMANN 1972) bildet den oberen Abschluß des Felssandsteins (vgl. Tab. 1). In 8 Kernbohrungen wurden Mächtigkeiten von 0,50–2,05 m ermittelt (vgl. Tab. 3, Mittelwert 1,30 m; Schichtenverzeichnisse von V14 und V18 in SCHWARZMEIER 1979: 160; 1980: 144).

Der Horizont besteht überwiegend aus feinkörnigen, dunkelbraunroten, violetten, violetten, blauvioletten bis blauschwarzen, auch graugrünen, meist stark tonig, teils karbonatisch gebundenen, teils glimmerführenden, mürben Sandsteinen, die Kleingerölle (in V18 Ø 3 mm) und mit schwarzem Mulk auskleidete und mit grünen Reduktionshöfen versehene Korrosionslöcher (in V7 Ø – 1 cm) aufweisen können (vgl. Tab. 3). Schluffig-sandige, häufig plastische, rotbraune und graue Tonsteinlagen sind sehr unbeständig und können über 1 m Durchmesser erreichen

Tabelle 3: Ausbildung des Karneol-Dolomit-Horizonts

(1,70 m in V11). Sie liegen meist an der Hangendgrenze, nehmen aber auch manchmal das gesamte Profil ein (V5, V11). Charakteristisch und namengebend sind schlierige, weiße und rosafarbene, meist kalkhaltige Dolomitknuern (in V17 bis 10 cm Ø) und knollenförmige, weiße bis rosafarbene bis blaßviolette Chalcedonabscheidungen (Ø – 6 cm, vgl. Abb. 13 u. Tab. 3). Die chemische Zusammensetzung der Dolomitknuern eines benachbarten Aufschlusses zitiert SCHWARZMEIER (1979: 37). Farbe, Stoffbestand und Textur des Karneol-Dolomit-Horizonts geben wichtige und interessante Hinweise für den Rekonstruktionsversuch der paläogeographischen Verhältnisse (vgl. Kap. 4).

#### 2.4. Solling-Folge smS

(Mittlerer Buntsandstein 4; Solling-Gruppe BOIGK 1956; Solling-Folge KUTSCHER 1960)

Die Solling-Folge wurde von 8 Kernbohrungen angetroffen (vgl. Tab. 2, Abb. 14), von sieben davon 2,65–5,50 m mächtig durchteuft (im Mittel 3,60 m). Detaillierte Schichtenverzeichnisse der Bohrungen V14 und V18 finden sich in SCHWARZMEIER (1979: 160) und SCHWARZMEIER (1980: 144).

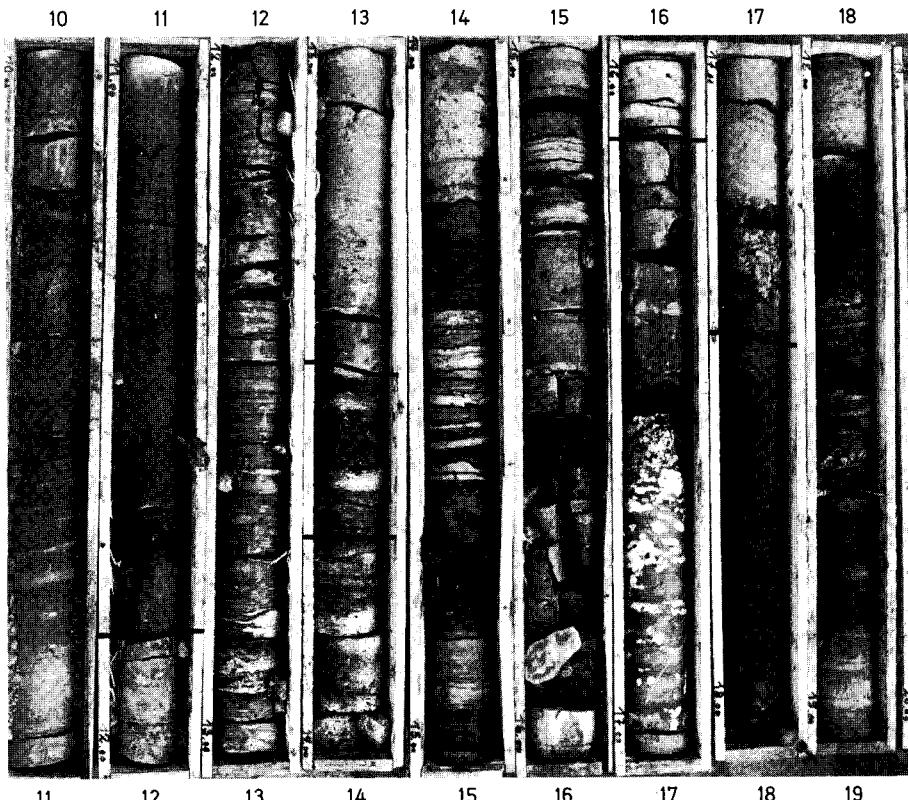


Abb. 13. Das Kernmaterial der Bohrung V18 von 10 m bis 19 m Teufe (–11,85 m Plattsandstein, –13,45 m Chirotherienschiefer, –13,70 m Thüring. Chirotheriensandstein, –16,10 m Solling-Sandstein, –17,40 m Karneol-Dolomit-Horizont, darunter Felssandstein).

### Solling-Sandstein smSS

(Karneol-Dolomit-Übergangsschichten SCHUSTER 1933: 30, Schichten 3 mit 6)

Der Solling-Sandstein wurde 2,40–5,00 m, im Durchschnitt 3,20 m mächtig ermittelt (vgl. Tab. 2). Er ist sehr uneinheitlich als fein- bis mittelkörniger, rotbrauner, violettrotter, violetter, blauer, graugrüner bis weißer, überwiegend quarzitisch, teils karbonatisch gebundener, schwach glimmerhaltiger, dünn- bis dickbankiger Sandstein entwickelt. Stellenweise sind die Sandsteinbänke von mit schwarzem Mulf auskleideten Korrosionslöchern ( $\varnothing$  meist –3 cm, in V7 –10 cm) gleichsam zerfressen, häufig wellig-wulstig gelagert mit grünen Tonbestegen auf den Fugen und von schwarzen, der Schichtung folgenden Poren durchzogen (vgl. Abb. 13). Tongallen sind selten (in V18  $\varnothing$  –3 cm). In Bohrung V14 wurden rosafarbene, kalkhaltige Dolomitknauern ( $\varnothing$  –2 cm) angetroffen, in Aufschlüssen der Umgebung auch Chalcedonknollen ( $\varnothing$  –10 cm, SCHWARZMEIER 1980: 43). Rotbraune bis violettrote bis grüne, durchschnittlich etwa 0,10 m dicke, unstete, schluffige Tonsteinlagen treten gegenüber den Sandsteinen zurück und äußern sich meist in Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen. Eine aushaltende Tonsteinlage an der Hangendgrenze des Solling-Sandsteins, der ein lithostratigraphischer Leitwert beikäme (Obere Violette Grenzzone LAEMMLEN 1966/67, WITTMANN 1972), kann nicht bestätigt werden (vgl. Abb. 14).

### Thüringischer Chirotheriensandstein smST

(Unterer Chirotheriensandstein i. e. S. SCHUSTER 1933: 29–30, Schicht 2)

Der Thüringische Chirotheriensandstein wurde von 7 Kernbohrungen 0,10 bis 0,65 m, im Mittel 0,40 m mächtig durchörtert (vgl. Tab. 2). Mit ihm endet gemäß der Neugliederung (ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974, vgl. Tab. 1) der Mittlere Buntsandstein. Ihn bauen fein-, untergeordnet mittelkörnige, überwiegend graugrüne bis weiße, teils violettrote bis blaßviolette (V5, V6, V18), meist quarzitisch, teils karbonatisch gebundene Sandsteine auf. Die Textur ist wulstig bis schliefig mit grünen Tonbestegen auf den Bankfugen oder violettroten bis grünen, schluffigen Tonsteinschliefen als Zwischenmittel. Für die Sandsteine, die gelegentlich hellen Glimmer führen, sind schwarze (Mn-Gehalt), der Schichtung folgende Porenreihen typisch.

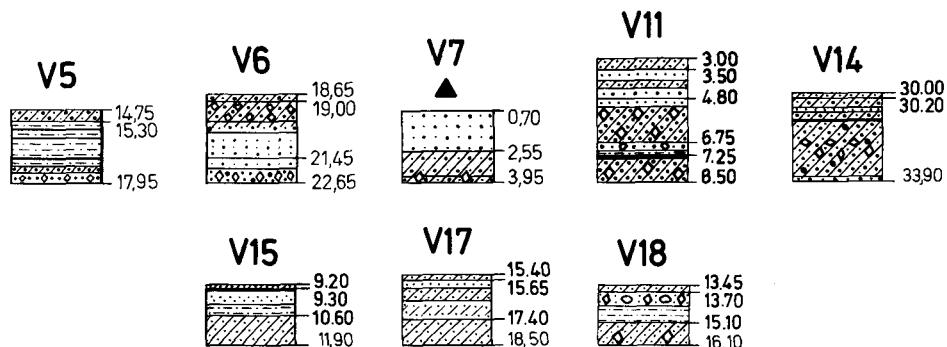


Abb. 14. Die Solling-Folge in den Kernbohrungen V5 bis V18 (Legende s. Abb. 9).

### 3. Sedimentologische und stratigraphische Betrachtungen

Der Mittlere Buntsandstein ist eine Sandstein-Tonstein-Wechselfolge, wobei der Tonsteinanteil in den Grobschüttungen und im Felssandstein bei 5% liegt, in den Wechselfolgen 5–10%, in der Hardegsener Wechselfolge bis 15% beträgt. Die in den Sandsteinen neben der Horizontalschichtung häufig anzutreffende Schrägschichtung (Schüttungsrichtungen West bis Ost, weit überwiegend NNE, vgl. TEYSEN & VOSSMERBÄUMER 1980) und die Linsen- und Flaserschichtung in der Solling-Folge werden in Abschnitt 4 näher betrachtet. Die Sandsteine sind dünn- bis sehr dickbankig ausgebildet (Bank-Ø –1,50 m), die Tonsteinlagen erreichen bis 1,45 m Stärke. In den Wechselfolgen können dünnbankige Tonstein-Sandstein-Wechselfolgen bis 5 m mächtig werden. Die in der Regel schlecht sortierten, zum Hangenden hin etwas gleichförmigeren Sandsteine sind überwiegend tonig-eisenschüssig gebunden. Die quarzitische Bindung tritt demgegenüber zurück, kann jedoch in Felssandstein und Solling-Folge stellenweise dominieren (vgl. Abb. 12 u. 14). In der Solling-Folge, insbesondere im Thüringischen Chirotheriensandstein, kommt auch die karbonatische Bindung vor.

Im Stadium der Frühdiagenese (syn- bis metasedimentär) treten insbesondere bei den Wechselfolgen aufgrund ihrer unterschiedlichen Durchlässigkeit Porenwasserüberdrücke auf. Dadurch werden Sediment-Instabilitäten akzentuiert bzw. labile aufgelöst, wobei es kleinräumig zu Schlieren und Wickeltexturen, im größeren Rahmen zu Setzungen im cm- bis dm-Bereich mit scharfen, geneigten Rändern kommt. Die Setzungen unterscheiden sich von tektonischen Erscheinungen durch die fehlende Bruchfläche und den allmählichen Übergang zwischen beiden Sedimentkörpern. Auf der Unterseite von Sandsteinbänken finden sich, insbesondere in der Hardegsen-Folge, falls tonige Schichten sie unterlagern, als frühdiagenetische Erscheinungen Strömungs- und Belastungsmarken. Durch metasedimentäres Austrocknen und anschließendes Aufreißen der Liegendschicht entstehen Schrumpfungsrisse, die von Material der Hangendschicht ausgefüllt werden und auf deren Unterseite die sog. Netzleisten entstehen lassen (bes. in Hardegsen- und Solling-Folge). Die primäre Farbe der Sedimente reicht bei den Sandsteinen von rotbraun über braunrot bis violettrot, die Tonsteine sind relativ einheitlich rotbraun gefärbt. Die Bleichungen (blaßviolettrot, blaßviolett, rosafarben) und Verfärbungen (bei Sandsteinen weiß, grau, grün; bei Tonsteinen grün) sind wieder metasedimentärer Natur, indem nach bereits schwacher Verfestigung des Sediments durch reduzierende Wässer die Fe(III)-Verbindungen (primäre Farbe) in Fe(II)-Verbindungen (sekundäre grünliche Farbtöne) übergeführt werden. Die Verfärbung geht mit der Durchlässigkeit des Sediments konform. Dies ist an der häufig anzutreffenden Streifung oder Flammung der Sandsteine gut zu beobachten, wo die Entfärbung den groben Anteilen innerhalb der graduierten Schichtung (in Horizontal- und Schrägschichtung) folgt. Rogenartige Sandsteine mit fehlender oder schwacher tonig-eisenschüssiger Bindung sind in der Regel entfärbt (weiß, grau), quarzitisch gebundene meist gebleicht, teils auch weiß. Durch topomineralische Effekte ist die Umgebung der Tongallen quarzitisch gebunden und meist gebleicht. In quarzitisch gebundenen Lagen, häufig im Detfurther Geröllsandstein und vor allem in Felssandstein und Solling-Folge, sind mit schwarzem Malm und losen Sandkörnern ausgekleidete Korrosionslöcher (Ø –10 cm in V7) anzutreffen, die nach SCHUSTER (1932: 49) durch Herauswittern Mn-haltiger Tongallen, nach REIS (1928: 6) durch Auslaugung dolomitischer Einschlüsse entstehen. Als wei-

tere Möglichkeit ist an die Auflösung ehemaliger Mn-haltiger, nicht eingekieselter Lockersandnester zu denken. Manche Abschnitte in Felssandstein und Solling-Sandstein sind von Hohlräumen völlig zersetzt.

Bei den Grobschüttungen fällt auf, daß die Geröllführung (Geröll-Ø – 15 mm) an der Hangendgrenze von Volpriehausener und Detfurther Geröllsandstein abrupt endet, während sie an der Liegendgrenze von smDS nur sporadisch einsetzt, meist jedoch einige Meter höher (vgl. Abb. 7 u. 8), und im smVS generell einige Meter über der Basis. Im Hardegssener Grobsandstein streuen die Gerölle unregelmäßig über den gesamten Profilbereich (Abb. 10) und sind auch in der Hardegssener Wechselsefolge relativ häufig vertreten (Abb. 11). Die Verhältnisse im Volpriehausener und Detfurther Geröllsandstein lassen an den Dachbank-Typ denken (vgl. WOLBURG 1968). Diese Deutung hätte insofern grundlegende Konsequenzen, da die derzeit für die Landesämter verbindliche Gliederung (ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974) auf dem Sohlbank-Zyklus beruht (RICHTER-BERNBURG 1974), d. h. eine Folge beginnt mit einer Grobschüttung (verursacht durch Hebung der Beckenränder oder Absenkung des Beckeninnern) und wird zum Hangenden hin feiner. Laut Definition des Dachbank-Zyklus müßte daher das Liegende des Volpriehausener Geröllsandsteins, der Tonlagen-Sandstein, zum basalen Zyklus des Mittleren Buntsandsteins gestellt werden. Die abrupte Beendigung der Geröllschüttungen kann man mit relativ schnellen Hebungen des Beckeninnern erklären. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß REIS bei seinen Kartierungen im Gebiet Spessart–Rhön erst 30–50 m über der Grenze des mittel- bis grobkörnigen Buntsandsteins das Einsetzen einer Gerölllage beobachtet hat (zitiert in SCHUSTER 1932: 44–45). REIS (1928: 5) selbst gibt 50 m an. Die von REIS genannte Höhendifferenz stimmt exakt mit der Mächtigkeit von Tonlagen-Sandstein und unterem geröllfreien Abschnitt des Volpriehausener Geröllsandsteins überein. Die grobkörnige Komponente im Tonlagen-Sandstein war für REIS ausschlaggebend und würde auch heute eine derartige Gliederung billigen. Mit diesen Ausführungen soll jedoch nicht an der mit vielen Mühen gefundenen Einheitsgliederung gerüttelt werden. Außerdem verbietet die bewährte Praxis (insbesondere bei Kartierung und Profildeutungen), mit der Geröllführung den Mittleren Buntsandstein beginnen zu lassen (einhergehend mit morphologischen Kriterien), eine andersartige Gliederung.

Die Mächtigkeitsschwankungen einzelner Abschnitte des Mittleren Buntsandsteins sind im relativ kleinen Untersuchungsgebiet recht beträchtlich, maximal betragen sie fast die Hälfte (vgl. smDW in Tab. 2). Die drei älteren Folgen weisen absolute Schwankungen von 10–11 Profilmetern auf, die sich fast mit dem Wert für den gesamten Mittleren Buntsandstein (ca. 15 m) messen können (insgesamt 175–190 m mächtig, im Mittel 185 m).

#### 4. Paläogeographische Aspekte

Die nach der variskischen Orogenese im Zechstein begonnene Ausbildung eines einheitlichen Sedimentationsbeckens in Mitteleuropa setzte sich im Buntsandstein fort. Die Ausweitung des sog. Germanischen Beckens erfolgte besonders in Richtung der Längsachse nach Südwesten etwa entlang der Linie Würzburg–Basel. Die Hochgebiete, die das Becken rahmten, waren im Osten die Böhmischa Masse,

im Südosten der Vindelizische Rücken und im Westen die Gallische Schwelle mit dem Ardennischen Festland (vgl. SCHNITZER 1964, 1969). Schon THÜRACH (1894) hat ein flaches, wasserbedecktes Becken und eine Materialzufuhr aus Südwesten angenommen. Alle bisherigen Untersuchungen bestätigen die seit BRINKMANN (1933) herrschenden Vorstellungen einer generell von Südsüdwest nach Nordnordost ge-

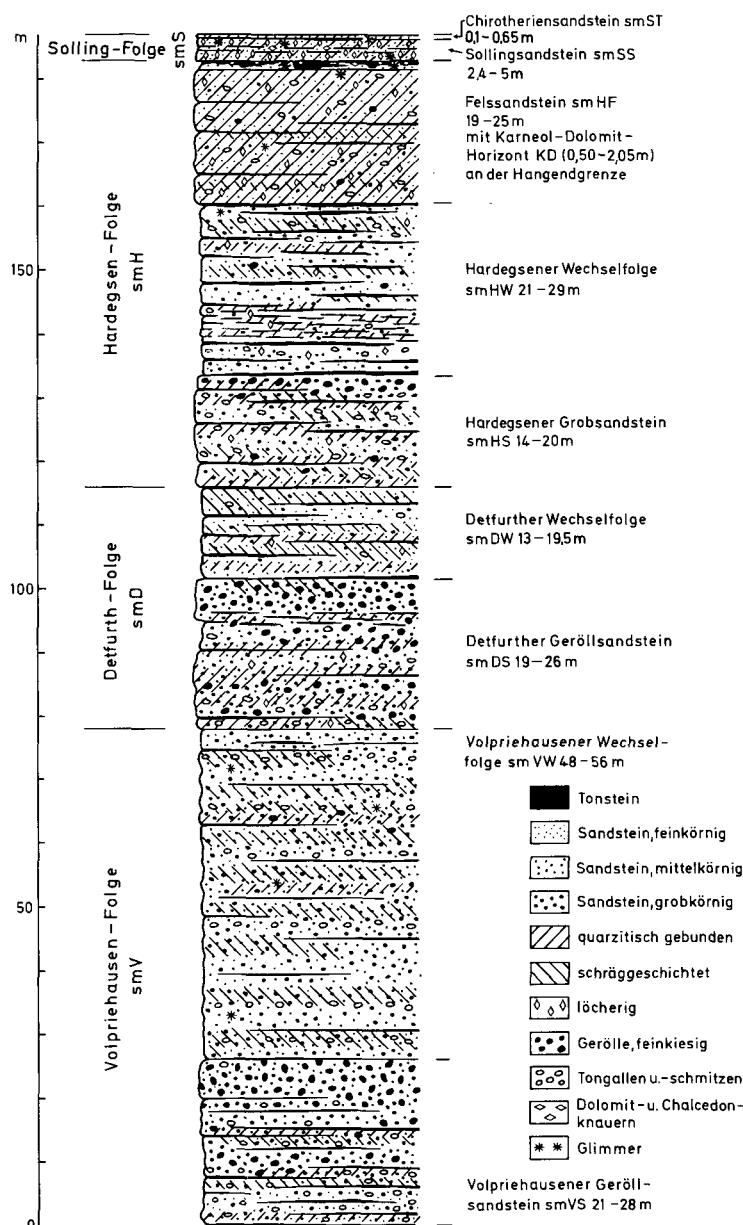


Abb. 15. Standardprofil des Mittleren Buntsandsteins im Ostspessart, entworfen nach den Bohrergebnissen.

richteten Schüttung. Die Abtragungsgebiete lagen wenig über dem Niveau des Sedimentationsraumes, so daß durch epirogenetische Absenkungen relativ große Gebiete ingressiv erfaßt werden konnten.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Mittleren Buntsandstein im Bereich der auch während des Buntsandsteins existenten, in ihrer Bedeutung gegenüber Rotliegendem und Zechstein jedoch abgeschwächten Spessart-Schwelle, nach SCHNITZER (1969) im Grenzbereich zweier „Sedimentfächer“, deren Schwermineralspektrum im Nordwesten eine Turmalinvormacht, im Südosten ein hoher Apatitanteil kennzeichnen. In dieser Zeit sorgen stärkere epirogenetische Bewegungen für eine Differenzierung des Raumes, eine Belebung der Erosion und damit eine Verstärkung der fluviatilen Sedimentation. Davon zeugen mehrere geröllführende Grobschüttungen, in denen die zyklische Gliederung des Mittleren Buntsandsteins in Folgen begründet ist. Die Liefergebiete (Böhmisches Massiv, Gallische Schwelle) variieren in ihrer Bedeutung (vgl. LAEMMLEN 1966/67; HEIM 1974; LEGGEWIE, FÜCHTBAUER & EL-NAJJAR 1977; DIEDERICH & EHRENBURG 1977; KREMIANS 1977; MAHADJER 1977). Nach KREMIANS (1977) sprechen die hohen „smoky quartz“-Gehalte, durch radioaktive Strahlung verfärbte Quarzkörper (vgl. SCHNITZER 1977), dafür, daß in den Liefergebieten Granite, Pegmatite und quarzführende Ergußgesteine vorherrschen.

Der Sedimentationsraum in diesem Teil des Germanischen Beckens muß während des Mittleren Buntsandsteins sehr flach gewesen sein. Die Flüsse haben ihre Fracht am Beckenrand abgelagert. Das Material ist anschließend unter ständiger Umlagerung durch das Agens Wasser, sei es unter seichter Wasserbedeckung (maximal wenige Dekameter), sei es durch fluviatile Transport, zum Beckenzentrum hin verfrachtet worden. Die Sedimentationsform mag dabei ständig, sei es zeitlich oder räumlich, gewechselt haben, da sich aufgrund der geringen Wassertiefe Niederschlagsschwankungen und Trockenzeiten gravierend auf den Wasserspiegel auswirkten. Nicht zu vergessen ist der Wind, der in dem seichten Becken großen Einfluß auf Wasserstand und Strömung nehmen konnte. Das Klima mag subtropisch-humide bis semiaride Züge aufgewiesen haben (ORTLAM 1969). Im süddeutschen Raum war das Germanische Becken aufgrund seiner Flachheit durch den starken fluviatilen Einfluß weitgehend ausgesüßt. Die Ablagerungsverhältnisse kennzeichnen der Begriff „amphibisch“ recht treffend, den durch die Umlagerungen bedingten ständigen Wechsel zwischen unterschiedlich seichter Wasserbedeckung und Auftauchbereichen in Raum und Zeit.

Aus den Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen stratigraphischen Abschnitte (vgl. Tab. 2, Ende Kap. 3) läßt sich interpretieren, daß im Bereich der Beckenachse das Sedimentmaterial nach langwierigem Transport (Gerölle in den Bohrungen nur bis maximal 15 mm Durchmesser) durch die ständigen Umlagerungen wohl unterschiedlich mächtig zum Absatz kam. Die Unterschiede waren jedoch insofern begrenzt, daß größere Reliefdifferenzen durch das aquatische Milieu verhindert wurden. Dies gilt auch für die gesamte Buntsandsteinstufe (Mächtigkeitsschwankungen bis 15 m), da eine Summierung von Reliefunterschieden der einzelnen Folgen ab einer gewissen Größe vom Relief her ebenfalls nicht mehr möglich war bzw. wieder ausgeglichen wurde.

Das sehr abwechslungsreiche Sedimentationsgeschehen dokumentieren Schrägschichtung (wobei die SSW–NNE-Richtung dominiert, vgl. TEYSSEN &

VOSSMERBÄUMER 1980), auf engstem Raum lateral und vertikal oft sehr schnell sich ändernde Sedimente (Grobsandstein mit Kleinkies bis Tonstein, dünnbankige Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen bis zu 5 m Mächtigkeit), schlechte Sortierung der Sandsteine, Gerölle in tonig-schluffigen Lagen und die teils massenhafte Anhäufung von Tongallen (Teile von durch Strömung zerrissenen, bereits schwach verfestigten Tonsteinlagen werden in Sandlagen, insbesondere gröberen, eingerollt) und Ton-schmitzen (noch eckig). Die bis zu 1,45 m mächtig angetroffenen Tonsteinlagen sind Stillwasserabsätze in sehr kleinräumigen, isolierten „Pfützen“ oder subaquatischen Bereichen, die von nachfolgenden Strömungseinflüssen nicht zu Tongallen bzw. -schmitzen „verarbeitet“ wurden. Der Tonsteinanteil liegt in den Geröllsandsteinen und dem Felssandstein bei durchschnittlich 5%, in den Wechselfolgen bei 5–10%, in der Hardegsener Wechselfolge kann er bis 15% erreichen. Aufgrund der sehr wechselhaften Sedimentation können Sandsteinbänke oder Tonsteinlagen selbst eng benachbarter Bohrungen nicht einander zugeordnet werden. Vertikale Häufungen von Tonsteinlagen (z. B. Mitte smVS, teils Beginn oberes Drittel smDS, generell smHW) oder geröllführenden Bänken zeigen lediglich längere Zeiträume mit relativ ruhigen bzw. bewegteren Sedimentationsbedingungen an. Ab einschließlich Felssandstein tritt das grobe Korn in den Hintergrund, das Relief und damit die Wasserbedeckung wird generell geringer, es gibt häufigere Auftauchphasen und größere Auftauchbereiche. Die terrestrischen Einflüsse äußern sich in Bodenbildungen (violetten Zonen), Einkieselungen (Häufung der quarzitischen Bindung), Chalcedon- und Dolomitkonkretionen (KD, smS, als Besonderheit smHW). Der Karneol-Dolomit-Horizont an der Wende Hardegsen-/Solling-Folge zeigt als Erosionsdiskordanz bzw. Rest einer alten Landoberfläche (vgl. HILDEBRAND 1929, HERRMANN 1962, TRUSHEIM 1963, ORTLAM 1967, 1974, 1980, LEPPER 1970, PUFF 1970, SCHWARZMEIER 1978) eine Einengung des Beckens, besonders im Bereich der heutigen Rhön, an (vgl. KRÄMER & KUNZ 1968, BACKHAUS 1974). Während der Solling-Folge herrschen im sehr flachen Becken kleinräumig stark unterschiedliche Sedimentationsbedingungen. Während die südosthessische Fazies bis 38 m mächtige, grobkiesige Gerölle führende Sandsteine auszeichnet (vgl. LAEMMLEN 1966/67, BACKHAUS 1968, LEPPER 1970, DIEDERICH & EHRENBURG 1977), die für eine Belebung des Reliefs sprechen, sind im mainfränkischen Gebiet, dem das Arbeitsgebiet angehört, geringmächtige, feinkörnige Sedimente festzustellen, die kleinräumig stark variieren. Ursache für die Faziesunterschiede mag eine Belebung der Spessart-Schwelle gewesen sein. Einige nicht aushaltende Horizonte können als alte Landoberflächen (Boden- und Wurzelhorizonte) angesprochen werden (vgl. HERRMANN 1962). Es ist ein Nebeneinander von Bodenbildung und Sedimentation zu konstatieren, was auf eine stärker gegliederte amphibische Landschaft schließen lässt. Der Wechsel in der Ton-Sand-Sedimentation äußert sich zum Teil in Linsen- und Flaserschichtung. Teile des Solling-Sandsteins und Thüringischer Chirotheriensandstein im Dach des Mittleren Buntsandsteins weisen mit ihrer teils wulstigen bis schlierigen Textur und den Rippelmarken auf Schichtflächen auf Sedimentation in bewegtem Flachwasser hin.

Auffallend ist die Fossilarmut. Sie ist zum einen auf das Milieu (flaches Süßwasser bis evtl. schwach brackisches Wasser, wechselnde Strömungsverhältnisse), zum anderen auf die schlechten Überlieferungschancen (ständige Sedimentumlagerungen, teils stärkere Strömungen) zurückzuführen. In den Bohrkernen wurde keinerlei Fauna beobachtet. Aus dem Untersuchungsgebiet und der näheren Umgebung

sind aus Hardegsen- und Solling-Folge lediglich Lebensspuren bekannt. Es handelt sich um Fährtenabdrücke des Landsauriers *Chirotherium* (smHS, smS) und der Schildkröte *Agostropus falcatus* (smS), eine Kehlbrustplatte eines Stegocephalen (smHF) und, relativ häufig, um Kriechspuren und Bohrgänge von Würmern, vor allem *Corophioides* (REIS 1928, SCHEINPFLUG 1977, SCHWARZMEIER 1979, 1980).

## 5. Literatur

- ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A25**: 123–125, Hannover 1974.
- BACKHAUS, E. (1968): Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald-Rhön und Thüringer Wald. – Oberrhein. geol. Abh., **17**(1): 1–164, Karlsruhe 1968.
- (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. – Geol. Rdsch., **63**(3): 925–942, Stuttgart 1974.
- BOIGK, H. (1956): Vorläufige Mitteilung über eine neue Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im Raume Südhannover. – Geol. Jb., **72**: 325–340, Hannover 1956.
- (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597–636, Hannover 1959.
- BRINKMANN, R. (1933): Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandstein. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Fachgr. IV (Geol. Mineral.), **32**: 1–12, Göttingen 1933.
- BÜCKING, H. (1892): Der nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **12**: 274 S., Berlin 1892.
- CRAMER, P. (1964): Buntsandstein – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 2. Aufl.: 69–81, München 1964.
- CRAMER, P. & WEINELT, W. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5922 Frammersbach. – 137 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1978.
- CRAMER, P., WEINELT, W. & WITTMANN, O. (1964): Normalprofil durch den Buntsandstein des bayerischen Spessarts. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 2. Aufl.: 73, Abb. 8, München 1964.
- DIEDERICH, G. & EHRENBURG, K.-H. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000 Blatt Nr. 5721 Gelnhausen. – 2. Aufl.: 256 S., Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.) 1977.
- HEIM, D. (1974): Über die Feldspäte im germanischen Buntsandstein, ihre Korngrößenabhängigkeit, Verbreitung und paläogeographische Bedeutung. – Geol. Rdsch., **63**(3): 943–970, Stuttgart 1974.
- HERRMANN, A. (1962): Epigene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – Geol. Jb., **81**: 11–72, Hannover 1962.
- HILDEBRAND, E. (1924): Geologie und Morphologie der Umgebung von Wertheim a. M. – Diss., Freiburg i. Br. 1924.
- (1929): Die stratigraphische Stellung des Karneolhorizonts. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, **1929**: 41–49, Stuttgart 1929.
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1968): Zur Sedimentation des höheren Buntsandsteins in Osthessen und Südniedersachsen. – Oberrhein. geol. Abh., **17**(2): 193–216, Karlsruhe 1968.
- KREMIANS, R. D. (1977): Sedimentuntersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des Spessarts unter besonderer Berücksichtigung stratigraphischer Problemstellung. – Diss., Würzburg 1977. – [Masch.-Schr.].
- KUTSCHER, F. (1960): Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Mittleren Buntsandsteins in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 243–245, Wiesbaden 1960.

- LAEMMLEN, M. (1961): Die Aufteilung der Hersfelder Gruppe der Mittleren Buntsandsteins. – *Z. dt. geol. Ges.*, **112**: 491–512, Hannover 1961.
- (1962): Profil durch den Buntsandstein im Spessart. – *Festschr. Hermann Aldinger*: 105–124, Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- (1966/67): Der Mittlere Buntsandstein und die Solling-Folge in Südhessen und in den südlich angrenzenden Nachbargebieten. – *Z. dt. geol. Ges.*, **116**[1964]: 908–949, Hannover 1966/67.
- LEGGEWIE, R., FÜCHTBAUER, H. & EL-NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). – *Geol. Rdsch.*, **66**(2): 551–576, Stuttgart 1977.
- LEPPER, J. (1970): Neue Ergebnisse lithostratigraphisch-fazieller Detailuntersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar. – *Diss.*, Würzburg 1970. – [Fotodr.].
- LEYTHAEUSER, D. (1965): Erläuterungen zur geologischen Kartierung auf dem Süd-Drittel des Gradabteilungsblattes Nr. 6023 Lohr 1:25 000. – *Dipl.-Arb.*, Würzburg 1965. – [Unveröff.].
- MAHADJER, D. (1977): Sedimentologische Untersuchungen im Heigenbrückener und Felssandstein unter besonderer Berücksichtigung der Paläogeographie. – *Diss.*, Würzburg 1977. – [Masch.-Schr.].
- MURAWSKI, H. (1954): Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **4**: 145–163, Stuttgart 1954.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – *Geol. Jb.*, **84**: 485–590, Hannover 1967.
- (1969): Fossile Böden im rechtsrheinischen, höheren Buntsandstein, ihre Ursache, Entstehung und stratigraphische Bedeutung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **118** [1966]: 238–239, Hannover 1969.
- (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **63**(3): 850–884, Stuttgart 1974.
- (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – *Geol. Rdsch.*, **69**(2): 581–593, Stuttgart 1980.
- PUFF, P. (1970): Zur Grenzziehung und Paläotektonik im höheren Buntsandstein. – *Geologie*, **19**: 803–812, Berlin 1970.
- REIS, O. M. (1928): Erläuterungen zum Blatt Würzburg Nr. XXIII der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Würzburg. – 54 S., München 1928.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – *Geol. Jb.*, **A25**: 127–132, Taf. 1, Hannover 1974.
- SALGER, M. & SCHWARZMEIER, J. (1985): Tonmineralogische Untersuchungen im Buntsandstein des Ostspessarts. – *Geologica Bavaria*, **87**: 91–96, München 1985.
- SCHEINPFLUG, A. (1977): Chirotherien-Fährten aus dem östlichen Spessart. – *Aufschluß*, **28**: 1–14, Heidelberg 1977.
- SCHMID, H. & WEINELT, W. (1978): Lagerstätten in Bayern. Erze, Industriemineralien, Salze und Brennstoffe. Mit einer Lagerstättenkarte 1:500 000. – *Geologica Bavaria*, **77**: 160 S., München 1978.
- SCHNITZER, W. A. (1964): Zur Paläogeographie des Buntsandsteins in Mainfranken. – *Geologica Bavaria*, **53**: 7–11, München 1964.
- (1969): Zur Paläogeographie des Buntsandsteins im germanischen und alpinen Sedimentationsraum in Bayern. – *Z. dt. geol. Ges.*, **118** [1966]: 247–255, Hannover 1969.
- (1977): Die Quarzkornfarben-Methode und ihre Bedeutung für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung psammitischer Sedimente: natürliche Quarzkornfarben und Bestrahlungsanalyse. – *Erlanger geol. Abh.*, **103**: 28 S., Erlangen 1977.
- SCHUSTER, M. (1932): Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. I. Der Untere und Mittlere Buntsandstein. – *Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, **7**: 62 S., München 1932.
- (1933): Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. a. Die Grenzschichten zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein. – *Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, **9**: 58 S., München 1933.

- (1939): Geologische Manuskriptkarte 1:25 000 Blatt 5923 Rieneck, aufgenommen von O. M. REIS, G. BARTH u. M. SCHUSTER. — München 1939. — [Unveröff. Ms., Bayer. Geol. L.-Amt].
- SCHWARZMEIER, J. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6024 Karlstadt und zum Blatt Nr. 6124 Remlingen. — 155 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1978.
- (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6123 Marktheidenfeld. — 174 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1979.
- (1980): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6023 Lohr a. Main. — 159 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1980.
- (1981): Buntsandstein. — In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 3. Aufl.: 41–46, München 1981.
- (1984): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6122 Bischbrunn. — München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984. — [Im Druck].
- TEUSCHER, E. O. & WEINELT, Wl. (1972): Die Metallogenese im Raume Spessart–Fichtelgebirge–Oberpfälzer Wald–Bayerischer Wald. — *Geologica Bavaria*, **65**: 5–73, München 1972.
- TEYSSEN, T. & VOSSMERBÄUMER, H. (1980): Schrägschichtungsanalyse am Beispiel des Buntsandsteins in Nordbayern. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1980**(10): 620–642, Stuttgart 1980.
- THÜRACH, H. (1894): Bericht über die Exkursionen am 29. und 30. März und 1. April. — *Ber. Versamml. oberrhein. geol. Ver.*, **27**: 27–71, Stuttgart 1894.
- (1895): Bemerkungen über die Gliederung des Buntsandsteins im Spessart. — *Ber. Versamml. oberrhein. geol. Ver.*, **28**: 44–50, Stuttgart 1895.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. — *Erdoel, Z. Bohr- u. Fördertechnik*, **79**: 277–292, Wien–Hamburg 1963.
- WEINELT, Wl. (1972): Mineralgänge. — In: WITTMANN, O.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6022 Rothenbuch: 47–54, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1972.
- WITTMANN, O. (1972): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6022 Rothenbuch. — 102 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1972.
- WOLBURG, J. (1968): Vom zyklischen Aufbau des Buntsandsteins. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1968**: 535–559, Stuttgart 1968.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 7. 9. 1984.

## Tonmineralogische Untersuchungen im Buntsandstein des Ostspessarts

Von MATTHIAS SALGER und JOSEF SCHWARZMEIER

Mit 1 Abbildung und 2 Tabellen

### Kurzfassung

An Tonsteinlagen von drei Kernbohrungen im Bereich des Hafenlohrtals (nordwestlich Marktheidenfeld) und zwei Aufschlüssen südlich und nordöstlich davon wurden im Buntsandstein (Tonlagen-Sandstein suST bis Obere Röttonsteine so4T) des Ostspessarts tonmineralogische Untersuchungen durchgeführt (Tonfraktion < 2  $\mu$ ). Unterer (Tonlagen-Sandstein) und Mittlerer Buntsandstein (bis einschließlich Hardegsen-Folge) weisen relative Tonmineralkonzentrationen von 86–90% Illit und 10–14% Chlorit auf (festländisches Milieu). Ähnliche Verhältnisse herrschen im Plattsandstein (Oberer Buntsandstein). An der Grenze Mittlerer (Solling-Folge)/Oberer Buntsandstein (Chirotherienschiefer) zeigen die starke Abnahme des Chlorits und die Aggradation des Illits marinen Einfluß an, der sich in den Unteren und insbesondere in den Oberen Röttonsteinen verstärkt (Merkmale eines Eindampfungsbeckens).

	Seite
1. Einleitung . . . . .	91
2. Geologische Situation . . . . .	92
3. Tonmineralogische Untersuchungen . . . . .	94
4. Folgerungen . . . . .	95
5. Literatur . . . . .	96

### 1. Einleitung

Der Probennahme für tonmineralogische Untersuchungen stellen sich im Buntsandstein, speziell in der mittleren Stufe, meist Hindernisse in den Weg. Zum einen sind die Aufschlüsse dünn gesät, oft schwer in das stratigraphische System einzuordnen und schwierig zu beproben (bei hohen Steinbruchwänden), zum anderen ist das Material häufig nicht frisch genug. Für die vorliegende Arbeit konnten diese Schwierigkeiten ausgeschaltet werden, da feinstratigraphisch aufgenommene Kernbohrungen im Hafenlohrtal und seiner näheren Umgebung (im Ostspessart nordwestlich Marktheidenfeld) im frischen Zustand beprobt werden konnten (Tonlagen-Sandstein des Unteren Buntsandsteins, Mittlerer Buntsandstein, Oberer Buntsandstein bis Plattsandstein, vgl. Tab. 2). Es handelt sich um die Bohrungen V11 (Kurzprofil SCHWARZMEIER 1980: 143, Beil. 1; 1985: Abb. 1, Tab. 2), V16 (Kurzprofil SCHWARZMEIER 1979: 162, Beil. 1; 1985: Abb. 1, Tab. 2) und V18 (ausführliches Profil SCHWARZMEIER 1980: 144–146, Abb. 10, Beil. 1; 1985: Abb. 1,

Tabelle 1: Daten der Probennahmepunkte (vgl. hierzu Tab. 2)

Aufschluß	Blatt-Nr.	Rechts-Wert	Hoch-Wert	Analysen-Nr.	Stratigraphie
<b>A 2</b>	6024	35 49 440	55 40 280	1882 u. 1883	so4 T
<b>A 1</b>	6123	35 41 550	55 22 850	1881	so3 T
<b>V 18</b>	6023	35 39 970	55 30 340	1577 bis 1679	smVW bis so2
<b>V 11</b>	6023	35 38 510	55 29 670		smVW bis so1
<b>V 16</b>	6123	35 40 025	55 29 080		suST und smVS

Abb. 13, Tab. 2). Im Oberen Buntsandstein runden frische Proben aus den Untereren Röttonsteinen (mittlerer Bereich; Aufschluß A1, Ziegeleigrube Hummelhecken, ca. 7 km südlich der Bohrungen; Profil in SCHWARZMEIER 1979: 139) und Oberen Röttonsteinen (mittlerer Bereich; Aufschluß A2, Ziegeleigrube Wiesenfeld, ca. 14,5 km nordöstlich der Bohrungen; SCHWARZMEIER 1978: Abb. 6, 140) die Probennahme ab. Die Daten der Kernbohrungen und Aufschlüsse (Lage etc.) sind in Tab. 1 zusammengestellt. Es fanden nur Tonsteinlagen Verwendung, analysiert wurden die Tonminerale der Tonfraktion  $< 2 \mu$ .

## 2. Geologische Situation

Makroskopisch lassen sich die Tonsteinproben mehreren Kategorien zuordnen:

- Tonlagen-Sandstein (Unterer Buntsandstein) bis einschließlich Hardegsen-Folge (Mittlerer Buntsandstein, ohne Karneol-Dolomit-Horizont) weisen einheitlich ausgebildete, rotbraune Tonsteinlagen auf (V16, V11, V18).
- Die Tonsteine von Karneol-Dolomit-Horizont und Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) sind stärker sandig, ihre Färbung wechselt zwischen Rotbraun, Violett, Blaugrau, Graugrün und Grün (V11, V18).
- Die Tonsteine der Chirotherienschiefer (Oberer Buntsandstein) sind meist reiner („fetter“), teils geflammt, schlierig-wulstig gelagert und ähneln in ihrer Farbe denen der Solling-Folge, wobei der Stich ins Blauviolette auffällt (V11, V18).
- Die schluffigen Tonsteinlagen des Plattensandsteins (Oberer Buntsandstein) sind einheitlich rotbraun gefärbt (V18).
- Die Untereren Röttonsteine heben sich davon mit ihren sattroten bis braunroten, teils grauvioletten Farben, im unteren Bereich sekundär teils graugrün bis blaß-violett reduziert, ab (A1).
- Den Oberen Buntsandstein beschließen nach oben hin die Oberen Röttonsteine, für deren rotbraune Tonsteinlagen der Stich ins Violette typisch ist (A2). Örtlich treten gehäuft graugrüne Reduktionshorizonte auf (A2, vgl. SCHWARZMEIER 1978: Abb. 6), der oberste Abschnitt ist stets reduziert (Myophorien-schichten).

Vollständige Schichtenbeschreibungen der beprobten stratigraphischen Abschnitte sind den Erläuterungen zu den Geologischen Karten Nr. 6024 und 6124

Karlstadt und Remlingen (SCHWARZMEIER 1978), Nr. 6123 Marktheidenfeld (SCHWARZMEIER 1979) und Nr. 6023 Lohr a. Main (SCHWARZMEIER 1980) sowie der Arbeit SCHWARZMEIER (1985) in vorliegendem Geologica-Band 87 zu entnehmen.

Tabelle 2: Stratigraphie des Buntsandsteins und Probennahmebereiche

Stratigraphie		V11	V16	V18	A1	A2
Oberer Buntsandstein so	Oberer Buntsandstein 4 so4 T Obere Röttonsteine mit Myophorienschichten					■
	so4 Q Rötquarzit					
	Oberer Buntsandstein 3 so3 T Untere Röttonsteine				■	
	so3 Q Grenzquarzit					
	Oberer Buntsandstein 2 so2 Plattsandstein			■		
	Oberer Buntsandstein 1 so1 Chirotherienschiefer	■				
Mittlerer Buntsandstein sm	smS Solling-Folge smST Thür. Chirotheriensandstein					
	smSS Solling-Sandstein					
	smH Hardegsen-Folge smHF Felssandstein mit Karneol-Dolomit- Horizont		■			
	smHW Hardegsener Wechselfolge			■		
	smHS Hardegsener Grobsandstein					
	smD Detfurth-Folge smDW Detfurthener Wechselfolge		■			
Unterer Buntsandstein su	smDS Detfurthener Geröllsandstein					
	smV Volpriehausen-Folge smVW Volpriehausener Wechselfolge		■			
	smVS Volpriehausener Geröllsandstein			■		
	suS Salmünster-Folge suST Tonlagen-Sandstein (Miltenberger Wechselfolge)				■	
	suSB Basis-Sandstein (Oberer Miltenberger Sandstein)					
	suG Gelnhausen-Folge suGD Dickbank-Sandstein (Unterer Miltenberger Sandstein)					
	suGE ECKscher Geröllsandstein					
	suGH Heigenbrückener Sandstein					
	suB Bröckelschiefer-Folge					

### 3. Tonmineralogische Untersuchungen

Zur Untersuchung kamen 96 Tonproben aus den Bohrungen V11, V16 und V18 sowie drei Tonproben aus Tongruben der Kartenblätter Markt Heidenfeld und Karlstadt (Tab. 1). Die Proben aus den Bohrungen decken den Bereich des höheren Unter- und des gesamten Mittleren Buntsandsteins sowie des untersten Teils des Oberen Buntsandsteins (bis Plattensandstein) ab, die Proben aus den Tongruben erfassen Teile der Unter- und Oberen Röttonsteine (Tab. 2).

Die Untersuchung der in Atterbergzyllindern abgetrennten Tonfraktion erfolgte röntgengoniometrisch an Texturpräparaten. Als Ergebnis werden die Intensitätsrelationen der Tonminerale ohne Quarz und Eisenoxide angegeben (siehe Abb. 1). Die Tonfraktion kleiner als 0,002 mm besteht im Unter- und Mittleren Buntsandstein aus überwiegend Illit und wenig Chlorit, dem sich im Oberen Buntsandstein noch

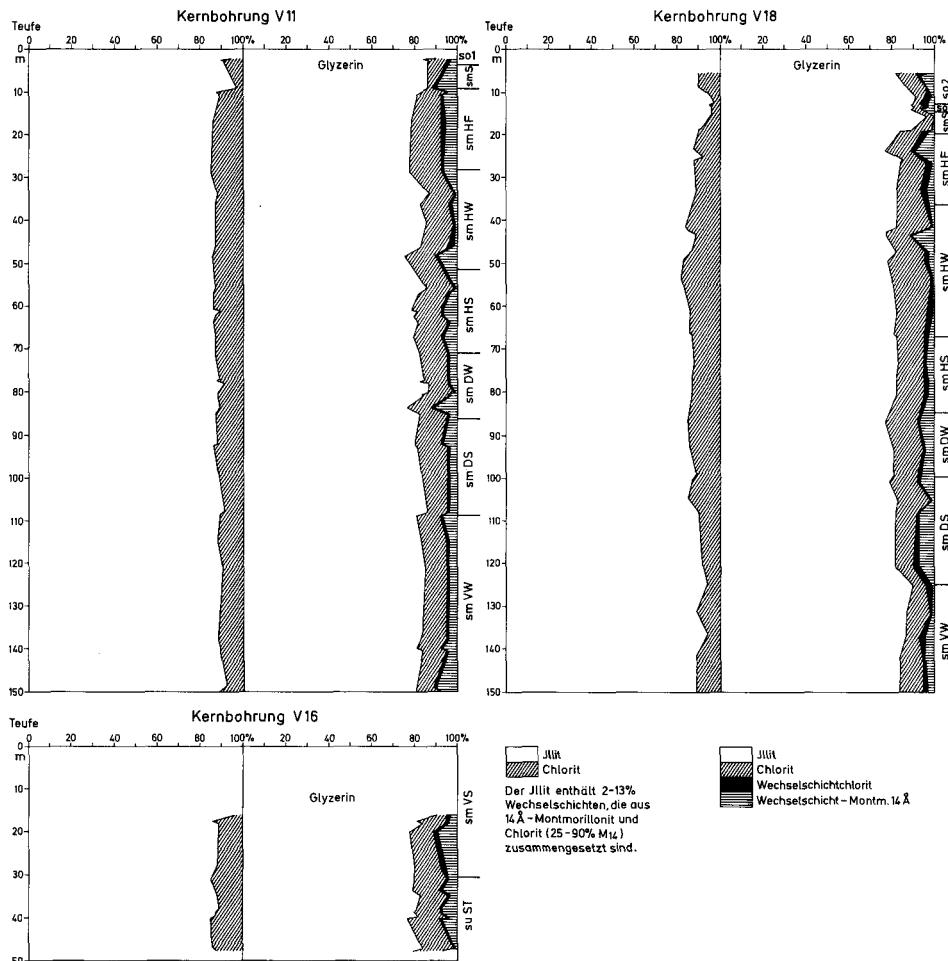


Abb. 1. Verteilung der Tonminerale (Tonfraktion  $< 2 \mu$ ) in den Tonsteinlagen der Kernbohrungen V11, V16 und V18.

der quellfähige Chlorit Corrensit zugesellt. Die relativen Konzentrationen pendeln im Unteren und Mittleren Buntsandstein (ohne Solling-Folge) unregelmäßig, so daß es genügt, die Streuung und die Mittelwerte der einzelnen Formationsglieder anzugeben:

Schichtstufe	Chlorit	Mittelwert	Mittelwert
	%	Chlorit %	Illit %
smHF	8–14	11,5	88,5
smHW	12–16	14,0	86,0
smHS	11–14	13,0	87,0
smDW	9–15	12,5	87,5
smDS	8–15	11,4	88,6
smVW	6–12	10,0	90,0
smVS	4–12	10,3	89,7
suST	12–15	13,1	86,9

Am Top des Mittleren Buntsandsteins, in der Solling-Folge (smS), und im untersten Teil des Oberen Buntsandsteins, den Chirotherienschiefern (so1), geht in beiden Bohrungen (V11, V18) der Chloritgehalt zurück auf minimal 3% und nimmt dann im Plattensandstein (so2) wieder auf 10% zu (V18). Die in zwei Aufschlüssen südlich (A1) und nordöstlich (A2) der Bohrungen entnommenen Proben (Tab. 1) aus den Unteren und Oberen Röttonsteinen (so3T und so4T) haben folgende relative Tonmineralkonzentrationen in der Fraktion kleiner als 0,002 mm:

	Schichtstufe	Illit %	Chlorit %	Corrensit %
A2	so4T	63	5	32
A2	so4T	70	8	22
A1	so3T	90	4	6

#### 4. Folgerungen

Betrachtet man den Chlorit der Tonfraktion als festländisches Erbe und Corrensit als Neubildung eines abgeschnürten Eindampfungsbeckens, so ergibt sich aus der Tonmineralabfolge folgendes Bild: im Unteren und Mittleren Buntsandstein ein relativ gering schwankendes festländisch geprägtes Milieu, ein erster mariner Vorstoß in der Solling-Folge und den Chirotherienschiefern. Das Vorrücken des Meeres zeigt sich neben einer starken Abnahme des Chlorits vor allem in V18 in einer teilweise vollständigen Aggradation des Illits (Verschwinden des Wechselschichtanteils). Im Plattensandstein herrschen wieder normal terrestrische Verhältnisse vor. In den Unteren Röttonsteinen folgt ein erneuter mariner Vorstoß mit schwach exhalativem Charakter, der sich in den Oberen Röttonsteinen verstärkt.

## 5. Literatur

- DOUBINGER, J. & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland) – Palynologie und Tonmineralogie. – Z. dt. geol. Ges., 132: 431–449, Hannover 1981.
- MILLOT, G. (1970): Geology of clays. – 429 S., New York, Heidelberg, Berlin, Paris, London 1970.
- SCHWARZMEIER, J. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6024 Karlstadt und zum Blatt Nr. 6124 Remlingen. – 155 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1978.
- (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6123 Marktheidenfeld. – 174 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1979.
- (1980): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6023 Lohr a. Main. – 159 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1980.
- (1985): Der Mittlere Buntsandstein in Kernbohrungen des Ostspessarts. – Geologica Bavaria, 87: 61–90, München 1985.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 7. 9. 1984.

# Bergbau und Vulkane auf Blatt 6120 Obernburg a. Main

Von OTTO MÄUSSNEST †

Mit 9 Abbildungen

## Kurzfassung

Im Gebiet des Blattes Nr. 6120 Obernburg a. Main wurde erstmals eine Reihe basaltischer Vorkommen kartiert, von denen mehrere in Verbindung mit verlassenen Eisenerzbergwerken stehen. Diese lange von der Forschung vernachlässigten Vorkommen wurden nunmehr feldmagnetisch näher untersucht, wobei eine Reihe bisher unbekannter Basaltvorkommen neu gefunden wurde. Auch diese Neufunde stehen häufig mit verlassenen Eisenerzbergwerken in Verbindung. Der Eisenerzbergbau kam nach 1850 zum Erliegen, während der Bergbau auf Basalte erst in diesem Jahrhundert erlosch.

## Abstract

In the area of the map nr. 6120 Obernburg a. Main several basaltic occurrences were registered at the end of the last century, of which quite a number in connection with given up iron mines. These basaltic occurrences were now examined by magnetic field research. It was possible to find some unknown basalts. These newly found occurrences often are also in connection with given up iron-ore mining. Mining for iron-ore ended after the year 1850, whilst mining for basalt was given up in this century.

## 1. Einführung

In der wissenschaftlichen Erforschung viel zu kurz gekommene Vorkommen von Basalt und Basalttuff befinden sich im nördlichen Odenwald. Mit Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft begann der Autor mit der Erkundung der Vorkommen auf Blatt Nr. 6120 Obernburg a. Main. Da eine weitere Finanzierung der Untersuchungen nicht erreicht werden konnte, und auch keine Aussichten auf eine weitere Finanzierung bestehen, soll jetzt ausführlicher über diese Untersuchungen berichtet werden. Ein Kurzbericht wurde bereits vor einigen Jahren (MÄUSSNEST 1978) einschließlich einer kleinen Übersichtskarte veröffentlicht. Alle Vorkommen befinden sich im bayerischen Anteil des mainischen Odenwaldes; nur ein Vorkommen wurde einstmals im hessischen Anteil des Kartenblattes durch CHELIUS & KLEMM (1894) kartiert. Nach LIPPOLT et al. (1975) zeigen die radiometrisch datierten Vorkommen des Blattes Obernburg eozares Alter. Der durchschnittliche  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der Basalte des Blattes Obernburg beträgt nach CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) 41%.

Die ersten näheren Informationen über Bergwerke und Vulkane im Obernburger Raum, die von wissenschaftlichem Wert sind, stammen von BEHLEN (1823) und LEONHARD (1832). Der Bericht von BEHLEN beruht auf Angaben des Besitzers der

dortigen Eisengruben zu dieser Zeit, GEMEINER, der auch das Laufacher Eisenwerk betrieb, in dem die hier abgebauten Erze verhüttet wurden. Eine kurze Beschreibung des Laufacher Betriebes gab BEHLEN (1823). Nach BACKHAUS & WEINELT (1967) war GEMEINER seit 1809 im Besitz des Laufacher Werkes. Die Angaben von LEONHARD (1832) beruhen auf Mitteilungen des zuständigen Bergbeamten, des damaligen Bergmeisters BEZOLD. Eine genaue Durchsicht beider Veröffentlichungen läßt vermuten, daß von beiden Autoren keine eigenen näheren Untersuchungen der bei den Bergbauarbeiten angetroffenen geologischen Verhältnisse durchgeführt wurden. Im Jahre 1840 berichtete KITTEL ebenfalls über diesen Gegenstand; da er sich im Vorwort für Hinweise des Oberstbergrats-Assessors BEZOLD bedankt, dürfte auch hier dieser Autor sich kaum selbst um eine nähere Untersuchung der Bergwerke bemüht haben.

Die Bergbautradition im Gebiet um Obernburg scheint sehr alt zu sein, denn MÖSSINGER (1955) berichtete, daß bereits im Jahre 1285 das Schloß der Kriechen zu Isenbach erwähnt wurde, welcher Name in der Dorfbezeichnung Eisenbach weiterlebt; die meisten Bergwerke wurden auch auf dieser Gemarkung aufgefunden. Das Ortswappen von Eisenbach hält die Erinnerung an den früher blühenden Bergbau aufrecht, denn es zeigt Hammer und Schlägel.

Den Arbeiten von BEHLEN (1823) und LEONHARD (1832) kann man entnehmen, daß alle hier abgebauten Eisenerze am Kontakt Basalt gegen Buntsandstein auftreten. Es handelt sich um den Unteren und Oberen Pseudomorphosandstein oder sm<sub>2</sub> und sm<sub>3</sub> der alten hessischen Gliederung, heute bezeichnet als Miltenbergformation und in den Oberen Unterbuntsandstein gestellt. Weiter kann man diesen beiden Veröffentlichungen entnehmen, daß die Eisenerzflöze teilweise senkrecht stehen, teilweise waagerecht liegen. Bei einer waagerechten Ausbildung treten immer zwei Erzflöze auf, zwischen denen sich ein Basaltflöz befindet. Mehr oder weniger senkrecht stehende Erzflöze treten natürlich dann auf, wenn schlotförmige oder dykeartige Basaltvorkommen vorliegen, waagerechte Flöze natürlich bei lagergangförmigen Basaltintrusionen. Entsprechende Schnitte durch ein Vorkommen bei Eisenbach (Basaltlagergang) und bei Großwallstadt (schlotförmiges Basaltgebilde) wurden von LEONHARD (1832: Taf. VI, Fig. 9, Taf. XV, Fig. 7) veröffentlicht.

CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) deutet die Erzvorkommen als Folge von Zersetzung- oder Verwitterungerscheinungen im Salbandbereich. Entsprechend berichtet TRAUTMANN (1955) von fehlenden Zersetzungerscheinungen in den Fällen, bei denen es nicht zu nennenswerten Erzbildungen an der Grenze Basalt/Buntsandstein kam. Eine andere Ansicht vertritt KLEMM (1933). Er sieht die Vererzungen als Folge von hydrothermalen Vorgängen an und lehnt einen direkten Zusammenhang zwischen Basalten und Eisenerzen ab. Er läßt allerdings zu, daß thermale, eisenreiche Wässer in einer Reihe von Fällen eben dieselben Spalten benutzen, die den Aufstieg der Basalte ermöglichten. Als Stütze für seine Ansicht führt er an, daß rings um Obernburg verschiedene Vorkommen von Eisenerz nicht mit vulkanischen Vorkommen in Zusammenhang stehen. Nach seinen Angaben sind dies die Eisenerzvorkommen Hunger Rain-Holzberg westlich Mömlingen, am südöstlichen Berggehänge beim Südende von Mömlingen, nordwestlich Hainstadt am Eselsberg und am Südgehänge des Dornberges bei Großwallstadt. Nicht begangen werden konnten die berichteten Vorkommen am Eselsberg und am Südende von Mömlingen. Bei den

anderen als Beweis angeführten Vorkommen ergaben die Geländebegehungen einen eindeutigen Zusammenhang der Eisenerzvorkommen mit Basalten.

Die Untersuchungen des Autors ergaben, daß an allen Stellen, an denen ein ernsthafter Bergbau auf Eisenerze umging, auch Basalte vorliegen, und er neigt deshalb sehr der Ansicht von CHELIUS & KLEMM (1894) zu, daß die Basaltvorkommen eng mit den Vorkommen einst bauwürdiger Eisenerze in Verbindung stehen. Da es sich bei den hier auftretenden Eisenerzen um Brauneisen ( $FeOOH$ ) und Eisenglanz oder Hämatit ( $Fe_2O_3$ ) handelt und damit um unmagnetische Erze, können diese kleinen magnetischen Anomalien erzeugen und damit nicht den Anlaß dafür geben, daß fälschlicherweise Erzlagerstätten als bisher unbekannte vulkanische Bildungen angesprochen wurden.

Nähere Untersuchungen zur Entstehung der Eisenerze im Raum Obernburg seitens der Mineralogie wären dringend erforderlich. Sie dürften jedoch kaum durchgeführt werden können, da die alten Eisenerzbergwerke nicht mehr befahrbar sind und man sich wohl mit Lesesteinmaterial zufrieden geben müßte. Nach NICKEL (1979) lagen alle Eisenerzbergwerke bereits im Jahre 1857 still. Dagegen war nach einem Bericht des Bayerischen Oberbergamtes aus dem Jahre 1936 noch ein Basaltbergwerk südwestlich Eisenbach im Betrieb.

Über den Obernburger Erzen wohl entsprechende Erzvorkommen berichtete RAST (1962). Auch hier wird ein klarer Zusammenhang zwischen den Vererzungen und dem tertiären Basaltvulkanismus angenommen.

Einige Angaben über die Bergwerke auf der Gemarkung Mömlingen können dem Heimatbuch von VOGEL (1930) entnommen werden. Die anderen Gemeinden des Bergbaureviers „Untere Mümling“, unter welcher Bezeichnung man die Eisenerzlagerstätten im mainischen Odenwald zusammenfassen könnte, scheinen keine Heimatbücher zu besitzen. In jüngerer Zeit haben sich MöSSINGER (1955) und TRAUTMANN (1955) mit der Geschichte des Bergbaus dieses Gebietes beschäftigt.

Wie unbedeutend diese Vorkommen heute sind, ergibt sich schon aus der Tatsache, daß SCHMID & WEINELT (1977) in ihrem Bericht über die Lagerstätten Bayerns auf die Vorkommen des Blattes Obernburg a. Main gar nicht eingehen. Sie erwähnen lediglich ein diesen Vorkommen entsprechendes Erzvorkommen auf dem nördlich anschließenden Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg bei Groß-Ostheim (R 35 06 20 / H 55 30 00), das durch den Autor nicht in Augenschein genommen werden konnte. Es handelt sich um die Lagerstätte „Treue“, auch als „Alte Erzgrube am Büschchen oder Farenberg“ bezeichnet. Eine hier durchgeführte Analyse des Erzes ergab einen Fe-Gehalt von 47% (STREIT & WEINELT 1971), während nach AMRHEIN (1971) die Erze des Blattes Obernburg a. Main den dagegen geringen Fe-Gehalt von 15–20% zeigen. Von AMRHEIN (1971), der den SE-Quadranten des Kartenblattes kartierte, stammt übrigens die einzige brauchbare neuere geologische Untersuchung dieses Gebietes.

In einem Lagerstättenbericht des Jahres 1936, herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt, wurden die Vorkommen des Blattes Obernburg a. Main immerhin noch mit einigen dürren Worten erwähnt. Dies ist möglicherweise dadurch bedingt, daß nach VOGEL (1930) die letzte Abbaukonzession auf dem Blatt Obernburg

a. Main erst im Jahre 1922 erlosch. Sie war im Besitz der damaligen Deutsch-Luxemburgischen Hütten-Aktiengesellschaft Union Dortmund in Dortmund.

CHELIUS & KLEMM (1894) haben praktisch nur gangförmige Vulkanitvorkommen mit den Streichrichtungen NW und NE kartiert. Nach diesen Autoren befinden sie sich in der Regel auf oder nahe in gleicher Richtung streichender Verwerfungen. Die Untersuchungen von KLEMM (1933) und AMRHEIN (1971) haben diese Verbindung der Vulkane mit NW-SE- und NE-SW-streichenden Störungssystemen bestätigt. Nach den magnetischen Feldmessungen sind die vulkanischen Bildungen aber nicht derart gangförmig ausgebildet, wie sie einstmals kartiert wurden; jedoch zeigen sie häufig deutliche Längserstreckungen in den Richtungen NW und/oder NE bis ENE. Besonders massiert treten die Vulkane im Bereich der drei kartierten Verwerfungen mit NE-Streichen entlang des Eisen- oder Grundgrabens auf, der von der Landesgrenze herkommend in derselben Richtung verläuft und in Eisenbach die Mömling erreicht.

## 2. Untersuchungsergebnisse

### 2.1. Auf der Eisengrube, Eichenwäldchen-Holzberg (Markung Mömlingen)

Koord.: R 35 04/05, H 55 23/25

In der geologischen Spezialkarte ist zwischen den Eintragungen Großer Wald im W und Eichenwäldchen im E des Kartenblattes ein als Hasenberg bezeichnetes gangförmiges Vulkanitvorkommen eingetragen. Die Bezeichnung Hasenberg kennen weder die heutige topographische Karte noch die Flurkarte 1:2500. Hier befindet sich auch ein länglicher Steinbruch mit der Lage R 35 04 500 / H 55 23 700, den man als zusammengestürztes Stollenmundloch anzusprechen versucht ist. Man findet auch anstehenden Basalttuff. Der hier in Form von Lesesteinen auftretende Basalt konnte bereits von CHELIUS & KLEMM (1894) bei der Kartierung nicht mehr anstehend angetroffen werden. CHELIUS & KLEMM (1894) nehmen an, daß der Basalt gangförmig den Basalttuff durchsetzt. Die Flurkarte bezeichnet dieses Gebiet als „Auf der Eisengrube“ und überliefert damit den einst hier betriebenen Abbau von Eisenerzen. Der hier auftretende Basalt ist nach CHELIUS & KLEMM (1894) ein Nephelinglasbasalt mit 37,79% SiO<sub>2</sub>.

Aufgrund der Feldmessungen hat das Vulkanitvorkommen eine deutliche Längserstreckung in Richtung N50°W in Übereinstimmung mit der Kartierung durch CHELIUS & KLEMM (1894). In gleicher Richtung verläuft auch die hier kartierte Verwerfung. Der Schlot ist normal magnetisiert mit  $\Delta Z_{\max} = +340$  nT. Da er sich am steilen Abhang zum Tal der Mömling befindet, tritt neben dem üblichen nördlichen Randeffekt (hier bis -190 nT in  $\Delta Z$ ) auch ein sehr ausgeprägter südlicher Randeffekt bis -220 nT auf (Abb. 1). Der gangförmige Schlot hat die Mittelpunktslage R 35 04 575 / H 55 23 650.

Verschiedentlich (KLEMM 1933, TRAUTMANN 1955, VOGEL 1930) wurde von früheren Erzabbauen in der Flur Holzberg in der Waldabteilung Eichenwäldchen (Walddistrikt Großer Wald, Gemeindewald Mömlingen) berichtet, wobei diese Vorkommen von KLEMM (1933) und TRAUTMANN (1955) als Beweis dafür angesehen wurden, daß Basalte und Eisenerze im Gebiet der unteren Mömling nicht gemein-

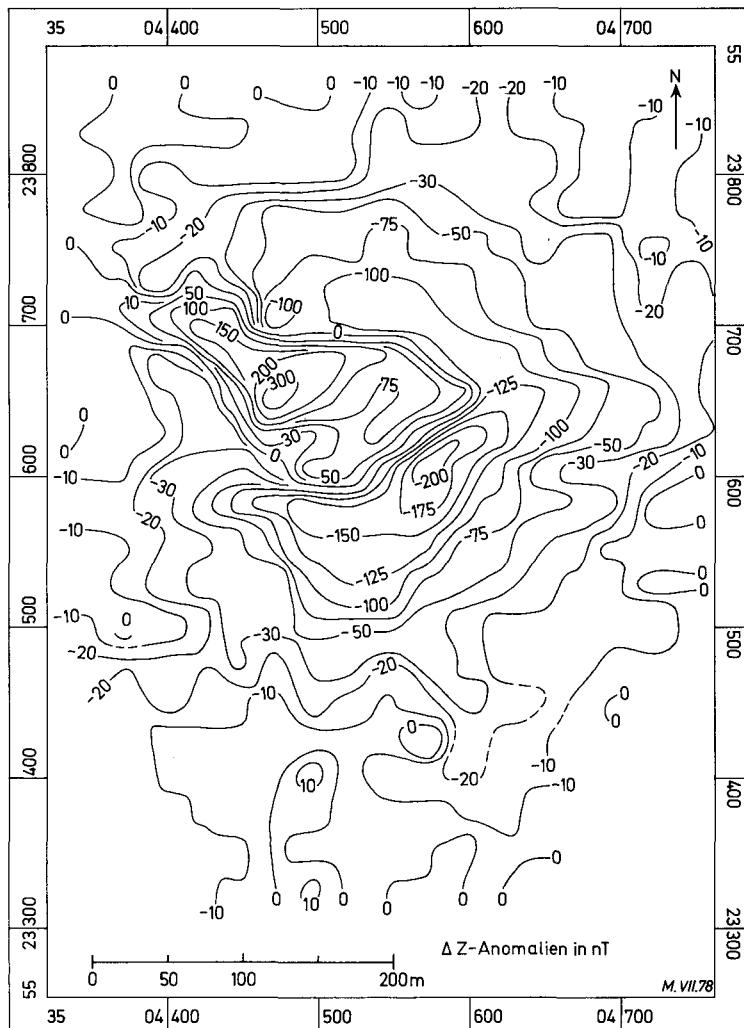


Abb. 1.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet des Basalt- und Basalttuffvorkommens Flur „Auf der Eisengrube“ der Markung Mömlingen.

sam auftreten müssen, diese also nicht genetisch miteinander verbunden sein müssen. Hier enthalten die neueren Ausgaben der topographischen Karte auch die Eintragung „Schacht (Erz)“.

Die Geländebegehungen ergaben im Gebiet der hier auftretenden Pingen, Abraumhalden und Senkungsfelder deutliche magnetische Anomalien bis +215 nT in  $\Delta Z$  mit NW-Längserstreckung. Also ist auch – entgegen den bisherigen Annahmen – dieses Erzvorkommen mit einem Basaltvorkommen verknüpft. Dem Mittelpunkt dieses neu entdeckten Vulkanitvorkommens ist die Lage R 35 04 870 / H 55 24 000 zuzuschreiben (s. Abb. 2) und es sei als „Eichwäldchen S“ bezeichnet.

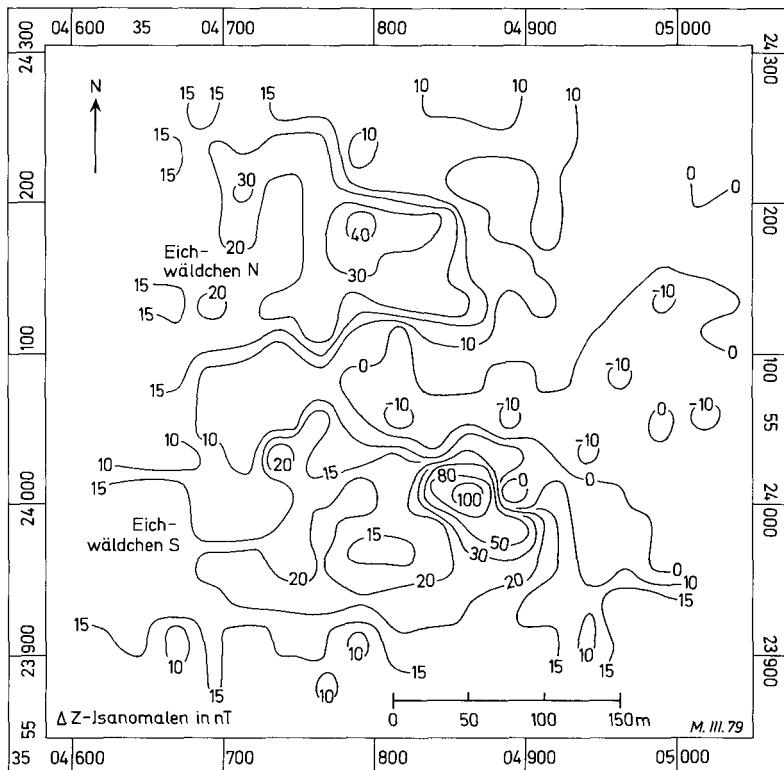


Abb. 2.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet der neugefundenen vulkanischen Vorkommen Flur Holzberg der Markung Möllingen.

Nördlich dieses Vorkommens ergaben die Feldmessungen ein weiteres unbekanntes Vulkanityvorkommen mit der Lage R 35 04 800 / H 55 24 180 (Abb. 2). Hier befinden sich keine Spuren früherer bergbaulicher Tätigkeit; es muß also den Altvorderen entgangen sein. Die  $\Delta Z$ -Anomalien sind recht schwach (bis +45 nT), und dies läßt zusammen mit dem Isanomalienverlauf darauf schließen, daß hier basaltisches Material nicht das heutige Abtragungsniveau erreicht hat, was mehrfach von den Vorkommen des Obernburger Raumes angegeben wurde. Auch dieses Vorkommen, das als „Eichwäldchen N“ bezeichnet wird, streicht NW.

Weiter berichtet VOGEL (1930) von einem 1826 in Betrieb genommenen Bergwerk im Gebiet des Eichwäldchens. Diese Grube hieß Berta und muß sich also im Gebiet des Basaltvorkommens „Eichwäldchen S“ befunden haben. Beim Abbau stieß man sehr bald auf Wasser, so daß sie im Jahre 1838 verlassen werden mußte. Deshalb wurde der Abbau in das Mühlhansenloch verlegt bzw. dort wieder aufgenommen, wobei VOGEL (1930) fälschlicherweise das Mühlhansenloch einige 100 m südlich des verlassenen Schachtbaues Berta suchte, wo man nicht die geringsten Spuren früheren Bergbaues auffinden kann. Da er als Bezeichnung des Geländes um das Mühlhansenloch den Flurnamen Eisengrubenfeld benutzt, muß tatsächlich der alte Bergbau am Hasenberg wiederaufgenommen worden sein. Diese Flur befindet sich

einige 100 m südwestlich des ehemaligen Schachtes Berta. Nach VOGEL (1930) soll hier der Bergbau noch um 1850 betrieben worden sein, und zum Erliegen kam er nicht wegen der mangelhaften Qualität der hier gewonnenen Erze, sondern wegen der Beschwerlichkeit der Abfuhr.

Noch 1870 (KLEMM 1933) wurde eine Abbaukonzession auf Eisenerze im Gebiet Eichwäldchen-Eisengrubenfeld erteilt; es kam aber zu keiner Wiederaufnahme der Bergbautätigkeit. Die letzte für dieses Gebiet erteilte Bergbaukonzession erlosch deshalb im Jahre 1922. Sie war im Besitz der damaligen Deutsch-Luxemburgischen Hütten-Aktiengesellschaft Union Dortmund in Dortmund (VOGEL 1930).

Ein letzter Versuch, die Bergbautradition auf der Gemarkung Mömlingen wiederzubeleben, wurde nach freundlicher Mitteilung des ehemaligen Gemeindeförsters von Mömlingen, Herrn G. WOLF, zwischen den beiden Weltkriegen durch die Gemeinde unternommen. Auf diesen Versuch bezieht sich die Eintragung „Schacht (Erz)“ im Kartenblatt. Dabei wurde ein 17 m tiefer Schacht (Lage nach Herrn G. WOLF: R 35 04 880 / H 55 24 050) abgeteuft, von dem aus eine waagrechte Versuchsstrecke aufgefahren wurde. Dabei fuhr man kein bauwürdiges Erzvorkommen an und so verfüllte man den Schacht später wieder. Wahrscheinlich war dieser Versuch nach 1930, denn VOGEL (1930) schrieb in diesem Jahr: „Heute sind Aussichten vorhanden, daß die Ausbeutung dieser Bergwerke wieder aufgenommen wird, da jetzt durch die Bahnverbindung andere Verhältnisse bestehen als früher.“

Die geologische Spezialkarte enthält am Fahrweg vom Hungerberg hinab nach Mömlingen Erzlesesteine. Hier durchgeführte Begehungen führten weder zum Nachweis eines früher hier umgehenden Bergbaues noch eines Basaltvorkommens. Es muß sich deshalb um Material handeln, das bei der Abfuhr von den benachbarten Gruben Berta und „Auf der Eisengrube“ verloren ging.

## 2.2. Zimmerrain, Loch (Markung Mömlingen)

Koord.: R 35 05/06, H 55 22/23

Zwischen den Eintragungen Buchberg und Neustädterhofkopf der topographischen Karte enthält die geologische Spezialkarte 2 Basaltvorkommen. Das westlichere der beiden Vorkommen befindet sich nach der Flurkarte 1:2500 in der Flur Zimmerrain, und zwar dort, wo die topographische Karte einen kleinen Steinbruch mit NS-Erstreckung enthält. Das zweite Vorkommen befindet sich oben auf dem Kamm zwischen zwei Tälern bei Landesgrenzstein 160 in der Flur Loch. Dieser Flurname deutet auf den früher hier betriebenen Bergbau hin, als dessen Reste ein in der Karte eingetragener Steinbruch, ein nicht eingetragener Schacht sowie eine Abraumhalde erhalten blieben. Die beiden Vulkane liegen in der vermuteten Fortsetzung der im Gebiet des ehemaligen Bergwerkes „Auf der Eisengrube“ (R 35 04 500 / H 55 23 700) kartierten NW-streichenden Verwerfung.

Das Vorkommen Flur Zimmerrain ist heute nicht mehr erkennbar. Sehr engmaschige Messungen (Punktabstand 5 m) ergaben bei R 35 05 210 / H 55 22 490 ein sehr kleines Basaltvorkommen, dessen Lage der Eintragung in der geologischen Spezialkarte entspricht, mit  $\Delta Z_{\max} = +290$  nT. Es befindet sich also im längst völlig

verwachsenen Steinbruch. Nordwestlich dieses Vorkommens befindet sich eine Abraumhalde aus Buntsandstein.

Das zweite Vorkommen (Flur Loch) verursacht  $\Delta Z$ -Anomalien bis +155 nT und zeigt die Lage R 35 05 350 / H 55 22 320. Die Anomalie ist V-förmig, wobei die beiden Äste N40°W und N47°E streichen.

Nach CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) handelt es sich um dichten Neephelinglasbasalt mit 42,99% SiO<sub>2</sub>. Aufgrund der Literaturangaben (CHELIUS in CHESLIUS & KLEMM 1894, VOGEL 1930) soll es sich bei diesem Vorkommen um eine Intrusion handeln, deren Ausgehendes im heutigen Abtragungsniveau liegt. Der kümmerliche Zustand des wohl seit 1865 (VOGEL 1930) verlassenen Steinbruchs lässt momentan ohne Aufgrabungen keine Entscheidung über die Richtigkeit dieser Annahme zu.

Es ist unklar, ob hier einstmal auch Eisenerzabbau umging oder ob es sich lediglich um einen Basaltabbau handelt. Im Lagerstättenbericht 1936 des Bayerischen Oberbergamtes befindet sich die Angabe, daß die Eisenerze am Kontakt Basalt/gefritteter Buntsandstein am Buchberg nicht mehr abgebaut werden. VOGEL (1930) spricht nur von Bergbau auf Basalt ab 1852 und auch KLEMM (1933) spricht lediglich von einem Bergbau auf Basalt. TRAUTMANN (1955) verneint sogar das Vorkommen nennenswerter Vererzungen, während CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894), VOGEL (1930) und KLEMM (1933) ausdrücklich das Auftreten von Eisenerzen erwähnen.

Nach VOGEL (1930) wurde der Basalt an der Landesgrenze im Jahre 1852 entdeckt und aus der noch weitgehend erhaltenen Umhüllung aus Buntsandstein (Intrusion?) herausgeschält. Der Tagebau soll im Jahre 1865 eingestellt worden sein, und in nächster Nähe wurde ein Schacht von 30 m Teufe niedergebracht, der erst in dieser Teufe erstklassigen Basalt angetroffen haben soll. Aufgrund der Feldmessungen steht der Schacht bereits außerhalb des Basaltvorkommens. Der Basalt wurde aus dem Bergwerk mit Seilwinden gefördert. Anfang dieses Jahrhunderts wurde dann ein Stollen in den Berg getrieben, um eine Förderung des abgebauten Basalts mittels Loren zu ermöglichen. Wann das Basaltbergwerk eingestellt wurde, ist nicht von VOGEL (1930) überliefert worden. Im Jahre 1928 wurde ein letzter Versuch auf eine bergmännische Basaltgewinnung unternommen, der wegen Unrentabilität und Einsturzgefahr des Stollens wieder eingestellt wurde. Und Einsturzgefahr war wirklich gegeben, denn KLEMM (1933) berichtet, daß der Stollen jetzt eingestürzt ist, während er durch den Stollen im Jahre 1931 das Bergwerk noch befahren konnte.

Etwa 200 m nördlich des Schachtes bzw. Tagebaues ist das eingestürzte Stollenmundloch heute noch erkennbar. Es ist nicht in die topographische Karte eingetragen. Vom Mundloch aus erstreckt sich auf eine kleine Strecke eine Reihe von „Einsturzdolinen“, die uns den Verlauf des Stollens anzeigen. Sie verläuft in gerader Linie auf den alten Schacht zu, was mit einer alten Angabe übereinstimmt, der Stollen habe in den Schacht geführt. Beim alten Stollenmundloch liegt eine Abraumhalde aus Basalt und Buntsandstein. Erkennbar ist im Walde noch die ehemalige Zufahrt zum Mundloch.

Die Abbildung 3 gibt die Isanomalenkarte des Meßgebietes wieder. Wie man sieht, entspricht die Streichrichtung des Westteiles der Anomalie des Vorkommens

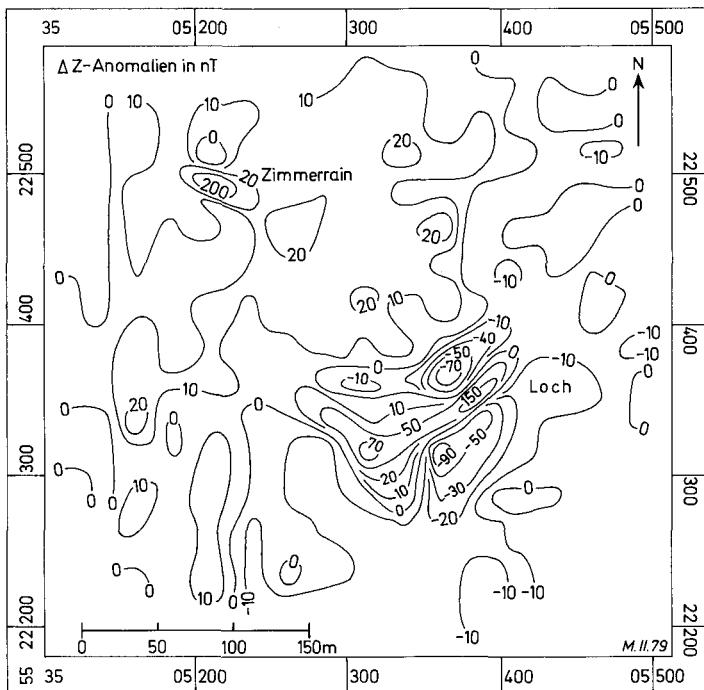


Abb. 3.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet der Basaltvorkommen Fluren Zimmerrain und Loch der Markung Mörlingen.

„Loch“ der Streichrichtung der hier nur vermuteten Verwerfung. Sie stimmt ferner mit der Streichrichtung des von CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) beobachteten 5 m breiten Basaltganges überein, den der Basalttagebau aufschloß.

### 2.3. Schlotrain (Markung Hainstadt)

Koord.: R 35 05/06, H 55 21/23

Die geologische Spezialkarte enthält bei R 35 05 600 / H 55 21 975 ein kleines Basaltvorkommen auf hessischem Gebiet, das in den Erläuterungen nicht erwähnt wird. Die Begehungen ergaben, daß Basaltlesesteine lediglich am Rand eines befestigten Holzabfuhrweges auftreten, also eine alte Wegbeschotterung den Kartierer in die Irre führte. So war es nur folgerichtig, daß auch magnetische Feldmessungen im fraglichen Gebiet keine auf ein Basaltvorkommen hindeutende Anomalie ergeben haben.

### 2.4. Querberg (Markungen Rai-Breitenbach und Eisenbach)

Koord.: R 35 05/07, H 55 19/20

Auf der bayerisch-hessischen Landesgrenze im Gebiet des Grenzsteines 81 enthält die geologische Spezialkarte ein gangförmiges Basaltvorkommen mit der

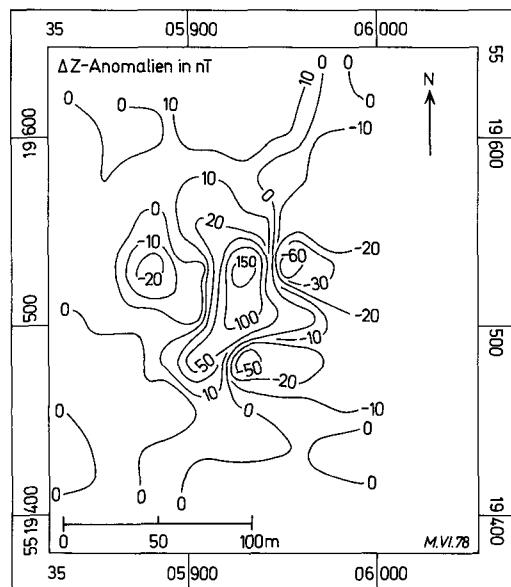


Abb. 4.  $\Delta Z$ -Isanomalienverlauf im Gebiet des Basaltvorkommens Querberg der Markungen Rai-Breitenbach und Eisenbach.

Streichrichtung NE. In gleicher Richtung streicht auch eine in nächster Nähe dieses Vorkommens eingetragene Verwerfung. Der Basalt ist durch einen verlassenen Steinbruch aufgeschlossen, der nach einer Mitteilung des Forstamtes der kurhessischen Hausstiftung in Rai-Breitenbach kurz vor Beginn des Ersten Weltkrieges stillgelegt wurde.

KLEMM (1933) fand hier noch eine Steinbrecherhütte, einen Kranen sowie eine Winde; ein Hinweis darauf, daß der Steinbruch vor nicht allzu langer Zeit tatsächlich noch betrieben wurde. Heute ist von diesen Dingen keine Spur mehr vorhanden.

Nach LIPPOLT et al. (1975) ist das Alter des Querbergbasalts 49 Millionen Jahre. CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) beschreibt ihn als dichten Nephelinglasbasalt ähnlich dem Buchbergvorkommen und gibt einen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von 42,5% an. Nach KLEMM (1933) handelt es sich um einen Feldspatbasalt. Das Vorkommen ist normal magnetisiert ( $\Delta Z_{\text{max}} = +160$  nT) und streicht etwa rheinisch (s. Abb. 4). Es hat den Mittelpunkt R 35 05 930 / H 55 19 510. Nach KLEMM (1933), TRAUTMANN (1955) und eigenen Beobachtungen zeigt dieses Basaltvorkommen keine Vererzungsscheinungen am Kontakt mit dem Buntsandstein.

## 2.5. Eisenpfahl, Mittelberg, Steinhaufen, Steinknuss, Stellweg (Markung Eisenbach)

Koord.: R 35 06/08, H 55 19/20

In diesem Gebiet enthält die geologische Spezialkarte drei vulkanische Vorkommen: einen zum Teil unterirdisch betriebenen, verlassenen Basaltabbau in der Flur Steinknuss mit der Lage R 35 06 700 / H 55 20 500, ein aufgelassenes Basalt- und

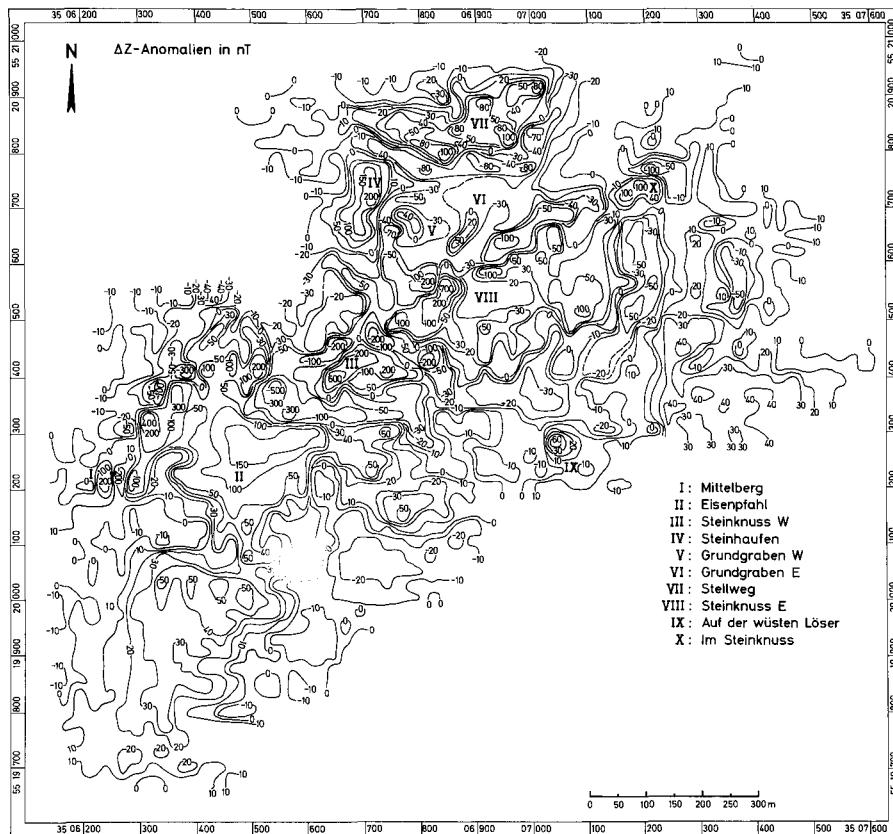


Abb. 5.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet der Flur Steinknuss und Umgebung der Markung Eisenbach.

Eisenerzbergwerk in der Flur Stellweg mit der Lage R 35 06 650 / H 55 20 700 sowie ein sehr kleines Vorkommen bereits außerhalb des Waldes bei R 35 07 300 / H 55 20 600 in der Flur Im Steinknuss. Die Kartierung von AMRHEIN (1971) im Maßstab 1:10 000 kennt nur die beiden Vorkommen Steinknuss und Im Steinknuss. Ausführlich beschrieben wurde von CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) das Vorkommen im Gewann Stellweg. Diese Vorkommen befinden sich nahe dem nach NE fließenden Grundgraben, in seinem vorderen Teil als Eisengraben bezeichnet. Er mündet in Eisenbach in die Mömling. Nach der geologischen Spezialkarte befinden sich hier 3 in gleicher Richtung verlaufende Verwerfungen.

Bei den Feldmessungen gelang es, eine ganze Reihe bisher unbekannter vulkanischer Vorkommen aufzufinden (s. Abb. 5). Nachfolgend werden alle Vorkommen des Untersuchungsgebietes von W nach E fortschreitend besprochen. Die meisten neugefundenen Vorkommen sind verknüpft mit Spuren früherer Bergbautätigkeit. Angaben aus früherer Zeit über den hier umgegangenen Bergbau konnten nicht aufgefunden werden.

Herrn Prof. Dr. A. HAHN (Hannover) verdanke ich nähere Informationen über die im Obernburger Gebiet auftretende regionale magnetische Anomalie. So war es möglich, bei der Zeichnung der Isanomalenkarte die Auswirkungen dieser Anomalie auf den Isanomalenverlauf zu eliminieren.

Das westlichste Vorkommen befindet sich in der Flur Mittelberg und zeigt die Lage R 35 06 240 / H 55 20 220. Es ist normal magnetisiert mit  $\Delta Z_{\max} = +275$  nT. Am Rand des Vorkommens befindet sich eine Pinge. Es war also damit schon den alten Erzgräbern bekannt und wurde zumindest auf die Bauwürdigkeit hier auftretender Eisenerze untersucht.

Ein weiteres, bisher unbekanntes Vulkanitvorkommen wurde in der Flur Eisenpfahl entdeckt. Es ist normal magnetisiert bis +420 nT in  $\Delta Z$ . Der nördliche Randeffekt konnte aus finanziellen Gründen nicht näher erkundet werden. Der Mittelpunkt des Vorkommens hat die etwaige Lage R 35 06 540 / H 55 20 220. Es dürfte sich hier um eine Intrusion handeln. Auch dieses Vorkommen war den Altvorderen bekannt, denn in den randlichen Partien konnte eine ganze Reihe von Pingens aufgefunden werden. Es wurde also zumindest auf abbauwürdige Eisenerze untersucht. Ob es zu einem richtigen Bergbau kam, muß fraglich bleiben, denn es konnten bei den Begehungungen keine alten Bergwerkshalden gefunden werden.

Nach Osten schließt sich das altbekannte Basaltvorkommen im Westteil der Waldflur Steinknuss an, das aufgrund der Feldmessungen die Mittelpunktslage R 35 06 700 / H 55 20 410 hat. Die maximale  $\Delta Z$ -Anomalie im Gebiet dieses Vorkommens beträgt +640 nT. Früher wurde hier Basalt bergmännisch und im Steinbruchbetrieb gewonnen. Schon KITTEL (1840) berichtet von einem hier befindlichen Basaltsteinbruch. Da CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) für dieses Gebiet kein Bergwerk erwähnt, muß man annehmen, daß dieses Bergwerk erst um die Jahrhundertwende angelegt wurde. Für diese Annahme spricht auch die Mitteilung von Herrn Bürgermeister HOHM (Eisenbach), im Westteil des Gewands Steinknuss sei nie ein Eisenerzbergbau betrieben worden. Wie er mir weiter mitteilte, wurde das von der Gemeinde betriebene Bergwerk etwa 1920 stillgelegt und der Eingang wurde später durch eine Sprengung verschlossen. Dies bedeutet aber kein völliges Erliegen des Basaltabbaues, denn im Lagerstättenbericht des Bayerischen Oberbergamtes aus dem Jahre 1936 wird von einem hier betriebenen Basaltsteinbruch berichtet. Auch später wurde hier immer wieder Basalt gewonnen, so etwa im Jahre 1976 zur Gewinnung von Schottermaterial für den Straßenbau in einem Eisenbacher Neubaugebiet. Dabei wurde der Stollen wieder freigelegt und anschließend durch Erdanschüttung erneut verschlossen, um das Eindringen Unbefugter zu verhindern. Dank dem Entgegenkommen von Herrn Bürgermeister HOHM und Herrn Forstwart STINGL (beide Eisenbach) war es mir trotzdem möglich, das Bergwerk zu befahren.

Beschreibungen dieses Bergwerkes gaben REIS (1927) und KLEMM (1933). REIS (1927) nimmt eine heute teilweise durch Abtragung freigelegte Basaltintrusion an, während KLEMM (1933) an einen Schlot glaubt und die teilweise Überlagerung des Basaltes mit Buntsandstein auf Überlagerung mit Hangschutt zurückführen möchte. Die von mir bei der Befahrung gemachten Beobachtungen sprechen sehr für die von REIS (1927) vertretene Ansicht. Schlagend bewiesen wird die Intrusionsnatur dieses Vorkommens durch die Tatsache, daß die magnetische Anomalie des Basaltvorkommens Steinknuss W auch das ganze Gebiet des bei R 35 06 750 / H 55 20 410 gelege-

nen auflässigen, flachen Buntsandsteinbruches einschließt mit Anomalien bis +200 nT. Und hier handelt es sich um einwandfrei anstehenden Buntsandstein und nie und nimmer um Hangschuttbildungen, zumal man sich hier bereits auf der Buntsandsteinhochfläche befindet.

Ein weiteres vulkanisches Vorkommen, das nicht einsehbar ist, wurde in der Flur Steinhaufen gefunden. Es hat die Lage R 35 06 700 / H 55 20 720 und zeigt eine maximale  $\Delta Z$ -Anomalie von +240 nT. Spuren früherer Bergbau- oder Schurftätigkeit konnten im Gebeit der magnetischen Anomalie nicht aufgefunden werden. Allerdings deutet der Gewannname auf eine Abraumhalde hin, die später möglicherweise zur Gewinnung von Baumaterial für befestigte Waldwege diente. Aus finanziellen Gründen mußten sich allerdings die Begehungen auf das Gebiet der neugefundenen magnetischen Anomalie beschränken.

Nahe dem in der Flurkarte als Grundgrabenweg bezeichneten Holzabfuhrweg entlang dem Grundgraben ergaben die Feldmessungen zwei bisher unbekannte kleine vulkanische Vorkommen, bezeichnet als Grundgraben W und Grundgraben E. Das W-Vorkommen erreicht +45 nT in  $\Delta Z$ , das E-Vorkommen +55 nT in  $\Delta Z$  (Lage des W-Vorkommens R 35 06 785 / H 55 20 680, Lage des E-Vorkommens H 35 06 885 / H 55 20 650).

Altbekannt und von CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) ausführlich beschrieben ist das Basaltvorkommen in der Flur Stellweg, wo man auch heute noch als Reste des früher hier umgegangenen Bergbaues auf Eisenerze und Basalt ein verfallenes Stollenmundloch bei R 35 06 860 / H 55 20 800 (in die neue topographische Karte als schmaler, längsgestreckter Steinbruch eingetragen), Pingen und Abraumhalden findet. Basalt findet sich heute nur noch als Lesesteine auf den Bergwerkshalden, denn das Vorkommen selbst ist von Buntsandstein überlagert, wobei es strittig ist, ob dieser Buntsandstein anstehend (REIS 1927) oder Hangschutt (KLEMM 1933) ist.

Nach REIS (1927) wurde dieses Bergwerk ursprünglich als Eisenerzbergwerk betrieben und am Nordrand des Vorkommens erwähnt er drei Eisenerz-Abbauschächte, jeweils etwa 50 m voneinander entfernt. Sie sind heute verfüllt und nicht mehr erkennbar. Wie REIS (1927) weiter mitteilt, soll der Stollen erst aufgefahren worden sein, als der Basaltabbau aufgenommen wurde. Nach Aussagen der Bewohner Eisenbachs sollen die sog. Förderschächte tatsächlich nur als Luftschächte gedient haben, d. h. also Einrichtungen zur Bewetterung des Bergwerkes gewesen sein. Nach CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) war es erstmals möglich gewesen, den Basalt in beim Eisenerzabbau angelegten Stollen ringsum zu umgehen.

Wie REIS (1927) fernerhin angibt, war das Basaltbergwerk Stellweg zwischen 1893 und 1897 in Betrieb, eventuell auch noch 1–2 Jahre später. Nach Mitteilung von Herrn Bürgermeister HOHM (Eisenbach) wurde es kurz vor dem Bergwerk in der Waldflur Steinknuss W stillgelegt, somit also gegen 1920. Anscheinend wurde wenig später ein erneuter Abbauversuch unternommen, denn REIS (1927) schreibt, neuerdings sei der Abbau wieder in Angriff genommen worden. Dieser Versuch kann nur kurze Zeit geläufen sein, denn KLEMM (1933) konnte das Bergwerk infolge Einsturz des Stollens nicht mehr befahren. So ist der Angabe im Lagerstättenbericht des BAYERISCHEN OBERBERGAMTS (1936) nur wenig Glauben zu schenken, das hier befindliche Basaltbergwerk produziere, zumal in Eisenbach niemand etwas von einer Wiederaufnahme des Bergbaues aus den dreißiger Jahren weiß.

Der zu berichtigende Mittelpunkt des Basaltvorkommens der Flur Stellweg hat die Lage R 35 06 880 / H 55 20 850, und die maximale  $\Delta Z$ -Anomalie auf Vulkani-ten beträgt +140 nT. Aufgrund der Lage am Abhang ist der südliche Randeffekt we-sentlich stärker ausgebildet als der nördliche.

Im Ostteil der Waldflur Steinknuss befindet sich eine alte Bergwerkshalde bei R 35 06 990 / H 55 20 540, auf die mich Herr Forstwirt STINGL aufmerksam mach-te. Sie besteht aus wenig Basalt und viel Buntsandstein. Die Feldmessungen ergaben den zu erwartenden vulkanischen Körper mit dem Mittelpunkt R 35 06 940 / H 55 20 550. Er ist normal magnetisiert mit  $\Delta Z_{\max} = +755$  nT. Anstehend im ganzen Gebiet findet man nur Buntsandstein, und auch nur solcher findet sich im Wurzelwerk umgerissener Bäume. Damit dürfte es sich um eine noch nicht von der Abtragung herausgeschälte Intrusion handeln. Nach Herrn Bürgermeister HOHM handelt es sich um ein ehemaliges reines Eisenerzbergwerk. Ein verfallener Stollen-eingang ist nicht auffindbar, statt dessen befinden sich in der Nähe der Halden einige Pingen, wohl Reste früherer Schächte. Wie mir Herr STINGL (Eisenbach) weiterhin mitteilte, befand sich früher bei R 35 07 000 / H 55 20 300 ein Luftschacht; er wur-de also zwischenzeitlich zugeschüttet.

Ein weiteres, sehr kleines unbekanntes Vulkanitvorkommen wurde bei R 35 07 450 / H 55 20 290 aufgefunden mit  $\Delta Z_{\max} = +60$  nT. Es befindet sich in der Feldflur „Auf der wüsten Löser“ und ist ebenfalls mit Spuren früherer Bergbau-tätigkeiten verknüpft.

In der Waldflur „Im Steinknuss“ (Privatwald) wurde von CHELIUS & KLEMM (1894) sowie von AMRHEIN (1971) ein kleines Basaltvorkommen kartiert, das KLEMM (1933) nicht auffinden konnte. AMRHEIN (1971) berichtet von diesem Gebiet fernerhin den Fund von thermisch beanspruchtem Buntsandstein sowie von Brauneisenerzbrocken. Für den Mittelpunkt dieses Vulkanitvorkommens ergaben die Feldmessungen die Lage R 35 07 200 / H 55 20 740. Es ist normal magnetisiert mit  $\Delta Z_{\max} = +145$  nT.

Ob die magnetischen Anomalien östlich der Gitterlinie R 35 07 250 durch wei-tere vulkanische Vorkommen bedingt sind oder ein nicht entfernter Teil der in die-sem Gebiet vorliegenden magnetischen Anomalie sind, müßten weitere Messungen klären.

## 2.6. Eisenberg (Markung Eisenbach)

Koord.: R 35 07/09, H 55 21/22

In dieser Flur enthält die geologische Spezialkarte zwei parallele, etwa NE strei-chende Basaltgänge. Da die erste Flurkarte (Urkarte) des fraglichen Gebietes aus dem Jahre 1849 bereits die zusätzliche Eintragung „Altes Eisenerzbergwerk“ ent-hält, wissen wir, daß damals hier der Bergbau bereits erloschen war, zumal nichts über eine spätere Basaltförderung bekannt wurde. Nach MÖSSINGER (1955) ließ hier der Besitzer des Laufacher Hammers, H. GEMEINER, ab 1812 nach Eisenerz graben. Ein Bergwerk soll hier bereits vor 1804 bestanden haben. Die Bergleute stießen auf heftigen Widerstand bei den Eisenbacher Bauern, wie MÖSSINGER (1955) ferner mit-

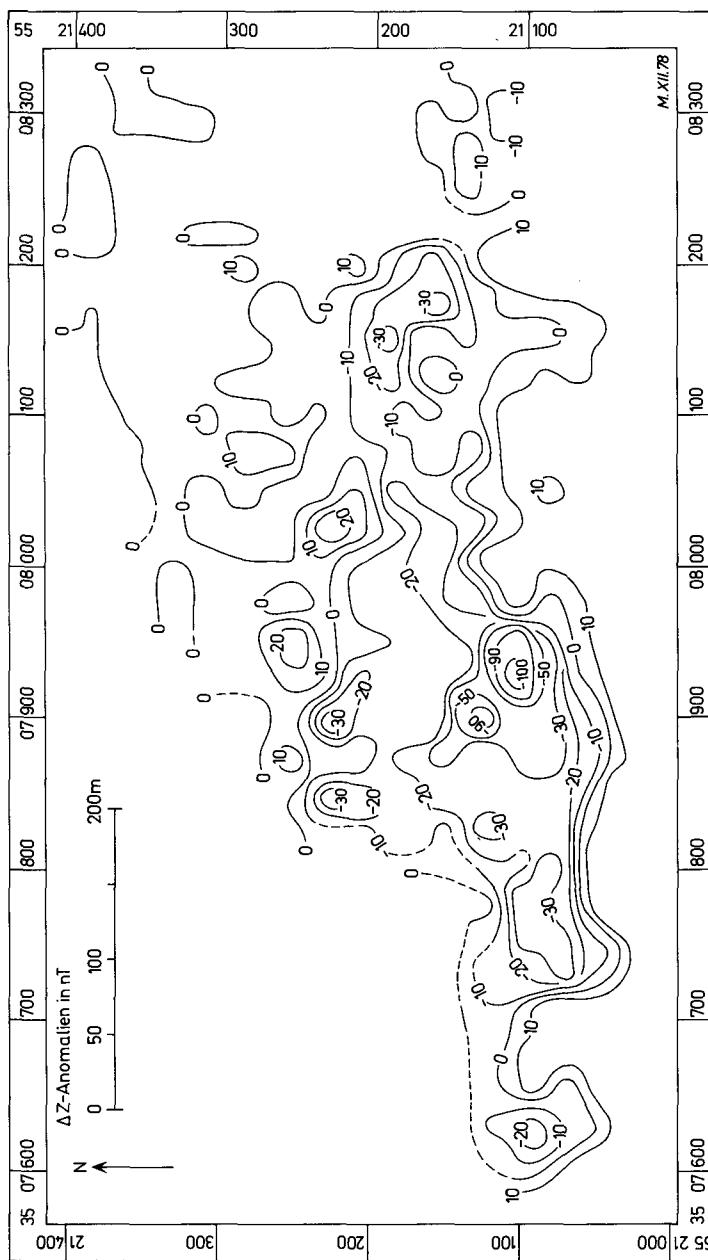


Abb. 6.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet des Basaltvorkommens Flur Eisenberg der Markung Eisenbach.

teilt, da sie sehr wenig Rücksicht auf die landwirtschaftliche Nutzung des Gebietes nahmen.

Die Feldmessungen ergaben, daß hier nur ein Basaltgang vorliegt, wie dies auch CHELIUS & KLEMM in die Aufnahmekarte eingetragen haben (KLEMM 1933). Die Streichrichtung ist N80°E und der Gang ist invers magnetisiert mit  $\Delta Z_{\min} =$

–120 nT. Dementsprechend zeigt der sogenannte Randeffekt positive Werte (s. Abb. 6). Der Gang hat die Mittelpunktslage R 35 07 900 / H 55 21 150. CHELIUS (in CHELIUS & KLEMM 1894) konnte keine nähere Beschreibung des Vorkommens geben, da einerseits das Bergwerk nicht mehr befahrbar war und andererseits keine frischen Basalte anstehend aufgefunden werden konnten.

Umstritten ist die Art des Auftretens des Basaltes. Meist wird ein Basaltlagergang (Sill) angegeben, über- und unterlagert von einem Eisenerzflöz. Diese Annahme geht auf einen Bericht von BEHLEN (1823), beruhend auf Angaben von H. GEMEINER, sowie auf einen Bericht von LEONHARD (1832), beruhend auf Angaben des damaligen Bergmeisters und späteren Oberstbergrats-Assessors BEZOLD zurück. Nach BEHLEN (1823) hat das untere Erzflöz eine Mächtigkeit von 8–12", das Basaltflöz von 15–18". Über die Mächtigkeit des oberen Flözes waren keine Angaben auffindbar. Nach LEONHARD (1832) handelt es sich bei den hier auftretenden Eisenerzen um meist dichtes, selten ockeriges Eisen-Oxyd-Hydrat. Er veröffentlichte auch einen Schnitt durch dieses Vorkommen (LEONHARD 1832: Taf. VI, Fig. 9) und gibt an, der Lagergang streiche am Abhang zum Eisengraben zu Tage aus. Auch REIS (1927) nimmt hier einen Lagergang an. Soweit bei den Begehungen des Autors im Gebiet der magnetischen Anomalie anstehendes Material gefunden werden konnte, war es nur Buntsandstein. KLEMM (1933) dagegen lehnt die Existenz eines Lagergangs ab; er glaubt an einen Schlot. Die Angaben von KITTEL (1840) sind so allgemein gehalten, daß man aus ihnen kaum Schlüsse ziehen kann.

## 2.7. Bannholz (Markung Obernburg)

Koord.: R 35 08/09, H 55 20/21

In der Flur Bannholz an der Karlshöhe (dieses Gebiet wird heute noch laut freundlicher Mitteilung von Herrn Oberförstwart VOGEL, Obernburg, im Volksmund als Erzgrube bezeichnet) enthält die geologische Spezialkarte ein mit Eisenerzen verbundenes Basaltvorkommen sowie alte Bergwerkshalden. Die Primärflurkarte aus dem Jahre 1846 enthält hier einen großen Steinbruch mit NE-Längserstreckung und 60 m Länge sowie maximal 20 m Breite und ein seitdem abgegangenes Grubengebäude bei R 35 08 600 / H 55 20 240.

Die Begehungen ergaben Basaltlesesteine sowie das Vorhandensein alter Bergbauspuren. KLEMM (1933) dagegen konnte keinerlei Basalt finden. Der Vulkan selbst ist normal magnetisiert mit maximal +70 nT in  $\Delta Z$ . Er streicht in Richtung NE (s. Abb. 7) und hat seinen Mittelpunkt bei R 35 08 620 / H 55 20 190. Er umfaßt das ganze Gebiet des in die Primärflurkarte eingetragenen Steinbruches, und damit muß also hier teilweise die Erzgewinnung im Tagebau erfolgt sein.

## 2.8. Neidberg, Grundtalgraben (Markung Großwallstadt)

Koord.: R 35 08/10, H 55 25/27

Die geologische Spezialkarte enthält hier ein Basaltvorkommen mit der Lage R 35 09 200 / H 55 25 900. Die Begehungen und Feldmessungen ergaben in diesem Gebiet insgesamt drei vulkanische Vorkommen: Schneckenrain W (R 35 08 950 /

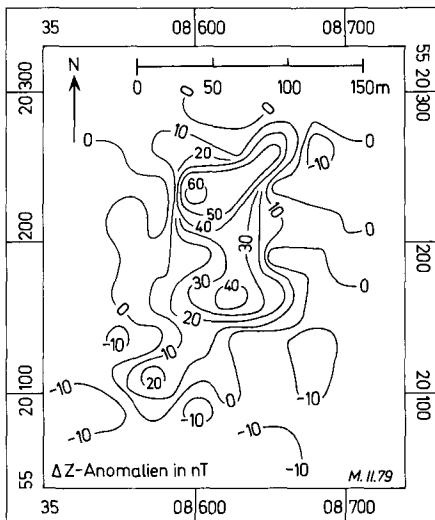


Abb. 7.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet des Basaltvorkommens Flur Bannholz der Markung Obernburg.

H 55 25 880), Schneckenrain E (R 35 09 120 / H 35 25 860) sowie Grundtalgraben mit dem Anomaliemittelpunkt (R 35 09 370 / H 55 26 025). Alle diese Vorkommen sind invers magnetisiert:  $\Delta Z_{\min}$  Schneckenrain W =  $-150$  nT, Schneckenrain E =  $-170$  nT und Grundtalgraben =  $-340$  nT (Abb. 8). Spuren früheren Bergbaues konnten nur im Bereich des Vulkanitvorkommens Schneckenrain E aufgefunden werden, und so ist zu vermuten, daß einstmals CHELIUS & KLEMM (1894) dieses Vorkommen aufgefunden und in die Karte eingetragen haben, zumal an dieser Stelle auch Basaltlesesteine auffindbar sind (KLEMM 1933).

In der Literatur finden sich mehrfach Beschreibungen eines ehemaligen Erzabbaues bei Großwallstadt (BEHLEN 1823, LEONHARD 1832, KITTEL 1840, MÖSSINGER 1957 und NICKEL 1979). Da die Karten von BEHLEN & MERKEL (1843) und KITTEL (1840) nur im Neidberggebiet ein Bergwerk kennen (bei KITTEL 1840 sind eine Reihe weiterer Basaltvorkommen zwischen dem Neidberggebiet und Großauheim in die Karte eingetragen, ohne Angaben über umgehenden Bergbau), dürften die aus dieser Zeit vorliegenden Bergwerksbeschreibungen für Großwallstadt sich alle auf das Neidberggebiet beziehen. Alle alten Angaben berichten übereinstimmend, daß es sich um senkrecht stehende Basaltflöze handelt (also Gänge), wobei auch auf den Unterschied im Auftreten zu den Basaltflözen bei Eisenbach aufmerksam gemacht wird (vermutliche Lagergänge). Die Erze wurden im Tiefbau gewonnen mittels Stollen und Schächten. LEONHARD (1832: Taf. XV, Fig. 7) veröffentlichte auch ein Profil durch einen wohl hier zu suchenden Basaltstock bei Großwallstadt und nimmt an, daß der Basalt von anstehendem Buntsandstein überlagert ist. Nach diesem Autor handelt es sich bei den bei Großwallstadt abgebauten Eisenerzen (Eisenstein) um Eisen-Oxyd-Hydrat und Brauneisenocker.

Nach den Angaben im Schrifttum wurden im 19. Jahrhundert die Bergwerke bei Großwallstadt, Möllingen und Eisenbach von H. GEMEINER, dem Besitzer des

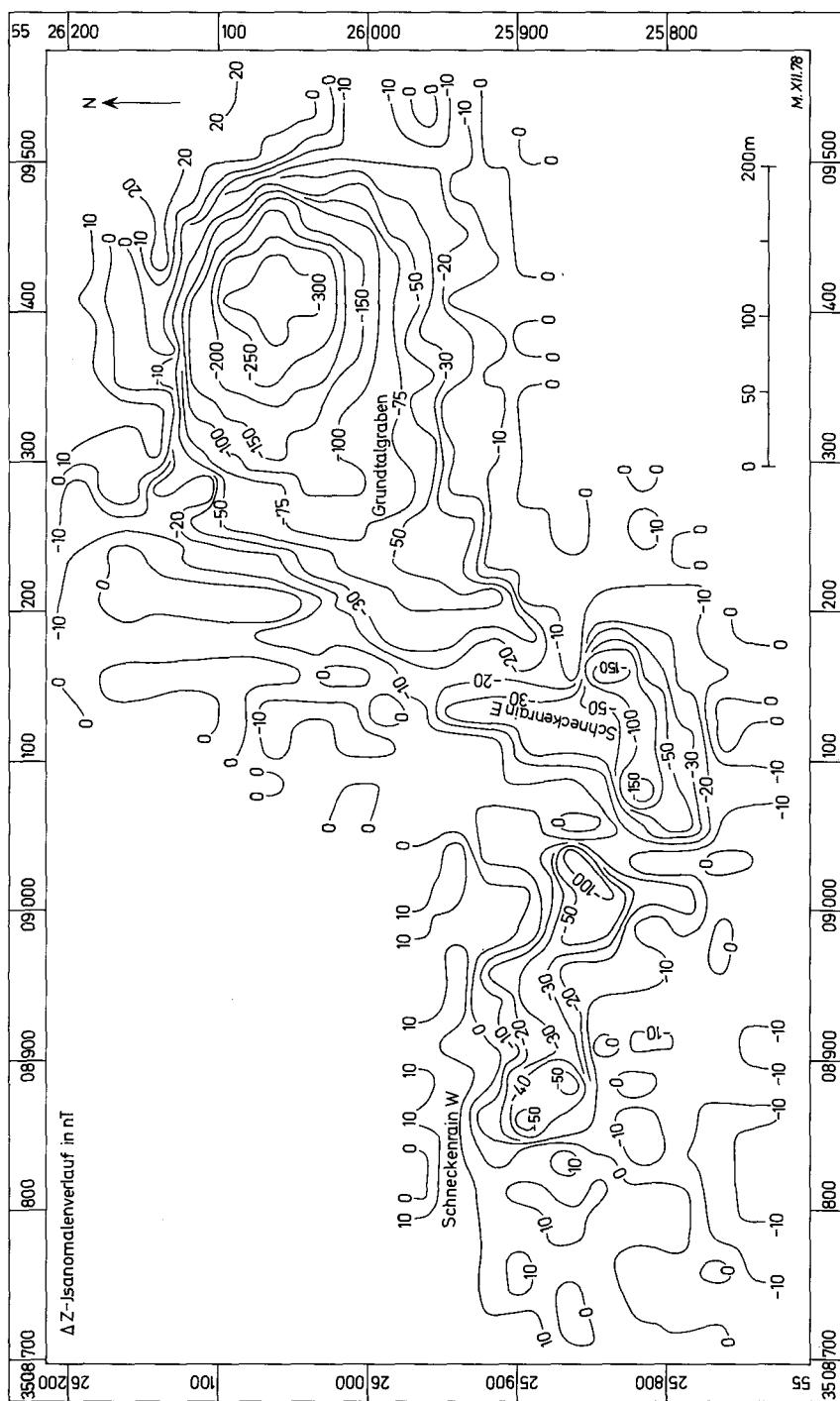


Abb. 8.  $\Delta Z$ -Isogonalsverlauf im Gebiet der Basaltvorkommen Neidberg-Grundtalgraben der Markung Großwallstadt.

Laufacher Hammers, betrieben. Nach NICKEL (1979) ließ H. GEMEINER ab 1812 am Neidberg Eisenerze abbauen, während nach MÖSSINGER (1957) der Bergwerksbetrieb bei Großwallstadt erst 1821 aufgenommen wurde. Wie NICKEL (1979) weiter mitteilt, lagen alle Eisenerzbergwerke im Jahre 1857 still. Der entlang dem Grundtalgraben (auch als Krontalgraben bezeichnet) auf die Odenwaldhochfläche hinaufführende, unbefestigte Holzabfuhrweg wird in Großwallstadt heute noch als Erzgräberpfad bezeichnet. Weitere Erinnerungen an den einstmais auf der Markung Großwallstadt durchgeführten Bergbau scheinen sich im Dorf nicht erhalten zu haben.

## 2.9. Dörnberg (Markung Großwallstadt)

Koord.: R 35 08/09, H 55 26/27

Im Dörnberggebiet enthält die geologische Karte 1:25 000 bei R 35 08 500 / H 55 26 725 ein mit Erzen vergesellschaftetes Basaltvorkommen, und im Schrifttum finden sich nichtssagende Angaben über einen ehemaligen Erzabbau am Dörnberg (z. B. KLEMM 1933, TRAUTMANN 1955, MÖSSINGER 1957 und NICKEL 1979).

Die Feldmessungen ergaben den kartierten Schlot an etwas anderer Stelle, nämlich bei R 35 08 890 / H 55 26 850 (Mittelpunkt der Anomalie, s. Abb. 9). Dieses Vorkommen ist invers magnetisiert mit  $\Delta Z_{\min} = -170$  nT. Nach LIPPOLT et al. (1975) handelt es sich um einen Alkali-Olivin-Basalt, der 50 Millionen Jahre alt ist.

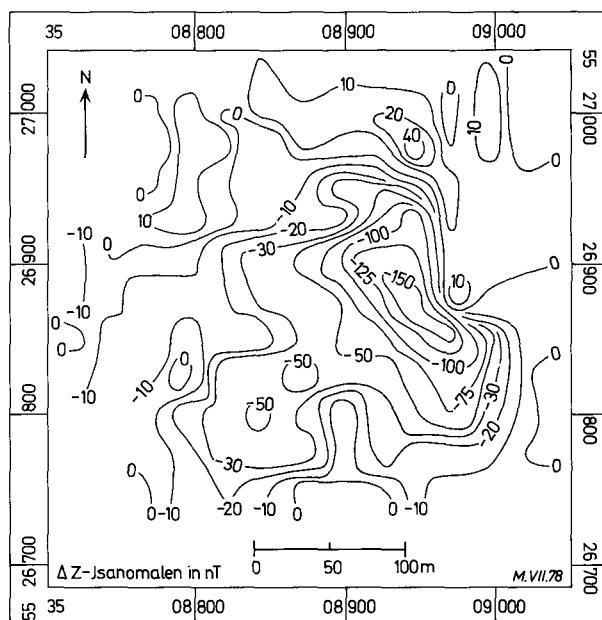


Abb. 9.  $\Delta Z$ -Isanomalenverlauf im Gebiet des Basaltvorkommens am Dörnberg der Markung Großwallstadt.

Am Ostabfall des Dörnberges zum Maintal befindet sich bei R 35 09 050 / H 55 27 050 eine kleine, verlassene Grube im sm<sub>2</sub> (KLEMM 1933, alte Gliederung), die mit Basalt vermischt Buntsandstein zeigt. Auf der anderen Seite des hier vorbeiführenden Holzabfuhrweges befindet sich eine alte Bergwerkshalde mit viel Basalt. Diese Halde gab Anlaß zu der Vermutung, hier müsse Basalt anstehen, und deshalb wurde die Schürfgrube angelegt, die mangels eines positiven Ergebnisses sehr rasch wieder verlassen wurde (freundliche Mitteilung des Bürgermeisteramtes Großwallstadt). Wie mir Herr Oberforstwirt SCHNABEL (Großwallstadt) berichtete, wurde hier etwa 1972 Material anlässlich des Baues von Holzabfuhrwegen entnommen, und dabei wurden zwei völlig in Vergessenheit geratene Bergwerksstollen freigelegt, die man durch Materialanschüttung verschloß, um das Eindringen Unbefugter zu verhindern. Eine Untersuchung dieser Stollen scheint versäumt worden zu sein.

Dieses Bergwerk ist in die Karten von KITTEL (1840) und BEHLEN & MERKEL (1843) nicht eingetragen, obwohl hier nach NICKEL (1979) der Bergbau im Jahre 1812 begonnen hat. Damit ist anzunehmen, daß es nur kurze Zeit im Betrieb war oder aber H. GEMEINER nur einen erfolglosen Versuch unternahm, hier ein längst verlassenes Bergwerk wieder in Betrieb zu nehmen.

## 2.10. Frontal (Markung Obernburg)

Koord.: R 35 10/11, H 55 23/24

AMRHEIN (1971) berichtete von Brauneisenerz-Lesesteinen ähnlich den Eisenbacher 200 m westlich Obernburg bei R 35 10 400 / H 55 23 160. Begehungen führten weder zum Auffinden eines bisher unbekannten Vulkanitvorkommens noch zur Entdeckung von Spuren früherer Bergbautätigkeit. So muß angenommen werden, daß es sich um Material handelt, das einstmals bei der Abfuhr von einem weiter westlich gelegenen Bergwerk verloren ging. Eine Ausdehnung des Begehungsgebietes nach W zur Überprüfung dieser Annahme mußte aus finanziellen Gründen unerbleiben.

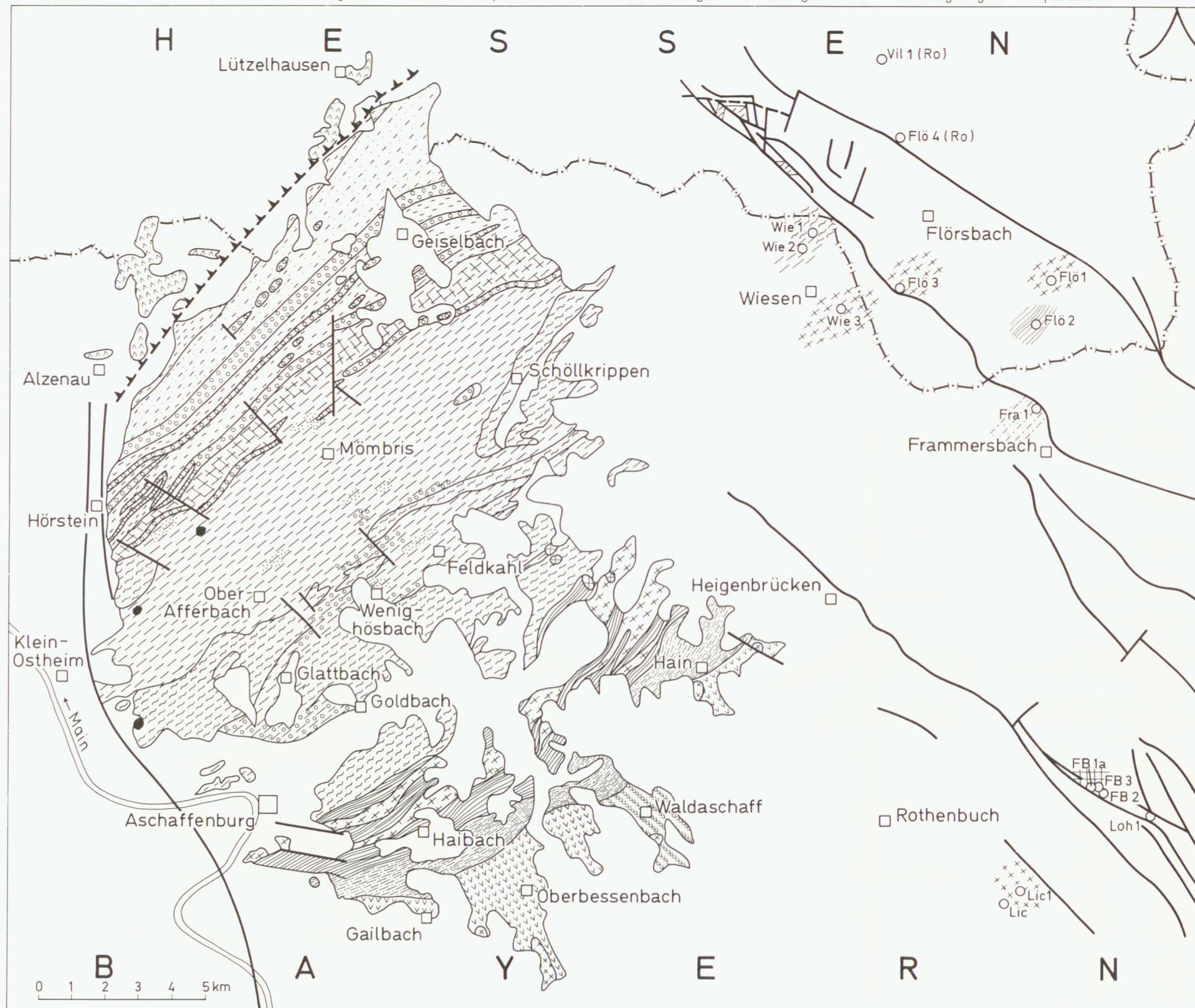
## 3. Literatur

- AMRHEIN, R. (1971): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Ostteil von Blatt 6120 Obernburg a. Main. – Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Frankfurt/M., Frankfurt/M. 1971.
- BACKHAUS, E. & WEINELT, W. (1967): Über die geologischen Verhältnisse und die Geschichte des Bergbaues im Spessart. – Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, 10: 217–250, Aschaffenburg 1967.
- BAYERISCHES OBERBERGAMT (1936): Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns, II. Bd. – München (Oldenburg, Pilony & Lochle) 1936.
- BEHLEN, S. (1823): Der Spessart. Versuch einer Topographie dieser Waldgegend mit besonderer Rücksicht auf Gebirgs-, Forst-, Erd- und Volkskunde. Bd. 2. – Leipzig (Brockhaus) 1823.
- BEHLEN, S. & MERKEL, J. (1843): Geschichte und Beschreibung von Aschaffenburg und dem Spessart. – Aschaffenburg (Pergay) 1843.
- CHELIUS, C. & KLEMM, G. (1894): Blatt Neustadt-Obernburg der Geologischen Karte 1:25 000 des Großherzogtum Hessen nebst Erläuterungen. – Darmstadt 1894.

- KITTEL, M. B. (1840): Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. Mit einer geognostischen Karte. – Aschaffenburg (Pergay) 1840.
- KLEMM, G. (1933): Über die Basalte und Eisenerzvorkommen des östlichen Odenwaldes. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. Hess. Geol. L.-Amt Darmstadt, **14**: 8–19, Darmstadt 1933.
- LEONHARD, K. C. (1832): Die Basaltgebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Mit einem Atlasband. – Stuttgart (Schweizerbart) 1832.
- LIPPOLT, H. J., BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon-Alter der postpermischen Vulkane des nordöstlichen Oberrheingrabens. – Aufschluß, Sonderbd. **27**: 205–208, Heidelberg 1975.
- MÄUSSNEST, O. (1978): Die vulkanischen Vorkommen des Meßtischblattes Obernburg a. Main. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **60**: 167–173, Stuttgart 1978.
- MÖSSINGER, F. (1955): Aus der Geschichte des Odenwälder Bergbaues. – Aufschluß, Sonderh. **2**: 75–81, Roßdorf 1955.
- (1957): Bergwerke und Eisenhämmer im Odenwald. – Heppenheim (Südhess. Post) 1957.
- NICKEL, E. (1979): Odenwald. Vorderer Odenwald zwischen Darmstadt und Heidelberg. – Slg. geol. Führer, **65**, Berlin–Stuttgart (Borntraeger) 1979.
- RAST, H. (1962): Zur Geologie der Basalte im Elbsandsteingebirge. – Geophys. u. Geol., **3**: 18–73, Leipzig 1962.
- REIS, O. M. (1927): Über Einzelheiten und Allgemeinheiten in vulkanischen Durchbrüchen und Mineralbildung im Spessart und in der Rhön. – Geognost. Jh., **40**: 109–132, München 1927.
- SCHMID, H. & WEINELT, W. (1977): Lagerstätten in Bayern. Erze, Industriemineralien, Salze und Brennstoffe. Mit einer Lagerstättenkarte 1:500 000. – Geologica Bavaria, **77**, München 1977.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. – München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1971.
- TRAUTMANN, L. (1955): Die geologischen Verhältnisse einiger Odenwälder Bergwerke. – Aufschluß, Sonderh. **2**: 71–74, Roßdorf 1955.
- VOGEL, A. (1930): Heimat- und Ortsgeschichte von Mömlingen. – Mömlingen 1930.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 21. 11. 1983.

Das Kristallin in den Tiefbohrungen im nördlichen Hochspessart und seine Parallelisierung mit dem über Tage anstehenden Grundgebirge im Vorspessart.



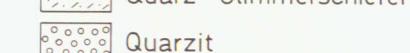
### Amphibolit-Paragneis-Serie



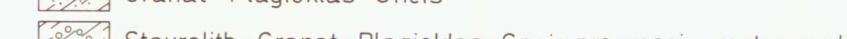
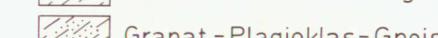
### Quarz-Glimmerschiefer-Serie



### Quarz-Serie



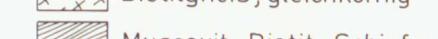
### Zone des Staurolith-führenden Paragneises



### Rotgneis-Zone



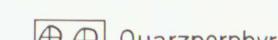
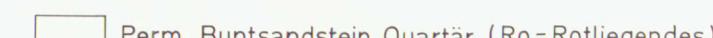
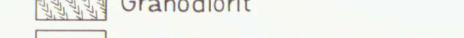
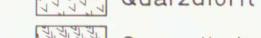
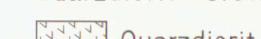
### Glimmerschiefer-Biotit-Gneis-Komplex



### Körnig-streifige Paragneis-Serie mit Einschaltungen von Marmor und Amphibolit



### Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex



### Aufschiebung

a) Störung nachgewiesen b) vermutet

Wie1 Bohrung Wiesen1

Das Grundgebirge in den Tiefbohrungen des nördlichen Hochspessarts und seine  
durch die saxonische Bruchtektonik bedingte Höhenlage in Metern über NN.

## Legende

a b  
~ ~ v v  
~ ~ v v  
Grundgebirge übertrage  
a) Gneis b) Diorit

Rotliegendes übertrage

## Grundgebirge untertrage

(Gn) Gneis

(G) Granit

(D) Diorit

(QP) Quarzporphyr

(Ro) Rotliegendes untertrage

(Z) Zechstein untertrage

(Su) Buntsandstein untertrage

Bohrung Wies1

$\frac{415}{+153,6}$  Ansatzpunkt einer Bohrung in 415 m  
über NN  
Top des Grundgebirges in 153,6 m ü. NN

$<+80,5$  m Top des Grundgebirges tiefer als 80,5 m  
über NN

$>-257,97$  m Top des Grundgebirges tiefer als  
257,97 m unter NN

Störung nachgewiesen

Störung vermutet

Kobaltrücken

Schwerspatgang

Bergwerk aufgelassen

Landesgrenze

0 1 2 3 4 5 km

