

Aufschluß

Sonderband 27 (Odenwald)

Heidelberg 1975

Mineralien und Gesteine im Odenwald

Beiträge zum heutigen Forschungsstand

Herausgegeben von

G. C. AMSTUTZ · S. MEISL · E. NICKEL



Herausgegeben von der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG)
anlässlich der Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft (DMG) in Heidelberg
September 1975

Der Odenwald und seine geologische Erforschung

von Paul RAMDOHR – zur Einleitung dieses Heftes.

Geologische Erkenntnisse über die Gesteine des Odenwaldes sind uralt – sie gehen zurück bis ins Mittelalter, als kleine Landesfürsten angeregt durch die Bergbauerfolge im Harz und in Sachsen auch ihre Gebiete auf die – bescheidenen – Möglichkeiten untersuchen ließen. Kleine Vorkommen von Kupfer, Silber, Blei und Pyrit (dieser für die Alaungewinnung) wurden aufgefunden. – Systematischer gearbeitet konnte erst werden, als durch die napoleonische „Flurbereinigung“ von 1803–1806 größere und weniger zerrissene Staatengebilde entstanden, in denen auch „Landesuniversitäten“ und Technische Hochschulen modernerer Prägung errichtet wurden. – Gießen und Darmstadt, zuständig für den hessischen Anteil des Odenwaldes, Heidelberg (und das schon recht entfernte Freiburg) für den badischen. Die Geologen dieser Universitäten fanden z. T. schon recht rührige geologisch interessierte naturwissenschaftliche Gesellschaften vor. Unter ihnen besonders erwähnenswert der Verein für Erdkunde in Darmstadt, dessen Namen ja die Publikationen der Hessischen geologischen Landesanstalt bis zum 2. Weltkrieg fortführten. In Darmstadt, Gießen und Heidelberg wurden so die Grundzüge des geologischen Aufbaues unseres Gebietes schon in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts erkannt; Namen wie K. C. VON LEONHARD und A. von KLIPSTEIN seien da erwähnt. Die 70er Jahre zeigten in beiden Ländern, daß eine geologische Einzelaufnahme nötig war; es entstanden die geologischen Landesanstalten in Darmstadt unter RICHARD LEPSIUS und in Heidelberg unter HARRY ROSENBUSCH, beide unterstützt von tüchtigen Landesgeologen bzw. Mitarbeitern der Hochschulen, wobei in Darmstadt als zuständig für den Odenwald, C. R. L. CHELIUS und GUSTAV KLEMM, ein Schüler von F. ZIRKEL, zu erwähnen sind, für Heidelberg A. OSANN, ein sorgfältiger Beobachter, Schüler und Mitarbeiter von ROSENBUSCH. – Die geologische Aufnahme ist, soweit es in einem stark waldbewachsenen bzw. unter intensiven Ackerbau stehenden Gebiet überhaupt möglich ist, ausgezeichnet. Unter heutiger Sicht leidet sie allerdings unter unzulässiger Extrapolation einerseits, zu pedantischer Beschränkung auf das tatsächlich Greifbare andererseits. Welche Autoren da gemeint sind, weiß der Kundige. Die oft sehr dürftigen Aufschlüsse waren auch der Anlaß, daß große Zusammenhänge gelegentlich nicht erkannt wurden, daß z. B. „Ganggesteine“ beschrieben wurden, die sicher nur metamorphe Schollen waren, und wohl auch umgekehrt. Das sind Dinge, die sich erst in den letzten 50 Jahren klärten – vielleicht in den nächsten 50 Jahren klären werden. Das zur Ermunterung unserer jungen Generation!

VORWORT

1955 wurde von der Vereinigung der Freunde der Mineralogie (VFMG) unter der Redaktion von Herrn Professor Dr. Karl F. CHUDOBA ein Sonderheft zum „Aufschluß“ herausgegeben, in dem der damalige Stand der Erforschung der Gesteins- und Mineralwelt im Odenwald durch zahlreiche Autoren dargestellt worden war.

Seitdem sind 20 Jahre verflossen, in welchen einige Neuerkenntnisse zum obengenannten Thema gewonnen werden konnten, die eine Neuauflage des Sonderheftes rechtfertigen. Herrn Professor CHUDOBA wird für seine Zustimmung, dem Vorstand des VFMG für seine Bereitschaft zu einer Neuauflage herzlich gedankt.

Die Erforschung des Odenwaldes wurde in den letzten 10 Jahren durch die Einrichtung eines periodischen „Odenwald-Kolloquiums“ besonders intensiviert. Diese mit Exkursionen verknüpften Diskussionstagungen haben das Ziel, die wissenschaftlichen Neuerkenntnisse im Odenwald laufend auszutauschen und die dort forschenden Geowissenschaftler im Sinne eines Teamworks zusammenzuführen.

Die geschilderte Einrichtung wurde 1965 in Heidelberg beschlossen und ist sonach gerade 10 Jahre alt. Die Organisation der Diskussionstagungen übernahm federführend das Hessische Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, das bei seiner Tätigkeit jeweils von den sich reihum ablösenden, gastgebenden Universitätsinstituten in der näheren Umgebung des Odenwaldes unterstützt wurde. Es schien uns angebracht, die Ergebnisse dieses 10jährigen Bemühens um die Lösung verschiedener geowissenschaftlicher Probleme im Odenwald – zusammengefaßt – auch einem breiten Leserkreis zugänglich zu machen. Der vorliegende Band ist gleichsam die Jubiläumsgabe für „10 Jahre Odenwald-Teamwork“.

Der dritte Anlaß zur Herausgabe des vorliegenden Bandes gerade zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist schließlich die 53. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, die im September in Heidelberg stattfindet.

Die zahlreichen Fortschritte in der Erforschung des Odenwaldes ließen es für angebracht erscheinen, diese in sechs Themenkreisen zusammenzufassen. Daraus ergibt sich die Gliederung des Buches in sechs Kapitel:

- I. Einführung und Übersicht
- II. Zur Tektonik und Altersstellung des Odenwaldkristallins (ohne Vulkanite)
- III. Zur Petrologie und Geochemie des Odenwaldkristallins
- IV. Die Ganggesteine und Vulkanite
- V. Minerale und Erze im Odenwald
- VI. Das Deckgebirge als Rahmen des Odenwaldkristallins

Dabei liegt das Hauptgewicht der Arbeiten wieder auf dem „Grundgebirge“, wie schon beim Sonderheft 1953. Die Berechtigung dafür liegt im komplexen und vielfältigen Aufbau dieses „Grundgebirges“, verglichen mit dem geologisch und petrographisch ein-

fachen „Deckgebirge“. Wer mit der Geschichte der Petrographie vertraut ist, weiß, daß eine Anzahl heute meist vergessener Spezialnamen für Gesteine im Odenwald „entstanden“ sind, bzw. von da arbeitenden Petrographen geprägt wurden. Auch an Theorien zur Gesteins- und Mineralbildung hat es nicht gefehlt, und wer den Band aufmerksam liest, stellt fest, daß die „Geister“ sich noch heute um die Richtigkeit der gesteinsgenetischen Theorien streiten. Die Variationsbreite der verschiedenen Hypothesen reichte geschichtlich von der extremsten metasomatischen Umwandlungstheorie (vertreten durch die „wets“ oder „soaks“) bis zur Theorie einer rein magmatischen Bildung. Die Variationsbreite der Meinungen ist freilich inzwischen enger geworden, und es gibt heute im Odenwald infolge besserer und mehr quantitativen Daten wohl weder extreme Metasomatiker noch dogmatische Magmatiker.

Es war nicht Aufgabe der Redaktion, hier selber Urteile zu fällen oder den Schiedsrichter zu spielen; die Verantwortlichkeit der Autoren ist beibehalten, und redaktionelle Änderungen betrafen nur die technische Seite. Obwohl sich viele Probleme im Odenwald nur lösen lassen, wenn man den Odenwald als Teil eines größeren Ganzen betrachtet, konnten (abgesehen vom Einführungsartikel) keine vergleichenden Artikel aufgenommen werden.

Entsprechend der Konzeption des Heftes muß die Verständlichkeit der einzelnen Artikel zwangsläufig verschieden sein; auch hier haben die Herausgeber nicht angezögelt, um sowohl den Spezialisten wie auch einem breiteren Leserkreis Anregungen und Unterlagen für Exkursionen, Diskussionen und die Forschung zu vermitteln.

Wenn dennoch ein lesbarer „Symposiums-Band“ entstanden ist, so danken wir dies den Autoren, die sich trotz der Terminknappheit am Werk beteiligt haben, und die Verständnis dafür hatten, daß manche Texte gekürzt werden mußten. Herrn Dr. R. A. ZIMMERMANN verdanken wir intensive Redaktionsarbeiten, und dem Vorstand der VFMG und der Druckerei die freundliche Unterstützung bei der Organisation und Durchführung des Vorhabens.

Die Herausgeber bedanken sich an dieser Stelle schließlich auch sehr herzlich beim Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Herrn Professor Dr. F. NÖRING, für die Förderung der Odenwaldforschung durch die Organisation der Odenwald-Kolloquien. Dem Präsidenten des Geologischen Landesamtes für Baden-Württemberg, Herrn Professor Dr. F. KIRCHHEIMER, sind wir für sein stetes Interesse an den Odenwald-Kolloquien und auch für die Förderung von Odenwaldarbeiten zu Dank verpflichtet.

Wir hoffen, daß das neue Sonderheft den Liebhabern und den Forschern der Mineralien und Gesteine des Odenwaldes gleichermaßen ein Führer und Anreger sein kann und daß von ihm neue Impulse der Odenwaldforschung ausgehen werden.

Mit Glückauf!

G. C. Amstutz – S. Meisl – E. Nickel

INHALT

I. Kap.: Einführung und Übersicht

| | |
|---|----|
| NICKEL, E.: Geologische Position und Petrogenese des kristallinen Odenwaldes, | 1 |
| GRAUL, H.: Geomorphogenese des kristallinen Odenwaldes | 27 |

II. Kap.: Zur Tektonik und Altersstellung des Odenwaldkristallins (ohne Vulkanite)

| | |
|--|----|
| FAHLBUSCH, K.: Das Schollenmosaik im Bereich der östlichen Rheingraben-Schulter zwischen Dossenheim und Langen (Hessen) | 33 |
| v. RAUMER, J. & MAGGETTI, H.: Basite und Paragneise im Bereich von Heppenheim-Lindenfels; ein Vergleich geologischer Strukturen. | 39 |
| SCHÄLICHE, W.: Die Otzberg-Zone | 47 |
| NOORBEHESTH, I. & PAULITSCH, P.: Zur Dynamik des Frankenstein-Plutons. . . | 59 |
| PAULITSCH, P. & GUYOT: Quarzgefüge des Odenwaldes | 67 |
| KREUZER, H.: K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des kristallinen Odenwaldes | 71 |
| WAGNER, G. A. & STOZZER, D.: Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes | 79 |

III. Kap.: Zur Petrologie und Geochemie des Odenwaldkristallins

| | |
|--|-----|
| MAGGETTI, M.: Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes | 87 |
| OKRUSCH, M., v. RAUMER, J., MATTHES, S. & SCHUBERT, W.: Mineralfazies und Stellung des Odenwaldkristallins | 109 |
| HINDEL, R.: Geochemische Untersuchung der Paragneise zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. | 135 |

| | |
|---|-----|
| KLEMM, D. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Zur Geochemie einiger Odenwälder Amphibolite. Gneise und Basite. | 141 |
| TABORSKY, F. K., TAUPITZ, D. & v. GEHLEN, K.: Der Auerbacher Marmor ... | 149 |
| NICKEL, E. & ZURBRIGGEN, B.: Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide | 159 |

IV. Kap.: Die Ganggesteine und Vulkanite

| | |
|---|-----|
| MEISL, S.: Die Ganggesteine des Melibokus-Gebietes | 175 |
| HELLMANN, K.: Die Granodioritporphyrite des Bergsträßer Odenwaldes | 189 |
| NEGENDANK, J.: Permische und tertiäre Vulkanite im Bereich des nördlichen Odenwaldes..... | 197 |
| LIPPOLT, H. J., BARANYI, J. & TODT, W.: Die Kalium-Argon-Alter der postpermischen Vulkanite des nordöstlichen Oberrheingrabens..... | 205 |
| FRENZEL, G.: Die Nephelingesteinsparagenese des Katzenbuckels im Odenwald ... | 213 |
| MÄUSSNEST, O.: Die Anomalien des erdmagnetischen Feldes im Gebiet des Katzenbuckels..... | 229 |

V. Kap.: Minerale und Erze im Odenwald

| | |
|---|-----|
| RAMDOHR, P.: Die Lagerstätten des Odenwaldes..... | 235 |
| RAMDOHR, P.: Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen von Wingertsberg bei Nieder-Ramstadt im Odenwald | 237 |
| MEISL, S.: Uranmineralisation und begleitende Erzparagenesen im Odenwald..... | 245 |

| | |
|--|-----|
| FETTEL, M.: Die Blei- und Kupfererzvorkommen bei Reichenbach im Odenwald. | 249 |
| LEVIN, P.: Über eine gangförmige Vererzung bei Schriesheim im südwestlichen Odenwald | 255 |
| KLEMM, D. D. & FAZAKAS: Die Schwerspatvorkommen des Odenwaldes | 263 |
| FETTEL, M.: Bergbaugeschichte des Odenwaldes | 267 |

VI. Kap.: Das Deckgebirge als Rahmen des Odenwaldkristallins

| | |
|---|-----|
| BECKSMANN, E.: Tektonik des Deckgebirges | 281 |
| PRIER, H.: Tuffe und Sedimente des Rotliegenden im Odenwald | 285 |
| BACKHAUS, E.: Der Buntsandstein im Odenwald | 299 |
| SEMME, A.: Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald | 321 |
| BRAUN, Ute: Stoff, Form und Gestalt am Odenwälder Felsberg | 331 |
| FAHLBUSCH, K. & SCHMIDT, R.: Geologisch-tektonische Interpretation archäologischer Fundortkarten (Jungpaläolithikum bis La Tène) des Darmstädter Raumes | 337 |

Geologische Position und Petrogenese des kristallinen Odenwaldes

E. NICKEL, Fribourg, Schweiz

Kurzfassung/Abstract

Der kristalline Odenwald liegt in der saxothuringischen Zone des variskischen Gebirges, er gehört zur Mitteldeutschen Schwelle. Im Westteil (Bergsträsser Odenwald) drängen Magmatite (Gabbro → Diorit → Granit) in kulissenartige steile Faltenzüge regionalmetamorph umgeprägter Gesteine ein; im Ostteil (Böllsteiner Odenwald) liegen kuppelartige bzw. west-fallende Strukturen vor. –

Es wird versucht, die Intrusionsabfolgen den entsprechenden tektonogenetischen Phasen zuzuordnen; denn diese Altersbeziehungen, sowie die relative Stockwerkstiefe zwischen Bergsträsser und Böllsteiner Odenwald sind entscheidend für das Gesamtverständnis im Rahmen der anderen Kristallineinheiten der Mitteldeutschen Schwelle (vom Spessart bis Dessau). –

Lithostratigraphische Vergleiche, radiometrische Altersdaten, petrologische und gefügekundliche Ergebnisse weisen im Böllstein auf die prävariskischen Phasen hin, aber auch im Bergsträsser Odenwald auf eine längere Konsolidierungsgeschichte. Insbesondere muß nach der älteren Metamorphose und vor den Hauptintrusionen eine Hebung (Abtragung) des Raumes erfolgt sein. Man kann eine Aufteilung in bretonische (?) und sudetische Abläufe rekonstruieren, wobei die während der sudetischen Intrusionsphasen auftretende Durchbewegung spezielle Gesteinstypen schafft.

In the western part, the crystalline Odin's Forest (Odenwald) is characterized by narrow SW-NE-trending, steeply dipping zones of igneous and metamorphic units (forming the so-called Bergsträsser Odenwald); dome-like, resp. W-dipping units characterize the eastern part (the so-called Böllsteiner Odenwald and the Zwischenzone). The Odin's Forest is located on the „Mitteldeutsche Kristallinschwelle“ and can be compared with other crystalline areas of the same geologic position.

The genesis of the units is discussed. In the „Bergsträsser Odenwald“, the frame for the intrusions of variscian magmatites is provided by paragneisses and schists. The petrogenesis of the Böllsteiner Odenwald seems to have ceased earlier.

The correlation of the old Paleozoic (or even older) rocks is difficult; the recognition of the sequence of the magmatic rocks is easier: these rocks intruded between the early variscian reussic phase and the sudetic phase.

Vorbemerkung

Dieses von den Herausgebern des Odenwaldsonderheftes vorgesehene Einführungskapitel wurde von uns gemeinsam geplant und diskutiert. Es versucht aufzuzeigen, welche Schlüsselposition der Odenwald in der Gesamtproblematik variskischer Gebirgsbildung einnehmen kann.

Da die anderen Artikel dieses Sonderheftes gleichzeitig mit diesem Artikel abzuliefern waren, konnte deren Inhalt für die Einführung nicht zu Rate gezogen werden. Doch nehmen wir an, daß keine grundsätzlichen Kontroversen bestehen. Wir werden jedenfalls die verschiedenen Gesichtspunkte in dem von uns in Arbeit befindlichen „Geologischen Führers des Odenwaldes“ (Bornträger) berücksichtigen.

S. Meisl und E. Nickel

1) Der Odenwald, ein Aufbruch der mitteldeutschen Kristallinschwelle.

Der kristalline Odenwald ist ein Teil des variskischen Gebirges. Er liegt an der Nordflanke der saxothuringischen Zone, also dort, wo die Mitteldeutsche Schwelle das Saxothuringikum vom Rhenoheryzinkum abtrennt.

Das **variskische** oder **herzynische** Gebirge hat Mitteleuropa im Paläozoikum gestaltet. Der Name stammt vom Kristallinaufbruch des Harzes (daher „herzynisch“) bzw. von Hof/Bayern, dessen lateinischer Name curia variscorum lautet (nach dem Stamm der Varisker oder Varisten). In diesem Raum wurde das Grundgebirge besonders eingehend studiert, und KOSSMAT (1927) hat für die Gesamtheit der „karbonischen Alpen“ eine noch heute gültige Einteilung geliefert: Kernland ist der böhmische Raum zwischen Moldau und Donau: das **Moldanubikum** mit präkambrischen Altkristallin. Peripher hierzu liegt als

PALÄOZOIKUM UND PRÄKAMERIUM

| | | Mill. Jahre | | | | |
|------------------------------------|-----------------------|-----------------------------|----------------------|---------|------------|------------------|
| Perm | Karbon | Ober- | Stephan | 280 | varistisch | |
| | | Ober- karb. (Siles) | Westfal | 290 | | Asturische Phase |
| | | | Namur | 300 | | |
| | | | Namur | 310 | | |
| | | Unter- karb. (Dinant) | Visé | 320 | | Sudetische Phase |
| | | | Tournay | 330 | | |
| | | | Bretonische Phase | Tournay | | 340 |
| | | | | 350 | | |
| | | | | ober- | | 360 |
| | | | | 370 | | |
| Devon | mittel- | 380 | Kaledonische Phase | | | |
| | | 390 | | | | |
| | | 400 | | | | |
| | Gotland (Silur) | 410 | | | | |
| | | 420 | | | | |
| | | 430 | | | | |
| Silur | Ordoviz | 440 | (Phase?) | | | |
| | | 450 | | | | |
| | | 460 | | | | |
| | | 470 | | | | |
| | | 480 | | | | |
| | | 490 | | | | |
| Kambrium | Jungassyntische Phase | 500 | | | | |
| | | 510 | | | | |
| | | ober- | 520 | | | |
| | | mittel- | 530 | | | |
| | | 540 | | | | |
| | | 550 | | | | |
| Präkambrium | | 570 | | | | |
| Algonkium: | | . | | | | |
| 1) nachspilitisch (jungalgonk.) | | . | Altassyntische Phase | | | |
| 2) spilitisch | | . | | | | |
| 3) vospilitisch | | . | | | | |
| Archaikum | | . | | | | |
| buntes | | Moldanubikum | | | | |
| monotones | | | | | | |

Abb. 1. Die Erdzeitalter, in denen das Odenwälder Grundgebirge gestaltet wurde

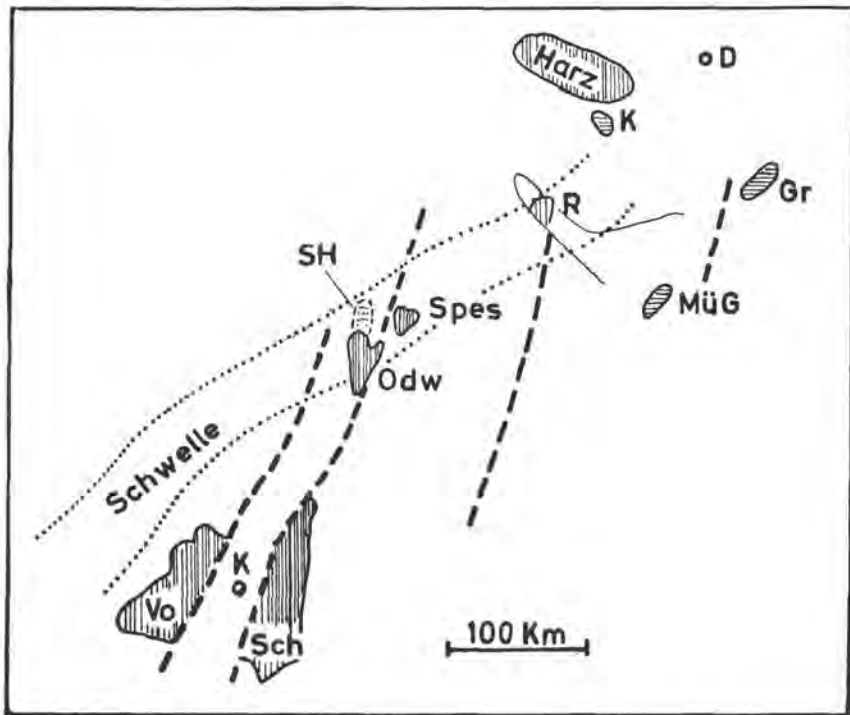


Abb. 2. Die mitteldeutsche Schwellenzone mit den Kristallinaufbrüchen. Die (epirogen nachgeprägte) orogene Zone lag zum ersten Male im Unterdevon trocken (STILLE 1928; vgl. auch MEISL und EHRENBERG 1968).

Auf der Schwelle liegen der Dessauer Granit (D), der Kyffhäuser (K), der Ruhlaer Sattel (R), Spessart (Spes) und Odenwald (OdW). Beim Odenwald wurde die nördliche Verlängerung des Bergsträßer Kristallins durch Andeutung des Sprendlinger Horstes (SH) vermerkt; vgl. MURAWSKI (1964).

Südöstlich davon, also mehr zentral, liegen die ausgedehnten Grundgebirgszonen des sächsisch-thüringischen Raums (zur Orientierung sind das Granulitgebirge -Gr- und die Münchberger Gneismasse -Müg- eingetragen). Im Süden trennt der Rheingraben (mit dem zentralen Kaiserstuhlvolcan K) die Vogesen (Vo) und den Schwarzwald (Sch).

angefalteter Gürtel das **Saxothuringikum**, wo zwischen den Faltenzügen Altkristallin in Kuppeln erhalten ist. Die Zone zieht vom Erzgebirge über Thüringen in Richtung Schwarzwald und Vogesen; man nennt das Streichen dieser Zone „**erzgebirgisch**“ (ann. SW-NE). Nördlich der Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN 1948) liegt das **Rhenohertzynikum**: Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Ardennen. Diese Zone wird wiederum gegen NW von der **variskischen Vortiefe** abgelöst. H. STILLE (1920, 1951) hat gezeigt, daß die Einfaltung des Gebirges dreistufig erfolgte: In der **bretonischen Phase** zwischen Devon und Unterkarbon, in der **sudetischen Phase** zwischen Unter- und Oberkarbon und in der **asturischen Phase** innerhalb des Oberkarbons. Die Faltungen wanderten dabei zeitlich von innen nach außen.

Die obigen **Faltungphasen** sind in *Abb. 1* tabellarisch dargestellt. Das variskische Geschehen ist also „jungpaläozoisch“. Die Gesteine aber, die eingefaltet und metamorphosiert worden sind, müssen älter als Karbon sein. Wir werden in den weiteren Kapiteln darüber

nachdenken, ob altpaläozoische oder präkambrische Ausgangsgesteine vorliegen. Die angeführte Unterteilung des Präkambriums bezieht sich auf die Gliederung in Böhmen, dem moldanubischen Stammland (KETTNER 1917).

Abb. 2 zeigt eine Skizze der Mitteldeutschen Schwelle (nach NEUMANN 1966) mit den heute erschlossenen kristallinen Anteilen. Diese Schwelle, die sich im variskischen Flyschstadium durch Geröllschüttung abzeichnet [wobei nach der Detritusanalyse die **Hülle** der Schwelle Na-betonte Vulkanite, der **Kern** Kalkalkaligneise und -granitoide enthielt (vgl. NEUMANN 1972)], ist für uns in der speziellen Formulierung einer **Mitteldeutschen Kristallinzone** (MOEBUS 1968) von Bedeutung. Sie enthält die uns betreffenden vom Mesozoikum nicht zugedeckten Kristallineinheiten des Odenwaldes, des Spessarts, des Ruhlaer und sich SE anschließenden Schwarzburger Sattels, des Kyffhäusers und des erbohrten Kristallins von Dessau.

2) Erläuterung einer petrographischen Skizze

Abb. 3 zeigt den erschlossenen Raum, der im Westen durch den Rheingraben begrenzt ist und im Osten an der Triasüberdeckung endet. Im **Böllsteiner** Odenwald und in der **Zwischenzone** (NICKEL 1953, 1954) treten Gneiskuppeln oder -schwelen auf; westlich davon stehen die erzgebirgisch streichenden Einheiten des **Bergsträßer** Odenwaldes an („Bergstraße“ heißt die klimatisch begünstigte Rheingrabenflanke Heidelberg–Weinheim–Bensheim–Zwingerberg).

In unserer Skizze sind die **Rahmen-Metamorphite**, zwischen denen Magmatite eindringen, gestrichelt dargestellt. Sie heißen auf den geol. Karten „ms“, d. h. metamorphe Schiefer. Im Böllstein umschließen sie als Randschiefer ein flaches Gewölbe granitoider Gneise, im Bergsträßer Odenwald bilden sie die „Schieferzüge“ (bestehend aus Schiefen und Gneisen) d. h. vertikal stehende Kulissen, durch welche die verschiedenen Magmatite voneinander getrennt werden.

Die **Magmatite** selbst liefern ein vollständiges Spektrum von basischen bis sauren Gesteinen. Als erstes intrudierten die Gabbros, es folgten Gabbrodiorite und Hornblende-Diorite. Als zweite Serie drangen tonalitische Biotit-Diorite, sodann Granitoide, also Granodiorite und Granite ein.

Die Basite sind durch Kreise gekennzeichnet. Östlich des Wortes „Rhein-“ auf der Skizze bezeichnen sie den bekannten Frankensteint pluton. Südlich Reinheim („R.“) stehen die ebenso bekannten massiven Hypersthenabbrodiorite von Groß-Bieberau an. Nördlich Reichenbach („Re.“) liegen im Quarzdiorit des Felsberges die Felsenmeere. Schließlich zieht von Heppenheim („H.“) bis nördlich Lindenfels („L.“) der sog. Hauptdioritzug. Weitere Basite gibt es zwischen Heidelberg und Weinheim („W.“).

Saurer sind die Granodiorite, sie bilden – neben kleineren Körpern zwischen den Basiten – den großen Weschnitz-Pluton östlich von Weinheim („W.“) und Heppenheim („H.“). – Es folgen die Granitoide. Hier sind **zwei Arten von Vorkommen** zu unterscheiden: Die „normalen Granite“ und die „Flasergranite“.

Zu den ersteren gehören die eigentlichen granitischen Plutone wie der Heidelberger Granit, dessen Verbreitungsraum nach Norden zu in den des Trommgranits (NW von Waldmichelbach „Wa.“) übergeht, oder auch der vom Rheingraben abgeschnittene granodiotische Malchenpluton (SE von „Rhein“ der Skizze).

Zu den letzteren gehören die Vorkommen, bei denen sich Biotitdiorite mit Biotitgraniten verzahnen und interessante Mischgesteine bilden. Alle Gesteine dieses Typs sind streifig und wurden früher insgesamt als „Flasergranit“ kartiert.

waren mehrere Hauptstörungslinien in der NNE-Richtung eingetragen, deren eine in Verlängerung des Rheingrabens das Odenwaldkristallin quert. So wird auch die Gesamtstruktur des Gebietes klarer: An der Westflanke von Böllstein + Zwischenzone stoßen zwei verschiedene tektonische Stockwerke aneinander. Die erzgebirgischen, spitzwinkelig an die Gneisschelle anstoßenden Bergsträßer Einheiten sind teils unmittelbar an den Gneissockel angepreßt, als sich letzter anhob, teils durch den jungen – längs der Schwächezone aufsteigenden – Trommgranit mit dem Sockel verschweißt. Dieser Granit hat dabei auch, wie die Skizze zeigt, den südlichen Schieferzug in ein „Schollenagglomerat“ zerrissen.

Später entstanden an gleicher Stelle Reißfugen und Zerrüttungszonen („Otzbergspalten-Mylonite“), und die genannten Vulkanite fanden hier Aufstiegswege (vgl. den Aufsatz von SCHÄELICKE in diesem Heft).

3) Die altpaläozoische Geschichte des Odenwaldkristallins

Nach der starken Absenkung im Kambrosilur unterlag der saxothuringische Raum im Devon und Unterkarbon nur noch gelegentlichen marinen Überflutungen bzw. Sedimentation. In diesem Zeitraum fand jedoch die intensive Faltung der von Sedimenten gefüllten Absenkungszonen zwischen inselartigen, schon versteiften älteren Kernen statt. So etwa äußert sich R. BRINKMANN (Abriß der Geologie II 1954), und wir können dieses allgemeine Bild von variskischen Ketten, die Altkristallin umschlingen, gut auf den Odenwald anwenden, wenn wir den Böllstein als einen solchen Kern, den Bergsträßer Odenwald aber als verfaltete Absenkungszone verstehen. Altpaläozoisch oder algonkisch wären dann nicht nur die Kerne selbst, sondern auch die Basisgesteine der Absenkungszonen. Als sich der gesamte Schichtstapel durch Einfaltung konsolidierte, wurde Ältestes und Jüngstes gemeinsam überprägt.

Allerdings ist in diesem intensiv beanspruchten Raum, in welchem sehr unterschiedlich alte Gesteine zusammengeschoben wurden, schwer auszumachen, welcher Anteil devonisch, welcher prädevonisch ist, da das gesamte Paläozoikum ganz ähnliche Gesteine entwickelt hat. Infolge der Verschweißung der Faltenräume mit den alten Kuppeln ist nicht einmal eine klare Trennung von Sockel und Auflage möglich.

Besonders für die auf der Kristallinschwelle liegenden Gebiete (und der Odenwald wie der Spessart gehören dazu) wird man annehmen, daß Devon stark zurücktritt und altes bis präkambrisches Material ansteht. – HOPPE (1924) hatte seinerzeit den Auerbacher Marmor als Riffkalk näher beschrieben. Da solche Kalke weder für Karbon noch für Silur typisch sind, entschied er sich für das Naheliegendste und nahm oberes Mitteldevon an. Hierzu paßte auch das Auftreten von Orthoamphiboliten bzw. Metadiabasen. Wir hätten also mesozonales Rheinisches Schiefergebirge vor uns! Es zeigte sich aber schon seinerzeit, daß man den „Schieferzug“, in dem der Marmor liegt, gut mit Böllsteiner Hüllgneisen und diese wiederum mit den Gneisen der Elterhofstufe im Spessart vergleichen kann.

Von dort her aber muß man einer anderen Version den Vorzug geben: Die mächtigen Quarzite der Geiselbachstufe passen in ihrer Eintönigkeit nur ins Unterdevon oder ins Ordovizium. Läßt sich aus paläogeographischen Gründen Unterdevon ausschließen, so bleibt nur die Einstufung als Äquivalent der Frauenbachquarzite des sächsischen Raumes, ins „Untersilur“ (BEDERKE 1957). Und wenn hier erst einmal Ordovizium gesichert ist, so liegt es nahe, auch die anderen Einheiten „alt“ einzustufen. Insbesondere die uns interessierende Elterhofstufe. Sie ist wegen der Einschaltungen von Amphiboliten (Diabas!), Graphitschiefern (Lydit!) sowie der Plattenquarze (Quarz-Keratophyr?) als „bunt“ zu kennzeichnen und würde nach BEDERKE präkambrisch, nach HOTH et al. (1970) unterkambrisch sein. Im Ganzen bestätigt sich so die alte Auffassung von v. BUBNOFF, daß zumindest im Böllstein eine alte moldanubische Kuppel erhalten ist.

Ehe wir uns wieder mit den Bergsträßer Schieferzügen befassen, noch ein Blick nach dem Ruhlaer Sattel. Das im NE-Streichen des Spessarts liegende Ruhlaer Kristallin wurde von v. BUBNOFF ebenfalls für eine alte Gneiskuppel gehalten, und W. NEUMANN (zuletzt 1972) hat in Aufarbeitung vieler Indizien gezeigt, daß dort ein schon präkambrisch konsolidierter Sockel vorliegt, auf dem sich die algonkische Truse-Folge abgeschieden hat. Das Sockelgestein, sowie eine bunte Serie der Truse-Folge (Brotteröder Fazies mit Metabasiten, Graphitschiefern, örtlich Karbonaten) wäre mit Spessart- und Odenwaldkristallin zu vergleichen.

Südöstlich des Ruhlaer Sattels liegt im Thüringischen Raum der Schwarzbürger Sattel mit präkambrischen Kern (Katzhütter Schichten, v. GAERTNER 1933) und Flanken von Silur, Devon und Karbon. Stellen wir uns den Bergsträßer Odenwald entsprechend aufgebaut vor, hier nur stockwerkstiefer erschlossen (und stärker eingengt?), dann könnte man lithostratigraphische Vergleiche anstellen. Das gilt aber nur, wenn die Gesteinsfolge der Bergsträßer Schieferzonen wirklich einem Schicht- oder Faltenstapel entspricht. Nach v. RAUMER & M. MAGGETTI (1975) jedoch verstecken sich in den Schieferzonen auch kompliziert gebaute Kuppeln. Hier wäre das steile Abtauchen der Kulissen nicht durch die Schichtfolge oder einen Isoklinalfaltenbau bedingt, sondern durch ein scheibenartiges Zerlegen der Altbestände.

Unter solchen Umständen, und da hier – wie im Thüringischen Raum – eine so starke innervariskische Regeneration stattgefunden hat, daß auch kambrosilurische Sedimente junge Mineralalter ergeben (der Feldspat des Thaler Gneises in Thüringen ergab 270 Mio. Jahre!), kommt man nur mit regionalgeologischen Vergleichen weiter. In diesem Sinne haben besonders NEUMANN (1966) später HOTH et al. (1970) versucht, von allgemeinen Gesichtspunkten her das „Jungpräkambrium im Bereich der Varisciden und Kaledoniden ... und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsetappen“ zu erörtern.

Den Thüringischen Raum hatten wir bereits genannt. Aber auch im Schwarzwald haben schon HOENES et al. (im „Schwarzwaldführer“ 1949) für die Rengneise algonkische Grauwacken als Edukte angenommen. In der Assoziation mit Amphiboliten, graphitischen und Karbonatgesteinen würde dies der böhmischen Spilitphase entsprechen, monotone Abarten wären präspilitisch (HOTH et al. 1970). In Nordschwarzwälder Biotitgneisen sehen die gleichen Autoren „jüngstes Präkambrium, jungassyntisch oder paläozoisch verfaltet“.

Ebenso ist für HOTH et al. (1970) im Spessart von Süden nach Norden Präkambrium bis Ordovizium vertreten, die Konsolidierung soll innerordivizisch sein. Schon STILLE (1951) sowie weitere Autoren – siehe Vorspezzartheft 1957 – hatten Algonkium bis Ordovizium angenommen, jedoch sollte die Konsolidierung erst bretonisch erfolgt sein (Epizonal mit nachfolgender „Spessartkristallisation“ besonders der Staurolithgneise und -schiefer).

Erinnern wir uns daran, daß die Gedankenbrücke vom Auerbacher Marmor und dem zugehörigen Schieferzug über die Böllsteinschiefer zum Spessart ging und vom Spessart zum Ruhlaer Kristallin. Eine direkte **Parallele Odenwald/Ruhla** sieht NEUMANN (1966): Der im Ruhlaer-Raum W-E verfaltete Sockel wird von einer flachen, 20–40 m mächtigen Kakiritplatte überdeckt. NICKEL und OBELODE/DÖNHOF (1962) zeigten, daß im Hangenden der Zwischenzone eine geplättete Gneisserie ansteht. Da die Plättung eine abtrennbare tektonogenetische Phase darstellt, könnte hier wie in Ruhla eine tektonisierte Grenze zwischen Sockel und Auflage vorliegen. NICKEL und OBELODE/DÖNHOF (1962): „Wo sich brauchbare Aufschlüsse anbieten, hat man den Eindruck, daß die bunte Serie das Abkippen der Schwelle nach Westen nicht mitvollzieht. Es ist nicht auszuschlie-

ben, daß zwischen dem basalen Gneis und der bunten Serie Überschiebungen stattgefunden haben“ (S. 172). Weitere Indizien der Parallelisierung wären Tropfenquarze im Böllstein wie im Steinbacher Augengneis, sich ähnelnde Verflößungen von „G“ mit „G₂“ in beiden Räumen und metablastische Gefügelockerungen bei Aschbach (Nachbarschaft des Trommgranits) bzw. in Trusetaler Wasserfallgneisen (Nachbarschaft des variskischen Trusegranits).

Die Elterhof-Parallelisierung bezog sich auf die Böllsteinschiefer, also auf sillimanit- und cordieritführende Schiefer mit Basiten, Kalken, Graphitgesteinen. Stellen diese eine **Auflage** dar, so sind sie jünger als der Gneis darunter; letzterer wäre präkambrisch. Stellen sie hingegen den **Rahmen** für Intrusionen dar, so wären sie älter als die Gneise. Wegen späterer Verflößungen von Schiefer- und Gneisanteil scheint zur Zeit eine Entscheidung für eine der genannten Alternativen nicht möglich. Diese Frage bleibt ebenso offen wie die Trennung von (prävariskischem) Sockel und (variskischer) Auflage ganz allgemein. Einige Gesichtspunkte hierzu bringt noch das Kapitel „Ein Gang durch die Geschichte“.

Es sei hier noch erwähnt, daß NEUMANN sich nicht mit den offensichtlichen Korrelationen begnügt, sondern versucht, auch die anderen Einheiten aneinander anzuschließen: Bessenbachstufe (Spessart) = Steinbacher Augengneis (Ruhla). Biotitgneise der Haibacher Stufe (Spessart) = mehrere Gesteine bei Ruhla: Katzensteingranit, synkinematische Granitgneise, paragne Biotit- und Hornblendegneise usw.

Korrelationen zwischen Spessart und Odenwald: Bessenbach und Elterhof (Spessart) = Böllstein; Geiselbachquarzit (Spessart) = Quarzite und Quarzglimmerschiefer ESE von Darmstadt. Die weiteren Mulden- und Sättelkorrelationen hingegen scheinen zweifelhaft, zumal man auch im Faltenstreichen mit einem Wechsel der Lithofazies rechnen muß.

Außerdem liegen die erzgebirgisch streichenden Züge des Odenwaldes gegen den Spessart etwas südlich verschoben; eine Schlepplage ist aber nicht nachweisbar. Wir würden eher glauben, daß die Spessartfalten nördlich auf dem Böllstein lagen, während die Bergsträßer Faltenzüge linksseitig des alten Widerlagers ein zum Spessart **tiefere** Stockwerk darstellen, gegen das sich allerdings der Böllstein gehoben hat.

Es bleibt noch ein Blick auf den mittleren und südlichen Odenwald zu tun. **Alle** Schieferzüge des Bergsträßer Kristallins sind als „Bunte Serien“ anzusehen; was also für die Gesteine gilt, die den Auerbacher Marmor enthalten, das gilt auch für die anderen. Will man, wie im Spessart, im Süden die ältesten, im Norden die jüngeren Schichten annehmen, so müßten bereits die Gesteine östlich Bensheim Präkambrium enthalten. Schon THUERACH (1893; vgl. E. TROEGER im seinerzeitigen Odenwaldheft des Aufschlusses 1955) hatte angenommen, daß im Schollenagglomerat das Tiefste erschlossen sei. Leider ist aber gerade hier die frühvariskische Mobilisation stark gewesen, und der spätvariskische Trommgranit hat die Region ins Schwimmen gebracht. Kartiert waren die „Schiefer“ als Devon. R. EIGENFELD (1963) hatte sie als Silur eingestuft, HOTH et al. (1970) halten sie für Gesteine der algonkischen Spilitstufe.

Müssen wir nun wirklich alle ehemaligen Grauwacken, Pelite, eingeschaltete Lydite und Phosphoritlagen, knollige Karbonathorizonte usw. so alt machen? Ist es sinnvoll, evtl. lateritische Verwitterungsprodukte (heute als Korund- und Spinellfelse zwischen Cordierit-Granatgneisen vorliegend) zu datieren?

In gewissem Sinne scheint sich die Problematik dadurch zu entschärfen, daß man heute geneigt ist, die Phasen weniger scharf zu begrenzen. Nach HOTH et al. (1970) hat man mit einer Sedimentation vom mittleren Algonkium bis ins untere Ordovizium zu rechnen, mit lokal verschieden deutlichen assyntischen, teilweise auch silurischen Faltungs-

phasen. Es gibt so etwas wie eine jungpräkambrisch-paläozoische Großgeosynklinale (l. c. S. 415), welche mehrere „unvollendete Zyklen“ aufweist. Ebenso müssen die kaledonischen und variskischen Ereignisse zu einer umfassenden Einheit zusammengefaßt werden. Diese mehr kontinuierliche Sicht der Entwicklung hatte ja auch STILLE (1958) selbst schon im Auge, wenn er sagte: „daß die Anlage der Gesamtheit der neogäischen Orthogeosynklinale schon bis in algonkische Zeiten zurückreicht“ (S. 185).

4) Wie viele tektonogenetische Phasen lassen sich variskisch unterbringen?

In der Tabelle der Abb. 1 waren für das Paläozoikum und Präkambrium die uns interessierenden tektonischen Phasen eingetragen. Man sieht, wie sich im Karbon die Abläufe drängen. Wenn die in Schottland (Kaledonien) charakteristische Phase (Grenze Silur/Devon) bei uns ausfällt, bleibt vom Kambrium bis zum Devon ein im Wesentlichen geosynklineales Stadium erhalten, und es würden demnach erst nach 200 Mio. Jahren die inzwischen sedimentierten Schichten wieder einmal großtektonisch erfaßt und umgestaltet. Anders gesagt: Für Regionalmetamorphosen blieben nach unserem Schema nur assyntische oder variskische Prägungsalter.

a) Die Verhältnisse in der mitteldeutschen Kristallinschwelle

Sehen wir uns in den Bereichen des „klassischen Saxothuringikums“ um, so stellen wir jedenfalls fest, daß **epizonal** eine variskische Überformung ganz offensichtlich erfolgt ist und ordovizische, silurische, devonische bis z. T. unterkarbonische Gesteine erfaßt hat. Es bleibt die Frage, ob auch die **meso- bis katazonale** Überformung varistisch ist, also im Sinne eines synchron beanspruchten tieferen Stockwerkes **unter** den Phylliten. Dies zu wissen ist schwer, da auf jeden Fall auch möglicherweise alte Gneise durch die variskische Phase regeneriert worden sind: „Gefügeuntersuchungen im Erzgebirge weisen darauf hin, daß Gefüge und Metamorphose im Gneis und Phyllit gleichaltrig sind (BEHR 1964, 1965; BEHR et al. 1965). Die heutige Mineral- und Gefügefazies der Gneise ist demzufolge jünger als das Ausgangsgestein der Phyllite“ schreibt E. SCHROEDER S. 251 im „Grundrisse der Geologie der DDR“, I, 1968, (im Folgenden mit „Grundriß“ zitiert).

Zwar nimmt man als wahrscheinlich an, daß vor der gneisprägenden Metamorphose schon eine ältere vorhanden war, doch dürfte diese eher weniger intensiv als die Letztprägung gewesen sein (BEHR et al. 1965), so daß die Annahme einer starken Metamorphose synchron mit der Phyllitisierung immer noch am einfachsten ist.

Man entgeht einer zeitlichen Fixierung, wenn man annimmt, daß die starke Metamorphose einem längerdauernden Geschehen **ohne** direkte Verknüpfung mit der varistischen Hauptfaltung entspricht, die hier wesentlich sudetisch sein sollte. Entgegen WURM (1965), der für eine intensive **Sockelmetamorphose** im Unterkarbon eintritt, glauben BEHR (1964, 1965) sowie KAEMMEL (1964) und KURZE (1966) an kontinuierliche Entwicklungsvorgänge während des Paläozoikums.

Alle vorgenannten Überlegungen setzen voraus, daß man – durch Analyse der Gesteine des Phyllitstockwerkes – wenigstens prinzipiell weiß, daß Altes und Junges (bis Unterkarbon) hier vertreten ist. Zwar kann man damit rechnen, daß in der Innenzone der Variskiden eugeosynklinale Verhältnisse herrschten, sich somit Sedimente (und submarine Basite) über die ganze Zeitdauer finden, aber das gilt doch nur dort, wo auch wirklich **Tröge** vorhanden waren. Gerade für den Raum der Kristallinschwelle trifft das aber nicht zu; hier könnte die Devon-Sedimentation überhaupt ausgeblieben sein. Unsere Schwellenregion trennt jedenfalls vom oberen Unterdevon an Rhenoherynikum und Saxothuringikum, und zwar so, daß beiderseits keine Schelfe aber tiefe Becken auftreten, „die gegen Ende des Devons grobe, **von der aufsteigenden Schwelle her** geschüttete Flyschsedimente aufnehmen“ (H. PFEIFFER in „Grundriß“ S. 162). Mithin ist hier Festland.

Wir können damit rechnen, daß die Schwellenregion auch schon früher eine Randlage annahm: Im Kambrium und Ordovizium schütet das Nordfestland gegen Süden, an der Mitteldeutschen Schwelle findet sich küstennahe Ausbildung (H. KÖLBEL in „Grundriß“ S. 99). Im Devon wird zwar der Norden Schüttungsland, aber wiederum ist der Bereich der Schwelle **Randgebiet**. Die saxothuringische Konsolidierung beginnt: im unteren Visé schütet die Schwelle noch nach beiden Seiten, im oberen Visé aber schließt die Konsolidierung ab, das Festland reicht bis nördlich der Schwelle und das variskische Gebirge wird gegen Norden zu abgetragen.

Halten wir also fest: Grundsätzlich könnten sowohl Metamorphose wie Migmatisierung und Intrusionstätigkeit innerhalb des variskischen Zyklus untergebracht werden. Man muß nur feststellen, ob sich die gesteinsbildenden Phasen des Odenwaldes vernünftig in die generell bekannte Abfolge des Saxothuringikums einfügen lassen.

b) Phasenauffolge im Odenwaldkristallin.

Wir können davon ausgehen, daß sich die Odenwälder synorogenen und spätorogenen Magmatite (die wie auch andernorts granitoid sind) **sudetisch** bis spätsudetisch gebildet haben. Das ist – abgesehen von den Vulkaniten – die obere Zeitmarke der magmatisch-metamorphen Ereignisse. (Hernach hebt sich der Raum und das Meer zieht sich zurück, vgl. „Grundriß“ S. 195).

Vor den Granitoiden fanden die basischen Intrusionen statt, und diese führen bereits Amphibolite als Schollen. Wieviel älter als die Basitintrusionen ist nun die Metamorphose?

Im allgemeinen stellt man sich ja vor, daß die Magmatite eindringen, sobald das Faltengebirge Gestalt annimmt. Ganz in diesem Sinne spricht der „Grundriß“ z. B. vom „Eindringen erster Granitmassen in die jungen variskischen Ketten“ (S. 187). Im Odenwald aber intrudieren die Magmatite in bereits mesozonal geprägtes Kristallin! Sind **das** die „jungen Ketten“? Man würde hier doch eher an früher konsolidierte – evtl. neu beanspruchte – Räume denken!

Dieses Dilemma vor Augen, haben wir nun die Alterseinstufung des Odenwaldkristallins zu versuchen! In Fortführung der von NICKEL schon früher, und nun auch von MAGGETTI dargelegten Indizien muß für das Bergsträßer Kristallin von folgenden Tatsachen ausgegangen werden:

1. Das Odenwälder Kristallin besteht aus älteren Gneisen und Schiefen (Schieferzüge der Literatur) und aus den in sie eingedrungenen Magmatiten (Intrusionsabfolge Gabbro-Diorit-Granit).

2. Das Material der „Schieferzüge“ war schon vor dem Aufdringen der Gabbros metamorph; und zwar geprägt unter Bedingungen der Amphibolifazies. Man rechnet mit einem Druck von 4–6 kb (ca. 15–22 km). Aber auch wenn man nur 12 km Tiefe annimmt, ist die Auflast beträchtlich.

3. Die Mineralauscheidungsfolge in den Magmatiten (angefangen bei den Gabbros!) ist zu interpretieren als eine Kristallisation bei ca. 1,5–1 kb, also unter ca. 4 km Decklast (vgl. M. MAGGETTI in diesem Heft).

4. Die prä-gabbroide Metamorphose erfolgte durchgängig an allen Gesteinen der „Schieferzüge“, es liegt normale Regionalmetamorphose vor. Eine post-gabbroide Durchbewegung zur Zeit der Diorit- und Granitoid-Intrusionen hat sich nur an den gerade mobilen Magmatiten ausgewirkt, es handelt sich um eine spezielle Durchbewegung und Umbildung bei synorogenen Intrusionen.

5. Die Gabbros erzeugten im Kontakt zu den umgebenden Amphiboliten eine „Pyroxen-hornfelsfazies“. Die späteren, weniger basischen Intrusiva hingegen überprägten die „Schiefer“, sofern sie sie nicht assimilierten, im Sinne einer Gefügelockerung.

6. Die Gabbros und Hornblendediorite drangen aus größerer Tiefe auf, die Biotitdiorite und Granitoiden hingegen sind lithogene Bildungen, deren metablastische Vorstadien im anstehenden Niveau erschlossen sind. Nahe unterhalb hat man sich also eine großräumige granitmobile Zone vorzustellen.

7. Die in den prä-gabbroid metamorphosierten „Schieferzügen“ enthaltenen Amphibolite sind wenigstens teilweise orthogen, entstanden aus Magmatiten eines (initialen) Geosynkinalvulkanismus.

Beginnen wir mit der schon erwähnten **oberen Zeitmarke**: Vor rd. 320 Mio. Jahren erfolgten im Rahmen der sudetischen Phase die späten Granitintrusionen als Ausklang der synrogenen Granitoidphase (Biotitdiorite bis -granite). Die Intrusionen finden ein bereits verfaltetes und metamorphes Gebirge vor.

Zwischen dieser sudetischen Phase und der vorangehenden bretonischen liegen 30 Mio. Jahre. Vermutlich gibt es keinen Hiatus in der Entwicklung zwischen diesen Phasen, jedenfalls gilt das für die Magmenförderung: Die Gabbros dürften bretonisch intrudiert sein (Alterswerte um 350 Mio. Jahre). Ihnen folgen die Gabbrodiorite und die Hornblendediorite; man kann annehmen, daß die Granitoide noch von der Anheizung des Raumes durch die Basitanstiege profitierten.

Bei allen Intrusionen ist das Deckgebirge – gemäß Indizium 3 – nicht mächtiger als ca. 4 km; die vorangegangene Metamorphose hingegen – Indizium 2 – bedurfte einer Decklast von ca. 12 km. Will man daher auch die Metamorphose bretonisch machen, so müßte man diese Phase über mindestens 10 Mio. Jahre ausdehnen, so daß am Anfang der Phase eine Kristalloblastese unter **großer** Decklast erfolgt, gegen Ende aber die Gabbrointrusionen nur noch eine **geringe** Decklast vorfinden.

Die 10 Mio. Jahre sind ein Schätzwert auf Grund der Hebungsrate in den Alpen, wo man maximal Werte von 1 mm pro Jahr errechnet hat (FREY et al. 1974). Ein Abtrag von 8 km dauert also mindestens 8 Mio. Jahre. Dies wäre für die bretonische Phase ein möglicher Betrag gemäß der allgemeinen Annahme, daß „während der Geosynklinallperiode, vor allem im Oberdevon und Dinant, ... die Mitteldeutsche Schwelle in Erscheinung trat („Grundriß“, S. 246), wobei mächtige flyschartige Grauwackenschüttung den schnellen Anstieg deutlich macht.

Durch diese Überlegung wird freilich die sudetische Phase als variskische Hauptphase etwas abgewertet und die bretonische mehr betont als bisher üblich. (Allerdings stände dies in Übereinstimmung mit der Vermutung von STILLE (1951), daß am Südrand der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Beispiel: Doberlug) die bretonische Faltung Hauptfaltung sei).

Sofern man nun der Meinung ist, daß Isoklinalfaltungen, wie wir sie im Odenwald vorfinden, einer mesozonalen Metamorphose eher **vorauslaufen**, hat man freilich die bretonische Phase auch noch um diesen Betrag zu „verlängern“, und wir müssen nun insgesamt 4 Ereignisse abwickeln: Faltung-Metamorphose-Abtrag um ca. 7 km – Gabbrointrusionen.

Da man – wegen der Altersdaten – die Gabbrointrusionen nicht gegen die sudetische Phase verschieben kann, wird man also **gezwungen**, auch die reussische Phase heranzuziehen, die seinerzeit v. GAERTNER (1950) für tektonische Ereignisse zwischen Mittel- und Oberdevon postuliert hat. Nur unter solchen Voraussetzungen kommt man zu einer zeitlich eng beieinander bleibenden Gebirgsbildung in variskischer Zeit.

Zwangloser wäre die oben zitierte „kontinuierliche Entwicklung“ (KAEMMEL, BEHR, KURZE) während des Paläozoikums, wonach sich „frühvariskische Ereignisse“ auf eine gemeinsame kaledonisch-variskische Geosynklinallzeit beziehen. Dazu würde auch passen, daß auf der Kristallinschwelle offenbar schon im Unter- bis Mitteldevon Granite intrudieren: Rotgneis des Spessarts, Aplitgranit der Bohrung Saar I – beide mit Alter um 385 Mio. Jahre (KREUZER et al. 1973). Ebenso fänden die problematischen Granitgerölle

in Metabasiten südlich Darmstadt und im Böllstein eine plausible Einordnung: es „dürfen“ saure Plutone auch im Altpaläozoikum auftreten.

Wer natürlich von vornherein der Meinung ist, daß man wegen der Schwellenlage kein Devon in den Schieferzügen zu erwarten hat, der wird tunlichst die Metamorphose in die assynthetische Phase verlegen und alle Edukte dadurch zwangsläufig präkambrisch herleiten.

5) Ein Gang durch die Geschichte des Odenwaldkristallins

Wir wollen nun an einigen Gesteinsgruppen die Analyse der Phasengliederung erläutern. Die Sedimentation der heutigen Gneise und Schiefer beiseite lassend, befassen wir uns zunächst mit den Gesteinen des Böllsteins bzw. der Zwischenzone, wo wir die kinetometamorphe Abfolge gliedern konnten. Hier gewinnen wir auch die Fixpunkte zur Parallelisierung mit den Bergsträßer Ereignissen. Es interessiert im Bergsträßer Kristallin der Umfang der variskischen Mobilisation, die wir im Schollenagglomerat und anderswo studieren können, sowie die Art der innervariskischen Durchbewegung, die mit Magmenförderung verknüpft ist und das „Synorogen“ des mittleren Odenwaldes erzeugt. – Die Daten beziehen sich im Wesentlichen auf die „Gesichtspunkte zu Gefügestudien I–IV“ (NICKEL und OBELODE-DÖNHOF 1961, 1962, 1963, 1968) und auf neuere Arbeiten über das Synorogen (NICKEL und MAGGETTI 1973, 1974).

a) Abtrennbare prävariskische Phasen: Böllstein und Zwischenzone

Die Böllsteiner Kuppel besteht aus kinetometamorph überprägten Granitoiden, welche in Schiefer eindringen. Migmatistische Prozesse und Durchbewegungen haben sich gegenseitig beeinflusst. Das heutige Gefüge gibt die letzte Kinetometamorphose wieder.

Gefügeanalytisch ergiebiger sind die Gesteine der sich südlich anschließenden Zwischenzone (Ostern/Weschnitz/Hammelbach und Aschbach). Es stehen graue, hornblendeführende Biotitgneise mit Rotgneis-Einlagerungen an. Der Name „**Hornblendegneis**“ (Gh.gn) für das Hauptgestein soll eigentlich nur andeuten, daß man dieses Gestein früher als flasrigen „**Hornblendegranit**“ (Gh.fl), zugehörig dem Weschnitzpluton, kartiert hat. (Dieser granodioritische Pluton ist vermutlich aus einem solchen Gneis **erschmolzen**, muß dabei aber Residuen hinterlassen haben, denn der anstehende Gneis ist lagenweise viel zu dunkel (bis zu 60% Biotit), um einfach zum „Gh“ regeneriert zu werden!)

Weiter südlich stehen bei Aschbach etwas andere, flachliegende graue und rote Gneise an, welche durch Trommgranit injiziert werden. Die **Tabelle 1** gibt eine vereinfachte Übersicht über die anstehenden Gesteine der Zwischenzone. (Der An-Gehalt der Plagioklasse schwankt im jeweiligen Gestein um ca. 6%).

Die Aschbacher Gneise sind in dunklen Lagen kalifeldspatfrei, auftretender Kalifeldspat korrodiert die Plagioklasse. Ganz allgemein sind die roten Lagen kalifeldspatreicher als die grauen. Die Kalifeldspate im eigentlichen Hornblendegneis fallen durch größere rundlich-augige bis kantige Individuen auf, die teils lagig, teils wolkig im Gestein verteilt sind. Eine Migration der Kfs-Substanz während der Durchbewegungen ist wahrscheinlich, manchmal gibt es zwei Generationen.

Als hangende Einheit überlagern bei Ostern horizontalgeplättete Gneise mit reichlich roter Komponente die Sockelgesteine, sie machen das Westabtauchen des Sockels (unter den Trommgranit bzw. Hornblendegranit) nicht mit und wurden deshalb, wie schon erwähnt, von NEUMANN mit der Ka-kiritplatte von Ruhla verglichen.

Nun die Gefüge! – Der Plan der Böllsteinkuppel zeigt ein W–E ziehendes γ mit Biotitmaximum in z bzw. Gürteln (Bi und Qu) in xz. Entsprechend der Krümmung des

GNEISE DER ZWISCHENZONE

(Mittelwerte nach Messungen NICKEL und OBELODE-DÖNHOF)

Tabelle 1

1. Raum Ostern/Weschnitz

| | Qu | Kfs | Plag | (An%) | Ho | Bi | Akz |
|---|----|-----|------|-------|----|----|-----|
| oben: Plättungszone (bunte Serie) reich an Rotgneisen | | | | | | | |
| Rotgneise | 26 | 33 | 28 | (28) | 1 | 12 | |
| Graugneise | 27 | 15 | 42 | (27) | 4 | 11 | 1 |
| unten: ungeplättet, mit einigen Rotgneislagen | | | | | | | |
| Rotgneislagen | 35 | 30 | 27 | (30) | 2 | 6 | |
| Dachsberg- und Augengneise (liegende Graugneise) | 18 | 8 | 50 | (35) | 11 | 12 | 1 |

2. Raum Aschbach

| | | | | | | | |
|------------|----|----|----|------|---|---|--|
| Rotgneise | 15 | 40 | 39 | (21) | * | 6 | |
| Graugneise | 22 | 12 | 57 | (23) | * | 9 | |

*) Keine Hornblende, wohl wegen des Kontakts zum injizierenden Trommgranit.

Gewölbes beidseitig der langen N-S Achse taucht das γ schräg nach Westen ab. Man kann diesen Plan, da nicht erzgebirgisch orientiert, für „alt“, d. h. vorvaristisch halten, doch gibt es entsprechende „rheinische Orientierung (N-S; E-W)“ auch im zweifellos späten – sudetisch intrudierten – Trommgranit.

Vermutlich ist ein anderer in der Zwischenzone auftretender Plan noch älter: Hier liegt nämlich γ parallel dem westabtauchenden Rand und läuft parallel den Faltenachsen im Gelände. Wieder bildet sich ein Maximum in z, bzw. xz-Gürtel für Biotit und Quarz (aber diese liegen nun um 90° gedreht zum Böllsteiner Plan).

Bei Aschbach im Süden gibt es in den Gneisen sowohl Gürtel mit Achsen N-S wie W-E. Der injizierende Trommgranit fügt hier erzgebirgische Elemente hinzu. (Lineare N60W mit gleichlaufender Gürtelachse, \pm Maxima in N60W).

Dieses alles berücksichtigend, halten NICKEL und Mitarbeiter den Plan mit $\gamma = N-S$ für den ältesten und wickeln von hier aus die Phasenabfolge gemäß dem Schema der Abb. 4 ab, welches folgendes besagt:

prävarisch-rheinisch sind

1. der periphere Plan des Sockels
2. der Plättungsplan (mit \pm gleichliegenden wie bei 1)

frühvarisch regenerativ, aber wegen der Sockelorientierung noch mit \pm rheinischen Koordinaten ist

3. der zentrale Plan der Zwischenzone (mit γ wie im Böllstein). (Für den Böllstein wird vermutet, daß dies bereits ein zweiter Plan ist!)

Der gleiche Plan findet sich an den Dachsberggneisen, wo er beim Aufpressen des „Gh.fl“ auf den Sockel entstand, so daß Gh.fl und Gh.gn zueinander konvergente Texturen haben: Angleichgefüge.

Fortgang der Umstellung auf erzgebirgische Orientierung durch die innervarische Kinetik:

4. exzentrische Maxima als Vorbereitung erzgebirgischer Gürtel, gemäß den Texturen im Bergsträßer Odenwald
- 4a. ist eine Sonderentwicklung in den aufgepreßten Gh.fl-Gesteinen: faserungsparalleler Gürtel (Gürtelachse quer zur Faserichtung, Gürtel selbst in der Faserenebene)
5. Erzgebirgische Gürtel in Gneisen, die von der Synorogenphase des benachbarten Bergsträßer Odenwaldes nachgeprägt sind.

Deformationen nach der Hauptfaltungsphase, z. T. wieder rheinisch orientiert:

6. Horizontale und vertikale Mylonitisierung.

Es liegt also „eine rheinische Schwelle vor uns, die als Ganzes der erzgebirgisch ansetzenden varistischen Hauptphase standgehalten hat, die aber im Einzelnen Spuren der

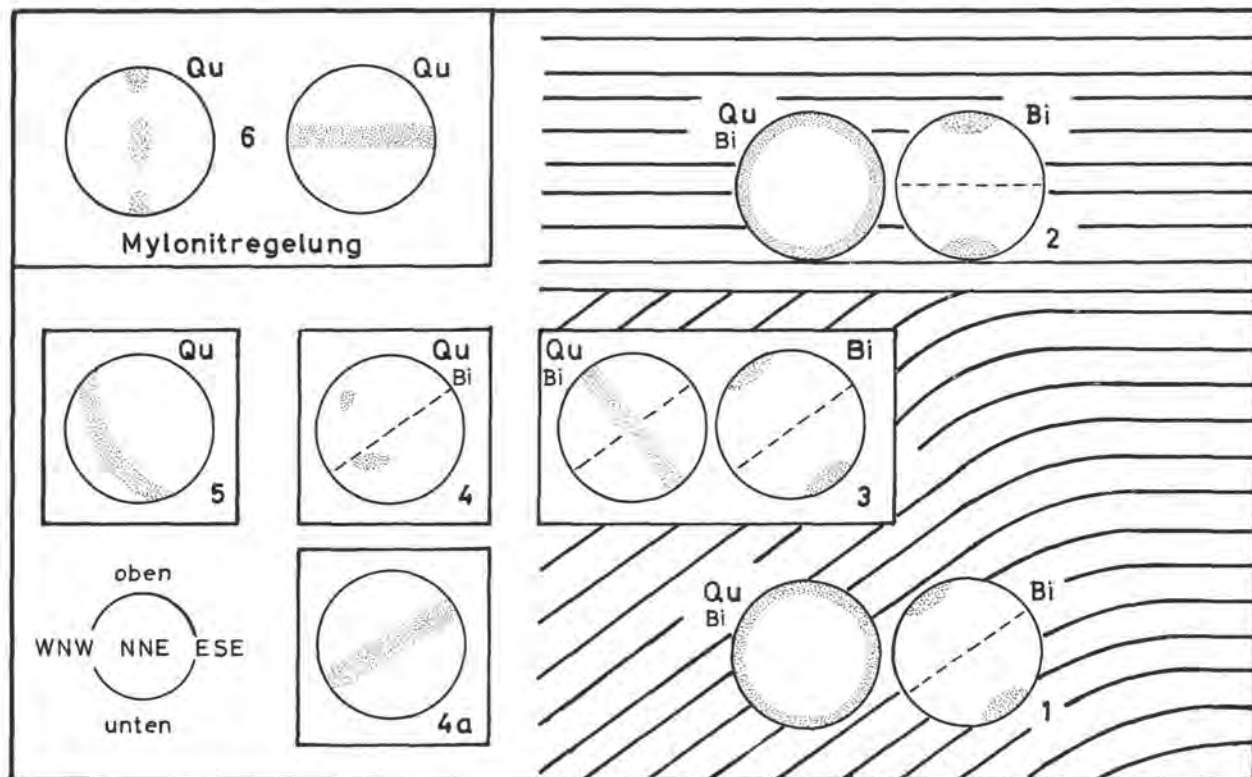


Abb. 4. Gefügepläne in der Randzone zwischen Böllsteiner und Bergsträßer Kristallin. – Rechts ist der Sockel und die Auflage mit den entsprechenden „alten rheinischen Plänen“ (1, 2, 3) angedeutet. Die variskischen Phasen werden durch die Pläne 4, 4a und 5 angezeigt; in der Otzbergzone ist den Gesteinen stellenweise die Mylonitregelung (6) überlagert. Anblick der vertikal dargestellten Diagramme ungefähr von Süden her; die Differenz in der Orientierung der Pläne zwischen Sockel und Auflage wurde also auf einen Anblick von SSW gegen NNE gemittelt.

erzgebirgischen Faltungsbrandung (die schiefwinklig an die Schwelle herantritt) aufgeprägt erhalten hat“ (NICKEL 1961). Plan 4a zeigt an, wie der „Gh“ (Granodiorit des Weschnitzplutons) als „Gh.fl“ dem Gneis (Gh.gn) aufgeschweißt wurde, und wie hierbei eine zur Vergeisung konvergenten Gefüge entsteht.

Im Gneis tritt Plan 3 auf, im aufgepreßten Magmatit jedoch 3 und 4a. Und hier wiederum ist der Quarz in den Gneisen vorwiegend symmetriekonform dem Biotit, in den gefaserten Magmatiten aber viel häufiger gegen den Biotit verstellt.

„Das rheinische Koordinatensystem trat sowohl prävaristisch wie nachvaristisch in Funktion: es ist so, als ob hier die erzgebirgischen Koordinaten nur ein Intermezzo in rheinisch verankerten Blöcken bedeuten“ (NICKEL 1964).

Hierbei sei noch vermerkt, daß uns möglicherweise die horizontalen Mylonitschübe (gemäß 6) eine verschwundene **Auflage** anzeigen, die zum Abschluß der variskischen Hauptfaltungsphase sowohl dem Böllstein wie der Zwischenzone **überschoben** wurde. Unsere Angabe von „Sockel“ und „Auflage“ ist ja relativ (vgl. auch CHATTERJEE 1960, NICKEL 1964); das obere Stockwerk fehlt völlig, welches die vielerorts deutliche Regelung des (jüngsten) Granits G_2 verständlich machen würde!

Die gegenseitigen Abhängigkeiten sieht man besonders deutlich bei einem Phasenkoordinatenschema gemäß Abb. 5, wo (mit den Nummern von Abb. 4) eine Parallelisierung der Pläne in den koexistierenden Gesteinen des Raumes versucht wird. Die Spalte I und II betrifft Gesteine der „alten Einheiten“, III gehört schon zum Bergsträßer Odenwald, ist aber als Angleichgefüge zu II entwickelt, IV ist ein später Granit. Der Trommgranit G wird (von einem Schlierengeflecht **und** einem diskordanten Geflecht) von G_2 durchsetzt.

Im Schema rechts sind die innervariskischen Intrusionen zur Zeit der Pläne 3–6 vermerkt. Um diese näher zu gliedern, wenden wir uns nun dem Bergsträßer Odenwald selbst zu.

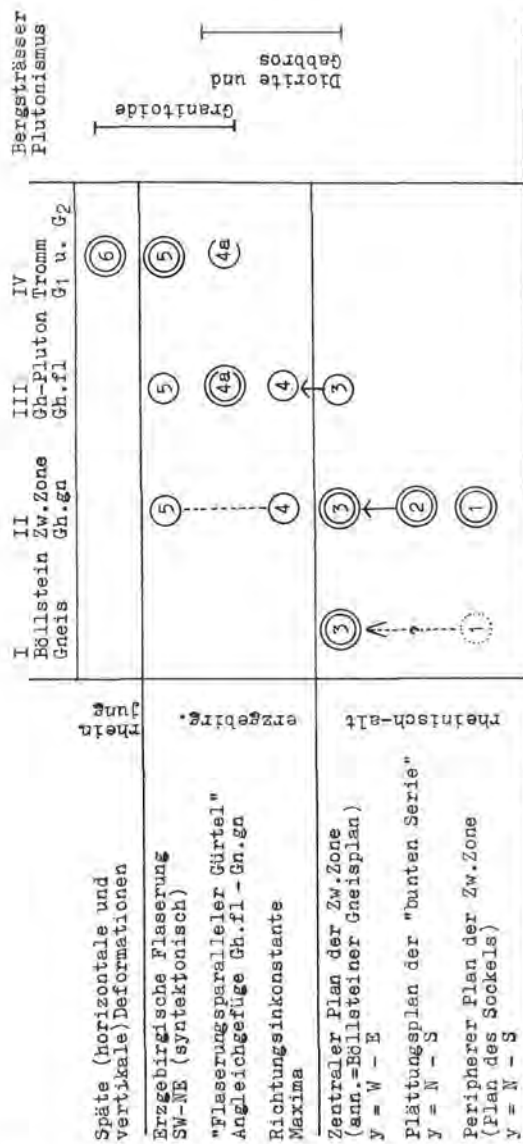
b) Bergsträßer Plutonite: eine gemischte Bildungsgeschichte

Wenn aufdringende Gabbros eine Kontaktaureole in der Pyroxenhornfelsfazies bilden und sich mit hornblendepoikiloblastischen Zonen umgeben, muß die Temperaturerhöhung beträchtlich sein, so daß eine weitgehende Mobilisierung der Altbestände zu erwarten ist.

Bei Kallstadt im Südoedenwald gibt es „klassische Anatexite“ (NICKEL 1954, MATHES et al. 1972), aber abgesehen von solchen umschriebenen Fällen lösen sich ganz allgemein die „alten Schiefer“ auf, sie bilden hornfelsartige Strukturen, werden plagioklasblastisch aufgelockert und bei entsprechendem Chemismus dioritisiert. – Zur bloßen Regeneration tritt eine weitgehende **Hybridisierung**: in diesen Fällen werden Kalifeldspat und Quarz zugeführt oder neu verteilt.

In welcher Weise sich hier **granitische Magmen** gebildet haben, wissen wir nicht – alle erschlossenen Granite sind intrusiv! –, wir beobachten aber an vielen Stellen, sei es im Süden (Mackenheim) oder im Norden (Knoden) eine „Durchsaftung“, d. h. eine allochem kinematische Mischgesteinsbildung, die streifige Gneise liefert: Kalifeldspat erscheint diffus in den hellen Partien, daneben kalifeldspatfreie dunklere Lagen; niedere An-Gehalte der Plagioklase in den hellen und hohe (bis 45% An) in den dunklen Lagen; aber keine Reaktionssäume zwischen den verschiedenen Lagen.

Auch die „Hornblendegranite“ des Südraumes sind Mischgesteine: kalifeldspatisierte, strukturge-lockerte Hornblende-Plagioklas-Gneise, die in zentralen Zonen durchaus magmatisch aussehen und hier wohl auch intrusiv gewesen sind, vgl. R. EIGENFELD (1963). – Schließlich bilden auch die intrudierten Granite selbst Mischgesteine am Kontakt



Bei III ist das Anleichengefüge des "Gh" am Ostrand des Meschnitzplutons angegeben.

Abb. 5. Koordinationsschema der in Abb. 4 gezeigten Pläne für verschiedene Einheiten des Grenzraumes. Man vergleiche die geographische Lage in Abb. 3.

(Typ Gärtnerskopf). – Wo Kalifeldspat auftritt, lassen sich in Mischgesteinen häufig zwei Generationen feststellen; für allgemeine Gesichtspunkte siehe NICKEL 1954.

Die dioritisierende (\pm isochem verlaufende) Ultrablastese findet meist in situ statt, doch gibt es genügend Anzeichen von dioritisierten Körpern, die aufzusteigen beginnen (Typ Erlenbach). Sie mischen sich so mit den in den „Dioritzügen“ auftretenden Basitstöcken.

Ist der Umfang und die Diagnose palingener Hornblendediorite noch umstritten, so kann an der lithogenen Bildung biotitdioritischer bis granitischer Magmen kein Zweifel sein. Der Weschnitzpluton dürfte mit Gneisen vom Typ der Zwischenzone zusammenhängen und der Magmenbildungsraum deshalb keinen großen Tiefgang besitzen. Die intrusiven Biotitdiorite hängen mit den plagioklasblastisch gelockerten Gneisen der „Schieferzüge“ zusammen. Auch hier sollten die intrusionsfähigen Mobilisate nur wenig unterhalb des jetzt angeschnittenen Niveaus gebildet worden sein. Die Biotitdiorite ihrerseits sind durchtränkt von granitischen Magmen, mit denen sie eine ganze Abfolge von Mischgesteinen bilden (Neunkircher Komplex; siehe den Beitrag NICKEL und ZURBRIGGEN in diesem Heft).

Eine genauere Analyse der lithogenen Abfolge ist deshalb schwierig, weil die Kristallisation unter Durchbewegung erfolgte und weil die Durchbewegung auch nach Abschluß der Kristallisation anhielt. So entstand sowohl in den Edukten wie den Produkten eine gleichlaufende Paralleltexur. Es war daher nicht von vorneherein klar, welche der paralleltexturierten Gesteine zum alten Rahmen, welche zur magmatischen Füllung gehörten. Dieses Problem wurde schon am Anfang erwähnt. Nach der Abtrennung der Biotitdiorite konnte aber manches geklärt werden.

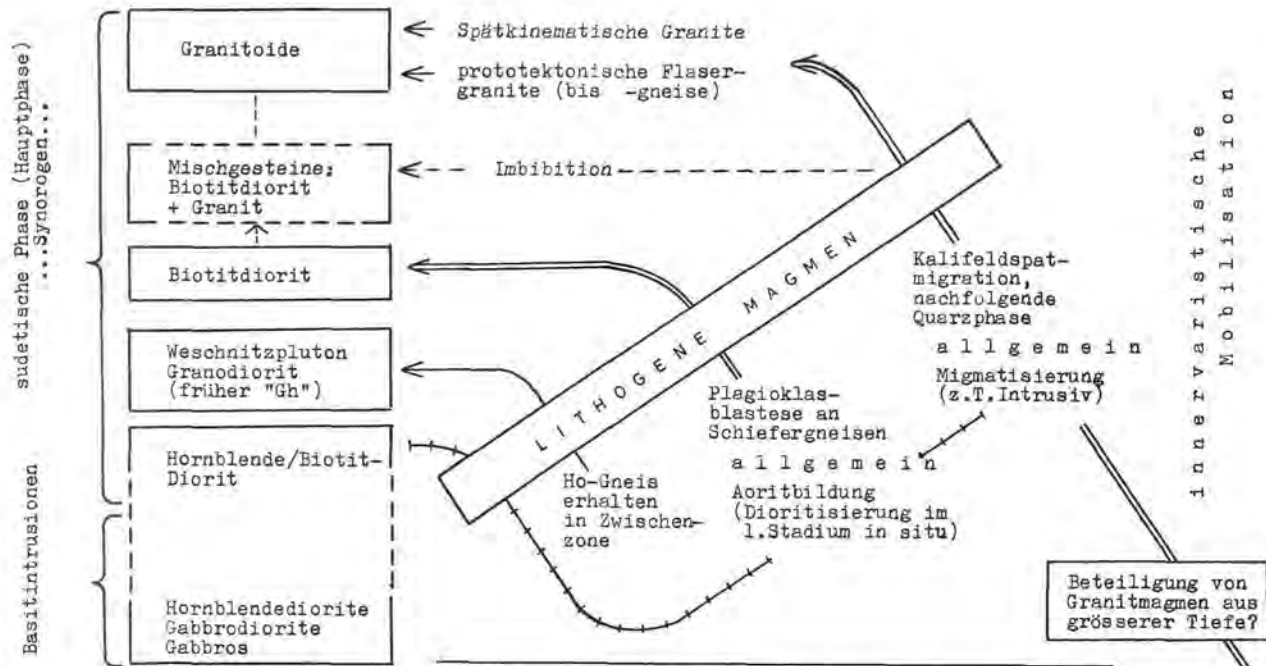
So ergibt sich das Schema der *Abb. 6*, welches die beiden Strichlein von *Abb. 5* (rechts in der Skizze) näher erläutert. Damit haben wir die ganze Konsolidierungsgeschichte des Odenwaldkristallins durchlaufen. Wie man sieht, hängen die Einzelprobleme der variskischen Entwicklung von der grundlegenden Feststellung ab, daß die gesamte Magmentwicklung jünger ist als die Metamorphose der Rahmengesteine. Die variskische Zeit ist eine Ära gesteigerten Magmatismus; besonders die jüngeren Phasen setzen voraus, daß die Altbestände weitgehend mobilisiert wurden, und daß sich hierbei die intakten Anteile auf begrenzte Zonen reduzierten.

Nimmt man an, daß infolge einer durchgreifenden innervariskischen Regeneration der gegenseitige Verband der Altbestände von der Basis her ins Schwimmen geriet*), so versteht man leichter, weshalb die Bergsträßer Züge durchgehend erzgebirgisch streichen, obwohl doch die Metamorphose „alt“ ist und wir vom benachbarten Böllstein und der Zwischenzone her wissen, daß die „alten Strukturen“ rheinisch orientiert waren.

Die innervariskische magmatische Durchtränkung war demnach so energisch, daß ein alter rheinischer Faltenbau umgestellt werden konnte. Ebenso aber muß man erwägen, daß in den sich füllenden paläozoischen Trögen von vorneherein erzgebirgische Richtungen neben der rheinischen vorhanden waren.

Will man in der Frage weiterkommen, dann wird man die Internstrukturen der Bergsträßer „Schieferzüge“ näher klären. VON RAUMER und M. MAGETTI (1975) haben

*) Soeben teilt mir Herr Taborszky mit, daß er für das Nötizbl. des Hess. LA ein Manuskript mit der gleichen Schlußfolgerung vorbereitet hat.



Die Umwandlungen erfolgen an prägabbroiden Metamorphiten

Abb. 6. Schema der variskischen Tiefenprozesse im Bergsträßer Odenwald. Links die Intrusionen, rechts die Bildungsprozesse:

Sehen wir von der Beteiligung granitischer Magmas aus größerer Tiefe ab (Doppelpfeil rechts), so verbleiben die Umbildungen im Mittelfeld der Skizze. Da die Mobilisate intrusiv werden, sind sie vereinfacht als „lithogene Magmen“ angegeben; ihr physikalischer Zustand soll hier aber nicht diskutiert werden. Aus „Hornblendegneis“ (Gh, gn) wird „Hornblendegranit“ (Gh; bzw. wenn Basig Gh.fl). Aus Schiefergneisen werden Biotitdiorite, aus ähnlichen Edukten granitoide Gesteine. Der „Gh“ entsteht unter gleichzeitiger Bildung von Residuen; die Biotitdiorit-Bildung erfolgt isochem; die Bildung von Granitoiden hingegen unter Stoffwanderungen (metasomatisch bis imbibierend). – Schließlich zeigt die quergestrichelte Linie an, daß aus unterschiedlichen Edukten modal stärker wechselnde Ho/Bi-Diorite entstehen können.

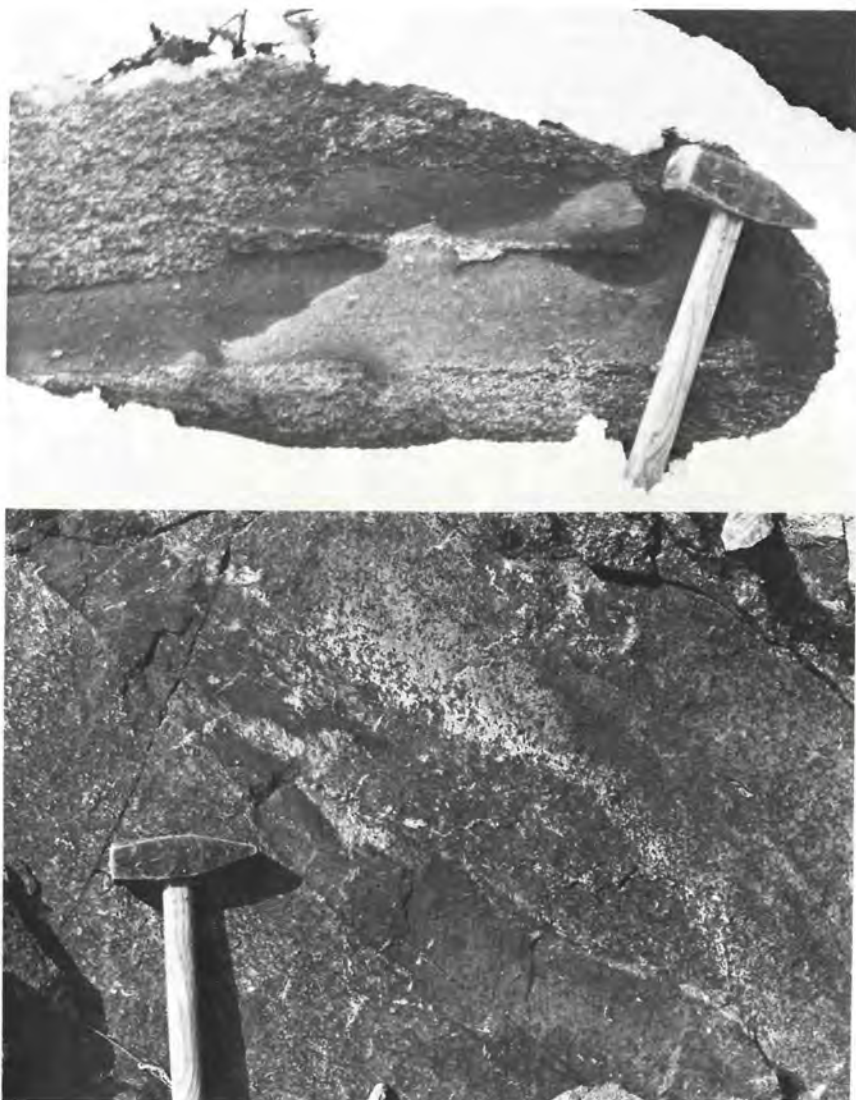


Abb. 7. Beispiele für die innervariskische synorogene Mobilität:

Oben: Scharfbegrenzte Schiefergneisscholle in Flasergranitoiden (Wilde Heid, Neunkirchen). **Unten:** Zerscherter und teilweise aufgelöster Gneiss in biotitdioritischem Mischgestein (innerhalb von Flasergranitoid des Steinbruchs Billings).

ja gezeigt, daß hier noch Kuppelreste vorhanden sind. Man muß also damit rechnen, daß die Grenzen der Schieferkulissen (ihr Abtauchen unter die Magmatite) nicht nur durch Schicht- oder Schieferenebenen bedingt sind, sondern gleichsam herausgeschnittene „erzgebirgische Scheiben“ (aus dem Kuppelbau) darstellen. – Und außerdem wäre daran zu erinnern, daß im Raume Bensheim-Knoten durchaus noch zahlreiche „Schiefer“ in rheinischer Orientierung, also W-E anstehen. Hier sieht man auch, daß bei beginnender Einbettung in Granite das Streichen der steil stehenden Schiefer gegen die NE-Richtung ein-schwenkt.

Schriftum

Es umfaßt nur eine Auswahl! Eine Anzahl von Publikationen, die sicher in den weiteren Artikeln dieses Sonderheftes zitiert wird, ist nicht genannt. Ebenso wenig werden die geologischen Karten des Raumes (sowie die dazu gehörigen Erläuterungen) genannt. – Schließlich wurde alle Literatur, die in der Arbeit „Die Entwicklung der Neunkircher Fiaser-granitoide“ aufgeführt ist, hier ausgelassen. Man vergleiche auch das seinerzeitige Odenwaldsonderheft des Aufschluß (1955).

Es wird unterteilt in

- a) Literatur, direkt den Odenwald betreffend;
 b) ergänzende Literatur (Petrogenese, variskisches Gebirge etc.)

a) Odenwald-Literatur

- BARTH, H. (1968): *Geochemische Fronten im Innern von Granitmassiven. (Über Magmendifferenzierung und Protoklase im nördlichen Bergsträßer Odenwald)*. Aufschluß 19, 12, S. 316–322.
- (1970): Quarzdiorit und Granodiorit des Felsberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg, S. 1–144.
- (1971): Marmor und Kalksilikatfelse von Auerbach-Hochstädten (Neue Gesichtspunkte zur Metamorphose des altbekannten Mineralfundpunktes). *Oberh. Geol. Abh.* 20, S. 43–58.
- BOLBACH, L. (1926): Zur Tektonik des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes. *Abh. Senckenberg. Nat.forsch. Ges.* 40, 2, S. 91–112.
- BORN, P. (1960): *Geologie von Mitteleuropa*. Schweizerbart, Stuttgart, 488 S.
- BUBNOFF, S. v. (1922): Über die Druckrichtung im Granit bei Heidelberg. *Jahresber. u. Mittl. d. oberh. geol. Ver.* NF XI.
- (1926): Die tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorspessarts. *N. Jb. Min. Petr. u. Geol.* BB 55 Abt. B, S. 468–496.
- (1922): Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. *Tektonik und Magma*, *Abh. Preuss. Geol. LA NF 89*, S. 19–38.
- CHATTERJEE, N. D. (1960): *Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes*. *N. Jb. Geol. Pal.* Abh. 111, 2, S. 137–180.
- CHELIUS, CH. (1884): Zur Kenntnis der älteren porphyrischen Gesteine des nördlichen Odenwaldes. *Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV*, 5, S. 29–38.
- (1893): *Betrachtungen über die Entstehung des Odenwaldes*. *Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV*, 15, S. 13–18.
- (1893): *Geologischer Aufnahmebericht über Blatt Neunkirchen im Odenwald*. *Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV*, 14, S. 3–8.
- (1905): *Geologischer Führer durch den Odenwald*. (1 Karte 1:25000), Stuttgart.
- (1906/1907): *Petrographische Untersuchungen im Odenwald*. *Centralbl. Min. Geol. Pal.* 22, 23, 24 (1906) und 3, 4, (1907).
- CREDNER, W. (1922): *Grundzüge einer vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald*. *Verh. nathist. med. Ver. Heidelberg N.F.* 15, S. 71–94.
- EIGENFELD, R. (1963): *Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes*. *Jh. Geol. Landesamt Bad.-Württ.* 6, S. 137–238.
- ERDMANNSDOERFFER, O. H. (1943): *Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen*. *Chemie der Erde* 15, S. 283–295.
- (1946): *Über unausgereifte Magmatite (Aorite)*. *Nachr. Wiss. Ak. Göttingen math.-naturwiss. Kl.* 1.
- (1947): *Die Diorite des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise*. *Heidelberger Beitr. Min. Petr. f.* S. 37–85.
- (1948): *Aus dem Grenzgebiete magmatisch-metamorph; mit Beispielen aus Schwarzwald, Odenwald und Alpen*. *Z. dt. geol. Ges.* 100, S. 204–212.
- NICKEL, E. und PETERS-RADZYK (1948): *Zweitägige Exkursion in den Odenwald*. *Fortschritte Mineral.* 27, S. 66–68.
- EWALD, R. (1924): *Die geodynamischen Erscheinungen des kristallinen Odenwaldes als Beispiel einer geostatischen Ausgleichsschwingung*. *S. B. Heidelberg Ak. d. Wiss. Kl. A.*, 9. Abh.

- (1926): Die Großarchitektur des kristallinen Odenwaldes. Jahresber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. NF 14, S. 306–313.
- FECHNER, H. (1965): Geologische Untersuchungen in den metamorphen Gesteinen des Bergsträßer Odenwaldes. Diss. Göttingen, 72 S.
- FRIEDRICH, G. (1955): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes VIII. Das Granitmassiv des Melibokus im Odenwald und seine Randzone. Heidelberger Beitr. Min. Petr., S. 65–99.
- HINDEL, R. (1971): Geochemische Untersuchung der Paragneise und Granitoide zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. Diss., Frankfurt, S.
- HOPPE, W. (1924): Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße und ihre Grenzgesteine. Notizbl. Ver. Erdkunde hess. geol. Landesamt, V, 6, S. 193–218.
- (1924): Untersuchungen an kontaktmetamorphen Sedimenten des Odenwaldes. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt, V, 6, S. 219–239.
- ILLIES, H. (1963): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens; ein Beitrag zum „Upper Mantle Project“. Oberrh. Geol. Abh. 14, 1/2, S. 1–54; (weitere Literatur siehe im Beitrag Schälckle)
- KLEMM, D. D. (1966): „Gabbroidisation“ und „Dioritisation“ am Beispiel einiger Odenwälder Gabbro- und Dioritgebiete. N. Jb. Mineral. Abh. 104, 3, S. 259–282.
- (1971): und WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. N. Jb. Mineral. Petr. Abh. 116, 1, S. 80–111.
- (1972): und WEBER-DIEFENBACH, K. (1972): Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Mineral. Petr. Abh. 118, 1, S. 43–73.
- KLEMM, G. (1897): Bemerkungen über Kataklas- und Protoklas-Strukturen in Graniten. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV, 18, S. 27–37.
- (1904): Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV, 25, S. 10–21.
- (1906): Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV, 27, S. 4–26.
- (1908): Bemerkungen über die Gliederung des Odenwaldes. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV, 29, S. 35–54.
- (1909): Über scheinbar gefaltete Granitgänge im Hornfels. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV, 30, S. 20–27.
- (1910): Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald. Sammlung geol. Führer 15, Bornträger, 248 S.
- (1912): Über die Gabbros der Böllsteiner Höhe im Odenwald. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt IV, 33, S. 24–27.
- (1923): Der Granit von Waldmichelbach. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 5, S. 3–16.
- (1924): Über die Beziehungen zwischen dem Böllsteiner und dem Bergsträßer Odenwald. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 6, S. 28–39.
- (1924): Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 7, S. 8–22.
- (1925): Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorpessarts. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt, V, 8, S. 115–169.
- (1927): Petrographische Mitteilungen 1–4 (Malchite, Quetschzonen, Beerbächit, Eruptionsfolgen). Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 9, S. 104–117.
- (1928): Über die Diabase (sog. Gabbros) der Böllsteiner Höhe und ihre Beziehungen zu schieferigen, z.T. geröllführenden Amphiboliten. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 11, S. 25–29.
- (1929): Bemerkungen über die Granite der Böllsteiner Höhe im Odenwald. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 12, S. 10–21.
- (1931): Einschlüsse von Fremdgesteinen in den Dioriten des Odenwaldes. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 13, S. 67–76.
- (1935): Über den Hypersthengabbro von Groß-Bieberau im Odenwald und seine Einschlüsse. Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 17, S. 5–13.
- KORN, D. (1928): Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jb. Mineral. Geol. BB (B) 62, S. 171–234.
- (1929): Prävariszische Elemente im Odenwald. Vortrag auf der Hauptversammlung der Dt. Geol. Ges. 7.8.1929 in Karlsruhe. Zt. d. Dt. Geol. Ges. 81, S. 290.
- KREUZER, H., TABORSZKY, F. und HARRE, H. (1969): K/Ar ages of amphiboles and biotites from crystalline rocks of the Odenwald. Colloq. Geochron. phanerozoic belts, Zürich und Bern.
- LEINZ, V. (1931): Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten. Mineral. Petr. Mitt. 42, 2, S. 81–135.
- LIPPOLT, H. J., GENTNER, W. und WIMMENAUER, W. (1963): Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwürttembergs. Jh. geol. Landesamt Baden-Würt. 6, S. 507–538.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges (Mittlerer Bergsträßer Odenwald) Teil I und II. N. Jb. Mineral. Abh. 115, 2, S. 192–228 Teil I, 115, 3, S. 229–251 Teil II.

- und NICKEL, E. (1973): Hornblendeblorite und Biotitdiorite im kristallinen Odenwald. N. Jb. Min. Abh. 119, S. 232–265.
- MATHEIS, G. (1973): Geochemische und petrographische Untersuchungen im Migmatitzug nordöstlich Gadernheim/Odenwald. Diss. München, 100 S.
- MATTHES, S. und SCHUBERT, W. (1971): Der Original-Beerbauch im Odenwald, ein Amphibolit-Hornfels in Pyroxen-Hornfelsfazies. Contr. Mineral. Petrof. 33, 1, S. 62–86.
- MATTHES, S., OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1972): Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. N. Jb. Mineral. Abh. 116, 3, S. 225–267.
- NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleichs von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der mitteldeutschen Schwelle. Geologie 15, 8, S. 942–962.
- NICKEL, E. (1948): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes IV: Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald. Heidelberg. Beitr. Min. Petr. 1, 4, S. 427–470.
- (1950): Zur Grenzziehung zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. Fortschr. Min. 51, S. 79–81.
- (1953): Texturen zwischen „magmatisch“ und „metamorph“. Fortschr. Min. 32, S. 78–80.
- (1953): Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. Sitzber. Heidelberg. Ak. Wiss. math.-naturwiss. Kl. 3 (1952), S. 1–120.
- (1954): Grenzfazies und Angliehgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwald. Opusc. Min. Geol. Kettwig, 35 S.
- (1956): Phasenablauf der Tektonogenese im Raume Knoden (Odenwald). N. Jb. Mineral. Abh. 89, 3, S. 302–366.
- und OBELODE-DOENHOFF, J. M. (1961): Mehrphasigkeit im Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz. N. Jb. Geol. Mh. 10, S. 502–519.
- und OBELODE-DOENHOFF, J. M. (1962): Der Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz im Odenwald. N. Jb. Min. Abh. 98, 2, S. 157–207.
- (1963): Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin des südlichen Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Geol. Mh. 12, S. 659–668.
- (1964): Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin der Zwischenzone und des Böllstein. N. Jb. Geol. Mh. 1, S. 30–42.
- (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. N. Jb. Min. Mh. 2, S. 43–53.
- und OBELODE-DOENHOFF, J. M. (1968): Die Beziehungen zwischen dem Hornblendegneis (Gnh) und dem sog. „Hornblendegranit“ (Gh) im Raume Ostern-Weschnitz. N. Jb. Mineral. Abh. 109, 1/2, S. 63–93.
- (1973): Rheomorphe Strukturen im synorogenen Grundgebirge (Beispiel Odenwald). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 53, S. 466.
- und MAGGETTI, M. (1974): Magmententwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. Geol. Rundschau 63, 2, S. 618–654.
- OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1969): Zur Geochemie der Diorit-Gruppe. Contr. Min. Petr. 21, S. 75–110.
- OSANN, A. und ANDREĀ (1893): Über die kristallinen Schiefer auf Blatt Heidelberg. Bad. Geol. Landesamt 2, S. 372–380.
- PFANNENSTIEL, M. (1927): Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgskläfte im südlichen Odenwald. Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. 27, 3, S. 181–278.
- PORTMANN, W. (1928): Tektonische Untersuchungen im nördlichen Bergsträßer Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg, 75 S. (Verk. Heidelb. nat. med. Verein N. F. Bd. 16).
- von RAUMER, J. F. (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). N. Jb. Mineral. Abh. 118, 3, S. 313–336.
- von RAUMER, J. F. und M. MAGGETTI (1975): Der Basitzug und der Schiefergneiszug von Heppenheim-Lindensfels, ein Vergleich geologischer Strukturen Aufschluß, Odenwald-Sonderheft (dieses Heft).
- RAMDOHR, P. (1923): Die „Gabbros“ des Böllsteiner Gebietes. – Notizbl. Ver. f. Erdkunde hess. geol. Landesamt V, 5, S. 149–193.
- RUEGER, L. (1928): Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. Carl Winter, Heidelberg, S. 351.
- SCHÄLICKE, W. (1969): Geologische Untersuchungen zur Struktur der Ortberg-Zone im Odenwald. Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforschung, 97, S. 296–330.
- (1969): Zur Tektonik des Schollenagglomerates im südlichen Odenwald. N. Jb. Geol. Pal. Abh. 134, 2, S. 175–191.
- SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. N. Jb. Mineral. Abh. 108, 1, S. 69–110.
- STORZER, D. und WAGNER, A. (1973): Längsanalysen von Spaltspuren in Apatiten aus dem Odenwald und ihre Bedeutung für die thermische und tektonische Geschichte von Gesteinen. Fortschr. Mineral. 50, Beiheft 3, I–II, S. 22–23.
- TABORSZKY, F. K. (1968): Petrographisch-mikroskopische Untersuchungen im Odenwald-Kristallin. Notizbl. hess. Landesamt für Bodenforschung 96, S. 197–213.
- TAUPITZ, D. (1971): Geochemische und petrogenetische Verhältnisse im Calcit-Marmorzug von Bensheim-Auerbach/Odenwald. Diss. Frankfurt, 92 S.
- WAGNER, G. A. (1969): Spuren der spontanen Kernspaltung des ²³⁸Urans, als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. N. Jb. Mineral. Abh. 110, 3, S. 252–286.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1970): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. Diss. Univ. München, 80 S.

b) Weitere Literatur:

- BANKWITZ, P. (1968): Phyllittektonie verschiedenen Alters in einem Querprofil durch den Schwarzburger Sattel. *Geologie* 17, 6/7, S. 720–752.
- BEDERKE, E. (1935): Zentralgneisproblem und Regionalmetamorphose. *Geol. Rdsch.* 26.
 - (1953): Regionalmetamorphose und Granitauftstieg. *Geol. Rdsch.* 41.
 - (1957): und weitere – siehe Vorspezial-Hef.
- BEHR, H.-J. (1964): Die Phyllite von Hermsdorf/Rehfeld und das Alter der Vergneisung im Erzgebirge. *M.-Ber. dt. Akad. Wiss.* 6, 7, S. 530–539.
 - (1965): Zur Methodik tektonischer Forschung im kristallinen Grundgebirge. *Ber. geol. Ges. DDR* 10, 2, S. 163–179.
 - JORDAN, H. und WEBER, W. (1965): Ein paläontologischer Beleg für das Alter der Vergneisung im Erzgebirge – Chitinozoen in den Phyllitarenalen vom Hermsdorf-Rehfeld. *M. Ber. dt. Akad. Wiss.* 7, 5/6, S. 408–415.
 - (1966): Die metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A Berlin*, S. 39–56.
 - (1971): Gesetzmäßigkeiten des Gefügebaues von tiefen Stockwerken. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Pal.* 16, S. 403–412.
- BRINKMANN, R. (1948): Die mitteleuropäische Schwelle. *Geol. Rundschau* 36, S. 56–66.
 - (1954): Abriß der Geologie II. Enke, Stuttgart, 360 S.
- von BUBNOFF, S. (1930): Geologie von Europa Band 2, Das außeralpine Westeuropa Teil I Kaledoniden und Varisziden. *Bornträger*, Berlin 690 S.
 - (1942): Schollentransport und migmatische Strömung. Eine vergleichende Analyse der Stockwerke von Fallengebirgen. *Abh. preuss. Akad. Wiss. m.-n. Kl.* 18, Berlin.
- BUESCH, W. (1970): Dioritbildung durch Remobilisation II. *N. Jb. Mineral. Petr. Abh.* 112, 2, S. 219–238.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1936): Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung von Magmen usw. *Chemie der Erde* 10, S. 271–310.
 - (1942): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synatektischen Reaktionsformen II. *Chemie der Erde* 14, S. 157–238.
- EMMERMANN, R. (1969): Genetic relations between two generations of K-feldspar in a granite pluton. *N. Jb. Mineral. Abh.* 111, 3, S. 289–313.
- ERDMANNSDÖRFFER (1914): Petrographische Untersuchungen an einigen Granitschieferkontakten der Pyrenäen. *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd.* 37, S. 739–765.
 - (1939): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI: Die Rolle der Anatexis. *S. B. Heidelberger Akad. Wiss. math.-naturw. Kl.*
 - (1942): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XIII: Über Granitstrukturen. *S. B. Heidelberger Akad. Wiss. math.-naturw. Kl.*
 - (1947): Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung. *Fortschr. Mineral.* 26, S. 61–64.
 - (1949): Die Rolle der Endblastese im Granit. *Fortschr. Mineral.* 28, S. 22–25.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JAEGER, E. und NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. *Swiss. Min. Petr. Mittl.* 54, S. 247–290.
- von GÄRTNER, H. R. (1933): Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teil des Schwarzburger Sattels. *Jb. Preuss. Geol. Landesamt* 54, S. 1–36.
 - (1941): Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern. *Jb. Reichsanst. Bodenf.* 62, S. 54–80.
 - (1950): Probleme des Saxothuringikums. *Geol. Jb.* 65, S. 409–540.
 - (1960): Über Gebirgszusammenhänge in den mitteleuropäischen varistischen Ketten. *Geol. Rundsch.* 50, S. 433–438.
- Grundriß der Geologie der DDR (1968): Band I (Geol. Entwicklung des Gesamtgebietes) Autorenkollektiv. Akademie-Verlag Berlin, 452 S.
- HOENES, D., MEHNERT, K. R. und SCHNEIDERHÖHN, H. (1949): Führer zu petrographisch-geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl. *Schweizerbart*, Stuttgart, 45 S.
 - (1956): Der prägranitische Bau des Gneisgebirges im südlichen Schwarzwald und seine Ableitung aus dem Fremdgesteinsinhalt der hybriden Granite. *Heidelberger Beitr.* 5, S. 272–288.
- HOTH, K., HIRSCHMANN, G. und LORENZ, W. (1970): Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsstadien. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A Geol. Paläont.* 15, 3, S. 379–424.
- KAEMMEL, Th. (1964): Zur räumlichen und zeitlichen Gliederung der saxothuringischen Zone in der Umgebung der Elbtalzone. *Geologie* 13, 6/7, S. 777–783.
- KETTNER, R. (1919): Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. *Geol. Rdsch.* 8, S. 169–188.
- KOCH, W. (1940): Metatexis und Metablastese in Migmatiten des NW Thüringer Waldes. *Mineral. Petr. Mittl.* 51, S. 1–101.
- KOEHLER, A. und MARCHET, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. *Fortschr. d. Min. Kristallogr. u. Petr.* 25, S. 254–366.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. *Abh. sächs. geol. L.A.* 1, S. 1–40. Leipzig.
- KREUZER, H., LINZ, H., HARRE, W., MATTHES, S., OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart Rb/Sr-Gesamtgesteins-Datierung. *Geol. Jb.* A 9, S. 69–88.

- KURZE, M. (1966): Die tektonisch-fazielle Entwicklung im Nordostteil des Zentralsächsischen Lineaments. *Freiberger Forsch.-H.* c 201, S. 5–89.
- MARMO, V. (1971): *Granite Petrology and the Granite Problem*. Elsevier Amsterdam, London, New York, 244 S.
- MEHNERT, K. R. (1958): Die geologische Entwicklung des Schwarzwald-Grundgebirges unter Berücksichtigung neuer absoluter Altersbestimmungen. *Zi. dt. Geol. Ges.* 110, S. 2–3.
- (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. Mineral.* 37, S. 117–206.
- (1960): Probleme des Tiefbaus im westlichen variszischen Gebirge. *Freiberger Forsch. H.*, C 102, S. 7–13.
- MEHNERT, K. R. und BUESCH, W. (1966): Dioritbildung durch Remobilisation. *Tscherm. Min. Petr. Mittl.* XI, 3–4, S. 246–265.
- MEINEL, G. (1971): Zur zeitlich-räumlichen Stellung sialischer Magmatite und Metamorphite im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge. *Kurzreferat des Vortrages im Exk.-Führer Tagung dt. Ges. geol. Wiss. Suhl Okt. 1971*, S. 14–15.
- MEISL, S. und EHRENBERG, K. H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschieferfragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. *Jb. Nass. Ver. Naturk.* 99, S. 43–64, Wiesbaden.
- MIELKE, H. (1964): Über geröllführende Horizonte in der Arzberger Serie des westlichen Fichtelgebirges. *N. Jb. Geol. Mh.*, S. 247–249.
- MISCH, P. (1949): Metasomatic granitisation of batholithic dimensions Part III Relationships of synkinematic and static granitization. *Am. Journ. Sci.* 247, S. 673–705.
- MOEBUS, G. (1968): Tektophase und Magmatismus im Gebiet der DDR. *Geologie* 17, S. 631–641.
- MURAWSKI, H. (1964): Der Spessart als Teilgebiet der mitteldeutschen Schwelle. — *Geol. Rundsch.* 54, S. 835–852.
- NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereiche der Mitteldeutschen Schwelle. *Geologie* 15, 8, S. 942–962.
- (1972): Die Entwicklung von variszischer und saxonischer Tektonik im Ruhlaer Kristallin. *Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss. A Geol. Pläont.* 17, 6, S. 797–810.
- OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1967): Petrographische, geochemische und mineralogische Untersuchungen zum Problem der Granitoide im mittleren Spessartkristallin. *N. Jb. Mineral. Abb.* 107, 1, S. 21.
- PFEIFFER, H. (1968): Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung. *Geologie* 17, 1, S. 17–51.
- (1971): Die variszische Hauptbewegung (sog. sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens. *Geologie* 20, S. 945.
- RICHTER, D. (1963): Stratigraphisch-tektonische Analyse des kristallinen westlichen Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung der prävariszischen Magmatite. *Geotekt. Forsch. H.* 16, S. 1–120.
- SCHEUMANN, K. H. (1931): Über die Altersstellung Sächsischer Gneisgranite und Granitgneise. *Sitz Ber. (Abb.) Naturf. Ges. Isis, Dresden*, S. 118–136.
- (1932): Über die Bedeutung der mineralfaziellen Analyse für die Auffassung der metamorphen Gesteine. *Ber. math. phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss.* 84, S. 63.
- (1957): Über Gneise des Erzgebirges. *Z. Geologie* 6, S. 3–40.
- SCHOLTZ, H. (1930): Das variszische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der böhmischen Masse bis zum Massiv von Brabant. *Fortschr. Geol.* 8, 25, S. 235–316.
- SCHREYER, W. (1966): Metamorpher Übergang Saxothuringikum/Moldanubikum östlich Tirschenreuth, Oberpfalz, nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. *Geol. Rdsch.* 55, S. 491–509.
- SCHROEDER, E. (1966): Zur tektonischen Zonen- und Stockwerksgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges. *Geologie* 15, S. 973–980.
- SITTIG, E. (1962): Zur Entwicklungsgeschichte der südschwarzwälder Hauptbewegungszone während des Variszikums. *Geol. Rdsch.* 52, S. 357–365.
- STETTNER, G. (1971): Orogene Schollentektonik und granitoidale Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse. *Geol. Rdsch.* 60, 4, S. 1465–1487.
- STILLE, H. (1948): Die assyntische Ära und der vor-, mit- und nachassyntische Magmatismus. *Z. Deut. Geol. Ges.* 98, S. 152–165.
- (1920): Über Alter und Art der Phasen variszischer Gebirgsbildung. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl.*, S. 218–224.
- (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beih. Geol. Jb.* 2, 138 S.
- (1958): Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. *Beih. Geol. Jb.* 22, Hannover, 255 S.
- SUESS, F. (1926): *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge*. *Bonnräger*. Berlin, 268 S.
- THUERACH, H. (1893): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. *Geogn. Jahrbeschr. bayr. Oberbergamt München* 5, S. 1–160.
- Vorspessart Heft (1957) mit Aufsätzen von BEDERKE, E., BRAITSCH, O., GABERT, G., MURAWSKI, H. und PLESSMANN, W. *Abh. Hess. Landesamt f. Bodenforschung* 18, 167 S.
- WALDMANN, L. (1929): Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagsteinen des nordwestlichen Waldviertels (Studien zur Metamorphose usw.). *GG* 20 (1927), S. 35–101.
- WATZNAUER, A. (1965): Stratigraphie und Fazies des Erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. *Geol. Rdsch.* 54, S. 853–860.
- WEGMANN, E. (1948): Transformations métasomatiques et analyse tectonique. *Intern. Geol. Congr. Great Britain, III*, S. 3–10.
- (1953): Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. *Geol. Rdsch.* 41, S. 21–33.

- "- (1956): Stockwerkstektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. Geotektonisches Symposium für Hans Stille der Dt. Geol. und anderer Ges., Enke, Stuttgart S. 3-19.
- WURM, A. (1928): Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. N. Jb. Min. 60 B, Stuttgart, S. 473-530.
- "- (1961): Zur Frage kaledonischer Tektonik und Magmabewegung im variskischen Gebirge Nordwestbayerns. Geol. Rdsch. 51, S. 140-144.
- "- (1961): Geologie von Bayern I. Bornträger, Berlin. 555 S.
- "- (1962): Über Untergrundprobleme im variskischen Gebirge Nordostbayerns. N. Jb. Geol. Mh., S. 58-73.
- "- (1964): Gedanken zur Paläogeographie des Saxothuringicums in Bayern. Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen etc., S. 189-196.
- "- (1964): Über den Stand der erdgeschichtlichen Forschung im Kristallin des Moldanubikums und Saxothuringikums Mitteleuropas. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 2. S. 65-82.
- "- (1965): Finden deformativ und mineralfaziale Prozesse der tieferen Stockwerke immer eine Abbildung in höheren Stockwerken? N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 10, S. 624-631.

Zur Geomorphogenese des kristallinen Odenwaldes

Hans GRAUL, Heidelberg

Kurzfassung/Abstract

Wie die meisten europäischen variskischen Gebirge, hat der Odenwald, nach Faltung, Hebung und Einebnung im Jungpaläozoikum eine Überdeckung mit mächtigen mesozoischen Schichten erlebt, die im postkretazisch am stärksten herausgehobenen Teil (Oberrheingrabenrand) wieder bis tief ins Grundgebirge abgetragen worden sind. Die große Mächtigkeit des Malm und des Hauptbuntsandsteins als wasserdurchlässige Schichtpakete macht es wahrscheinlich, daß sich seit Beginn des Oberrheingrabens in SW-Deutschland ein Schichtstufenrelief entwickelte, allerdings erst ab Mio-Pliozän mit stärkerem Relief.

As with most European variscian mountain ranges, the Odenwald likewise underwent folding, uplift and planation. Deposition of a thick section of Mesozoic layered rocks followed, the uplift reached its maximum elevation along what is now the rim of the Rhinegraben and subsequent erosion cut deep into the basement. It is quite likely that, because of the permeability of the great thickness of the Malm and Hauptbuntsandstein, a stepped relief developed with the various sedimentary units at the onset of the formation of the Rhinegraben with greatest relief beginning during Mio-Pliocene time.

Der Kristalline Odenwald gehört jenen variskischen Gebirgen Mitteleuropas an, die seit dem Jungpaläozoikum vier entscheidende geologische und morphogenetische Erdperioden mitgemacht haben (RÜGER 1928, KLEMM 1928).

1. Faltung im Jungpaläozoikum mit Intrusionen von Tiefengesteinen und Metamorphose der von intensiver Faltung und hohem Druck erfaßten älterpaläozoischen Deck-schichten.

2. Lange Heraushebung und Abtragung bis zu einem Hügelland im jüngsten Paläozoikum mit verbreiteten vulkanischen Ergüssen (z. B. Quarzporphyren) vor allem im Süden innerhalb des Rotliegenden. Die Basis derselben nennt man die Permische Rumpffläche (loc. typ. im Schloßgraben Heidelberg) (RÜGER 1928, Fig. 21).

3. Mesozoische Ablagerungen durch die Trias und den Jura bis in den Malm. Basis ist die prätriassische Rumpffläche (loc. typ. Teile der Böllstein-Oberfläche). Jene Ablagerungen waren teils terrestrisch (Sandsteine und Tone) teils marin (Kalke, Dolomite und Mergel) und werden auf dem Kristallinen Odenwald auf eine Mächtigkeit von 1000–1500 m (ILLIES, 62, 65) geschätzt. Solche Schätzungen über deren Mächtigkeit sind für Hypothesen der späteren Morphogenese des Odenwaldes durchaus nicht unwichtig.

Kurz zusammengefaßt bestehen folgende Beweise für das ehemalige Vorhandensein der mesozoischen Deckschichten, wobei uns auch gleich Anhaltspunkte für deren Vollständigkeit, Mächtigkeit und Intensität der Abtragung geboten werden.

a) Die im Obereozän beginnende Grabenbildung im Oberrhein zeigt an ihrer Basis die Deckschichten der jeweiligen Perioden von N nach S ins Hangende, die in den Schichten des Deckgebirges auf der benachbarten süddeutschen Großscholle nach S mehr und mehr erhalten sind. So reicht nach Abb. 8 H. ILLIES (1965) die Nordgrenze des Paläozoikums bis Worms, die des Buntsandsteins 4 km weiter nördlich als heute, nämlich bis Leutershausen, die des Muschelkalks bis Handschuhsheim usw. Die jeweils fehlenden Deckschichten waren schon vor Beginn des Grabeneinbruchs abgetragen gewesen. Die Differenz zu der Lage der heutigen nördlichen Schichtgrenze ist der Abtragung seit der Akkumulation im Graben und der Gesamtabtragung anzurechnen.

b) Buntsandstein auf Randschollen und als Gerölle in mittelojogozänen Strandschwemmkegeln bei Weinheim und wohl auch bei Heppenheim (ZIENERT 1957).

c) Muschelkalk in tiefen verkeilten Schollen (Waldhilsbach) oder in Gräben des Buntsandstein-Odenwaldes (Michelstadt bis Erbach).

d) Bis Dogger β als Auswürflinge im Tuff des Katzenbuckels und Steinberges.

e) Die Schichten bis Lias δ in der Langenbrückener Senke.

4. Nach Beendigung der im großen und ganzen pausenlosen mesozoischen Akkumulation unterlag der Kristalline Odenwald seit über 130 Millionen Jahren der Abtragung, deren Intensität abhängig war von der Stärke der Heraushebung, bzw. der jeweiligen Reliefenergie gegenüber dem seit dem Endeozän einbrechenden Oberrheingraben und von der Intensität der Verwitterung und der Abtragung vor allem der verwitterten Schichten, also ein klimageographischer Prozeß.

Über die Intensität und die Quantität der Abtragung in der Kreidezeit (70 Mill. Jahre) sind wir sehr spärlich unterrichtet, wenn wir davon absehen, daß die eozänen Messeler Schichten im nördlichen Kristallinen Odenwald bereits auf dem Kristallin oder mehr noch auf dem Rotliegenden gelegen sind. Alles andere an Deckgebirge war hier bereits abgetragen. Im übrigen siehe die Unterlage der tertiären Grabenschichten.

Ob in diesem langen Graben marin, limnisch oder fluviatil abgelagert wurde, entsprach der jeweiligen Relation von Einsenkung zu Zufuhr aus den Randgebieten und der offenen Verbindung zu den Weltmeeren. Es wird auf die entsprechenden Arbeiten von ILLIES (1962) und SCHAD (1961) hingewiesen. Für die Geomorphogenese der Randgebirge aber war immer entscheidend die besonders tiefe Lage des Oberrheingrabens, die Lage der Achse des Gewölbes der randlichen Pultschollen nahe an dem Hauptabbruch zum Oberrheingraben und drittens müssen nach allen Anzeichen (grobe Gerölle, Buntheit derselben in den Strandkonglomeraten) die Wasserscheiden zu den konsequenten Außenabdachungen der Großschollen nicht „flach und unbestimmt“ (BÜDEL 1957) gewesen sein, sondern markant, am ehesten also auf der Trauf des mächtigen, wasserdurchlässigen Hauptbuntsandsteins, zumindest seit mittelojogozäner Zeit. Diese Auffassung vertrat auch ZIENERT (1957) in seinen Blockdiagramms in Sk. 8. Man könnte über ein flachrampiges Spülfächen-Stufenland mit vorherrschender konsequenter Entwässerung in SW Deutschland (BÜDEL 1957) diskutieren, hätten wir in dem mächtigen Deckgebirge nicht zwei besonders kräftig entwickelte durchlässige = widerständige Schichtpakete, nämlich den genannten Hauptbuntsandstein im Liegenden mit mindestens 250 m und die in der Schwäbischen Alb bis über 400 m mächtige Massenzonies des Malm. Diese Kalke lagen zur Zeit der mittelojogozänen Einzugsbereichs des Oberrheingrabens (Neckar) sowieso noch außerhalb der Oberrhein-Entwässerung. Aber die groben Buntsandsteingerölle im Bergstraßen-Strandgeröll machen

eine irgendwie stufige Abdachung der „obsequenten“ Seite, also zum Oberrheingraben hin zwingend notwendig. Dies schließt nicht aus, daß die engen, zum Graben immer enger werdenden (wie heute) Taleinschnitte in einer relativ flachwelligen Landfläche des Kristallin und Rotliegenden (aber ohne Quarzporphyr) und des Unteren Buntsandsteins eingelassen waren, die in stumpfen, steilen obsequenten Talenden der B.S.-Hauptstufe endeten. Aber ein Pediment, auch über diese ostwärts hinweg, bis zu irgendeiner imaginären Main-Rhein-Neckar-Wasserscheide (BÜDEL 1957) ist nicht vorstellbar, selbst wenn auf dem B.S. noch ziemliches an Muschelkalk und Keuper gelegen hat. Wegen relativ geringer Mächtigkeit der wasserdurchlässigen Schichten zwischen Oberem Buntsandstein und Malm (max. 50 m) kann selbst bei Annahme eines wechselnd feuchttropischen Klimas nur ein von relativ flachen Stufen und Subsequenzen durchzogenes Hügelland zwischen B.S. und Malmstufe gelegen sein mit größerer Entwässerungsfläche noch zur Alpenvortiefe.

Wir stehen noch bei der Frage, wie rasch erfolgte die Abtragung auf dem Odenwaldschild vor Beginn des Einbrechens des Oberrheingrabens, wie rasch nachher. Da dieser Beginn etwa zur Halbzeit der ganzen langen Landperiode des Odenwaldes gelegen war, nach allen bisherigen Vorstellungen die Abtragung größer gewesen sein soll als nachher – es fehlen vorher mindestens 500 m, maximal sogar 1200 m der Deckschichten –, da außerdem die Abtragung im Umreich des Katzenbuckeler Basaltstotzens nach den Sedimenteinstufen in seinem Tuff (Alter 60–70 Mill. Jahre) ebenfalls bei 600 m angenommen wird, deckt sich dies gut mit den Ansichten über Größe der Abnahme des Deckgebirges auf dem Kristallinen Odenwald (wobei die Abtragung im Kristallin selbst unberücksichtigt bleibt). Erstaunlich ist dabei, daß bei späterer und unzweifelhaft stärkerer Heraushebung der Pultscholle die Abtragung etwas geringer gewesen sein soll. Aber vielleicht dürfen wir da doch den klimatischen Faktor einer tropischen Verwitterung und eine entsprechende Abspülung bis ins Mitteloligozän hinein zur Verantwortung ziehen, denn für diese Zeit ist eine solche gesichert*). Kritisch wird die Beurteilung über die Form und Intensität der Abtragung des Odenwaldes seit Entstehung des Oberrheingrabens. Da stehen sich bei den Geomorphologen – auch einige Geologen mischten mit – die Vorstellungen ziemlich schroff gegenüber. So großartig Herr BAKKER (1930) war, können wir seine sechsteilige Piedmonttreppe im Odenwald nicht akzeptieren. Aber auch alle anderen Auffassungen sind unhaltbar. Selbst A. ZIENERT's am ehesten annehmbare Zweigliederung (1957, 1966) läßt sich bei genauer Berücksichtigung der höchst-differenten Gesteinswiderständigkeit und bei Beachtung des Gesetzes der stufenweisen Unterschneidung der Rücken und Sättel von der Haupt- zu den Nebenwasserscheiden kaum verteidigen. Freilich fehlen uns die genügend exakten petrographischen, pedologischen und morphometrischen Untersuchungen, um seine Hypothese strikt widerlegen zu können. Es werden auch immer wieder „ähnliche“ Beispiele aus anderen mitteleuropäischen Mittelgebirgen mit eventuellem Stockwerkbau, von denen einzelne Stockwerke durch ganz bestimmte denudative Vorgänge oder Verwitterungsrückstände belegt werden können, herangezogen. Aber es kann keine Rede davon sein, daß das, was dort möglich ist, auch im Odenwald richtig sein muß. Was hier realiter ist, ist folgendes:

Entscheidend erscheint mir eine mehr oder weniger stetige Bewegung an der Grenze zwischen Graben und aufsteigender Pultscholle. Entscheidend weiterhin ist, daß zu Beginn des Grabeneinbrechens bis in die Breite von Weinheim nur Deckgebirge an den Graben grenzte. D. h., es muß sich besonders im ganzen südlichen Teil die enorme Widerständigkeit des C₂ und schließlich des ganzen Hauptbuntsandsteins auch bei noch so intensiver Küsteneinebnung zuerst als Kliff, später als zurückwandernde Schichtstufe bemerkbar gemacht haben; d. h. aber ferner, daß eine Hauptwasserscheide entwickelt war, die langsam

*) Ohne einzelne Arbeiten zu zitieren, seien an die zahlreichen jüngeren geomorphologisch-paläopedologischen Arbeiten über den Taunus aus der Frankfurter Schule erinnert.

aber stetig nach E bzw. SE zurückwanderte. Die obsequente rheinische Abdachung ist so alt wie die Entwicklung der Küstenebene an der Basis des Hauptbuntsandsteins. Da nicht bei Weinheim, aber bei Wiesloch Muschelkalk im Strandkonglomerat vorkommt, muß die Hauptstufe des Oberen Muschelkalkes südwärts des heutigen Neckartaales gelegen haben. Es liegt auf der Hand, dieses als Erben der der Muschelkalkstufe vorgelagerten Subsequenz anzusprechen (s. Entwicklung der Hollmuthschlinge (RÜGER 1928; ZIENERT 1966; MAQSUD 1966, Abb. 100; MEIER-HILBERT 1972)*). Die Dogger Funde im Tuff des Katzenbuckels beweisen eindeutig, daß große Flächen des heutigen B.S.-Odenwaldes damals noch mit Mu.Ka. und Keuper wie Lias bedeckt gewesen sein mußten. Der Verlauf ihrer entweder als Bruchstufen an wiederaufgelebten Bruchlinien oder Schichtstufen sind für keinen Abschnitt des jüngeren Tertiärs festlegbar. Jedenfalls können die Traufe oder Bruchstufen keineswegs etwa in der gleichen Richtung verlaufen sein, welche die heutige C₂-Stufe (gemeint ist im widerständigen C₂ des südl. B.S. Odenwaldes, also vom Königstuhl über Darsberg/Grein, Rottenberg, Winterhauch-Nordseite) einnimmt, sondern sie dürfte von Rottenberg als Bruchstufe an der Ostseite des Michelstädter Grabens verlaufen sein. Die große Anzahl der in oberheinischer Richtung angelegten Täler (und Talungen) im B.S.-Odenwald, die zum großen Teil schon aus den hangenden Schichten, insbesondere den Keupersandsteinen erbt sein können, verdecken das Bild eventueller alter Subsequenz-Tiefenlinien, die sich ebenfalls vererbt haben können, ganz bedeutend. Eine solche Linie scheint mir die Itter-Eberbach-Pleutersbacher Linie zu sein, die aus jener Zeit stammen könnte, als der Keuper südlich davon den mehrgliederten Hang bildete, ist ja z.Z. des Katzenbuckel Vulkanismus der ganze Keuper durchstoßen worden.

Man könnte sich in diesem Zusammenhang noch fragen, warum der östl. Kristalline Odenwald N-S Verwerfungen bzw. Verwerfungstäler zeigt, die sich im Gelände noch ausgezeichnet widerspiegeln Otzbergspalte, Hammelbacher Verwerfung, Oberabsteinacher N-S Tal und einzelne weitere kleinere im gleichen Streifen. M.E. kann man die Hypothese durchaus wagen, daß hier die B.S.-Decke noch nicht so lange entfernt ist, daß die tiefen Verwerfungstäler bereits umorientiert werden konnten. Erst bei länger andauernder Abtragung eines kristallinen Grundgebirges kommen die für dieses typischen tektonischen Texturen durch das Herauspräparieren der im Gesteinsstreichen laufenden Widerständigkeitsunterschiede zum Vorschein, in unserem Fall die variskische Verschiedenheit: Vergrusung und Abspülung derselben einerseits, Verlehmung und Solifluktion andererseits, splittrige Verwitterung mit Gesteinsböden usw. Die kaltzeitliche Verstärkung der einen Vorgänge wie v.a. Frostverwitterung und Vergrusung gegenüber Verlehmung, Abspülung gegenüber Bodenfließen (MAQSUD 1966), die damit im ersteren Falle zusammenhängende Entwicklung von Felsburgen und Blockströmen gegenüber lehmreichen Wanderschuttdecken haben in den letzten zwei Millionen Jahren die noch stärkere Wiederaufdeckung der variskischen Textur nördlich des Weschnitztales bedingt.

Freilich wissen wir keineswegs, wann der deutliche Talungsprozeß eigentlich begann. Auch hier bleibt die nahegelegene tiefe Vorfluterlage des Oberrheingrabens durch so lange Zeit von größter Entscheidung. Im Weschnitztal liegt nach MAQSUD (1966) die sechstletzte Quartärschotterterrasse bei Fürth weniger als 50 m über dem Talboden oder 240 m(!) unter dem Erzberg der nördl. Trommhöhe. Die tiefe Lage der sicher älter als günzeitlichen MEIER-HILBERT (1972) Mauerner Sande gegenüber den umgebenden Höhen ist bekannt. Die frühpleistozäne Lage mit dem Ursus HELLER (1938) in der Ohrberger Schleife bei Eberbach liegt nur etwa 13 m über dem Neckar, aber 430 m unter der heutigen Winterhauch-Hohe-Warte-Fläche. D. h. die Flächenabtragung, die inzwischen erfolgt sein müßte, nicht

*) Während ZIENERT (1966, S. 106) diese Talungslinie etwa als eine alte Grenze einer Bruchlinienstufe längs der äußeren Odenwaldflexur (dies nach GRAUL (1963)) angenommen zu haben scheint.

eingerechnet, sind weniger als 4% der Eintiefung des Neckar an dieser Stelle seit der Ablagerung der Ursus-Lage erfolgt, alles andere vorher.

Zusammenfassend ist daher zu sagen, daß der Oberrheingraben seit seiner Entstehung die Abtragung des Deckgebirges und des darunter freierwandelnden Kristallinen Odenwaldes, die Zerschneidung und Rückerosion des Neckarsystems sowie die Jugendlichkeit des Gesamtformenschatzes (natürlich abgesehen vom periglazialen Kleinformenschatz) insbesondere im Kristallinen Odenwald in allererster Linie bestimmt hat. Eine ähnliche Vorflutersituation (absolute Höhe!) hatten wir in den letzten 60 Millionen Jahren nirgendwo in W-Europa. Bis zu einem gewissen Grad ist erst wieder der pannonische Raum im E damit vergleichbar.

Schrifttum

- BAKKER, J. P. (1930): Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. Geogr. en geol. Mededeel. 3, Utrecht, S. (1937).
- BÜDEL, J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würzb. geogr. Arb. 4/5, Selbstverlag d. Geograph. Inst. Univ. Würzburg, S. 5-46.
- GRAUL, H. (1963): Zu geomorphologischen Problemen im Heidelberger Raum. Keyser'sche Verlagsbuchh., Heidelberg-München, S. 154-176.
- HELLER, F. (1938): Die Bärenzähne aus den Ablagerungen der ehemaligen Neckarschlinge bei Eberbach im Odenwald. Sitzber. d. Heidelberg. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. Jg. 7. Abh.
- ILLIES, H. (1962): Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenschnitt von Karlsruhe. Mitt. d. Geol. Staatsinst., Hamburg 31, S. 58-122.
- (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens, Oberrhein. geol. Abh. 14, Karlsruhe, S. 1-54.
- KLEMM, G. (1928): Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes, 2. Aufl. 1 : 100000, hgg. Hess. Geolog. Landesamt.
- MAQSUD, N. M. (1966): Die quartäre Entwicklung der Oberflächenformen des zentralen Kristallinen Odenwaldes. Diss. Manusk. Geograph. Inst. Univ. Heidelberg, 344 S.
- MEIER-HILBERT, G. (1972): Die erdgeschichtliche Entwicklung der Mauerer Schiefe. Diss. Manusk. aus Geograph. Inst. Univers. Heidelberg, 375 S.
- RÜGER, L. (1928): Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. Winter, Heidelberg, 351 S.
- SCHAAD, A. (1961): Feingliederung des Miozäns und die Deutung der nacholigozänen Bewegungen im mittleren Rheintalgrabens. Habil.-Schrift, Universität Heidelberg.
- ZIENER, A. (1957): Die Großformen des Odenwaldes. Heidelb. geogr. Arb. 2, Heidelb. Selbstverlag, Geogr. Inst. Universität Heidelberg, 156 S.
- (1966): 2. Oberflächenformen, in: Die Stadt- und Landkreise Heidelberg und Mannheim, I. Staatl. Archivverwaltung Baden-Württemberg, S. 28-43.

Das Schollenmosaik im Bereich der östlichen Rheingraben-Schulter zwischen Dossenheim und Langen (Hessen)

Klaus FAHLBUSCH, Darmstadt

Kurzfassung/Abstract/Résumé

Luftbildanalysen, geologische Kartierungen und geomorphologische Kriterien machen es wahrscheinlich, daß die Schollenmosaikstruktur westlich des Rheingraben-Hauptabbruches auch östlich davon im Kristallin des Odenwaldes ausgebildet ist. Die Vergitterung zweier Lineations-Hauptrichtungen (rheinisch und erzgebirgisch) läßt sich in einem bis 4 km breiten Streifen östlich des Abbruches nachweisen, über die Sprunghöhen an den Störungsbündeln können keine Angaben gemacht werden.

From the eastern Rhine-Graben-Escarpment fault mosaics were observed by interpretation of aerial-photographs and by geological mapping. Parallel to the Rhine-Graben-Margin, the fault mosaics exist in graben rocks and also in igneous and metamorphic rocks eastward of the margin.

Au sud-est de la partie nord du fossé rhénan, le long de la frontière fossé rhénan/Odenwald, s'est développée une mosaïque en forme de fragmentation tectonique. Cette structure de la région du fossé rhénan a connue depuis 1962. Il apparaît vraisemblable, si l'on se base sur les analyses des photographies aériennes et des cartes géologiques ainsi que sur les critères géomorphologiques que cette structure, qui est typique pour le fossé rhénan, se poursuit encore dans la masse cristalline de la partie d'ouest de l'Odenwald.

In Band 1 der Géologie de la France gibt DEBELMAS (1974: 92)¹⁾ eine Blockbild-Darstellung des Schollenmosaiks am Westrand des Rheingrabens im Raum Rappoltsweiler (Ribeauvillé). Zwischen dem Rheingrabenabbruch (Faille rhénane) im Osten und einem Störungsbündel (Faille vosgienne), das die Magmatite und Metamorphite der Vogesen von der sog. Vorbergzone trennt (Raum Reichenweiher (Riquewihr) bis Rorschweiher (Rorschwihr), ist eine Vielzahl von Schollenfeldern nachzuweisen, dabei überschneiden sich die Richtung des Rheingrabens (ca. 20°) mit der erzgebirgischen (ca. 60°) Richtung. Die faille vosgienne folgt im Süden (Kaysersberg) der rheinischen Richtung, um mit langsamen Übergang im Norden (Rödern) in die erzgebirgische Richtung umzuschwenken. Die Vergitterung der beiden Hauptrichtungen spiegelt sich in den vielen Parallelstörungen wieder. Entlang dieser Schar von Auf- und Abschiebungen, lokalen Horststrukturen und Gräben

¹⁾ Die Karte Ribeauvillé ist auch enthalten in: HIRLEMANN, G. (1974): Le dispositif structural du champ de fractures de Ribeauvillé (Haut-Rhin, France). - Approaches to Taphrogenesis: 172-176, 2 Fig., Stuttgart.

mit unbedeutenden Absenkungsbeträgen, sind vielfältige tektonische Bewegungen bis zu Horizontalverschiebungen (?) abgelaufen. Ist in diesem Bereich eine Strukturanalyse durch Untersuchungen der NN-Lage eines Leithorizontes möglich, muß im Rheingraben das tektonische Bild durch die Auswertung von Bohrungen und geophysikalischen Erkundungen erfolgen. Im Symposiumsband *Erdöl am Oberrhein* (1962) ist das Schollenmosaik dargestellt worden. Während der tertiären Sedimentation sind einzelne Schollen stärker als die Nachbarschollen abgesunken, andere verharteten zeitweise, um dann der allgemeinen Senkungstendenz erneut zu folgen. Das randliche Schollenmosaik ist auch im hessischen und im pfälzischen Anteil der Rheingrabenstruktur nachweisbar. Teile dieses Schollenmosaiks sind heute noch in Bewegung (Literatur in FAHLBUSCH 1975 b). Profile durch den Rheingrabenabbruch (FAHLBUSCH 1975 a) zeigen eine Schar von Schollenstreifen, die in rheinischer Richtung, der an der Oberfläche kartierbaren tektonischen Grenze Odenwald-Gesteine gegen Rheingrabensedimente folgen und von jüngsten Lockermassen überdeckt sind. Innerhalb dieser Schollenstreifen sind Querbrüche festzustellen. Da kartierbare Sedimenthorizonte auf größere Erstreckung in den Schollenfeldern in Bohrungen nicht verfolgbar sind (die jungen Sedimente setzen sich aus engbegrenzten Schüttungskörpern zusammen – Typ Grauwacke, noch nicht verfestigt), muß eine graphische Darstellung unterbleiben. Sedimentschollen am Westrand des Odenwaldes treten südlich von Darmstadt sichtbar erst wieder im Raum Heppenheim zu Tage. Die Buntsandsteinscholle der Starkenburg und die Meeressandfolgen (Tertiär) am Essigkamm sind heute noch aufgeschlossen. (TK 25: 6317; R. 34748. . . , H. 55000. . . ; keine Fossilauflammlungen mehr möglich; vgl. HEIL, 1960). Die Detailkartierung des Gebietes läßt vermuten, daß auch hier ein Schollenmosaik vorliegt, welches nicht nur auf die Trias- und Tertiär-Schollen beschränkt ist, sondern – besonders am Fahrweg zur Starkenburg und in Aufschlüssen ostwärts davon und östlich des Essigkammes – im Kristallin des Odenwaldes weiter verfolgbar zu sein scheint. Weitere Aufschlüsse befinden sich im Raum Weinheim, auch hier „hängen“ Trias- und Perm-Schollen am Westrand der Odenwald-Gesteine. Sofern die spärlichen Aufschlüsse in den West-Hanglagen südl. Weinheim bis Lützelstachs eine Deutung zulassen, sind Buntsandsteinhorizonte hier nur über wenige Meter bis Dekameter zu verfolgen. Über die Sprunghöhen sind keine Angaben zu machen. Die tektonischen Trennflächen folgen der rheinischen und erzgebirgischen Richtung. Abweichungen sind feststellbar, jedoch kann nicht sicher ausgeschlossen werden, daß Schollen-Rotation durch Hangentfestigung (fehlendes, da abgetragenes Widerlager im Westen) das ursprüngliche tektonische Flächeninventar überprägt.

Im Bereich des Perms im Raum ostwärts Schriesheim/Dossenheim (PRIER, 1969) ist der teilweise von Quarzporphyrerschutt überrollte nordsüdgerichtete Sedimentstreifen von erzgebirgischen Störungszonen durchzogen. Über Sprunghöhen können keine sicheren Angaben gemacht werden. Verfolgt man das Absinken der Quarzporphyrergüsse von N nach S, so ist ein kontinuierliches Abtauchen nach S nicht wahrscheinlich. An Trennfugen sind Harnische und harnischähnliche Bewegungsspuren zu erkennen. Die Ausdeutung ist wie in all diesen Fällen problematisch, jedoch erscheint eine Interpretation, in der jeweils der nördlichen Scholle eine Aufwärtsbewegung zugeordnet wird, nicht unmöglich. Auch im Gebiet von Altenbach (TK 25: 6518; R. 3481. . . , H. 5483. . .) sind Perm und Untere Trias von mehreren Störungsbündeln durchzogen (PRIER, 1963; Abb. 36). Die auftretenden tektonischen Strukturen erinnern an Schollenbruchfelder. Die Aufschlußverhältnisse behindern auch hier eine Oberflächenkartierung, das Verfolgen von Leithorizonten ist erschwert.

Nach den vorliegenden Erkenntnissen ist anzunehmen, daß die Mosaikstruktur des Rheingrabens sich bis in die Grenzzone zum Kristallinen Odenwald fortsetzt. Ob es sich hier um junge und jüngste Brüche handelt, bleibt dahingestellt, einige Störungen sind mit hoher Sicherheit im Holozän entstanden oder an ihnen fanden erneut Bewegungen statt (Literatur vgl. FAHLBUSCH 1975 b). Auch eine Aufwölbung des Odenwald-Kristallins, tiefstes Stockwerk

im Bereich des Frankenstein-Plutons, Abtauchen nach N und S an vorwiegend erzgebirgisch streichenden Störungen (im Raum Darmstadt nachweisbar (FAHLBUSCH 1975 b), im Raum südl. Weinheim wahrscheinlich, vgl. oben), ist anzunehmen.

Es ist die Frage zu stellen, ob das Schollenmosaik auch im Kristallin des Odenwaldes nachweisbar ist. Auf der TK 25 Langen (6018; R. 34825...; H. 55315...) liegt die Grube Messel, im SE davon das Steinbruchgebiet des Mainzer Berges (6018; R. 34835..., H. 55297...). Seit langem ist bekannt (vgl. Zusammenstellung bei MATTHESS, 1966), daß die eozänen Ölschiefer- und Braunkohlen-Vorkommen von Störungen begrenzt sind. Diese Störungsbündel verlaufen rheinisch, z.T. ist die kretazisch-tertiäre Kaolinisierung der Odenwald-Tiefengesteine im Bereich der Randzone Eozän/Kristallin jung aufgerissen. Eine Reihe dieser Störungen (Aufschlußverhältnisse 1969–1971) scheint **nicht** auf die mit dem Abbau verbundenen Rutschungen zurückzuführen zu sein. Im Verlauf des Eozän-Grabens folgt nach SSW die ehemalige Braunkohlengrube Prinz zu Hessen (6018; R. 34809..., H. 55294...; das Aufsammeln von Fossilien ist hier nicht mehr möglich). Beide Eozänvorkommen sind durch einen von erzgebirgischen Störungen begrenzten Riegel („Horst“) getrennt. Die Westgrenze der „Granite“ des Mainzer Berges ist tektonisch, die Ostbegrenzung wird durch auflagernde permische Sedimente gebildet, der „Granit“ ist, so wurden die Aufschlußverhältnisse bisher gedeutet, von Perm-Arkosen überdeckt worden „er taucht nach Osten unter Perm ab“. Baumaßnahmen im Zusammenhang mit der Errichtung des Fernmeldeturmes der Bundespost auf dem Mainzer Berg führen zu der Annahme, daß unmittelbar westlich der Moret-Schneise eine Störung verläuft, die der Richtung der Messeler Abschiebungsbündel (\pm rheinisch) folgt. Eine Kartierung der Melaphyrvorkommen (permische Basalte; NEGENDANK 1968) zwischen Forstamt Kranichstein, Ortslage Messel bis östliches Weichbild Messel läßt die Vermutung zu, daß hier nicht teilerodierte Basaltdeckenreste oder Förderkanäle vorliegen, sondern tektonisch begrenzte Basalte. Auch hier sind die Aufschlüsse so schlecht, daß eine sichere Entscheidung nicht möglich ist. Ehemalige Böschungsaufschlüsse ostwärts des Steinbrücker Teiches (6118; R. 34786...; H. 55286...) ließen im Perm ebenfalls die Betonung der rheinischen Richtung erkennen, erzgebirgische Störungen – allerdings von unbedeutender Sprunghöhe – konnten festgestellt werden.

Betrachtet man das Gebiet des südl. Teiles der TK 25 Langen im Luftbild, so wird die Betonung rheinischer Elemente und erzgebirgischer Querstrukturen deutlich, auch hier scheint im Grenzgebiet zwischen Odenwald und Sprendlinger Horst ein Schollenmosaik vorzuliegen. Die Ergebnisse aus dem Gebiet Grube Messel/Grube Prinz zu Hessen sind nach dem gegenwärtigen Stadium einer mehrmaligen Luftbildanalyse mit Vorsicht auf das gesamte Gebiet zu übertragen.

Die Hauptdrainage-Richtung im Odenwald ist nach Osten orientiert. Die Bäche, die nach Westen entwässern, durchbrechen z.T. mit einem ungewöhnlich starken Gefälle im Bereich des Rheingraben-Randbruches das Schollenmosaik der Grabenschulter (z. B. Erbach; TK 25: 6317; R. 34750...; H. 550005...). Die z.T. stark ausgeweiteten Talauen werden gekappt, der Bach durchströmt ein enges Tal. Da im Bereich der breiten Talau und der engen Gefällstrecke ähnliche Gesteine vorliegen, kann auf eine junge Hebung dieses Schollenstreifens gegenüber der Rheingraben-Erosionsbasis geschlossen werden. Eine Reihe der nach Westen fließenden Vorfluter folgt der erzgebirgischen Richtung, (bei kurzen Bächen), andere werden immer wieder in diese Richtung abgelenkt. Die Luftbildanalyse ergibt im Raum Bensheim/Laudenbach eine Reihe von Störungsbündeln, deren Generalstreichen 10° – 30° verläuft, im Bereich der Lineationen sind im Frühjahr in einigen Fällen Quellaustritte zu kartieren, an anderen Stellen sind die Quellen heute gefaßt (z. B. Erbach-Tal bei Heppenheim). An der Südostseite der Starkenburg ist in den Weinbergen eine rheinisch streichende Durchfeuchtungszone (Störung) zu erkennen. Werden diese Störungszonen bei der aerophotogrammetrischen Auswertung (z. B. ZEISS-Planimat) angemessen,

so lassen sich Einfallswinkel $< 60^\circ$ errechnen. Mit Ausnahme der großen Störung, die östlich des Melibocus den Kristallin-Körper durchschneidet (KUPFAHL et. al., 1972), sind diese Störungen jeweils nur bis zu den südlichen Rändern der Bachtäler zu verfolgen, eine direkte Fortsetzung nördlich davon fehlt. Es hat den Anschein, als wenn sie entlang der „erzgebirgischen Bachrichtung“ versetzt sind. Die Aufschlußverhältnisse im Kristallin gestatten es nicht, die Erkenntnisse aus dem Luftbild durch eine Feldkartierung einwandfrei zu belegen. Luftbildkartierungen in Kristallin-Gebieten ergeben häufig ein vollständig homogenes Netz von zwei \pm senkrecht aufeinander stehenden Lineationen. („Das Klufinventar wird nachgezeichnet“). Die besonders auf Blatt Bensheim beobachteten Lineationsbündel einschließlich der Bachrisse zeigen dieses Netz nicht, die rheinisch gerichteten Lineationen (z.T. wasserwegsam) sind entlang erzgebirgischer Lineationen (Bäche) versetzt.

In den Steinbrüchen des Gebietes ist ein übereinstimmendes Klufinventar aufzunehmen (dazu Literatur bei KUPFAHL et. al. 1972), das sich lediglich in der Betonung der Hauptrichtung ändert, aber in den meisten Fällen den Odenwaldrichtungen folgt. Dort wo die beobachteten rheinischen Lineationen an die Talflanken treten, fehlen aber Aufschlüsse, die es gestatten würden, die Luftbildanalysen zu kontrollieren; die Gesteine sind hier zerrüttet und werden nur kurzfristig beim Straßenbau freigelegt. Die Gesamtschau läßt erkennen, daß die Störungsbündel vom morphologischen Odenwaldrand sich nach Osten in das Kristallin weiter verfolgen lassen. Dort dürfte auch eine mosaikartige Zerlegung in Einzelshollen vorliegen, Sprunghöhenunterschiede lassen sich an den Lineationen jedoch nicht messen.

Im Weschnitztal ist im Bereich der Straße Birkenau/Weinheim (TK 25: 6418; Bereich Gitterstreifen 5491) das Kristallin („Diorit“) durch den Straßenbau sehr gut aufgeschlossen worden. Die Lineationen sind auch hier vorwiegend rheinisch gerichtet, und die Annahme scheint berechtigt, daß das Weschnitztal zwischen dem Quarzporphyr der Wachenburg und „Der Lehnwald“ (R. 34779... , H. 54920...) einer Störungszone folgt, die im Bereich „Der Lehnwald“ (die Weschnitz fließt dann wieder in östlicher Richtung) auch am nördlichen Ufer weiterzuverfolgen ist. Dort wo Aufschlüsse im Bereich weiterer Lineationen westlich des rheinisch gerichteten Weschnitzlaufes vorhanden sind, können z.T. Harnische im Anstehenden nachgewiesen werden, die aber keine Generaltendenz erkennen lassen (Harnischstreifen werden im Regelfall nur dann ausgebildet, wenn der Flächenkontakt mit Reibungsschluß im Bereich der Trennfläche noch besteht, klappt die Spalte oder ist sie durchfeuchtet, verbleiben kaum „Dokumente“ für eine Bewegungsrichtung). Die Harnischauswertung ergibt u. a. Hinweise für Blattverschiebungen, die Luftbildanalyse zeigt gerichtete Zonen der Gesteinsentfestigung auf. Auch im Raum Weinheim sind nicht nur Bewegungen parallel zum Rheingrabenabbruch nachzuweisen, die Schollenstreifen sind von erzgebirgischen Störungen durchtrennt, denen teilweise der Grundelbach und die Weschnitz folgen.

Auch hier ist die Frage nach den Störungssprunghöhen im Kristallin nicht zu beantworten. Hinweise auf die unterschiedliche Höhenlage (Meßergebnisse bei der Luftbildauswertung) von Verebnungsrelikten („Weschnitz-Terrassen“) im Weschnitzbereich bis Birkenau lassen sich u. a. auch als Ergebnisse einer unterschiedlich starken Hebung einzelner Schollenfelder in geologisch jüngerer Zeit deuten.

Kontaktzonen zwischen zwei Magmatiten sind meistens durch eine kontaktmetamorph bedingte Verfestigung des älteren Magmatits gekennzeichnet. Der östliche Kontakt des Weinheimer Quarzporphyrs zeigt aber nur eine vollständige Vergrusung des Diorits. Denkbar ist, daß die beim Aufstieg des sauren Effusivgesteins frei werdenden Gase den Diorit beeinflußt haben und eine Entfestigung begünstigen. Da aber der Kontakt, d. h. die alte Aufstiegsbahn im Verlauf der rheinischen Weschnitzrichtung liegt, ist anzunehmen, daß auch hier jüngere Bewegungen abliefen, die die Bildung des bisher nur teilweise von der

Erosion ausgeräumten Gesteinsgrus' mit hervorriefen. Die rheingrabenparallele Weschnitz/Wachenburgstörung wird von einem Querelement durchschlagen.

Eine Summierung der Ergebnisse läßt auch im Kristallgebiet östlich Weinheim – wie im Gebiet östlich Heppenheim-Bensheim – eine Schollenmosaikstruktur wahrscheinlich werden.

Auf der TK 25: 6317 Bensheim zwischen Schönberg und dem Merbach-Tal (Zell) ist das Kristallin von Löß bedeckt, der z. T. von tiefen Schluchten durchzogen ist. Eine Verebnung ist erkennbar, die von Lineationen durchtrennt wird. In diesem Gebiet ist aber durch die landwirtschaftliche Nutzung eine sehr starke Veränderung geologisch-morphologischer Kriterien erfolgt, so daß keine sicheren Hinweise für eine junge, tektonisch bedingte Durchtrennung der Verebnungsfläche z. Z. beigebracht werden können. Die luftbild-geologische Auswertung und der Feldbefund lassen jedoch vermuten, daß hier das Schollenmosaik von Löß mumifiziert wurde und im Verlauf junger Bewegungen einige Trennflächen durch die quartäre Bedeckung hindurchgepaust worden sind.

Auf die kartenmäßige Darstellung der Ergebnisse muß aus drucktechnischen Gründen hier verzichtet werden.

Die Auswertung einer vor einiger Zeit durchgeführten neuen Befliegung des Schollenmosaik-Raumes wird weitere Einzelheiten erbringen.

Die Untersuchungen wurden von der DFG gefördert.

Schrifttum

- DEBELMAS, J. (1974): Géologie de la France. Vol. 1, 293 S., 138 Fig., Paris.
- FAHLBUSCH, K. (1975a): Zur Geologie von Odenwald und Rheingraben. Jb. TH Darmstadt 1974, S. 39–78, 9 Abb., Darmstadt.
- (1975b): Störungszonen an den Rheingraben-Schultern (Hardt, Darmstadt) mit Hinweisen auf junge Bewegungen. Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 108, S. 315–326, 2 Abb., Wiesbaden.
- HEIL, R. (1960): Die Vorbergzone bei Heppenheim/Bergstraße. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 88, 122–145, 4 Abb., Taf. 14–15, Wiesbaden.
- KUPFAHL, H. G. et al. (1972): Erl. geol. Kte. Hessen 1: 25000, Bl. 6217 Zwingenberg/Bergstraße. 2. Aufl. 276 S., 67 Abb., 48 Tab., Wiesbaden.
- MATTHES, G. (1966): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – Abh. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 51, 87 S., 11 Abb., 10 Tab., Wiesbaden.
- NEGENDANK, J. (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 96, S. 236–249, 3 Tab., Wiesbaden.
- PRIER, H. (1963): Das pyroklastische Rotliegende im südlichen Odenwald. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 6, S. 301–335, Abb. 35–38, Taf. 19–21, Freiburg i. Br.
- (1969): Das pyroklastische und sedimentäre Rotliegende im Bereich der Bergstraße des südlichen Odenwaldes. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 11, S. 279–298, 2 Abb., Taf. 13–15, Freiburg i. Br.
- Erdöl am Oberrhein. Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 4, 136 S., 57 Abb., Freiburg i. Br. 1962.

Basite und Paragneise im Bereich von Heppenheim-Lindenfels, ein Vergleich geologischer Strukturen

Jürgen F. VON RAUMER und Marino MAGGETTI, Fribourg, Schweiz

Kurzfassung/Abstract

Der Vergleich geologischer Strukturen in den Basiten und Paragneisen ergibt eine Phasenabfolge von drei aufeinanderfolgenden Deformationsvorgängen. Älteste Reliktstrukturen von F_1 und S_1 werden durch kuppelförmige Strukturen von F_2 und S_2 in NE-SW-Richtung überlagert. Letztere bilden die wichtigsten Gefüge-Elemente im untersuchten Bereich. Späte Deformationen (F_3) sind in ihrer Ausbildung an NW-SE-verlaufende Querstörungen gebunden.

Comparative observations of mesoscopic structures in basites and metamorphic series reveal three different events of deformation. The oldest relic structures (F_1 , S_1) suffered a main deformation (F_2 , S_2) in a NE-SW direction. These large-scale, dome-shaped folds were influenced by late events (F_3), bound to NW-SE-striking, cross-cutting faults, yielding minor structures in NW-SE.

1. Einführung

Die genauere petrographische Bearbeitung und Bestandsaufnahme im Bergsträßer Odenwald verlangt immer wieder eine Fixierung des augenblicklichen Standpunktes, um einen Vergleich der Phasenabfolgen im regionalen Rahmen zu erlauben.

Nach den wichtigen Vorarbeiten in diesem Sinne (NICKEL 1963, 1964; NICKEL und OBELODE 1962, 1968; NICKEL und MAGGETTI 1974) ergeben sich durch die neuen Beobachtungen im oben genannten Bereich Aspekte, die eine erneute Diskussion angebracht erscheinen lassen.

Zwar ist die Mehrphasigkeit im Bergsträßer Odenwald nach den grundlegenden Arbeiten von NICKEL (s.o.) keine Neuheit mehr, doch wurden hierbei die Gesteine magmatischen Ursprungs immer besonders berücksichtigt, während der metamorphe Rahmen dieser Gesteine als „erhalten bleibende Schiefer“ in der Folge der frühvariszischen Mobilisation erwähnt wird (NICKEL 1963), die dann als „sich wenig ändernde Schiefer“ variszischen Deformationen unterliegen.

Die genauere Kartierung im Maßstabe 1:10000 zeigte in der Zone Heppenheim-Lindenfels, daß die Strukturen doch wesentlich komplizierter aussehen, als man bisher meinte. Gerade die Gesteine größerer Deformierbarkeit haben Vorgänge registriert, die sich in den Gesteinen magmatischen Ursprungs immer wieder als mehr oder weniger durch-

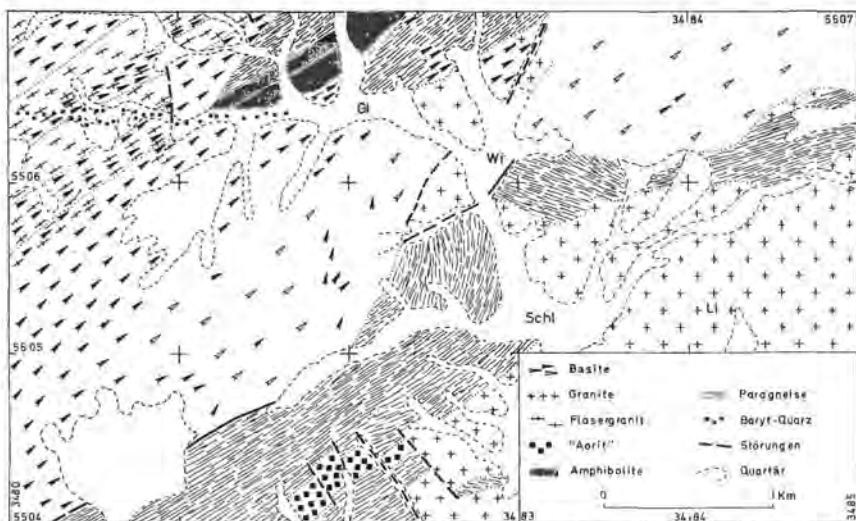


Abb. 1. Geologische Detailskizze im Bereich der Störung von Glattbach-Winkel.

Die Signaturen der Basite und Paragneise folgen dem generellen, vermessenen Streichen der entsprechenden Gesteine. Offene Signaturen bei den Basiten bedeuten, daß keine anstehenden Gesteine vermessen werden konnten. Gl = Glattbach, Li = Lindenfels, Schl = Schlierbach, Wi = Winkel.

greifende Umkristallisation anzeigten, so daß also „vereinfachende Rekonstruktionen der Phasenabfolge in diesem Raum sich als unzulänglich erweisen“ (NICKEL 1963), zumal die Zusammensetzung der Paragneise recht heterogen ist.

Der sogenannte Hauptdioritzug (Basitzug) von Heppenheim-Lindenfels ist kein zusammenhängender Zug, sondern er besteht im wesentlichen aus zwei großen Körpern, die im Raume Glattbach-Winkel durch Metamorphite und Granite getrennt werden (Abb. 1). Nach KLEMM (1929) soll ein Sattel vorliegen, dessen Kern die Plutonite des Heppenheimer Waldes einnehmen, während HOPPE (1924) und NICKEL (1953) die Großstruktur als eine Mulde deuteten.

Die vorliegende Arbeit soll über die tektonische Phasenabfolge in diesem Raum informieren, wobei besonders auf das Verhalten der Basite, Metamorphite und Granite im Bereich der Querstörung Kolmbach-Glattbach-Winkel eingegangen werden soll.

II. Geologie und Petrographie

a) Basitzug

Der südöstliche Teil des Basitzuges (Krehberg-Körper) wurde von KLEMM (1933), NICKEL (1949, 1953), FLECKENSTEIN (1967), WEINIG (1968) und MAGGETTI (1971) untersucht. Seine Gesteine sind durch eine allgemein vorherrschende Paralleltexur in erzbirgischer Richtung (NE-SW) sowie durch die Vielfalt an textuellen Abarten auf kleinstem Raum gekennzeichnet. Es handelt sich mehrheitlich um Hornblende-Gabbrodiorite mit untergeordneten Hornblende-Gabbros und Hornblende-Dioriten. Alle Typen sind intrusiv, und es kann eine relative Altersgliederung von basisch zu sauer beobachtet werden. Der südliche Intrusivkontakt wurde durch eine intensive Mylonitisierung tektonisch

überarbeitet, und der nördliche Intrusivkontakt wird von einer E-W-Störung begleitet, die schief zur Kontakt-Grenze entlang der Linie Glattbach-Knoten verläuft (im Gelände durch ein Tal und durch einen Pseudomorphosen-Quarz-Gang markiert). Daß an diesen Störungen vertikale und horizontale Verschiebungen stattgefunden haben müssen, wird von WAGNER (1969) sowie durch das geologische Kartenbild (Amphibolit-Versatz) bestätigt.

Die Mineralparagneise der genannten Basite lautet: Hornblende, Biotit, Plagioklas, Quarz, während Pyroxen nur relictisch in kleinsten Mengen angetroffen wurde. Die einzelnen Gesteinstypen bilden steilstehende Lagen bis Linsen und sind gegenseitig scharf begrenzt. Im Inneren der größeren Linsen fehlt die Parallel-Textur, die während des synogenen Eindringens der basischen Plutonite entstanden ist und ein Amplatzgefüge abbildet.

Der weiter nordöstlich folgende Basitkörper (Lindenfelder Buch) wurde von REINHEIMER (1920), NICKEL (1952) und GABER (1967) näher untersucht. Er enthält vor allem massige Gesteinstypen und ist mehrheitlich gabbroider Natur. Die Mineralparagneise lautet für ihn: Pyroxen/Amphibol, Biotit, Plagioklas und Quarz.

b) Paragneis-Zug

In den begleitenden Metamorphiten finden sich neben Gesteinen, die heute als Metapelite und Metagrauwacken vorliegen (HINDEL 1971), mächtige amphibolitische Einschaltungen (SCHUBERT 1968), und im zurücktretenden Maße Quarzite mit Apatit und Graphit. Bedeutende Mächtigkeiten können karbonatische Gesteine erreichen, die sich vor allem im westlichen Teil einschalten und heute als Kalksilikatgesteine verschiedener Zusammensetzung vorliegen. VON RAUMER (1973) konnte zeigen, daß die Metapelite und Metagrauwacken durch die fazieskritischen Mineralparagenesen Biotit-Plagioklas-Quarz-Sillimanit und/oder Andalusit-Cordierit-Granat gekennzeichnet sind, also in regionaler Cordierit-Amphibolitfazies vorliegen. Nur lokal wurde der Übergang Muskowit + Quarz/Kalifeldspat + Sillimanit gefunden, und an gewissen Stellen ist anatektische Mobilisation möglich. Häufig finden sich konkordante und diskordante Einschaltungen granitoider Zusammensetzung, deren Ursprung im wenig darunter liegenden Bereich als Produkte regionaler Anatexis zu suchen ist. Bei der petrographischen Untersuchung fiel es auf, daß die vorgefundenen Mineralparagenesen einen posttektonischen Charakter aufweisen. Die letzte Kristallisation muß also als recht starke statische Kristallisation praktisch alle vorhandenen Strukturen erfaßt haben, so daß wenig von letzteren erkannt werden kann.

Trotzdem war es möglich, in der Gefügeprägung eine gewisse Phasenabfolge festzustellen, und zwar an Hand der makroskopischen Gefügeuntersuchungen im Gelände. Es sollen daher vor allem einmal die Geländedaten an Beispielen mitgeteilt werden, um so auf ihnen aufbauend weitere Details zu vergleichen.

III. Gelände-Daten

a) Basitzug

In den Basiten lassen sich zwei verschiedene Gefügemerkmale vermessen, nämlich einmal die parallel zum Streichen des Gesamtkörpers verlaufende, meist steil nach NW einfallende Parallel-Textur und zum anderen die querstreichenden Gänge (Pegmatite, Aplite, Quarzfüllungen).

Die erstgenannten Strukturen zeigen dort, wo sie wirklich am Anstehenden vermessen werden konnten, eine ziemlich homogene Ausrichtung entsprechend der Haupttrichtung des Gesamtkörpers, und die querstreichenden Gangfüllungen könnten als AC-Richtung zu dieser regionalen Parallel-Textur gedeutet werden (Diagramm D₁). Es lassen sich aber am

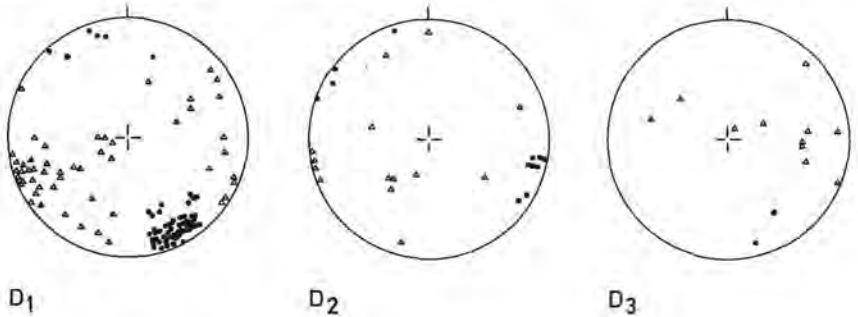


Abb. 2. Gefüge in den Basiten des Zuges Heppenheim-Lindenfels.

D₁ - Hauptrichtungen im Bereich des Krehberg-Körpers.

D₂ - Verstellte Parallelstrukturen des Krehberg-Körpers, (Koord. 3481900/5505500).

D₃ - Gefüge des Gabbros vom Lindenfelser Buch.

Zeichenerläuterung (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel): Punkte - Projektionspole der vermessenen Parallelstrukturen. Dreiecke - späte Spaltenfüllungen, häufig im regionalen AC, mit Pegmatiten, Apliten und Quarzfüllungen.

Ostende des großen Basitkörpers vom Krehberg Inhomogenitäten erkennen, die im Verlaufe ihrer Richtungen eine Großstruktur abbilden, welche als Boudin-Einschnürung verstanden werden könnte (D₂). Es ist aber wahrscheinlicher, daß die gedrehten Richtungen rotierten Schollenbereichen entsprechen, die gerade dort auftreten, wo der Krehberg-Basitkörper im Osten durch größere Störungs-Systeme begrenzt und zerstückelt wird. Vielleicht ist die im Kartenbild zu erkennende Boudin-Großstruktur auch nur die Konvergenzerscheinung syntektonisch intrusiver Magmen zu ähnlich geprägten metamorphen Bereichen. Auffällig ist aber, daß die querstreichenden Aplite und Pegmatite in ihrer Richtung nicht den gleichen Verstellungsbetrag aufweisen, sondern mit denen von Diagramm 1 zusammenfallen. Die Ganggesteine sind demnach also erst nach der Anlage der Großstruktur entlang eines einheitlichen AC-Spaltsystems eingedrungen.

b) Metamorphit-Zug

Ganz im Gegensatz zum starren Basitkern reagierte der plastische Schiefermantel durch eine abwechslungsreichere tektonische Überprägung. Es wurden in den metamorphen Gesteinen systematisch alle erfaßbaren Parallelstrukturen vermessen, wobei vor allem eine Inhomogenitätsfläche wichtig wurde, die durch Einlagerung feinsten granodioritischer Mobilisatbändchen in den feinkörnigen, homogenen Gesteinen entsteht. Wahrscheinlich handelt es sich hier aber nicht um Sedimentationsflächen, sondern um eine früh angelegte Schieferungsfläche S₁, der eindringende Mobilisate leichter folgen konnten. Ein Nachweis hierfür läßt sich, zwar mit Schwierigkeiten, vor allem im Bereich der Kolmbacher Straße geben, wo nördlich von Glattbach diese Trennflächen verfault sind, eine flache Kuppel bilden, aber lokal noch reliktsche ältere Strukturen verbergen. Es lassen sich, heute leider schon stark verwittert und verfallen, an einer Lokalität steilgestellte, engstehende Faltenstrukturen nachweisen, in deren Kern Kalksilikatfelse als verfaulte, auseinandergezogene Boudins vorliegen. Diese Struktur wird diskordant sowohl von den oben erwähnten Mobilisatbändchen in S₁ als auch von der Schieferung S₂ geschnitten, die in ihrer Anlage zu der oben erwähnten Kuppelstruktur gehört. Es lassen sich also im untersuchten Profil der Kolmbacher Straße zwei verschiedene tektonische Ereignisse registrieren, und wir gehen also auch nicht fehl, die flachliegenden Strukturen im Odenwald als eine regionale flache Schieferung zu interpretieren. Mit Sicherheit primäre Sedimentationsflächen lassen sich nur

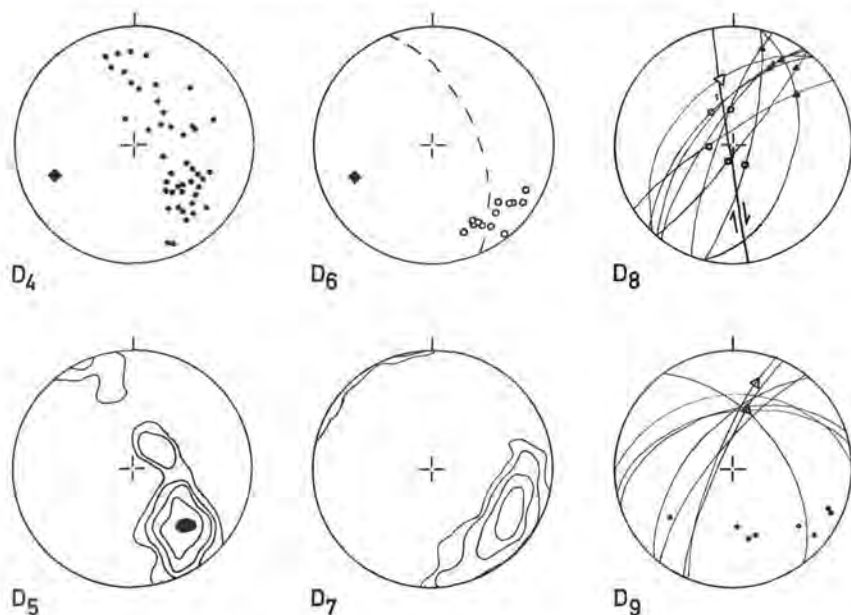


Abb. 3. Gefügevergleich in den Paragneisen des Zuges von Heppenheim-Lindenfels.

D₄ – S₁-Flächengefüge im Raume Kolmbach-Glatzbach, einen flachen Kuppelbau in F₂ abbildend.

D₅ – Biotit-Korngefüge (200 Pole) in S₁ (Dichtelinien 1-2-5-10-20%).

D₆ – Steilstehende S₂-Flächen als Schieferung zum flachen Kuppelbau (D₄) von F₂, zum Teil von diskordanten anatektischen Mobilisaten granitisch-granodioritischer Zusammensetzung gefüllt.

D₇ – Biotit-Korngefüge (300 Pole) in granodioritischer Füllung von S₁ (Dichtelinien 1-2-5-10%).

D₈ – Erläuterungen der jüngsten Deformationen F₃ parallel der Scherzonen in NW-SE, Heideberg bei Lindenfels (3485 500/5505 100).

Ältere Flächengefüge S₁ (Großkreise) mit älteren Faltenachsen (gefüllte Dreiecke) werden von einer steilstehenden Scherfläche in 170° Richtung geschnitten. Ausbildung von Faltenachsen F₃ (offenes Dreieck) oder steilstehenden Schnittlinearen (Kreise), deren Lage vom ursprünglichen S₁ abhängig ist.

D₉ – Faltenachsen F₃ im Einflußbereich jüngster Störungen am Silbergrubenkopf. (3478 600/5502 200).

Deformation eines in S₂ eingedrungenen Granodiorits (Großkreise und Flächenpole) mit Faltenachsen (Dreiecke). Projektionen im Schmidtschen Netz, untere Halbkugel.

in den häufig steil-stehenden Quarzit-Graphit-Wechsellagen vermessen, die aber nur lokal anzutreffen sind.

Mit den dargestellten Diagrammen sollen an ausgewählten Beispielen die Hauptstrukturen erläutert werden. Hierfür eignet sich besonders die Umgebung Kolmbach-Glatzbach nördlich des engeren Untersuchungsgebietes, da dort die Strukturen besonders gut zu erfassen sind. Schwerpunkt bildet hierbei das Profil der Kolmbacher Straße. In dem erwähnten Profil fallen vor allem die flach-kuppelförmigen Strukturen (F₂) von S₁ auf, zu denen S₂ als Schieferung gehört (D₄, D₆). Vermessungen an den Biotiten zeigen (D₅, D₇), daß die Korngefüge mit den Geländedaten übereinstimmen.

Im gleichen Straßenprofil kann man fernerhin einen dritten Deformationstyp erkennen, der auch im übrigen Zug verfolgt werden kann. Die in der steilstehenden Schieferung S₂ liegenden, diskordant eingedrungenen granitoiden Mobilisate weisen eine Deformation auf,

die bei einem regionalen Vergleich mit jüngeren Störungen in NW-SE-Richtung zusammenhängt. Ein typisches Diagramm (D_0) vom Silbergrubenkopf zeigt eine derartige Faltenachse, und Diagramm 8 soll erläutern, warum die erzeugten Faltenachsen verschiedene Lagen einnehmen können. Die jeweilige Achsenebene dieser späten Deformation hängt in ihrer Lage von der Richtung der Querstörungen ab (meist AC in bezug auf die erzgebirgische Richtung), doch die sich ergebenden Faltenachsen oder Schnittlineare sind in ihrer Lage von der Neigung der deformierten älteren Elemente abhängig (S_0 , S_1 oder S_2).

Als eine Querstörung von besonderem Ausmaß kann die Zone von Kolmbach-Glatzbach-Winkel (Abb. 1) angesehen werden. In ihrem Einflußgebiet werden die beiden Gabbrokörper randlich zerstückelt. Die einhüllenden Paragneise zeigen in abgelegeneren Bereichen infolge kleinerer Querstörungen späte Deformationsachsen in NW-SE. Im Einzugsgebiet der Hauptstörung von Glatzbach-Winkel allerdings schmiegen sie sich boudinörmig den Gabbrokernen an (Abb. 1). Diese Störung hat aber außerdem die Platznahme der Granite zwischen Lindenfels und Glatzbach beeinflußt, die in ihrem Wirkungsbereich eindringen konnten. Interngefüge und Reliktstrukturen im Lindenfelser Granit zeigen deutlich, daß diese Gesteine während des Aufreißens der Störung ihren Platz einnahmen.

IV. Zusammenfassung

Im untersuchten Teilbereich lassen sich also verschiedene aufeinanderfolgende Phasen erkennen, die sicherlich auch für den größeren Rahmen Bedeutung haben:

1. älteste Reliktstrukturen in den Paragneisen: S_0 , F_1 , S_1
2. Aufwölbung der kuppelförmigen Strukturen mit den Gefügeelementen F_2 und S_2 . Regionalmetamorphe Überprägung der Paragneise. Anatektische Mobilisate in S_1 und S_2 , diskordant eindringend. Regionale Cordierit-Amphibolitfazies.
3. Intrusives Eindringen der Basite, deren Einpassung in den strukturellen Rahmen, Ausbildung von parallelgefügen. Kontaktmetamorphe Überprägung der Paragneise.
4. Gemeinsame weitere Deformation von Basiten und Paragneisen, Querstörungen in AC, Zerstückelung und Einschnürung von schon primär angelegten Körpern zu Großboudins.
5. Deformation der älteren Gefügeelemente durch F_3 parallel der Querstörungen. Eindringen von Pegmatiten und Apliten auf AC in den Basiten. Platznahme der späten Granite vom Typ Lindenfels, beeinflußt durch die Haupt-Störung Glatzbach-Winkel.

Aus dieser Phasenfolge müssen wir schließen, daß vereinfachende Profile mit einem nachweisbaren Sattel- und Mildnenbau für den Bergsträßer Odenwald nicht ohne weiteres Gültigkeit besitzen. Die synorogenen Magmen (NICKEL und MAGGETTI 1974) dringen also schon in einen durch Schieferung zerstückelten, älteren Faltenbau längs tektonisch vorgezeichneter Strukturlinien ein, und die weiteren Detailstrukturen (Punkte 3–5 der Zusammenfassung) gehören schon eher einer späten Geschichte des Bergsträßer Odenwaldes an.

Schrifttum

- FLECKENSTEIN, W. (1967): Geologische Untersuchungen im Bergsträßer Odenwald westlich Lindenfels. Dipl.Arbeit. Univ. München.
- GABER, M. (1967): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lindenfels-Winterkasten. Dipl.Arbeit. Univ. München.
- HINDEL, R. (1971): Geochemische Untersuchungen der Paragneise und Gneise zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. Diss. Univ. Frankfurt.
- HOPPE, W. (1924): Untersuchungen an kontaktmetamorphen Sedimenten des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdk. u. Hess. geol. L.-A. (V), 6, S. 219–239, Darmstadt 1924.

- KLEMM, G. (1929): Bemerkungen über die Granite der Böllsteiner Höhe im Odenwald. Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesamt, (V), 12.
- (1933): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt Lindenfels, 2. Aufl., Darmstadt.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges. (Mittlerer Bergsträßer Odenwald), N. Jb. Miner. Abh. 115, S. 192–251.
- NICKEL, E. (1949): Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefem im westlichen Odenwald. Heidelberger Beitr. Min. Petr. 1, S. 427–470.
- (1952): Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald). Heidelberger Beitr. Min. Petr. 3, S. 97–123.
- (1953): Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. Sitz. Ber. Heidelberger Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 1–120, 1952, Heidelberg.
- (1963): Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin des südl. Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Geol. Mh. 12, S. 659–668.
- (1964): Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin der Zwischenzone und des Böllstein, N. Jb. Geol. Mh. 1, S. 30–42.
- NICKEL, E. und MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. Geol. Rdsch. 63, 618–654.
- NICKEL, E. und OBELODE-DÖNHOF, I. M. (1962): Der Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz im Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 98, S. 157–207.
- (1968): Die Beziehungen zwischen dem Hornblendegneis (Gnh) und dem sog. „Hornblendegranit“ (Gh) im Raume Ostern-Weschnitz. N. Jb. Miner. Abh. 109, S. 63–93.
- VON RAUMER, J. F. (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). N. Jb. Miner. Abh. 118, S. 313–336.
- REINHEIMER, S. (1920): Der Diorit vom Buch bei Lindenfels im Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg.
- SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 108, S. 69–110.
- WAGNER, G. A. (1969): Spuren der spontanen Kernspaltung des 238 Urans als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh. 110, S. 252–286.
- WEINIG, H. (1968): Geologische Untersuchungen im Bergsträßer Odenwald südlich Reichenbach unter besonderer Berücksichtigung der dioritischen Gesteine. Dipl. Arbeit. Univ. München.

Die Otzberg-Zone

Wolfgang SCHÄLICHE, Günzburg

Kurzfassung/Abstract

Die Otzberg-Zone ist eine durch Verwerfungen, Mylonite, Kataklastit- und Ruschelzonen gekennzeichnete, etwa NNE-streichende Struktur im kristallinen Odenwald.

Die auffälligen Destruktionen spiegeln aber nur die letzten Ereignisse der Störungszone wieder.

Neuere Forschungen erlauben nun eine genauere Bestimmung der Vorgänge in der Otzberg-Zone. Diese sind im einzelnen dargelegt.

Die ursprüngliche Definition als Otzbergspalte bezog sich auf die Kataklasteerscheinungen; diese sind aber nur die Folge des Aneinandergrenzens unterschiedlicher Kristallineinheiten, über deren primäre Nachbarschaftslage nichts ausgesagt werden kann.

The Otzberg-Zone is a NNE trending structure in the crystalline part of the Odin's Forest and is characterized by faults, mylonites and zones of crushed and jointed rocks. The Otzberg-Zone is an approximate extension of the east rim of the Rhinegraben between Basel and Karlsruhe.

The most noticeable destructive zones (mylonites etc.) resulted only from the latest movements.

Recent work allows for a more accurate determination of the tectonic processes active in this Zone. These are outlined in detail.

The originally defined "Otzbergspalte" refers to the cataclastic features; these are the result of different crystalline units bordering one another. The term gives no large-scale structural interpretation.

E. NICKEL and W. SCHÄLICHE

1. Einleitung

Nachdem den ersten Bearbeitern des Odenwald-Kristallins der unterschiedliche strukturelle Aufbau des „Bergsträßer“- und „Böllsteiner“ Odenwaldes aufgefallen war, nahm man schon frühzeitig als Grenzlinie zwischen beiden Kristallinkomplexen eine Störungszone an.

C. CHELIUS (1897) gebrauchte als einer der ersten für diese Zone den Begriff Otzberg-Verwerfung an der nach seiner Meinung das östliche Gebiet (= Böllsteiner Odenwald) an dem westlichen (= Bergsträßer Odenwald) abgesunken sein soll. In der gleichen Veröffentlichung wandelte er den Begriff Otzberg-Verwerfung in Otzberg-Spalte um und beschreibt ihren Verlauf folgendermaßen: „Diese Otzberg-Spalte beginnt außerhalb des Blattgebietes an der Ostseite der Tromm und läuft vom Pfeiffersberg am Osterner Kirchhof der Gersprenz entlang nach Brensbach, von da zum Otzberg . . .“

G. KLEMM (1924, S. 36) faßt den Bereich dieser besser als Otzberg-Zone zu bezeichnenden Struktur weiter: „Bei Brensbach gabelt sich die Verwerfung. Der eine Zweig geht westlich, der andere östlich vom Reichenberg bei Reichelsheim vorbei. Diese beiden Zweige gehen westlich und östlich von der Tromm nach Süden. Der östliche Zweig läßt sich bis in die Wald-Michelbacher Gegend verfolgen. Der westliche bedingt den Steilabsturz der Tromm gegen Westen.“

Zur regionalgeologischen Stellung der Otzberg-Zone wird vor allem von VON BUBNOFF (1922, 1926), H. CLOOS (1922), E. NICKEL (1953–1968) und von H. ILLIES (u. a. 1965) Stellung bezogen.

Nach VON BUBNOFF hat an der Otzberg-Zone eine große Horizontalverschiebung stattgefunden, an welcher die östliche Scholle nach Norden bewegt worden sein soll. Außerdem soll es sich s. E. bei dem sog. Schollenagglomerat um die Reste eines „Variszischen Schieferzuges“ handeln, der durch Bewegungen an der Otzberg-Zone in einzelne Teile zerlegt wurde.

H. CLOOS (1922) deutet die Otzberg-Zone als eigentliche Fortsetzung der östlichen Rheingrabenstörung und H. ILLIES (1965) betrachtet die „Otzberg-Spalte“ als größere alt angelegte Scherzone, die das Grundgebirge des Bergsträßers und Böllsteiner Odenwaldes grabenrandparallel voneinander trennt. Nach ihm handelt es sich um eine „rheinische Scherzone“ mit horizontalen Harnischen, wobei alle diese Harnische einen „linkshändigen“ Verschiebungssinn aufweisen sollen.

Nach neueren Untersuchungen (W. SCHÄLICHE 1968, 1969a+b, 1970) kann man die Otzberg-Zone als eine Strukturzone betrachten, die etwa vom Otzberg im nordöstlichen Odenwald – sich nach Süden verbreitend – bis nach Weinheim/Birkenau im Südwesten bzw. Waldmichelbach und Heiligkreuzsteinach im Südosten verläuft. Diese Zone ist gekennzeichnet durch unterschiedliche tektonische Elemente und Deformationstypen wie z. B. Harnischflächen mit Rutschstreifen, Mylonite, Ruschelzonen, Zonen intensiver Klüftung, Kataklastite, Zonen linsenförmiger Gesteinszerscherung u. ä.

Aufgrund der generellen topographischen und geologischen Situation kann man die gesamte Otzberg-Zone in einen sich von Norden (Otzberg) nach Süden etwa bis auf die Höhe von Reichelsheim verbreitenden „Nordast“, einen „Westast“ zwischen Reichelsheim und Birkenau und einen „Ostast“ zwischen Reichelsheim und Heiligkreuzsteinach untergliedern (vgl. auch Abb. 1).

Der Ostast würde ungefähr dem Westabbruch der „Zwischenzone“ parallel laufen, die E. NICKEL (1952) bei Aschbach und E. NICKEL und I. M. OBELODE-DÖNHÖFF (1962) beschrieben haben siehe 3.1.

2. Die Tektonik im Bereich der Otzberg-Zone

2.1 Tektonische Elemente und Deformationstypen

Da im gesamten Bereich der Otzberg-Zone so unterschiedliche Gesteine wie metamorphe Schiefer, Gneise und Granite anstehen, die zudem noch ein unterschiedliches primäres Gefüge (S-Gefüge, wie Lagentextur, Flaserung und Klüftung sowie Diskontinuitäten in Form

*) Zur Tektonik des Raumes siehe auch BENECKE und COHEN (1879), BOLBACH (1926), CHELIUS und VOGEL (1894), DÖNHÖFF (1956), EWALD (1924, 1925), G. KLEMM (Erl. z. geol. Karte und mehrere Stellungnahmen zw. 1900 und 1929), KORN (1929), OSANN (1893), PFANNENSTIEL (1927), PORTMANN (1928), RÜGER (1928a, b), THÜRACH (1909), Publikationen, aus welchen sich auch die historische Entwicklung des Problems ablesen läßt. – Zur „Geologie der Schollen“ vgl. CLOOS (1920).

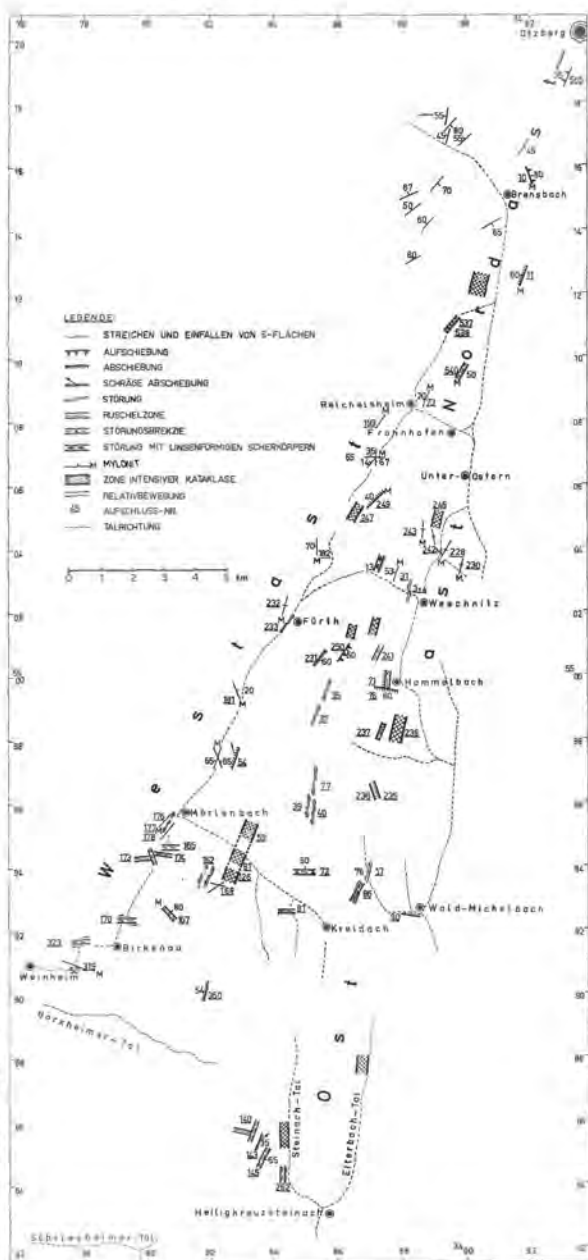


Abb. 1. Schematische Darstellung der wichtigsten tektonischen Strukturen im Bereich der Otzberg-Zone.

Morphologisch setzt sich das Gebiet des Schollenagglomerates direkt in den Trommgranit fort. Die letzten Ausläufer der Tromm enden südlich Reichelsheim, wo der Granodiorit des Weschnitzplutons nach NE vorgreift. Die Grenze zwischen Trommgranit und der Zwischenzone (westlich Unterostern südziehend bis NE von Waldmichelbach) ist morphologisch nicht markiert.

streng geregelter gangförmiger Einschaltungen) aufweisen, sind auch die Reaktionsfronten auf die tektonische Beanspruchung im Bereich dieser Zone unterschiedlich. Es können folgende Formen beobachtet werden: Harnischflächen mit Rutschstreifen, die den relativen tektonischen Transport erkennen lassen, Mylonite, Ruschelzonen, Zonen intensiver Klüftung, Zonen unterschiedlich starker Kataklasten, Zonen linsenförmiger Gesteinszerscherung.

Am häufigsten in allen Gesteinsarten sind Trennflächen, an denen unterschiedliche Teilbewegungen stattgefunden haben. Ihre Oberfläche ist verhältnismäßig glatt, z. T. weisen sie Rutschstreifen auf, die den relativen Bewegungssinn des tektonischen Transportes erkennen lassen. Es handelt sich dabei generell um Harnischflächen, die z. T. auch durch Braun- und Roteisenbeläge gekennzeichnet sind. Im Druckschatten der Escarpements läßt sich oftmals nachträglich auskristallisiertes Karbonat feststellen.

Die im Verlauf der Otzberg-Zone zu beobachtenden Mylonite (verfestigtes Gesteinszerreißel mit lagigem bis streifenartigem Aufbau und z. T. fluidaltextrurähnlichem Flasergefüge) sind in der Regel zwischen 1 und 30 cm stark und meist scharf gegenüber dem Nachbargestein abgegrenzt. Sie enthalten in der Regel noch Bruchstücke aus unversehrttem Nachbargestein und sind vorwiegend graugrün bis hellgrün gefärbt, was meist auf fein verteilten Epidot zurückzuführen ist.

Bei den Myloniten kann örtlich eine Mineralblastese nachgewiesen werden. Die mikroskopische Untersuchung ergab vor allem Neubildungen von Biotit, Chlorit und Calcit. Es handelt sich dabei um sog. Blastomylonite.

In Abb. 2 sind zwei Stadien der Mylonitisierung dargestellt.

Die Ruschelzonen sind wie die Mylonite vor allem an die granitischen Gesteine im Bereich der Otzberg-Zone gebunden. Im Bereich der Ruscheln ist das Gestein intensiv zerschert und z. T. rotbraun bis dunkelbraun (Eisenverbindungen) gefärbt. Die einzelnen Scherkörper selbst sind zudem noch in sich zerbrochen und durch Epidot, Calcit und Quarz wieder verheilt.

Ebenfalls vorwiegend an die granitischen Gesteine gebunden sind die Zonen unterschiedlich starker Kataklasten. In diesen Bereichen ist das Gestein unterschiedlich intensiv zerbrochen und wieder durch Epidot, Calcit und Quarz verheilt. Örtlich ist dabei das Gestein linsen- bzw. rhomboederförmig zerschert. Dies ist besonders gut an dem Waldweg im Weschnitzdurchbruch („In der Klemm“) zu beobachten (vgl. Abb. 3a + b).

Nahe der Ostrandstörung des Rheingrabens ist im Bereich um Weinheim der dort anstehende Granit intensiv geklüftet.

Die Hauptkluftrichtung streicht nahezu N-S und fällt \pm senkrecht ein. Die zugeordnete E-W-streichende Kluftrichtung ist weniger stark ausgeprägt.

2.2. Tektonische Bewegungsrichtungen

An den Störungszonen im Bereich der Otzberg-Zone haben sowohl vertikal wie schräg gerichtete Abschiebungen und Aufschiebungen als auch Horizontalverschiebungen stattgefunden. Es treten sowohl „linkshändige“ als auch „rechtssinnige“ Verschiebungen auf. Die Verwerfungsbeträge sind in der Regel nur gering (bis zu Dezimeterbereich). Wahrscheinlich summieren sich alle Differentialbewegungen zu einem insgesamt größeren tektonischen Transport.

Generell kann festgestellt werden, daß im Bereich des Nordastes der Otzberg-Zone die Mylonite, Kataklasten und kleinen Störungen vorwiegend NNE-SSW streichen und relativ steil nach W einfallen. Im nördlichen Teil des Westastes der Otzberg-Zone bestimmen eben-

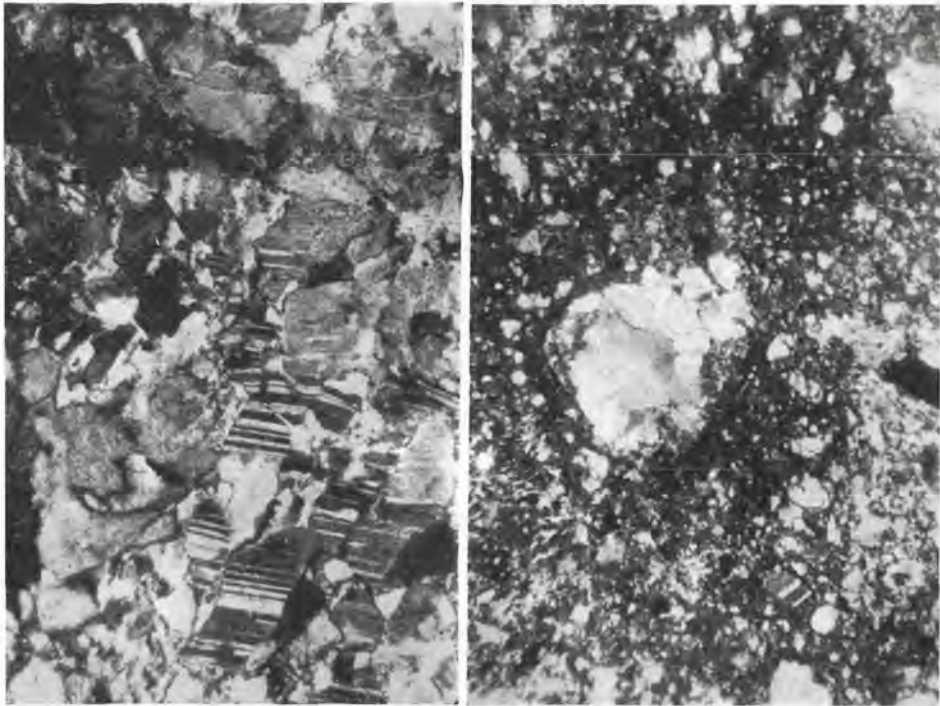


Abb. 2. Zwei Stadien der Mylonitisierung (+N) (vergr. ca. 40 x) Weschnitzdurchbruch.

Links angeknackter Granit, deutlich an den zerdrückten Zwillinglamellen des Plagioklasses kenntlich, rechts zu einem Kristallbrei mit Relikten zermahlener Granit.

Aus Graniten entstehen bei der Mylonitisierung rötliche bis schwarze hornfelsartige Produkte. Das Gestein zerfällt in Scherben, die von Rutschstreifen begrenzt sind. Schwarze dichte Abarten können für Schiefereneinschlüsse im Granit gehalten werden.

Da im Weschnitzdurchbruch zwischen Brombach und dem Ort Weschnitz alle Übergänge von Granit zu Mylonit erschlossen sind, sollte der Wanderer auf diese Sonderbildungen achten. Abgesehen vom Weschnitzdurchbruch finden sich gute Aufschlüsse z. B. am Schloßberg bei Reichelsheim, beim Ort Hammelbach, am Gärtnerkopf im Süden der Tromm usw. (Aus E. NICKEL „Die Otzbergzone“, erstes Odenwaldsonderheft 1955, S. 118–119).

falls ungefähr N-S- und NNE-streichende Strukturen das tektonische Bild. Hier dominieren Abschiebungen der jeweiligen Westschollen. Im südlichen Teilabschnitt des Westastes zwischen Mörlenbach und Birkenau treten vor allem neben N-S-streichenden auch E-W-streichende Störungen auf, die z. T. jünger als die N-S-streichenden Elemente sind. An E-W-streichenden Bewegungsflächen haben vorwiegend Blattverschiebungen stattgefunden.

Im Bereich zwischen Birkenau und Weinheim komplizieren sich die Verhältnisse insofern, als sich NW-SE-, NE-SW- und N-S-streichende Strukturen überlagern. Hier zeichnet sich – auch morphologisch – ein Ende des Westastes ab, ohne daß sich eine Verbindung zur östlichen Rheingrabenverwerfung sicher nachweisen läßt.

Im Bereich des Ostastes der Otzberg-Zone herrschen im Norden zwischen Oberostern und Hammelbach vorwiegend NNE-streichende Strukturen vor. Der Relativsinn der jeweiligen Bewegungen an diesen Strukturen ist uneinheitlich. Im Süden deutet sich die

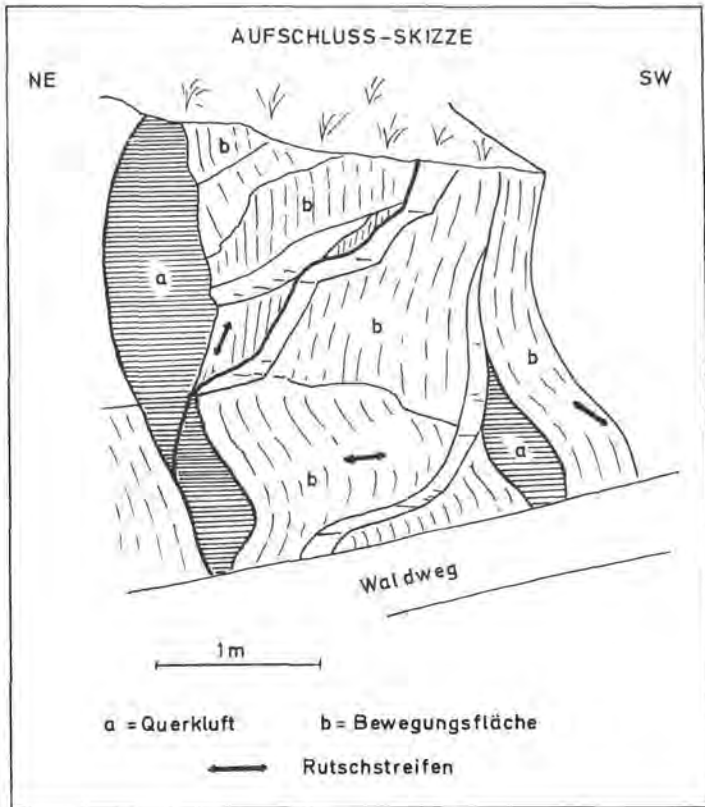


Abb. 3. Aufschluß in Granitmylonit, Weschnitzdurchbruch (in der Klemm) Zerschierung des Materials unter Bildung linsiger bis rhombusartiger Pakete. Entsprechende Gesteine finden sich auch gleich am Westeingang des Weschnitzdurchbruchs (alter Bruch rechts des einzelnen Hauses), wo man die sigmoidalen Zerwalzungsbahnen gut erkennen kann (vgl. Foto 2 im ersten Odenwaldheft S. 119).

Otzberg-Zone nur durch unterschiedlich starke Zerrüttungserscheinungen im Granit an den Talflanken des Eiterbaches und der Steinach an.

Die Ausrichtung der Täler und der Grad der Beanspruchung der dort anstehenden Gesteine machen es wahrscheinlich, daß hier der Ostast eine südliche Fortsetzung hat. Generell kann festgestellt werden, daß hier die E-W-Strukturen jünger sind als alle anderen Elemente. Da örtlich diese Strukturen im anschließenden Buntsandstein nicht auftreten, kann auf prätriassisches Alter geschlossen werden. Z. T. sind die Strukturen jedoch eindeutig jünger, da der Buntsandstein gegenüber dem Granit verworfen wurde.

Im Gebiet zwischen dem West- und Ostast der Otzberg-Zone treten immer wieder NNE-streichende Störungen auf, die als Parallelstörungen zu den Hauptästen der Otzberg-Zone angesehen werden können. Örtlich durchsetzen E-W-streichende Strukturen diese NNE-Störungen.

3. Die regionalgeologische Stellung der Otzberg-Zone

3.1. Beziehungen zum Westrand des Böllsteiner Odenwaldes und zur „Zwischenzone“

Wie im vorigen Abschnitt schon erwähnt wurde, haben die unterschiedlichsten Bewegungen an den einzelnen Strukturen der Otzberg-Zone stattgefunden. Die Otzberg-Zone kann somit nicht einem einheitlichen tektonischen Baustil zugeordnet werden. Vielmehr scheint es so, daß zu unterschiedlichen Zeiten Bewegungen an dieser Zone aufgelebt sind, wobei auch die Bewegungsrichtung z. T. differierte. Prinzipiell wurden dabei offensichtlich unterschiedlich alt angelegte Strukturen benachbarter, schon existenter Gesteinskomplexe nachgefahren. Dies gilt besonders für den Nordast und den nördlichen Bereich des Ostastes bzw. für Parallelstörungen zwischen Ost und Westast der Otzberg-Zone, wo die unterschiedlich steil nach Westen abtauchenden, NNE-streichenden Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes nachgefahren sind und wo z. B. im Bereich der sog. Zwischenzone, wo sich Bergsträßer und Böllsteiner Tektonik überschneiden (NICKEL 1964, S. 31), jüngste Mylonitbahnen das

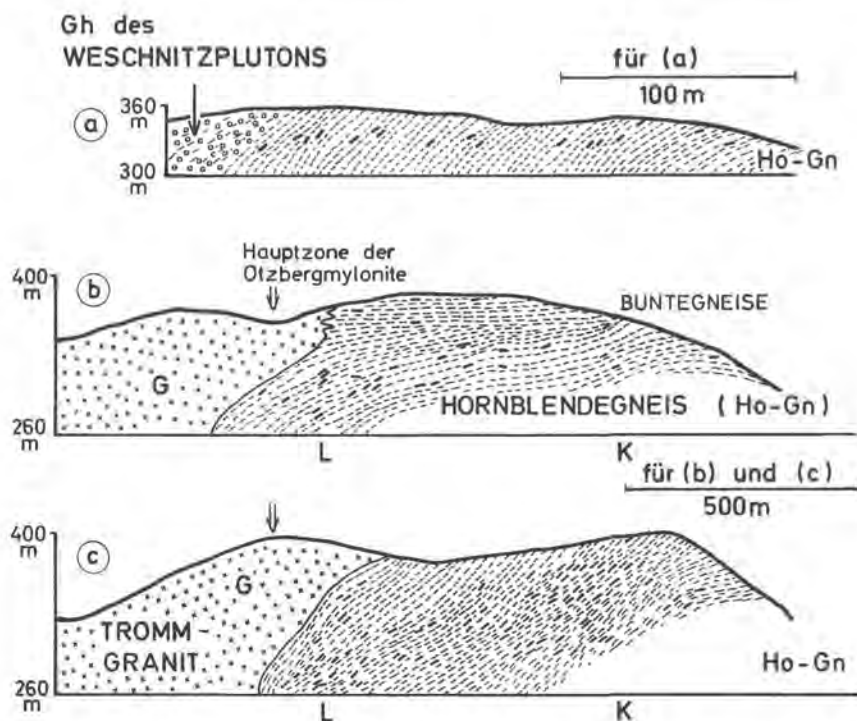


Abb. 4. Westgrenze der Zwischenzone im Bereich der nördlichen Tromm. Drei Querprofile aus NICKEL & NICKEL/OBELODE (1962) ungezeichnet von NICKEL. Es handelt sich um ungefähre W-E-Profile:

- westlich Ostern am Storz
- nördlich des Weschnitzdurchbruchs
- südlich davon.

L markiert den Ort Leberbach, K den das Tal querenden Kersantitgang (Bruch am Südhang des Tals).

Gefüge der unterschiedlich steil nach Westen einfallenden Hornblendegneise nachfahren. In Abb. 4 werden nach NICKEL (1950 bzw. 1953) bzw. NICKEL und OBELODE-DÖNHOFF (1962) Profile durch diesen Bereich gegeben.

3.2. Beziehungen zum Weschnitzpluton, Trommgranit und Schollenagglomerat

Im Bereich des Westastes verlaufen die Strukturen z. T. dem Gefüge des Ostrand des Weschnitzplutons parallel bzw. schneiden dieses z. T. spitzwinkelig.

Im südlichen Abschnitt des Westastes der Otzberg-Zone treten wie oben schon beschrieben vor allem auch E-W-gerichtete Störungszonen auf. Nach NICKEL (1968, S. 75) liegt wahrscheinlich hier eine W-E-gerichtete Zerrungszone vor, in welche der Trommgranit eingedrungen ist. Solche E-W-gerichteten Störungen sprechen aber generell gegen eine NNE-gerichtete Horizontalverschiebung an der Otzberg-Zone, ebenso wie der Geländebefund, nach dem die von VON BUBNOFF (1922) beschriebene Schleppung der metamorphen Schiefer zwischen Lindenfels und Kleingumpen bzw. Brensbach im Gelände nicht exakt nachzuweisen ist. Auch die bisherige Deutung des sog. Schollenagglomerates (vgl. VON BUBNOFF, 1922) kann in dem pauschalen Sinne nicht aufrechterhalten werden. Wie SCHÄLICHE (1969b) gezeigt hat, wurde im Bereich zwischen Weinheim-Birkenau und Waldmichelbach ein ursprünglich NE-streichender Zug metamorpher Schiefer (mit Quarzitschiefern am Nordrand) durch den dort aufsteigenden Trommgranit in Schollen zerlegt, wobei die metamorphen Schiefer z. T. schollenförmig und domartig aufgewölbt wurden (vgl. SCHÄLICHE 1969b, Abb. 2, S. 186ff.). Wahrscheinlich kam es beim Aufstieg des Trommgranites zu einer erneuten tektonischen Beanspruchung der metamorphen Schiefer, wobei vermutlich die z. T. örtlich nachgewiesene Knickschieferung angelegt wurde. Diese Knickschieferung liegt sowohl im Dezimeter- als auch im Meterbereich vor und wird lokal sogar durch Pegmatitintrusionen und Quarzanreicherungen im Bereich der Knickschieferungszonen (Kinkbands) betont. Für diese Deutung spricht auch das Auftreten von Migmatiten (vgl. MATTHES, OKRUSCH und RICHTER 1972).

4. Zusammenfassung

Abschließend läßt sich sagen, daß die Otzberg-Zone zwar eine regional-geologisch bedeutsame Struktur darstellt, aber weniger im Sinne einer „linkshändigen Blattverschiebung“ im Sinne von H. ILLIES (1965, S. 6) als einer stets erneut belebten Schwächezone an der Grenze zweier Kristalleinheiten, wobei der Sinn der Bewegungen an den Einzelstörungen uneinheitlich ist.

Die so deutlich aus der Topographie (Haupttalrichtungen streichen in etwa N-S und NNE-SSW) und der Geologie (Trennung in Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald, Grenzen des Trommgranites, Abtauchen der Gesteine der „Zwischenzone“) ableitbare Otzberg-Zone widersteht aus diesem Grunde einer regional-geologischen tektonischen Behandlung. Andererseits läßt sich als primäre, richtungsweisende Leitstruktur für alle späteren Bewegungen der Westrand des Böllsteins und der Zwischenzone angeben: Hier taucht der flache Gewölbbau in die Tiefe und die erzgebirgischen Zonen, begrenzt durch steilstehende Metamorphite (Kulissenbau nach NICKEL, z. B. 1974), stoßen spitzwinkelig dagegen.

Im Tertiär wurden Bewegungszone und -flächen im Zuge des Einbruchs des Oberreingrabens erneut tektonisch aktiviert. Eine exakte Altersbestimmung der einzelnen Bewegungen ist zum größten Teil nicht möglich, da die Gesteine des kristallinen Odenwaldes selbst noch nicht exakt geochronologisch eingestuft worden sind.

Zusammenstellung der wichtigsten und instruktivsten Aufschlüsse im Bereich der Otzberg-Zone

Allgemeines:

Die Nummerierung der Aufschlüsse stimmt mit der Nummerierung der Originaldissertation „SCHÄLICHE 1968“ sowie mit den Veröffentlichungen SCHÄLICHE 1969a und b überein.

Hinter der Punktnummerierung bedeutet die erste Zahl den Rechtswert, die zweite Zahl den Hochwert, die dritte danach folgende vierstellige Zahl die Nummer des betreffenden topographischen Blattes 1: 25000 bzw. der Geologischen Spezialkarte.

I. Nordost der Otzberg-Zone:

P 10/3491980/5515850/Bl. 6219 Brensbach

vgl. SCHÄLICHE 1969 a, Abb. 4, S. 303. Zwei Pegmatite werden von einem Mylonit (Streichen = 160° /Einfallen = 80° E) abgeschnitten. Die Foliation wird an der Störung geschleppt; Prinzip: Nachfahren der W-einfallenden Böllsteiner Gesteine.

P 11/3491780/5512665/Bl. 6219 Brensbach/aufgelassener kleiner Steinbruch am Ortsausgang Niederkainsbach, Straße Oberkainsbach; vgl. SCHÄLICHE 1969 a, Abb. 5, S. 304. $25^\circ/65^\circ$ NW-einfallender Mylonit durchschlägt die sog. „Schiefer von Niederkainsbach“ Prinzip: Nachfahren von Böllstein-Strukturen.

P 540/3489790/5509760/Bl. 6219 Brensbach/NE-Hang des Hasenbuckels verfallener Steinbruch, linsen- bis rhomboederförmige Gesteinszerscherung, Scherflächen reichen vorwiegend NNE und ENE. Brekziöser bis kataklastischer Granit.

II. Westast:

P 54/3482170/5497510/Bl. 6318 Lindenfels/Straßenböschung an der B 38, etwa 1 km südlich von Rimbach.

Linsenförmige Gesteinszerscherung, Roteisen- und Brauneisenbeläge auf Harnischflächen, hellgrüne bis zu mehrere Zentimeter starke Mylonite, die z. T. das Gefüge des hier anstehenden Hornblendegranites des „Weschnitzplutons“ nachfahren bzw. spitzwinkelig schneiden.

P 174/3480273/5494470/Bl. 6418 Weinheim/aufgelassener kleiner Steinbruch etwa 1 km südlich Mörlenbach. Im SW-Bereich $100^\circ/80^\circ$ S-verlaufende Mylonitzone, Mylonit sekundär zerschert, mit Hämatit- und Calcitfüllung der Rupturen.

P 323/3477952/5491715/Bl. 6418 Weinheim/Bahneinschnitt westlich der schienen-gleichen Kreuzung B 38/Bundesbahnlinie Weinheim-Birkenau.

110° streichende, z. T. nach Norden einfallende Störung, hangende Nordscholle nach Osten bewegt.

III. Ostast:

P 71/3487425/5499890/Bl. 6318 Lindenfels/ehemaliger Steinbruch hinter Kartonagenfabrik. Brekziertes Gestein; z. T. an zahlreichen Bewegungsflächen zerschert, die vorwiegend $160-180^\circ$ bzw. $0-20^\circ$ streichen und fast ausnahmslos nach Westen einfallen. Überwiegend sind die westlichen Schollen abgeschoben. Die E-W-streichenden Bewegungsflächen sind jünger als die NNW- und NNE-verlaufenden.

P 238/3487935/5498588 bis Höhe 397,0/Bl. 6318 Lindenfels/etwa 500 m nördlich Oberscharbach. 200–300 m breite Zerrüttungszone im Granit; Umwandlung des Gesteins in rotbraunen bis violettbraunen Mulm mit zahlreichen Quarzknauern, die etwa N-S-streichen und flach nach E einfallen. Jüngere $30^\circ/80^\circ$ E-ziehende Ruschelzone durchschlägt das Gestein.

An den Talflanken der Steinach und des Eiterbaches stark zerrütteter und zerscherter Granit, z. T. stark dunkelrot gefärbt. Seherflächen überwiegend NE- bis NNE-streichend.

IV. Gebiet zwischen Ost- und Westast:

P 13/3487200/5503500/Bl. 6318 Lindenfels/an der B 450 (Siegfriedstraße) etwa 300 m östlich der Siegfriedschmiede von Einmündung Waldweg zu kleinem Steinbruch im Nebental des Weschnitztales. Linsenförmige Zerschierung eines kataklastischen Granites. Rutschstreifen vorwiegend parallel zur Einfallsrichtung, z. T. auch parallel zum Streichen, linsenförmige Körper vorwiegend NNE-streichend, z. T. zerlegt durchnahezu E-W-streichende vertikale Klüfte (vgl. Abb. 3).

V. Gebiet nahe dem östlichen Rheingrabenrand:

P 502/3476655/5486155/Bl. 6418 Weinheim/etwa 1 km nordöstlich Großsachsen am Hundskopf. Intensive, streng geregelte Klüftung im Biotitgranit, Kluftsysteme

1. Streichen 70–90°, Einfallen 40° N.

2. Streichen N-S, Einfallen nahezu senkrecht, keine Rutschstreifen.

Weitere stark zerrüttete und geklüftete Granite an der Straße Weinheim-Gorxheim am Südhang des Drachensteins sowie am Geiersberg, etwa 1,5 km südöstlich Weinheim.

VI. Aufschlüsse zur Tektonik des Schollenagglomerates:

Nordwestrand des Eichenrücks, direkt an der Straße zwischen Mörlenbach und Waldmichelbach, Knickschieferung im Quarzitschiefer.

P 378/3480360/5489485/Bl. 6418 Weinheim/Straße zwischen Buchklingen und Gorxheimer Tal. Böschunganschnitt im Amphibolit; mehrere Meter große Knickzone mit Pegmatiten in den Knickachsen. Die Pegmatite streichen 100° bzw. 105° und fallen 80 bzw. 85° N.

Schrifttum

- BENECKE, E. W. und COHEN, E. (1879): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg (I: Das Grundgebirge). 188 S., Straßburg.
- BÖLBACH, L. (1926): Zur Tektonik des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes. Abh. senckenb. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 397, S. 91–112.
- BUBNOFF, S. v. (1922): Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. – Abh. preuß. geol. Landesamt Berlin, N. F. 89, S. 19–38.
- (1926): Studien im Südwestdeutschen Grundgebirge – II. Die tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorpessarts. N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol. B. Beil.-Bd. 55, S. 468–496.
- CHELIUS, C. und VOGEL, CHR. (1894): Erl. geol. Kte. Großherzogtum Hessen, Bl. Groß-Umstadt. Darmstadt, 52 S.
- (1897): Erl. geol. Kte. Großherzogtum Hessen, Bl. Brensbach-Böllstein. Darmstadt, 76 S.
- (1901): Erl. geol. Kte. Großherzogtum Hessen, Bl. Lindenfels, Darmstadt, 41 S.
- CLOOS, H. (1920): Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abh. preuß. geol. Landesamt, N. F. Berlin 81, 123 S.
- (1922): Tektonik und Magma. I, I. Einleitung: Über Ausbau und Anwendung der granit-tektonischen Methode. Abh. preuß. geol. Landesamt, N. F. 89, Berlin, S. 1–18.
- DÖNHOFF, J. (1956): Das Verhältnis von Hornblendegranit zu Hornblendegneis im Grundgebirge des Odenwaldes. Diss. Münster.
- EWALD, R. (1924): Die geodynamischen Erscheinungen des kristallinen Odenwaldes als Beispiel einer geostatischen Ausgleichsschwingung. S.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. A, 9 Abh., Berlin und Leipzig, 36 S.
- (1925): Die Großarchitektur des kristallinen Odenwaldes. Jber. Mittell. oberhein. geol. Ver. N. F. 14, Stuttgart, S. 306–313.
- ILLIES, H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. Ein Beitrag zum „Upper Mantle Project“. Oberheun. geol. Abh., 14, Karlsruhe, S. 1–55.
- KLEMM, G. (1900): Erl. geol. Kte. Großherzogtum Hessen, Bl. Beerfelden. Darmstadt, 23 S.
- (1901): Über den Quarzporphyr von Weinheim a. d. Bergstraße. Z. deutsch. geol. Ges., 53, Berlin, p. 49–54.
- (1905): Erl. geol. Kte. Großherzogtum Hessen, Bl. Birkenau (Weinheim), Darmstadt, 75 S.
- (1923): Der Granit von Waldmichelbach. Notizbl. Ver. Erdk., (V) 5, Darmstadt, S. 3–16.

- (1924): Über die Beziehungen zwischen dem „Böllsteiner“ und dem „Bergsträßer“ Odenwald. Notizbl. Ver. Erdk., (V) 6, Darmstadt, S. 28–39.
- (1925): Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. Notizbl. Ver. Erdk., (V) 7, Darmstadt, S. 8 bis 22.
- (1928): Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Erbach und Waldmichelbach, 2. Aufl., Darmstadt 45 S.
- (1929): Erl. geol. Kte. von Hessen, Bl. Birkenau (Weinheim), 2. Aufl., Darmstadt, 74 S.
- KORN, D. (1929): Tektonische und gefüganalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol., B. Beil.-Bd. 62, S. 171–234.
- MATTHES, S., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1972): Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 116, S. 225–267.
- NICKEL, E. (1950/51): Zur Grenzziehung zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. Fortschr. Mineral., 29/30, S. 79–81.
- (1953): Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. S.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Jg. 1952, 3 Abh., Heidelberg, S. 385–503.
- (1954): Grenzfazies und Angleichsgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwald. Opuscula Mineralogica et Geologica, II, Kettwig/Ruhr, 34 S.
- (1955): Die Otzbergzone. Der Aufschluß, 2. Sonderheft, Roßdorf/Darmstadt, S. 118–122.
- (1955): Das Odenwälder Grundgebirge. Der Aufschluß, 2. Sonderheft, Roßdorf/Darmstadt, S. 19–33, und OBELODE-DÖNHOF, J.-M. (1961): Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen. I. Mehrphasigkeit im Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz. N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 502–519, und (1962): Der Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz im Odenwald. N. Jb. Mineral., Abh. 98, S. 157–207.
- (1963): Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwald-Gneisen. II. Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin des südlichen Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 659–668.
- (1964): Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwald-Gneisen. III. Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin der Zwischenzone und des Böllstein. N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 30–39.
- (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes (Beiträge zur Tektonik von Fließgefügen III). N. Jb. Mineral., Mh., S. 43–53, und OBELODE-DÖNHOF, J.-M. (1968): Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen IV. Die Beziehungen zwischen dem Hornblendegneis (Gnh) und dem sog. „Hornblendegranit“ (Gh) im Raum Ostern-Weschnitz. N. Jb. Miner. Abh. 109, S. 63–93, 17 Abb.
- OSANN, A. (1893): Über die kristallinen Schiefer auf Blatt Heidelberg. Mitt. großherzogl. bad. geol. Landesamt, Heidelberg 2, S. 372–380.
- PFANNENSTIEL, M. (1927): Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. I. Teil. Das Gebiet zwischen Schriesheim, Wald-Michelbach, Fürth und Heppenheim. – Ber. naturf. Ges. Freiburg, 27, Naumburg, S. 181–278.
- PORTMANN, W. (1928): Tektonische Untersuchungen im nördlichen Bergsträßer Odenwald. Verh. naturhist. med. Ver. Heidelb., N. F. 16, S. 28–79.
- RÜGER, L. (1928a): Über Blastomylonite im Grundgebirge des Odenwaldes. Notizbl. hess. geol. Landesamt, (V) 10, Darmstadt, S. 219–231.
- (1928b): Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. Heidelberg, Carl Winter, 351 p.
- SCHÄLICHE, W. (1968): Geologische Untersuchungen zur Struktur der Otzberg-Zone im Odenwald. Diss. Göttingen, 121 S., 41 Abb., 34 Diagr. I. Anh., 1 tekt. Kf.
- (1969a): Geologische Untersuchungen zur Struktur der Otzberg-Zone im Odenwald. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden, 97, S. 296–330.
- (1969b): Zur Tektonik des Schollenagglomerates im südlichen Odenwald. N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 134, p. 175–191.
- (1970): Tektonische und magnetische Untersuchungen am Forst-Berg nördöstlich Groß-Bieberau (Odenwald). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Jg. 1970, S. 174–183.
- THÜRACH, H. (1909): Geol. Spez.-Kte. Großherzogtum Baden. Erl. zu Bl. Heidelberg, 2. Aufl., Heidelberg, 95 S.

Geologische Spezialkarten (1:25000):

| | | | |
|-------------|---------------------|----------|--------------|
| Bl. 6419 | Beerfelden | Bl. 6119 | Groß-Umstadt |
| Bl. 6418 | Birkenau (Weinheim) | Bl. 6318 | Lindenfels |
| Bl. 6219 | Brensbach/Böllstein | Bl. 6218 | Neunkirchen |
| Bl. 6319/20 | Erbach/Michelstadt | Bl. 6518 | Heidelberg |

Zur Dynamik des Frankenstein-Massivs

I. NOORBEHESHT und P. PAULITSCH, Darmstadt

Kurzfassung/Abstract

Zur Bestimmung der tektonischen Entwicklung des Frankenstein-Massivs wurden in makro- und mikrogefügekundlichen Untersuchungen die Orientierung von Plagioklas, Hornblende und der Chlorite bestimmt. Aus der Orientierung der Plagioklase wurden die Druckachsen ermittelt. Die fünf Plagioklaszonen (Trochin 1960) entsprechen drei tektonischen Zonen.

Die erste tektonische Zone umfaßt das Gebiet um Burg Frankenstein, die zweite das Gebiet östlich des Beerbaches und die dritte tektonische Zone beinhaltet das Gebiet im Raum Seeheim.

The fabric of fold axes and the preferred orientation of plagioclase, hornblende, and chlorite were investigated to determine the tectonic development of the Frankenstein massive. Dynamic coordinates were constructed according to the preferred orientation of plagioclase. The well-known five zones of different plagioclase contents correspond to three tectonic zones only. The first tectonic zone describes the area around Frankenstein castle, the second zone is located east of Beerbach, and the third one belongs to the area of Seeheim.

Das Gebiet des Frankensteins mit seinem berühmten Magnetberg ist den Freunden der Mineralogie bekannt. Es ist ein oft besuchtes Ausflugsziel. In diesem Gebiet sind die Mineralien Hornblende, Pyroxen, Asbest, Talk, Serpentin, Calcit, Schwerspat, Pyrit, einige Kupferminerale, sowie die Gesteine Gabbro, Diorit, Hornblendeschiefer und klassischer Beerbachit häufig zu finden.

Das Gabbro-Massiv von Frankenstein liegt im nördlichen Teil des kristallinen Odenwaldes.

Das Gebiet erstreckt sich von Seeheim im SW bis Ober-Ramstadt im NE. Im NW reicht das Gebiet bis Eberstadt und im SE bis Modautal. Ein breiter hochmetamorpher Schiefermantel umschließt diesen Gabbro. Im Süden, östlich Seeheim, ist das Massiv durch einen schmalen Streifen des „Malchen-Reinheimer-Zuges“ getrennt. Im Norden ist keine scharfe Grenze zwischen dem Schiefer und dem Gabbro-Massiv. Hier gliedern zahlreiche gabbrodioritische Durchbrüche den Schiefer auf. Im Westen wird durch den Einbruch des Rheintales ein Teil des Plutons und seines Kontaktraumes abgeschnitten.

Das äußere Bild des Gebietes wird durch drei nordsüdlich streichenden Höhenzüge bestimmt, die durch die Rheinebene im Westen, die Täler des Beerbaches, des Waschenbaches und der östlich begrenzenden Modau entstanden sind.

Petrographisch ist das Gebiet des Frankenstein-Massives weitgehend untersucht worden. Folgende Gesteinstypen treten auf:

| | |
|----------------------|--|
| Familie der Mafitite | |
| Peridotit-Gruppe | Diallagperidotit Bronzitperidotit Eukritperidotit Hornblende-Eukritperidotit |
| Hornblendit-Gruppe | dioritischer Hornblendit |
| Gabbro-Familie | |
| Eukrit-Gruppe | Olivineukrit (Hornblende-Olivineukrit) Eukrit (Hornblende-Eukrit) Leukoekrit Aploekrit (Bytownitit) |
| Gabbro-Gruppe | Hbl.-Pyr.-Gabbro Pyr.-Hbl.-Gabbro Leukogabbro Aplogabbro Quarz-Gabbro (Mischtyp) Gabbrodiorit |
| Diorit-Familie | Diorit Quarzdiorit |

Über die **Tektonik** des Gabbromassivs liegen wenige Untersuchungen vor. KLEMM (1918, S. 72) schreibt: „In tektonischer Hinsicht nimmt das Gabbrogebiet in der Nordwestecke dem übrigen Grundgebirge gegenüber eine besondere Stellung ein. Es bildet eine stockförmige Masse, deren Hauptdurchmesser in nordöstlicher Richtung verläuft. Die Schichten des Schiefermantels schmiegen sich den Umrissen der Gabbromasse überall an, so daß sie auf seiner Westseite im Bereich der Blätter Zwingenberg und Darmstadt, soweit sie dort nicht an der Rheintalhauptverwerfung abgesunken sind, etwa nordsüdlich streichen, um dann nach der Nordseite im Bereich des Blattes Roßdorf in nordöstliches Streichen überzugehen, das sie auch auf der Südseite innehalten.“ Auf Seite 71 schreibt er weiter: „Die Abtragung des alten kristallinen Gebirges ist bis zu solcher Tiefe vorgedrungen, daß von dem ursprünglichen Schichtgesteinsmantel desselben nur noch spärliche Reste übrig geblieben sind, aus denen sich ein klares Bild des ursprünglichen Aufbaus nicht mehr wiederherstellen läßt. Ja, man kann nicht einmal mit Sicherheit sagen, ob die noch vorhandenen Schiefergebirgsreste Muldenkerne der alten, allem Anscheine nach vorwiegend nordöstlich streichende Faltenzüge sind, oder ob es sich um Schollen handelt, die von jenen losgebrochen und in die Tiefengesteine eingesunken sind.“

Im südlich angrenzenden „Granit“-Zug haben BOLBACH (1926) und PORTMAN (1928), sowie FRIEDRICH (1955) im Malschen-Massiv tektonische Untersuchungen durchgeführt, deren Beobachtungen an einer anderen Stelle als Vergleich herangezogen werden. TROCHIM (1955) führte im Rahmen seiner Diplomarbeit statistische Kluffmessungen durch.

TROCHIM (1956) hat das Gebiet des Frankenstein-Massivs neu kartiert. Bei der Auswertung der Plagioklase fand er im Kartenbild eine gesetzmäßige Abnahme der An-Werte gegen die Randzone des Massivs. TROCHIM (1960) fand nach einer systematischen An-Gehaltsbestimmung der Plagioklase in rund 1100 Proben, im Hinblick auf den An-Gehalt der Plagioklase, **fünf Plagioklaszonen**.

Die Karte mit den eingetragenen Plagioklaszonen bildet die Grundlage für die vorliegende gefügekundliche Arbeit.

Für die Aufklärung der tektonischen Entwicklung eines Gebietes ist es notwendig, die makroskopischen Messungen wie Kluftrichtung, Lineation, Schieferung und die Faltenachse mit den mikroskopischen Befunden wie der Orientierungsform der Mineralien, Ursache der Orientierung, Bildungsbereich der Mineralien und die Gefügefazies in Zusammenhang zu bringen.

In dieser Arbeit wurde versucht, einen Zusammenhang zwischen mineralchemischen Zonen zur Gefügeentwicklung und tektonischen Zonen herzustellen.

Der **Anorthitgehalt** der Plagioklase wurde röntgenographisch aus der Differenz der Reflexe (131) und ($\bar{1}\bar{3}1$) bestimmt, zudem ergibt sich daraus das Vorliegen von Tiefentemperaturplagioklasen.

Ein Computerprogramm wurde für die Rotation der Gefügediagramme eingesetzt.

Für die Bestimmung der Volumenprozent sowie der Korngrößen diente das Quantometer.

Die dynamischen Achsen wurden nach der Methode des stumpfen Winkels von Plagioklaszwillingen ermittelt (LAWRENCE 1970).

Als **Ergebnis** kann festgestellt werden, daß die fünf Plagioklaszonen **drei** tektonischen Zonen entsprechen.

In der ersten tektonischen Zone mit $An_{>75}$ kann man für die Plagioklase und Hornblenden auf Grund der zwei Einkristallregelungen eine tektonische und historische Einzigkeit annehmen.

Die Einkristallregelung und die Gürtelbildung der Plagioklase und Hornblenden in der zweiten tektonischen Zone mit An_{75-45} kann so interpretiert werden, daß die Gürtelbildung zur älteren Generation und die Einkristallregelung zur jüngeren tektonischen Generation gehören.

In der dritten tektonischen Zone, im Raume Seeheim, ist hinsichtlich der Regelung der Plagioklase und Hornblenden ein (ac)-Gürtel angedeutet (Abb. 1).

Die Druckachsen bilden in der ersten tektonischen Zone annähernd einen (ac)-Gürtel mit einem Maximum und einer Häufung der Zugachsen in B_1 (Abb. 2).

In der zweiten tektonischen Zone bilden sie ebenfalls einen (ac)-Gürtel, der entsprechend der Lage der Gürtel von Plagioklasen und Hornblenden von Plagioklaszone zu Plagioklaszone variiert. GREINER (1975), L. AHORNER (1975) weisen darauf hin, daß "... das zur Zeit in Mitteleuropa vorhandene tektonische Spannungsfeld (Druckspannungsrichtung NW-SO, Zugspannungsrichtung SW-NO)" besteht.

PAULITSCH und GUYOT (1967, S. 174), schreiben über das Odenwaldgefüge: „In einigen Fällen konnten zusätzliche B-Achsen im Korngefüge gefunden werden, die normal zu den makroskopischen B-Achsen verlaufen und im Zusammenhang mit der Erdbebenkarte von Herrn Dr. SCHNEIDER, Stuttgart, Erdbebendienst, stehen“.

Die B_1 -Achse in NO kann also relativ älter sein als die B_2 -Achse in NW.

Es ist möglich, daß sekundäre, spätere Blockverstellung vorliegt oder die ungleiche Anisotropie der Gesteine die Drehung der tektonischen Achsen beeinflusst. Es liegt überwiegend monokline, rotierende Verformung vor.

(Dieser Beitrag steht im Zusammenhang mit der Dissertation von Herrn I. NOORBEHESHT, TH-Darmstadt, 1975).

Abb. 1a

Orientierung der Hornblende

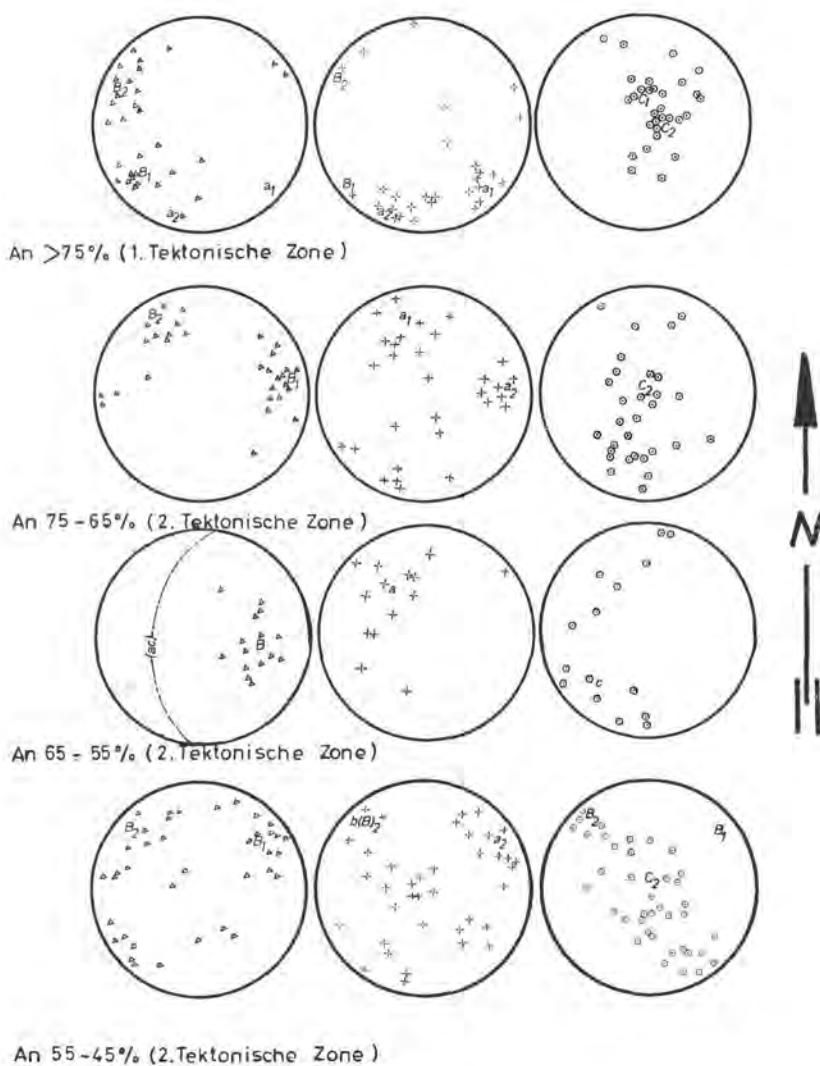
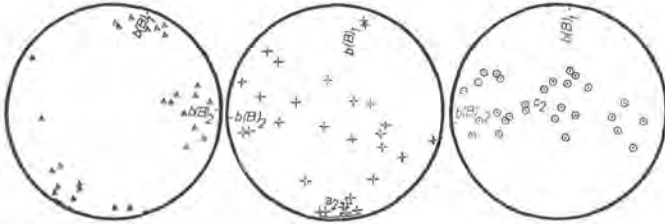
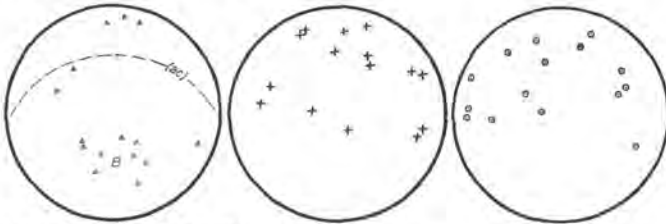


Abb. 1b

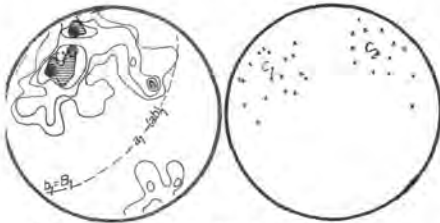


An < 45% (2. Tektonische Zone)

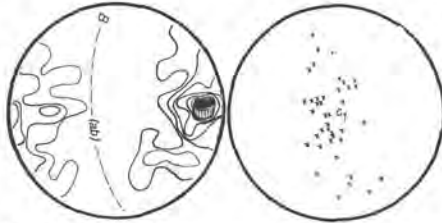


Raum Seeheim (3. Tektonische Zone)

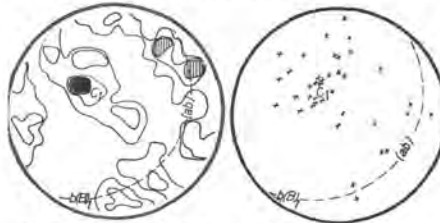
Orientierung der Plagioklase



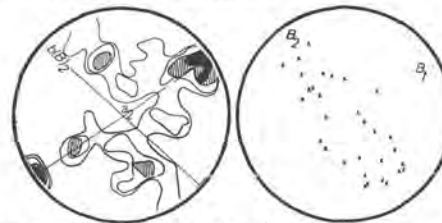
An > 75% (1. Tekt. Zone)



An 75-65% (2. Tekt. Zone)

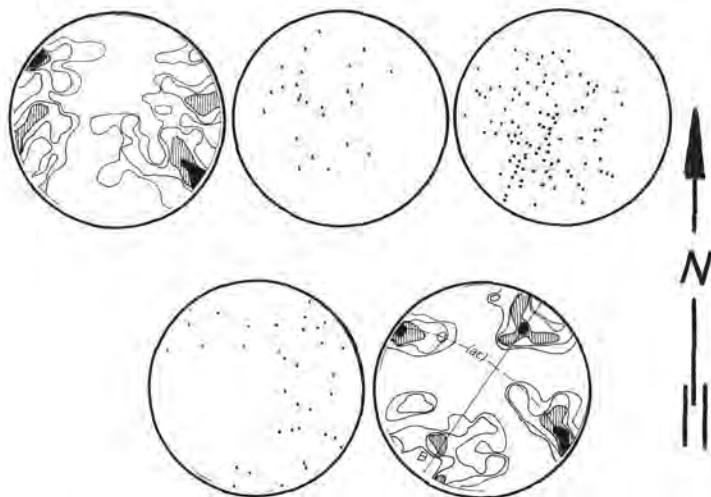


An 65-55% (2. Tekt. Zone)



An 55-45% (2. Tekt. Zone)

Abb. 1c



Raum Seeheim (3. Tekt. Zone)

In Abb. 1a ist dargestellt:

In 1. Zeile

1. Abb. 31 n_1 -Pole
2. Abb. 31 n_2 -Pole
3. Abb. 31 n_3 -Pole

In 3. Zeile

1. Abb. 15 n_1 -Pole
2. Abb. 15 n_2 -Pole
3. Abb. 15 n_3 -Pole

In Abb. 1b ist dargestellt:

In 1. Zeile

1. Abb. 28 n_1 -Pole
2. Abb. 28 n_2 -Pole
3. Abb. 28 n_3 -Pole

In 3. Zeile

1. Abb. (040)
2. Abb. 30 (010)
3. Abb. (040)
4. Abb. 41 (010)

In Abb. 1c ist dargestellt:

In 1. Zeile

1. Abb. (040)
2. Abb. 25 (010)
3. Abb. (040)

In 2. Zeile

1. Abb. 30 n_1 -Pole
2. Abb. 30 n_2 -Pole
3. Abb. 30 n_3 -Pole

In 4. Zeile

1. Abb. 39 n_1 -Pole
2. Abb. 39 n_2 -Pole
3. Abb. 39 n_3 -Pole

In 2. Zeile

1. Abb. 15 n_1 -Pole
2. Abb. 15 n_2 -Pole
3. Abb. 15 n_3 -Pole

In 4. Zeile

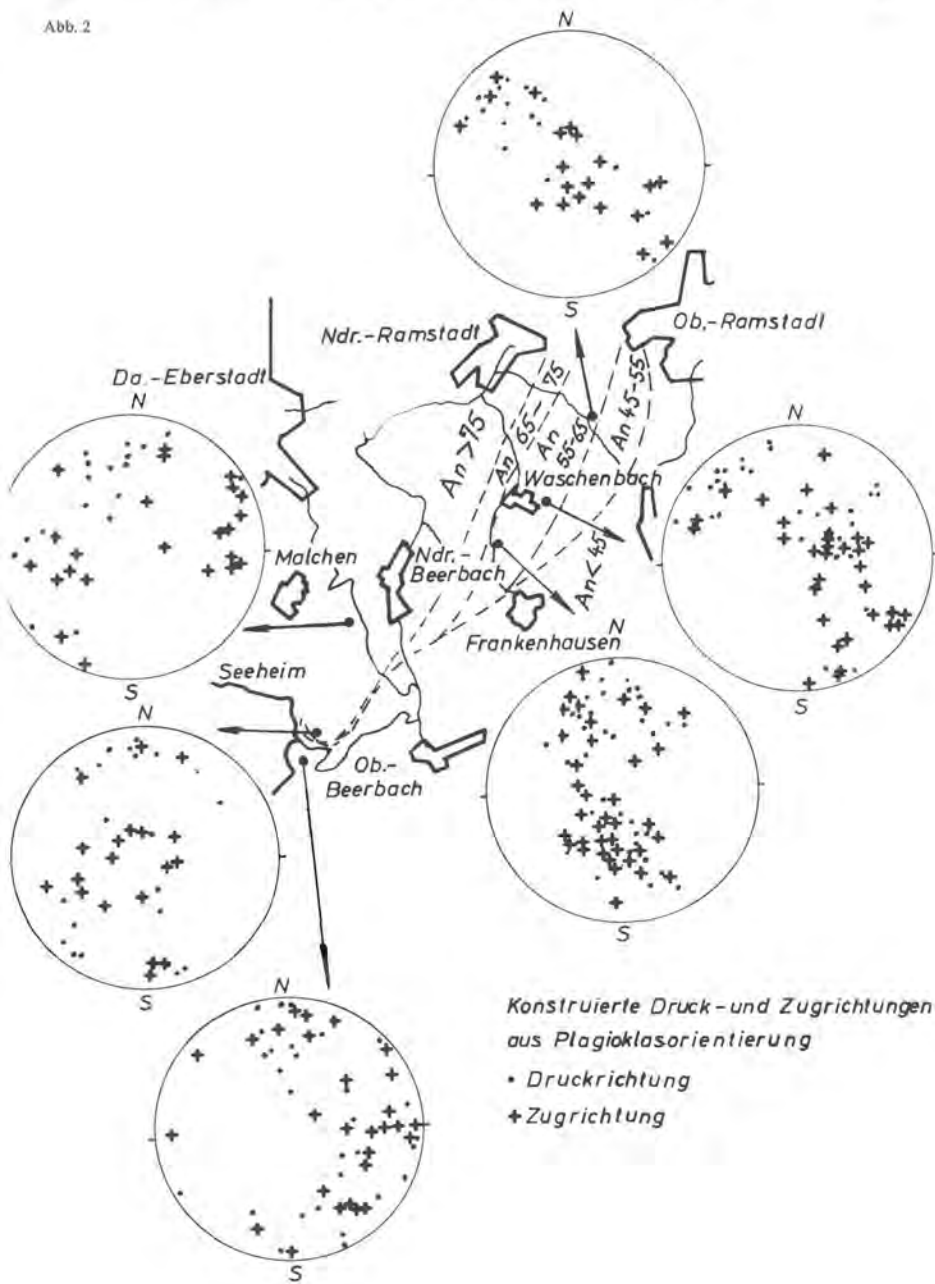
1. Abb. (040)
2. Abb. 40 (010)
3. Abb. (040)
4. Abb. 25 (010)

In 2. Zeile

1. Abb. 32 (010)
2. Abb. (040)

In Abb. 2 sind die konstruierten Druck- und Zugrichtungen aus der Plagioklas-Orientierung sowie die Plagioklaszonen dargestellt. Diese liegen meist in NW nach SO streichenden (ac)-Gürteln. Nur im Kerngebiet tritt die Zugrichtung auch parallel der B-Achse auf.

Abb. 2



Schrifttum

- AHORNER, L. (1975): Kurzfassung der Vorträge, 65. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in Karlsruhe.
- BOLBACH, L. (1926): Zur Tektonik des nördlichen Bergstraßeer Odenwaldes. Abh. Senkenberg. Nat. ges. 40, S. 91–112.
- FRIEDRICH, G. (1955): Das Granit-Massiv des Melibokus im Odenwald und seine Randzone. Heidelberger Beitr. zur Min. und Pet. 5. Band, 1, S. 37–85.
- GREINER, G. (1975): Kurzfassung der Vorträge, 65. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in Karlsruhe.
- KLEMM, G. (1918): Erläuterungen Blatt Neunkirchen, 2. Auflage.
- LAWRENCE, R. D. (1970): Stress Analysis Based on Albite Twinning of Plagioclase Feldspars, Geol. Soc. America Bull. 81, S. 2507–2512.
- PAULITSCH, P. und GUYOT, W. (1967): Quarzgefüge des Odenwaldes am Röntgen-Universaldrehtisch. Notizbl. Hess. Landesamt f. Bodenforschung 95, S. 168–175.
- PORTMANN, W. (1928): Tektonische Untersuchungen im nördl. Bergstraßeer Odenwald. Aus Verhandl. d. Heidelb. Naturhist.-Med. Vereins, N.F. XVI, S. 28–78.
- SCHNEIDER, I.: Erdbebenkarte, Stuttgart, Geophysik. Inst. Erdbebendienst. (Persönl. Mitteilungen).
- TROCHIM, H. D. (1955): Das Gabbro-Massiv vom Frankenstein. Der Aufschluß, 2. Sonderheft zum Mitteilungsblatt, S. 41–47.
- (1956): Das Gabbro-Massiv vom Frankenstein und seine Kontaktrahnen. Diplomarbeit, Darmstadt.
- (1960): Der Pluton des Frankensteins (Odenwald). Unveröffentlichte Dissertation, Freiburg i. Br.

Quarzgefüge im Odenwald

P. PAULITSCH und W. GUYOT, Darmstadt

Kurzfassung/Abstract

Die optischen und röntgenographischen Untersuchungen von Quarzgefügen im Odenwald ergaben in den Sedimenten Kleinkreise um die Lineation B, in Metamorphiten die Verformungsrichtung in ac, in Vulkaniten die Einströmungsrichtung a, sowie die Hochtemperatur-Quarz-Zwillings-Orientierung und die Stellung der Quarzprismen und Quarzrhomboeder. Die gefundenen Verformungsrichtungen ergaben einen Zusammenhang mit den Erdbebenrichtungen im Rheintalgraben.

Quarz-fabrics in the Odins-forest were investigated by means of optical and x-ray universal-stage methods. In sedimentary rocks, the orientation of quartz showed a small circle orientation around the lineation. In metamorphites, the direction of deformation was determined; in volcanics, the direction of flow. In addition, the cleavage planes of quartz and the special type of quartz twinning showed the two fold development of the rock.

I. Die Quarzgefüge des Odenwaldes wurden schon öfters untersucht, um die historischen Baupläne zu erfahren.

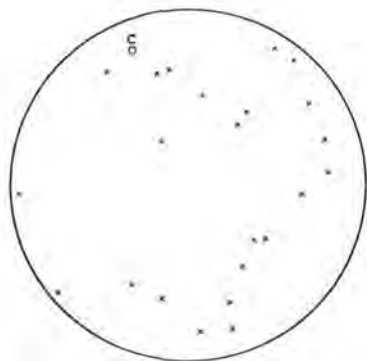
1. Für die hier zusammengefaßten Untersuchungen wurde die Frage nach der Einströmungs- und Verformungsrichtung an Sedimenten und in Metamorphiten gestellt.

2. Am Platz- oder Einströmungsgefüge wurde in Vulkaniten und Gefügeänderungen am Viridinkontakt unterschieden. In Vulkaniten sind zusätzlich röntgenographisch die Quarzfugen und die Quarzzwillinge bestimmt worden. Die Stellung der Quarzprismen und der Quarzrhomboeder unterteilt die Genese der Quarzorientierung im Quarzporphyr. Die beobachteten Verformungsrichtungen zeigen einen Zusammenhang mit den Erdbebenrichtungen am Rheingraben. Zusätzlich sollen die Ursachen für die verschiedene bevorzugte Orientierung von Quarz erfaßt werden. Vgl. PAULITSCH u. GUYOT (1967).

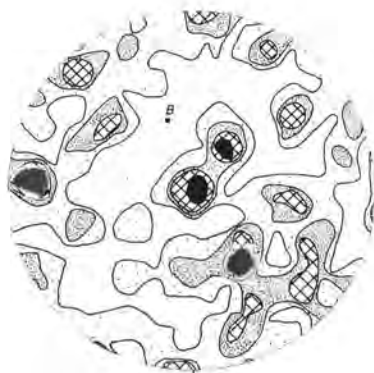
II. Zu diesem Zweck wurden die Quarzgefüge im Odenwald optisch und röntgenographisch untersucht.

Als Ergebnis ist festzuhalten:

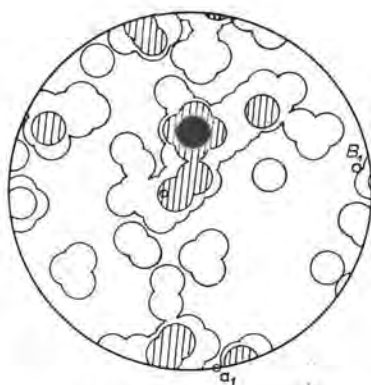
Die kinematischen Koordinaten konnten aus fast allen Korngefügen gewonnen werden; sie liegen parallel den Koordinaten des Makrogefüges. In einigen Fällen konnten zusätzliche B-Achsen im Korngefüge gefunden werden, die normal zu den makroskopischen B-Achsen verlaufen und im Zusammenhang mit der Erdbebenkarte von Herrn Dr. Schneider, Stuttgart, Erdbebendienst, stehen. Diese neuen B₂-Achsen können zu einem Kluftsystem führen, das geometrisch mit den Richtungen des Rheintalgrabens übereinstimmt: Groß-Umstadt, Tromm.



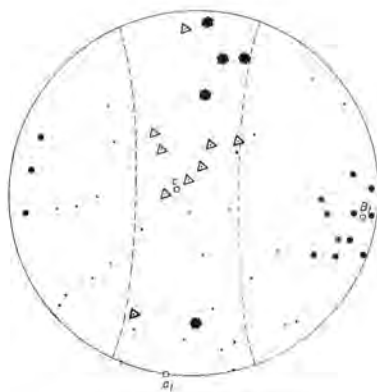
25 Quarzhauptachsen, Gneis,
Kallstädter Bruch.
Diagramm 1



100 Quarzhauptachsen, Viridinkontakt,
Quarzit, Lindenberglweg.
Diagramm 2



100 Quarzhauptachsen, Quarzporphyr,
Groß-Umstadt.
Diagramm 3



Die 14 Prismenpole in der Quarze im
(ac)-Gürtel streuen um B.
Diagramm 4

In Sedimenten liegen die Quarzachsen meist als Kleinkreis um B des Gefüges. Für die Flächen $r+z$ wird die Lage parallel der Gerügeebene (ac) wahrscheinlich. Diese Orientierung der Quarzachsen parallel B ist für Sedimente typisch und kann in der durch die Orientierung abgebildeten Richtung a auf Transport in minder-teilbewegliche Medien hinweisen.

Die Quarze in den Metamorphiten zeigten 3 Regelungstypen:

- a) Kreuzgürtel mit den Maxima I, II, III und VIII.
- b) Breite (ac)-Gürtel (Diagramm 1).
- c) Einen Gefügegürtel, der das Maximum II betont und gestattet, die Bewegungs- und Verformungskordinate aBc des Gefüges zu bestimmen.

In den Gesteinen am Viridinkontakt, Lindenberglweg, zeigt die Quarzachsenregel keine besondere Kontaktwirkung, vielmehr bildet sie das für Sedimente bekannte Maximum um B des Gefüges als sedimentäres Relikt aus. Die darauf folgende Metamorphose erzeugt einen breiten (ac)-Gürtel. Auf Metamorphose weisen auch die Undulationszonen hin; sie liegen häufig subparallel der (ac)-Ebene (Diagramm 2).

Die Untersuchungen am Röntgen-Universaldrehtisch des Quarzporphyrs von Groß-Umstadt hatten folgendes Resultat (Diagr. 3 und 4):

Die m-Pole der Quarzprismen liegen parallel (ac); es treten D_{3d} und D_{6h} Quarzeinsprenglinge gemeinsam auf. Beide Quarztypen zeigen zudem unterschiedliche Regelung:

- (ab)-Gürtel für die D_{6h} -Quarze als hochtemperierte Erstausscheidung;
- (bc)-Gürtel für die D_{3d} -Quarze als niedertemperierte Spätausscheidung.

Die Quarze aus Maximum VIII quer zur Fließrichtung, legen ihre Prismen m und a parallel (ab) des Gefüges.

Die Indizierung der Quarzfugen am Röntgen-Universaldrehtisch für die Quarze des Quarzporphyrs von Groß-Umstadt zeigt eine Betonung der Rhomboederfläche r. Ein Vergleich mit anderen indizierten Quarzfugen weist auf die Milieuabhängigkeit der Quarzfugenbildung hin.

K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes

Hans KREUZER und Wilhelm HARRE, Hannover

Kurzfassung/Abstract

32 Hornblende- und 24 Biotit-Daten werden diskutiert. Vier Hornblendealter um 360 Ma (Wende Devon/Karbon), darunter je eines aus den Kuppeln des Frankensteins und des Böllsteiner Kristallins, werden als Zeit des Ausklingens einer früheren Phase der variskischen Prägung gewertet. In den variskisch streichenden Tiefengesteinszügen des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes wird eine großräumige Abkühlung an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon durch einheitliche Hornblendedaten von 335 Ma belegt, im südlichen eine spätere vor etwa 329 Ma.

Zwei Datierungen von Hornblenden aus dem nördlichen Bergsträßer Odenwald ergaben dagegen 324 Ma. Sie fallen praktisch zusammen mit den im Bergsträßer großräumig einheitlichen Biotitdaten von im Mittel 322 Ma. Das deutet darauf hin, daß in der Zeit weiterer Abkühlung des Kristallins, die durch die Biotitdaten angezeigt wird, örtlich ein jüngeres Ereignis anzunehmen ist.

Im Böllsteiner Granitgneis liegen die Biotitdaten mit 310 Ma deutlich niedriger und zeigen, daß die variskischen Einflüsse hier später endeten als im Bergsträßer Kristallin. Diskrepante Hornblendealter wurden für drei Malchite des Melibocus bestimmt. Wertet man das niedrigste als Maximalalter, würde das Aufdringen der Gänge frühestens im Westfal C anzusetzen sein.

Potassium-argon dates of 32 samples of amphibole and 24 samples of biotite give new information on the cooling history of the crystalline Odenwald. - Four hornblende dates of about 360 m.y. indicate that an early phase of metamorphism ended at the beginning of the Carboniferous. - In the Bergsträßer Odenwald, most of the hornblende ages are close to 335 m.y. Consequently, there was regional cooling at the end of the Early Carboniferous or the beginning of the Late Carboniferous. Lower biotite ages, averaging about 322 m.y., reveal further regional cooling. Two similar hornblende ages (324 m.y.) indicate local, late, and stronger influences. - The lowest biotite ages (310 m.y.) were obtained from the granite gneiss from the Böllstein crystalline dome.

Zur Interpretation von K/Ar-Daten

Durch den Zerfall des radioaktiven Isotops ^{40}K , das im natürlich vorkommenden Kalium enthalten ist, entsteht beständig das stabile Argonisotop ^{40}Ar . Bei hinreichend niedriger Temperatur, und solange keine Umkristallisation eintritt, verbleibt dieses Argon bei einigen besonders geeigneten Mineralen, wie z. B. Hornblende oder Biotit an Stelle des zerfallenen Kaliums im Gitter und wird auch über geologische Zeiträume hinweg akkumuliert. Das Verhältnis der Konzentrationen von Argon und Kalium kann als direktes Maß für die Zeit angesehen werden, wenn man sicher sein kann, daß anfangs nur verschwindend

kleine Argonmengen im Gitter vorhanden gewesen waren, wenn die „Argon-Uhr“ also wirklich bei Null begonnen hat. Das aber muß durchaus nicht immer der Fall gewesen sein. So beobachtet man z. B. in Randgebieten metamorpher Überprägung und in tief erstarrten gabbroiden Gesteinen überhöhte Argonkonzentrationen, sogenanntes „Überschußargon“, das zu hohe Alter vortäuscht. Andererseits können Zeiten geringer Temperaturerhöhungen Argonverluste und somit „Verjüngung“ bewirkt haben. Die „Temperaturschwelle“, oberhalb der Argondiffusion innerhalb geologischer Zeiten angenommen werden muß, mag für Biotite um 200 °C und für Hornblenden vielleicht um 400–500 °C liegen (HART 1964, GERLING et al. 1965). Sie liegt damit so tief, daß im allgemeinen nicht erwartet werden kann, mit der K/Ar-Methode die Zeiten der Kristallisation der Minerale Biotit und Hornblende zu erfassen. Das gilt insbesondere für ein Gebiet mit so verwickeltem Metamorphose- und Intrusionsablauf wie dem Odenwald. Die Daten müssen vielmehr als ein Abbild einer uns zunächst unbekannteren späten Temperaturgeschichte verstanden werden. Wir werden daher im folgenden die Rohdaten als „Modellalter“ bezeichnen, um uns in Erinnerung zu halten, daß Beziehungen zum geologischen Alter bereits Deutung sind.

Im einfachsten Falle geben die Modellalter die Zeit der Abkühlung unter eine gewisse „Schwellentemperatur“ an. Die Datierung von Hornblende und Biotit kann dabei auf Grund der unterschiedlichen „Schwellentemperaturen“ Hinweise auf verschiedene Phasen des Letztgeschehens oder aber einen Anhalt über die Abkühlungsgeschwindigkeit geben. Verfälschungen durch Überschußargon oder „Mischalter“, die infolge unvollständiger Argonverluste bei einer schwachen Wiederbeeinflussung auftreten können, sucht man u. a. aus dem Vergleich verschiedener Daten eines engeren Bereichs zu erkennen. Man kann annehmen, daß Verfälschungen von Probe zu Probe variieren, sich also in einer größeren Streuung der Modellalter andeuten. Örtlich einheitliche Daten wird man dagegen als reelle Zeitangabe werten.

Zur Probenauswahl und Analytik

Die untersuchten Hornblenden und Biotite entstammen Mineralaufbereitungen zu zwei verschiedenen geochemischen Arbeiten. Im Rahmen einer Arbeit über Apatite hat TABORSZKY (1962, 1968) einen repräsentativen Querschnitt der Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes bearbeitet. Für die Altersbestimmungen separierte er aus diesen Gesteinen, wo immer möglich, Paare von Hornblende und Biotit. Als Ergänzung separierte er Biotit aus einem kristallinen Schiefer des Bergsträßer- und zwei Granitgneisen des Böllsteiner Odenwaldes sowie Hornblende aus einem Malchit des Melibocus und zwei Amphiboliten des Böllsteiner Kristallins. Diese Minerale überdecken rasterhaft den gesamten kristallinen Odenwald, haben aber ihr Schwergewicht bei Intrusivgesteinen. Ein Querschnitt, der neben Intrusivgesteinen auch Paragneise umfaßt, liegt nur aus dem schmalen Kristallinbereich des Blattes Zwingenberg vor. Es wurden Minerale datiert, die MEISL (1972) im Rahmen der Kartierung (KUPFAHL et al. 1972) separiert hatte.

Die Kaliumbestimmungen wurden flammenphotometrisch, die Argonanalysen mittels massenspektrometrischer Isotopenverdünnungsanalyse durchgeführt. Die Untersuchungen erstreckten sich über einen Zeitraum von 9 Jahren. Zwischenzeitlich aufgetretene Fehler in den Eichungen beider Analyseverfahren haben dazu geführt, daß frühere Berichte bis zu 2,5% abweichende Modellalter enthielten. Die Fehler sind durch Nachmessungen beseitigt worden. Die Modellalter haben in der Mehrzahl eine Standardabweichung von 2 Ma, die des Blattes Zwingenberg eine von 3 Ma.*) Die verwendeten Konstanten sind

$$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_{\alpha} = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}; \quad {}^{40}\text{K}/\text{K} = 1,19 \cdot 10^{-2} \text{ Atom-}\%$$

*) Die Analysendaten werden im Geologischen Jahrbuch veröffentlicht

Für den Standard-Muskowit Bern M4 erhalten wir ein Modellalter von 18,36 Ma.

Die Hornblende-Daten

Die Modellalter der Hornblenden und die Lage der Probenfundpunkte sind aus Abbildung 1 ersichtlich.

9 der 12 Hornblenden aus den variskisch (NE) streichenden Tiefengesteinseinheiten des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes ergaben praktisch übereinstimmende Modellalter von 335 Ma. Dieser in sich einheitliche Datensatz spricht für ein reelles „Ereignis“, eine großräumige Abkühlung. Durchgreifende Beeinflussungen fanden demnach für den heutigen Anschnitt im nördlichen Bergsträßer Odenwald etwa an der Grenze Unterkarbon/Oberkarbon im wesentlichen ihren Abschluß.

Eine lokale spätere Beeinflussung wird durch Hornblenden aus zwei Quarzdioriten des westlichen Felsbergzuges angezeigt. Die Hornblenden ergaben hier Modellalter von nur 324 Ma.

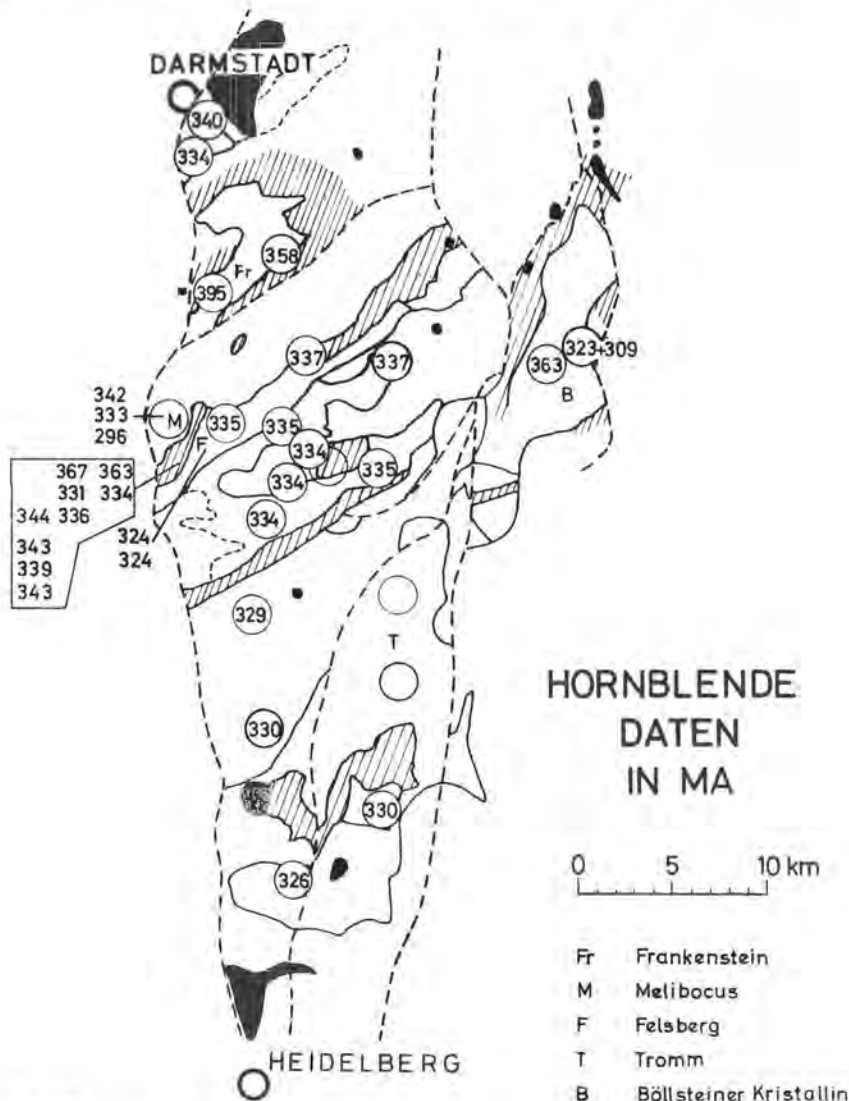
Der Süden des Bergsträßer Odenwaldes scheint im heutigen Anschnitt im ganzen etwa 5 Ma später abgekühlt zu sein als der Norden. Das ergaben die vier Hornblendealter von im Mittel 329 Ma.

Interessante Probleme werfen die übrigen Einheiten auf, das Böllsteinkristallin, der Gabbrokomplex des Frankensteins und die Gneisscholle SE des Melibocus. In ihnen treten Unterschiede zwischen den Modellaltern auf, die weit außerhalb der analytischen Unsicherheiten liegen und somit geologische Ursachen haben müssen.

Für Plagioklas und Diopsid aus einem Eukrit vom Frankenstein ist Überschußargon durch abwegig hohe Modellalter erwiesen. Damit ist es auch für die koexistierende Hornblende wahrscheinlich. Das Modellalter von ≈ 395 Ma kann daher nicht als geologisch relevant angesehen werden.

Ein Modellalter von rund 360 Ma tritt viermal auf. Eine Gabbroprobe vom Frankenstein ergab 358 Ma, der grobkörnige Amphibolit vom Weichberg im Böllsteiner Odenwald 363 Ma, ein Aktinolith-Albit-Fels und ein Aktinolith-Oligoklas-Gneis aus dem Gebiet E des Melibocus ergaben 367 bzw. 363 Ma. Für letztere hat MEISL (1972, mündliche Mitteilung) angemerkt, daß sie in Gesteinseinheiten vorkommen, die von denen mit niedrigeren Modellaltern durch Störungen abgegrenzt sind. Er meinte weiter, daß sie einem höheren Stockwerk angehört haben könnten, dessen Amphibole von Einwirkungen der letzten Metamorphose verschont blieben. Wir deuten die Daten daher als Alter des Abklingens einer früheren Phase der variskischen Prägung, das damit an die Grenze Devon/Karbon zu stellen wäre.

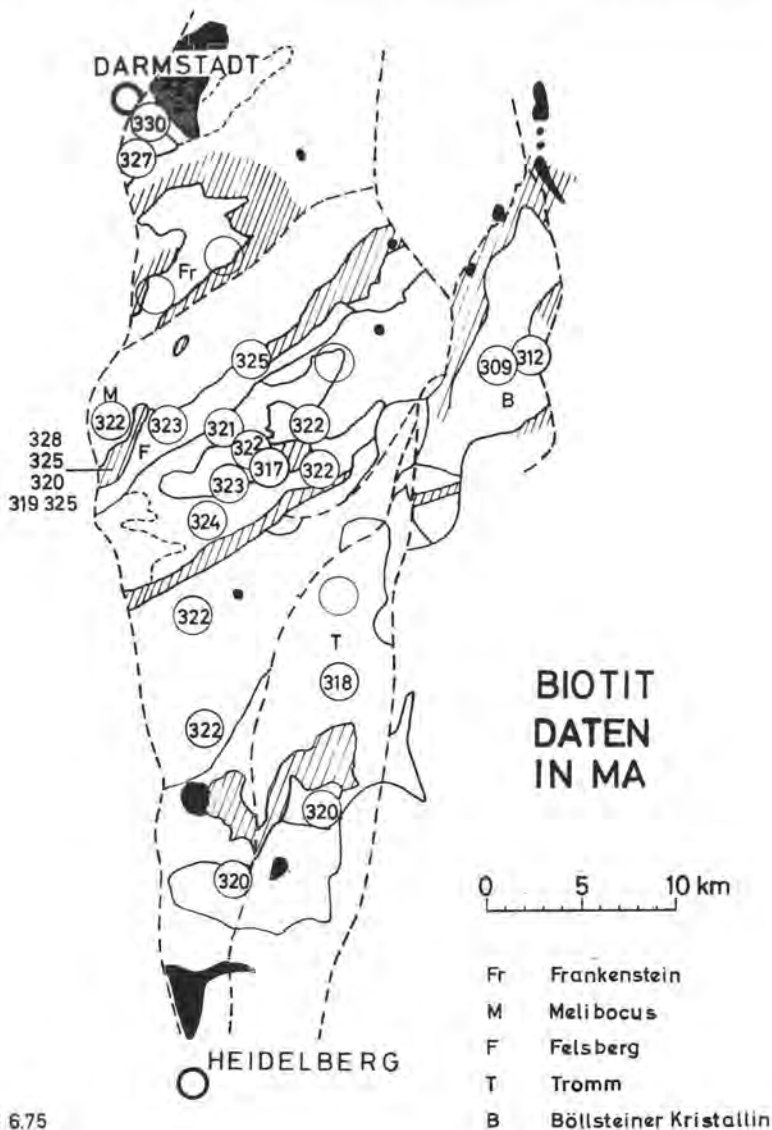
Für die Gneise E des Melibocusmassivs wurden in einer NS verlaufenden Linie neben einem Modellalter von 339 Ma drei von rund 343 Ma bestimmt, Daten also, die etwas höher liegen als in den Tiefengesteinszügen. Diese Daten können nicht ohne weiteres mit Überschußargon erklärt werden; denn dieses würde bei den einzelnen Proben ganz unterschiedlich eingehen, weil sich die Kaliumgehalte dieser Amphibole im Extrem um einen Faktor vier unterscheiden. Die Daten weisen also auf ein früheres Ereignis. Ob sie es reell erfassen oder aber Mischalter darstellen, bleibt offen. Ein nach oben abweichendes Modellalter ist auch in den Tiefengesteinszügen zu verzeichnen. Eine Granodioritprobe von Darmstadt ergab ein Hornblendealter von 340 Ma. Eine frühe Heraushebung verhältnismäßig kleiner Teilbereiche von km-Dimension um km-Beträge ist kaum anzunehmen. Deshalb kann gefolgert werden, daß der regionalen Abkühlung an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon eine Metamorphose vorausging, die lokal die „Hornblendeuhren“ nicht oder nicht völlig zurückstellen konnte.



BGR 6.75

Abb. 1. K/Ar-Hornblendedaten des Odenwaldkristallins.

Einheiten: ohne Signatur – Magmatite, schraffiert – Metantorphite, schwarz – Vulkanite, permisch und jünger; Probenfundpunkte siehe TABORSZKY (1968) S. 198 u. 200ff. bzw. MEISL (1972) S. 50 Nr. 4, S. 58 Nr. 14, 16, 20, 27 u. 28, S. 67 Nr. 23 u. 24, S. 50 Nr. 1 u. 3, S. 106 Nr. 2/3 u. 8 bzw. Böllstein, Amphibolite Bl. 6219, R. 34 93 26, H 55 12 78 und R. 34 94 96, H 55 13 24.



BGR 6.75

Abb. 2. K/Ar-Biotitdaten des Odenwaldkristallins.

Probenfundpunkte: TABORSZKY (1968) S. 198 u. 200ff.; MEISL (1972) S. 50, Nr. 4, 5, 11, 12, S. 90, Nr. 2; met. Schiefer, Kolmbach, Bl. 6218, R 348191, H 550710; Böllsteiner Granitgneis, Bl. 6219, R 349354, H 551284 und R 349550, H 551350.

Drei Hornblenden aus dunklen Ganggesteinen des Melibocus, Malchiten, wurden datiert. Die Modellalter sind diskrepant unterschiedlich, nämlich 296, 333 und 342 Ma. Sie könnten durch Überschußargon verfälscht sein. Werten wir deshalb das niedrigste als Maximalalter, so wäre das Aufdringen der Malchite frühestens im Westfal C anzunehmen.

Offen ist auch die Deutung der Hornblendealter eines feinkörnigen Amphibolits des Böllsteiner Kristallins. Eine Hornblendeseperation ergab 323 Ma, der nachgereinigte schwerste Anteil dieses Separats aber den diskrepant niedrigeren Wert von 309 Ma.

Die Biotit-Daten (Abbildung 2)

Die höchsten Biotitdaten von 330 und 327 Ma wurden für den Granodiorit von Darmstadt bestimmt. Variskische Beeinflussungen enden hier also im tiefen Oberkarbon. Aus dem Frankenstein fehlen Glimmerdaten. Für den übrigen Bergsträßer Odenwald aber liegen verhältnismäßig einheitliche Biotitalter um 322 Ma vor. Abweichungen nach oben und unten, die größer sind als analytisch zu erwarten, treten in Schiefen und Gneisen auf (das höchste Modellalter ist 328 Ma, das niedrigste 317 Ma). Die sich im Süden andeutende Abnahme der Modellalter im Schollenagglomerat und in der Tromm, ist durch zu wenige Proben belegt, als daß sie als signifikant angesehen werden könnte.

Zwei Hornblenden aus Quarzdioriten des Felsbergzuges haben 324 Ma ergeben. Das zeigt, daß zur Zeit der durch die Biotitalter nachgewiesenen, großräumigen weiteren Abkühlung des Bergsträßer Kristallins lokal stärkere Einflüsse wirksam waren, die selbst Hornblenden „zurückzustellen“ vermochten. Vermutlich handelt es sich um die Auswirkung jüngerer Intrusionen. Deutlich abgesetzt gegenüber dem Bergsträßer Odenwald sind die Biotitalter des Böllsteiner Granitgneises mit 309 und 312 Ma.

Zusammenfassung

Daten eines Intervalls von 50 Ma werden nach Schwerpunkten der Werte und regionalem Vorkommen diskutiert. Lokal auftretende höhere Hornblendedaten lassen sich als Relikte früherer Abschnitte der variskischen Entwicklung deuten. Insbesondere werden 4 Daten von rund 360 Ma als Hinweis für den Abschluß einer Metamorphose-Phase an der Wende Devon-Karbon angesehen. Die wesentliche Prägung des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes fand vor 335 Ma, an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon ihren Abschluß. Die Abkühlung des südlichen Bergsträßer Odenwaldes lag später, bei 329 Ma. Durch Biotite ist das Ausklingen variskischer Einflüsse im Norden, bei Darmstadt auf 328 Ma, im übrigen Bergsträßer Odenwald großräumig auf 322 Ma vor heute datiert. Lokale stärkere Einflüsse, die selbst Hornblende „zurückstellten“ fielen in diese Zeit. Die niedrigsten Biotitdaten, nämlich 310 Ma, ergeben sich für den Böllsteiner Odenwald und unterstreichen damit die tektonische Sonderstellung dieses Kristallins.

Danksagungen

Dr. TABORSZKY und Prof. Dr. MEISL danken wir für die Überlassung der Mineralseparate, Prof. Dr. G. MÜLLER und Dr. P. MÜLLER für einige Nachreinigungen, einem großen Kollegenkreis für anregende Diskussionen und Dr. HINDEL, Dr. HÖHNDORF und Dr. LANG für kritisches Lesen des Manuskripts.

Schriftum

- GERLING, E. K., T. V. KOLTSOVA, B. V. PETROV und Z. K. ZULFIKAROVA (1965): *On the suitability of amphiboles for age determination by the K/Ar method.* *Geochemistry International* 2, 1, S. 148–154.
- HART, S. R. (1964): *The petrology and isotopic mineral age relations of contact zone in Front Range, Colorado.* *J. Geol.* 72, S. 493–525.
- KUPFAHL, H.-G., St. MEISL und E. KÜMMERLE (1972): *Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Blatt 6217, Zwingenberg a. d. Bergstraße, Wiesbaden, 276 S.*
- MEISL, St. (1972): *Das Kristalline Grundgebirge.* – In KUPFAHL et al., S. 19–120.
- TABORSZKY, F. (1962): *Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes.* *Beiträge Mineral. Petrogr.* 8, S. 354–392.
- (1968): *Petrographisch-mikroskopische Untersuchungen im Odenwaldkristallin.* *Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch.* 96, S. 197–213, Wiesbaden.

Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes

Günther A. WAGNER, Heidelberg und Dieter STORZER, Paris

Kurzfassung/Abstract

Mit der Spaltspurenmethode wurden Apatite aus dem kristallinen Odenwald und vom Katzenbuckel, sowie Gesteinsgläser des Roßberges datiert. Für die Grundgebirgsapatite wurden Spaltspurenalter zwischen 105 Ma im Norden und 70 Ma im Süden gefunden. Diese Alter sind deutlich jünger als die variskischen Entstehungsalter der Gesteine. Die Verjüngung ist auf thermisches Ausheilen von Spaltspuren zurückzuführen. Aus dem Grad der Spurenausheilung kann auf Alter und Intensität der thermischen Beanspruchung geschlossen werden. Danach sind die Gesteine des kristallinen Odenwaldes im Jura Temperaturen von mindestens 130°C ausgesetzt gewesen. Dies weist auf einen erhöhten Temperaturgradienten ($\geq 8^\circ\text{C}/100\text{m}$) während des Mesozoikums in diesem Teil des Odenwaldes hin. Die Abkühlung auf 40°C erfolgte im Norden früher als im Süden, zwischen 66 Ma und 44 Ma. Für die Eruption des Katzenbuckels wurde ein Alter von 68 Ma und für den Roßberg ein Alter von 52 Ma bestimmt.

Apatites from the Hercynian Odenwald basement and from the Katzenbuckel volcanics, and volcanic glasses from the Rossberg were dated with the fission track method. For the basement apatites, fission track ages ranging from 105 Ma (in the north) to 70 Ma (in the south) were found. These ages are interpreted as cooling ages. A geothermal gradient of at least $8^\circ\text{C}/100\text{m}$ for this area during the Jurassic is inferred. For the eruption of the Katzenbuckel and Rossberg volcanoes, fission track ages of 68 Ma and 52 Ma, respectively, were determined.

Während der vergangenen Jahre haben wir zahlreiche Proben (natürliche und künstliche Gläser, Apatite, Zirkone und Titanite) mit der Spaltspurenmethode datiert. Dabei lag es nahe, daß wir auch solche Proben berücksichtigten, die „vor unserer Haustür“, nämlich im Odenwald, anstehen. Im folgenden wollen wir darstellen, was Spaltspuren zum geologischen Verständnis des Odenwaldes beitragen können. Neben der Datierung geologischer Ereignisse, wie z. B. vulkanische Eruptionen, ist es vor allem die thermische Geschichte von Gesteinen, die sich mittels Spaltspuren untersuchen läßt.

Die Beschreibung der Spaltspurenmethode darf hier kurz gefaßt werden, da erst kürzlich darüber im „Aufschluß“ berichtet wurde (WAGNER 1974). Es sei hier nur wiederholt, daß Spaltspuren Geschoßkanäle von Spaltfragmenten sind, die bei der Uran-spaltung freigesetzt werden. Dabei muß zwischen den Spaltspuren der spontanen Uran-238-Spaltung und denen der neutroneninduzierten Uran-235-Spaltung unterschieden werden. Spaltspuren können durch Anätzen lichtmikroskopisch sichtbar gemacht werden. Die Anzahl der spontanen Spaltspuren ist ein Maß für das Alter einer Probe. Die induzierten

Spaltspuren dienen zur Urananalyse. Unter der Voraussetzung, daß seit der Mineralbildung, bzw. der Glaserstarrung alle entstehenden, spontanen Spaltspuren erhalten bleiben, entspricht das Spaltspurenalter dem Bildungsalter der Minerale, bzw. Gläser. Diese Voraussetzung ist in der Natur jedoch nur selten erfüllt. Häufig übersteigen die Temperaturen die kritischen Werte, bei denen Spaltspuren ausheilen. Das Resultat solcher Spurenausheilungen ist eine Erniedrigung des Spaltspurenalters. Das Spaltspurenalter ist dann kleiner als das Bildungsalter. Aber gerade diese verjüngten Alter ermöglichen es, Zeitpunkt und Intensität thermischer Ereignisse abzuschätzen. Das Erkennen der Ausheilung wird damit zum Schlüssel für die Interpretation der Spaltspurenalter. Für den Odenwald möchten wir diese Problematik anhand von Apatiten aus dem kristallinen Grundgebirge und aus den Katzenbuckelbasalten sowie von Gesteinsgläsern des Roßberges diskutieren.

Die Grundgebirgsproben stammen von insgesamt 24 Lokalitäten des Bergsträßer und Böllsteiner Odenwaldes. In den magmatischen Gesteinen dieser Lokalitäten kommt Apatit akzessorisch vor. Die abgetrennten Apatitkristalle wurden anpoliert und mit Salpetersäure geätzt. Zur Uranbestimmung wurde ein Teil jedes Apatitkonzentrats bei 500°C eine Stunde lang erhitzt, um die spontanen Spaltspuren auszuheizen, und dann im Karlsruher Kernreaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt. Anschließend wurden die bestrahlten Apatite ganz analog den unbestrahlten anpoliert und geätzt. Einzelheiten der Datierung der Odenwälder Apatite sind bereits beschrieben worden (WAGNER 1969). Die gemessenen Alter (t_m) sind für die verschiedenen Lokalitäten in Abb. 1 dargestellt. Sie liegen zwischen 70 und 105 Ma (Millionen Jahre). Diese Alter sind deutlich jünger als die variskischen Entstehungsalter der Gesteine. Daraus muß geschlossen werden, daß die Apatit-Spaltspurenalter durch ein postvariskisches, thermisches Ereignis erniedrigt wurden. Um die Frage zu klären, bei welchen Temperaturen Spaltspuren in Apatit instabil werden, wurden Ausheizexperimente durchgeführt. Dabei hat sich gezeigt, daß die Spaltspuren nicht plötzlich bei einer Temperatur sondern über einen breiten Temperaturbereich allmählich ausheilen. Es existieren drei charakteristische Temperaturbereiche: unterhalb einer unteren Temperaturschwelle sind alle Spuren stabil, darüber folgt ein Bereich abnehmender Stabilität mit partieller Ausheilung, und schließlich oberhalb einer oberen Temperaturschwelle sind alle Spuren instabil. Die Schwellentemperaturen sinken mit zunehmender Ausheizdauer. Für Temperaturverweilzeiten von einigen Ma, wie wir sie für den Odenwald annehmen, liegen die beiden Schwellentemperaturen für Apatit bei 40 ± 10 und $150 \pm 20^\circ\text{C}^*$. Wir müssen also für den kristallinen Odenwald noch mit Temperaturen weit über 40°C im Mesozoikum rechnen, um die Spaltspurenausheilung in den Apatiten zu erklären.

Der Aufklärung der thermischen Geschichte kommt nun ein Umstand sehr entgegen, nämlich daß mit zunehmender Ausheilung sich die anätzbare Länge der Spaltspuren sukzessive verkürzt. Aus kernphysikalischen Gründen sollten spontane und induzierte Spaltspuren praktisch identische Längenverteilungen besitzen. Hat aber eine Probe eine gewisse Zeit im Temperaturbereich mit partieller Spurenausheilung verweilt, dann müssen die spontanen Spaltspuren im Mittel kürzer sein als die induzierten Spaltspuren (Abb. 2). Durch Vergleichen beider Längenverteilungen läßt sich einer Population spontaner Spaltspuren ansehen, welcher Anteil thermisch unbeanspruch ist (STORZER 1970). Nach dem Zerlegen in beide Anteile kann aus jedem Anteil ein Spaltspurenalter errechnet werden: Alter t_1 aus den thermisch beanspruchten und Alter t_2 aus den unbeanspruchten Spaltspuren. Das Alter t_2 entspricht dem Zeitpunkt, seit dem die Spaltspuren im Apatit stabil blieben, d.h. der Abkühlung auf ungefähr 40°C . Das Alter t_1 ist thermisch erniedrigt. Über eine Korrektur, die auf dem Verkürzungsgrad der spontanen Spaltspuren beruht

*) Diese Schwellentemperaturen sind aus Laborversuchen extrapoliert (WAGNER 1973). Die Gültigkeit dieser Extrapolation auf geologische Verhältnisse wurde kürzlich durch Spaltspurendatierungen an Apatiten aus einem 3300m langen Bohrkern bestätigt (NAESER, mündliche Mitteilung).

*Spaltspurenalter (in Ma)
an Odenwälder Apatiten
und Gesteinsgläsern*

53-75 MP/1 H

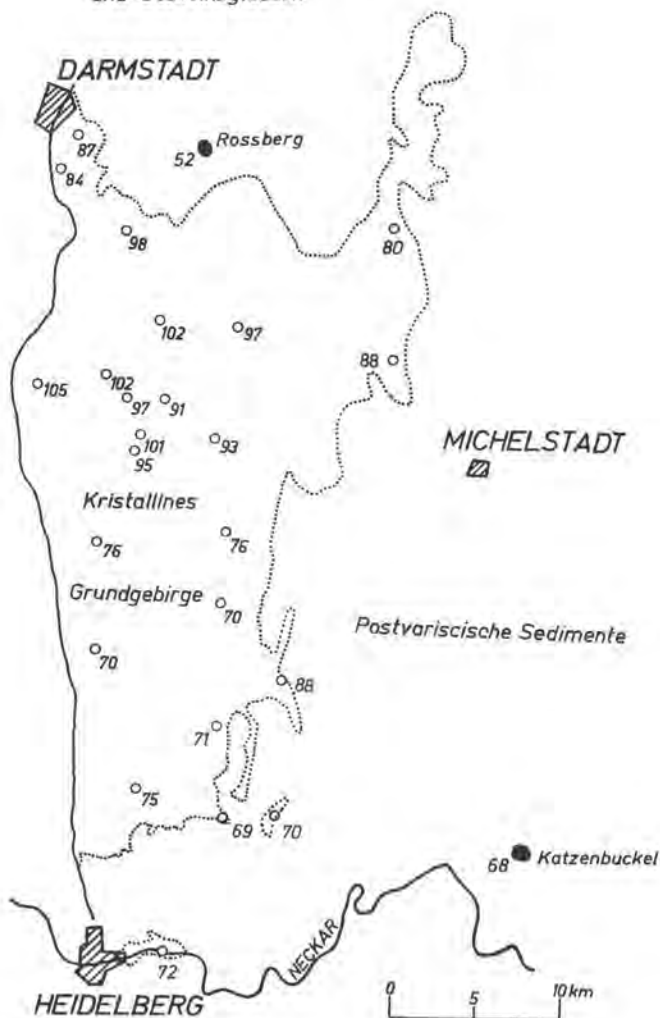


Abb. 1. Auf der Karte sind für die Apatite aus dem kristallinen Odenwald die gemessenen Spaltspurenalter (in Ma) eingetragen. Für die Apatite aus den Katzenbuckelbasalten und für die Gesteinsgläser vom Roßberg sind die Plateau-Spaltspurenalter (in Ma) angegeben.

(STORZER und WAGNER 1969, WAGNER und STORZER 1972; WAGNER 1973), kann die Zeitdauer t_{1k} bestimmt werden, die zwischen Abkühlung von 150°C (= Beginn der Spurenanreicherung) auf 40°C verstrichen ist. Das korrigierte Gesamtalter t_{ek} ($= t_{1k} + t_2$) ist dann das Abkühlungsalter auf 150°C . Für jede einzelne Probe können also zwei verschiedene Abkühlalter berechnet werden. Wegen des Zeitaufwandes wurden nur neun Apatitproben die Längenverteilungen der Spaltspuren gemessen (ungefähr 1000 Spuren für jede Probe). Für alle Proben ergab sich eine zweihöckrige Längenverteilung der spontanen Spaltspuren gegenüber der einhöckrigen Normalverteilung der induzierten Spaltspuren (STORZER und WAGNER 1973) und (Abb. 2). Die daraus errechneten, verschiedenen Einzelalter sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Wegen ihrer unterschiedlichen geologischen Aussage ist es zweckmäßig die verschiedenen Alter getrennt zu diskutieren. Die Abkühlalter auf 40°C sind für Proben südlich der Linie Heppenheim-Lindenfels deutlich niedriger als für die nördlichen Proben*). Daraus muß geschlossen werden, daß die Abkühlung auf 40°C im südlichen Teil des kristallinen Odenwaldes ungefähr 10 bis 20 Ma später als im nördlichen Teil erfolgte. Dies darf als

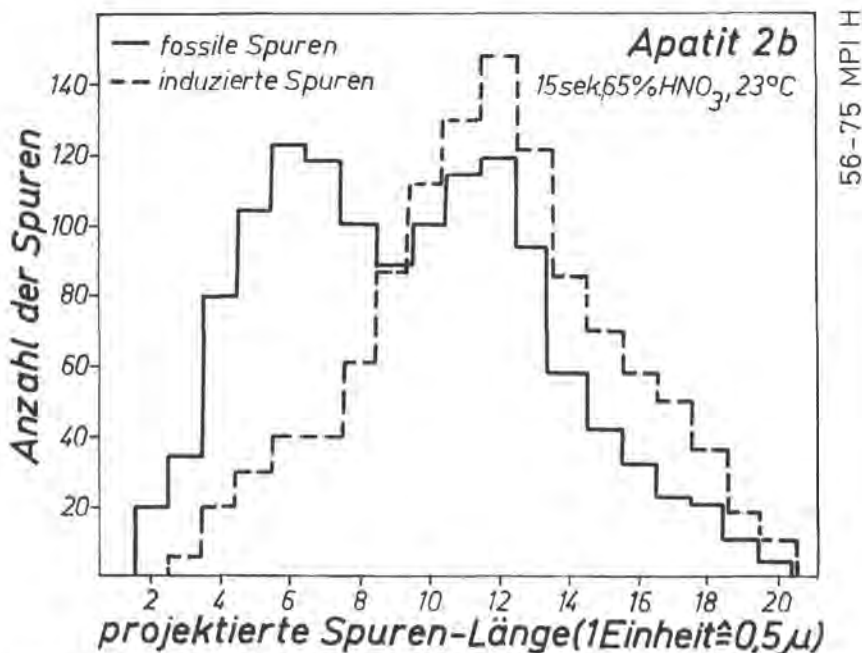


Abb. 2. Typisches Längenverteilungs-Histogramm angeätzter Spaltspuren in Apatiten aus Odenwälder Grundgebirgsproben. Die Ätzkanaillängen der fossilen Spaltspuren haben eine zweihöckrige Verteilung, verglichen mit der einhöckrigen der induzierten Spaltspuren. Der linke Höcker der fossilen Spaltspuren besteht aus thermisch beeinflussten Spuren. Die Spuren des rechten Höckers besitzen eine Längenverteilung, die mit den induzierten Spuren identisch ist, und sind thermisch nicht beansprucht.

*) Das relativ niedrige Alter der Probe 1b läßt sich möglicherweise durch den „Höheneffekt“ (WAGNER und REIMER 1972) erklären. Eine Korrektur der Apatit-Spaltspurenalter auf einheitliche topographische Höhe wurde in der vorliegenden Arbeit nicht durchgeführt.

Tabelle 1. Gemessene Spaltspurenalter (t_m), thermisch unbeeinflusste Teilalter ($t_2 \equiv$ Abkühlalter auf ca. 40°C), thermisch beeinflusste Teilalter t_1 mit entsprechender Korrektur t_{1k} und korrigierte Gesamalter ($t_{pk} = t_{1k} + t_2 \equiv$ Abkühlalter auf ca. 150°C) – alle in Ma – von Apatiten aus dem Odenwälder Grundgebirge. Die Alter wurden mit der Zerfallskonstante $\lambda_1 = 8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ berechnet. Die mittleren quadratischen Abweichungen von t_m liegen um 6%, für die restlichen Alter um 10%.

| Probe | t_m | t_2 | t_1 | t_{1k} | t_{pk} |
|-------------------------|-------|-------|-------|----------|----------|
| 1a Hinkelsturm | 86,5 | | | | |
| 1b Ludwigshöhe | 83,5 | 50,5 | 33,0 | 89,5 | 140 |
| 2b Waschenbach | 98,4 | 58,6 | 39,8 | 106,2 | 165 |
| 3a Malschen | 105,1 | | | | |
| 4a Felsberg | 102,1 | | | | |
| 4b Herchenrode | 101,5 | 56,8 | 44,7 | 116,1 | 173 |
| 5a Gadernheim | 97,3 | 65,9 | 31,4 | 87,2 | 153 |
| 5b Billings | 97,3 | | | | |
| 6b Gadernheim | 90,8 | | | | |
| 6c Knoden | 100,8 | | | | |
| 7a Schannbach | 94,8 | 64,6 | 30,2 | 86,2 | 151 |
| 7b Lindenfels | 93,0 | | | | |
| 8a Sonderbach | 76,2 | 44,0 | 32,2 | 87,0 | 131 |
| 8b Nd.-Liebersbach | 69,7 | | | | |
| 9a Steinbach | 76,4 | | | | |
| 9b Tromm-Bohrstein | 70,2 | | | | |
| 10 Ober-Abtsteinach | 71,1 | | | | |
| 11 Ober-Flockenbach | 75,1 | 43,5 | 31,6 | 85,7 | 129 |
| OD1 Heiligkreuzsteinach | 68,7 | | | | |
| OD2 Heddesbach | 70,0 | 38,5 | 31,5 | 81,8 | 120 |
| OD3 Waldmichelbach | 88,0 | | | | |
| OD4 Böllstein | 88,2 | 57,5 | 30,7 | 83,0 | 141 |
| OD5 Hassenroth | 79,7 | | | | |
| OD6 Stiftsmühle | 71,7 | | | | |

Hinweis auf die frühere Hebung des Nordens gewertet werden. Falls die Probe OD4 für den Böllsteiner Odenwald repräsentativ ist, hat auch der Böllsteiner Odenwald diese frühe Hebung mitgemacht. Die Abkühlalter auf 150°C liegen zwischen 129 und 173 Ma, sind also durchweg mesozoisch, wobei ebenfalls der Norden früher als der Süden abkühlte. Das Fehlen paläozoischer, korrigierter Apatit-Spaltspurenalter führt zum Schluß, daß alle Proben während des Mesozoikums Temperaturen von mindestens 150°C, bei denen die Spuren vollständig verschwinden, ausgesetzt gewesen sein müssen. Das ist ein überraschendes Ergebnis wenn man bedenkt, daß die mesozoische Versenkung der permischen Abtragungsoberfläche kaum 1500m überschritten haben dürfte. Insbesondere zeigt auch die Probe OD2, die nur ungefähr 20m unter der permischen Abtragungsoberfläche entnommen wurde, dieses Verhalten. Damit unterscheiden sich die Odenwälder Apatite wesentlich von Apatiten aus dem sächsischen Granulitgebirge und aus dem Kristallin der Riesbarre, die wesentlich höhere Spaltspurenalter besitzen. Eine mesozoische Versenkung bei normalem geothermischem Gradienten kann das vollständige Ausheilen der Spaltspuren im Apatit nicht erklären. Es muß für den Odenwald im Jura eine Erwärmung angenommen werden, die den geothermischen Gradienten wenigstens zeitweise auf mindestens 8°C/100m erhöht hat¹⁾. Eine obere Grenze läßt sich zu 15°C/100m abschätzen²⁾. Möglicherweise sind die Baryt-

¹⁾ Die mesozoische Erwärmung scheint nicht nur auf den Odenwald beschränkt gewesen zu sein. Für die Langbeinbildung des Fuldabeckens haben OESTERLE und LIPPOLT (1975) Rb-Sr- und K-Ar-Alter von 150 Ma gemessen und schließen daraus ebenfalls auf einen erhöhten geothermischen Gradienten von mindestens 6°C/100m im Jura.

²⁾ An drei Titanitkonzentratproben aus den Gesteinsproben 5a, 8a und 8b wurden Spaltspurenalter zwischen 280 und 290 Ma gemessen. Diese Alter sind deutlich höher als die Apatit-Spaltspurenalter, was auf die größere thermische Stabilität der Spaltspuren in Titanit zurückzuführen ist (NAESER und FAUL 1969). Offensichtlich hat die mesozoische Erwärmung nicht ausgereicht, um die Spaltspuren in Titanit drastisch auszuheilen. Daher kann eine Maximaltemperatur dieser Erwärmung von 240°C abgeschätzt werden.

gänge des Odenwaldes auf dieses thermische Ereignis zurückzuführen. Die beginnende Abkühlung des Odenwaldes zwischen 170 und 130 Ma stimmt gut mit geologischen Überlegungen überein, wonach die tiefste Versenkung der permischen Abtragungsoberfläche ebenfalls im Jura erfolgte. Für die thermische Geschichte des kristallinen Odenwaldes lassen sich also zusammenfassend folgende Hauptphasen erkennen: 1. postvariskische Hebung mit Abkühlung im jüngeren Paläozoikum; 2. vom Perm an Versenkung mit zunehmender Erwärmung, die mit mindestens 130°C im Jura gipfelte; 3. anschließend wieder Hebung mit allmählichem Abkühlen, wobei die Temperaturen im Norden früher auf 40°C sanken als im Süden.

Für die Datierung der Katzenbuckelbasalte wurden bis zu 3mm große Apatitkristalle verwendet. Wegen ihrer Größe konnten die Apatitkristalle einzeln datiert werden. Ihre Spaltspurenalter liegen zwischen 55,5 und 62,7 Ma. Um zu prüfen ob auch diese Spaltspurenalter thermisch verjüngt sind, wurden die Längen der Spaltspuren gemessen. Im Mittel sind die spontanen Spaltspuren um rund 10% kleiner als die induzierten Spaltspuren. Die gemessenen Spaltspurenalter der Katzenbuckelapatite sind also thermisch leicht erniedrigt. Möglicherweise ist die Spurenausheilung auf erhöhte Resttemperaturen bei langsamer Abkühlung im Vulkanschlot zurückzuführen. Die thermisch erniedrigten Alter wurden mittels der Plateau-Technik, bei der die größere Stabilität thermisch vorbeanspruchter Spaltspuren ausgenutzt wird (STÖRZER 1973), auf $68,2 \pm 1,2$ Ma korrigiert. Das Plateau-Alter wird als Eruptionsalter des Katzenbuckels interpretiert. Es stimmt mit dem K/Ar-Alter des Katzenbuckels (HORN et al. 1972) überein.

Vom Roßberg wurden Gesteinsgläser (Tachylite) mittels Spaltspuren datiert. Es wurden möglichst kristallitfreie Glaspartien verwendet. Das anpolierte Glas wurde mit Flußsäure angeätzt. Ansonsten ist die Datierungstechnik ganz analog wie für die Apatite. Das gemessene Spaltspurenalter von 27,3 Ma ist stark erniedrigt, weil die spontanen Spaltspuren deutlich kleiner als die induzierten Spaltspuren sind. Das Ausheilen der Spaltspuren in tachylitischen Gläsern kann wegen der geringeren Stabilität der Spuren schon bei normalen Oberflächentemperaturen erfolgen. Nach Anwendung der Plateau-Korrektur ergibt sich für die Eruption des Roßbergs ein Spaltspurenalter von $52,4 \pm 1,5$ Ma. Dieser Wert ist konkordant mit dem K/Ar-Alter der Roßbergbasalte von 51,5 Ma (HORN et al. 1972).

Für ihre Hilfe bei der Probenbeschaffung danken wir den Herren Prof. Dr. G.FRENZEL, Dr. P.HORN, Prof. Dr. H.J.LIPPOLT, Prof. Dr. P.RAMDOHR und Prof. Dr. F.TABORSZKY. Herrn A.HAIDMANN danken wir für seine Mitwirkung bei der Spaltspurendatierung.

Schrifttum

- HORN, P., LIPPOLT, H. J. und TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens, I. Gesamtgesteinsalter. *Eclogae geol. Helv.* 65/1, S. 131–156.
- NAESER, C. W. und FAUL, H. (1969): Fission track annealing in apatite and sphene. *J. Geophys. Res.* 74, S. 705–710.
- OESTERLE, F. und LIPPOLT, H. J. (1975): Isotopische Datierung der Langbeinbildung in der Kalisalzagerstätte des Fuldabeckens, Kali u. Steinsalz (im Druck).
- STORZER, D. (1970): Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. *EPSL* 8, S. 55–60.
- (1973): Fission track plateau ages: A new method for correcting thermally lowered track ages. *Abstracts of Geochronology and Isotope Geology*, No. 9, Belgian Center for Geochronology.
- STORZER, D. und WAGNER, G. A. (1969): Correction of thermally lowered fission track ages. *EPSL* 5, S. 463–468.
- (1973): Längenanalysen von Spaltspuren in Apatiten aus dem Odenwald und ihre Bedeutung für die thermische und tektonische Geschichte von Gesteinen. *Fortschr. Miner.* 50, Beiheft 3, S. 22–23.
- WAGNER, G. A. (1969): Spuren der spontanen Kernspaltung des Urans-238 als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. *N. Jb. Miner. Abh.* 110, S. 252–286.
- (1973): Anwendung anätzbarer Partikelspuren in Geochronologie und Geochemie. *MPIH V* 22, 86 S., Habilitationsschrift.
- (1974): Altersbestimmung im Ries mit Hilfe der Kernspaltung. *Aufschluß* 25, S. 412–415.
- WAGNER, G. A. und REIMER, M. (1972): Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *EPSL* 14, S. 263–268.
- WAGNER, G. A. und STORZER, D. (1972): Fission track length reductions and the thermal history of rocks. *Transact. Amer. Nucl. Soc.* 15, S. 127–128.

Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes

Marino MAGGETTI, Fribourg, Schweiz

Kurzfassung/Abstract

Im ersten Teil der Arbeit wird eine Übersicht über die modale Gliederung der Bergsträßer Plutonite gegeben. Die 860 verwerteten Modalanalysen werden 4 Hauptgruppen von Gesteinen zugeordnet: Ultramafitite, Gabbros, Diorite, Granitoide. Eine weitere Unterteilung dieser Hauptgruppen erfolgt nach spezifischen Kriterien wie An-Gehalt, Natur der Mafite, Farbzahl, Gefüge, wobei im Gesamten 15 Plutonit-Typen ausgedehnt wurden.

Im zweiten Teil werden diese Typen (inkl. einige Abarten) an Hand modaler und chemischer Daten näher charakterisiert. Durch diese Angaben und der Aufzählung von Typlokalitäten soll eine Hilfe für die Vorbereitung von Exkursionen gegeben werden.

Der dritte Teil geht der Frage nach dem Intrusionsniveau der Bergsträßer Plutonite nach. Auf Grund petrologischer Kriterien wird eine Kristallisationstiefe von 3,5–5 km angenommen. Weiter werden einige Überlegungen zur Hebungsgeschwindigkeit, geothermischen Gradienten und Abtragungsrates des Bergsträßer Odenwaldes vorgelegt.

The purpose of the first part of this paper is to obtain a general view of the modal distribution of the Bergsträßer plutonic rocks. The 860 available rock analysis have been distributed over 4 main rock groups: ultramafitites, gabbros, diorites, granitoids. The further division of these main groups, using the following criteria leads to the distinction of 15 plutonic rock types: (An-content, mafic minerals, rock-colour number, texture).

The second part shows the mineralogical and chemical features of these rock types. With these indications, an aid for preparing geologic excursions will be given.

The third part discusses the level of intrusion of the Bergsträßer plutonic rocks. The author opts for a depth of 3.5–5 km. Furthermore some indications on denudation rates, uplifting rates and geothermic gradients will be given.

I. Die modale Gliederung der Bergsträßer Plutonite

Übersichten über die modalen Verhältnisse der Odenwälder Tiefengesteine stammen von ERDMANNSDOERFFER (1941: Granite, 1947: Gabbros, Diorite), TROEGER (1955) sowie TABORSZKY (1968).

Seither sind viele petrographische Arbeiten über den Odenwald veröffentlicht worden, die zur Verfeinerung der Plutonit-Gliederung führten und eine Flut quantitativer modaler Daten lieferten. Da nun auch die Nomenklatur der Plutonite nach den Vorschlägen der IUGS-Subkommission (1973) erfolgen soll, war es angebracht, diese Fülle von Daten zu

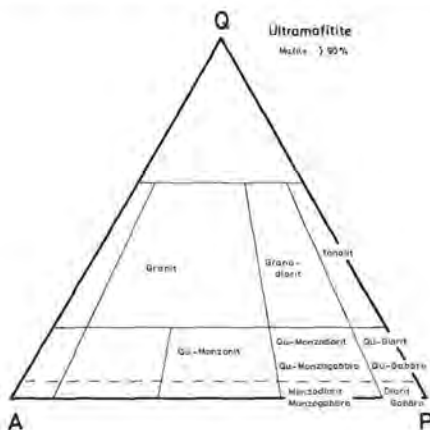


Abb. 1. Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Dreieck zur Gliederung von Tiefengesteinen nach STRECKEISEN (1971) und IUGS (1973). Eingetragen sind die Namen nur derjenigen Gesteinstypen, deren Verteilungsfelder von den Bergsträßer Plutoniten besetzt werden.

ordnen, die plutonischen Haupttypen des kristallinen Bergsträßer Odenwaldes neu zu definieren und deren modale Variationen darzulegen.

Mit Ausnahme der Ultramafitite lassen sich die Bergsträßer Tiefengesteine nach der Paragenese der hellen Gemengteile in 3 Hauptgruppen unterteilen, nämlich in:

- Kalifeldspat + Quarz + Plagioklas-führende
- Quarz + Plagioklas-führende
- Plagioklas-führende Gesteine.

Entsprechend dieser Dreigliederung lassen sich von den 850 verwendeten Modalanalysen (s. Abb. 2a, 2b) 278 (33%) im QAP-Dreieck und 385 (45%) im QMP-Dreieck darstellen, während die letzten 187 (22%) zur dritten Gruppe der nur Plagioklas-führenden Gesteine gehören (s. Abb. 4).

Im QAP-Dreieck ergibt sich ein deutlicher Schwerpunkt im Granodiorit- bis Granitfeld, im QMP-Dreieck liegt derselbe im Diorit/Gabbrofeld. Damit sind die zwei Hauptgruppen der Odenwälder Plutonite – Gabbros bis Diorite einerseits, Granodiorite bis Granite andererseits – klar herausgestellt.

Bei der nun folgenden Besprechung wird folgende Klassifikation benützt: Ultramafitite, Gabbros, Diorite, Granitoide. In jeder Gruppe erfolgt die weitere Unterteilung dann nach spezifischen Kriterien wie An-Gehalt, Natur der Mafite, Farbzahl, Gefüge. Abgesehen von einigen größeren relativ homogenen Massiven, wie z.B. dem Weschnitz- oder dem Melibokuspluton, verzahnen sich die Abarten (z.T. wegen des synorogenen Gebirgsbaus) so eng, daß man die relativen Anteile der Abarten flächenmäßig schwer erfassen und daher auch schlecht auf einer Übersichtskarte eintragen kann.

1. Ultramafitite

Solche Gesteine sind im untersuchten Gebiet selten (Abb. 3). Aus dem südlichen Odenwald ist der sog. Schriesheimit (alte Nomenklatur: Hornblende-Peridotit) seit langem bekannt (EIGENFELD 1963, SALOMON und NOWOMEJSKY 1904). Dieser massive, tief dunkelgrüne, zähe Olivin-Hornblende-Pyroxenit (Tab. 1 + 2, Nr. 1) be-

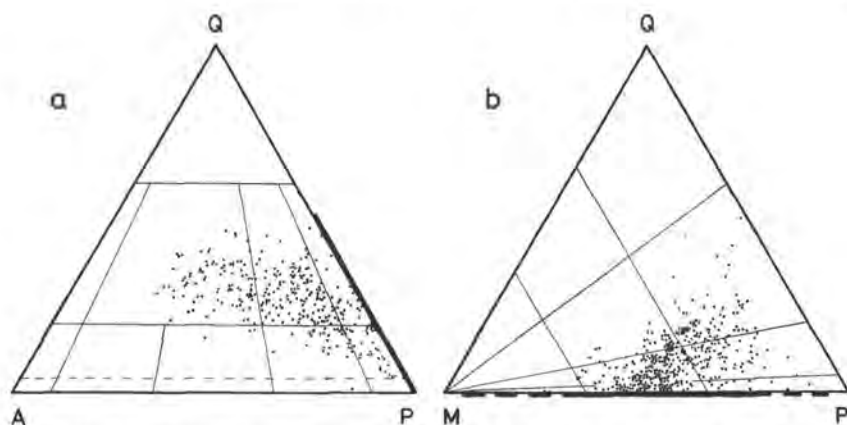


Abb. 2a. Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Dreieck (IUGS 1973). Eingetragen sind 278 Bergsträßer Tiefengesteine. Die Mehrzahl fällt ins Granodiorit- bis Granitfeld. Die meisten Gabbros und Diorite führen keinen Alkalifeldspat, sie sind deswegen ganz an der rechten Kante (breiter Strich) eingetragen; ihre weitere Gliederung wird in Abb. 2b vorgenommen.

Abb. 2b. Quarz-Mafit-Plagioklas-Dreieck. Erläuterung der Einteilung s. Abb. 6a. 385 Kalifeldspat-freie Bergsträßer Tiefengesteine besetzen vorwiegend das Feld der Quarzdiorite/Gabbros und Diorite/Gabbros. Die tonalitischen Abarten sind, im Gegensatz zu den beiden anderen Gruppen, mehrheitlich leukokrat. Quarzfreie Gesteine befinden sich auf der Linie MP (dicker Strich), Ultramafite im Punkte M.

steht aus einer poikilitischen, braungrünen gemeinen Hornblende mit Einschlüssen von Olivin, Diallag, Hypersthen, Phlogopit und Pyrit mit Magnetit. Nach EIGENFELD ist die gemeine Hornblende z. T. primär, zum größten Teil aber aus Pyroxen durch Autometamorphose hervorgegangen. Als Umwandlungsprodukte treten Serpentin, Talk, blaßgrüne Hornblende und Chlorit auf. Basischer Plagioklas (An 82, unter 10 Vol.-%) ist selten.

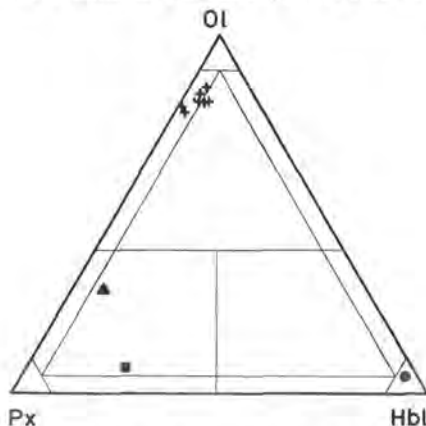


Abb. 3. Gliederung der Bergsträßer Ultramafite nach IUGS (1973). Kreuze bedeuten Pyroxen-Peridotite bzw. Pyroxen-Hornblende-Peridotite des Frankensteins. Punkte bedeuten Hornblendit vom nördlichen Odenwald. Dreiecke stellen den Mittelwert der Olivin-Hornblende-Pyroxenite von Schriesheim (7 Analysen) dar. Quadrate beschreiben plagioklasführenden Olivin-Hornblende-Pyroxenit vom südlichen Odenwald.

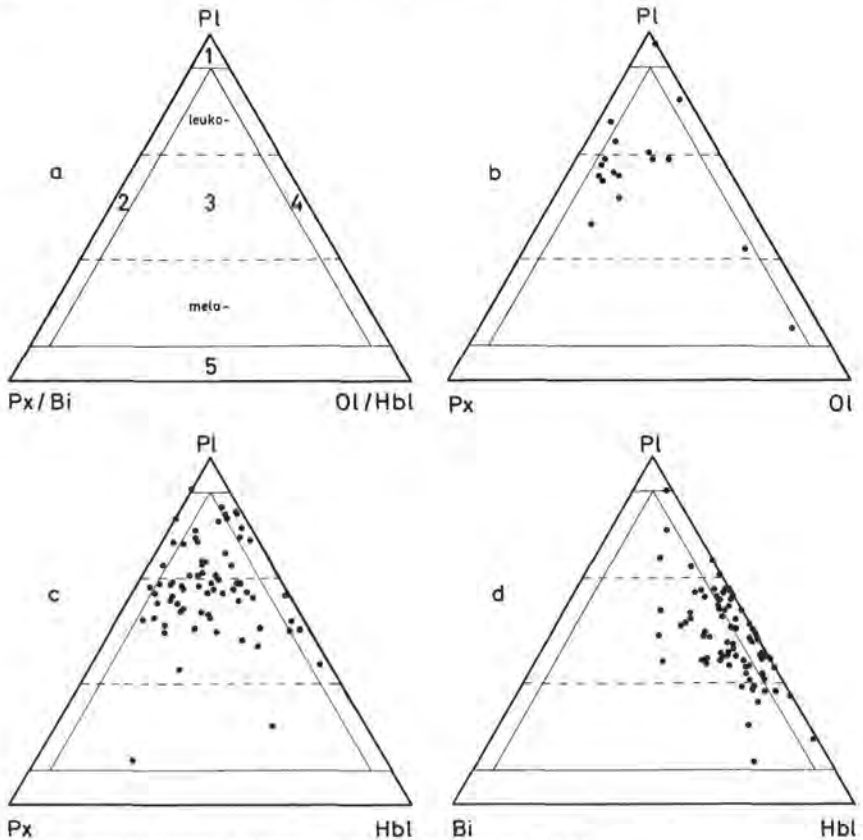


Abb. 4a. Nomenklatur-Schema der Bergsträßer Gabbros, in Anlehnung an IUGS (1973).

Abb. 4b-4d.

| Feld | 4b | 4c | 4d |
|------|-----------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|
| 1 | Anorthosit | Anorthosit | Anorthosit |
| 2 | Gabbro/Norit | Gabbro/Norit | Biotit-Gabbro |
| 3 | Olivin-Gabbro | Pyroxen-Hornblende-Gabbro | |
| | Olivin-Gabbronorit | Pyroxen-Hornblende-Gabbronorit | Biotit-Hornblende-Gabbro |
| | Olivin-Norit | Pyroxen-Hornblende-Norit | |
| 4 | Troctolit | Hornblende-Gabbro | Hornblende-Gabbro |
| 5 | Ultramafite, plagioklasführend | Ultramafite, plagioklasführend | Ultramafite, plagioklasführend |

Die weitere Unterteilung des Feldes 5 kann nach IUGS (1973) erfolgen.

Abb. 4b. Darstellende Punkte der Olivin-Gabbros (17 Analysen). Die meisten Analysen sind als Olivin-Gabbros (z. T. hornblendeführend) zu bezeichnen.

Abb. 4c. Verteilungsbild der Pyroxen-Gabbros (72 Analysen). Klar zu erkennen ist die ausgeprägte leukokrate Vormäch. Die meisten Punkte fallen ins Feld der Pyroxen-Hornblende-Gabbros, wovon 15 als Olivin-führend zu bezeichnen sind. 13 Analysen sind als Hornblende-Gabbros zu benennen.

Abb. 4d. Darstellung der (biotitführenden) Hornblende-Gabbros (82 Daten). Die Punkte besetzen das Feld der normalen Hornblende-Gabbros und Biotit-Hornblende-Gabbros.

Tab. 1. Typuslokalitäten der Plutonite. Maßstabsblatt 1:25000 (Hessen) Li = Lindenfels Nr. 6318, Ne = Neunkirchen Nr. 6218, Zw = Zwingenberg Nr. 6217.

| Analysen-Nummer | Gesteinsname | Lokalität |
|-----------------|--|--|
| 1 | Olivin-Hornblende-Pyroxenit* (Hornblendeperidotit) | E Schriesheim (s. EIGENFELD 1962, S. 160) |
| 2 | Pyroxen-Hornblende-Peridotit | Stbr 0,5 km S Ruine Frankenstein Ne 34 76 240/55 16950 |
| 3 | hornblendeführender Olivin-Gabbro | Stbr S Ruine Frankenstein Ne 34 76 120/55 16640 |
| 4 | Biotit-Hornblende-Gabbro (Hornblende-Poikilit-Gabbro) | Stbr Steiniger Weg E Gronau Li 34 78 500/5505 250 |
| 5 | Pyroxen-Hornblende-Quarzdiortit | Stbr Gassnersberg N Lichtenberg Ne 34 86 520/55 16280 |
| 6 | Pyroxen-Hornblende-Quarz-Gabbrodiortit | Bruch N-Wildfrauenstein S Groß-Bieberau Ne 34 87 670/55 17240 |
| 7 | Biotit-Hornblende-Quarz-Gabbrodiortit (Typ Steiniger Weg) | Stbr Steiniger Weg E Gronau Li 34 78 500/5505 250 |
| 8 | Biotit-Hornblende-Nadeldiortit | Stbr Lauteruff Li 34 78 900/54 04 540 |
| 9 | Biotit-Hornblende-Quarzdiortit (Typ Felsberg) | Stbr S Altarstein Ne 34 77 880/55 10 120 |
| 10 | Biotit-Tonalit (Biotit-Diortit) | Stbr Schelmenacker W Kolmbach Ne 34 81 800/55 07 650 |
| 11 | Biotit-Tonalit, Kalifeldspat-blastisch | Kaiserturm S Neunkirchen Ne 34 84 360/55 09 340 |
| 12 | Biotit-Hornblende-Granodiortit Typ Weschnitz | Stbr S Sonderbach Li 34 78 200/55 99 700 |
| 13 | Biotit-Granodiortit Typ Melibokus | Stbr E Zwingenberg Zw 34 72 700/55 09 900 Zw 34 72 700/55 09 800 |
| 14 | Biotit-Granodiortit Typ Streiterberg (Flasergranit) | Stbr Streiterberg Ne 34 82 500/55 12 250 |
| 15 | Biotit-Granit Typ Tromm | Stbr Borstein E Zotzenbach Li 34 85 150/55 54 600 |
| 16 | Biotit-Granit Typ Lichtenberg | Lichtenberg, Schloßhügel Ne 34 86 330/55 15 140 |
| 17 | Biotit-Granit Typ Heidelberg | |
| 18 | aplitischer Biotitgranit | Kaiserturm S Neunkirchen Ne 34 83 910/55 09 910 |

* Beim angegebenen Modalwert wurden die sekundären Mineralprodukte zu den primären gestellt, also z. B. Aktinolith zu Klinopyroxen.

Ein weiteres, größeres Vorkommen von Ultramafitit befindet sich am Frankenstein als Großscholle im dortigen Gabbro (TROCHIM 1955, 1956, 1960). Bekannt sind die Felsen des „Magnetsteins“, die als Pyroxen-Peridotit bis Pyroxen-Hornblende-Peridotit (Tab. 1 + 2, Nr. 2) beschrieben werden können. Sie bauen sich aus den primären Komponenten Olivin (Forsterit 75–72), Diallag und braungrüner Hornblende auf; meist ist aber der Olivin autohydrothermal zu sekundärem Serpentin (Chrysotil- α) umgewandelt. Plagioklas (An 82–78) tritt nur untergeordnet auf.

Vom nördlichen Odenwald (Mühlal E Eberstadt) stammt auch der von ERDMANN-DOERFFER (1947) beschriebene plagioklasführende Hornblendit, ein Gestein aus brauner und grüner Hornblende, Diopsid und Plagioklas (An 40).

Weitere Ultramafite vom Typ der Hornblendite wurden in Form von Leseblöcken E Gadernheim gefunden.

Tab. 2. Modus und Chemismus der Plutonite (* = Fe als Fe_2O_3).

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|---------------------|--------------------|--------------------------------|--|----------------|----------------|--------------------------------|--|-----------------|--------------------------------|
| Modus | | | | | | | | | | |
| Olivin | 27 | 63 | 8 | | | | | | | |
| Klinopyroxen | 42 | 14 | 31 | | 4 | 7 | | | | |
| Orthopyroxen | 15 | | | | 2 | + | | | | |
| Hornblende | 8 | 5 | 5 | 52 | 10 | 23 | 23 | 39 | 21 | 3 |
| Biotit | 6 | | | 3 | 8 | 7 | 11 | 7 | 15 | 18 |
| Plagioklas | — | | 55 | 41 | 68 | 57 | 55 | 50 | 52 | 61 |
| Quarz | — | | | 1 | 4 | 4 | 10 | 2 | 11 | 17 |
| Kalifeldspat | | | | | 2 | | | | | |
| Erz + Akzessorien | 2 | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Sekundär-Mineralien | | 16 | | | | | | | | |
| Anorthitgehalt | | | 82–74 | 81–30 | 44 | 48 | 85–54–30 | 77–56–36 | 49–26 | 35–27 |
| Farbzahl | 100 | 100 | 45 | 58 | 26 | 39 | 35 | 48 | 37 | 22 |
| Literatur | EIGENFELD (1963) | TROCHIM (1960) | TROCHIM (1960) | MAGGETTI (1971) | HORN (1965) | HORN (1965) | MAGGETTI (1971) | MAGGETTI (1971) | BARTH (1972) | MAGGETTI & NICKEL (1973) |
| Mittel von Messungen | 7 | 5 | 1 | 7 | 1 | 1 | 14 | 5 | 1 | 28 |
| Chemismus | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 43.17 | 36.58 | 47.7 | 46.5 | 53.19 | 50.63 | 54.8 | 46.8 | 60.0 | 59.2 |
| TiO ₂ | 0.38 | 0.26 | 0.5 | 1.5 | 1.19 | 1.79 | 0.87 | 2.05 | 0.8 | 0.8 |
| Al ₂ O ₃ | 5.79 | 3.69 | 18.0 | 17.8 | 19.57 | 20.63 | 17.2 | 19.1 | 16.6 | 18.1 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.82 | 11.16 | 7.3* | 13.2 | 6.68 | 2.99 | 1.73 | 12.7 | 1.3 | 6.3* |
| FeO | 4.90 | 4.10 | | 12.85 | 1.08 | 6.97 | 6.80 | 12.4 | 5.2 | |
| MnO | 0.15 | | | 0.17 | | | 0.17 | 0.14 | 0.1 | 0.11 |
| MgO | 23.15 | 30.68 | 8.9 | 4.66 | 3.66 | 4.28 | 4.8 | 4.35 | 3.2 | 2.2 |
| CaO | 8.53 | 2.58 | 5.2 | 10.0 | 8.37 | 7.54 | 8.52 | 9.35 | 6.4 | 5.1 |
| Na ₂ O | 1.20 | 0.25 | 2.2 | 2.62 | 4.02 | 3.72 | 2.50 | 3.10 | 3.2 | 4.25 |
| K ₂ O | 0.96 | 0.20 | 0.1 | 0.78 | 0.99 | 1.27 | 1.64 | 1.58 | 2.0 | 2.04 |
| P ₂ O ₅ | | | | 0.09 | 0.43 | 0.11 | 0.16 | 0.41 | 0.18 | |
| H ₂ O | 5.12 | 9.09 | | 1.95 | 0.43 | 0.10 | | 1.13 | 0.9 | |
| Literatur | DITTRICH (1907) | G. KLEMM (1925) | WEBER- DIEFENBACH (1974) | D. KLEMM & WEBER- DIEFENBACH (1972) | HORN (1965) | HORN (1965) | OKRUSCH & RICHTER (1969) | D. KLEMM & WEBER- DIEFENBACH (1972) | BARTH (1972) | WEBER- DIEFENBACH (1974) |

Tab. 2. (Fortsetzung).

| | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|--------------------------------|----------------------|------------------------------------|----------------------|----------------------|--------------------|----------------------|---------------------|----------------------|
| Modus | | | | | | | | |
| Hornblende | 0.5 | 12 | | 1 | | 0.5 | | |
| Biotit | 10.5 | 8 | 10 | | 7 | 7.5 | 9 | 4 |
| Plagioklas | 48 | 49 | 48 | 43 | 33 | 39.5 | 28 | 29 |
| Quarz | 27 | 15 | 31 | 26 | 34 | 26.5 | 23.5 | 33 |
| Kalifeldspat | 14 | 14 | 11 | 18 | 26 | 26 | 39.5 | 34 |
| Erz + Akzessorien | + | 2 | + | + | | + | 1 | + |
| Anorthitgehalt | 31-27 | 46-24 | 40-05 | 31-20 | 25-15 | 25-20 | 25-16 | |
| Farbzahl | 11 | 22 | 10 | 11 | 7 | 8 | 10 | 4 |
| Literatur | ZURBRIGGEN (1976) | V. RAUMER (mündl Mittellung) | FRIEDRICH (1955b) | ZURBRIGGEN (1976) | NICKEL (1952b) | ZURBRIGGEN (1976) | EIGENFELD (1963) | ZURBRIGGEN (1976) |
| Mittel von Messungen | 5 | 61 | | 29 | 1 | 7 | 1 | 9 |
| Chemismus | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 66.38 | 63.75 | 69.73 | 68.75 | 68.50 | 71.91 | 67.66 | 75.05 |
| TiO ₂ | 0.48 | 0.51 | | 0.32 | 0.50 | 0.23 | 0.52 | 0.12 |
| Al ₂ O ₃ | 16.55 | 15.24 | 15.97 | 15.40 | 15.16 | 14.35 | 15.62 | 13.07 |
| Fe ₂ O ₃ | | 2.21 | 1.27 | | 1.09 | | 1.73 | |
| FeO | 4.27* | 3.46 | 1.32 | 3.48* | 1.78 | 2.71* | 1.66 | 1.85* |
| MnO | | | | | 0.08 | | 0.06 | |
| MgO | 1.21 | 1.99 | 0.68 | 0.69 | 1.18 | 0.65 | 0.82 | 0.34 |
| CaO | 3.10 | 5.04 | 3.28 | 2.09 | 2.21 | 1.32 | 1.83 | 0.78 |
| Na ₂ O | 4.16 | 3.64 | 5.30 | 4.59 | 4.25 | 4.15 | 3.50 | 3.20 |
| K ₂ O | 3.15 | 2.76 | 1.72 | 3.67 | 3.99 | 4.17 | 4.73 | 5.27 |
| P ₂ O ₅ | | 0.32 | 0.21 | | 0.12 | | | |
| H ₂ O | 1.0 | 0.71 | 0.53 | 0.97 | 0.83 | 0.99 | 1.02 | 0.86 |
| Literatur | ZURBRIGGEN (1976) | G. KLEMM (1925) | FRIEDRICH (1955b) | ZURBRIGGEN (1976) | G. KLEMM (1925) | ZURBRIGGEN (1976) | G. KLEMM (1925) | ZURBRIGGEN (1976) |

2. Gabbros

Im Odenwald sind 3 Gabbro-Haupttypen zu unterscheiden: Olivin-Gabbros, Pyroxen-Gabbros und Hornblende-Gabbros. Alle drei Gruppen gehen ineinander über, indem z. B. einmal der Olivin-Gehalt abnimmt und der Hornblende-Gehalt zunimmt. Will man diese Gesteine im IUGS-Schema unterbringen, so stehen hierfür die Dreiecke Plagioklas-Pyroxen-Olivin und Plagioklas-Pyroxen-Hornblende zur Verfügung. Wir fügen wegen des Auftretens von Biotit-Hornblende-Gabbros noch das Dreieck Plagioklas-Biotit-Hornblende hinzu. In Abb. 4a ist in diesem Sinne das Klassifikationsschema der Odenwälder Gabbros dargestellt und in den Abb. 4b–d sind die drei Gabbro-Gruppen eingetragen.

Zur Erläuterung sei noch angefügt: In Abb. 4b sind alle Olivinhaltigen Gabbros eingetragen worden, mit Ausnahme derjenigen Analysen, die mehr Hornblende als Olivin enthalten. Diese wurden in Abb. 4c eingetragen. In Abb. 4c sind alle pyroxen-haltigen Gabbros dargestellt, in Abb. 4d alle nur Biotit + Hornblende-haltigen.

Die Olivin-Gabbros (Abb. 4b; Tab. 1–2, Nr. 3) sind im Bergsträßer Odenwald an wenigen Stellen und zwar in Form kleiner Stöcke erschlossen (BARTH 1972, EIGENFELD 1963, FRIEDRICH 1955a, b), bilden aber im Norden eine größere Intrusionsmasse, den Frankensteinpluton (TROCHIM 1955, 1956, 1960). Randlich gehen diese Gabbros in olivin-führende Pyroxen-Hornblende-Gabbros und Hornblende-Gabbros über. Als Vertreter sei der Frankensteiner Typ kurz besprochen. Das mittelkörnige, unscheinbare, graue Gestein mit massiger Struktur baut sich aus Olivin (Fo 84), diallagartigem Augit, seltenem Orthopyroxen (Enstatit 78), brauner gemeiner Hornblende, Erz und Plagioklas (An 82–70) auf. Die Bowen'sche Reaktion- bzw. Ausscheidungsfolge kann sehr gut beobachtet werden: Olivin + Plagioklas/Pyroxen/braune Hornblende. Gesamthaft gesehen sind von allen olivinhaltigen Gabbros ca. 1/3 Norite.

Bei der zweiten Gabbro-Abart, den Pyroxen-Gabbros, zeigt sich eine starke leukokrate Tendenz (Abb. 4c). Das Pyroxen/Hornblende-Verhältnis schwankt sehr stark. Wie schon ausgeführt, sind diese Gabbros mit den Olivin- und den Hornblende-Gabbros vergesellschaftet und bilden Übergänge.

Die Hornblende-Gabbros (Tab. 1–2, Nr. 4) schließlich finden sich vorwiegend als kleinere Stöcke in den sogenannten Hornblende-Basitzügen (MAGGETTI 1971, NICKEL 1952a). Die primäre gemeine, olive bis braungrüne Hornblende dominiert, der Biotitgehalt schwankt zwischen 0–35 Vol.-%. In dieser Gruppe tritt auch Quarz auf. Die darstellenden Punkte konzentrieren sich im Feld der normalen Gabbros; nur wenige Analysen sind als Leuko- oder Mela-Varietäten anzusprechen.

Wie MAGGETTI (1971) gezeigt hat, können die Hornblende-Gabbros nach ihrem Gefüge weiter unterteilt werden in massige Hornblende-Gabbros, Hornblende-Poikilit-Gabbros, parallel-texturierte Mikro-Gabbros usw.

3. Diorite

Die Odenwälder Petrographen faßten unter dem Sammelnamen „Diorit“ alle Kalifeldspat-freien Plutonite zusammen, die vorwiegend Hornblende führen und Plagioklase mit An-Gehalten unter 50 % enthalten. Nach heutiger Nomenklatur sind von diesen Dioriten die Quarzdiorite und die noch quarzreicheren Tonalite abzutrennen, siehe Abb. 1.

Sieht man von nomenklatorischen Fragen ab, so ergibt sich eine feldpetrographisch einfache Einteilung in Pyroxen-Diorite, Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite. Neben dem Haupttyp der biotitarmer bis -freien Hornblende-Diorite einerseits und dem Haupttyp der hornblendefreien Biotit-Diorite andererseits gibt es auch Übergangstypen, also Biotit-Hornblende-Diorite bis Hornblende-Biotit-Diorite (je nach Biotit- oder Hornblende-Vormacht).

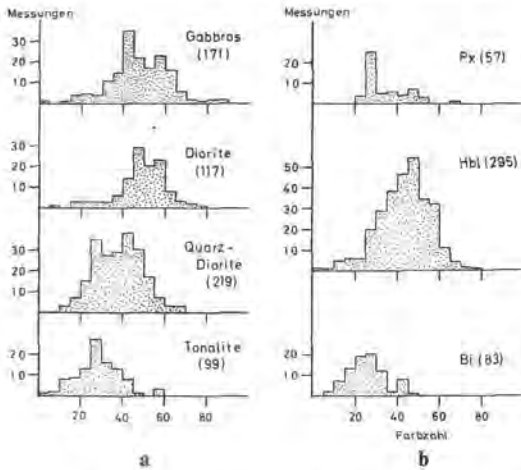


Abb. 5a. Vergleich der Farbzahlen von Bergsträßer Gabbros, Dioriten, Quarzdioriten und Tonaliten. Die zwei erstgenannten können auf Grund der Farbzahl nicht unterschieden werden; die Quarzdiorite und Tonalite sind deutlich leukokrater.

Abb. 5b. Vergleich der drei Haupt-Dioritgruppen nach ihrer Farbzahl. Deutlich höhere Mafitgehalte bei den Hornblende-Dioriten, leukokrater Vormacht bei den Pyroxen- und Biotit-Dioriten sind die Charakteristika.

Weiter ist seit langem bekannt, daß im Odenwald viele „Hornblende-Diorite“ in Wirklichkeit Gabbrodiorite sind, da sie zonar gebaute Plagioklase mit basischen Kernen (Labrador-Bytownit) enthalten. Diese Gesteine bilden Übergangsglieder in der Reihe Gabbro → Diorit und wurden von MAGGETTI (1971) im Detail besprochen.

Nach den Farbzahlen lassen sich zwar Gabbros und Diorite nicht unterscheiden, (Abb. 5a, vgl. auch STRECKEISEN 1967, S. 171), jedoch kann man damit die Diorite selbst gut gliedern: wie bei den Gabbros sind nämlich die Hornblende-betonten Abarten melanokrater als die Pyroxen- und Biotit-betonten (Abb. 5b).

Wie die Gabbros, sind auch die Diorite des fehlenden Alkalifeldspat-Gehaltes wegen im QAP-Dreieck schlecht darzustellen. Zur Darstellung der Variationsbreite der einzelnen Dioritgruppen wurde deswegen das Quarz-Mafit-Plagioklas-Dreieck verwendet (Abb. 6a-d).

Die Gesteine der Pyroxen-Diorit-Gruppe (Tab. 1-2, Nr. 5, 6) sind am Frankensteins und im südlichen Odenwald mit den Olivin- und Pyroxen-Gabbros vergesellschaftet. Südlich Groß-Bieberau bilden sie einen eigenständigen Komplex eines massigen, homogenen Phänotyps (BAUER 1969, HORN 1965, G. KLEMM 1936, LEMKE 1940, MATHEIS 1971). Früher hieß dieses Gestein seines Orthopyroxen-Gehaltes wegen „Hypersthen-gabbro“.

Im hypidiomorph-körnigen Gefüge des Groß-Bieberauer Typs finden sich gedrungene Leisten von stark zonarem Plagioklas (Mittel; Kerne = An 57, Säume = An 34), Hypersthen und Augit in wechselndem Verhältnis, gemeine grüne Hornblende, Biotit sowie Kalifeldspat und Quarz. Die drei letzten Gemengteile fehlen in den Abarten des Frankensteins; demnach sind letztere echte Diorite (bzw. Gabbrodiorite), während die Groß-Bieberauer Typen als Quarzdiorite bis Tonalite anzusprechen sind (Abb. 7).

Im QMP-Dreieck (Abb. 6b) kommt der leukokrater Charakter dieser Gesteine gut zum Ausdruck.

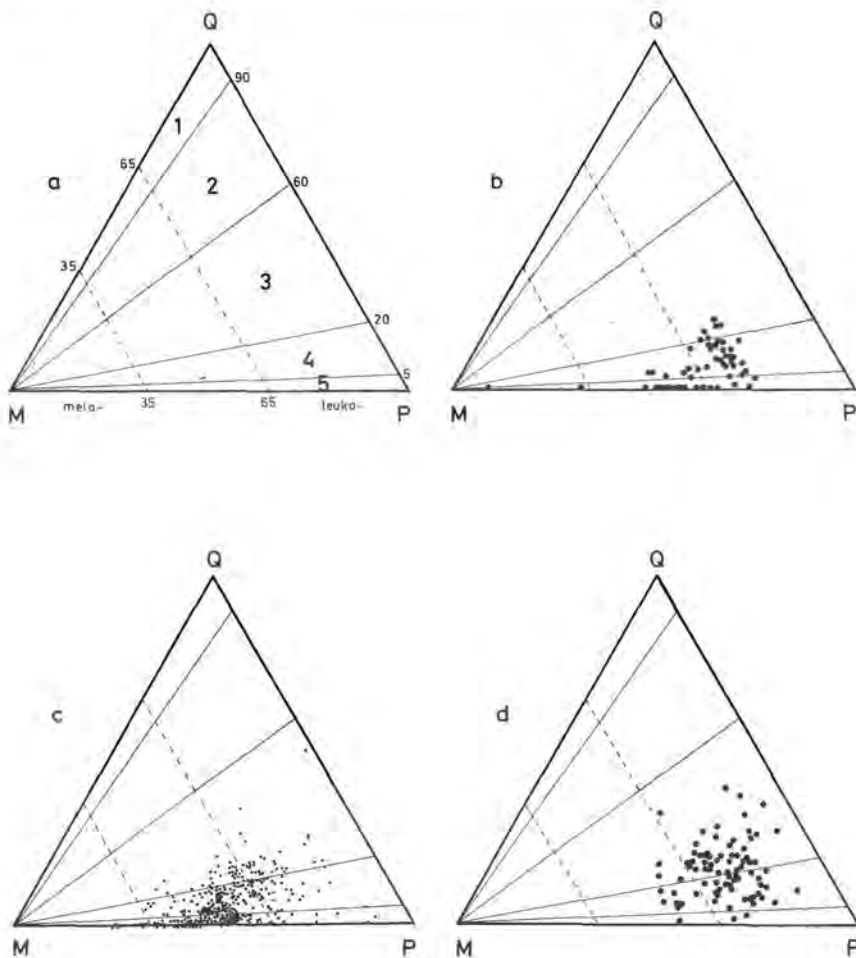


Abb. 6a. Einteilungsschema der Alkalifeldspat-freien Plutonite (exklusive Gabbros) im Quarz-Mafit-Plagioklas-Dreieck. M = Pyroxen + Hornblende + Biotit + Akzessorien, Feld 1 = Quarzolit 2 = quarzreiche Tonalite, 3 = Tonalite, 4 = Quarzdiorite, 5 = Diorite.

Abb. 6b. Pyroxen-Diorite des Bergsträßer Odenwaldes (57 Analysen). Eingetragen wurden hier auch die Kalifeldspat-führenden Typen des Groß-Bieberauer Vorkommens. Die meisten Analysen liegen im Diorit- bis Quarzdioritfeld, viele sind leukokrat.

Abb. 6c. Hornblende-Diorite des Bergsträßer Odenwaldes (295 Analysen). Der Schwerpunkt liegt deutlich im Bereich der normalen Diorite bis Quarzdiorite; tonalitische Abarten sind untergeordnet.

Abb. 6d. Biotit-Diorite des Bergsträßer Odenwaldes (83 Analysen). Stark leukokrate Typen herrschen vor und verteilen sich gleichmäßig über das tonalitische und quarzdioritische Feld.

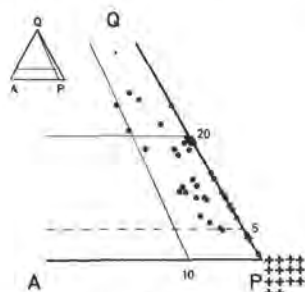


Abb. 7. Klassifikation der Pyroxen-Diorite (54 Daten) im QAP-Dreieck. Punkte bedeuten Pyroxen-Diorite bis Pyroxen-Tonalite von Groß-Bieberau. Kreuze bezeichnen Pyroxen-Diorite vom Frankenstein.

Die Hornblende-Diorit-Gruppe (Tab. 1-2, Nr. 7-9) stellt zahlenmäßig die meisten Vertreter, was auch mit ihrer flächenmäßigen Verbreitung übereinstimmt. Im Bergsträßer Odenwald sind diese Typen in großen, zusammenhängenden Komplexen anzutreffen, den sog. Basit-Zügen (bzw. Diorit-Zügen). Sie treten aber auch in den übrigen Bereichen als konkordante, geringmächtige Einschaltungen auf. Meist sind sie paralleltexturiert und in ihrer Genese sehr umstritten (D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH 1971, 1972, MAGGETTI 1971, 1974, MAGGETTI und NICKEL 1973, NICKEL und MAGGETTI 1974, WEBER-DIEFENBACH 1974).

Reine, nur Hornblende führende Typen sind selten; es findet sich oft reliktsicher Pyroxen, Biotit oder cummingtonitische Hornblende als weitere Mafite. Mit den beiden Hauptkomponenten Hornblende und Plagioklas lassen sich noch weitere strukturelle Unterteilungen der Diorite vornehmen (MAGGETTI 1971). Meist sind sowohl Hornblende wie Plagioklas zonar gebaut, was zur genetischen Interpretation herangezogen werden kann.

In Abb. 6c erkennt man deutlich, daß die Mehrzahl der Analysen als normale Diorite bzw. Quarzdiorite zu benennen sind. Tonalitische Abarten und leukokrate wie melanokrate Varietäten sind eher selten. Viele Hornblende-Diorite führen in größeren Mengen Biotit; sie müssen demnach als Biotit-Hornblende-Diorite bezeichnet werden.

Die Biotit-Diorit-Gruppe (Tab. 1-2, Nr. 10-11) wurde 1973 von MAGGETTI und NICKEL und 1974 von WEBER-DIEFENBACH in ihrer Bedeutung als selbständige Gruppe erkannt und hervorgehoben. Im Handstück sind die Gesteine meist stark paralleltexturiert, weshalb sie vielfach zu den Gneisen gestellt oder als Übergang Gms → Dr interpretiert wurden. Makroskopisch herrscht eine graubraune Farbe vor, die durch die getönten Plagioklase hervorgerufen wird.

Daß es sich hier wirklich um eine eigenständige Gruppe von Dioriten handelt, zeigen die starke tonalitische Tendenz und der leukokrate Charakter dieser Gesteine (Abb. 6d). Im Schliff sind Plagioklas (An 35-25), Biotit, Quarz und Erz zu erkennen. Kalifeldspat ist im normalen Biotit-Diorit selten und tritt dort nur entlang den Korngrenzen von Plagioklas (und denselben resorbierend!) auf. An gewissen Stellen des Odenwaldes, z. B. im Neunkircher Komplex (ZURBRIGGEN 1976) nimmt der Kalifeldspatgehalt aber sprunghaft zu; infolge einer metasomatischen bzw. durchtränkenden Zufuhr entstehen dort aus den Biotit-Dioriten granodioritische bis granitische Abarten.

4. Granitoide

Wie in der Einleitung ausgeführt, bilden die Granitoide (Granodiorite bis Granite) die zweite Hauptgruppe der Bergsträßer Tiefengesteine. Ihre intrusive Natur ist bei den massiv

entwickelten Typen gesichert (Schollenführung, Intrusivkontakte, Apophysen). Problematisch sind hingegen die paralleltexturierten Abarten wie z. B. der sog. „Flasergranit“. Nach den Abb. 8a–d sind reine Granodiorite und reine Granite selten, da bei den meisten Granitoiden die darstellenden Punkte mehrere Gesteinsbereiche belegen. Zur Namengebung wurde deswegen versucht, das Schwerpunkt-Areal der Analysen heranzuziehen.

Die relative Alters-Abfolge ist normal; d. h. die basischeren Abarten sind älter als die sauren; in dieser Reihenfolge sollen nun die Granitoide besprochen werden.

4.1. Der „Biotit-Hornblende-Granodiorit“ Typ Weschnitzpluton. (Tab. 1–2, Nr. 12)

Dieses von G. KLEMM als „Hornblendegranit (Gh)“ bezeichnete Gestein bildet den größten zusammenhängenden Intrusionskomplex des Bergsträßer Odenwaldes, den Weschnitzpluton. Weitere kleinere Areale finden sich im Süden und im mittleren Bergsträßer Odenwald. Manche dieser früher „Hornblendegranit“ genannten kleineren Vorkommen sind aber wohl Mischgesteine.

Im meist massigen, mittel- bis grobkörnigen Gefüge treten gemeine grüne Hornblende, Biotit, Plagioklas (An 46–30–24), Kalifeldspat und Quarz in gleichmäßiger Verteilung auf. Hier und da können auch größere Einsprenglinge von Orthoklas angetroffen werden. Allgemein nimmt der Kalifeldspat-Gehalt gegen den Plutonrand zu. Als charakteristischer Übergangsteil tritt Titanit in gut kristallisierten Körnern auf; weitere Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Erz. Wie die Abb. 8a zeigt, variiert die modale Zusammensetzung beträchtlich, von quarzmonzodioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung.

Die Anordnung der Mafite ist, wie man im Steinbruchbereich erkennt, geregelter als man dies nach den massiv aussehenden Handstücken erwarten sollte; vor allem aber lassen die meist linsigen Einschlüsse (Durchmesser vom dm- bis m-Bereich) einen Kuppelbau offenbar werden (PFANNENSTIEL 1927); im NE und SW findet aber kein umlaufendes Streichen statt (NICKEL 1952b).

4.2. Der Biotit-Granodiorit vom Melibokus. (Tab. 1–2, Nr. 13)

Das Melibokus-Massiv besteht aus einem einheitlichen, feinkörnigen, relativ hellen Gesteinstyp, dessen Struktur im Zentrum richtungslos körnig ist, während am Nord-Rande paralleltexturierte Abarten auftreten (FRIEDRICH 1955a, b). In der Nähe des Kontaktes zu den Hüllgesteinen entwickelt sich eine saure Randfazies. Als Hauptgemengteile treten Kalifeldspat, Plagioklas (An 40–05), Quarz und Biotit auf; Apatit, Titanit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Kupferkies und seltener Zirkon bilden die Nebengemengteile. Auch hier ist der relativ hohe Titanitgehalt bemerkenswert. Die Zusammensetzung schwankt zwischen Tonalit und Granodiorit, mit einer Häufung im letztgenannten Darstellungsfeld (Abb. 8c, d).

4.3. Flasrige Biotit-Granitoide (Tab. 1–2, Nr. 14, 16)

Diese weit verbreitete Gesteinsgruppe wurde von G. KLEMM zu den älteren Biotitgraniten gestellt und Flasergranit (Gf) genannt. Nach Abbildung 8b liegen die darstellenden Punkte im Feld der Granite bis Granodiorite – ein Zeichen dafür, daß sich unter dem Sammelnamen „Gf“ viele Gesteine unterschiedlicher Herkunft und Habitus verbergen (BARTH 1972, KNAUER 1969, ZURBRIGGEN 1976).

Der normale „Gf“ ist ein mittelkörniger, flasriger Granodiorit mit roten Kalifeldspat-Großkristallen. Manche Abarten enthalten allerdings einen weißlichen Kalifeldspat. Unter dem Mikroskop stellen die Kalifeldspate kantige bis augige, meist xenoblastische Gebilde dar, die von Biotit umkränzt werden. Hinzu treten (oft serizitisierter) Plagioklas (An 30–20), Quarz sowie die Nebengemengteile Apatit, Epidot, Titanit, Orthit und gelegentlich Horn-

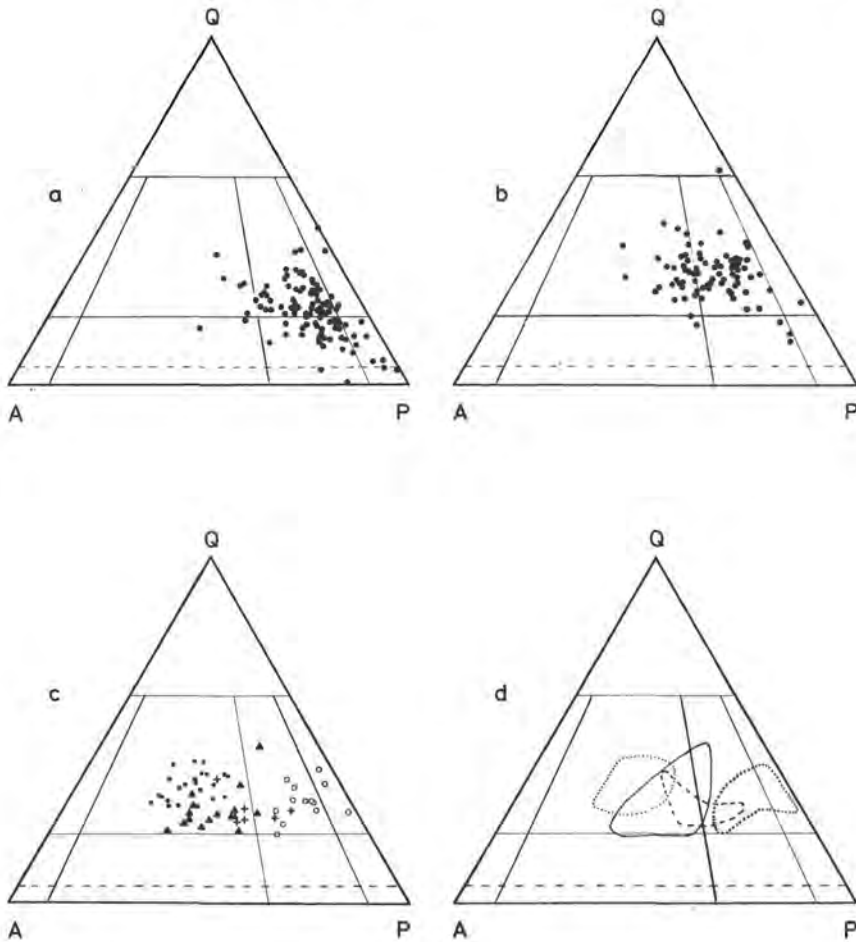


Abb. 8. Darstellung der Bergsträßer Granitoide (249 Analysen) im QAP-Dreieck.

Abb. 8a. Sogenannter „Hornblendegranit“ vom Weschnitzpluton (108 Analysen). Die darstellenden Punkte überlappen die Bereiche der Diorite, Quarzdiorite, Quarzmonzodiorite und Granodiorite; die meisten häufen sich aber im letztgenannten Feld.

Abb. 8b. Variationsbreite des sog. „Fiasergranites“ (83 Daten). Auch hier wiederum ein Übergreifen der Punkte vom Granodiorit- ins Granitfeld.

Abb. 8c. Zusammenschau der Analysen der Melibokus-Granodiorite (Kreise, 13 Analysen), Tromm-Granitoid (Kreuze, 6 Analysen), Heidelberger Granite (Dreiecke, 16 Analysen) und Aplitgranite (Punkte, 23 Analysen).

Abb. 8d. Variationsfelder derselben Abarten wie in Abb. 8c. Melibokus-Granodiorit (Kreuze), Tromm-Granitoid (Striche), Heidelberger Granit (ausgezogene Linie), Aplitgranit (Punkte). Alle Typen nehmen eng begrenzte Felder ein.

blende. Das Gefüge ist „primärgneisig“ (NICKEL und MAGGETTI 1974) entwickelt mit Übergängen zu blastoklastischen bis mylonitischen Abarten.

Eine normalmagmatische, „eugranitische“ Erstarrungsstruktur ist nur in kleineren Stöcken (z. B. Lichtenberg) oder Zonen anzutreffen.

4.4. Der Biotit-Granitoid Typ Tromm. (Tab. 1–2, Nr. 15)

Im östlichen Teil des Süd-Odenwaldes ist in einem Nord-Süd gerichteten Keil der Granit bis Granodiorit der Tromm (Abb. 8c, d) anzutreffen. Das rötliche, grobe Gestein ist mafitarm, quarzreich und verdankt den porphyrtartigen Charakter den gerundeten Kalifeldspat-Augen. Es ist besonders im Süden von einer feinerkörnigen Abart durchschliert und wird von einem, den hellen Schlieren ähnlich zusammengesetzten „jüngeren Granit“ (G_2) durchschlagen (s. unter 4.6).

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (An 27–25), Mikroklin, Biotit.

4.5. Der Biotitgranit Typ Heidelberg. (Tab. 1–2, Nr. 17)

Im südlichen Odenwald tritt ein Granit auf, der durch zahlreiche mittelgroße bis große, z. T. idiomorphe Kalifeldspat-Einsprenglinge in einer mittelkörnigen Gesteinsmasse gekennzeichnet ist. In der Grundmasse sind Quarz, Biotit, Orthoklas/Mikroklin, Plagioklas (An 30–12), anzutreffen. Akzessorien: Titanit, Apatit, Zirkon, Magnetit, selten Turmalin.

Paralleltexturierte Abarten treten bevorzugt am Kontakt zu den Hüllgesteinen auf und werden als synkinematische Erscheinungen gedeutet (EIGENFELD 1963).

4.6. Die aplitischen Biotitgranite. (Tab. 1–2, Nr. 18)

Von G. KLEMM wurden solche feinkörnige Gesteine als „jüngerer Biotitgranit (G_2)“ bezeichnet. Es handelt sich hier um späte Nachschübe, die alle anderen Plutonite durchschlagen. Allerdings wurden in schlecht erschlossenen Räumen (z. B. im Gebiet um Neutsch) auch andere feinkörnige Gesteine (Aplitgneise) „ G_2 “ genannt; diese sind hier auszuschließen. In der typischen Ausbildung liegt ein hell-rötliches, glimmerarmes Gestein von massigem Gefüge vor. Mehrheitlich sind zwar feinkörnige Gefüge entwickelt, doch kommen auch größere Partien vor. Solche schlierig ausgebildete Bereiche können Drusen mit Muskowit, Turmalin und Beryll führen.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (An 25–15), Orthoklas/Mikroklin.

II. Zur Typologie der Bergsträßer Plutonite

Wer eine petrographische Exkursion in den Odenwald vorbereitet, muß sich, in Ermangelung eines modernen Führers, viele Daten aus verstreuten Literaturangaben zusammensuchen. In diesem Sinne sollen die nachfolgenden zwei Tabellen als Vorbereitungshilfen verstanden werden. In der ersten Tabelle sind die in Kapitel I besprochenen Haupttypen des Bergsträßer Odenwaldes nach ihren Typ-Lokalitäten geordnet, während in der Tabelle 2 ihre modalen und chemischen Eigenschaften aufgeführt sind.

III. Das Intrusionsniveau der Bergsträßer Plutonite

Nach NICKEL (1965) muß man fragen, welches Krustenstockwerk im Odenwälder Kristallin erschlossen ist. Für die aus großer Tiefe aufgestiegenen Gabbros des Frankenstein ist das freigelegte Niveau wohl die Dachregion (TROCHIM 1955, 1960). Hingegen muß nicht angenommen werden, daß die Granitoide einen langen Aufstiegsweg hinter sich gebracht haben, ehe sie zwischen den alten Gneisen erstarrt sind. In diesem Sinne erschließt

der Bergsträßer Odenwald eine „wurzelnaher Zone“ (NICKEL 1965). Die Intrusionen und Durchtränkungen stammen aus einem relativ nahen Untergrunde, wo sich Magmen gebildet oder gesammelt haben. Eine andere Frage ist, wie hoch die Auflast über dem Intrusionsort war. Hierüber hat MAGGETTI (1974) orientiert und eine Kristallisationstiefe von 3–4 km für die Bergsträßer Hornblende-Gabbros angenommen.

Schon aus geologisch-petrographischen Kriterien ist ein allzutiefes Niveau abzulehnen; in den Hornblende-Gabbros stecken schlierige Hornblende-Pegmatite, Mikro-Gabbros deuten auf schnelle Abkühlung, das anatektische Niveau ist im Bergsträßer Odenwald selten erschlossen (BARTH 1972, MATTHES et al. 1972, VON RAUMER 1973), die Orbiculite bilden sich in dachnahen Partien (VAN DIVER & MAGGETTI 1975), das Vorwalten von Hornblende und Biotit in den Gabbros und Dioriten kann als Kristallisation derselben in der wassergesättigten Dachregion tieferer, trockener Magmen gedeutet werden (TROCHIM 1960), der Zonarbau der Plagioklase ist für Intrusionen unter geringer Decklast typisch.

Eine echte Abschätzung der Kristallisationstiefe von Magmen kann aber nur mit Hilfe petrologischer Kriterien erfolgen. Die Einstufung der Beerbachite durch MATTHES und SCHUBERT (1971) als Produkte einer durch den Olivin-Gabbro verursachten Kontaktmetamorphose (maximale Decklast 3–4 km = 1 kb) zeigt indirekt natürlich an, daß diese Decklast auch für den Gabbro gelten muß.

Leider sind kontaktmetamorphe Phänomene im Odenwald selten (Frankenstein, Laudenau). Im folgenden soll die Abschätzung der Kristallisationstiefe mittels Kombination von Gesteinschemismus, petrologischer Experimente und mikroskopisch ermittelter Mineralausscheidungsfolgen vorgenommen werden.

Die Abschätzung des relativen Mineralalters im Schriff stößt bei den Odenwälder Gesteinen auf mancherlei Schwierigkeiten. So ist bei den paralleltexturierten, als Primärneigige anzusehenden Abarten (z. B. Biotit-Dioriten, Flasergraniten) nicht zu entscheiden, inwieweit die beobachtete Sequenz der magmatischen Ausscheidungsfolge oder der (primärneigigen) Umkristallisation entspricht. Weiter deuten Anzeichen darauf hin, daß auch in den magmatischen Typen viele Mineral-Reliktstrukturen vorliegen; dies könnte dahin gedeutet werden, daß das betreffende Gestein nicht aus einem total flüssigen Magma erstarrte, sondern daß hier evtl. ein Anatexit in teilaufgeschmolzenem, breiartigen Zustand intrudierte und die Mineralsequenz somit ganz andere Verhältnisse widerspiegelt.

Um diesen Zweideutigkeiten aus dem Wege zu gehen, beschränkte sich die nachfolgende Überlegung auf Gesteine mit massivem Gefüge.

Die Odenwälder Gabbros gehören chemisch gesehen zur Gruppe der High-Alumina-Basalte (KUNO 1960). Der Frankensteiner Typ hat die Kristallisationsfolge: Plagioklas + Olivin/Pyroxen/Hornblende, wobei letztere sicher autometamorphe Ursprungs ist (TROCHIM 1960). Hingegen könnte sich der Plagioklas doch kurz vor dem Olivin ausgeschieden haben, da in den Olivinen häufig kleine Plagioklas-Einschlüsse gefunden werden, sich umgekehrt aber selten große Olivine in den Plagioklasen finden. Nach Abb. 9 muß dieser Gabbro unter den Druckbedingungen von 1 kb, also in flacher Tiefe kristallisiert sein, was sehr gut mit den Ergebnissen von MATTHES und SCHUBERT (1971) übereinstimmt.

In den Hornblende-Gabbros ist die Hornblende jünger als der Plagioklas. Die Kristallisationstiefe dieser Gesteine muß unter einer Tiefe, die einem H_2O -Druck von 2,7 kb entspricht, gelegen haben. In gewissen Gabbro-Typen (Plagioklas-Gabbro-Porphyr, MAGGETTI 1971, 1974) hingegen sind die oliven Hornblenden in den Großplagioklasen eingeschlossen; diese sind demnach in größeren Tiefen kristallisiert und stellen Primärausscheidungen des Magmas dar.

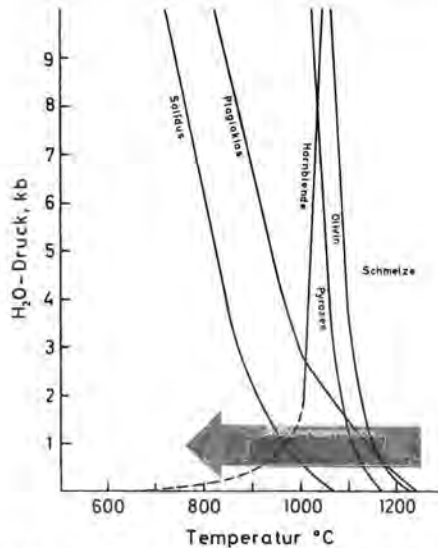


Abb. 9. High-alumina-basalt/ H_2O -System nach YODER und TILLEY (1962). Der schraffierte Bereich entspricht den vermutlichen p , t -Kristallisationsbedingungen der Olivin-Gabbros vom Frankenstein.

Bei der Abschätzung der Mineralausscheidungsfolge in den Hornblende-Gabbros bis -Dioriten darf der Zonarbau der Plagioklase und Hornblendens nicht außer acht gelassen werden; spezifisch ist also das Verhältnis zwischen oliviner Hornblende und basischem (oft serizitisiertem) Plagioklas.

Für die saueren Gesteine sind die Experimente von GIBBON und WYLLIE (1969) und PIWINSKII (1968–1974) heranzuziehen. Nach ihnen ist in Hornblende-führenden Typen das Altersverhältnis Hornblende/Plagioklas von Wichtigkeit, in den Biotit-führenden das relative Alter Biotit/Plagioklas. Wie die Abb. 10 zeigt, verschiebt sich der Schnittpunkt der Hornblende/Plagioklas-Kurven sowie Biotit/Plagioklas-Kurven mit zunehmendem Differentiationsindex zu niedrigeren Drücken.

In den meisten Hornblende-Gabbrodioriten bis -Dioriten ist der Plagioklas älter als die Hornblende, diese Gesteine sind demnach unterhalb einem Druck von 2–2,2 kb kristallisiert. Eine Ausnahme bildet der Biotit-Hornblende-Granodiorit des Weschnitzplutons, dessen Hornblende älter als der Plagioklas ist; doch sieht man auch das umgekehrte Altersverhältnis, womit die Kristallisationstiefe dieses Magmenkörpers laut Abb. 10 einem p_{H_2O} von 2 kb entsprechen sollte. Stützt man sich nur auf das Verhältnis Hornblende/Plagioklas, so scheint die Abfolge problemlos. Doch kann das Verhalten des Biotites (älter als Plagioklas und Hornblende!) mit den Experimenten nicht in Einklang gebracht werden; nach diesen müßte er jünger sein. Vielleicht hat er sich unter anderen Bedingungen als diejenigen der Experimente (dort $p_{H_2O} = p$ total) gebildet!

Die hornblendefreien Typen (Melibokus-Granodiorit, Lichtenberger Granit) weisen die Altersrelation Plagioklas + Biotit/Quarz/Kalifeldspat bzw. Plagioklas/Biotit/Quarz/Kalifeldspat auf. Demnach ist der Lichtenberger Granit unterhalb 1,5–2 kb kristallisiert. Im Falle des Melibokus-Granodiorites ist keine Aussage möglich, da das Altersverhältnis Plagioklas/Biotit nicht bestimmt werden kann. Auch im Falle der Kalifeldspat-führenden

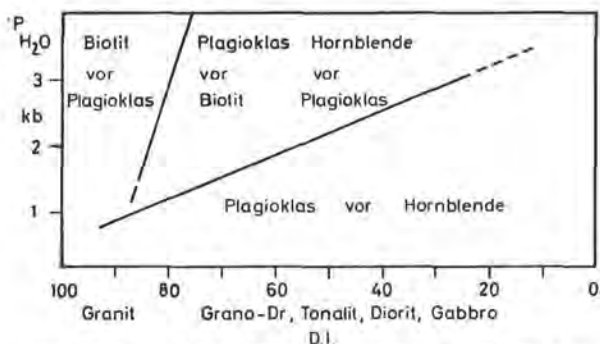


Abb. 10. Lage des Schnittpunktes der Ausscheidungskurven von Hornblende + Plagioklas und Biotit + Plagioklas in Abhängigkeit von Gesteinschemismus (Differentiationsindex, Kalkalkaligesteine) und H₂O-Druck. Die Kurven wurden auf Grund der experimentellen Daten von GIBBON und WYLLIE (1969), PIWINSKII (1968–1974), PIWINSKII und WYLLIE (1968, 1970) und YODER und TILLEY (1962) ermittelt.

Differentiationsindex (D.I.) nach THORNTON und TUTTLE (1960) = Summe der normativen Minerale Quarz + Orthoklas + Albit + Nephelin + Leuzit + Kalsilit in Gew.-%.

Im Diagramm ist eingetragen, welchen Gesteinen die errechneten Chemismen (D.I.) entsprechen.

Gesteine ist die Altersabschätzung der einzelnen Minerale nicht einfach, da oft die späte Blastese des Kalifeldspates die älteren Kristallisationsphasen verwischt.

Zusammenfassend kann Folgendes festgestellt werden:

a) Die Bergsträßer Magmen kristallisierten bei Drucken unterhalb von 2,5 kb, und für den Olivin-Gabbro vom Frankenstein muß man sogar nur 1 kb annehmen. Da der Frankenstein die älteste herzynische Intrusion des Odenwaldes darstellt (KREUZER et al. 1967, 1969), müßten die jüngeren Intrusionen auch in derselben Tiefe wie dieser kristallisiert sein – vorausgesetzt, der heutige Anschnitt entspricht dem damaligen Intrusionshorizont und nicht etwa einem späteren Schollenbau. Nach den Arbeiten von WAGNER (1969) ist zwar seit der Oberkreide ein unterschiedliches Aufstiegsverhalten von Süd- und Nord-Odenwald festzustellen, doch sind die Niveau-Unterschiede zwischen diesen beiden Bereichen zu gering, um für unsere Betrachtungen eine Rolle zu spielen.

Ausgehend von den Annahmen, daß der heutige Anschnitt \pm den damaligen Intrusionshorizont darstellt, daß der damalige Belastungsdruck dem Wasserdampfdruck der Magmen entsprach, ist eine Intrusionstiefe von 3,5–5 km entsprechend einem Druck von 1–1,5 kb für die Bergsträßer Magmen anzunehmen.

b) Somit ergibt sich folgende zeitliche großgeologische Abfolge: die Hauptmetamorphose der vorvaristischen Elemente des Bergsträßer Odenwaldes erfolgte in einer Tiefe von ca. 15–22 km (4–6 kb, OKRUSCH et al. 1975) bei Maximal-Temperaturen von 650–670°C. Damaliger geothermischer Gradient: 30–45°C/km.

Nachher wurde das Gebirge gehoben; in dieser Dehnungsphase drangen Magmen unterschiedlicher Basizität ein, kristallisierten in einer Tiefe von 3,5–5 km und erzeugten, bei genügend großer Temperaturdifferenz zum Nebengestein, eine Kontaktmetamorphose. Kur vor den Intrusionen herrschte im heutigen Odenwald-Anschnitt eine Temperatur von ungefähr 170–200°C mit einem geothermischen Gradienten von 48–57°C/km (MAGGETTI 1974).

Die bis jetzt bekannten Altersdaten der Bergsträßer Tiefengesteine ermöglichen auch eine Abschätzung der Hebungsgeschwindigkeit bzw. Abtragungsrates des varisti-

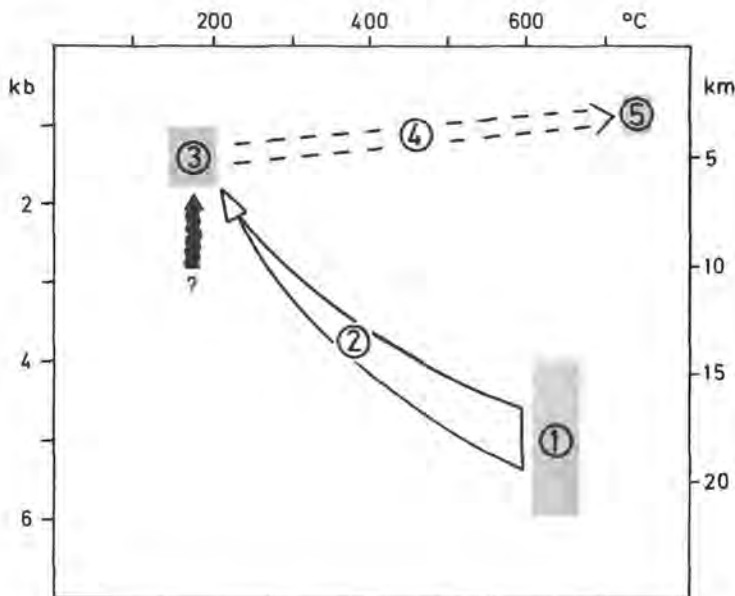


Abb. 11. Schematischer Entwicklungsgang des mittleren Bergsträßer Odenwaldes (heutiger Anschnitt) im p-t-Diagramm. 1. Regionalmetamorphose Überprägung des Grundgebirges. Zeitpunkt? Geothermischer Gradient 30–45°C/km. 2. Hebung des Gebirges. 3. Intrusion der varistischen Magmen (schwarzer Pfeil) in das gehobene und abgekühlte Gebirge. Geothermischer Gradient bei der Intrusion 48–57°C/km. Das Fragezeichen soll andeuten, daß die Herkunft (Entstehungsmechanismus und -Ort) der Magmen nicht immer geklärt ist. 4. Aufheizung des Grundgebirges durch die abkühlenden Magmen. 5. Die höchstgradierten Kontaktmetamorphosen werden von den hochtemperierten Gabbromagmen (Frankenstein) erzeugt. Hebungsgeschwindigkeit des Gebirges zur Zeit der Magmenabkühlung: 0,3–0,4 mm/Jahr.

schen Gebirges. Nach KREUZER et al. (1967, 1969), TABORSZKY et al. (1969) und TABORSZKY (1976) sind alle untersuchten Plutonite des Bergsträßer Odenwaldes (mit Ausnahme des Gabbros vom Frankenstein) gleich alt; die Hornblenden besitzen ein K/Ar-Alter von ca. 325 Mio Jahren, die Biotite ein solches von etwa 315 Mio Jahren. Es ergibt sich somit eine Altersdifferenz von 10 Millionen Jahren zwischen beiden Mineralien. Nimmt man wie TABORSZKY (1976) an, daß die Hornblenden bei 500°C, die Biotite bei 300°C für K/Ar zum geschlossenen System werden, so sind die Gesteine in 10 Millionen Jahren um 200°C abgekühlt worden.

Unter Zugrundelegung einer gleichmäßigen Abkühlungsgeschwindigkeit sowie eines gleichmäßigen geothermischen Gradienten im betrachteten Gebiet (die gleichen Alterswerte sind ein guter Hinweis!), lassen sich Hebungsgeschwindigkeiten bzw. Abtragungsraten berechnen. Bei einem geothermischen Gradienten von 48°C/km ergibt sich so eine Hebung bzw. Abtragung von 4,1 km in 10 Mio Jahren (Differenz 10,4 km für 500°C – 6,25 km für 300°C), bei einem solchen von 57°C/km eine Abtragung von 3,5 km in 10 Mio Jahren (Differenz 8,8 km für 500°C – 5,3 km für 300°C).

In der postintrusiven Phase d.h. während der Abkühlung der Plutonite) ist das Gebirge somit um 0,3–0,4 mm/Jahr gehoben bzw. abgetragen worden. Wie lange diese Raten bzw. Geschwindigkeiten angedauert haben, läßt sich natürlich nicht sagen.

Danksagung

Diese Arbeit wäre ohne die Mithilfe von Prof. NICKEL, Prof. KLEMM (Bereitstellung der Münchner Diplomarbeiten) und Prof. VON RAUMER (Einsichtnahme unveröffentlichter Modalanalysen) nicht zustande gekommen. Ihnen allen danke ich hiermit für Ihre Hilfe und Kritik.

Schrifttum

a) in dieser Arbeit genannt

- BARTH, H. (1972): Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). Abh. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 66, Wiesbaden.
- BAUER, G. (1969): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Bergsträßer Odenwaldes im Raum Lichtenberg-Billings. Dipl. Arbeit Univ. München.
- DITTRICH, M. (1907): Chemisch-geologische Untersuchungen über „Absorptionsercheinungen“ bei zersetzten Gesteinen. – Mitt. Bad. Geol. Landesamt, 5, S. 1–23.
- VAN DIVER, B. und MAGGETTI, M. (1975): Orbicular gabbro from Reichenbach in the Bergsträßer Odenwald, Germany. N. Jb. Miner. Abh., im Druck.
- EIGENFELD, R. (1963): Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 6, S. 137–238.
- ERDMANNSSDOERFFER, O. H. (1941): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes I. Schollen und Mischgesteine im Schriesheimer Granit. S.-B. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 1.
- (1947): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. II. Die Diorite des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. Heidelberger Beitr. Mineralog. Petrogr., 1, S. 37–85.
- FRIEDRICH, G. (1955a): Petrographie und Tektonik des Melibokus-Massivs. Aufschluß, 2. Sonderheft, S. 35–40.
- (1955b): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes VIII: Das Granitmassiv des Melibokus im Odenwald und seine Randzone. Heidelberg. Beitr. Min. Petr., S. 65–99.
- GIBBON, D. L. und WYLLIE, P. J. (1969): Experimental studies of igneous rock series: the Farrington complex, North Carolina, and the Star Mountain Rhyolite, Texas. J. Geology, 77, S. 221–239.
- HORN, P. (1965): Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. N. Jb. Miner. Mh. 4, S. 149–164.
- KLEMM, D. D. und WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh. 116, 1, S. 80–111.
- (1972): Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh. 118, 1, S. 43–73.
- KLEMM, G. (1925): Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorpessars. Notizbl. Ver. Erdkunde 5, 8. Heft, Darmstadt.
- (1936): Über den Hypersthengabbro von Groß-Bieberau und seine Einschlüsse. Notizbl. Hess. Geol. Landesamt, Darmstadt, V. 17.
- KNAUER, E. (1969): Konvergenzerscheinungen granitoider Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergneisen des Gebietes Brandau-Neunkirchen/Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 110, 3, S. 287–328.
- KREUZER, H., TABORSZKY, F. und HARRE, H. (1967): K/Ar-Alter von Hornblenden und Biotiten des Kristallinen Odenwaldes. Vortrag. 1. Odenwald-Kolloquium i. Rahmen der 57. Jahrestagung Geol. Vereinigung, Mainz.
- (1969): K/Ar ages of amphiboles and biotites from crystalline rocks of the Odenwald, Germany. Colloq. Geochron, phanerozoic belts, Zürich u. Bern 1969, 1 (Meeting); Zürich-Bern.
- KONU, H. (1960): High-alumina basalt. J. Petrol. 1, S. 121–145.
- LEMKE, E. (1940): Dunkle, polierbare Gesteine des Odenwaldes. Z. prakt. Geologie, 48, S. 9–11.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges (Mittlerer Bergsträßer Odenwald). N. Jb. Miner. Abh. 115, 2–3, S. 192–251.
- (1974): Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 1, S. 39–57.
- MAGGETTI, M. und NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 119, 3, S. 232–265.
- MATHEIS, G. (1971): Geologische Untersuchungen im Bergsträßer Odenwald um Groß-Bieberau. Dipl. Arbeit Univ. München.
- MATTHES, S. und SCHUBERT, W. (1971): Der Original-Beerbach im Odenwald, ein Amphibolit-Hornfels in Pyroxen-Hornfelsfazies. Contr. Min. Petr. 33, 1, S. 62–86.
- MATTHES, S., OKRÜSCH, M. und RICHTER, P. (1972): Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 116, 3, S. 225–267.
- NICKEL, E. (1952a): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes V. Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald). Heidelberg. Beitr. Min. Petr., S. 97–123.
- (1952b): Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. (Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes VI.). Sitzber. Heidelberger Ak. Wiss. math.-naturwiss. Kl. 3, S. 385–503.
- (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. N. Jb. Miner. Mh., S. 43–53.

- NICKEL, E. und MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogenen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. Geol. Rundschau, 63, 2, S. 618–654.
- OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1969): Zur Geochemie der Dioritgruppe. Contr. Miner. Petr. 21, S. 75–110.
- OKRUSCH, M., VON RAUMER, J. F., MATTHES, S., SCHUBERT, W. (1975): Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald. Dieses Sonderheft, Aufschluß.
- PFANNENSTIEL, M. (1927): Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 27, 3, S. 181–278.
- PIWINSKI, A. J. (1968): Experimental studies of igneous rocks series central Sierra Nevada Batholith, California. J. Geol. 76, S. 548–570.
- (1973a): Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada Batholith, California: Part II. N. Jb. Miner. Mh. 5, S. 193–215.
- (1973b): Experimental studies of Granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, S. 107–130.
- (1974): Experimentelle Untersuchungen an granitischen Gesteinen von den südlichen Coast-Ranges, Transverse-Ranges und der Mojave-Wüste, Kalifornien. Fortschr. Miner. 51, 2, S. 240–255.
- und WYLLIE, P. J. (1968): Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Willowa Batholith, Oregon. J. Geology, 76, S. 205–234.
- (1970): Experimental studies of igneous rock series: felsic body suite from the needle point pluton, Willowa Batholith, Oregon. J. Geology, 78, S. 52–76.
- VON RAUMER, J. (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). N. Jb. Miner. Abh. 118, 3, S. 313–336.
- SALOMON, W. und NOWOMEISKY, M. (1904): Die Lagerungsform des Amphibolperidotits und Diorites von Schriesheim im Odenwald. Verh. Naturhist. Ver. Heidelberg, 7, S. 633–652.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 107, S. 144–240.
- TABORSZKY, F. (1968): Petrographisch-mikroskopische Untersuchungen im Odenwaldkristallin. Notizbl., hess. Landesamt f. Bodenforsch. 96, S. 197–213.
- (1976): Gesichtspunkte zur Petrogenese des Odenwaldes. Abh. hess. Landesamt f. Bodenforsch., im Druck.
- TABORSZKY, F., KREUZER, H. und HARRE, W. (1969): K-Ar-Alter des Odenwaldkristallins. Vortrag, Jahrestagung der Dt. Geol. Ges., Freiburg i. Br.
- THORNTON, C. P. und TUTTLE, O. F. (1960): Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. Am. J. of Sc. 258, S. 664–684.
- TROCHIM, H. D. (1955): Der Gabbro vom Frankenstein. Aufschluß, 2, Sonderheft, S. 41–47.
- (1956): Das Gabbro-Massiv vom Frankenstein und sein Kontaktraum. Dipl. Arbeit. TH Darmstadt.
- (1960): Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein. Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- TROEGER, E. (1955): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. Neue Beiträge zur Kenntnis der Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes. Aufschluß, 2, Sonderheft, S. 4–18.
- WAGNER, G. A. (1969): Spuren der spontanen Kernspaltung des ²³⁸Urans, als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh. 110, 3, S. 252–286.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotitdioriten, Hornblendedioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh. 120, S. 119–146.
- YODER, H. S. und TILLEY, C. E. (1962): Origin of Basalt magmas; An experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3, S. 342–532.
- ZURBRIGGEN, B. (1976): Synogene Gesteinsbildung im Raum der Neunkircher Höhe. Abh. hess. Landesamt f. Bodenforsch., im Druck.

b) zusätzliches als Datenquellen verwendet

- BOSSDORF, H. (1961): Das Kristallin von Gadernheim und Laudenau im Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 95, 3, S. 370–419.
- DAUSCHEK, H. (1969): I. Bericht über die geologische Kartierung im Bergsträßer Odenwald vom Neunkirchen. II. Feinstratigraphie der Diorite vom Steinkopf bei Neunkirchen. Dipl. Arbeit Univ. München.
- FLECKENSTEIN, W. (1967): Geologische Untersuchungen im Bergsträßer Odenwald westlich Lindenfels. Dipl. Arbeit Univ. München.
- GABER, M. (1967): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lindenfels-Winterkasten. Dipl. Arbeit Univ. München.
- HELLMANN, K. (1971): Die Granodioritophyrite des Odenwaldes. Dipl. Arbeit Univ. Heidelberg.
- HINDEL, R. (1971): Geochemische Untersuchungen der Paragneise und Granitoide zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. Diss. Univ. Frankfurt.
- KUPFAHL, H. G., MEISL, St., KÜMMERLE, E. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstraße, 2. Auflage, Wiesbaden.
- LEINZ, V. (1931): Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehung zu Dioriten und Graniten. Min. Petr. Mitt. 42, 2–135.
- LEITNER, E. G. (1966): Die Gesteine des westlichen Bergsträßer Odenwaldes bei Heppenheim an der Bergstraße. Dipl. Arbeit Univ. München.
- MATHEIS, G. (1973): Geochemische und petrographische Untersuchungen im Migmatitzug nordöstlich Gadernheim/Odenwald. Diss. Univ. München.

- NICKEL, E. (1948): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes IV: Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald. Heidelberg Beitr. Min. Petr. S. 427-470.
- "- (1954): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes VII: Grenzfazies und Angleichgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwalde. Probleme zwischen Granit und Gneis in der alpidischen und varistischen Orogenese. Opuscula Min. Geol. II, Münster/Westf.
- "- (1956): Phasenablauf der Tektogenese im Raume Knoden (Odenwald). N. Jb. Miner. Abh. 89, 3, S. 302-366.
- NICKEL, E. und OBELODE/DÖNHOF, I. M. (1968): Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen IV. Die Beziehungen zwischen dem Hornblendegneis (Gnh) und dem sog. „Hornblendegranit“ (Gh) im Raume Ostern-Weschnitz. N. Jb. Miner. Abh. 109, 1/2, S. 63-93.
- TABORSZKY, F. (1962): Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. Beitr. Miner. Petr. 8, S. 354-392.
- TSCHIRWINSKY, P. (1925): Quantitative mineralogische Zusammensetzung von zwei deutschen Gabbrogesteinen. Centralbl. Min. etc. A, 9.
- "- (1926): Quantitative mineralogische Zusammensetzung von Quarzdioriten vom Kühlen Grund bei Eberstadt und von Weinheim im Odenwald. Centralblatt Min. etc. Abh. A, 395.
- WEINIG, H. (1968): Geologische Untersuchungen im Bergsträßer Odenwald südlich Reichenbach unter besonderer Berücksichtigung der dioritischen Gesteine. Dipl. Arbeit Univ. München.

Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald

Martin OKRUSCH, Braunschweig; Jürgen VON RAUMER, Fribourg;
Siegfried MATTHES und Wolfgang SCHUBERT, Würzburg

Kurzfassung/Abstract

Das kristalline Grundgebirge im Odenwald (SW-Deutschland) kann in drei Einheiten unterteilt werden: Bergsträßer Odenwald, Zwischenzone und Böllsteiner Odenwald. Nach einem Überblick über die metamorphen Serien der drei Einheiten wird ihr geologisches Alter und die Beziehungen zwischen Deformation und metamorpher Rekristallisation diskutiert. Charakteristische metamorphe Paragenesen, die in Teilen des Bergsträßer Odenwaldes gut entwickelt sind, weisen auf Wasserdampfdrucke um 4, sicher aber nicht höher als 6 kb, und Temperaturen von 600–700°C hin, während der variszischen Metamorphose realisiert waren.

The crystalline basement of the Odenwald (SW-Germany) is divided into three units: Bergsträsser Odenwald, Zwischenzone and Böllsteiner Odenwald. The metamorphic series in these units are reviewed, their possible geological age and the relationships between deformation and metamorphic recrystallization are discussed. Critical metamorphic assemblages, well developed in parts of the Bergsträsser Odenwald, point to water vapour pressures around 4, positively not higher than 6 kilobars and to temperatures of 600–700°C realized during the main Hercynian metamorphism.

1. Einführung

Das kristalline Grundgebirge des Odenwaldes baut sich im wesentlichen aus magmatischen Intrusiv-Gesteinen wie Gabbros, Dioriten, Granodioriten und Graniten sowie aus metamorphen Gesteinen auf, die die großen Intrusiv-Komplexe umrahmen und gliedern (Abb. 1). Die Metamorphite entstanden bei erhöhten Temperaturen und Drucken durch die Umprägung älterer, ursprünglich magmatisch oder sedimentär gebildeter Gesteine. Bei der Metamorphose wurde das Gefüge der Ausgangsgesteine weitgehend verändert. Darüber hinaus führte die Anpassung an einen neuen physikalisch-chemischen Gleichgewichtszustand zur Bildung neuer Mineral-Gesellschaften (Paragenesen), die oft für die Druck-Temperatur-Bedingungen der Metamorphose charakteristisch sind.

Die petrographische Untersuchung metamorpher Gesteine ermöglicht es in günstigen Fällen, ihre Entstehungsgeschichte zu entschlüsseln. Dabei sollen insbesondere die folgenden Fragen eine Antwort finden:

1. Art und Alter der Ausgangsgesteine.
2. Beziehungen zwischen metamorpher Umkristallisation und tektonischer Durchbewegung.

3. Alter der Metamorphose.

4. Druck-Temperatur-Bedingungen der Metamorphose.

Seit dem Erscheinen des Aufschluß-Sonderheftes Odenwald im Jahre 1955 hat sich der Kenntnisstand über die metamorphen Gesteine in diesem Kristallin-Gebiet erheblich vertieft. Eine Reihe petrographischer und geochemischer Spezialarbeiten aus jüngster Zeit hat uns der Beantwortung des Fragen-Katalogs nähergebracht. Die folgende Einführung hat allerdings nicht den Charakter eines Abschlußberichts, sondern soll vielmehr eine „Rastvorstellung“ vermitteln; es sollen nicht nur die gewonnenen Erkenntnisse, sondern auch die noch bestehenden – oder neu aufgetauchten! – Probleme herausgearbeitet werden.

II. Übersicht über die metamorphen Gesteine des Odenwaldes

Wie aus Abb. 1 hervorgeht, gliedert sich das kristalline Grundgebirge des Odenwaldes in drei Anteile von unterschiedlicher Flächenausdehnung. Der Hauptteil, in dem allerdings metamorphe Gesteine gegenüber magmatischen zurücktreten, wird als Bergsträßer Odenwald bezeichnet; ihm schließen sich im Osten die Zwischenzone und, weiter nordöstlich, der Böllsteiner Odenwald an.

1. Der Bergsträßer Odenwald

Die metamorphen Gesteine der Bergsträßer Odenwaldes werden durch ausgedehnte magmatische Intrusiv-Komplexe in schmale, oft unzusammenhängende Züge zerlegt, die ein generelles SW-NE-Streichen erkennen lassen:

1. Zug Eberstadt–Roßdorf.

2. Zug Auerbach–Felsberg–Groß-Bieberau.

3. Zug Glattbach–Laudenau und (südlich davon) der sog. Hauptschieferzug Heppenheim–Lindenfels–Reichelsheim.

4. Das sog. Schollen-Agglomerat im Raum zwischen Weinheim und Wald-Michelbach.

5. Zug Leutershausen–Schriesheimer Tal.

Am Aufbau dieser Züge beteiligen sich in unterschiedlicher Verbreitung eine Vielzahl von Gesteinstypen.

Metamorphe Sedimentgesteine

Am weitesten verbreitet sind feinkörnige **Biotit-Gneise** (ms^{13}), Muscovit-Biotit- und Muscovit-Gneise (msm), die häufig Granat führen und darüber hinaus, nur mikroskopisch erkennbar, wechselnde Mengenanteile an Cordierit, Andalusit und/oder Sillimanit sowie Akzessorien enthalten können. Neben Quarz und Plagioklas ist z. T. auch Kalifeldspat vorhanden. Diese Gneise gehen auf ehemalige Tonschiefer und Grauwacken zurück, wie auch durch geochemische Untersuchungen belegt werden konnte (HINDEL 1971; MATTHES et al. 1972). Etwas calcium-reichere Grauwacken wurden zu **Biotit-Hornblende-Gneisen** umgeprägt.

Bei Zunahme des Quarz-Gehaltes und entsprechender Abnahme der übrigen Gemengteile gehen die Biotit-Gneise ohne scharfe Grenze in **Quarzite** (msq) über, die sich von ehemaligen Sandsteinen ableiten lassen. Sediment-Lagen, in denen Phosphat oder bituminöse

¹³) Bezeichnung nach G. KLEMM und in den geologischen Karten 1:25 000 (Blätter Roßdorf, Neunkirchen, Lindenfels, Birkenau) und 1:100 000.

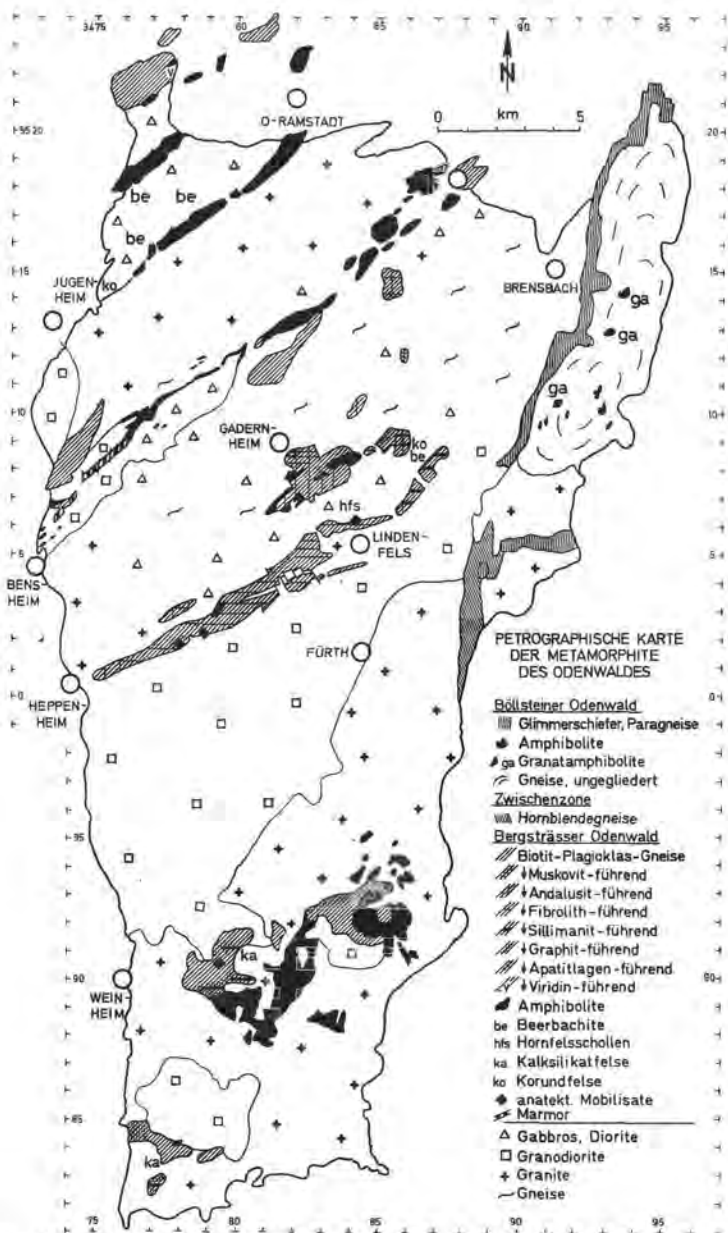


Abb. 1. Übersichtskarte der metamorphen Gesteine des Odenwaldes.

Substanz angereichert waren, liegen heute als Einschaltungen von **Apatit-Quarzit** (OSANN 1893) und **Graphit-Quarzit** bis **Graphit-Schiefer** von (BOSSDORF 1961; EIGENFELD 1963).

Neben den – stark vorherrschenden – metamorphen Tonschiefern, Grauwacken und Sandsteinen sind auch metamorphe Karbonat-Horizonte beteiligt, die sich zu unregelmäßigen, häufig auskeilenden Zügen innerhalb der Gneise anordnen. Verhältnismäßig reine Kalksteine wurden zu **Marmoren** (msk) umgeprägt, mehr mergelige Partien dagegen zu **Kalksilikat-Felsen** (mska); zwischen beiden Gesteinstypen bestehen gleitende Übergänge, je nach dem Mengenanteil an Karbonaten (hauptsächlich Kalkspat) und Silikaten (Plagioklas, Epidot, diopsidischer Pyroxen, Grossular, seltener Vesuvian, Skapolith, Wollastonit, ferner Quarz). Das bedeutendste Vorkommen metamorpher Karbonat-Gesteine im Odenwald ist das Marmorlager von Auerbach-Hochstädten, das schon seit dem 19. Jahrhundert durch seinen Mineral-Reichtum (u. a. auch an Sulfiden) berühmt ist und mehrfach bearbeitet wurde (zuletzt TABORSZKI 1954, 1955; BARTH 1971; MEISL 1972).

Extrem aluminium-reiche Metamorphite, die möglicherweise auf einen alten Verwitterungs-Horizont zurückgehen, stehen im Raum Nieder-Beerbach-Seeheim und Laudenua-Klein-Gumpen an. Es handelt sich um Gesteine mit wechselnden, z. T. hohen Gehalten an **Korund** und/oder **Spinell** (Hercynit) neben Magnetit und Silikat-Mineralen: insbesondere Granat, Cordierit, Andalusit/Sillimanit, Chlorit, Biotit, Muscovit, Plagioklas (KLEMM 1916; BOSSDORF 1961). Auch die **Kinzigite** von Gadernheim sind durch einen hohen Aluminium-Überschuß ausgezeichnet. Diese Gesteine bestehen meist zu 60–70 Volumen-% aus Granat + Cordierit + Biotit und enthalten daneben Plagioklas, Quarz sowie etwas Andalusit und Sillimanit (KLEMM 1919; BOSSDORF 1961; WIRSCHING 1969).

Metabasite und metamorphe Ultrabasite

Zwischen die metamorphen Sedimentgesteine schalten sich ausgedehnte Züge von **Amphiboliten** ein. Diese Gesteine sind durch die Mineral-Kombination gemeine grüne Hornblende + Plagioklas (An-Gehalt meist 25–55 Mol-%) gekennzeichnet und führen zusätzlich Biotit, diopsidischen Pyroxen, Epidot und Quarz in wechselnden Mengenverhältnissen (SCHUBERT 1968). Magmatische Relikt-Gefüge und die chemische Zusammensetzung lassen keinen Zweifel daran, daß die Amphibolite auf basaltische Vulkanite und deren Tuffe zurückgehen (SCHUBERT 1968), eine Auffassung, die durch zusätzliche geochemische Daten von KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1971, 1972) sowie durch BARTH (1972) bestätigt werden konnte. Dem widerspricht auch nicht der Befund, daß sich die Amphibolite im Streichen mit metamorphen Karbonat-Gesteinen verzahnen, wie Beobachtungen im Felsbergzug (BARTH 1972) und im Görzklüngental (VON RAUMER, unpubl.) ergaben.

Metamorphe Ultrabasite, sog. **Hösbachite**, wurden von SCHUBERT (1968) im Raupenstein-Gebiet bei Kolmbach, am Vogelheerd bei Laudenua, an den Kohlstöcken bei Rodau und an der Ansprücker Höhe bei Roßdorf gefunden und später (SCHUBERT 1969) eingehend bearbeitet. Die Hösbachite sind durch die Paragenese magnesium-reiche (cumingtonitische) Hornblende + magnesium-reicher Chlorit gekennzeichnet; zusätzlich können noch Talk (bei Laudenua) oder Spinell, Klinozoisit und Sericit (bei Roßdorf) auftreten; der Gehalt an Erzkristallen kann bis über 10 Volumen-% ansteigen. Gefüge-Relikte und die chemische Zusammensetzung der Hösbachite lassen mit Sicherheit auf ehemalige Pyroxenite als Ausgangsmaterial schließen, quarz-feldspat-freie Gesteine aus überwiegend Pyroxen und Olivin mit etwas primärer Hornblende. Ganz ähnliche Gesteine sind aus dem Spessart-Kristallin schon länger bekannt und wurden nach einem dortigen Vorkommen als Hösbachite bezeichnet (MATTHES und OKRUSCH, 1965a); eine eingehende Bearbeitung erfolgte durch MATTHES und SCHUBERT (1967).

Helle, quarz-feldspat-reiche Gneise und Mobilisate

Im Bergsträßer Odenwald sind helle, quarz-feldspat-reiche Biotit- und Biotit-Hornblende-Gneise der Zusammensetzung Quarz + Plagioklas \pm Kalifeldspat + Biotit \pm Hornblende \pm Muscovit weit verbreitet. Sie stehen in vielfältigem, schlierigem bis streifigem Verband mit feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen und Amphiboliten. Die Deutung dieser hellen Gneis-Partien hat immer wieder große Schwierigkeiten gemacht; insbesondere ist es oft unmöglich, ihr Ausgangsmaterial eindeutig festzustellen. Bei Annahme einer isochemischen Metamorphose, d. h. ohne Stoffzu- oder -abfuhr, könnte man diese Gneise sowohl von Arkosen und feldspat-reichen Grauwacken als auch von granodioritischen bis quarzdioritischen Magmatiten ableiten. Häufig ist es aber unsicher oder sogar unwahrscheinlich, daß die Bildung der hellen Gneis-Partien durch eine isochemische Metamorphose erfolgte; denn an vielen Stellen weisen die Verbandsverhältnisse und die Gefüge auf vielfältige Mobilisations-Erscheinungen hin, bei denen es zu einem Stoffaustausch im Zentimeter- bis Meter-Bereich oder über noch größere Entfernungen kam. Die Mobilisate lagen wohl teils als überkritische, wässrige Lösungen, teils als echte Schmelzen vor; sie wurden entweder aus der Tiefe zugeführt oder auch am Ort gebildet. An vielen Stellen führte die Mobilisation zu einer starken Umkristallisation der hellen Gneis-Partien, und dadurch wurde die Parallel-Textur der Gneise oft bis zur Unkenntlichkeit ausgelöscht. Solche Partien erinnern in ihrem Gefüge stark an magmatisch gebildete Tiefengesteine. Umgekehrt wurde den Magmatiten im Bergsträßer Odenwald bei ihrer Intrusion in den Gneisrahmen eine Parallel-Textur („Flaserung“) aufgeprägt, so daß ihr Gefüge gneis-ähnlich wurde. Ein gutes Beispiel sind die flasrigen Granodiorite (Flasergranite“, Gh) der Neunkirchener Höhe (ZURBRIGGEN 1974). Die geschilderten Erscheinungen machen es den Odenwald-Bearbeitern oft schwer, zwischen magmatischen Intrusiv-Gesteinen und Metamorphiten zu unterscheiden. Diese Problematik wurde von NICKEL und MAGGETTI (1974) in einer ideenreichen Studie herausgearbeitet, die die Ergebnisse der zahlreichen Spezial-Untersuchungen zu diesem Thema (ERDMANNSDÖRFER 1947; NICKEL 1949, 1954, 1956; EIGENFELD 1963; HORN 1965; KNAUER 1969; BARTH 1970, 1972; MATTHES et al. 1972) zusammenfaßt und kommentiert.

2. Die Zwischenzone

Zwischen dem Bergsträßer und dem Böllsteiner Kristallin-Anteil erstreckt sich eine Gneiszone, die zwar nur 1–2 km breit ist, sich aber auf etwa 15 km Länge in nord-südlicher Richtung von Unter-Ostern bis Aschbach verfolgen läßt (Abb. 1). Sie wurde erstmals von NICKEL (1952) als „Zwischenzone“ definiert und führt als Hauptgestein einen **Biotit-Hornblende-Lagengneis** (kurz als **Hornblendegneis** bezeichnet) mit der Mineral-Paragenese Quarz + Plagioklas + Kalifeldspat + Biotit + Hornblende. In seiner Zusammensetzung entspricht der Hornblendegneis weitgehend dem Granodiorit des Weschnitz-Plutons, mit dem er im Raum Ostern zusammenstößt. Aus diesem Grunde faßt KLEMM in seinen geologischen Karten den Hornblendegneis als Gh. fl mit der geflaserten Randfazies des Weschnitz-Granodiorits (Gh. fl) zusammen; Gneis-Partien mit reichlichen **Amphibolit**-Einschaltungen wurden von KLEMM als Gh.ms ausgeschieden. Erst NICKEL und OBELODE-DÖNHOF (1962, 1968) grenzten beide Gneistypen auf Grund gefügekundlicher Kriterien voneinander ab. Nach diesen Autoren bildet der Hornblendegneis eine alte prävariscische Schwelle zwischen dem Bergsträßer und dem Böllsteiner Kristallin.

Als Gefüge-Varietäten des Biotit-Hornblende-Lagengneises, die eine ähnliche Zusammensetzung wie der Haupttypus besitzen, wurden von NICKEL und OBELODE-DÖNHOF (1962) im Raum Ostern-Weschnitz ein **Augengneis** (an der Basis der Gneis-Schwelle)

sowie der (in variscischer Zeit) stärker umkristallisierte **Dachsberg-Gneis** ausgeschieden. In den oberen Bereichen der Schwellen-Zone tritt eine sog. „**Bunte Serie**“ auf, die durch eine, noch vor-variscische Plättungs-Tektonik überprägt wurde und sich aus dem „**Graugneis**“ und dem „**Rotgneis**“ zusammensetzt. Beide sind im Vergleich zum Haupttypus hornblende-arm, bei Aschbach sogar hornblendefrei und enthalten mehr Kalifeldspat als dieser; der „**Rotgneis**“ ist noch wesentlich kalifeldspat-reicher als der „**Graugneis**“. Dieser enthält bei Aschbach dunkle Lagen von kalifeldspat-freiem Biotit-Plagioklas-Gneis (NICKEL 1952, 1964). Die „**Graugneise**“ sollen – wenigstens zum Teil – auf ehemaliges Sediment-Material zurückgehen, das von granitischen Adern und Gängen durchsetzt war; aus diesen granitischen Einschaltungen entstanden bei der metamorphen Überprägung die „**Rotgneise**“. Im Raum Aschbach wurden „**Graugneis**“ und „**Rotgneis**“ teilweise noch durch die nachfolgende Intrusion des variscischen Tromm-Granits in ihrer stofflichen Zusammensetzung und in ihrem Gefüge verändert (NICKEL 1952, 1954, 1964; NICKEL und OBELODE-DÖNHOF 1962, 1968).

3. Der Böllsteiner Odenwald

Der Böllsteiner Kristallin-Anteil im Nordosten des Odenwälder Grundgebirges ist durch eine kuppel-förmige Anlage gekennzeichnet, die bereits VON BUBNOFF (1926) erkannt hatte. Diese **Böllsteiner Gneiskuppel** besteht aus einem Gneiskern, der von der sog. Schieferhülle umgeben ist (Abb. 1). Beide Gesteins-Serien zeigen umlaufendes Streichen.

Die Schieferhülle

Nach der detaillierten Beschreibung von CHATTERJEE (1960) ist die Böllsteiner Schieferhülle in erster Linie aus metamorphen Tonschiefern (bis Grauwacken) aufgebaut, die zu feldspat-armen **Glimmerschiefern** bis **Quarz-Glimmer-Schiefern** mit der Paragenese Quarz + Muscovit + Biotit \pm Granat (+ Plagioklas + Kalifeldspat) umgeformt wurden. Daneben treten – bevorzugt im Grenzbereich zum Gneiskern – feldspat-reichere **Biotitgneise** aus Quarz + Plagioklas + Kalifeldspat + Biotit auf. In untergeordneter Menge sind in die Glimmerschiefer und Gneise dünne Bänke von Kalk-Silikat-Fels eingeschaltet, ferner kalifeldspat-führende Biotit-Amphibolite, und nach KORN (1929), Granit-Quarzite.

Gneiskern

Schon früh waren innerhalb des Böllsteiner Gneiskerns helle und dunkle Abarten unterschieden (CHELIUS 1897; KLEMM 1923, 1924; RAMDOHR 1923; VON BUBNOFF 1926) und auf den geologischen Karten als „älterer Granit“ (G) und „jüngerer Granit“ (G₂) gesondert dargestellt worden. Während in der Folgezeit KORN (1929) und NICKEL (1952) bezweifelten, daß eine scharfe Abgrenzung zwischen beiden Gesteinstypen möglich sei, konnte CHATTERJEE (1960) auf seiner Karte einen Granodioritgneis und einen Granitgneis unterscheiden, zwischen denen ein klarer stofflicher Unterschied besteht. Allerdings sind beide Gneistypen stellenweise so eng miteinander verzahnt, daß eine getrennte Kartierung nicht immer möglich ist. Der **Granodioritgneis** besteht aus Plagioklas + Kalifeldspat + Quarz + Biotit (+ wenig Granat und Muscovit). Das Gestein nimmt zentrale Bereiche der Gneiskuppel ein, geht aber an manchen Stellen ohne scharfe Grenze in die Schieferhülle über. Der feinerkörnige **Granitgneis** bildet die randlichen Partien des Gneiskerns, ist also zwischen die Schieferhülle und den Granodioritgneis eingeschaltet. Stellenweise beobachtete CHATTERJEE Schollen von Granodioritgneis im Granitgneis. Bei etwa gleichem Quarz-

Gehalt ist der Granitgneis reicher an Kalifeldspat und Muscovit, aber ärmer an Biotit und Plagioklas als der Granodioritgneis; wie dieser enthält der Granitgneis stets Granat. Nach übereinstimmender Auffassung erfolgte die metamorphe Prägung der Böllsteiner Gneise in prävariscischer Zeit (s. u.).

Als Einschaltungen im Granodioritgneis finden sich vielfältige **Metabasite**, die bereits durch RAMDOHR (1923), später von CHATTERJEE (1960) petrographisch beschrieben wurden. Eine eingehende phasen-petrologische und geochemische Bearbeitung wurde neuerdings von KNAUER et al. (1974) vorgelegt. Wie im Bergsträßer Odenwald sind die Metabasite durch die Mineral-Paragenese gemeine grüne Hornblende + Plagioklas gekennzeichnet und können wechselnde Gehalte an Quarz, Biotit, Granat, diopsidischem Pyroxen und Epidot aufweisen. Diese Amphibolite gehen teils auf ehemalige Lagergänge von Diabas, teils auf Gabbros zurück, wie durch Relikt-Gefüge bewiesen wird. In den Kern-Partien der ehemaligen Gabbro-Körper sind sogar noch Olivin, Hypersthen, Augit und Ca-reicher Plagioklas als Relikte des primären magmatischen Mineral-Bestandes nachweisbar. Dieser wurde durch vielfältige Mineral-Reaktionen in die heute vorherrschenden metamorphen Paragenesen überführt (KNAUER et al. 1974). Neben den Metabasiten treten auch **metamorphe Ultrabasite** als Einschaltungen im Böllsteiner Granodioritgneis auf. Es handelt sich einmal um **Hösbachite** (s. o.), zum anderen um einen eigenartigen, sehr aluminium-reichen Ultrabazit-Typ, einen **granat-führenden Spinell-Chlorit-Hornblende-Fels**.

III. Überlegungen zum Alter der Ausgangsgesteine

Bei dem Versuch, das Ausgangsmaterial von metamorphen Gesteinen altersmäßig einzustufen, begegnen wir der prinzipiellen Schwierigkeit, daß der Fossil-Inhalt der ehemaligen Sedimente durch die Metamorphose meist restlos zerstört wurde. Auch aus den Metamorphiten des Odenwälder Grundgebirges sind uns keinerlei Lebensspuren bekannt geworden. Die Alters-Datierung kann sich daher nicht auf eine bio-stratigraphische Analyse stützen, sondern muß auf litho-stratigraphische Vergleiche zurückgreifen. Hierbei wird versucht, die petrographischen (lithologischen) Merkmale der metamorphen Sediment-Serie und ihrer vulkanischen Einschaltungen herauszuarbeiten, um sie mit ähnlichen Serien bekannten Alters zu vergleichen. Diese Methode ist nicht ohne Problematik und führt häufig zu mehrdeutigen Ergebnissen.

1. Bergsträßer Odenwald

Bei den aus dem Bergsträßer Odenwald beschriebenen metamorphen Gesteinen handelt es sich um eine lithologisch abwechslungsreiche Serie, die in ihrer charakteristischen Zusammensetzung Voraussetzungen für einen litho-stratigraphischen Vergleich bieten sollte. Allerdings ist es nicht möglich, ein „Normal-Profil“ aufzustellen, da der ehemalige sedimentäre Verband durch Schollen-Zerlegungen und magmatische Intrusionen zerrissen wurde; darüber hinaus kann infolge der intensiven Verfaltung die gleiche Schicht in mehrfacher Wiederholung innerhalb eines Profils vorkommen. In den schon von KLEMM (1933) erarbeiteten Teilprofilen ist stratigraphisch Hangendes und Liegendes unbekannt, und die Mächtigkeiten sind nur schwer abzuschätzen.

Die ehemalige Sediment-Serie bestand, wie schon oben erwähnt, aus Grauwacken und Tonschiefern mit vereinzelten Quarzsandstein-Horizonten, die noch heute Anzeichen ehemaliger Geröll-Führung erkennen lassen. Ihren besonderen Charakter bekommt diese Serie durch Einschaltungen von Kieselschiefer- und Phosphorit-Lagen, die jetzt als Graphit- und Apatit-Quarzte vorliegen. Ferner treten unruhig-knollige Karbonat-Horizonte hinzu, die

sich seitlich mit Tuffen und Tuffiten sowie den dazugehörigen basaltischen Vulkaniten verzahnen. Beachtenswert ist auch das Auftreten eines Verwitterungshorizontes im Bergsträßer Odenwald.

Wenn wir nach Sedimentations-Gebieten suchen, in denen vergleichbare Serien zur Ablagerung kamen, so bieten sich im Osten vor allem der Thüringer und der Franken-Wald, das Vogtland und schließlich Böhmen an, im Süd-Westen die Nord-Vogesen. Allerdings weisen die „bunten“ Serien in diesen Gebieten unterschiedliches Alter auf, so daß sich für die stratigraphische Einstufung der Odenwald-Gesteine mehrere Möglichkeiten ergeben:

Proterozoikum (Jung-Präkambrium)

Die von KETTNER (1917) definierte „bunte Serie“ der Split-Stufe aus dem Proterozoikum der Prager Mulde ist durch die Assoziation von mächtigen Grauwacken-Serien und Kiesel-schiefern sowie sauren und basischen Vulkaniten gekennzeichnet (HOLUBEC 1966). Auch im Thüringer Wald beschreiben HIRSCHMANN et al. (1968), HOTH (1968) und BANKWITZ (1970) ähnliche Verhältnisse; es werden jedoch nirgends Phosphorit-Lagen erwähnt, was zweifellos als Argument gegen ein proterozoisches Ausgangs-Alter der Bergsträßer Metamorphite gewertet werden kann.

Silur-Devon

Eine weitere Möglichkeit für eine zeitliche Einstufung der metamorphen Serien im Bergsträßer Odenwald wäre im Silur und Devon gegeben. Für den thüringischen Raum wurden die Sedimentations-Bedingungen während dieser Zeit in einer reichhaltigen Literatur beschrieben (VON GAERTNER 1950, 1964, 1968; RÖHLICH und TRÖGER 1961; FAHR et al. 1967; FRANKE 1968; PFEIFER 1968a; REICHSTEIN et al. 1968). Danach lassen sich – wie bereits EIGENFELD (1963) erkannt hatte – die Graphit- und Apatit-Quarzte des Bergsträßer Odenwaldes gut mit den Kiesel-schiefern und Phosphorit-Lagen des **Silurs** vergleichen, wie sie z. B. bei Altmannsgrün (REICHSTEIN et al. 1968, Lokalität 3) in charakteristischer Weise ausgebildet sind. Die Phosphorit-Knollen in diesen Lagen fanden eine eingehende Beschreibung durch FREYER und TRÖGER (1959). Auch die Abfolge von knolligen Karbonaten zusammen mit Tuffen, brekziösen Tuffiten mit Kalk-Knöllchen und basischen Vulkaniten könnte in das obere Silur eingestuft werden und entspräche damit ungefähr der Abfolge der Ockerkalk-Gruppe in der Bayerischen Fazies des Franken-Waldes (SANNEMANN 1954; GREILING 1957; WURM 1961). Auffällig ist hier vor allem, daß die Basis des Kalkzuges kieselig entwickelt sein kann, daß Kiesel-Konkretionen auftreten, und daß Schlick-Gerölle und Schlotten-Füllungen zu beobachten sind. Diese Befunde könnten einen Hinweis auf die Entstehungs-Bedingungen der „Eisknöpfe“ im Auerbacher Marmor geben. Somit käme auch für diesen eine Einstufung ins Silur in Frage, während HOPPE (1924a, b) ein mittel-devonisches Alter angenommen hatte. Sollte hier schon ein Hinweis auf die besondere Fazies im Bereich der zukünftigen Mitteldeutschen Kristallinschwelle (s. u.) bestehen? Nach GREILING (1957) ist gerade die Ausbildung der Bayerischen Fazies im Silur äußerst unregelmäßig und unruhig, so daß auf geringe Entfernung große Veränderungen in der Mächtigkeit möglich sind. Das gleiche stellen auch TRÖGER (1959) und KNÜPFER (1967) im östlich angrenzenden Raum fest.

Auch der rheinische Raum weist in seiner Fazies-Verteilung und stratigraphischen Entwicklung bis zum Silur ähnliche Verhältnisse auf (KEGEL 1948; SCHMIDT 1951).

Es soll aber nicht übersehen werden, daß auch im tiefsten **Ober-Devon**, z. B. in der Adorf-Stufe bei Magwitz (REICHSTEIN et al. 1968, Lokalität 7), eine Assoziation von Knollen-Kalken mit Tuffen, Tuffiten und basischen Vulkaniten bekannt ist. Schließlich könnten die

Graphit-Quarzite des Odenwaldes auch von den mittel-devonischen Schwärz-Schiefen abgeleitet werden.

Auch HOPPE (1924 a, b) unternahm den Versuch, einen Teil der Abfolge einschließlich des Auerbacher Marmors in das mittlere Devon zu stellen, wobei er sich vor allem auf den stratigraphischen Vergleich mit den Nord-Vogesen stützte. Inzwischen haben dort neue Fossil-Funde gezeigt, daß in den Steiger-Schiefen Ordovicium belegt ist, und daß im Breusichtal eine volle Abfolge vom Mittel-Devon bis zum Unter-Karbon (untere Visé-Stufe) ansteht (VON ELLER 1970; BLANALT und LILLIÉ 1973; vgl. bereits WAGNER 1923). Die östliche Fortsetzung dieser Serien in den Odenwald-Raum wäre denkbar, insbesondere, wenn man die unruhigen Fazies-Verhältnisse im Mittel-Devon berücksichtigt. Es ist aber schwer zu beurteilen, wie groß die Unterschiede in der faziellen Entwicklung östlich und westlich der Rheinlinie waren, da diese als tektonisches Element die Fazies-Verhältnisse beeinflußt haben kann (KEGEL 1948).

Höheres Ober-Devon-Unter-Karbon

Als dritte Möglichkeit für eine litho-stratigraphische Einstufung ergäbe sich schließlich der Zeitraum vom höheren Ober-Devon bis zum Unter-Karbon. Auch in dieser erdgeschichtlichen Periode läßt sich noch ein beachtlicher Wechsel in der sedimentären Fazies im Grenz-Bereich zwischen Mitteldeutscher Schwelle (s.u.) und ihren Rand-Trögen feststellen; selbst während des unteren Karbon waren noch Teile der Schwelle vom Meer bedeckt (PAPROTH 1969; HEIDEMANN et al. 1973). Die abwechslungsreichen Serien im Bereich des saxo-thüringischen Sedimentations-Gebietes umfaßten Grauwacken mit Konglomeraten, Tonschiefen und Einschaltungen von Kohlenkalk mit Korallen und Brachiopoden; alle diese Gesteine sind von Diabasen und sauren Tuffen durchsetzt. Die charakteristischen Kieselschiefer und Phosphorit-Lagen sind allerdings eher im nördlichen Vorland der Mitteldeutschen Schwelle zu finden (PFEIFER 1968 a); aus ihrem südlichen Bereich werden Cephalopoden-Knollenkalke und bituminöse Sedimente (Ruß-Schiefer) erwähnt (ARBEITSGEMEINSCHAFT 1971).

Die Bedeutung der Mitteldeutschen Schwelle

Die litho-stratigraphischen Vergleichs-Möglichkeiten lassen also für die Alters-Einstufung der metamorphen Serien im Bergsträßer Kristallin einen sehr langen Zeitraum zu. Dieser erstreckt sich – läßt man das Proterozoikum außer acht – vom Silur bis ins Unter-Karbon. Eine Einengung dieser Zeitspanne wird aber möglich, wenn man die **paläo-geographischen Gegebenheiten** in unserem Raum mit berücksichtigt.

Während des Devons beginnt sich nämlich die variscische Geosynklinale mit ihren südwest-nordost-streichenden Leitlinien zu entwickeln. Hauptstruktur ist die **Mitteldeutsche Schwelle** (SCHOLTZ 1934; BRINKMANN 1948), die sich in ihrer Längserstreckung vom französischen Zentralplateau bis in den Raum Dessau und weiter zur Lausitz verfolgen läßt. Sie trennt den inneren saxo-thüringischen (KOSSMAT 1927) vom äußeren rheno-hercynischen Geosynkinal-Bereich. Nach PFEIFER et al. (1968) beeinflußt die Mitteldeutsche Schwelle seit dem Mittel-Devon die Sedimentations-Geschichte in diesen beiden angrenzenden Ablagerungsräumen. Wie NEUMANN (1966, 1973) durch seine Untersuchungen im Ruhlaer Kristallin (Thüringer Wald) zeigen konnte, baut sich die Schwelle aus zwei verschiedenen Anteilen auf: Alt-kristalline Kerne, die bereits prä-kambrisch gefaltet und metamorphosiert waren, werden diskordant überlagert von proterozoischen und altpaläozoischen Serien, die nur die variscische Metamorphose erlebten.

Wie der benachbarte Böllstein mit seiner alt-kristallinen Gneiskuppel, der Spessart und das Ruhlaer Kristallin wurde der Bergsträßer Odenwald zu irgendeinem Zeitpunkt im Verlauf der variscischen Gebirgsbildung Bestandteil dieser Schwellenzone. Durch Bewegungen an schwellen-parallel verlaufenden Störungszonen wurde er herausgehoben und entwickelte sich damit zum Abtragungsgebiet. Zu diesem Zeitpunkt war die Sedimentation der

variscisch metamorphen Serien schon lange abgeschlossen, weil diese Metamorphose vor Heraushebung der Schwelle erfolgt sein muß. Die bereits gehobene Mitteldeutsche Schwelle wurde durch die Bewegungen der sudetischen Phase im Unter-Karbon in Schollen zerlegt (PFEIFER 1971; NEUMANN 1973, Abb. 1). Somit kommt ein unter-karbonisches Ausgangsalter der metamorphen Serien im Bergsträßer Odenwald auf keinen Fall in Frage. Nach den Untersuchungen von NEUMANN (1973) umfassen die metamorphen Sedimente im Ruhlaer Kristallin gerade noch das untere Unter-Devon. Folgt man der detaillierten faziellen Analyse, die KEGEL (1948) und SCHMIDT (1951) für das Devon gegeben haben, so war in unserem Gebiet während des Unter-Devons gar keine Sedimentation mehr möglich, weil es in dieser Zeit bereits als Schwellen-Bereich herausgehoben und abgetragen wurde. Aus diesen Überlegungen ergibt sich, daß die metamorphen Gesteine des Bergsträßer Odenwalds mit einiger Wahrscheinlichkeit auf eine Sediment-Folge des **Silurs** zurückgehen. Die Förderung basaltischer Vulkanite ist als Hinweis zu werten, daß während dieser Zeit bereits vorbereitende tektonische Bewegungen spürbar waren.

Es sei aber betont, daß auch ein **proterozoisches** Ausgangsalter der Bergsträßer Metamorphite nicht ausgeschlossen werden kann; das einzige Argument gegen eine solche Einstufung besteht darin, daß Phosphorit-Lagen in vergleichbaren proterozoischen Sediment-Serien bisher nicht bekannt sind.

Das Problem des Verwitterungs-Horizontes

Von besonderem Interesse ist das fleckenweise Auftreten von Korund- und Spinell-Felsen vor allem im Raum Laudenu- Klein-Gumpen und in der Umgebung von Nieder-Beerbach und Seeheim (KLEMM 1907, 1916). Ihre Interpretation als Produkt lateritischer Verwitterung ist nicht neu (KLEMM 1916; BOSSDORF 1961). In der Tat weisen die Linsen von Korund- und Spinell-Fels eine starke Konzentration von Al_2O_3 und Fe_2O_3 auf, wie sie bei Lateriten typisch entwickelt ist. Wir besitzen in diesen Gesteinen somit einen Hinweis auf einen alten Verwitterungs-Horizont, der in einem tropischen Klima gebildet wurde.

Für seine zeitliche Einstufung ist ein Vorkommen von Korund-Fels (Schmirgel) aus dem Erzgebirge bedeutsam, das auf Grund datierter Nachbargesteine in das Ordoviciun gestellt wird (WATZNAUER 1967). Eine Übertragung dieser Zeitstellung auf den Bergsträßer Odenwald ist natürlich nur mit größtem Vorbehalt möglich. Man könnte auch daran denken, daß der metamorphe Laterit-Horizont die Erosions-Diskordanz zwischen einem alt-präkambrischen kristallinen Kern und den jüngeren alt-paläozoischen Sedimenten markiert.

2. Böllsteiner Odenwald

Das wesentliche Problem für den Böllsteiner Odenwald ist die Alters-Beziehung zwischen der Gneiskuppel und der Schieferhülle. Unbestritten ist bislang, daß die metamorphe Überprägung der Böllsteiner Granodiorit- und Granit-Gneise prävariscisch erfolgte (VON BUBNOFF 1926; CHATTERJEE 1960; NICKEL 1952, 1964; NEUMANN 1966), und daß die Zwischenzone eine prävariscische Schwelle zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald darstellt (NICKEL und OBELODE-DÖNHOF 1962, 1968). Für die **Böllsteiner Schieferhülle** mit ihren Einschaltungen von Graphit-Quarziten, Kalksilikat-Felsen und Amphiboliten nahm CHATTERJEE (1960) ein proterozoisches Alter an, eine Einstufung, die von NICKEL (1964) und NEUMANN (1973) akzeptiert wurde. CHATTERJEE verglich die Gesteine der Schieferhülle mit der körnig-streifigen Paragneis-Serie im südlichen Vor-Spessart, die durch BRAITTSCH (1957a) eingehend beschrieben wurde. Auch dieser

Serie liegen ehemalige Grauwacken zugrunde, in die Karbonat-Bänke, Kieselschiefer sowie saure und basische Vulkanite eingeschaltet waren. Auf Grund dieser litho-stratigraphischen Merkmale wurde die körnig-streifige Paragneis-Serie von BEDERKE (1957) ins Proterozoikum eingestuft, BRAITTSCH (1957b) rechnet sie dem tieferen Kambrium zu. Eine Parallelisierung mit der (?) unter-kambrischen Arzberger Serie in Nord-Ost-Bayern bietet sich weniger an.

Die körnig-streifige Paragneis-Serie im Spessart läßt aber auch enge lithologische Beziehungen zu den Serien des Bergsträßer Kristallins erkennen, so daß ihre Parallelisierung in Betracht gezogen wurde. Bereits HOPPE (1924a) hatte ja den – von ihm als devonisch eingestuft – Marmorzug von Auerbach-Hochstädten mit den Marmoren des südlichen Vor-Spessarts verglichen. Allerdings sind die charakteristischen Apatit-Quarzite des Bergsträßer Odenwaldes weder im Vor-Spessart noch in der Böllsteiner Schieferhülle vorhanden; Das ist das einzige gravierende Argument gegen eine zeitliche Gleichsetzung dieser drei Einheiten.

Die Gneise der **Böllsteiner Gneiskuppel** entziehen sich einem litho-stratigraphischen Vergleich weitgehend, da sie eine wenig charakteristische Zusammensetzung aufweisen. NEUMANN (1966, 1974) parallelisierte zwar den Böllsteiner Granit-Gneis mit den feinkörnigen, granoblastischen, glimmerarmen Granit-Gneisen im Ruhlaer Kristallin (die er als „unverändertes altes Strukturstockwerk“ auffaßt) und mit dem Haibacher Gneis im Spessart. Er setzte ferner den Böllsteiner Granodiorit-Gneis mit dem Steinbacher Augengneis des Ruhlaer Kristallins gleich, doch sind diese Parallelisierungs-Versuche mit großem Vorbehalt aufzunehmen. Ebenso könnte es sich um konvergente Entwicklungs-Typen **unterschiedlicher** Zeitstellung handeln; denn für den Endzustand von Gesteinen gleicher Zusammensetzung sind ihre Deformations- und Kristallisations-Geschichte verantwortlich und nicht ihr absolutes Alter.

Ein wesentliches, noch immer ungeklärtes Problem der Odenwald-Geologie ist die zeitliche Beziehung zwischen der Böllsteiner Gneiskuppel und ihrer Schieferhülle. Eine Diskussion dieser Frage ist nicht ohne Kenntnis der tektonischen Zusammenhänge möglich und wird daher erst in Kapitel V durchgeführt.

IV. Die Zustands-Bedingungen der Metamorphose

Einführung

Gesteins-Metamorphose bedeutet Anpassung von Gesteinen magmatischer oder sedimentärer Herkunft an veränderte Druck-Temperatur-Bedingungen. Vielfältige und z. T. komplizierte Mineral-Reaktionen führen zur Bildung neuer Mineral-Paragenesen, die sowohl die chemische Zusammensetzung des Ausgangs-Gesteins als auch die Druck-Temperatur-Bedingungen der metamorphen Einformung widerspiegeln. **Kritische Mineral-Paragenesen**, die nur innerhalb eines begrenzten Druck-Temperatur-Intervalls entstehen, sind für die Interpretation des Metamorphosegrads besonders bedeutsam. Für ihre Bildung kommen insbesondere Ausgangs-Gesteine toniger, mergeliger oder basaltischer Zusammensetzung in Frage, nicht dagegen granitische oder granodioritische Magmatite, Arkosen oder reine Kalksteine und Quarzite. Als **metamorphe Fazies** bezeichnen wir mit ESKOLA (1920, 1939) eine Gruppe von kritischen Mineral-Paragenesen (aus unterschiedlichen Stoffbeständen), die in der Natur immer wieder gemeinsam angetroffen werden. Man folgert daraus, daß Gesteine einer metamorphen Fazies unter ähnlichen Druck-Temperatur-Bedingungen gebildet wurden. Hierbei hat sich das ESKOLASche Faziesprinzip als Einteilungs-Schema für metamorphe Gesteine gut bewährt.

In den letzten zwei Jahrzehnten ist es in zunehmendem Maße gelungen, Mineral-Reaktionen, die zur Einstellung kritischer Mineral-Paragenesen führen, **experimentell** in vereinfachten Modellen nachzuahmen und die Lage der Gleichgewichts-Kurven solcher Reaktionen im Druck-Temperatur-Diagramm festzulegen. Unter gewissen Voraussetzungen können die experimentellen Ergebnisse auf die natürlichen Mineral-Paragenesen übertragen werden, so daß es in günstigen Fällen möglich ist, die Druck-Temperatur-Bedingungen einer Metamorphose abzuschätzen.

1. Bergsträßer Odenwald

Es unterliegt heute keinem Zweifel mehr, daß die metamorphen Gesteine im Bergsträßer Kristallin ihre Entstehung einer großräumigen **Regional-Metamorphose** verdanken, die mit tektonischer Durchbewegung verknüpft war und im Zuge der variscischen Gebirgsbildung abließ.

Es läßt sich allerdings nicht ausschließen, daß in den metamorphen Serien des Bergsträßer Odenwaldes auch Gesteine stecken, die ihre erste Prägung bereits durch eine **prä-variscische** Metamorphose erfuhren (vgl. besonders NICKEL 1963, 1964, 1965). Jedoch sind Relikte eines, bei diesem Prägungsakt gebildeten Mineralbestandes wohl kaum überliefert worden (tektonische Abfolge s. u.).

Die variscische Haupt-Metamorphose erfolgte offenbar unter recht einheitlichen Druck-Temperatur-Bedingungen, die der **Amphibolit-Fazies** ESKOLAs entsprechen. Charakteristisch für diese Fazies ist die Mineral-Paragenese

Plagioklas + gemeine Hornblende ± diopsidischer Pyroxen
± Epidot ± Biotit ± Quarz,

die in den Metabasiten des Bergsträßer Odenwaldes weit verbreitet ist. Hierzu passen die in den Silikat-Marmoren und Kalk-Silikat-Felsen auftretenden Paragenesen, z. B. im Marmorzug Auerbach-Hochstädten (BARTH 1971; MEISL 1972):

Kalkspat + diopsidischer Pyroxen + Plagioklas ± Epidot ± Grossular (± Quarz),
Kalkspat + Plagioklas + Grossular + Wollastonit,
Kalkspat + diopsidischer Pyroxen + Grossular + Vesuvian.

In den metamorphen Tonschiefern sind die Paragenesen

Quarz + Plagioklas + Biotit + Granat

und

Quarz + Plagioklas + Muscovit + Biotit ± Granat

in weiter Verbreitung anzutreffen. Neben almandin-reichem Granat hat auch Cordierit regionale Bedeutung, da er sowohl im sog. Hauptschieferzug Heppenheim-Reichelsheim, im Bereich der Altscheuer und bei Westergiebeln, im Raum Glattbach-Laudenau (MATTHES et al. 1972; VON RAUMER 1973) sowie in den Kinzigit-Einschaltungen von Gadernheim (BOSSDORF 1961; WIRSCHING 1969) auftritt. Darüber hinaus sind in den Gneisen und Kinzigiten dieses Raums häufig die stofflichen Voraussetzungen für die Bildung von Aluminium-Silikaten gegeben. So treten hier Sillimanit (meist als feinfilziger Fibrolith) und Andalusit weit verbreitet auf, während sie sonst im Bergsträßer Odenwald selten gefunden werden. Wie die Kartierung VON RAUMERs (1973, Abb. 4) erkennen läßt, herrscht die Paragenese

Quarz + Plagioklas + Muscovit + **Sillimanit** + Biotit ± Granat ± Cordierit

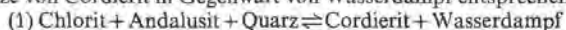
im größten Teil des Hauptschieferzuges vor, während sich die Paragenese

Quarz + Plagioklas + Muscovit + **Andalusit** + Biotit + Cordierit + Granat

auf den Raum Kolmbach-Glattbach und die Umgebung von Hambach beschränkt. In den Kinzigiten finden wir:

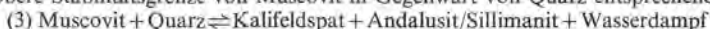
Quarz + Plagioklas + **Andalusit** + **Sillimanit** + Biotit + Cordierit + Granat.

Die genannten Paragenesen ermöglichen eine **Abschätzung der Druck-Temperatur-Bedingungen**, die bei der variscischen Regional-Metamorphose im zentralen Bergsträßer Odenwald realisiert waren. In Abb. 2 sind die experimentell bestimmten Gleichgewichtskurven, die für eine solche Abschätzung die Grundlage liefern, zusammengestellt. Danach sind die **Mindest-Temperaturen** der Regional-Metamorphose durch die untere Stabilitätsgrenze von Cordierit in Gegenwart von Wasserdampf entsprechend der Reaktion



gegeben. Nach SEIFERT und SCHREYER (1970) steigt die Gleichgewichtskurve dieser Reaktion von 475°C bei 1 kilobar²⁾ auf 590°C bei 5 kilobar Wasserdampf-Druck an. Vermutlich bildet sich Cordierit aber nach der Reaktion

(2) Chlorit + Muscovit + Quarz \rightleftharpoons Cordierit + Biotit + Wasserdampf, deren Stabilitätskurve für das eisen-freie System von SEIFERT (1970) festgelegt wurde; sie verläuft, wie man aus Abb. 2 erkennt, bei nur wenig höheren Temperaturen etwa parallel zu Kurve (1). Im eisenhaltigen System liegt die Reaktionskurve (2) noch näher an Kurve (1). Die **Maximal-Temperaturen**, die bei der Regional-Metamorphose zunächst erreicht wurden, sind durch die obere Stabilitätsgrenze von Muscovit in Gegenwart von Quarz entsprechend Reaktion



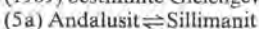
bestimmt, da die beiden Aluminium-Silikate – von wenigen, später zu behandelnden Ausnahmen abgesehen – nicht im Kontakt mit Kalifeldspat vorkommen. Die Gleichgewichtskurve dieser Reaktion verläuft nach ALTHAUS et al. (1970) bei Temperaturen zwischen 580°C (1 kilobar) und 710°C (5 kilobar).

Eine **obere Druck-Grenze** der Metamorphose im Bereich des Hauptschieferzuges ist durch die Koexistenz von Cordierit und Muscovit in den Gneisen gegeben: Die Gleichgewichtskurve der Reaktion



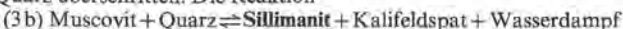
die nach den experimentellen Untersuchungen im eisenfreien System (SEIFERT 1970; BIRD und FAWCETT 1973) mit flacher negativer Neigung bei etwa 5.5–6.5 kilobar Wasserdampfdruck verläuft, wurde nicht überschritten. Andererseits folgt aus der Koexistenz von Cordierit und Granat, daß die Drucke nicht wesentlich unter 4 kilobar gelegen haben dürfen. Nach CURRIE (1971) koexistieren Mischkristalle von Fe-Mg-Granat und von Fe-Mg-Cordierit erst oberhalb ca. 4 kilobar (bei 700°C) und 4.5 kilobar (bei 600°C); allerdings werden diese Mindestdrucke wohl durch Mangan-Einbau im Granat erniedrigt; doch enthalten zumindest die Kinzigite von Gadernheim sehr mangan-arme Granate (WIRSCHING 1969).

Somit ergibt sich für die variscische Haupt-Metamorphose im zentralen Bergsträßer Odenwald ein wahrscheinlicher Druckbereich von etwa 4–6 kilobar, entsprechend einer Versenkungstiefe von etwa 12–18 km, und Temperaturen um 650°C. Wie man aus Abb. 2, Feld A entnehmen kann, steht dieser Bereich in guter Übereinstimmung mit dem gemeinsamen Auftreten von Andalusit und Sillimanit in diesem Raum, wenn man die von RICHARDSON et al. (1969) bestimmte Gleichgewichtskurve der Reaktion



zugrundelegt. Der gefundene Druck-Temperatur-Bereich, der mit einem normalen geothermischen Gradienten von etwa 35°C pro Kilometer vereinbar ist, kann wohl ohne große Bedenken auf andere Bereiche des Bergsträßer Kristallin-Gebietes übertragen werden.

An einzelnen Stellen läßt sich darüber hinaus noch eine weitere **Zunahme des Metamorphosegrades** registrieren; hierbei wird die obere Stabilitätsgrenze von Muscovit in Gegenwart von Quarz überschritten. Die Reaktion



ist sowohl im südlichen Odenwald, an der Hohen Hecke im Kallstädter Tal beobachtet

²⁾ 1 kilobar = 1013.3 atm.

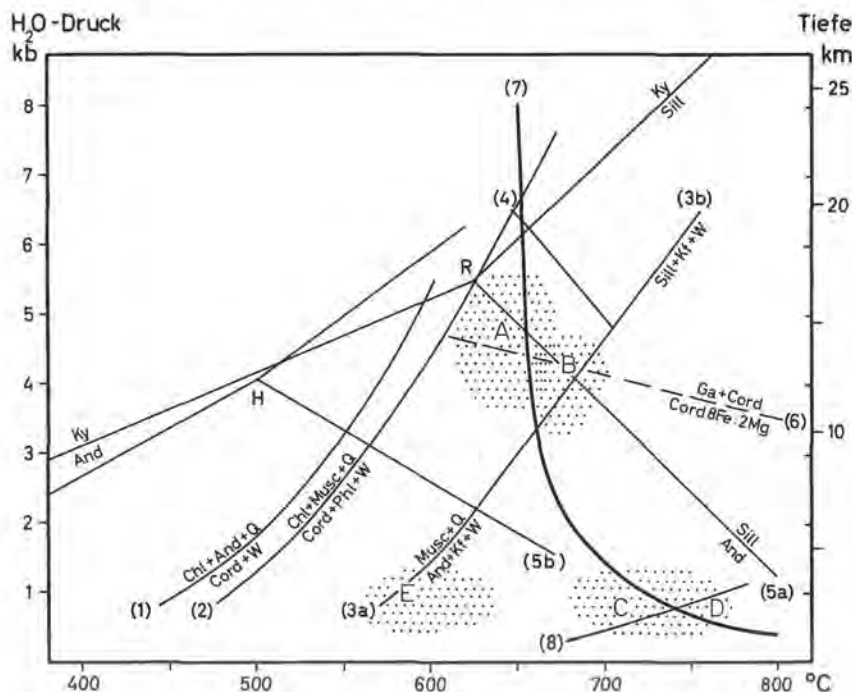


Abb. 2. Druck-Temperatur-Diagramm zur Abschätzung der Metamorphose-Bedingungen im Bergsträßer Odenwald auf Grund experimentell bestimmter Gleichgewichtskurven. (1) SEIFERT und SCHREYER (1970); (2) SEIFERT (1970); (3) ALTHAUS et al. (1970); (4) SEIFERT (1970), BIRD und FAWCETT (1973); (5a) RICHARDSON et al. (1969), (5b) HOLDAWAY (1971); (6) CURRIE (1971); (7) TUTTLE und BOWEN (1958), LUTH et al. (1964); (8) CHOUDHURI und WINKLER (1967). Feld A = Regionalmetamorphose; Feld B = lokale Anatexis; Feld C, D, E = Kontaktmetamorphose.

worden (MATTHES et al. 1972) als auch lokal im Hauptschieferzug (VON RAUMER 1973), wo sie mit einer Rekristallisation von fibrolithischem zu größer-prismatischem Sillimanit Hand in Hand geht. Wie man aus Abb. 2 entnehmen kann, entspricht Reaktion (3b) einer Temperatur-Erhöhung bei gleichbleibendem oder ansteigendem Druck. Demgegenüber muß die Reaktion

(3a) $\text{Muscovit} + \text{Quarz} \rightleftharpoons \text{Andalusit} + \text{Kalifeldspat} + \text{Wasserdampf}$,

die von MATTHES et al. (1972) lokal im Straßenanschnitt Kolmbach- Glattbach beobachtet wurde, bei einem geringeren Wasserdampfdruck als 4 kilobar erfolgt sein. Hierfür spricht auch, daß in solchen Partien nur Cordierit, aber kein Granat vorhanden ist.

Mit dem Zerfall von Muscovit in Gegenwart von Quarz nach Reaktion (3a) sind wir weit in den Druck-Temperatur-Bereich vorgestoßen, in dem eine **selektive Aufschmelzung (Anatexis)** von Gesteinsmaterial unter Bildung wassergesättigter granitischer Schmelzen möglich wird. In Abb. 2, Feld B wird dieser Bereich zu niedrigen Temperaturen und Wasserdampfdrücken hin durch die Schmelzkurve einer eutektischen (= niedrigst-schmelzenden) Quarz-Albit-Kalifeldspat-Mischung abgegrenzt (TUTTLE und BOWEN 1958; LUTH et al., 1964). In der Tat beobachtet man in den Aufschlüssen an der Hohen Hecke sowie an manchen Stellen im Hauptschieferzug helle Adern und Schlieren, die aus dem benachbarten

Gesteinsverband herausgeschmolzen wurden. Sie lassen sich häufig, wenn auch nicht immer, von Pegmatit-, Aplit- und Granit-Gängen unterscheiden, die als Schmelzen aus größerer Tiefe aufgestiegen sind und auf Klüften platzgenommen haben. Ungeklärt ist bisher die Frage, ob diese und andere Mobilisations-Erscheinungen im Bergsträßer Kristallin als Höhepunkt der Haupt-Metamorphose anzusehen sind, oder ob sie – wie besonders NICKEL (z. B. 1963, S. 668) annimmt – einen eigenen Akt innerhalb der variscischen Gebirgsbildung darstellen.

Abschließend muß aber ausdrücklich in Erinnerung gebracht werden, daß die in Fig. 2 eingetragenen Gleichgewichtskurven vereinfachte Modelle in stofflicher, physikalischer und auch zeitlicher Hinsicht darstellen. HOLDOWAY (1971) gibt für die Gleichgewichtskurve Andalusit/Sillimanit (5b) beispielsweise wesentlich niedrigere Druck- und Temperaturbereiche im Vergleich zu RICHARDSON et al. (1969) (5a) an. Ein gewisser Spielraum in den Druck- und Temperaturbedingungen der Regional-Metamorphose und der lokalen Anatexis muß deshalb im Vergleich zu den eingezeichneten Feldern der Abb. 2 offen bleiben.

Eine **rückschreitende metamorphe Überprägung (Diaphthoresis)**, die von MATTHES et al. (1972) besonders am Südrand des Hauptschieferzuges (im Raum Seidenbach-Eulsbach-Schlierbach und bei Laudenu) registriert wurde, gehört in eine relativ späte Phase der Regional-Metamorphose. Bei sinkender Temperatur entstehen Mineral-Paragenesen, die für die Grünschieferfazies ESKOLAs charakteristisch sind:

Quarz + Plagioklas + Muscovit + Chlorit.

Relikte von Biotit, Granat und Sillimanit lassen erkennen, daß diese Diaphthorite in der Tat aus ehemals höher metamorphen Gesteinen durch einen rückschreitenden Formungsakt gebildet wurden.

Ein besonderes Problem im Bergsträßer Odenwald ist die Abgrenzung der hochgradigen regional-metamorphen Einformung von einer späteren **kontaktmetamorphen Überprägung**. Bekanntlich hatte G. KLEMM in seinen Arbeiten (1907–1938) eine Regional-Metamorphose im Odenwald überhaupt abgelehnt; er sah ausschließlich eine kontakt-metamorphe Umwandlung von Sedimentmaterial durch eindringende magmatische Schmelzen, die dann zu Gabbros, Dioriten und Graniten erstarren. Diese Auffassung muß nach heutiger Kenntnis zwar abgelehnt werden, doch wird auch von neueren Bearbeitern immer wieder ein enger Zusammenhang herausgestellt zwischen der regionalen Mobilisation (s. o.) und der Platznahme der Magmen, die im wesentlichen syn- bis spät-kinematisch während der variscischen Gebirgsbildung erfolgte (z. B. NICKEL 1965; BARTH 1972; MAGGETTI 1974; NICKEL und MAGGETTI 1974). Schwierig ist aber die Unterscheidung im Sinne des ESKOLAschen Faziesprinzips: Wie lassen sich regional- und kontakt-metamorph gebildete Mineral-Paragenesen im Bergsträßer Kristallin auseinanderhalten?

So wird die Bildung von Wollastonit im Auerbacher Marmor von BARTH (1971) auf die Kontaktwirkung des Grandiorits von Hochstädten zurückgeführt, obwohl auch eine Entstehung bei der hochgradigen Regional-Metamorphose durchaus denkbar wäre. Weiter läßt sich nicht ausschließen, daß der Muscovit-Zerfall nach Reaktion (3a) und (3b) im Hauptschieferzug auf eine kontakt-metamorphe Überprägung durch den Hornblende-Gabbro von Lindenfels–Laudenu zurückgeht. Diese Möglichkeit muß besonders für die Bildung von Andalusit nach Reaktion (3 a) in Betracht gezogen werden, die ja – wie Abb. 2 zeigt – bei etwas geringerem Druck erfolgte: Der Gabbro wäre dann in ein bereits gehobenes regional-metamorphes Grundgebirge intrudiert. Der junge Andalusit, der oft gemeinsam mit Cordierit entsteht, überwächst ältere, regional-metamorphe Fibrolith-Schnüre; diese rekristallisieren schließlich auch zu gröber-prismatischem Sillimanit (VON RAUMER 1973). Nach Abb. 2 müßte also diese Kontakt-Metamorphose ebenfalls Temperaturen von 700 °C erreicht oder sogar überschritten haben.

Eindeutig nachweisen läßt sich die kontakt-metamorphe Überprägung immer dann, wenn umgewandelte **Nebengesteins-Schollen** als Einschlüsse in Magmatiten stecken. So wurden die Beerbachit-Schollen in den Gabbros und Gabbro-Dioriten vom Frankenstein,

von Nieder-Beerbach und Waschenbach bereits von KLEMM (1927), später von TROCHIM (1960) als kontakt-metamorphe Bildungen interpretiert. Nach der eingehenden Untersuchung von MATTHES und SCHUBERT (1971) handelt es sich um ehemalige Amphibolite. Unter dem Einfluß der heißen Gabbro-Schmelze wurde die erste regional-metamorph gebildete Mineral-Paragenese

Plagioklas (35–40 Mol.-% An) + grüne Hornblende ± Biotit ± Quarz
über Zwischenstufen (Abb. 2, Feld C) in die Paragenese

Plagioklas (50–70 Mol.-% An) + diopsidischer Pyroxen + Hypersthen
+ Magnetit + Ilmenit ± Quarz

umgewandelt, die der Pyroxen-Hornfels-Fazies ESKOLAs entspricht (Abb. 2, Feld D).

Die kontakt-metamorphe Umwandlung der Amphibolit-Schollen zu Beerbachiten erfolgte mit Sicherheit in geringerer Tiefe und damit bei niedrigerem Belastungsdruck als die Regional-Metamorphose (wahrscheinlich lag der Wasserdampf-Druck in den Einschlüssen noch tiefer); die Temperaturen haben nach MATTHES und SCHUBERT (1971) 720–750°C nicht überschritten.

Eine niedrig-temperierte Kontakt-Metamorphose haben die jungen Granite in der Umgebung des Hauptschieferzuges und bei Kallstadt erzeugt. Hier kommt es – teilweise als Rück-Reaktion nach Gleichung (3a) und (3b) – zu einer verbreiteten Sprossung von sog. Quer-Muscovit, die die oben erwähnten Diaphthorite noch mit erfaßt (MATTHES et al. 1972; VON RAUMER, 1973). Auch die Viridinsprossung (**Mangan-Andalusit**) in stofflich begünstigten Metapeliten östlich Darmstadt beruht auf der Kontaktwirkung der jüngeren Granite, Abb. 2, Feld E; (KLEMM 1911; ABRAHAM und SCHREYER 1975).

2. Böllsteiner Odenwald und Zwischenzone

Wie ausführlich dargelegt, enthalten sowohl der Böllsteiner Odenwald als auch die Zwischenzone Anteile, die bereits prävariscisch metamorph eingeformt waren und die – zumindest teilweise – eine zweite Umprägung bei der variscischen Gebirgsbildung erfuhren. Eine Trennung beider Ereignisse auf Grund **mineral-fazieller Argumente** ist jedoch nicht möglich; sowohl die prävariscische als auch die variscische Metamorphose verliefen unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies. Kritische Mineral-Paragenesen, die eine genauere Druck- und Temperatur-Abschätzung erlauben würden, fehlen; man kann nur sagen, daß in der Böllsteiner Schieferhülle die Stabilitäts-Grenze von Muscovit in Gegenwart von Quarz (Reaktion 3, Abb. 2) noch nicht überschritten war (CHATTERJEE 1960).

Wie im Bergsträßer Odenwald kommt es auch im Böllstein noch zu einer rückschreitenden Metamorphose, die mit tektonischer Durchbewegung verknüpft ist und bei niedrigeren Temperaturen abläuft. Dabei werden die amphibolit-faziellen Mineral-Paragenesen unvollständig zu Paragenesen der Grünschiefer-Fazies umgeprägt. Nach CHATTERJEE (1960) erfolgte diese rückschreitende Metamorphose noch prävariscisch.

V. Beziehungen zwischen metamorpher Umkristallisation und tektonischer Durchbewegung

Einführung

Die zeitliche Beziehung zwischen metamorpher Umkristallisation und tektonischer Durchbewegung ist eng mit der Frage nach der Alters-Stellung der Ausgangs-Gesteine verknüpft, deren Entwicklungs-Geschichte in einem relativen Zeitschema dargestellt werden soll. Eine derartige Diskussion kann aber nicht auf lokale Verhältnisse beschränkt sein, sondern muß auch den Gegebenheiten des regionalen Rahmens gerecht werden. Wir dürfen also die drei Einheiten Bergsträßer Odenwald, Zwischenzone und Böllsteiner Odenwald nicht isoliert betrachten, sondern müssen sie als Mosaik-Bausteine eines wesentlich größeren

Bereichs ansehen, der im Verlauf der geologischen Geschichte als Mitteldeutsche Schwelle herausgehoben und schließlich in größere Schollen zerlegt wurde (CLOOS 1948; LOTZE 1953). Die **Schollenränder**, häufig als **Lineamente** wirksam, pausen sich bei tektonischen Ereignissen immer wieder durch, wobei die rheinische NNE-SSW- und die hercynische NW-SE-Richtung dominieren. Fernerhin spielt die erzgebirgische, NE-SW-streichende Haupttrichtung der paläozoischen Sediment-Serien im variscischen Raum eine wesentliche Rolle (KOSSMAT 1927; STILLE 1951). Die wichtigen geologischen Ereignisse, wie Metamorphose, Tektonik und Magmen-Intrusion, spielten sich also in einem derart vorstrukturierten Rahmen ab, wobei die jeweilige Kräfte-Verteilung darüber entschied, welchen Richtungen zur Entspannung der Vorzug gegeben wurde.

Neben dieser lineament-geprägten Tektonik muß als weiteres Phänomen die **Stockwerks-Tektonik** berücksichtigt werden (WEGMANN 1953, 1956). Es gibt nämlich Kristallin-Gebiete, in denen sich zwei verschiedene Stockwerke unterscheiden lassen: Ein Unterbau (z. B. Gneise verschiedenen Ursprungs) wird diskordant von einem Oberbau (z. B. einer Schieferhülle) überlagert. Ein und dasselbe tektonische Ereignis kann in diesen übereinanderliegenden Baueinheiten ganz verschiedene Spuren hinterlassen, die jeweils von den mechanischen und den physiko-chemischen Faktoren im betreffenden Stockwerk abhängen. Betrachten wir unter diesem Gesichtspunkt die Kristallin-Gebiete Thüringens und Sachsens, mit denen der Odenwald ja einen gewissen Teil der Entwicklung gemeinsam hat, so fällt die starke Verknüpfung der Lineament-Tektonik (WATZNAUER 1964) mit den großen Strukturen des kristallinen Untergrundes auf. Im heutigen Anschnitt sieht man kuppelförmige Kristallin-Einheiten und sattelförmige Großstrukturen nebeneinander, die durch tektonische Lineamente voneinander getrennt werden (BEHR 1971). Hierbei besitzen die „Schiefer-Sättel“, Gneisdome und Granulit-Kuppeln zwar jeweils die ihnen eigenen Gefüge-Elemente, müssen aber alle im Sinne einer Stockwerks-Tektonik zusammengesehen werden (BEHR 1961, 1966; SCHRÖDER 1958, 1966), d. h., was wir hier nebeneinander sehen, müssen wir uns z. B. im Bereich der „Schiefer-Sättel“ auch untereinander liegend vorstellen. Das wird uns dadurch erleichtert, daß jüngere Tektonik unterschiedliche Heraushebung und Abtragung bewirkte, so daß heute ganz verschiedene Tiefenbereiche des Kristallins nebeneinander aufgeschlossen sind.

Auch bei den Bruchschollen des Odenwaldes müssen wir mit solchen Unterschieden in der Gefügeprägung rechnen; in den drei Teilbereichen sind unterschiedliche Strukturen und damit verschiedene Aspekte von Metamorphose und Deformation aufgeschlossen.

1. Bergsträßer Odenwald

Trotz des komplizierten und sehr vielfältigen magmatischen Geschehens (MAGGETTI 1971; MAGGETTI und NICKEL 1973; NICKEL und MAGGETTI 1974) und der intensiven jungen Schollenzerlegungen sind im Bergsträßer Kristallin wahrscheinlich drei verschiedene Deformations-Phasen vorhanden. Die variscische Regional-Metamorphose erfolgte im Zusammenhang mit der mittleren Phase (F_2), die wir als Haupt-Durchbewegung bezeichnen können; nur die letzte, mehr lokal wirkende Phase (F_3) hat die variscisch gebildeten Minerale noch stellenweise deformiert.

Als Hauptstrukturen erkennt man flache, nordost-südwest-verlaufende **Kuppeln**, in denen die Faltenachsen (F_2) flach nach Südwesten einfallen. Im Straßen-Anschnitt Kolmbach-Glattbach, der den Kuppelbau gut aufschließt, lassen sich aber mit großer Wahrscheinlichkeit noch ältere **Isoklinal-Strukturen** herauschälen. Möglicherweise ist der - scheinbar so einfache - Kuppelbau durch eine flachliegende Schieferung (s_1) bedingt, entsprechend dem sog. Phyllit-Stockwerk SCHRÖDERs (1958, 1966). Es ist dabei durchaus denkbar, daß diese Strukturen parallel zu den ursprünglichen Gesteinsgrenzen verlaufen.

Damit stellt sich aber die Frage nach **älteren** metamorphen Gesteinen, deren Bildung vor der Haupt-Durchbewegung und -Kristallisation, d. h. prä- oder früh-variscisch erfolgte. Bereits in Kapitel IV hatten wir die Existenz prä-variscischer Anteile im Bergsträßer Kristallin bejaht und die Aufgliederung der variscischen Regional-Metamorphose in einzelne Teilphasen sowie ihre Abgrenzung von einer jüngeren kontakt-metamorphen Überprägung diskutiert.

Nach VON RAUMER (1973) entsprechen Granat und Fibrolith zumindest stellenweise einer relativ frühen Bildungsphase, da sie von jüngerem Plagioklas eingeschlossen werden. Die von NICKEL und MAGGETTI (1974) diskutierte, regionale Plagioklasblastese scheint also schon frühe Vorläufer gehabt zu haben. In manchen, wenn auch nicht allen Gesteinen erfolgt die Bildung von Cordierit und Andalusit relativ spät, vielleicht erst kontakt-metamorph (s. o.).

Die variscische Regional-Metamorphose erfolgte – wie in Kapitel IV gezeigt – bei einem mittleren geothermischen Gradienten und erreichte die Bedingungen der beginnenden Aufschmelzung (Anatexis). Diese setzte im Bereich des Hauptschieferzuges gerade eben ein (VON RAUMER 1973), während die anatektische Mobilisation im Gebiet des Schollen-Agglomerats (Raum Kallstadt) bereits größere Ausmaße annahm (MATTHES et al. 1972). Das Anschnittsniveau dürfte daher im Süden etwas tiefer liegen als im Hauptschieferzug. Im Raum Kallstadt wurde von diesen Autoren auch das Vorliegen einer lokalen Wärmekuppel diskutiert. Neben den beiden älteren Deformationsphasen läßt sich im Bergsträßer Odenwald noch eine **jüngere Deformation** (F_3) erkennen, die zur Bildung der oben erwähnten Diaphthorite führte. Sie war an nordwest-südost-verlaufende Querstörungen gebunden und beeinflusste den Kuppelbau. Im Aufschluß-Bereich wurden die älteren Strukturen an diesen Störungen deformiert, wobei die neu entstehenden Faltenachsen auf einen parallel zur Störungsfläche, d. h. nordwest-südost-gerichteten, steilstehenden Großkreis zu liegen kamen. Sie entsprechen in ihrer Neigung aber den schon vorhandenen flächigen Strukturen. Auch die Platznahme der jüngsten Granit-Nachfolger orientiert sich noch an diesen Störungen (VON RAUMER und MAGGETTI 1975).

2. Die Zwischenzone

Als schmale Gneiszone zwischen dem Bergsträßer und dem Böllsteiner Kristallin-Anteil gelegen, umfaßt die Zwischenzone nicht nur Gesteine, die mit ihren flachen Strukturen noch vollständig zum Böllstein zu zählen sind, sondern auch Bergsträßer Anteile (NICKEL 1950, 1952, 1964; NICKEL und OBELODE-DÖNHOF 1962, 1968). Kernstück dieser Zone ist die alte prävariscische Schwelle aus Hornblendegneis, deren erste Prägung mit N-S-streichenden Faltenachsen erfolgte.

Die Lage der Zwischenzone auf einer Schollengrenze bewirkt nun aber, daß diese Gesteine immer wieder durchbewegt und umkristallisiert wurden. Diese tektonischen Ereignisse beeinflussten auch die Kristallisations-Geschichte der magmatischen Schmelzen, die auf dem N-S-verlaufenden Störungs-System der Otzberg-Zone eindringen. So lassen sich in den Gesteinen der Zwischenzone früh-, syn- und post-tektonische Gefüge nachweisen, die schließlich noch durch die jüngsten Mylonitisierungen an der Otzberg-Spalte überprägt wurden.

Die Gefüge-Untersuchungen von NICKEL und OBELODE-DÖNHOF (1962, 1968) erbrachten für die Gesteins-Typen der Zwischenzone unterschiedliche Regelungs-Typen. Dabei ergibt sich eine systematische Veränderung der Gefügediagramme ausgehend vom Augengneis an der Basis der alten, prävariscischen Gneis-Schwelle, über den variscisch umkristallisierten Dachsberg-Gneis, die geflaserte Randzone des Weschnitz-Plutons (Gh. fl.) bis hin zum relativ jungen variscischen Tromm-Granit. Diese Abfolge wird von NICKEL und OBELODE-DÖNHOF (1968) als zeitliche Entwicklung gedeutet, während der sich die variscische SW-NE-Richtung immer stärker durchsetzte.

Eine unterschiedliche Interpretation erfordert – und das gilt ganz allgemein für den Odenwald – die **Parallel-Textur** in diesen Gesteinstypen. In den Gneisen entstand sie als Folge der mechanischen Beanspruchung im festen Zustand, wenn auch unter erhöhten Temperaturen und Drucken. In den magmatischen Gesteinen, wie der Randzone des Weschnitz-Plutons oder dem Tromm-Granit, wurde die Parallel-Textur dagegen als **Flaserung** bei der syn-tektonischen Platznahme aufgeprägt, und zwar wohl gegen Ende der magmatischen Kristallisation. Es handelt sich also um ein spezielles Amplatzgefüge (z. B. NICKEL und OBELODE-DÖNHOFF 1968; NICKEL und MAGGETTI 1974).

3. Böllsteiner Odenwald

Im Gegensatz zum Bergsträßer Kristallin bildet der Böllstein eine **einheitliche** schalenförmige Kuppelstruktur, in der – wie schon KORN (1929) nachwies – Schieferhülle, Granodiorit-Gneis und Granit-Gneis gleich orientiert sind. Die linearen Gefüge-Elemente (Faltenachsen, Striemung) streichen bevorzugt in ost-westlicher Richtung; sie fallen an den Flanken der Kuppel steiler ein (und zwar jeweils nach außen) als in ihrem Scheitelbereich, wo liegende Isoklinal-Falten auftreten (KORN 1929; NICKEL 1952, 1964; CHATTERJEE 1960). Diesem Deformationsplan (B_1) ordnen sich nach CHATTERJEE nicht nur die Gneise und die Gesteine der Schieferhülle ein, sondern auch die Metabasite (metamorphe Gabbros und Diabase). Zusätzlich erkannte CHATTERJEE (1960) noch eine spätere Durchbewegungs-Phase mit NNE-SSW-streichenden Faltenachsen (Plan B_2), die zur Deformation der älteren Strukturen und zur Aufwölbung der Kuppel führte.

Wie CHATTERJEE (1960) zeigen konnte, wurde der bei der Haupt-Metamorphose unter den Druck-Temperatur-Bedingungen der Amphibolit-Fazies gebildete Mineral-Bestand deformiert; danach erfolgte eine zweite post-kinematische Rekristallisation unter niedriger gradierten Bedingungen, die besonders die Quarz-Korngefüge beeinflusste (vgl. auch NICKEL 1964). Während die Gefügediagramme für Biotit noch auf die metamorphen Faltenstrukturen beziehbar sind, ist das bei Quarz nicht mehr der Fall: er wurde in ein jüngeres Scherflächen-System umgeregelt (CHATTERJEE, 1960).

Die von KORN (1929), NICKEL (1953) und CHATTERJEE (1960) erarbeiteten Quarzgefüge-Diagramme zeigen häufig ac-Gürtelgefüge mit zusätzlichen Maxima in 0 Kl. Manche dieser Diagramme, insbesondere auch synoptische Sammel-Diagramme, lassen sich auch als schwach geöffnete Kreuzgürtel-Gefüge interpretieren. Solche Quarzgefüge sind – wie BEHR (1964, 1966) durch Untersuchungen im kristallinen Grundgebirge Sachsens und Thüringens zeigen konnte – offenbar charakteristisch für den Rekristallisations-Stil in relativ niedrig metamorphen Gesteinen. Das bestätigt den Befund von CHATTERJEE (1960).

Außerordentlich große Probleme bietet nun die Altersstellung der Ausgangsgesteine und die zeitliche Entwicklung von tektonischer Durchbewegung und Metamorphose im Böllsteiner Kristallin. Nimmt man für die Böllsteiner Gneiskuppel eine prävariscische Metamorphose und für die Schieferhülle ein proterozoisches Ausgangs-Alter an, so lassen sich die zeitlichen Beziehungen zwischen den beiden Anteilen auf zwei verschiedene Arten deuten:

a. Die Ausgangs-Gesteine der Schieferhülle sind jünger als die Gneiskuppel. Nach NEUMANN (1966, 1973, 1974) stellt die Böllsteiner Gneiskuppel einen alt-kristallinen Anteil der Mitteldeutschen Schwelle dar, dessen metamorphe Einformung älter als die Vor-Split-Stufe KETTNERs (1917) ist, und der bereits in vor-splitischer Zeit schwellenförmig herausgehoben wurde. Die Ausgangsgesteine der Schieferhülle, die NEUMANN (1973) mit der Split-Stufe des böhmischen Proterozoikums parallelisiert, wurden diskordant auf dem alt-kristallinen Sockel abgelagert. Die Metamorphose der Schieferhülle erfolgte nach NEUMANN erst im Zuge der variscischen Gebirgsbildung. Dabei wurde der Granodiorit-Gneis, der von NEUMANN (1966) als Haube der Böllsteiner Kuppel aufgefaßt wird, noch einmal umkristallisiert, während der Granit-Gneis unverändertes Alt-Kristallin darstellen soll.

NEUMANN (1966, 1972, 1973, 1974) möchte also in Analogie zum Ruhlaer Kristallin eine historische Stockwerks-Bildung annehmen und sieht eine erhebliche Zeitspanne zwischen der Entwicklung von Sockel und Oberbau. Beide Bereiche sollen durch tiefgreifende Unterschiebungen voneinander getrennt sein.

b. Die Ausgangs-Gesteine der Schieferhülle sind älter als die Gneiskuppel. CHATTERJEE (1960) geht von einer proterozoischen Serie, der späteren Schieferhülle, aus. Im Zuge einer prävariscischen tektonischen Durchbewegungs-Phase drangen granodioritische Mobilisate (vermutlich als Schmelzen), die in etwas größerer Tiefe gebildet worden waren, in diese Serie ein und bildeten im Grenzbereich schlierige Mischgesteine (Migmatite). Die proterozoische Serie und der Granodiorit wurden gemeinsam mit ostwest-streichenden Faltenachsen (Plan B₁) deformiert und metamorph umgeprägt: es entstanden die Schieferhülle und der Granodiorit-Gneis. In einer späteren, aber noch prävariscischen Phase drang auf der Grenze zwischen beiden Anteilen eine granitische Schmelze ein, die nach ihrer Erstarrung (und zwar immer noch nach Plan B₁) zum Granit-Gneis umgeprägt wurde.

Nach CHATTERJEE (1960) waren die Böllsteiner Gabbros schon vor der Platznahme der granodioritischen Mobilisate in die proterozoische Serie intrudiert. Demgegenüber stuft RAMDOHR (1923) die Gabbros altersmäßig zwischen den Granodiorit-Gneis und den Granit-Gneis ein.

Man könnte die Vorstellungen von CHATTERJEE (1960) dahingehend modifizieren, daß man die Intrusion der Granite ins Alt-Paläozoikum verlegte und ihre Umprägung zu Granit-Gneis der variscischen Metamorphose zuschriebe. Damit wäre eine Analogie zu den Rotgneisen des Spessarts (MATTHES und OKRUSCH 1965b) hergestellt, für die KREUZER et al. (1973) durch Rubidium-Strontium-Gesamtgesteins-Datierungen ein unter- bis mitteldevisches Intrusions-Alter (384 ± 11 Millionen Jahre) wahrscheinlich machen konnten. Auch für den Böllsteiner Odenwald ist ein detailliertes radiometrisches Altersbestimmungs-Programm notwendig, um eine Entscheidung über die immer noch stark divergierenden Ansichten zur Alters-Beziehung zwischen Gneiskuppel und Schieferhülle herbeiführen zu können.

Versuch einer Zusammenschau

Die vorhergehende Diskussion zeigt, daß die Entwicklungsgeschichte der verschiedenen Odenwaldeinheiten kompliziert ist. Ein Vergleich muß einer unterschiedlichen Entwicklung auch über kurze Entfernungen hinweg Rechnung tragen, wobei primär gesehen Schwankungen in der faziellen Entwicklung der Ausgangssedimente wichtig sein können, außerdem aber die Stockwerktektonik Probleme aufwirft. Handelt es sich im Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald um disharmonische oder historische Stockwerke, d. h., sind die tektonischen und metamorphen Unterschiede allein aus deren unterschiedlicher Tiefenlage zu erklären, oder handelt es sich – im Falle der Deutung als historische Stockwerke – um Bereiche, die ihre Hauptüberprägung zu verschiedenen Zeiten erhielten? Die Frage betrifft also letztendes die Einstufung der Böllsteiner Gneise.

Anhand eines tabellarischen Vergleichs soll darum im Folgenden die Entwicklungsgeschichte der metamorphen Gesteine des Odenwaldes noch einmal verglichen werden.

Nach NICKEL (1953) sind die älteren Gneise des Sockels schon vergneist gewesen, ehe die variscischen Magmatite ihren Platz einnahmen, und zwar handelt es sich um eine Vergneisung, die NICKEL und OBELODE-DÖNHOFF (1962) als vor- oder frühvariscisch ansehen. Im Bereich des Odenwaldes ist eine einheitliche Sedimentationsgeschichte anzunehmen, da vorläufig nicht einzusehen ist, warum gerade die Grenze zwischen Böllstein und Bergsträßer Odenwald ganz verschiedene Scholleneinheiten trennen sollte, deren Sedimentationsgeschichte auch grundlegend verschieden wäre. Ein Einsetzen der Sedimentation

Tab. 1. Zeitlicher Vergleich der geologischen Ereignisse im Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald.

| | Bergsträßer Odenwald | Böllsteiner Odenwald |
|--|--|--|
| | Sedimentationsgeschichte | |
| | Einsetzen der Sedimentation schwer erkennbar, aber schon präkambrisch möglich, hinaufreichend bis zum Silur; Paläozoikum aber wohl stark reduziert in den Mächtigkeiten. Platznahme basischer Magmen und Tuffe im Silur. | |
| | Tektonische Verstellung ältere Isoklinalfaltung | |
| assyntisch? kaledonisch? | wahrscheinlich ähnliche Entwicklung wie im Böllstein, aber entweder durch spätere Vorgänge vollkommen überwältigt, oder nur ein höheres älteres Stockwerk erhalten. | Im Untergrund einsetzende Metamorphose und Anatexis Paragneise als Relikte Anatexite granodioritischer Zusammensetzung; intrusionsfähige granitische Mobilisate ; Metamorpher Sockel |
| Devon? | spätere diskordante Basite? | |
| | Regionalmetamorphose | |
| | Norden: lokal Anatexite Süden: Anatexis | Amphibolitfazielle Überprägung Granodioritgneise Granitgneise Paragneise |
| frühvariszisch | 2. Deformation S ₁ -Kuppelbau mit S ₂ als begleitender Schieferung Einwanderung der Mobilisate in S ₂ | Basite in Amphibolitfazies |
| | Diskordante Gabbros und Diorite mit Kontaktmetamorphose; Granodiorite und Granite syntektonische Magmenbildung. Plagioklasblastese in Metamorphiten; vor allem aber auf erzgebirgischen Schwächezonen. | |
| sudetisch | | flache Scherzonen, Blastomylonite |
| ausklingende sudetische Ereignisse | Späte Deformationen längs NW-SE-verlaufender Störungen; gleichzeitige Platznahme jüngster Granite. | |

im Proterozoikum ist durchaus möglich. Sollten ähnliche Sedimentationsbedingungen wie in Thüringen und in Böhmen herrschen, dann könnte es sich auch um mächtige Grauwackenserien handeln, denen sich vielleicht auch Vulkanite und Tuffe einschalten. Im Vergleich zu Thüringen, dem Vogtland und Oberfranken wäre dann auch mit sehr reduzierten Mächtigkeiten im Paläozoikum zu rechnen, so daß also eventuell nur wenige 100 Meter Sediment das ganze Paläozoikum vom Kambrium (lückenhaft?) bis zum Silur vertreten könnten. Eine älteste Tektonik hat diese Sedimentstapel sicherlich verstellt, so daß dadurch eine ungleiche Verteilung der verschiedenen Sediment-Einheiten zustandekam. Dadurch wäre es durchaus möglich, daß im Böllstein eher proterozoische Sedimente vorwiegen, während im Bergsträßer Odenwald wegen der besonderen Lithologie nur noch die reliktschen paläozoischen Einheiten auffallen. Waren größere Grauwackenzüge vorhanden, so können sie mindestens im südlichen Bereich schon der Anatexis anheimgefallen sein.

Im Falle der Annahme einer Sedimentation vom Präkambrium bis Silur würde man die frühe Anatexis im Böllsteiner Odenwald als vorvariscisches Ereignis ansehen müssen. Spuren dieser Anatexis sind im Bergsträßer Odenwald entweder nicht vorhanden (höheres Stockwerk in bezug auf die ältere Anatexis), oder sie wurden durch nachfolgende Ereignisse vollkommen verdeckt. Es bildete sich damit im Bereich des Odenwaldes ein anatektischer Sockel aus, der assytisches oder kaledonisches Alter haben könnte. Nach WATZNAUER (1974) ist das mittlere Ordoviciem eine Zeitangabe, die „im tieferen Sockel des Variszikums eine erhebliche Rolle spielt“. Wir könnten also im Böllsteiner Odenwald einen paläozoisch gebildeten Sockel sehen, der nun in der folgenden Zeit eine Entwicklungsgeschichte aufweist, die sich auch im Bergsträßer Odenwald wiederfindet.

Die Bildung des Kuppelbaus mit paralleler Ausbildung amphibolitfazieeller Mineralparagenesen – auch in den mitdeformierten Basiten (KNAUER et al. 1974) – könnte mit den Paragneiskuppeln des Bergsträßer Odenwaldes verglichen werden, wobei die dort aufsteigenden Mobilisate einsetzender Anatexis in den Schieferungsflächen auftreten, die als S_2 zum Kuppelbau der Paragneise gehört. Die entstehenden Mineralparagenesen entsprechen einer regionalen Amphibolitfazies. Lokal aufgefundene Relikte von Fibrolith und Granat in Plagioklasblasten zeugen von den ältesten Mineralparagenesen. Diese Plagioklasblastose ist nach NICKEL und MAGGETTI (1974) vor allem auf die erzgebirgisch streichenden Schwächezonen konzentriert, in denen sich synorogene Magmen und Mobilisate variscischer Zeit konsolidierten. Im Böllsteiner Odenwald kann von diesen Vorgängen nichts festgestellt werden, doch manifestieren sie sich in der Zwischenzone.

Für den Bergsträßer Odenwald folgte außerdem eine Zeitspanne der Magmenentwicklung und der Intrusion der verschiedenen Basite und Granite (MAGGETTI und NICKEL 1973, NICKEL und MAGGETTI 1974) mit den entsprechenden Kontakterscheinungen, die wohl der sudetischen Phase entsprechen kann.

Auch die letzte Bewegungsphase mit der Einschnürung und Deformation der Basitkörper längs NW-SE-verlaufender Störungen und der gleichzeitigen Platznahme später Granite läßt sich nur im Bergsträßer Odenwald ablesen, während der Böllsteiner Odenwald hier als Einheit erhalten bleibt. Dieser Vorgang wäre aber im größeren Rahmen wohl mit den lineamentgebundenen Granit-Querstrukturen zu vergleichen, wie sie den kristallinen Sockel des Erzgebirgsbereiches (BEHR 1971) charakterisieren.

Summary

The crystalline basement of the Odenwald (SW-Germany) is divided into three units: Bergsträsser Odenwald, Zwischenzone, and Böllsteiner Odenwald.

The **Bergsträsser Odenwald** forms the largest part of this basement, but metamorphic rocks are restricted to relatively small areas, mostly elongated in SW-NE direction, between the dominating magmatic intrusions of Hercynian age. The metamorphic series is formed by pelitic to psammitic paragneisses with intercalations of amphibolites, marbles, calc-silicate rocks, graphite- and apatite-quartzites. Judging from this characteristic lithology, the primary age of the series is assumed to be either Proterozoic or, perhaps more likely, Silurian. Although old pre-Hercynian elements are probably preserved in the Bergsträsser crystalline area, the present metamorphic rocks were essentially formed by a Hercynian regional metamorphism under amphibolite facies conditions. The metapelites contain almandine garnet, cordierite, andalusite, and sillimanite (plus muscovite and/or plus K-feldspar); the critical assemblages point to water vapour pressures around 4, positively not higher than 6, kilobars and to temperatures of 600 to 700°C. Conditions of partial melting were achieved in the highest grade rocks. This regional metamorphism (which can possibly be divided into individual, rather ill-defined sub-phases) is syn- to post-kinematic relative to the main Hercynian deformation which led to a flat-lying schistosity and doming with SW-dipping fold axes. There are also indications of an older, probably pre-Hercynian system of isoclinal folds. Locally, the metamorphic rocks are deformed and diaphotized by late-Hercynian movements along NW-SE striking faults.

The **Zwischenzone** is a small, elongated gneiss area, extending from north to south along the Ortberg lineament between the Bergsträsser and the Böllstein unit. It contains an old, pre-Hercynian gneiss anticline with N-S striking fold axes but has been reworked by repeated deformation and re-crystallization during the Hercynian orogenesis.

The Böllsteiner Odenwald is formed by a gneiss dome of granodiorite- and granite gneisses and is surrounded by the Schieferhülle, a complex of micaschists, quartz-micaschists, paragneisses, amphibolites, calc-silicate rocks, and graphite-quartzites, probably of Proterozoic age. The metamorphism took place under conditions of the amphibolite facies. A first phase of deformation, with E-W striking fold axes, can be distinguished from a younger deformation, with NNE-SSW striking fold axes, by which the doming was achieved. Although it seems clear, that the Böllstein crystalline area contains a pre-Hercynian element (the gneiss core or part of it), the age relationships between gneiss and Schieferhülle and the age of the latest metamorphism (pre-Hercynian or Hercynian) are still debated.

Schrifttum

(Odenwald-Literatur ist durch * gekennzeichnet)

- *ABRAHAM, K. und SCHREYER, W. (1975): Minerals of the Viridine Hornfels from Darmstadt, Germany. *Contr. Mineral. and Petrol.* 49, S. 1-20.
- ALTHAUS, E., KAROTKE, E., NITSCH, K. H. und WINKLER, H. G. F. (1970): An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1970, S. 325-336.
- Arbeitsgemeinschaft für Dinantium-Stratigraphie, Sekr. E. PAPROTH (1971): II Unterkarbon (Dinantium). *Fortschr. Geol. Rheind. u. Westf.* 19, S. 5-18, Krefeld.
- BANKWITZ, P. (1970): Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzbühler Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels. *Geologie* 19, S. 1023-1048.
- *BARTH, H. (1970): Quarzdiorit und Granodiorit des Felsberg-Zuges im Bergstraßeer Odenwald. Ihre geologischen und petrologischen Beziehungen zu Marmor und Amphibolit, Gabbro und Diorit. *Diss. Univ. Heidelberg*, S. 1-144.
- * (1971): Marmor und Kalksilikatfelse von Auerbach-Hochstädten (Neue Gesichtspunkte zur Metamorphose des altbekanntesten Mineralfundpunktes). *Oberrhein. geol. Abhandl.* 20, S. 43-58.
- * (1972): Geologische Kartierung im Felsberg-Zug, Bergstraßeer Odenwald. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abhandl.* 140, S. 255-305.
- BEDERKE, E. (1957): Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. *Abhandl. hess. Landesamt Bodenforsch.* 18, S. 7-19.
- BEHR, H. J. (1961): Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. *Freiberger Forschungshefte C 119*, S. 1-64.
- (1964): Die Korngefügefazies der Zweigürteltektonite im kristallinen Grundgebirge Sachsens. *Abhandl. Deutsche Akad. Wissensch. Berlin, Kl. Bergbau* 1964, I, S. 1-46.
- (1966): Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wissensch. A, Geol. Pal.* 11, S. 39-56.
- (1971): Gesetzmäßigkeiten des Gefügebaues von tiefen Stockwerken. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wissensch. A., Geol. Pal.* 16, S. 403-412.
- BIRD, G. W. und FAWCETT, J. J. (1973): Stability relations of Mg-chlorite and quartz between 5 and 10 kb water pressure. *Journ. Petrol.* 14, S. 415-428.
- BLANALT, J. G. und LILLIÉ, F. (1973): *Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains sédimentaires dévono-dinantiens de la vallée de la Bruche (Vosges Septentrionales)*. *Sci. Géol. Bull.* 26, S. 69-74.
- *BOSSDORF, R. H. H. (1961): Das Kristallin von Gadenheim und Laudenu im Odenwald. *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 95, S. 370-419.
- BRAITSCH, O. (1957a): Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihre geologisch-tektonische Geschichte. *Abhandl. hess. Landesamt Bodenforsch.* 18, S. 21-72.
- (1957b): Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vorpessart. *Abhandl. hess. Landesamt Bodenforsch.* 18, S. 73-99.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. *Geol. Rundschau* 36, S. 56-66.
- *BUBNOFF, S. VON (1926): Studien im südwestdeutschen Grundgebirge. II. Die tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorpessarts. *N. Jahrb. Mineral. Geol. Paläont. Beil. Bd.* 55, S. 468-496.
- *CHATTERJEE, N. D. (1960): Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abhandl.* 111, S. 137-180.
- *CHELIUS, C. (1897): Erläuterungen zu Blatt Brensbach-Böllstein der geologischen Karte von Hessen, 1. Aufl.
- CHOUDHURI, A. und WINKLER, H. G. F. (1969): Anthophyllit und Hornblende in einigen metamorphen Reaktionen. *Contr. Mineral. and Petrol.* 14, S. 293-315.
- CLOOS, H. (1948): Grundsollen und Erdnähte. *Geol. Rundschau* 35, S. 133-154.
- CURRIE, K. L. (1971): The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. *Contr. Mineral. and Petrol.* 33, S. 215-226.
- *EIGENFELD, R. (1963): Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 6, S. 137-238.
- ELLER, J. P. VON (1970): Carte géologique du socle vosgien, partie septentrionale. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.* 23, S. 5-28.
- *ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1947): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. II. Die Diorite des Bergstraßeer Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. *Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr.* 1, S. 37-85.
- ESKOLA, P. (1920): The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. Tidskr.* 6, S. 143-194.
- (1939): Die metamorphen Gesteine. In: T. F. W. BARTH, C. W. CORRENS und P. ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin.

- FAHR, G., TRÖGER, K. A. und FREYER, G. (1967): Der Nachweis von roten und rot-grün gebänderten Tonschiefern im unteren Mitteldevon des Vogtlandes. *Geologie* 16, S. 403-413.
- FRANKE, D. (1968): Kambrium, Ordovizium und Silur. In: Grundriß der Geologie der deutschen demokratischen Republik Band 1, S. 102-158, Akademie-Verlag, Berlin.
- FREYER, G. und TRÖGER, K. A. (1959): Über Phosphoritknollen im vogtländisch-ostthüringischen Silur. *Geologie* 8, S. 168-188.
- *FRIEDRICH, G. (1955): Das Granitmassiv des Melibokus im Odenwald und seine Randzone. *Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr.* 5, S. 65-99.
- GAERTNER, H. R. VON (1950): Probleme des Saxothuringikums. *Geol. Jahrb.* 65, S. 409-450.
- (1964): Stratigraphie und Tektonik am Südostabfall des Schwarzburger Sattels (Thüringen). *Geologie* 13, S. 682-700.
- (1968): The Position of the Excursion Areas within the Scope of the Variscan Orogen. *Intern. Geol. Congress XXIII Session, Guide to excursion C 34, Part I, V-XXVII*, Prag.
- GREILING, L. (1957): Das Gotlandium des Frankenwaldes (Bayerische Entwicklung). *Geol. Jahrb.* 73, S. 301-356.
- HEIDEMANN, H. A., FABIAN, H. J., FIEBIG, H. und RABITZ, A. (1973): Karbon in marin-paralischer Entwicklung. *C. Rendu Septième Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif. Krefeld*, Vol. 1, S. 32-47.
- *HINDEL, R. (1971): Geochemische Untersuchungen der Paragneise und Granitoide zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. *Diss. Univ. Frankfurt a. M.*
- HIRSCHMANN, G., HOTH, K. und LORENZ, W. (1968): Die sedimentologisch-tektonische Entwicklung der Saxothuringisch-Lugischen Zone im Proterozoikum und tiefen Paläozoikum. - XXIII. *Intern. Geol. Congress*, Vol. 4, S. 141-155, Prag.
- HOLDOWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. Journ. Sci.* 271, S. 97-131.
- HOLUBEC, J. (1966): Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the Core of the Bohemian Massif (The Teplá-Barrandian region). *Rozpravy Ceskosl. Akad. VED* 76, 4, S. 1-62, Prag.
- *HOPPE, W. (1924a): Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße und ihre Grenzgesteine. *Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 6, S. 193-218.
- *— (1924b): Untersuchungen an kontaktmetamorphen Gesteinen des Odenwaldes. *Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 6, S. 219-239.
- *HORN, P. (1965): Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. *Diss. Univ. Heidelberg*.
- HOTH, K. (1968): Präkambrium oder Kryptozoikum. In: *Grundriß der Geologie der DDR*, Bd. 1, S. 77-94, Akademie-Verlag, Berlin.
- HOTH, K., HIRSCHMANN, G. und LORENZ, W. (1970): Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsstadien. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A, Geol. Pal.* 15, S. 379-424.
- KEGEL, W. (1948): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* 100, S. 267-289.
- KETTNER, R. (1917): Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. *Geol. Rundschau* 8, S. 169-188.
- *KLEMM, D. D. und WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 116, S. 80-111.
- (1972): Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes. *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 118, S. 43-73.
- *KLEMM, G. (1907): Über das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“. *Notizbl. Ver. Erdk. u. grossh. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (4) 28, S. 14-20.
- (1916): Die korundführenden Hornfelse und die Schmirgelsteine von Laudenu und Klein-Gumpen bei Reichelsheim im Odenwald und ihre Nebengesteine. *Notizbl. Ver. Erdk. u. grossh. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 1, S. 23-41.
- (1919): Der Granatfels von Gadernheim im Odenwalde und seine Nebengesteine. *Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 4, S. 3-32.
- (1923): Über die Beziehungen zwischen dem Böllsteiner und dem Bergsträßer Odenwald. *Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt*, (V), 6, 28-39 (1923).
- (1924): Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. *Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 7, S. 8-22.
- (1927): Über die sog. „Gabbroaplite (Beerbächte)“ des Odenwaldes. *Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 9, S. 111-115.
- (1918): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Darmstadt:
- (1918): Blatt Neunkirchen,
- (1929): Blatt Birkenau,
- (1933): Blatt Lindenfels,
- (1938): Blatt Roldorf.
- *KNAUER, E. (1969): Konvergenzerscheinungen granitoider Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergneisen des Gebietes Brandau-Neunkirchen/Odenwald. *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 110, S. 287-328.
- *KNAUER, E., OKRUSCH, M., RICHTER, P., SCHMIDT, K. und SCHUBERT, W. (1974): Die metamorphe Basit-Ultrabasit-Assoziation in der Böllsteiner Gneiskuppel, Odenwald. - *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 122, S. 186-228.

- KNÜPFER, J. (1967): Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Gräfenenthaler Schichten) in Thüringen. Freiburger Forschungshefte C 220, S. 1–119.
- *KORN, D. (1929): Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. N. Jahrb. Mineral. Geol. Paläont. Beil.-Bd. 62 B, S. 171–234.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abhandl. sächs. geol. Landesamt 1, S. 1–40.
- KREUZER, H., LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, S., OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart. Rb/Sr-Gesamteinstens-Datierungen. Geol. Jahrb. A9, S. 69–88.
- LOTZE, F. (1953): *Einige Probleme der Osnatingtektonik*. Geotekt. Forsch. 9/10, S. 7–19.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. und TUTTLE, O. F. (1964): The granite system at pressures of 4–10 kilobars. Journ. Geophys. Res. 69, S. 759–773.
- *MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges (Mittlerer Bergsträßer Odenwald). N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 115, S. 192–251.
- * (1974): Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 54, S. 39–57.
- *MAGGETTI, M. und NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 119, S. 232–265.
- MATTHES, S. und OKRUSCH, M. (1965a): Spessart. Sammlung geologischer Führer, Bd. 44, Borntraeger, Berlin.
- * (1965b): Petrographische Untersuchung zur Frage der Rotgneise im Spessart. Geologie 14, S. 1148–1210.
- *MATTHES, S., OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1972): Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 116, S. 225–267.
- MATTHES, S. und SCHUBERT, W. (1967): Der Chlorit-Hornblende-Fels von Wenighösch im mittleren Vorpessart und seine genetischen Beziehungen zu spätkinematischen Chlorit-Amphiboliten. Veröffentlich. Geschichts- und Kunstver. Aschaffenburg 10, S. 15–46.
- * (1971): Der Original-Beerbacht im Odenwald, ein Amphibolit-Hornfels in Pyroxen-Hornfelsfazies. Contr. Mineral. and Petrol. 33, S. 62–86.
- *MEISL, S. (1972) In: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 000 Zwingenberg, Wiesbaden.
- *NEUMANN, W. (1966): Versuch eines lithostratigraphischen Vergleichs von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. Geologie 15, S. 942–962.
- * (1972): Die Entwicklung von variszischer und saxomischer Tektonik im Ruhlaer Kristallin. Ber. deutsch. Ges. geol. Wissensch. A, Geol. Pal. 17, S. 797–810.
- * (1973): Zum Stockwerkbau im Bereich der „Mitteldeutschen Kristallinzone“ (speziell im Ruhlaer Kristallin). Akad. Wissensch. DDR, Veröffentlich. Zentralinst. Zentralinst. Erde 14, S. 391–409, Potsdam.
- * (1974): Über den Tiefenbau der epivariszischen Plattform im Südtel der DDR. In: Precambrien des zones mobiles de l'Europe, Inst. géol. Ac. Sci. Prag, S. 85–100.
- *NICKEL, E. (1949): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. IV. Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefeln im westlichen Odenwald. Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr. 1, S. 427–470.
- * (1950): Zur Grenzziehung zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. Fortsch. Mineralogie 29, S. 79–81.
- * (1953): Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wissensch., Mathem.-naturwiss. Kl. 1952, 3, S. 385–503.
- * (1954): Grenzfazies und Angleichgefüge der varistischen Elemente im kristallinen Odenwald. Opuscula Mineralogica et Geologica 2, S. 1–34, Feller-Nottulin, Kettwig/Ruhr.
- * (1956): Phasenablauf der Tektogenese im Raume Knoden (Odenwald). N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 89, S. 302–366.
- * (1963): Vergleich der Phasenabfolgen im Kristallin des südlichen Bergsträßer Odenwaldes. N. Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh. 1963, S. 659–668.
- * (1964): Vergleich der Phasenabfolgen im Kristallin der Zwischenzone und des Böllsteins. N. Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh. 1964, S. 30–42.
- * (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. N. Jahrb. Mineral. Monatsh. 1965, S. 43–53.
- *NICKEL, E. und MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogenen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. Geol. Rundschau 63, S. 618–654.
- *NICKEL, E. und OBELODE-DÖNHOF, I. M. (1962): Der Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz. N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 98, S. 157–207.
- * (1968): Die Beziehungen zwischen dem Hornblendegneis (Gnb) und dem sog. „Hornblendegranit“ (Gh) im Raum Ostern-Weschnitz. N. Jahrb. Mineral. Abhandl. 109, S. 63–93.
- *OSANN, A. (1893): Über die kristallinen Schiefer auf Blatt Heidelberg. Mitt. bad. Geol. Landesanstalt 2, S. 380–388.
- PAPROTH, E. (1969): Die Parallelisierung von Kohlenkalk und Kulm. C. Rendu Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif. Sheffield 1967, Vol. I, S. 279–292.
- PFEIFER, H. (1968a): Dinant. In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd. 1, S. 177–188, Akademie-Verlag, Berlin.
- * (1968b): Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums vom Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung. Geologie 17, S. 17–51.
- * (1971): Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallinzone des variszischen Bogens. Geologie 20, 9, S. 945–958.
- PFEIFER, H., REICHSTEIN, M. und RUCHHOLZ, K. (1968): Lithologische und paläogeographische Entwicklung und Stratigraphie des Oberdevons und Dinants in der Umgebung der Mitteldeutschen Schwelle. XXIII. Intern. Geol. Congr. Vol. 9, 9–19, Prag.

- *RAMDOHR, P. (1923): Die „Gabbros“ des Böllsteiner Gebietes, *Notizb. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesanstalt, Darmstadt* (5) 5, S. 149–193.
- *RAÜMER, J. F. VON (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald), *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 115, S. 313–336.
- *RAÜMER, J. F. VON und MAGGETTI, M. (1975): Der Basitzug und der Schiefergneiszug von Heppenheim-Lindenfels, ein Vergleich geologischer Strukturen. *Aufschluß, Sonderband 27* (Odenwald).
- REICHSTEIN, M., SCHMIDT, K., FREYER, G., GRÜBE, R., RUCHHOLZ, K. und TRÖGER, K. A. (1968): Stratigraphy of the (Ordovician) Silurian and Devonian of the Saxothuringium and the Harz. *Intern. Geol. Congress XXIII, Session, Guide to excursion 36 AC, Prag.*
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. und BELL, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Amer. Journ. Sci.* 267, S. 259–272.
- RÖHLICH, P. und TRÖGER, K. A. (1961): Bewegungen an der Wende Mitteldevon/Oberdevon im Bereich der Böhmisches Masse. *Geologie* 10, S. 119–130.
- SANNEMANN, D. (1954): Obersilurischer Vulkanismus und Grenze Silur-Devon in der bayerischen Fazies des Frankenswaldes. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh.* 1954, S. 433–439.
- SCHMIDT, W. (1951): Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* 103, S. 151–177.
- SCHOLTZ, H. (1934): Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saale-Senke. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* 85, S. 316–382.
- SCHRÖDER, E. (1958): Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). *Geologie* 7, S. 465–483.
- (1966): Zur tektonischen Zonen- und Stockwerksgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges. *Geologie* 15, S. 973–980.
- *SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävariszischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.* 108, S. 69–110.
- *— (1969): Chlorit-Hornblende-Felse des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Phasenpetrologie. *Contr. Mineral. and Petrol.* 21, S. 295–310.
- SEIFERT, F. (1970): Low-temperature compatibility relations of cordierite in haploplites of the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Journ. Petrol.* 11, S. 73–99.
- SEIFERT, F. und SCHREYER, W. (1970): Lower stability limit of Mg cordierite in the range 1–7 kb water pressure: a redetermination. *Contr. Mineral. and Petrol.* 27, S. 225–238.
- STILLE, H. (1951): Das mittlereuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beih. Geol. Jahrb.* 2, S. 1–138.
- *TABORSZKI, F. (1954): Die Mineralgenese der Auerbacher Marmorlagerstätte. *Diplom-Arbeit, Mineral. Inst. TH Darmstadt.*
- *— (1955): Mineralführung und Bildungsgeschichte des Marmorlagers von Auerbach a. d. Bergstraße. *Aufschluß, Sonderheft 2*, S. 67–70.
- *TROCHIM, H. D. (1960): Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein (Odenwald). *Diss. Univ. Freiburg.*
- TRÖGER, K. A. (1959): Kaledonische und frühvariszische Phasen im Vogtland und den angrenzenden Gebieten. *Freiburger Forschungshfte C 73*, S. 1–152.
- TUITTLÉ, O. F. und BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. *Geol. Soc. America Memoir* 74, S. 1–153.
- WAGNER, W. (1923): Gliederung und Lagerung des Devons im Breuschtal der Vogesen. *Mitt. Geol. Landesanst. Els. Lothr.* 11, S. 67–152.
- WATZNAUER, A. (1964): Stratigraphie und Fazies des Erzbergischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. *Geol. Rundschau* 54, S. 853–860.
- (1967): Ein Klimazeuge aus dem Ordovizium. *Monatsber. d. Deutschen Akad. d. Wissensch. Berlin* 9, S. 352–356.
- (1974): Beitrag zur Frage des zeitlichen Ablaufes der Granulitgenese (Sächsisches Granulitgebirge). *Krystalinikum* 10, S. 181–192.
- WEGMANN, E. (1953): Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. *Geol. Rundschau* 41, S. 21–33.
- (1956): Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferenzierung. *Geol. Symposium Hans Stille*, S. 3–19, Enke, Stuttgart.
- *WIRSCHING, U. (1969): Phasenanalyse des Kinzigit von Gadernheim, Odenwald. *Diplom-Arbeit, Mineral. Inst. Würzburg.*
- WURM, A. (1961): *Geologie von Bayern, Bd. I. Borntraeger, Berlin.*
- *ZURBRIGGEN, B. (1974): Synorogene Gesteinsbildung im Raume Neunkircher Höhe (Odenwald). *Diss. Univ. Fribourg/Schweiz.*

Geochemische Untersuchung der Paragneise zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald

Roland HINDEL, Hannover

Kurzfassung/Abstract

Im Heppenheim-Lindenfelder Schieferzug (Odenwald) wurden Muskowit-Gneise und Biotit-Plagioklas-Gneise auf Haupt- und Spurenelemente analysiert: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Ti, Mn, V, Ni, Zn, Cr, Cu. Die statistische Auswertung der Analysenergebnisse gestattet die Unterteilung der Biotit-Plagioklas-Gneise in zwei Gruppen, deren Edukte Grauwacken bzw. tonig-sandige Sedimente (Semipelite) waren. Die chemische Zusammensetzung der Muskowit-Gneise deutet auf tonreiche Sedimente als Edukte hin.

Muscovite gneiss and biotite-plagioclase gneiss of the Heppenheim-Lindenfels schist zone in the Odenwald Forest were analyzed for the following main and trace elements: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Ti, Mn, V, Ni, Zn, Cr, Cu. Following a statistical evaluation of the results, the biotite-plagioclase gneiss was subdivided into two further groups, the unmetamorphosed equivalents of which include graywacke or clayey, sandy sediments (semipelites). The chemical composition of the muscovite gneiss indicates an unmetamorphosed equivalent of clay-rich sediments.

Die Metamorphite des Heppenheim-Lindenfelder-Schieferzuges setzen sich nach KLEMM (1933) aus Quarz-Biotitschiefern, Amphiboliten, muskovitreichen Glimmerschiefern, Graphitschiefern, Graphitquarziten und Kalksilikathornfelsen zusammen.

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Untersuchung der Quarz-Biotitschiefer und der muskovitreichen Glimmerschiefer. Da der Feldspatgehalt dieser Gesteine über 20 Vol.-% beträgt, werden sie, in Anlehnung an v. RAUMER (1973), als Biotit-Plagioklas-Gneise und Muskowit-Gneise bezeichnet.

Die Biotit-Plagioklas-Gneise setzen sich aus Quarz, Plagioklas, Biotit zusammen; untergeordnet kommen Muskowit, Granat, Turmalin, Cordierit vor. Die Muskowit-Gneise sind durch die Paragenese Biotit, Muskowit, Sillimanit, Quarz, Plagioklas gekennzeichnet.

Die Muskowit-Gneise lassen sich makroskopisch gut von den Biotit-Plagioklas-Gneisen abtrennen und stellen auch in ihrem Chemismus eine relativ homogene Gruppe dar. Bei den Biotit-Plagioklas-Gneisen hingegen treten große Schwankungen in den Elementkonzentrationen auf. Es wurde deshalb nach Kriterien gesucht, diese Gruppe eventuell noch unterteilen zu können.

Es erwies sich hierbei als günstig, eine Unterteilung auf Grund des $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisses vorzunehmen. Biotit-Plagioklas-Gneise, deren $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse größer als 1 sind und Biotit-Plagioklas-Gneise, deren $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse kleiner als 1 sind, wurden jeweils zu einer Gruppe zusammengefaßt. Sie werden im folgenden Biotit-Plagioklas-Gneise 2 und Biotit-Plagioklas-Gneise 1 genannt werden.

Dieser Unterteilung lag folgende Überlegung zu Grunde: Tonreiche Sedimente sind durch $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse kleiner als 1 gekennzeichnet, während Grauwacken $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse größer als 1 aufweisen (Durchschnitt 1.3–1.4 nach CONDIE 1967). Eine isocheme Metamorphose vorausgesetzt, sollte auf Grund des $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisses bereits eine erste Zuordnung der Gneise zu Sedimentedukten möglich sein.

Das durchschnittliche $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis in den drei Gneisgruppen beträgt:

| | |
|----------------------------|------|
| Muskovit-Gneise | 0.18 |
| Biotit-Plagioklas-Gneise 1 | 0.68 |
| Biotit-Plagioklas-Gneise 2 | 1.60 |

Die für diese drei Gruppen berechneten Mittelwerte und Standardabweichungen von Haupt- und Spurenelementen sind in der folgenden Tabelle aufgeführt. Zum Vergleich sind noch die Mittelwerte für Tonschiefer und Grauwacken angegeben.

Tab. 1. Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (s) der drei Gneisgruppen, sowie Vergleichsanalysen aus der Literatur. Angaben für SiO_2 , Al_2O_3 , Fe (ges.), CaO, MgO, Na_2O , K_2O in Gew.-%, alle anderen Angaben in ppm.

| | Muskovit-Gneise | | Biotit-Plagioklas-Gneise 1 | | Biotit-Plagioklas-Gneise 2 | | I | II | III |
|-------------------------|-----------------|------|----------------------------|------|----------------------------|------|------|------|------|
| | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | s | | | |
| SiO_2 | 53.51 | 5.85 | 61.30 | 1.78 | 61.46 | 2.15 | 58.9 | 67.1 | 64.4 |
| Al_2O_3 | 22.89 | 2.03 | 18.04 | 1.44 | 16.60 | 0.75 | 16.7 | 14.4 | 15.5 |
| Fe (ges.) | 5.48 | 0.72 | 5.34 | 0.54 | 4.67 | 0.92 | 4.8 | 4.2 | 4.5 |
| CaO | 0.60 | 0.62 | 1.42 | 1.11 | 2.44 | 0.87 | 2.2 | 2.3 | 2.2 |
| MgO | 1.79 | 0.60 | 2.57 | 0.33 | 2.41 | 0.72 | 2.6 | 2.1 | 3.1 |
| Na_2O | 0.81 | 0.23 | 2.29 | 0.58 | 3.53 | 0.62 | 1.6 | 3.2 | 3.7 |
| K_2O | 4.50 | 0.77 | 3.45 | 0.65 | 2.26 | 0.34 | 3.6 | 1.9 | 2.4 |
| Ti | 6350 | 629 | 5150 | 517 | 4580 | 1100 | 4800 | 3600 | 3700 |
| Mn | 1155 | 482 | 893 | 179 | 924 | 232 | 850 | 800 | 500 |
| V | 103 | 37 | 99 | 32 | 93 | 43 | | | |
| Ni | 53 | 14 | 39 | 7 | 27 | 13 | | | |
| Zn | 93 | 26 | 112 | 19 | 98 | 45 | | | |
| Cr | 115 | 16 | 76 | 16 | 50 | 24 | | | |
| Cu | 13 | 13 | 15 | 6 | 31 | 23 | | | |

I Tone und Tonschiefer (WEDEPOHL 1967)

II Grauwacken (WEDEPOHL 1967)

III Grauwacken (CONDIE 1967)

Der Vergleich des Durchschnittschemismus von Biotit-Plagioklas-Gneisen 1 und Biotit-Plagioklas-Gneisen 2 zeigt, daß sich beide Gruppen signifikant in ihren Gehalten an Al_2O_3 , Fe (ges.), CaO, Na_2O , K_2O , Ti, Ni, Cu und Cr unterscheiden.

Zwischen den Muskovit-Gneisen und den Biotit-Plagioklas-Gneisen 1 und Biotit-Plagioklas-Gneisen 2 treten folgende signifikante Unterschiede auf: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe (ges.), MgO, CaO, Na_2O , K_2O , Ti, Ni und Cr. Signifikante Unterschiede in den Zn- und Mn-Gehalten treten nur zwischen Muskovit-Gneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen 1 auf.

während signifikante Unterschiede in den Cu-Gehalten nur zwischen Muskovit-Gneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen 2 zu beobachten sind.

In der Reihe Muskovit-Gneise \rightarrow Biotit-Plagioklas-Gneise 1 \rightarrow Biotit-Plagioklas-Gneise 2 treten charakteristische Veränderungen der Elementgehalte auf. Die Gehalte an SiO_2 , CaO, Na_2O und Cu nehmen von Muskovit-Gneisen über Biotit-Plagioklas-Gneise 1 zu Biotit-Plagioklas-Gneise 2 stetig zu, während die Gehalte an Al_2O_3 , K_2O , Fe (ges.), Ti, V, Ni und Cr abnehmen.

Diese Tendenzen, zusammen mit den Veränderungen der $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse, lassen vermuten, daß die Edukte der Metamorphite tonreiche Sedimente, Grauwacken und eventuell Mischungen zwischen den beiden Komponenten waren.

Vergleicht man daraufhin die Mittelwerte der Haupt- und Spurenelemente der drei Gneisgruppen mit der Durchschnittszusammensetzung von Peliten und Grauwacken, so ergeben sich folgende Beziehungen:

Die Muskovit-Gneise weichen in ihrem Chemismus stark von dem von WEDEPOHL (1967) berechneten Durchschnittschemismus von Tonen und Tonschiefern ab. Sie haben gegenüber Tonen und Tonschiefern signifikant niedrigere SiO_2 -, MgO -, CaO- und Na_2O -Gehalte, sowie signifikant höhere Al_2O_3 -, K_2O -, Fe- und Ti-Gehalte. Sie tendieren in ihrem Chemismus zu Al-reichen Tonschiefern (high-alumina-shales nach PETTIJOHN).

Die Biotit-Plagioklas-Gneise 1 weichen in ihrem Chemismus weniger stark vom Durchschnittschemismus von Tonen und Tonschiefern ab. Der gegenüber Tonen und Tonschiefern signifikant höhere SiO_2 -Gehalt läßt als Edukte dieser Metamorphite tonig-sandige Sedimente vermuten.

Die Biotit-Plagioklas-Gneise 2 zeigen sowohl gegenüber Grauwacken als auch gegenüber Tonen und Tonschiefern signifikante Unterschiede in den Elementkonzentrationen. Trotz dieser Unterschiede deuten das $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis von 1.60 (Grauwacken = 1.40) und das $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis (maturity index nach PETTIJOHN) von 4.7 (Grauwacken = 4.8) auf grauackenähnliche Edukte dieser Metamorphite hin. – Die Bezeichnung Grauwacke soll hierbei im geochemischen Sinne verstanden werden, d.h. als chemisch relativ unverwitterte und mechanisch relativ unsortierte detritische Sedimente, deren $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis größer als 1 ist (BUTLER 1965, PETTIJOHN 1963).

Der Vergleich der Mittelwerte von Metamorphiten mit den Mittelwerten von nicht-metamorphen Sedimenten ist jedoch problematisch, da der Chemismus oder einzelnen Gesteinstypen im sedimentären Bereich zu wenig signifikant ist (LODEMANN 1970).

Weitere Hinweise auf die möglichen Edukte der Metamorphite bietet der Vergleich von Elementtrends in Sedimenten und Metamorphiten. Im Hinblick auf die meist subjektiven Interpretationen von Korrelationsdiagrammen, wurde auf graphische Darstellungen verzichtet und statt dessen Korrelationskoeffizienten berechnet.

In Tabelle 2 sind Korrelationskoeffizienten der drei Gneisgruppen aufgeführt. Zum Vergleich wurden noch die entsprechenden Korrelationskoeffizienten von Kulmgrauwacken aus den Vogesen mit angegeben (RIVALENTI und SIGHINOLFI 1969). Alle signifikant von 0 verschiedenen Korrelationskoeffizienten sind fett gedruckt. Für tonreiche Sedimente liegen aus der Literatur keine Vergleichszahlen vor, so daß für diese Sedimentgruppe nur qualitative Angaben gemacht werden können, d.h. zwischen zwei Elementen besteht eine positive Korrelation (+), eine negative Korrelation (–) oder keine Korrelation (0). Diese qualitativen Angaben wurden aus den Untersuchungen von SHAW (1954, 1956) an Peliten der Littleton Formation und von HIRST (1962) an Tonen des Gulf of Paria abgeleitet.

Der Vergleich der Korrelationskoeffizienten von Muskovit-Gneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen 1 und Biotit-Plagioklas-Gneisen 2 zeigt, daß zwischen den drei Gruppen signifikante Unterschiede in den Elementtrends bestehen. Diese unterschiedlichen Elementtrends deuten – eine isochemie Metamorphose vorausgesetzt – auf unterschiedlich zusammengesetzte Edukte hin.

Ein Vergleich der Korrelationskoeffizienten der Biotit-Plagioklas-Gneise 2 mit den Korrelationskoeffizienten von Grauwacken zeigt – mit Ausnahme der Elementtrends CaO-Fe, CaO-Mn, Fe-Ni, Fe-Cr, V-Ni und V-Cr – eine gute Übereinstimmung. Diese Übereinstimmung in den Elementtrends von Biotit-Plagioklas-Gneisen 2 und Grauwacken ist ein weiterer Hinweis darauf, daß die Edukte der Biotit-Plagioklas-Gneise 2 grauwacken-ähnliche Sedimente waren.

Tab. 2. Korrelationskoeffizienten der drei Gneisgruppen im Vergleich zu Elementtrends in Grauwacken und tonreichen Sedimenten

| | tonreiche Sedimente | Muskovit- Gneise | Biotit- Plagioklas- Gneise 1 | Biotit- Plagioklas- Gneise 2 | Grauwacken |
|------------------------------------|------------------------|---------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------|
| Na ₂ O-K ₂ O | 0 | 0.58 | 0.34 | -0.25 | -0.36 |
| Na ₂ O-MgO | + | 0.74 | -0.18 | -0.32 | -0.40 |
| Na ₂ O-Fe | + | 0.74 | -0.06 | -0.30 | -0.54 |
| Na ₂ O-V | + | 0.73 | 0.23 | -0.31 | -0.36 |
| Na ₂ O-Mn | + | 0.73 | 0.30 | 0.18 | -0.21 |
| Na ₂ O-Ni | + | 0.67 | -0.09 | 0.11 | -0.17 |
| Na ₂ O-Cr | + | 0.77 | -0.15 | -0.16 | -0.14 |
| K ₂ O-Fe | 0 | 0.82 | -0.01 | 0.01 | 0.33 |
| K ₂ O-Ti | 0 | 0.67 | 0.14 | 0.00 | 0.16 |
| K ₂ O-Cr | 0 | 0.73 | 0.03 | 0.14 | -0.21 |
| MgO-Ti | 0 | 0.51 | 0.29 | 0.76 | 0.66 |
| MgO-V | + | 0.61 | -0.01 | 0.45 | 0.60 |
| MgO-Mn | + | 0.56 | 0.15 | 0.45 | 0.54 |
| MgO-Cr | + | 0.62 | 0.16 | 0.41 | 0.39 |
| CuO-Fe | + | 0.72 | 0.02 | -0.44 | 0.20 |
| CaO-Mn | + | 0.41 | 0.43 | -0.40 | 0.55 |
| CaO-Ni | + | 0.57 | -0.31 | -0.43 | -0.25 |
| Fe-V | 0 | 0.23 | 0.21 | 0.48 | 0.68 |
| Fe-Mn | + | 0.76 | 0.23 | 0.51 | 0.40 |
| Fe-Ni | 0 | 0.39 | 0.47 | 0.74 | -0.37 |
| Fe-Cr | + | 0.94 | 0.44 | 0.67 | -0.39 |
| Ti-V | 0 | 0.36 | 0.15 | 0.67 | 0.93 |
| Ti-Mn | - | 0.44 | 0.13 | 0.53 | 0.71 |
| V-Mn | 0 | 0.17 | 0.05 | 0.43 | 0.71 |
| V-Ni | + | 0.53 | 0.10 | 0.48 | -0.36 |
| V-Cr | + | 0.25 | 0.03 | 0.46 | -0.09 |
| Mn-Cr | + | 0.70 | 0.14 | 0.32 | 0.14 |
| Ni-Cr | + | 0.51 | 0.87 | 0.92 | 0.80 |

Der Vergleich der Elementtrends in Muskovit-Gneisen und tonreichen Sedimenten zeigt, mit Ausnahme der Elementtrends K₂O-Fe, K₂O-Ti, K₂O-Cr, Ti-Mn, eine Übereinstimmung. Die ähnlichen Elementtrends in beiden Gesteinstypen lassen den Schluß zu, daß die Muskovit-Gneise aus tonreichen Sedimenten entstanden sind.

Unter den untersuchten Korrelationen scheinen die in der folgenden Tabelle zusammengestellten Elementtrends besonders geeignet zu sein, um Metamorphite, deren Edukte Grauwacken waren, von Metamorphiten, die aus tonreichen Sedimenten hervorgegangen sind, zu unterscheiden.

Metamorphite, deren Edukte tonreiche Sedimente waren

Metamorphite, deren Edukte Grauwacken waren

| | | |
|----------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Fe-V | keine Korrelation | positive Korrelation |
| Ti-V | keine Korrelation | positive Korrelation |
| Ti-Mn | keine oder negative Korrelation | positive Korrelation |
| Ti-MgO | keine Korrelation | positive Korrelation |
| V-Mn | keine Korrelation | positive Korrelation |
| Na ₂ O-Fe | positive Korrelation | keine oder negative Korrelation |
| Na ₂ O-Mn | positive Korrelation | keine oder negative Korrelation |

Zusammenfassung:

Die Muskovit-Gneise sind auf Grund ihres kleinen Na₂O:K₂O-Verhältnisses von 0,18, ihrer relativ hohen Al₂O₃, K₂O-, Ti- und Cr-Gehalte, sowie ihrer relativ niedrigen CaO- und Na₂O-Gehalte, zusammen mit charakteristischen Elementkorrelationen, aus tonreichen Sedimenten entstanden.

Die Biotit-Plagioklas-Gneise 1 nehmen in ihrem Na₂O:K₂O-Verhältnis von 0,68, in ihren Elementkonzentrationen und auch in ihren Korrelationskoeffizienten eine Mittelstellung zwischen Muskovit-Gneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen 2 ein. Ihre Edukte waren tonig-sandige Sedimente (Semipelite).

Die Edukte der Biotit-Plagioklas-Gneise 2 waren auf Grund ihres hohen Na₂O:K₂O-Verhältnisses von 1,60, ihres Al₂O₃:Na₂O-Verhältnisses von 4,7, sowie der Übereinstimmung der Korrelationskoeffizienten mit denjenigen von Grauwacken, grauackennähnliche Sedimente.

Die Bewahrung sedimentärer Elementtrends in den Metamorphiten des Heppenheim-Lindenfelder-Schieferzuges deutet auf eine geochemisch konservative Metamorphose hin.

Schrifttum

- BUTLER, B. C. (1965): A chemical study of some rocks of the Moine Series of Scotland. *Quart. J. geol. Soc. London*, vol. 121, S. 163–208.
- CONDIE, K. C. (1967): Geochemistry of early precambrian graywackes from Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, S. 2135–2149.
- HINDEL, R. (1971): Geochemische Untersuchung der Paragneise und Granitoide zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. Unveröff. Dissertation Univ. Frankfurt.
- HIRST, D. M. (1962): The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, S. 309–334 u. S. 1147–1187.
- KLEMM, G. (1933): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt Lindenfels. Darmstadt.
- LODEMANN, C. K. W. (1970): Geochemie der Metamorphose im Saualpen-Kristallin (Ostkarnten). *Neues Jahrb. Min. Abh.* 112, S. 188–218.
- PETTJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks*, 2nd ed., Harper, New York, 718 S.
- (1965): Chemical composition of sandstones-excluding carbonates and volcanic sands. *Data of Geochemistry*, 6th ed., chapter 5. *Geol. Surv. Prof. Paper* 440-S, p. S1–S19.
- V. RAUMER, J. F. (1973): Die mineralfaziale Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). *N. Jb. Min. Abh.* 118, S. 313–336.
- RIVALENTI, G. und SIGHINOLFI, G. P. (1969): Geochemical study of graywackes as a possible starting material of paragneisses. *Contr. Mineral. and Petrol.* 23, S. 173–188.
- SHAW, D. M. (1954): Trace elements in pelitic rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 65, S. 1151–1182.
- (1956): Geochemistry of pelitic rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67, S. 919–934.
- WEDEPOHL, K. H. (1967): *Geochemie*. Sammlung Götschen, Berlin. 221 S.

Zur Genese odenwälder Amphibolite, Gneise und Basite

D. D. KLEMM und K. WEBER-DIEFENBACH, München

Kurzfassung/Abstract

Aufbauend auf den geochemischen Daten der Arbeiten KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1971, 1972), MATHEIS (1974) und WEBER-DIEFENBACH (1970, 1974) werden Odenwälder Gneise, Amphibolite sowie Diorite bis Gabbros miteinander verglichen und versucht, ihre Genese in einen logischen Zusammenhang zu bringen.

Als Ergebnisse lassen sich feststellen:

- Gabbros und Diorite sind intrusiv.
- Die Mehrzahl der Amphibolite sind orthogen.
- Die Gneise sind wohl überwiegend paragen.

Zur geologischen Situation: In metamorphisierte Basalte und Tuffe (jetzige Amphibolite), sowie Grauwacken (jetzige Gneise) dringen vorwiegend diatektisch-anatektische, eventuell auch z. T. hybridisierte juvenile Magmen ein. Ihre Zusammensetzung entspricht dem Chemismus von Gabbros bis Dioriten.

Wie petrographische Untersuchungen und Schmelzversuche übereinstimmend ergaben, werden die höchsten Werte der Metamorphose mit 670°C und 3-4 kb festgestellt. Dies schließt aus, daß im heute angeschnittenen Niveau größere Gesteinspartien aufgeschmolzen wurden.

Based on the geochemical data of KLEMM and WEBER-DIEFENBACH (1971, 1972), MATHEIS (1974) and WEBER-DIEFENBACH (1970, 1974), this paper compares gneisses, amphibolites and diorites of the Odin's Forest; further, the relationships between them and their geneses are considered.

Results are as follows:

- gabbros and diorites are intrusive,
- most of the amphibolites are of magmatic origin,
- the gneisses are probably mostly paragneisses.

Petrology: diatectic-anatectic and perhaps to some extent, hybrid, juvenile magmas intrude metamorphosed basalts and tuffs (now amphibolites) as well as graywackes (now gneisses).

Petrographic and experimental (melting) investigations compare well, with the highest temperature and pressure for metamorphism being 670°C and 3-4 kb. These results exclude the possibility that large blocks of rock underwent melting at a depth and level now exposed on the present surface.

Bei einem ersten Blick auf die geologische Übersichtskarte des kristallinen Odenwaldes fällt besonders im westlichen Teil, dem sogenannten „Bergsträßer Odenwald“, der streifenartige Verlauf der einzelnen Signaturen mit einem recht gleichmäßigen Streichen von SW-NE auf. Innerhalb dieses Streifenmusters erkennt man drei große Züge, in denen vorwiegend Gabbros und Diorite, Amphibolite und Gneise auftreten. Im Gelände zeigt sich innerhalb dieser Züge eine mannigfaltige Wechselfolge dieser Gesteine, die oft in nur einigen 100 m mächtigen Lagen über mehrere Kilometer dem Generalstreichen folgen. Eine genauere Untersuchung dieser Abfolgen zeigt, daß in überraschender Häufigkeit dabei benachbarte Metamorphite und Magmatite bis in Details hinein petrographisch und geochemisch übereinstimmen. Da die Metamorphite älter als die Magmatite sind, lag deshalb die Schlußfolgerung nahe, diese seien aus jenen über Magmatisierungsvorgänge entstanden (V. LEINZ, 1931; E. NICKEL, 1952; H. D. TROCHIM, 1960; D. D. KLEMM, 1966). Diesen Interpretationen wurde jedoch zum Teil erheblich widersprochen, so zuletzt von M. MAGGETTI (1971); M. MAGGETTI und E. NICKEL (1973); und NICKEL und MAGGETTI (1974).

Zur Klärung der teilweise widersprüchlichen Meinungen wurden neben den vorgelegten umfangreichen petrographisch-geologischen Beobachtungen in jüngster Zeit vor allem geochemische Vergleiche der in Frage stehenden Gesteine angestellt (W. SCHUBERT, 1968; R. HINDEL, 1971; D. D. KLEMM und K. WEBER-DIEFENBACH, 1971 und 1972; G. MATHEIS, 1974; K. WEBER-DIEFENBACH, 1974).

Hier soll nun versucht werden, die gesammelten geochemischen Daten in Übersichten zusammenzustellen, mit den petrographisch-geologischen Beobachtungen zu vergleichen und die daraus möglichen Schlußfolgerungen zu ziehen. Auf Analysetabellen, Diskussion der Analysemethoden wird hier ebenso wie auf detaillierte petrographische Einzelbeschreibungen verzichtet. Derartige Angaben finden sich umfangreich in der ausführlich zitierten Spezialliteratur, so daß hier lediglich darauf aufgebaut wird.

Geochemische aber auch petrographische Untersuchungen der verschiedensten Odenwälder Amphibolite haben immer wieder ihre vorwiegend orthogene Herkunft deutlich werden lassen (W. SCHUBERT, 1968; K. WEBER-DIEFENBACH, 1968 und 1970; D. D. KLEMM und K. WEBER-DIEFENBACH, 1971 und 1972).

Allerdings muß hier deutlich hervorgehoben werden, daß insbesondere nach ihren geochemischen Kennwerten viele der Odenwälder Amphibolite ebenso wie viele der mit ihnen im engeren geologischen Verband auftretenden Diorite und Gabbros keineswegs unzweideutig ausschließlich aus rein orthogenen Edukten hervorgegangen sein können, sondern vielmehr mit paragen Edukten vermischt gewesen sein müssen, so daß ihre Natur besser als eine gemischt paragen-orthogene, mit deutlichem Vorherrschen der orthogenen Anteile, bezeichnet werden muß.

Dies wird deutlich in den Abbildungen 1–3. In der Abbildung 1 ist in dem Niggli-Normdreieck 100 mg-c-(al-alk) neben der Lage der Dolomite – Pelite und Semipelite – noch die Pfeillinie, die von B. LEAKE (1963) als Differentiationsabfolge der südafrikanischen Karroodolerite bestimmt wurde, eingetragen. Eindeutige Orthogesteine sollten in enge Grenzen dieser charakteristischen Differentiationskurve mit ihren darstellenden Punkten folgen. Während die eindeutig magmatisch-orthogenen Gabbros des Frankensteingebietes auch tatsächlich in einem eng begrenzten Feld nahe dieser Kurve liegen (sie sind in sich wenig differenziert und gleichen sich daher dem eigentlichen Kurvenverlauf nur kurz an), streuen die sonstigen Odenwälder Gabbros, Diorite und Amphibolite in einem breiten nierenförmigen Feld, aus dessen Lage keineswegs auf eine rein orthogene Natur dieser Gesteine geschlossen werden darf.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse in der Abbildung 2, wo in der Dreiecksdarstellung der Werte für MgO-CaO-FeO (Gesamteisen als FeO) nach K. R. WALKER u.a. (1960)

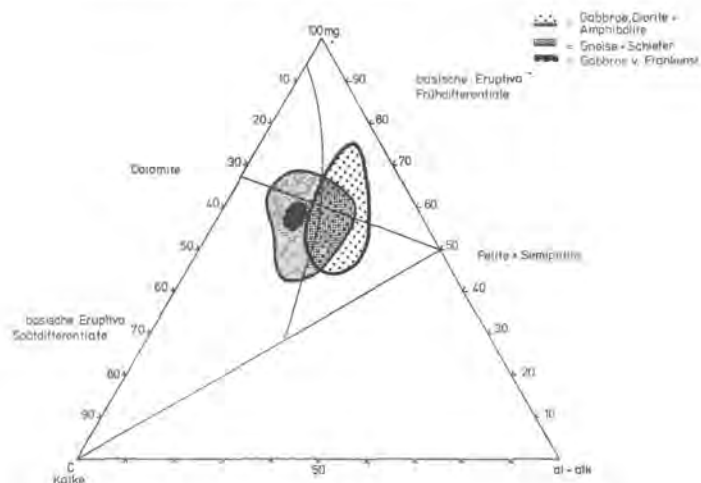


Abb. 1. Niggli-Normdreieck 100mg-c-(al-alk). Die Pfeillinie zeigt den Differentiationstrend der Karroodiorite nach B. LAEKE (1964). Das Feld der Gabbros des Frankensteingebietes liegt eng begrenzt in der Nähe der Differentiationskurve. Das Feld der sonstigen Odenwälder Gabbros, Diorite und Amphibolite dagegen streut sowohl breit um die Ortho- als auch um die Paragesteinsentwicklungen. Das Gneisfeld steht für die Gneise vom Gehrenstein, die von G. MATHEIS (1973) als typische Grauwackenabkömmlinge aus dem Heppenheim-Lindenfelder Zug beschrieben wurden.

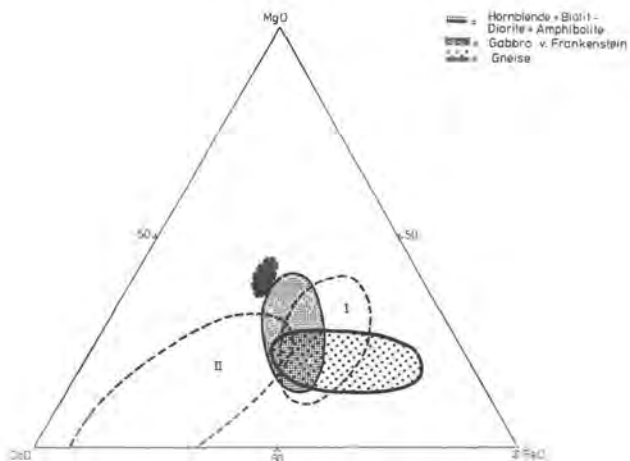


Abb. 2. Dreieckdiagramm MgO-CaO-FeO (Gesamteisen). Eingezeichnet sind die Bereiche für orthogene (I) und paragne (II) Edukte nach K. R. WALKER (1960). Das darstellende Feld der Gabbros nimmt einen gesonderten Bereich ein. Dagegen überlappen sich die Bereiche der Gabbros, Diorite und Amphibolite sowie die der Gneise. Eine eindeutige genetische Zuordnung entsprechend der WALKERSchen Unterteilung kann hier nicht getroffen werden.

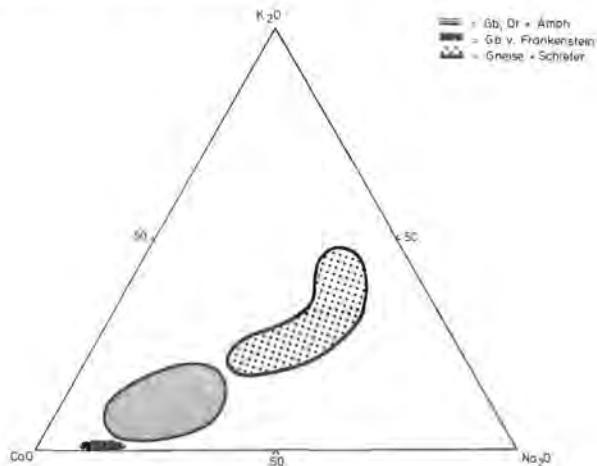


Abb. 3. Dreieckdiagramm K_2O - CaO - Na_2O . Die Felder der untersuchten Gabbros vom Frankenstein, sonstige Odenwälder Gabbros, Diorite und Amphibolite und Gneise und Schiefer nehmen deutlich voneinander getrennte Bereiche ein. Auffallend ist die Folge der einzelnen Felder mit der Mittellage der sonstigen Odenwälder Gabbros, Diorite und Amphibolite zwischen den beiden anderen Gesteinsbereichen.

zwei geochemisch charakteristische Felder, I für orthomagmetische und II für paragenetische Edukte, eingetragen sind. Obgleich hier die darstellenden Analysen des Gabbros vom Frankensteingebiet nicht im Orthofeld liegen, wird abermals deutlich, daß sich die Analysen der übrigen Odenwälder Gabbros, Diorite und Amphibolite in einem Feld darstellen, das deutlich im Grenzbereich des Ortho-Parafeldes nach K. R. WALKER u.a., aber auch auffallend zwischen dem Feld des orthogenen Frankensteiner Gabbros und dem der Odenwälder Gneise (das letztere sogar stark überlappend) liegt.

Diese verbindende geochemische Tendenz der übrigen Odenwälder Gabbros, Diorite und Amphibolite wird zwischen den Frankensteiner Gabbros und den Odenwälder Gneisen noch einmal besonders durch die Lage ihrer darstellenden Felder in der Abbildung 3 deutlich.

Die in allen drei Darstellungsformen immer wiederkehrende Zwischenstellung sollte unserer Meinung nach auch entsprechend interpretiert und nicht als geochemischer Zufall abgetan werden.

Für die Amphibolite bedeutet das ohne Zweifel eine gemischt paragen-orthogene Eduktzusammensetzung, wobei die orthogenen Tendenzen überwiegen. Diese geochemische Charakteristik läßt sich zwanglos durch eine Abfolge von Basalten und Tuffen, die mehr oder weniger durch klastisches Material – so wie es heute vorwiegend in den Gneisen metamorphisiert vorliegt – kontaminiert worden sind, erklären.

Genetisch sind die Gabbros und Diorite von ihrem geologischen Verband her in den meisten Fällen als Intrusivgesteine einzuordnen, d. h. sie haben zu ihren metamorphen und dabei insbesondere zu ihren amphibolitischen Nachbarn in aller Regel scharfe Grenzen, wenngleich gerade zu diesen letzteren deutliche kontaktmetamorphe Beeinflussungen, etwa in der Ausbildung von Hornfelszonen, eher eine Seltenheit bilden. Daraus läßt sich folgern, daß ein erheblicher Temperaturgradient zwischen dem platznehmenden Magmatit und dem

amphibolitischen Altbestand nicht bestanden haben kann. Gerade bei diesen Kontaktverhältnissen beobachtet man immer wieder die auffallende Ähnlichkeit, ja geradezu Übereinstimmung, sowohl des modalen als auch der chemischen Zusammensetzung bis hin in den Neben- und Spurenelementbereich hinein, des jüngeren basischen Magmatites und des älteren amphibolitischen Bestandes.

K. WEBER-DIEFENBACH (1970) konnte zeigen, wie bei einem Beispiel gut erkennbar ausgebildeter Hornfelskontakte zwischen Amphibolit und in ihn intrudierten Diorit (bei Nieder-Ramstadt) umgekehrt zur obenerwähnten engen Übereinstimmung gerade beide Gesteinstypen deutlich voneinander unterschiedlich sind.

Wägt man diese beiden Beobachtungen gegeneinander ab, so drängt sich das Bild auf, daß dort, wo basische Magmatite unter Ausbildung einer klassischen Kontaktzone in die Amphibolite eindringen, sie weder geochemische noch modale Verwandtschaften zu dem Altbestand zeigen, während sie dort, wo sie zwar ihrer scharfen Begrenzung zum Altbestand und ihres Gefüges wegen ebenfalls als intrusive Gesteine angesprochen werden müssen, jedoch keine Hornfelszonen auszubilden vermochten, die überraschenden modalen und geochemischen Übereinstimmungen zeigen.

Dies letztere Erscheinungsbild läßt sich widerspruchsfrei nur damit deuten, daß die basischen Magmatite in einem tieferen Krustenniveau aufgeschmolzene Teile ein und desselben Verbandes darstellen, in den sie dann auch intrudiert sind. Der Aufschmelzbereich kann nicht in erheblich größerer Tiefe als das heute angeschnittene Intrusionsniveau gelegen haben, da der Temperaturgradient zwischen dem intrudierten Amphibolit und intrudierenden Magmatit zu gering war, um einen erkennbaren Hornfelskontakt auszubilden.

Vorwiegend durch S. MATTHES u. a. (1972); J. von RAUMER (1973) und G. MATHEIS (1974) konnten für den mittleren kristallinen Odenwald Metamorphosebedingungen von 650–670°C und 3–4 kb ermittelt werden. Nach den jüngsten Schmelzversuchen von K. WEBER-DIEFENBACH (1974) müßten jedoch intrudierende Diorite des Odenwaldes mindestens eine Temperatur von 800°C (bei 2 kb) gehabt haben.

Diese Temperaturdifferenz läßt sich über eine geringe Krustentiefe nur durch steil aufgewölbte Isothermalfächen (Wärmedome) erklären. Beweise hierzu lassen sich allerdings im heutigen Gebirgsanschnitt nur schwer erbringen, dennoch sind solche Wärmedome aus anderen Orogengebieten sehr wohl bekannt.

Eine in-situ Magmatisierung von Gabbros und Dioriten aus dem amphibolitischen Altbestand kann demnach nicht mehr postuliert werden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Odenwälder Gabbros und Diorite mit Ausnahme hauptsächlich des eigentlichen Frankensteiner Gabbros fällt jedoch allgemein auf, daß die Gefüge nur selten einwandfrei magmatisch sind. Eine streng magmatische Ausscheidungsfolge der einzelnen Mineralphasen ist selten über den gesamten Schlibbereich zu verfolgen, und es ergibt sich öfters das Bild eines reliktsch schwach erhaltenen Altbestandes, der durch eine nicht vollständige Aufschmelzung magmatisiert wurde. Ob hier nun „normalmagmatische“ Abfolgen einen Altbestand lediglich assimiliert haben (M. MAGGETTI, 1971) oder diese Phänomene durch die reine Magmatisierung eines Altbestandes ohne die Beteiligung eines Fremdmagmas entstanden sind, läßt sich nicht schlüssig entscheiden. Die beobachteten geochemischen Übereinstimmungen zwischen den intrusiv platzgenommenen Magmatiten und den intrudierten Amphiboliten sprechen indessen eher für die letztere Deutung.

Im sogenannten Heppenheimer-Lindenfelder Zug befindet sich ein Migmatitgebiet, das sich von Knodener Kopf über den Gehrenstein zum Hahlkopf hinzieht. Hier wechseln sich

basische Serien mit sauren Gneisen ab. Dieser Zug ist stark metatektisch überprägt und es kam dabei zu ersten Schmelzanteilen. G. MATHEIS (1974) untersuchte diese Abfolge am Gehrenstein und konnte die Gneisanteile, die oft im Dezimeterbereich mit den Amphibolit-Serien wechsellagern, als ehemalige Grauwacken geochemisch identifizieren. Ähnliche Gesteine aus dem gesamten Heppenheim-Lindensfelder Zug wurden von R. HINDEL (1971) ebenfalls als ehemalige Grauwacken erkannt.

Auf die geochemische Stellung dieser Gneise und ihre Beziehungen zu den typischen Gabbros, Dioriten und Amphiboliten des Odenwaldes wurde bereits bei der Diskussion der Abbildungen 1–3 kurz aufmerksam gemacht. Sie stehen mit ihrem darstellenden Feld in der Abbildung 1 zwar eher im Bereich der Pelite und Semipelite, zeigen aber einen Feldverlauf, der bemerkenswert ähnlich dem Verlauf der basischen Differentiationsentwicklung folgt.

In der Abbildung 2 wiederholt sich diese Zwitterstellung noch einmal, indem sich die Felder der typischen Odenwälder Basite und der Gehrenstein-Gneise teilweise sogar überlappen, wobei die Gneise vorwiegend im Orthofeld nach WALKER u.a. (1960) auftreten, was durch den ungewöhnlich hohen Eisenanteil dieser ehemaligen Grauwacken bedingt ist.

In der Abbildung 3 nehmen nun diese Gneise einen Bereich ein, der direkt an die basischen Felder anschließt. Die einzelnen Felder selbst sind indessen hier deutlich getrennt.

Vergleicht man dagegen die Korrelationsdiagramme der für basische Serien so charakteristischen Spurenelementen Ni-Cr (Abb. 4), so läßt sich eine vergleichbare Abfolge der geochemischen Entwicklung nicht deutlich machen. Immerhin zeigen hier die Diorite und Amphibolite von Ober- und Nieder-Ramstadt eine mittlere Korrelation, die eine Mittelstellung zwischen der steilen positiven Ni-Cr-Korrelation des Frankensteiner Gabbro-Feldes und der sehr schwachen positiven Korrelation der Gneise einnehmen.

Faßt man die mitgeteilten Ergebnisse zu einer genetischen Folge zusammen, so ergibt sich folgendes Bild: In metamorphosierter Abfolge ehemaliger Basalte und Tuffe (heute Amphibolite) und Grauwacken (heutige Gneise) dringen vorwiegend diatektisch-anatektische basische Magmen ein, deren dioritische bis gabbroide Zusammensetzung nicht selten eng mit den intrudierten Amphiboliten übereinstimmt.

Aufgrund der gezeigten geochemischen Stellung der basischen Magmatite zwischen den „echten“ Gabbros vom Frankenstein und den Gneisen ließe sich deren atypische Zusammensetzung jedoch auch als durch die Assimilation entsprechender Gneise kontaminierter „normal-magmatischer“ basischer Intrusiva deuten, wozu neuerdings M. MAGGETTI und E. NICKEL (1973) neigen. Jedoch kann mit dieser Deutung nicht die häufig enge petrogenetische Verwandtschaft zwischen Amphiboliten und basischen Intrusiva erklärt werden. Diese wäre dann als reiner Zufall zu betrachten, was naturgemäß etwas unbefriedigend ist.

Zusammenfassend läßt sich für die Geschichte der diskutierten Gesteine folgender Entwicklungsgang aufzeigen:

Eine ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolge aus Basalten, Tuffen, Tuffiten, Grauwacken (und Peliten) unbestimmten prävaristischen Alters wird in Amphibolite und Gneise metamorphosiert, wobei die alten stark wechselnden Lagerungsverhältnisse ebenso wie der wechselreiche Chemismus der einzelnen Lagen erhalten bleibt. In einem tieferen Niveau dieser heute angeschnittenen metamorphen Kulisse sind vermutlich durch das lokale Auftreten von

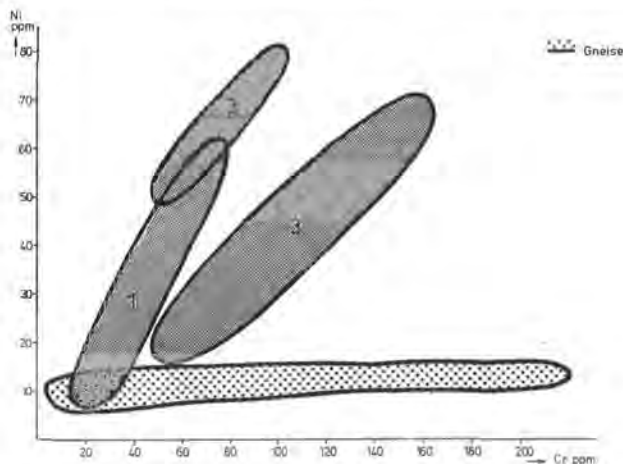


Abb. 4. Variationsdiagramm Ni-Cr. Eingezeichnet sind die darstellenden Bereiche der untersuchten Gesteine. Feld 1 für die Gabbros vom Frankenstein und die Amphibolite und Biotit- und Hornblende-Diorite des Heppenheim-Groß Biberauer Zuges; Feld 2 für die Serien des Krehberges und bei Mackenheim; Feld 3 für die Diorite, Gabbro und Amphibolite von Nieder- und Ober-Ramstadt.

Bei allen Typen ist die Korrelation positiv. Allerdings ist die Steigung der Korrelationsgeraden bei den verschiedenen Gruppen der Gabbros, Diorite und Amphibolite deutlich unterscheidbar von der der Gneise und Schiefer.

Wärmedomen während der Orogenese diese Gesteine magmatisiert worden, so daß sie in ihren eigenen Verband intrudieren konnten.

Daneben kommen aber auch juvenile basische Magmen, kontaminiert durch die gesamte Abfolge, als Intrusiva in Frage, wobei diese dann keinerlei Verwandtschaftsbeziehung zu den von ihnen intrudierten Serien erkennen lassen.

Schließlich ist das gesamte Gebiet im Bereich seines heutigen Anschnittes stark aufgeheizt worden, so daß große Teile seiner sedimentär-metamorphen Abfolge magmatisiert und teilweise intrusiv werden konnten und heute als die jüngeren Granite und Granodiorite vorliegen.

Schrifttum

- HINDEL, R. (1971): Geochemische Untersuchungen der Paragneise und Granitoide zwischen Heppenheim und Lindenfels/Odenwald. Diss. Univ. Frankfurt.
- KLEMM, D. D. (1966): „Gabbroidisation“ und „Dioritisation“ am Beispiel einiger Odenwälder Gabbro- und Dioritgebiete. N. Jb. Miner. Abh., 104, 3, S. 259–282.
- KLEMM, D. D. und WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh., 116, S. 80–111.
- KLEMM, D. D. und WEBER-DIEFENBACH, K. (1972): Ein Beitrag zur Geochemie des Bergsträßer Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh., 118, S. 43–73.
- LEAKE, B. (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. – J. Petrol., 5, S. 238–254.
- LEINZ, V. (1931): Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten. Miner. Petr. Mitt., 42, S. 81–135.
- MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges (Mittlerer Bergsträßer Odenwald) I und II. N. Jb. Miner. Abh., 115, S. 192–251.

- MAGGETTI, M. und NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. N. Jb. Miner. Abh., 119, S. 232-265.
- MATHEIS, G. (1974): Geochemische und petrographische Untersuchungen im Migmatitzug nordöstlich Gebrenstein/Odenwald. Diss. Univ. München, 100 S.
- MATTHES, S., OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1972): Zur Magmatit-Bildung im Odenwald. - N. Jb. Miner. Abh., 116, S. 225-267.
- NICKEL, E. (1952): Hornblendeblastese in gabbroiden Gesteinen des Odenwaldes. Fortschr. Miner. 31, S. 37-39.
- NICKEL, E. und MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. Geol. Rdsch. 63, S. 618-654.
- VON RAUMER, J. F. (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). N. Jb. Miner. Abh., 118, S. 313-336.
- SCHÜBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. N. Jb. Miner. Abh., 108, S. 69-110.
- TROCHIM, H. D. (1960): Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein (Odenwald). Diss. Univ. Freiburg.
- WALKER, K. R., JOPLIN, G. A., LOVERING, J. F. und GREEN, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. J. Geol. Soc. Austr., 6.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1970): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. Diss., Univ. München.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh., 120, S. 119-146.

Der Auerbacher¹ Marmor

(Eine Zusammenfassung und neuere Ergebnisse)

F. K. TABORSZKY, Freiburg i. Br., D. TAUPITZ, London und K. v. GEHLEN,
Frankfurt a. M.

Kurzfassung/Abstract

Es wird eine kurze Zusammenstellung der Arbeiten der letzten 20 Jahre gegeben. Sie umfaßt mineralogische, geochemische, gefügekundliche und mineralfazielle Untersuchungen. Die regional-metamorphe Entstehung und der marin-sedimentäre Ursprung des Marmors werden heute allgemein anerkannt. Reaktionsprofile und verbogene und unter Spannung stehende dünne nadelige Pyrite werden beschrieben.

A list of the relevant papers of the last 20 years is given. This paper summarizes briefly the mineralogy, geochemistry, petrofabrics and mineral facies of the marble. The origin of the Auerbach marble as a marine limestone and its being affected by regional metamorphism are universally accepted today. Profiles of reaction rims are discussed; filiform pyrites which were bent and are under tensional strain are described.

Das Auerbacher Marmorlager hat bis in neuester Zeit nicht an Interesse verloren. Nach 1950 ist es von vielen speziellen Gesichtspunkten aus bearbeitet worden. Die ältere Literatur wird hier nicht mehr neu besprochen, weil diese in der hier zitierten Literatur berücksichtigt ist.

In zeitlicher Reihenfolge hat zunächst TABORSZKY (1954, 1955) den Marmor mineralgenetisch untersucht. Von FECHNER (1965) ist die Bänderung des Marmors bearbeitet worden. AMBS (1966) hat eine gefügekundliche Untersuchung durchgeführt. BARTH (1970, 1971) hat vor allem die Begleitgesteine bearbeitet und Schlüsse auf die geologische und mineralfazielle Stellung auch des Marmors gezogen. TAUPITZ (1971) führte eine eingehende geochemische und petrologische Untersuchung des Marmors und seiner unmittelbaren Nebengesteine durch. Zusammenfassend hat schließlich MEISL (1972), gestützt auf die Literatur und zahlreiche eigene Beobachtungen und Bestimmungen, in den Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25000 (Blatt Zwingenberg) Marmor, Begleitgesteine, ihr Ausgangsmaterial und ihre Metamorphose behandelt.

¹ Bensheim-Auerbach an der Bergstraße, Odenwald.

Ergebnisse der letzten 20 Jahre

Die wichtigsten Ergebnisse dürften hinsichtlich des Auerbacher Marmors gewesen sein:

1. die Feststellung, daß der Marmor **nicht** kontaktmetamorph, sondern zusammen mit dem Nebengestein regionalmetamorph gebildet wurde (TAUPITZ 1971, MEISL 1972). Beide Einflüsse zusammen nahmen an D. D. KLEMM (1960, in einem unveröffentlichten Manuskript, siehe MEISL 1972, S. 85) und BARTH (1970, 1971);

2. die Feststellung, daß die Nebengesteine **keine** eigentlichen Eruptivgesteine (Granite, Granodiorite) sind, sondern hochgradig metamorphe, z. T. anatektisch (durch beginnende Aufschmelzung) überprägte ursprüngliche Sedimentgesteine (letzteres wahrscheinlich mit Ausnahme der zurücktretenden Amphibolite) (TAUPITZ 1971).

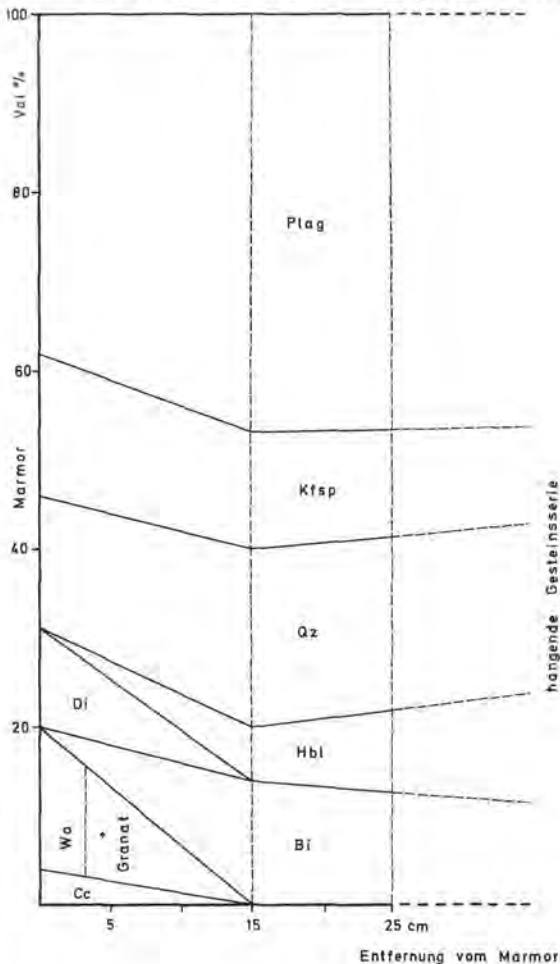


Abb. 1. Änderung der Modalzusammensetzung zum Reaktionskontakt zwischen Marmor und dem liegenden Gestein.

Durch die absoluten Altersbestimmungen kann man heute als sicher annehmen, daß der gesamte Odenwald in der großen variskischen Orogenese synorogen mobilisiert wurde und anatektisch in seinem heutigen Zustand geprägt wurde (TABORSZKY 1975). Dabei wurde der Auerbacher Marmor zum letzten Mal regionalmetamorph umgeprägt. Zur Ehrenrettung der früheren kontaktmetamorphen Deutungen muß man sagen, daß trotz der regionalmetamorphen Genese der Auerbacher Marmor gegen seine Rahmengesteine eine schulbeispielhafte „Kontaktzone“ aufweist (siehe auch Abb. 1 und 2). Diese steht aber nicht in Widerspruch zu der Genese. Es sind nur chemische Reaktionszonen zwischen dem silikatischen Rahmengestein und dem Marmor.

Es besteht heute kein Zweifel daran, daß der Auerbacher Marmor marin-sedimentären Ursprungs ist. Drei Bestimmungen der Gehalte an Yttrium, Niob und Lanthan ergaben

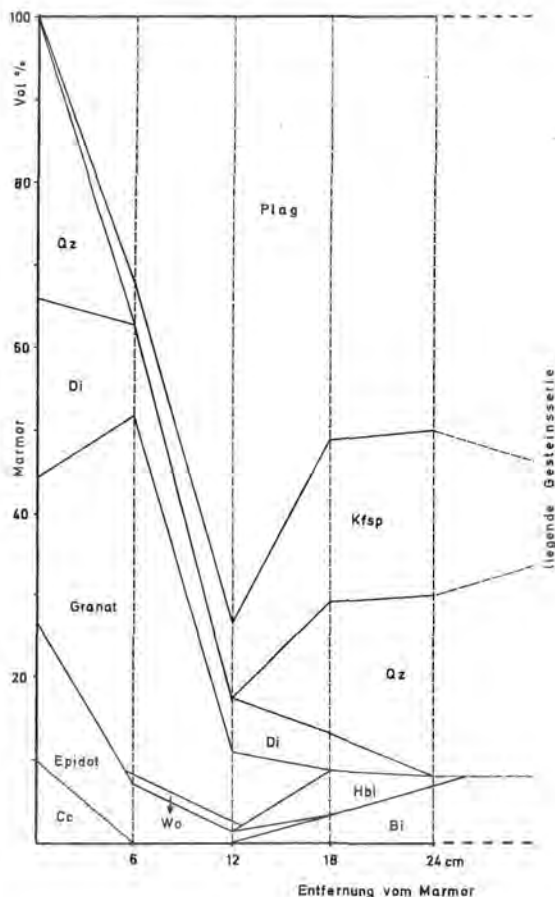


Abb. 2. Änderung der Modalzusammensetzung an Reaktionskontakt zwischen Marmor und dem hangenden Gestein.

Werte, die viel zu niedrig für Karbonatite waren, dagegen aber größenordnungsmäßig mit denen sedimentärer Kalke übereinstimmten (TAUPITZ 1971, S. 59). Insgesamt hat TAUPITZ (1971) 201 Dünnschliffe des Marmors, seiner Einlagerungen und unmittelbaren Nebengesteine untersucht und zusammen 185 Gesteinsanalysen, darunter 89 von Marmoren, auf z.T. 17 chemische Elemente ausgeführt und ausgewertet. Bei den Marmoren ist u.a. die Korrelation der Analysenwerte für Mn und Fe nur schwach. Für Ti-Fe, V-Fe und besonders Ti-V ist sie dagegen sehr gut. Letztere drei Korrelationen gelten als typisch „sedimentär“, weil Titan an detritische Komponenten gebunden ist. Diese Ergebnisse sprechen deshalb gegen die bisher verbreitete Annahme eines Rifffalkes (TAUPITZ 1971, S. 60). Der Marmor stellt vielmehr einen ehemaligen organogenen, sedimentären Kalk mit Tiefseekarbonat-Anteilen dar. Die verschiedenen silikatischen Einlagerungen im Marmor sind als ehemalige tonig-sandig-kalkige Verunreinigungen anzusehen. Im Gegensatz zu früheren Vermutungen ist übrigens im Marmor generell eine Tendenz zu einer **Verarmung** an Fremdelementen festzustellen; sie deutet auf eine mehrfache Umkristallisation im Sinne einer „Reinigungskristallisation“ während fortschreitender Polymetamorphose hin (TAUPITZ 1971, S. 57).

Für die Nebengesteine im Hangenden und Liegenden des Marmors ergab sich bei der Auswertung der Analysen von TAUPITZ (1971) immer wieder eine Anlehnung an einen sedimentären Trend, abgesehen nur von den Amphiboliten, die offenbar aus ursprünglichen Tuffen hervorgegangen sind. Der im (bergmännisch) Hangenden (im SE) des Marmorlagers auftretende Gesteinskomplex wurde von TAUPITZ (1971, S. 20) als „Hornblende-Quarzdiorit-Anatexit“ bezeichnet und von MEISL (1972) in der Karte zu den „Migmatiten“ gestellt; nach TAUPITZ entspricht die chemische Zusammensetzung weitgehend der von Grauwacken, die demnach das Ausgangsmaterial gebildet haben dürften. Der Gesteinskomplex im (bergmännisch) Liegenden (NW) ist (außer der geringmächtigen msh-Serie nach BARTH 1971, Abb. 1) nach TAUPITZ (1971, S. 27) ein „grobblastischer Biotitparagneis“ und nach MEISL (1972, S. 71) ein „grobblastischer Plagioklas-Biotit-Gneis (Biotitflasergneis)“, ebenfalls mit deutlichen Hinweisen auf sedimentäres Ausgangsmaterial.

Die stärkste erreichte Regionalmetamorphose gehört nach BARTH (1971, S. 55), TAUPITZ (1971, S. 77) und MEISL (1972, S. 85) der Amphibolit-Fazies an, wahrscheinlich der Almandin-Amphibolit-Fazies. Dies bedeutet, daß die Gesteinsserie Temperaturen bis 620°C (BARTH 1970, S. 109) und noch etwas höher (im SE beginnende Aufschmelzung!), vermutlich um 650° bis 700°C, während der variskischen Orogenese erlebt hat. Die zugehörigen Drücke können 6 kb entsprechend über 15 km Versenkungstiefe erreicht haben.

Korngefüge-Untersuchungen

AMBS (1966) hat den Marmor gefügekundlich untersucht und festgestellt, daß insgesamt B-Tektonite vorliegen. Das Calcitgefüge zeigt eine monokline Symmetrie, wobei der feinkörnigere Marmor aus der Mitte des Lagers eine zweischarige, der mittel- bis grobkörnige Marmor aus dem Hangenden eine einscharige Verformung aufweist. Der letztere zeigt nach AMBS eine Entregelung, die er auf eine thermische Rekristallisation zurückführt. Eine starke Zunahme der Druckzwillingslamellen in diesem Randbereich deutet auf eine postkristalline Deformation hin. Im Zentrum des Lagers haben nämlich nur 11% der Calcitkörner Zwillingslamellen, im Randbereich dagegen 38%. Eine junge, sehr wahrscheinlich „rheinische“ Beanspruchung hat auch schon TABORSZKY (1954) angenommen (verbogene Pyritlamellen, siehe weiter unten).

KARL (1964) und KERN und KARL (1968) haben Auerbacher Marmor als Ausgangsmaterial für grundsätzliche Untersuchungen über die experimentelle Verformbarkeit von Kalkspat-Gesteinen verwendet.

Neue Beobachtungen (F. K. TABORSZKY)

Der erste Verfasser hat die beiden Reaktionszonen zwischen Marmor und Nebengestein mit Dünnschliffen quantitativ untersucht. Es wurden am Kontakt zum liegenden Gneis in Abständen von 0 – 6 – 12 – 18 – 24 cm, am Kontakt zum hangenden Migmatit in Abständen von 0 – 15 – 25 cm, je 5 Dünnschliffe senkrecht zum Kontakt angefertigt. Im letzten Fall war die makroskopisch sichtbare Reaktionszone nur 3–4 cm breit. Die Ergebnisse der Integrationen sind in den beiden Diagrammen der Abb. 1 und 2 dargestellt. Aus diesen Diagrammen ist zu entnehmen, daß in der Reaktionszone gegen das Liegende (Abb. 1) Granat, Epidot, Diopsid und Calcit mit Entfernung vom Marmor rasch abnehmen und nach 18 cm (Diopsid nach 24 cm) verschwinden. Hornblende und Biotit tauchen erst nach 12 cm Abstand vom Marmor auf, wobei Biotit von hier an ständig langsam zunimmt, dagegen hält sich Hornblende nur einige cm, um dann wieder ganz zu verschwinden. Dies hängt sehr wahrscheinlich mit dem höheren H_2O -Gehalt und der niedrigen Farbzahl dieses Gesteins zusammen. Plagioklas und Orthoklas nehmen in Kontaktnähe stark ab. Das hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß der primär am Kontakt gebildete Wollastonit sich mit Plagioklas zu Granat und Quarz umsetzt (siehe auch WINKLER 1973, Diagr. S. 138). Dies würde auch erklären, daß der Quarz, der vorher bei Annäherung zum Marmor durch die Wollastonitbildung verschwunden war, plötzlich am Kontakt neben dem Granat wieder auftaucht.

Über andere mineralogische Eigentümlichkeiten hat schon TABORSZKY (1954, 1955) kurz berichtet. Daraus kann man auch entnehmen, was man heute noch finden könnte, falls man unter Tage in die Grube hineinkommt. In einer Tabelle sind am Ende dieser Arbeit alle bisher im Auerbacher Marmor beschriebenen Minerale aufgeführt, wobei auch die „Kontaktzone“ bis ins Nebengestein mit erfaßt ist. Wegen der heutigen Abbauverhältnisse würde man aber auch unter Tage nur einen kleinen Bruchteil dieser Minerale finden.



Abb. 3. Aus dem Marmor herausgelöste Pyritkristalle von sehr verschiedenem Habitus. Man beachte, daß die dünnen Nadeln alle gerade sind (längste Nadel ca. 3 mm).

Hier soll nur noch eine für Auerbach, aber auch für die bisher bekannte Mineralwelt einmalige Kuriosität erwähnt werden. Im Auerbacher Marmor befinden sich Pyritkristalle von säuligem, lamellarem bis nadeligem Habitus, wobei der Nadelquerschnitt bis auf einige μm heruntergehen kann bei Längen bis einige mm. Diese Pyrite sind auch schon 1954 vom ersten Verfasser erwähnt worden. Diese nadeligen Pyrite sind frei in Marmor, also in Calcit eingewachsen und sind meistens verbogen oder sogar gewellt, ohne zerbrochen zu sein. Diese Erscheinung ist sehr wahrscheinlich auf eine sehr feine Gittergleitung der Calcitkristalle zurückzuführen, wobei die Pyritnadeln elastisch verbogen werden. Diese Pyrite stehen unter Spannung. Wenn man sie mit verd. HCl herauslöst, werden sie ausnahmslos ganz gerade. Dieses Verhalten ist in den drei Aufnahmen der Abb. 4 veranschaulicht, wo eine solche Lamelle sukzessive herausgelöst wurde. Eine Serie dieser herausgelösten Pyrite von verschiedenstem Habitus ist in Abb. 3 zusammengestellt. Die Nadeln sind alle gerade, obwohl man in Anschliff oder Dickschliff selten eine gerade Nadel sieht. Es wäre noch zu erwähnen, daß KAUB und OKE (1960) auch einmal nadlige Pyrite in einer Basaltdruse mit Zeolithen (in den U.S.A.) freistehend beobachtet haben. Diese waren gerade und spröde. In Auerbach findet man auch kleine Pyritkristalle mit selteneren Trachten wie Oktaeder und Tetraeder oder auch feine Pyrit-Blatt-Gitter auf Rhomboederspaltrissen des Calcits. Idiomorphe hexagonale Magnetkiestäfelchen in mm-Größe sind auch nicht selten. Der Variationsreichtum der Erze, wenn sie auch nur in sehr kleinen Mengen auftreten, ist für metamorphe Kalke nichts Ungewöhnliches.



Abb. 4a. Marmoranschliff. Unter der polierten Oberfläche eine ca. 3–4 mm lange gewellte Pyritlamelle.



Abb. 4b. Marmorfläche mit verd. HCl angelöst, bis der mittlere Teil der Pyritlamelle frei geworden ist. Die Lamelle ist durch das starke Sprudeln der Säure in der Mitte durchgebrochen. Man kann deutlich das gerade Aufrichten der beiden Teile erkennen, die mit ihren Enden noch im Marmor stecken.



Abb. 4c) Die ganze Lamelle ist freigelöst und liegt jetzt gerade auf der Oberfläche. Das eine Stück ist nochmal durchgebrochen, so daß jetzt 3 Lamellenteile daliegen. Das mittlere Stück liegt hochkant, darum erscheint es dünner.

Mineralverzeichnis der Auerbacher Marmorlager

(aus der bisherigen Literatur, alphabetisch):

| | | |
|----------------|----------------|---------------|
| Amphibole | Fahlerze | Pyrolusit |
| Aktinolith | Tetraedrit | Pyroxene |
| Amianth | Feldspäte | Augit |
| Byssolith | Anorthoklas | Diopsid |
| Bergkork | Mikroklin | Hedenbergit |
| Barkevit | Albit | Safit |
| Grammatit | Andesin | Quarz |
| Hastingsit | Anorthit | Amethyst |
| Pargasit | Bytownit | Bergkristall |
| Tschermakit | Labradorit | Eisenkiesel |
| Uralit | | Milchquarz |
| Ankerit | Gips | Prasem |
| Antimon ged. | Glaukodot | Rosenquarz |
| Apatit | Gold ged. | Chalcedon |
| Apophyllit | (nur in Pyrit) | Jaspis |
| Aragonit | Granat | Opal |
| Arsen ged. | Almandin | |
| Arseniosiderit | Andradin | Rammelsbergit |
| Arsen kieserit | Grossular | Realgar |
| Axinit | Melanit | Rhodonit |
| Azurit | Graphit | Rotgültigerz |
| | | Rotnickelkies |
| Beryll | Ilmenit | Rutil |
| Biotit | | |
| Phlogopit | Kaolinit | Safflorit |
| Meroxen | Kobaltblüte | Scheelit |
| Lepidomelan | Kobaltvitriol | Schwefel ged. |
| (Bitumen) | Kupfer ged. | Schwerspat |
| Bleiglanz | Kupferglanz | Serpentin |
| Bornit | Kupferkies | Antigorit |
| Brauneisenerz | | Jenksinit |
| Nadeleisenerz | Laumontit | Chrysotil |
| Rubinglimmer | Löllingit | Silber ged. |
| Siderogel | | Silberglanz |
| Eisenoocker | Magnesit | Skapolith |
| | Magnetit | Speiskobalt |
| Calcit | Magnetkies | Spinell |
| Doppelspat | Hydrotroilit | Ceylanit |
| Chalkanthit | Malachit | Stephanit |
| Chlorite | Manganspat | |
| Klimochlor | Markasit | Talk |
| Pennin | Martit | Titanit |
| Prochlorit | Molybdänglanz | Leukoxen |
| Chrysokoll | Muskovit | Topas |
| Cordierit | Serizit | Turmalin |
| Covellin | | Achroit |
| Cuprit | Nickelblüte | Schörl |
| | Nickelvitriol | Ullmannit |
| Desmin | | Vesuvian |
| Dolomit | Olivin | |
| | Forsterit | Wad, Asbolan |
| Eisenglanz | Orthit | Wismut ged. |
| Roteisenerz | | Wismutglanz |
| Eisenspat | Pharmakolith | Wollastonit |
| Enargit | Polybasit | |
| Epidotgruppe | Prehnit | Zinkblende |
| Epidot | Psilomelan | Zinnstein |
| Klimozoisit | Pumpellyit | Zirkon |
| Orthit | Pyrit | Hyazinth |
| Piemontit | Melnikovit | Zoisit |

Schrifttum

- AMBS, H. (1966): Untersuchungen zur Dynamik im Marmor von Auerbach/Bergstraße. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 385–399.
- BARTH, H. (1970): Quarzdiorit und Granodiorit des Felsberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald. Ihre geologischen und petrologischen Beziehungen zu Marmor und Amphibolit, Gabbro und Diorit. Diss. Heidelberg, 144 S.
- “– (1971): Marmor und Kalksilikatfelse von Auerbach-Hochstädten (Neue Gesichtspunkte zur Metamorphose des altbekannten Mineralfundpunktes). Oberrhein. geol. Abh. 20, S. 43–58.
- FECHNER, H. (1965): Geologische Untersuchungen in den metamorphen Gesteinen des Bergsträßer Odenwaldes. Diss. Göttingen, 20 S.
- KARL, F. (1964): Experimentelle Gefügeregelungen am Kalzitmarmor von Auerbach. – Fortschr. Miner. 41, S. 172.
- KAUB, W. B. und OKE, W. C. (1960): Paulingite, a new zeolite, in association with erionite and liliform pyrite. Amer. Miner. 45, S. 79–91.
- KERN, H. und KARL, F. (1968): Über Beanspruchung und Verformung von Gesteinen, II. und III. Contrib. Mineral. Petrol. 18, S. 199–240.
- MEISL, S. (1972): Das kristalline Grundgebirge. S. 19–120 in: KUPFAHL, H.-G., MEISL, S. und KÜMMERLE, E.: Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. Aufl., 276 S.
- TABORSZKY, F. K. (1954): Die Mineralgenese der Auerbacher Marmorlagerstätte. – Diplomarbeit, TH Darmstadt, 1954, 77 S.
- “– (1955): Mineralführung und Bildungsgeschichte des Marmorlagers von Auerbach a. d. Bergstraße. Aufschluß, 2. Sonderheft, S. 67–70.
- “– (1975): Gesichtspunkte zur Genese des Odenwaldes. Notizbl. Hess. L.-Amt f. Bodenf. (im Druck).
- TAUPITZ, D. (1971): Geochemische und petrogenetische Verhältnisse im Calcit-Marmorzug von Bensheim-Auerbach/Odenwald. Diss. Frankfurt am Main, 92 S.
- WINKLER, H. G. F. (1973): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, Heidelberg–Berlin, 320 S.

Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide

(Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen VI)

Erwin NICKEL und Bernhard ZURBRIGGEN

Kurzfassung/Abstract

In Räumen, die neben Metamorphiten („ms“ der geol. Karte) überwiegend Biotitdiorite führen, entwickeln sich flasrige Granitoide. Hierbei wird die Biotitdioritstruktur unter Zufuhr von Kalifeldspat und Quarz aufgelöst. Innerhalb der granitischen Abarten finden sich die Biotitdiorite als diffuse bis deutlich umschriebene Relikte. Die Mischgesteine entstehen also infolge einer „Verdünnung“ durch biotitgranitische Schmelzen. Der Mischungsvorgang reicht von der Infiltration bis zur deutlicher abgegrenzten Injektion. Da die Kristallisation unter starken Durchbewegungen erfolgt, entsteht ein primärigneisiges Flaserrekristallit. Das Auftreten diatektischer Migmatite (Heidelberg) sowie von massivem Granit (Lichtenberg) zeigt, daß eine regionale Aufschmelzungszone nahe dem jetzt erschlossenen Niveau vorliegt.

Granitic solutions transform older biotite-diorites to flaser-granitoids; with fewer dioritic parts, the more granitic the rock composition is. The foliation („Flaserung“) is caused by tectonic movements during and after the intrusion; the products in the synorogenic area are prototectonites (primary gneisses). The granitoids give evidence of a strongly heated basement and the younger aschistic dikes (porphyritic granodiorite-porphyrries) indicate subsequent local magmatic concentrations.

a) Ist der Flasergranit ein „regionalmetamorpher Gneis“?

Wer als Exkursionist den mittleren Odenwald durchstreift, wird bald darauf aufmerksam, daß als Füllmasse zwischen schwärzlichen Schiefergneisen, Gabbros und Dioriten rötlich-augige Gesteine auftreten, die man je nach Lokalität oder Anschnitt als Granit, streifigen Granit oder Granitgneis anzusprechen hat. Da die Zusammensetzung dieser Gesteine teils granodioritisch, teils granitisch ist, wollen wir sie neutral als „Granitoide“ ansprechen. Ihre Ähnlichkeit mit den weiter südlich anstehenden Graniten von Heidelberg und der Tromm ist groß, und auf der geologischen Karte sind in der Tat unsere Granitoide des mittleren Raumes und die Granite des Südraumes in gleicher Weise als **Granit** auskartiert. Wo Streifigkeit deutlich ist, spricht man von „Flasergranit“.

Während nun im Süden die Granite trotz gelegentlicher Streifigkeit fraglos als magmatisch kristallisierte Körper – eben als Granite – angesehen werden, zögert man in unserem Raum wegen der durchgängigen Streifigkeit mit dem Urteil und hält es für möglich, daß Gesteine vorliegen, die nach der granitischen Erstarrung **regionalmetamorph** umgeprägt wurden.

Ja, es wäre sogar möglich, daß vor der Vergneisung gar keine Granite vorgelegen haben, vielmehr Grauwacken bis Mergel, die erst durch höchstgradige Metamorphose zu granitoiden Paragneisen geworden sind. Derartige Flasergesteine müßten natürlich von den anderen Odenwaldgraniten abgetrennt werden; es läge nun auch kein Anlaß mehr vor, die Umprägung in die gleiche Zeit zu verlegen wie die Intrusionen der „echten Granite“.

Um die Problematik noch einmal klar zu formulieren, erinnern wir uns, was allgemein bei einem Kristallgebirge zu beobachten ist: Es gibt einen **Altbestand**, und in den hinein Magmatite intrudieren. Erfolgt nun eine Metamorphose, so werden Altbestand und Magmatite gemeinsam überprägt, sie gehören nun **beide** zum Altbestand (für nachfolgende Intrusionen). Es gibt Gebirge, bei denen **nach** der Metamorphose keine Magmenintrusionen mehr erfolgen, in diesem Falle liegt das gesamte Kristallin metamorphosiert vor. In anderen Fällen endet das Geschehen mit Intrusionen, die nicht mehr metamorphosiert werden. – Wie verhält es sich nun im kristallinen Odenwald?

Zum Altbestand gehören die Gneise, Schiefer, Marmore usw., die den Rahmen für einen hauptsächlich unterkarbonischen Intrusionszyklus bilden. Dieser beginnt mit Gabbros und endet mit Graniten. Die Gesteine **dieses** variskischen Zyklus sind nicht metamorphosiert, oder nur so mäßig, daß man sie noch als Gabbros, Diorite und Granite zu bezeichnen hat; vgl. E. NICKEL (1963b).

Natürlich darf man nicht annehmen, daß während der Zeit des Unterkarbons die mit der bretonischen Faltungsphase beginnt und mit der sudetischen Faltungsphase endet, keinerlei Tektonik wirksam war. Es ist im Gegenteil erstaunlich, daß Gabbros und Diorite **keine** regionalmetamorphe Umprägung erlitten haben. Aber die Tatsache, daß Gabbros und Diorite noch intakt sind, zwingt uns zu der Annahme, daß in unserem Raum von der bretonischen Phase ab zwar Migmatisierungen und Aufschmelzungen erfolgten, aber keine Regionalmetamorphosen in klassischen Stil.

Aus diesem Grunde führte NICKEL (1954a) für die selektiv zwischen intakten (älteren) Basiten durchbewegten (jüngeren) Granitoide den Namen **Flaserrekristallite** ein; er unterschied (1956, S. 361) folgende petrogenetische Phasen:

1. ältere Kinetometamorphose, regionalmetamorphosierend,
2. Plagioklasmetablastese,
3. Granitintrusionen,
4. jüngere Kinetometamorphose, Flaserrekristallite bildend.

und sprach – in bezug auf die Umbildung von 3. zu 4. – von „Flasergranitgneisen“. In diesem Sinne also gibt es Gneisbildung, aber auf Grund einer **speziellen** Durchbewegung.

Wer freilich die Flaserrekristallite nicht als spezielle Produkte im Verlauf granitischer Intrusionen versteht, sondern als regionalmetamorphe Gneise, der muß die vorliegenden Gesteine **zum Altbestand rechnen**, also in ihrer Bildung als **vorgabbroid** einstufen. In diesem Falle liegt es dann nahe, bei den Edukten an **Paragesteine** zu denken, zumal sich im Gelände Übergänge von Flaserrekristalliten zu Biotitschiefern finden lassen.

Hier beginnt nun die Arbeit der geologischen Entscheidungsfindung, und wir haben – ob wir wollen oder nicht – verschiedene Denkmodelle durchzutesten.

b) Denkmodelle über Phasenabfolgen

Schlüsselgebiet für unsere Fragen ist der Raum um Neunkirchen. Aber gerade hier geht es wie so oft in der Petrographie: daß nämlich die umfänglichste quantifizierende Bestandsaufnahme zweideutig bleibt, wenn man nicht gewillt ist, an Hand von „genetischen Sandkastenspielen“ das Wahrscheinlichste herauszufinden. Man muß die Gesamtsituation

des Odenwaldkristallins ins Auge fassen und die Konsequenzen von verschiedenen Einstufungen durchdenken. Hierfür liegen von verschiedenen Autoren Ansätze vor; für das spezielle Problem der Flasersteine z.B. H. BARTH (1972a+b); G. BAUER (1969); R. BOSSDORF (1961); H. DAUSCHEK (1969); O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1947, 1949); P. HORN (1965); G. KLEMM (1913); E. KNAUER (1969); E. NICKEL (1955); F. K. TABORSKY (1964).

Ein mehr und mehr gesicherter Tatbestand ist hierbei die Selbständigkeit der Biotitdiorite (MAGGETTI und NICKEL 1973). Der Name Biotitdiorit wurde gewählt, um diese intermediären Gesteine von den mehr basischen Hornblendedioriten abzutrennen:

Genetische Stellung der Odw. Diorite:

- a) Gabbro Hornblendediorit
b) Biotitdiorit Granitoide

Nach der neueren Nomenklatur (Streckeisen-Diagramm, vgl. Abb. 4) handelt es sich bei den Biotitdioriten um **Tonalite**; vgl. auch E. TRÖGER (1955).

Die Stellung dieser Gesteine relativ zu den Granitoiden läßt sich nun für weitere zeitliche Einordnungen auswerten. Dies unternahm eine Dissertation an unserem Institut (B. Zurbriggen, 1974). – Halten wir uns die Ausgangssituation vor Augen:

Altersfolge:

- (1) alte Gneise und Schiefer (einschl. Amphiboliten, Kalksilikatfelsen, Marmoren usw.): „ms“ der geol. Karte.
- (2) Gabbros, Gabbrodiorite und (\pm Biotit führende) Hornblendediorite. Sie enthalten Einschlüsse von (1).
- (3) Biotitdiorite. Sie führen Einschlüsse von (1) und (2).
- (4) Flasergranitoide. Sie führen Einschlüsse von (1), (2) und (3).
- (5) normale Biotitdiorite. Sie führen Einschlüsse von (1), (2) und (3).

Ausbildung dieser Gesteine:

- (a) kristalloblastische, paralleltexturierte Struktur der ms-Gesteine.
- (b) magmatische Struktur der Gabbros bis Diorite.
- (a*) strukturgelockerte metablastische ms-Gesteine treten als Vorläufer von
- (c) magmatoid bis gneisig struierten Biotitdioriten auf.
- (d) blastoklastisch-streifig entwickelte Flasergranitoide finden sich neben
- (e) magmatisch struierten Biotitgraniten.

Auf dieser Basis wollen wir einige Varianten durchdenken. Hierbei geht es jeweils darum, welches Tatsachenmaterial als „wesentlich“ vorausgesetzt wird, und welche der offen bleibenden Fragen für zweitrangig erachtet werden.

Variante I

(1) ist der alte Rahmen. Wir sprechen im Odenwald von einem Kulissenbau der „ms“, da sie als steilstehende „Schieferzüge“ wie trennende Wände zwischen den nachfolgenden Intrusionen auftreten. (2) bis (5) sind die von einer Regionalmetamorphose nicht mehr erfüllten Intrusiva.

In dieser Variante bleibt die Frage, weshalb bei (3) und (4) gneisige Texturen auftreten, von untergeordneter Bedeutung.

Variante II

Nicht nur (1) beschreibt den alten Rahmen, sondern hierher gehören auch **alle gneisigen Gesteine**, die demnach von der letzten Intrusionsphase abzutrennen sind.

Diese Variante betrachtet die Frage als untergeordnet, weshalb es vergleichbare Gesteine einmal im „alten Rahmen“, dann aber auch im Verband der letzten Intrusionen gibt.

Variante III

Sie entspricht der Variante I, jedoch wird nun zusätzlich angenommen, daß noch zur Zeit der Granitintrusionen eine Regionalvergneisung erfolgt ist.

Diese Variante unterdrückt eine Frage, weshalb es bei der Regionalmetamorphose keine kristalloblastische Anpassung der Gabbros (Amphibolitisierung) bzw. Diorite (Hornblende-Plagioklas-Gneisbildung) gibt.

Variante IV

drückt die Meinung aus, alle vorangeschriebenen Modelle seien unnützlich, da nämlich bei den Flasergranitoiden gar keine Orthogesteine vorlägen, sondern hochregenerierte Paragesteine, die irgendwann während des Zyklus (2) bis (5) zu ihrem granitoiden Aussehen gekommen sind.

Als sich aber herausstellte, daß die Biotitdiorite als echte Intrusiva auftreten (gebildet aus „ms**“) und hierbei eindeutig ms-Schollen verdaut werden, mußte man erneut fragen, was die gneisige Textur der Flasergesteine wohl bedeutet. Ist doch die Variante III heranzuziehen? Weshalb dann aber die so stark wechselnden Texturen in den nachfolgenden Flasergranitoiden und Biotitgraniten?

Durchstreift man nach diesem **Rätselraten am Schreibtisch** wieder das Gelände, so kommt man zu der Gewißheit, daß die „normalen Biotitgranite“, wenn man sie vom Raum Heidelberg über den Südodenwald, die Tromm, Lindenfels usw. verfolgt, die gleichen Substrate darstellen wie die Flasergranitoide des Mittelraums. Mögen auch in den Flasergranitoiden Anteile mit komplexerer Vorgeschichte stecken, so liegen aufs Ganze gesehen doch Magmatite vor, bei denen keine von der Intrusion abtrennbare Regionalmetamorphose das Gefüge geprägt hat. – Somit bleibt uns die

Variante V

Der merkwürdige Wechsel in den nach der Altersfolge angeordneten Gesteinsstrukturen zwingt zur Annahme besonderer Platznahmebedingungen: zwar erfolgen während der Intrusionszyklen keine eigentlichen Metamorphosen mehr, aber die Durchbewegungen während der Intrusionen sind so anhaltend, daß die betr. Magmatite schließlich zu Gneisen werden; das so geprägte Amplatzgefüge hat Prototektonite geschaffen.

Dieses Modell synorogener Gesteinsprägung wurde von uns in mehreren Publikationen ausführlich erläutert. Insbesondere gelang es im Neunkircher Raum, eine Deutung für jene Gesteine zu finden, die modal und strukturell **zwischen** dem Biotitdiorit und dem Flaser nicht aus! Hier sind paralleltexturierte Granitoide dadurch entstanden, daß granitische Lösungen die Biotitdiorite differenziell aufgelöst und umgeformt haben.

Bei solchen Prozessen geht Durchmischung und Anstieg Hand in Hand vorstatten; die Mobilität übersteigt einen hydrothermalen Stofftransport (Marmo'scher Konzeption) in Richtung magmatischer Durchtränkung. Unter **Umbau** der intermediären Plagioklasse in saure und einer **Infiltration** von Kalifeldspat und Quarz quillt gleichsam die Masse nach oben, ohne je von der tektonischen Einspannung entlastet zu sein. Wir meinen, daß sich hier ein gesteinsbildender Prozeß abzeichnet, der nicht nur im begrenzten Raum des Neun-

*) In der Arbeit von WEBER-DIEFENBACH (1974) wird bestätigt, daß die Biotit-Diorite das am niedrigsten schmelzende Gestein darstellen; unsere Annahme, daß die metablastisch gelockerten Gneise das Vorstadium von nur wenig unterhalb des angeschnittenen Niveaus anstehenden lithogenen Schmelzen sind, erfährt so eine weitere Stütze. „Die Untersuchungen erwiesen, daß die Biotit-Diorite bei der niedrigsten Temperatur in den Schmelzzustand übergehen; bei etwas höheren Temperaturen folgt der Biotitgneis, dann kommen mit etwa gleichem Verhalten: schieferiger Gneis, Hornblende-Diorit und Amphibolit“ (S. 135).

kircher Komplexes seine Bedeutung hat, sondern ganz allgemein für synorogen geprägtes Grundgebirge typisch ist.

Nur wenn man die Existenz von Biotitgranit (als Intrusivum) gänzlich ablehnt, d. h. annimmt, daß im hiesigen Raum keine sudetischen Granite aufgedrungen sind, bleibt die Denkvariante II möglich: daß nämlich alte Gesteinsserien vorliegen, die von vornherein einem Wechsel von biotitdioritischen und biotitgranitischen Substraten entsprochen haben, und die sich lediglich regenerativ zum heutigen intrusionsartigen Verband entwickelt haben. – Wer das will, muß allerdings erklären, wie die Einschlüsse (1), (2) und (3) in die Gesteine (4) kommen. Löst nicht eine Aufeinanderfolge von Intrusionen doch leichter das Gesamtproblem? Davon wollen wir nun sprechen!

c) Der Neunkircher Komplex

Nachdem kursorische Begehungen des Raumes keine Klarheit über die Abarten brachten, haben wir trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse versucht, eine Art Kartierung des modalen und strukturellen Wechsels vorzunehmen. Das Ergebnis war anders als erwartet: Ganz eindeutig gehören die Augengneise, streifigen Gneise, die konkordanten Aplitgranitlagen und der Lichtenberg-Granit zusammen. Sie sind abgesetzt von drei Typen, die enger zum Biotitdiorit gehören. Wir unterscheiden also:

I) Biotitgranitische Gruppe

Granitoide Augengneise (Streiterbergtyp), streifige Gneise (Billingstyp), konkordante Aplitgranite; massiger Granit (Lichtenbergtyp).

II) Biotitdioritische Gruppe

Granodioritische feinkörnige Gneise (Wilde-Heidtyp), porphyrtartige Gneise (Kaiserturmtyp), grobporphyrtartige Sonderausbildung (Heidebergtyp); sowie der tonalitische Biotitdiorit selbst (im Neunkircher Raum z. B. im Hüttenwald).

Zu Gruppe I) Bei den „Flasergraniten“ lassen sich augige und streifige Gneise unterscheiden. Ohne Rücksicht auf die modale Zusammensetzung würde man sagen, daß die streifigen Gneise nichts anderes als extrem durchbewegte Augengneise sind, also blastoklastisch fixierte Scherungs-Kristallisate. Tatsächlich sind diese Gesteine aber Quarz- und Feldspat-reicher als die Augengneise: Wir haben schon früher (NICKEL 1956; NICKEL 1963b, S. 667) auf die sog. „Quarzphase“ verwiesen, in welcher auch andernorts die Flasergesteine eine entsprechende Zufuhr erhalten haben. Dadurch können diese Gesteine modal noch stärker granitisch werden als der zu gleichen Gruppe gehörende „echte“ Lichtenberggranit.

Man hat in letzter Zeit den Odenwaldkartierern (insbes. G. KLEMM) vorgeworfen, sie hätten zu viele Granite ausgedehnt; in Wahrheit seien die meisten Granite des mittleren Odenwaldes Granodiorite. Dies trifft jedenfalls weder für den Lichtenbergtyp noch den Billingstyp zu, und es reicht auch der Streubereich des Streiterbergtyps bis ins Granitfeld. Die chemischen Analysen liefern SiO_2 -Gehalte um 72 %.

Zu Gruppe II) Am unscheinbarsten ist der Wilde-Heidtyp, den man zunächst für einen stärker durchbewegten, daher feinerkörnigen „Flasergranit“ hält. Auffällig ist das Gestein zwischen Kaiserturm und Eleonorenhilfstätte: hier stecken unregelmäßig verteilte Großkalifeldspate in einem grauen Bändergneis. Noch markanter sind schließlich die SE von Neunkirchen an der Straße nach Winterkasten aufgeschlossenen Heideberggneise mit reichlich idiomorphem Kalifeldspat (Abb. 1).

Besonders am Kaiserturmtyp zweifelt man am „magmatischen Charakter“ des Gesteins, aber ebenso wenig entspricht die Textur einem normalen Gneis. Unter dem Mikroskop zeigt sich nun, daß nicht nur die Grundmassen von Kaiserturmtyp und Wilde-Heidtyp identisch sind, sondern daß diese wiederum dem **Gewebe des Biotitdiorits** entsprechen.

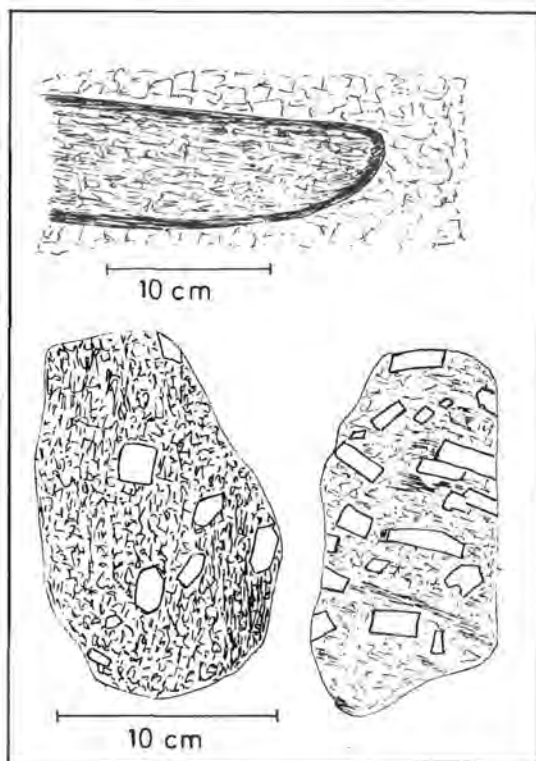


Abb. 1. Gesteine aus dem Neunkircher Komplex.

- a) Scholle von „ms“ (d. h. Biotit-Plagioklas-Gneis) mit Reaktionsaum in Heidebergtyp.
 b) Kaisersturntyp mit ungleichmäßiger Kalifeldspat-Verteilung.
 c) porphyrtartiger Gneissigmatit vom Heidebergtyp.

Letzterer ist weiter westlich regional verbreitet und dort näher beschrieben (MAGGETTI und NICKEL 1973).

Fassen wir zusammen: Es gibt zwei Gesteinsgruppen, eine, die den Lichtenberggranit einschließt, eine zweite, die das Grundgewebe des Biotitdiorites hat, jedoch zusätzlich wechselnde Anteile von Quarz und Kalifeldspat führt. – Eine vereinfachte Skizze der Verteilung liefert Abb. 2.

Der massige Lichtenberggranit ist eine Einschaltung im NE; das übrige Feld ist mit der Streiterbergtyp-Signatur versehen. Die größere Durchbewegung des Billingstyps wurde durch zusätzliche Striche angedeutet: Hier wechseln grob- und feinkörnige Abarten, streifige Zonen mit porphyrtartigen Kalifeldspaten, reliktsische „ms“-Streifen und aplitgranitische Lagen in rascher Folge. Dioritische Schollen zeigen vielfach Plagioklassprossung.

Im Südwesten kann man den Komplex besser gliedern; hier läßt sich auch die Altersfolge ablesen:

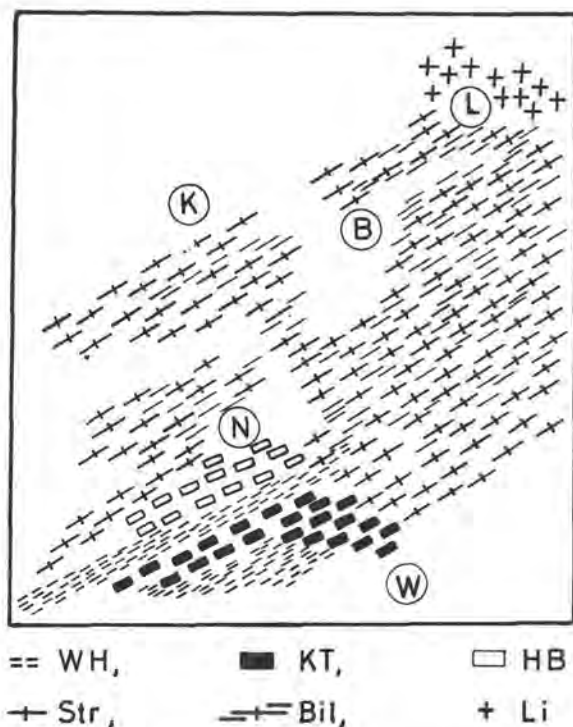


Abb. 2. Typenverteilung im Neunkircher Komplex.

Gesteinstypen: WH Wilde Heid; KT Kaiserturm; HB Heideberg; Str Streiterberg; Bil Billings; Li Lichtenberg.
 Ortsnamen: N Neunkirchen; W Winterkasten; B Billings; K Klein-Bieberau; L Lichtenberg.

präbiotitdioritisch: „ms“ und Hornblendedorite

Gruppe II:

Biotidiorite
 Wilde-Heidtyp, Kaiserturmtyp (ohne Biotidioritschollen)
 Heidebergtyp (mit Biotidioritschollen)

Gruppe I:

Streiterbergtyp, Billingttyp
 Lichtenberggranit

Die Schollenführung in allen Abarten verbietet es, an eine „Granitisierung in situ“ zu denken, es herrschen intrusive Verhältnisse. Die starke Durchbewegung bedingte freilich eine Textur, die, wie schon immer betont (NICKEL 1954a + b, 1963a), als **Amplatzgefüge** zu verstehen ist.

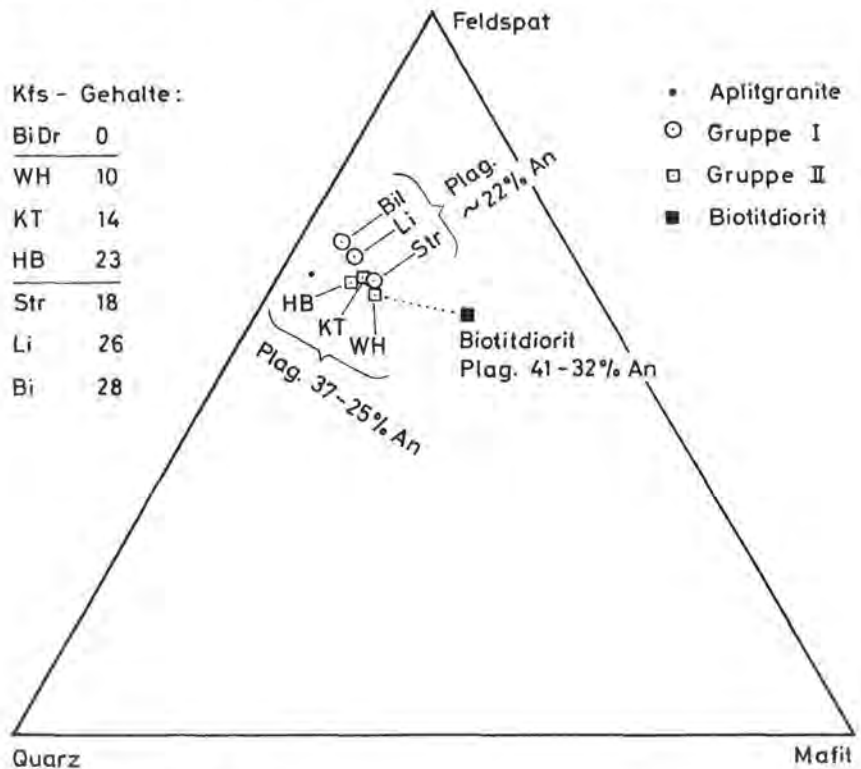


Abb. 3. Modus der Neunkircher Typen.

Eingetragen sind die Schwerpunkte der Messungen aus B. ZURBRIGGEN (1974) sowie aus der Literatur.

d) Die modale Zusammensetzung der Gesteine

Wie Abb. 3 zeigt, liegen zwar die darstellenden Punkte der verschiedenen Typen eng beieinander, jedoch ist der Plagioklas in Gruppe II viel basischer als in Gruppe I. Da in der Abb. 3 nur die Schwerpunkte, nicht die Streufelder wiedergegeben sind, kommen die vorhandenen Übergänge zwischen Wilde-Heidtyp und Biotitdiorit nicht zur Geltung. Ebensovwenig sieht man, daß sich bei der Quarz + Feldspat-Anreicherung die Bilanz zugunsten des Kalifeldspates verschiebt, daher wurden die durchschnittlichen Anteile zusätzlich vermerkt.

Zur Benennung trägt man die Modalwerte der Gesteine in das Streckeisen-Diagramm ein (Abb. 4). Der tonalitische Biotitdiorit streut, da \pm kalifeldspatfrei, längs der Quarz/Plagioklaskante. Das Streufeld des Lichtenberggranits bleibt links der Trennlinie Granit/Granodiorit (mit größeren Schwankungen im Quarzgehalt). Alle anderen Gesteine sind Granodiorite mit einem links-rechts gedehnten Verteilungsfeld, wobei die Typen der Gruppe I, sowie der Heidebergtyp aus Gruppe II ins Granitfeld verstoßen.

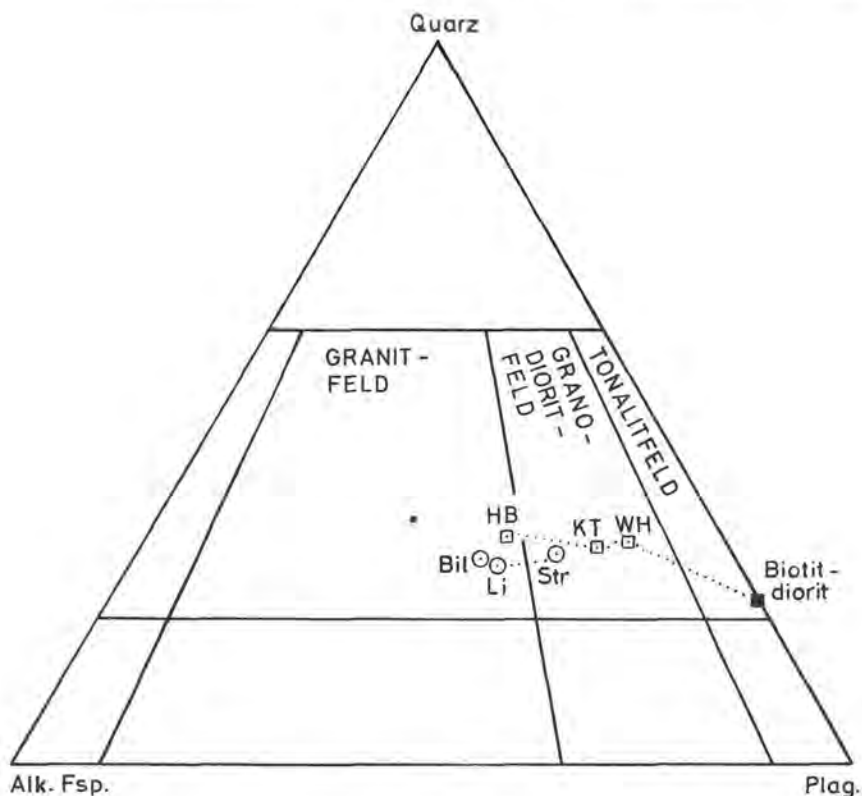


Abb. 4. Klassifikation der Neunkircher Typen (im Streckeisen-Diagramm).

Eintragungen im QAP-Dreieck. Die Streufelder überlappen sich stark, reichen also vom Tonalit bis zum Granit. Lediglich die Lichtenberggranite verbleiben ganz im Granitfeld.

e) Typenchemismus und Triklinität der Kalifeldspate

Weitere Bemühungen zur Gliederung des Komplexes betrafen die chemische Analyse und die Diskussion von Elementkorrelationen. Näheres hierzu (Analytik hauptsächlich mit RFA) siehe in der Arbeit von B. ZURBRIGGEN.

Von den diskutierten Elementpaaren (K/Rb, Ca/Sr, Ba/Sr, Sr/Ti, Ti/Fe, Si/Ti, Zr/Ti) sind auf Abb. 5 zwei Beispiele wiedergegeben. Man erkennt im einen Falle ($\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$) den ungefähr einsinnigen Entwicklungstrend der ganzen Serie, im anderen Falle (Ba/Sr) die verschiedenen Proportionen für die Gruppen I und II (ganz ähnlich verhalten sich Zr/Ti). – Das Ca/Sr-Verhältnis ist über die ganze Entwicklung hin \pm konstant. Viele Diagramme (so z. B. K/Rb) wären im Sinne einer „Differentiation“ zu deuten.

Die chemischen Untersuchungen bestätigten auch, daß trotz unterschiedlicher Struktur der Lichtenberggranit (Gruppe I) mit dem Heidebergtyp (Gruppe II) verwandt sind. –

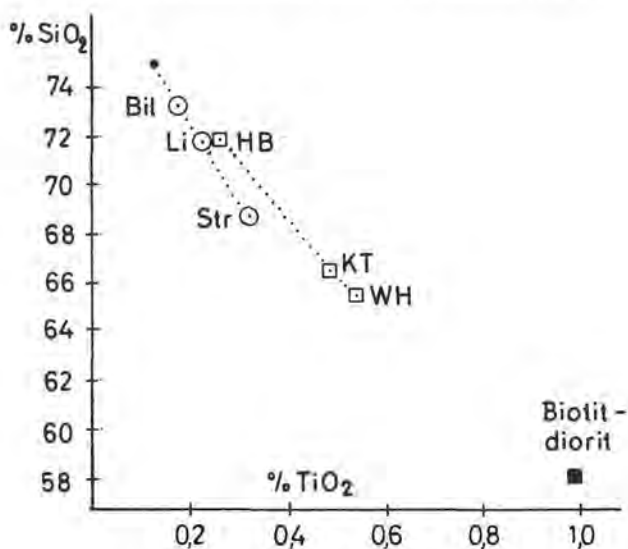
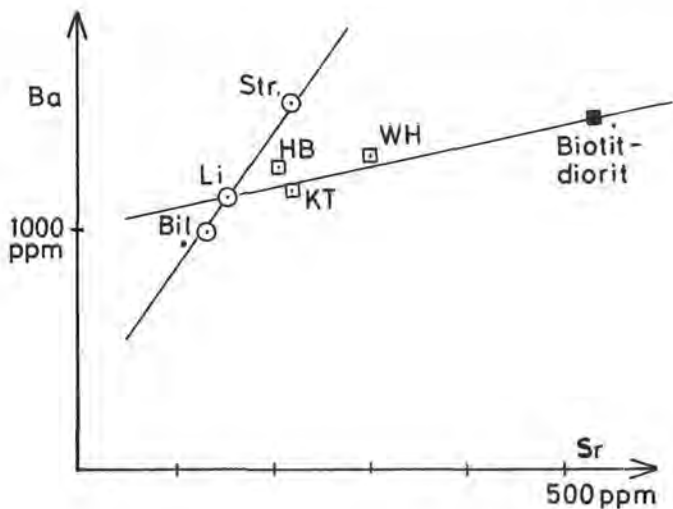


Abb. 5. Geochemische Diskussion: Elementpaare.

Zwei Beispiele für Diagramme, in denen die Proportionen zwischen chemischen Komponenten in den verschiedenen Gesteinen aufgetragen sind:

a) Gute negative Korrelation der Oxide von Si und Ti. Hier liegen die für Gruppe I und II getrennt eingezeichneten Verbindungslinien fast in gleicher Richtung. Man könnte eine ungefähr gerade Linie vom Biotitdiorit zum Lichtenberggranit ziehen.

b) Die Korrelation Ba/Sr zeigt, daß sich die zwei Gruppen I und II gut voneinander trennen lassen.



Schließlich bestätigten die K_2O -Werte in der Serie, die von 2,5 % bis 4,5 % schwanken (die Aplitgranite haben 5,5 % K_2O), daß die Zunahme des Kalifeldspates nicht etwa durch die Verminderung des Biotitanteils bedingt ist.

Sodann wurde (mittels Jago-Doppelguinierkamera) die Triklinität des Kalifeldspates ermittelt, sie dient zur Feststellung des Ordnungsgrades der Struktur: Monokline Alkalifeldspate (Sanidin) sind strukturell ungeordnet und zeigen nur **einen** Röntgenreflex (131); triklinen Abarten (Mikrolin) zeigen je nach dem Ordnungsgrad eine Verdoppelung (131)-(1 $\bar{3}$ 1), die von $\Delta 0-1$ angegeben wird. Unsere Gesteine haben mittlere Triklinitätswerte, jedoch mit erheblichen Schwankungen.

Obwohl bekannt ist, daß innerhalb eines Handstückes solche Werte schwanken können, ist die Streubreite bei unseren Typen so groß, daß von einer regionalmetamorphen Egalisierung jedenfalls nicht die Rede sein kann. Abb. 6 zeigt die Verteilung im Gesamttraum (im Vergleich zur Typenkarte der Abb. 2). Viele z. T. gegenläufige Einflüsse bestimmen die Δ -Werte; wir glauben, daß bei uns hauptsächlich die Tektonik für die Einstellung verantwortlich ist. Der Billingstyp hat hohe Δ -Werte, ebenso hoch sind die Werte im Raum Knoden. Niedere Werte hat der Streiterbergtyp, ihm ähnliche weisen auch die Gneise vom Mandelberg (Hoxhohl) auf. Hohe Δ -Werte haben der Heidebergtyp, die Granodioritporphyrite (0,40) und der lagige Aplitgranit (0,43).

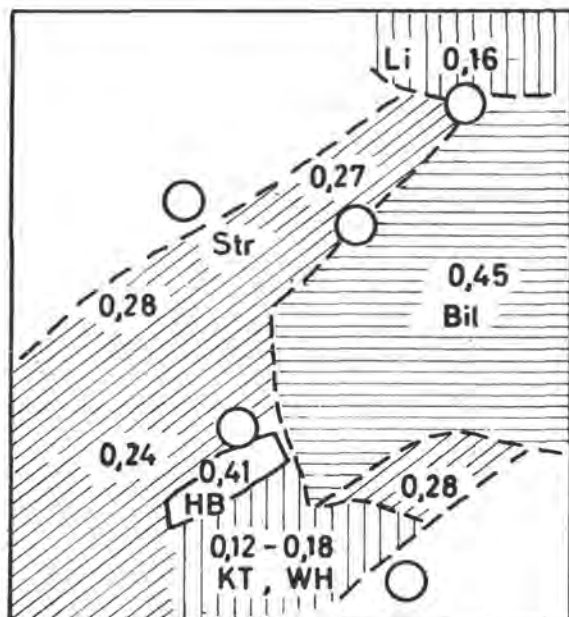
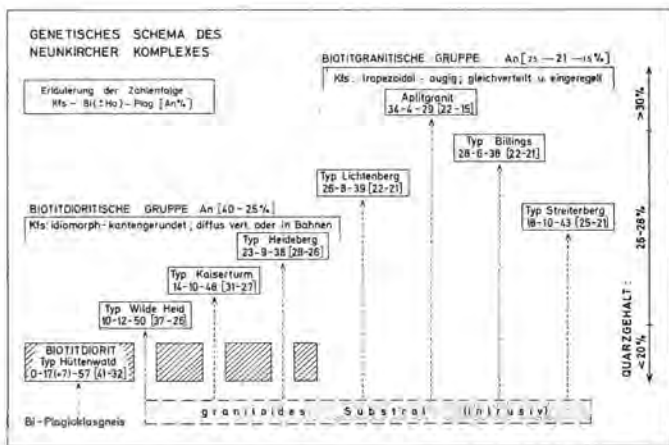


Abb. 6. Δ -Werte der Kalifeldspattriklinitäten.

Gleicher Ausschnitt wie Abb. 2; stark schematisiert.

Kleine Δ -Werte hat der Lichtenberggranit, sowie die Kaiserturm- und Wilde-Heidtypen; höhere der Streiterbergtyp. Noch größer sind die Werte für Billings- und Heidebergtyp.

Abb. 7. Entwicklungsschema der Neunkircher Gesteine.



f) Genetische Interpretation

Die geschilderten Verhältnisse lassen sich am besten verstehen als eine **Verdünnung** des biotitdioritischen Substrates durch biotitgranitische Zufuhren. Nimmt man dies an, so lassen sich die Typen in einem vergleichenden Schema gemäß Abb. 7 darstellen.

Wesentlich ist, daß die biotitgranitische Gruppe (\pm unabhängig von der Kalifeldspat-Menge) Plagioklase um 21 % An führt – noch saure im Aplitgranit –, während die biotitdioritische Gruppe Plagioklase stets basischer als 25 % An hat. Hier steigt, gleichlaufend mit der Abnahme des Kalifeldspatanteils, der Anorthitgehalt bis zu 40 % an. Grenzfall ist der Biotitdiorit selbst (Kalifeldspat 0, Plagioklas 40 % An).

Jetzt versteht man auch die Namensgebung der beiden Gruppen: Gruppe I entwickelt sich zu „echten Graniten“, Gruppe II hingegen ist eine Mischung von Biotitdiorit mit Anteilen der Gruppe I.

Im Schema ist daher der Block des Biotitdiorits nach rechts zu **durchbrochen** gezeichnet, um so anzudeuten, daß sein Anteil mit den Lösungen der Gruppe I „verdünnt“ ist. Je nach dem Mengenverhältnis entstehen hierbei die Typen Wilde Heid, Kaisertum und Heideberg.

Unter dem Mikroskop läßt sich in allen Abarten der gleiche Ablauf der Flaserexturierung feststellen, allerdings mit unterschiedlicher Betonung der Einzelschritte. Wir finden:

- (1) \pm statische Plagioklasblastese (serizitisierte Kern, Anwachssäume, Einschlüsse von Biotit und Quarz).
- (2) nachfolgende Kalifeldspatsprossung (Einschlüsse von Quarz, Biotit, Orthit; Myrmekit; Kalifeldspatflecken in Plagioklas) und das Auftreten von xenomorphen Kalifeldspaten in Grundmasse und in Quarzbahnen; letzteres auf Phase 3) und 4) zu verteilen.
- (3) Zerreißen der Biotitaggregate, Mörtelbildung (blastoklastische Phase).
- (4) Fortdauer der Durchbewegung: Rekristallisationsstruktur der „Quarzphase“ unter weiterer Streckung. Knotenartige Partien in Streiterbergtyp, durchgehende Bahnen im Billingstyp. – In die z.T. grobkristallisierten Bahnen werden Bruchstücke von Mörtelzonen (3) verdriftet, ebenso Orthit aus Biotit gelöst.

Daraus ergeben sich nun die folgenden „individuellen Genesen“ der einzelnen Typen:

Gruppe II

Biotitdiorit: lithogen aus plagioklasblastischen Gneisen (glockerten „ms“) gebildet, intrudiert und mit konstruktivem Amplatzgefüge konsolidiert. Die Platznahme ist jünger als die Hornblendediorit-Intrusionsphase. Näheres zur Genese s. bei MAGGETTI und NICKEL (1973) und NICKEL und MAGGETTI (1974).

Wilde-Heidtyp, Kaiserturmtyp: entstanden durch partielle Auflösung der Biotitdioritstruktur unter Kalifeldspat- und Quarzzufuhr; \pm konstruktiver Abschluß des Rekristallisations.

Heidebergtyp: protogneisig fixiertes Intrusivgestein, eingedrungen zwischen die vor genannten Typen. Bei diesem diatektischen Migmatit liegt ein porphyroblastischer Sonderfall vor. Er zeigt, welche hohe Mobilität nur wenig unterhalb des heute angeschnittenen Niveaus geherrscht hat.

Gruppe I

Streiterbergtyp: flasergranitisches Intrusivum in weitgehend von Gruppe II schon ausgeräumten Zonen. Fixiert als Blastoklastit mit wechselnd stark entwickelter destruktiver Abschlußphase.

Billingsstyp: extremdurchbewegter Prototektonit. Während einer relativ späten Scherungsphase Ausbildung von Quarzbahnen. Diese synorogenen „Regional-Mylonite“ wurden von uns (NICKEL 1954a + b; 1956) Flaserrekristallite genannt. Die eingeschalteten kondordanten **Aplitgranite** entwickeln die gleiche Textur.

Lichtenberggranit: normale magmatische Kristallisation (überprägt von späteren Kataklasen). Während der ebenfalls granitische Heidebergtyp noch den Migmatitcharakter zeigt, liegt hier das Produkt einer normalen Schmelzerstarrung vor. Der Anstiegsweg dürfte etwas länger sein, und aus der dortigen Tiefe würden wir das gesamte granitoide Magma herleiten, das den Raum unterteuft, und das später die Granodioritporphyrite entläßt.

g) Granitisches Magma ?

Wir setzen also voraus, daß in unserem Raum wirklich granitisches Magma „zur Verfügung stand“. Hierzu betrachten wir freilich eine weitere Umgebung, wo sich granitische Intrusionen einfach nicht bestreiten lassen. Wir glauben aber, daß sich auch im engeren Raum genügend primäre Züge im „Flasergranit“ finden, die von der Amplatzprägung nicht ganz ausgelöscht worden sind. Aber Gänge bleiben Gänge, auch wenn sie flasergranitisch geprägt sind, und Partien mit Schollen muß man den geologischen Umständen gemäß als ganz ausgelöscht worden sind. Aber Gänge bleiben Gänge, auch wenn sie flasergranitisch geprägt sind, und Partien mit Schollen muß man den geologischen Umständen gemäß als Vermischungen an Randzonen ansehen. Es gehört schon viel vorgefaßte Meinung dazu, Schollenführung, Durchmischungen mit sich auflösenden Schieferzonen, Gangbildungen, wolkige Kalifeldspatverteilungen in dunklen Partien, porphyrtartige Ausbildung in hellen Partien mit Übergängen zu pegmatitischen Strukturen, sowie das Auftreten von diskordanten Pegmatiten und anderer Gänge als das Ergebnis einer Granitisation in situ aufzufassen. – Wer aber sagt, es handle sich um aufgeschmolzene Anatexite des Untergrundes, der rennt offene Türen ein: denn die lithogene Herkunft der unterkarbonischen Granite ist ohnehin wahrscheinlich. Allerdings muß diese Aufschmelzung streifenweise sehr intensiv gewesen sein, denn nur aus solchen Regenerationsherden können Granodioritporphyrite (K. HELLMANN 1971) als normalmagmatische Ganggesteine aufründen.

Wenn nun solche Magmen unter synorogenen Bedingungen aufsteigen, werden die eingenommenen Räume nach oben zu mehr und mehr den Charakter von langezogenen Streifen haben, die seitlich in differenziell durchtränkte Zonen übergehen. Auch wenn die

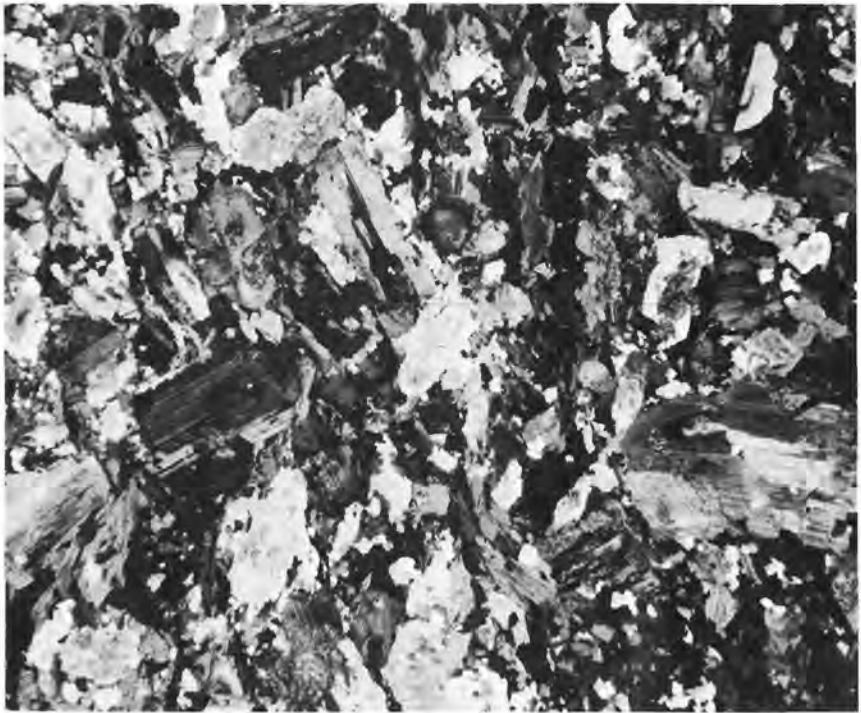


Abb. 8. Biotitdiorit mit magmatischer Struktur (Bildbreite 11,7 mm).

erste Stoffeinwanderung in die Biotitdiorite einem metasomatischen Stoffaustausch entspricht, wird die weitere Durchmischung eher einer Stoffzufuhr ohne gleichzeitiger Abfuhr entsprechen.

Sieht man von dem Sondertyp Heideberg ab, so erfolgen keine lokalen Intrusionen der Mobilisate, sondern es verarbeitet der zugeführte Anteil das gesamte Areal zu einem homogenen Produkt, welches unter intensiver Durchbewegung erstarrt. Nachschübe von Kalifeldspat und Quarz verstärken den granitischen Chemismus, und gleichsam als Zeugnis der unterliegenden Schmelzzone dringt Granit wenigstens lokal unter Bedingungen auf, die eine normalmagmatische Erstarrung erlauben. Der Raum ist nun konsolidiert bis auf die posttektonisch eindringenden Gänge, die querschlägig zur Flaserichtung platznehmen.

h) Zusammenfassung: Strukturierung synorogener Magmatite

Wo das Dünnschliffbild bei den Biotitdioriten eine fast orthomagmatische Struktur zeigt (Abb. 8), ist man geneigt, die Paralleltexur als Fließregelung zu beschreiben. Andere Biotitdiorite zeigen zwar ebenfalls ein destruktionsfreies Kristallinat, aber hier ist es nun kristalloblastisch entwickelt. Mustert man nun die „verdünnten“ Abarten der Gruppe II, so fällt die stärkere Durchbewegung auf, es erscheinen die erwähnten Mörtelzonen und

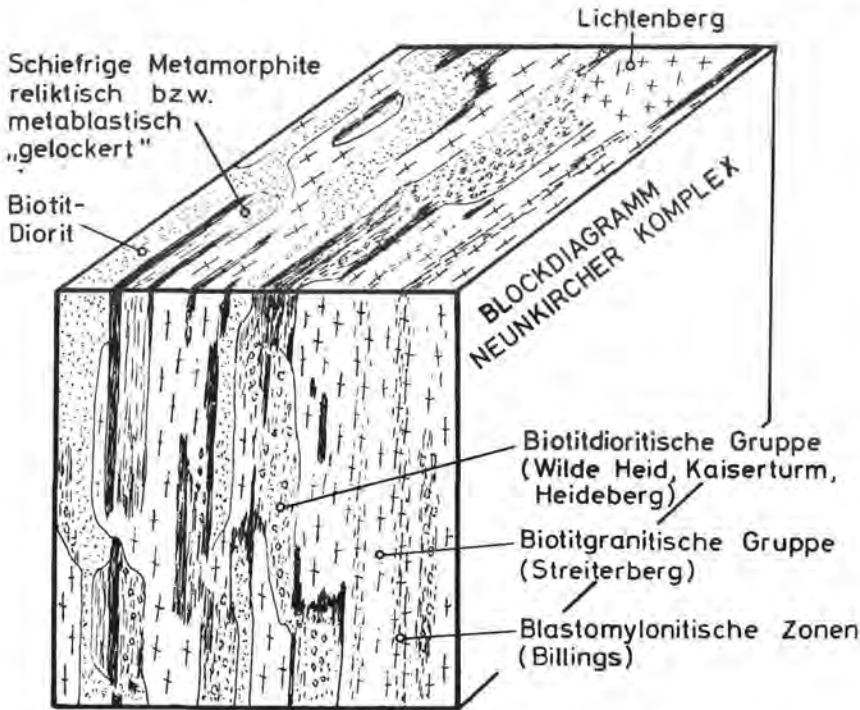


Abb. 9. Blockdiagramm zum Aufbau des Neunkircher Komplexes.

Eingetragen ist die Entwicklung vom Biotitdiorit bis zum Lichtenberggranit. Nicht eingetragen sind die passiven Blöcke der älteren, völlig intakten Hornblendediorite. Ebenso fehlen die konkordanten Aplitgranite, die sich im stark durchbewegten Billingstyp häufen, aber auch im Kaiserturmtyp gut erschlossen sind.

Quarzbahnen. Die Einwanderung von Kalifeldspat und Quarz erfolgt also unter Auflösung des Biotitdioritgefüges.

Gehen wir nun zu Gliedern der Gruppe I, so besteht das biotitgranitische Gefüge einheitlich aus blastoklastisch verfügten Mineralien. Diese Flaserung ist also sicher keine Intrusionstextur, sondern ein Rekrystalliat der differentiellen Durchbewegung. Und hier tritt nun im Nordteil des Komplexes wie eine Insel der massige Lichtenberggranit auf.

In einer Handskizze haben wir versucht, den Aufbau des Komplexes zu veranschaulichen: Alte Schiefer und Gneise sind von Biotitdioriten umflossen, und beide Abarten zusammen wurden abermals von Magma durchsetzt, wobei sich im „freien Granitraum“ andere Typen entwickelten als dort, wo Biotitdiorit diffus überwältigt wurde.

Daß aber die Biotitdioritbildung einerseits und der nachfolgende Biotitgranitaufstieg andererseits keine voneinander unabhängigen Phasen sind, beweist die Art ihres Zusammenauftretens ganz allgemein im mittleren Odenwald: Stets liegt der **Biotitdiorit im Vorfeld** der Flasergranite, häufig direkt als eine Übergangszone zwischen den älteren Hornblendedioriten und dem Biotitgranit. Das ist kein Zufall, ebensowenig wie das räumliche Zusammenauftreten von Flasergranitoid, Lichtenberggranit und Granodioritporphyriten.

Ob die „Fasergranite“ während ihres Eindringens zunächst eine Lichtenberg-artige Struktur entwickelt haben, ehe sie zu Faserrekristalliten wurden, oder ob von vornherein Kristallisation und Destruktion Hand in Hand gingen, läßt sich nicht entscheiden. Nach unseren genetischen Vorstellungen muß es alle Übergänge gegeben haben; vgl. hierzu auch M. WEBER (1923); O. H. ERDMANNSDÖRFER (1914, 1939, 1942, 1947); R. EMMERMANN (1968).

So bestätigen sich die bisherigen Annahmen über das Intrusionsniveau des Odenwaldes (NICKEL 1965, bes. S. 52), und wir werden uns noch mehr um Prozesse in durchbewegten Räumen zu kümmern haben; es sind Gebirgstteile, in denen eng benachbarte Zonen zu unterschied

Schrifttum

- BARTH, H. (1972a): Geologische Kartierung im Felsberg-Zug, Bergstraßeer Odenwald. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 140, S. 255–305.
- (1972b) Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergstraßeer Odenwald). Abh. Hess. Landesamt f. Bodenforschung, 66, 85 S. 000.
- BAUER, G. (1969): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Bergstraßeer Odenwaldes im Räume Lichtenberg-Billings. unveröffent. Dipl.-Arb. Univ. München.
- BOSSDORF, R. (1961): Das Kristallin im Räume Gadernheim und Laudenu (Odenwald) Diss. Univ. Freiburg i. Br., 1959 bzw. N. Jb. Mineral. Abh. 95, 3, S. 370–419.
- DAUSCHEK, H. (1969): Bericht über die Kartierung im Bergstraßeer Odenwald um Neunkirchen. Unveröffent. Dipl. Arb. Univ. München.
- EMMERMANN, R. (1968): Differentiation und Metasomatose des Albtalgranits (Südschwarzwald). N. Jb. Miner. Abh. 109, S. 94–130.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H. (1949): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes III. Über Fasergranite und Böllsteiner-gneis, Sitz. Ber. Heidelberg Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 2. Abh., S. 45–54.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H. (1914): Petrographische Untersuchungen an einigen Granitischieferkontakten der Pyrenäen. N. Jb. Mineral. Geol., BB 37 S. 739–765.
- (1939): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes XI: Die Rolle der Anatexis Sitz. Ber. Heidelberger Akd. Wiss., m. n. Kl., 72 S.
- (1942): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes XIII: Über Granitstrukturen Sitz. Ber. Heidelberger Akad. Wiss., m. n. Kl., 28 S.
- (1947): Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung. Fortschr. Min. 26, S. 61–64.
- HELLMANN, K. (1971): Die Granodioritporphyrite des Odenwaldes. Dipl.-Arb., Univ. Heidelberg.
- HORN, P. (1965): Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg, 130 S.
- KLEMM, G. (1913): Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. Notizbl. d. V. f. Erdk. IV, 34, S. 4–21.
- KNAUER, E. (1969): Konvergenzerscheinungen granitoide Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Fasergneisen des Gebietes Brandau-Neunkirchen/Odenwald. N. Jb. Mineral. Abh. 110, S. 287–328.
- MAGGETTI, M. und NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 119, S. 232–265.
- NICKEL, E. (1954a): Grenzfazies und Angleichgefüge der variszischen Elemente im kristallinen Odenwald. *Opuscula Mineralogica et Geologica*, Kettwig, S. 1–36.
- (1954b) Texturen zwischen „magmatisch und metamorph“. Fortschr. Mineral., Bd. 32, S. 78–80.
- (1955): Das Odenwälder Grundgebirge 2. Sonderheft z. Mitt.-Bl. „der Aufschluß“, S. 19–23.
- (1956): Phasenablauf und Tektogenese im Räume Knoden (Odenwald). N. Jb. Mineral., Abh. 89, S. 302–366.
- (1963a) Einströmungs- und Amplatzgefüge von Graniten. Schweiz. Min. Petr. Mittl. 43, 2, S. 499–528.
- (1963b) Vergleich von Phasenabfolgen im Kristallin des südlichen Bergstraßeer Odenwaldes. N. Jb. Geol. Mh. 12, S. 659–668.
- (1965): Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. Bemerkungen für eine Diskussion, N. Jb. Mineral. Mh. 2, S. 31–66.
- NICKEL ERWIN und MARINO MAGGETTI (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergstraßeer Odenwaldes. Geol. Rundschau 63, S. 618–654.
- TABORSZKY, F. K. (1964): Beiträge zur Petrogenese der Neunkircher Höhe (Odenwald). Notizbl. d. Hess. Landesamt f. Bodenforschung 92, S. 212–215.
- TROEGER, E. (1955): Die Tiefengesteine des Bergstraßeer Odenwaldes. Der Aufschluß, Sonderheft 2, S. 4–19.
- WEBER, MAX (1923): Die Protoblastese. Geol. Rundsch. 14, S. 337f.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittl. kristallinen Odenwaldes N. Jb. miner. Abh. 120, 2, 119–146.
- ZURBRIGGEN, B. (1976): Synorogene Gesteinsbildung im Räume der Neunkircher Höhe (Odenwald). These Universität Fribourg (CH) 1974 wird gedruckt in: Notizbl. d. Hess. Landesamt f. Bodenforschung 1976.

Die Ganggesteine des Melibocus-Gebietes im Odenwald

Stefan MEISL, Wiesbaden

Kurzfassung/Abstract

Das Melibocus-Gebiet im Odenwald ist eine altbekannte Ganggesteinsprovinz mit melanokraten und leukokraten Ganggesteinen, die oft einen auf den Odenwald bezogenen Lokalnamen erhielten (Malchit, Alsbachit, Odinit). Die Malchite erwiesen sich als Dioritporphyrite, während die Alsbachite Granodioritporphyre bzw. Granodioritporphyrite sind. Entgegen früheren Auffassungen besteht keine genetische Beziehung zwischen diesen beiden Ganggesteinstypen. Die Odinite sind Spessartite, die mit den Minetten und Vogesiten zu den Lamprophyren sensu stricto zu stellen sind. Alle Ganggesteine sind Produkte selbständiger Magmen, die ihren Ursprung in der Unterkruste bzw. im Oberen Erdmantel haben.

The Melibocus area in the Odin's Forest has long been known for its melanocratic and leucocratic dikes; the rock types commonly are named after localities: malchite, alsbachite, odinite. The malchites prove to be diorite porphyrite; the alsbachites consist of a granodiorite porphyry or granodiorite porphyrite. As opposed to earlier interpretations, the author sees no genetic relationship existing between the above named dike rock types. The odinites are spessartites which should be classified along with the minettes and vogesites as lamprophyres. The dike rocks are products of individual magmas located originally in the lower earth's crust or upper mantle.

Einleitung

Die petrosystematische Abtrennung der Ganggesteine von den übrigen Magmatiten geht auf H. ROSENBUSCH (1887) zurück. Er unterscheidet bekanntlich Tiefengesteine (Plutonite), Ganggesteine und Effusivgesteine. Tiefengesteine und Effusivgesteine bilden dabei genetisch wohl definierte Gruppen, die sich in der jeweils charakteristischen Lagerungsform und im Gefüge gut und eindeutig voneinander unterscheiden. Die Ganggesteine hingegen sind weniger scharf definiert. Sie nehmen ihrem Gefüge nach eine Zwitterstellung ein und kommen in dieser Hinsicht mal den Plutoniten, mal den Effusivgesteinen näher, von denen sie sich jedoch in ihrer Lagerungsform eindeutig unterscheiden. Von Anfang an war die von ROSENBUSCH angenommene selbständige Stellung dieser Gesteinsgruppe innerhalb der magmatischen Gesteine umstritten, dennoch hat sich der Ganggesteinsbegriff ROSENBUSCH's durchgesetzt und die Einteilung der magmatischen Gesteine in Tiefengesteine, Ganggesteine und Vulkanite bewährt.

Stofflich sind die Ganggesteine außerordentlich vielfältig. Rein äußerlich können helle, leukokrate und dunkle, melanokrate Ganggesteine unterschieden werden, die meist zusammen und vor allem in Gebieten mit vorherrschend granitischen Gesteinen auftreten.

Eine solche klassische Ganggesteinsprovinz liegt im granodioritischen Melibocus-Massiv zwischen Bensheim und Jugenheim vor. Sie ist schon seit Alters her bekannt. Durch

die mineralogisch-petrographische Beschaffenheit dieser Gänggesteine sind ROSEN-BUSCH's Gedanken entscheidend beeinflußt worden. Diese Gänggesteine wurden überwiegend hier erstmalig aufgefunden und erhielten somit Namen, die auf den Odenwald als Herkunftsgebiet hinweisen.

CHELIUS gab in der ersten Auflage der geol. Spezialkarte 1:25000, Blatt Zwingenberg (1896) ein erstes, allerdings von ihm bewußt recht schematisches Bild über ihre Verbreitung. Die Befunde von CHELIUS konnten bisher von keinem ihm nachfolgenden Bearbeiter bestätigt werden.

Die Verbreitung der Gänggesteine ist der Neuauflage der geol. Kte Hessen 1:25000 des Blattes 6217 Zwingenberg zu entnehmen (KUPFAHL, G., MEISL, S. und KÜMMERLE, E. 1972). Es können **Aplite**, **Alsbachite**, **Malchite**, **Minetten** und **Vogesite** unterschieden werden. Hierbei gehören die normalen Aplite und die hellen Alsbachite der leukokraten Gruppe der Gänggesteine an, während alle übrigen, einschließlich der dunklen Alsbachite, zu der melanokraten Gruppe zu rechnen sind.

Malchite, Minetten, Vogesite und die im Melibocus-Gebiet fehlenden Kersantite sowie die mit dem Lokalnamen „Odinit“ belegten Spessartite des nördlich anschließenden Frankenstein-Massivs werden konventionell den **Lamprophyren** zugeordnet, wobei die Stellung der Malchite innerhalb der Lamprophyre seit langem umstritten ist. Bereits 1919 hat sich L. MILCH mit guten Gründen gegen die vorbehaltlose Einbeziehung der Malchite in die Gruppe der Lamprophyre sensu strictu gewandt.

Die Malchite des Melibocus-Gebietes streichen generell E-W; sie füllen die Q-Klüfte i. S. von CLOOS (1922). Ebenso streichen viele Alsbachite, während die geologisch jüngeren Minetten und Vogesite vorwiegend N-S gerichtet sind und somit S-Klüften der Granittektonik folgen (vgl. auch FRIEDRICH 1954 und 1955). Von diesen hier aufgezählten Gänggesteinen wollen wir zunächst die **Malchite** und **Alsbachite** näher betrachten und dabei 2 Fragen untersuchen:

1. Gehören beide Gesteine genetisch zusammen, wie bislang behauptet?
2. Sind Malchite zu den Lamprophyren zu rechnen oder nicht?

Die Kenntnis der petrographischen Beschaffenheit und des Chemismus wird helfen, diese Fragen zu beantworten. Zunächst wenden wir uns den Malchiten zu.

Die Malchite (Dioritporphyrite)

Mit dem Namen **Malchit** belegte OSANN (1892) die häufigsten melanokraten Gänggesteine des Melibocus-Gebietes, die Plagioklase, Hornblenden und/oder Biotit als Hauptbestandteile führen. Als Nebengemengteile enthalten sie stets Titanit, Apatit, Epidot, Erz, sekundäre Chlorite, selten auch Karbonate und Quarz. Mengenmäßig herrschen Plagioklase eindeutig vor. Sie bilden in der Regel \pm gleichgroße, häufig lappig weitergewachsene Leisten. Im Kern sind sie gelegentlich mehr oder weniger serizitisiert. Begleitet werden die Plagioklase von einer grünen, meist xenomorph ausgebildeten Hornblende, von Biotit, der seinerseits gerne die Hornblende verdrängt, und von Erz.

Größere einsprenglingsartig hervortretende Plagioklase können gelegentlich beobachtet werden, sind jedoch nicht häufig. Sie bilden meist einfache Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Neben der überwiegend grünen Hornblende sind, insbesondere in der von CHELIUS **Luciit** genannten Varietät mit auffallend großen Hornblende-Individuen, häufiger braune Einlagerungen bislang unbekannter Natur anzutreffen. In dieser Varietät ist gelegentlich auch die Verdrängung der Hornblende durch Biotit instruktiv zu beobachten. Ganz selten enthält der Hornblende-Malchit – offenbar sekundären – Quarz.

Eine weitere häufige Malchit-Varietät enthält neben Plagioklas vor allem Biotit und die bereits bei dem Hornblende-Malchit aufgezählten Nebengemengteile und führt den Namen **Glimmer-Malchit**. Auch in diesem Typ kann der Feldspat einsprenglingsartig hervortreten, dennoch ist das Gefüge beide Malchit-Varietäten eher gleichkörnig und nur untergeordnet porphyrisch.

Die Unterscheidung von Glimmer-Malchit und Hornblende-Malchit ist sehr alt. OSANN (1892) beschrieb und analysierte von der Typlokalität am Luci-Berg einen typischen Glimmer-Malchit, während CHELIUS im gleichen Jahr zwei Varietäten der Hornblende-Malchite mit besonderen Namen: **Orbit** und **Luciit** belegte.

Ausschlaggebend für die Beurteilung dieser Gesteine ist die Natur ihrer Hauptbestandteile, die der Feldspäte und die der Hornblendens. Nach OSANN (1892) ist der Plagioklas ein Labradorit. SANDKÜHLER (1913) bestätigt diese Bestimmung für die Einsprenglinge, die Feldspäte der Grundmasse seien nach ihm jedoch erheblich saurer: Andesin, ja Oligoklas.

Wir werden zeigen können, daß diese letztgenannte Feststellung auf einer Verwechslung bzw. irrtümlichen Verknüpfung der Malchite mit den dunklen Alsbachiten beruht. Die Feldspäte der Malchite in dem hier benutzten Sinne sind stets Labradorite mit einem An-Gehalt von rd. 50–65% (Abb. 1).

In Abb. 1 sind die Ergebnisse der chemischen Bestimmung an abgetrennten Fraktionen dargestellt; zunächst betrachte man die Lagepunkte für Malchit-Feldspäte im Diagramm. Auf die Feldspäte der Alsbachite werden wir noch zurückkommen. Die röntgenographische Bestimmung nach der Methode von BAMBAUER et. al. (1967) aber auch die optische Bestimmung mit dem U-Tisch ergeben niedrigere Werte, dies hat aber methodische Gründe, vor allem den Grund, daß beide Methoden den Or-Gehalt der Plagioklase nicht beachten können und diesen quasi als Ab-Gehalt bestimmen.

Die Hornblendens lassen sich mit optischen Methoden ebenfalls kaum hinreichend genau bestimmen. Nach den bisher vorliegenden optischen Bestimmungen galt die Hornblende als

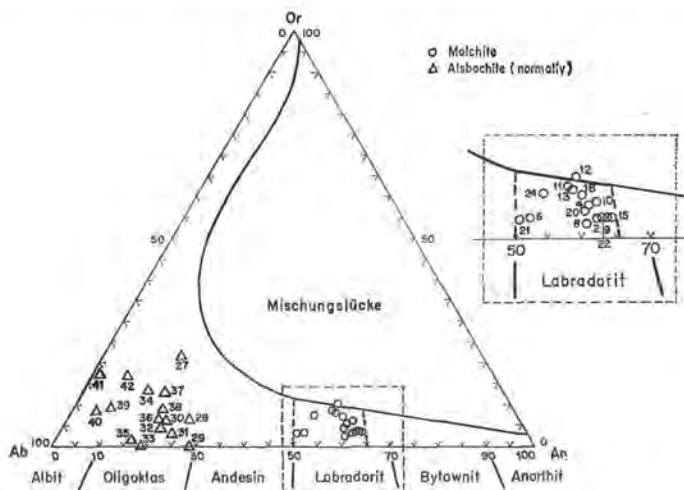


Abb. 1. Chemismus der Feldspäte in Malchiten und Alsbachiten.

eine barroisitische Hornblende, die nach TRÖGER (1967) in die Gruppe der Hastingsite gehört. Unsere an 10 abgetrennten Hornblendeproben durchgeführten chemischen Analysen, für die ich meinem Kollegen, Herrn Oberregierungsrat G. THIELICKE, herzlichst danken möchte, zeigen, daß diese Bestimmung nicht richtig ist; es liegt eine Hornblende mit tschermakitischem Einschlag vor, die nach TRÖGER (1967) für metamorphe Gesteine charakteristisch sein soll (Tab. 1).

Tab. 1. Chemismus der Malchit-Hornblenden (Gew.-%)

| Fundort-Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|-------|
| Probe-Nr. | 5123 | 6521 | 6546a | 6549 | 6523/1 | 6546I | 6546 | 6546 II | 5135 | 6516 |
| SiO ₂ | 46,10 | 45,59 | 45,57 | 45,31 | 44,69 | 44,04 | 43,85 | 43,67 | 43,67 | 43,32 |
| TiO ₂ | 1,41 | 1,99 | 1,36 | 2,06 | 1,32 | 1,97 | 1,35 | 0,54 | 1,24 | 1,64 |
| Al ₂ O ₃ | 10,05 | 11,75 | 12,89 | 11,08 | 12,07 | 13,89 | 16,10 | 13,91 | 13,51 | 13,70 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,85 | 3,51 | 2,32 | 2,28 | 4,60 | 5,19 | 4,75 | 3,38 | 5,91 | 4,16 |
| FeO | 7,70 | 11,26 | 13,42 | 13,90 | 11,26 | 9,30 | 11,26 | 12,56 | 11,92 | 11,12 |
| MnO | 0,65 | 0,47 | 0,40 | 0,56 | 0,44 | 0,34 | 0,40 | 0,42 | 0,51 | 0,44 |
| MgO | 8,24 | 10,26 | 10,36 | 8,39 | 10,31 | 11,64 | 7,52 | 10,58 | 9,06 | 10,39 |
| CaO | 12,20 | 11,54 | 10,63 | 12,79 | 12,14 | 11,36 | 11,67 | 11,61 | 11,67 | 11,51 |
| Na ₂ O | 1,08 | 1,27 | 1,22 | 1,23 | 1,16 | 1,44 | 1,42 | 1,16 | 1,06 | 1,20 |
| K ₂ O | 0,59 | 0,42 | 0,18 | 0,52 | 0,96 | 0,35 | 0,38 | 0,25 | 0,46 | 0,46 |
| H ₂ O ⁺ | | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁻ | 2,04 | 2,03 | 2,10 | 1,98 | 1,68 | 0,95 | 1,42 | 2,11 | 1,22 | 1,96 |
| Summe | 99,91 | 100,09 | 100,45 | 100,10 | 100,63 | 100,47 | 100,12 | 100,19 | 100,23 | 99,95 |
| Atomverhältnisse, bezogen auf 24 (O, OH, F, Cl) in der Formeleinheit | | | | | | | | | | |
| Si ⁴⁺ | 6,76 | 6,65 | 6,62 | 6,70 | 6,57 | 6,45 | 6,44 | 6,59 | 6,49 | 6,36 |
| Al ^{IV} | 1,24 | 1,35 | 1,38 | 1,30 | 1,43 | 1,55 | 1,56 | 1,41 | 1,51 | 1,64 |
| Z | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 | 8,00 |
| Al ^{VI} | 0,50 | 0,67 | 0,83 | 0,63 | 0,66 | 0,85 | 1,23 | 1,06 | 0,86 | 0,73 |
| Ti ⁴⁺ | 0,16 | 0,22 | 0,15 | 0,23 | 0,15 | 0,22 | 0,15 | 0,06 | 0,14 | 0,18 |
| Fe ³⁺ | 1,09 | 0,39 | 0,25 | 0,25 | 0,51 | 0,57 | 0,53 | 0,38 | 0,66 | 0,46 |
| Fe ²⁺ | 0,94 | 1,37 | 1,63 | 1,72 | 1,38 | 1,14 | 1,38 | 1,58 | 1,48 | 1,36 |
| Mn ²⁺ | 0,08 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,05 |
| Mg ²⁺ | 1,80 | 2,23 | 2,24 | 1,84 | 2,26 | 2,54 | 1,65 | 2,38 | 2,01 | 2,27 |
| Y | 4,57 | 4,94 | 5,15 | 4,74 | 5,01 | 5,36 | 4,99 | 5,51 | 5,21 | 5,05 |
| Ca ²⁺ | 1,92 | 1,80 | 1,65 | 2,03 | 1,91 | 1,78 | 1,84 | 1,88 | 1,86 | 1,81 |
| Na ⁺ | 0,31 | 0,36 | 0,34 | 0,35 | 0,33 | 0,41 | 0,40 | 0,34 | 0,31 | 0,34 |
| K ⁺ | 0,11 | 0,08 | 0,03 | 0,10 | 0,18 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,09 | 0,09 |
| X | 2,34 | 2,24 | 2,02 | 2,48 | 2,42 | 2,26 | 2,31 | 2,27 | 2,26 | 2,24 |
| (OH) ⁻ | 1,99 | 1,97 | 2,03 | 1,95 | 1,65 | 0,92 | 1,39 | 2,12 | 1,21 | 1,92 |

Dies ist dem Diagramm (Abb. 2) zu entnehmen, in dem die Lagepunkte der Hornblende-Analysen – nach der von DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1963) geübten Darstellungsart – einmal dem Tschermakit-Endglied, ein andermal dem Pargasit-Endglied nahe kommen. Auch nach der Gliederung von LEAKE (1968) ergeben sich tschermakitische Tendenzen, obwohl einige Malchit-Analysen im Diagramm Si³⁺ gegen mg in die Felder Magnesio- bzw. Ferro-Hornblende fallen (vgl. Abb. 4, S. 54, in KUPFAHL, MEISL und KÜMMERLE, 1972). Wir halten diesen Befund fest und werden auf ihn in der genetischen Ausdeutung des Gesamtbefundes noch zurückkehren. Vorher betrachten wir noch die Alsbachite.

Alsbachite (Granodioritporphyre und Granodioritporphyrite)

Mit dem Namen **Alsbachit** bezeichnete CHELIUS (1892) überwiegend helle, gelegentlich aber auch meso- bis melanokrate Ganggesteine mit porphyrischem Gefüge, die außer-

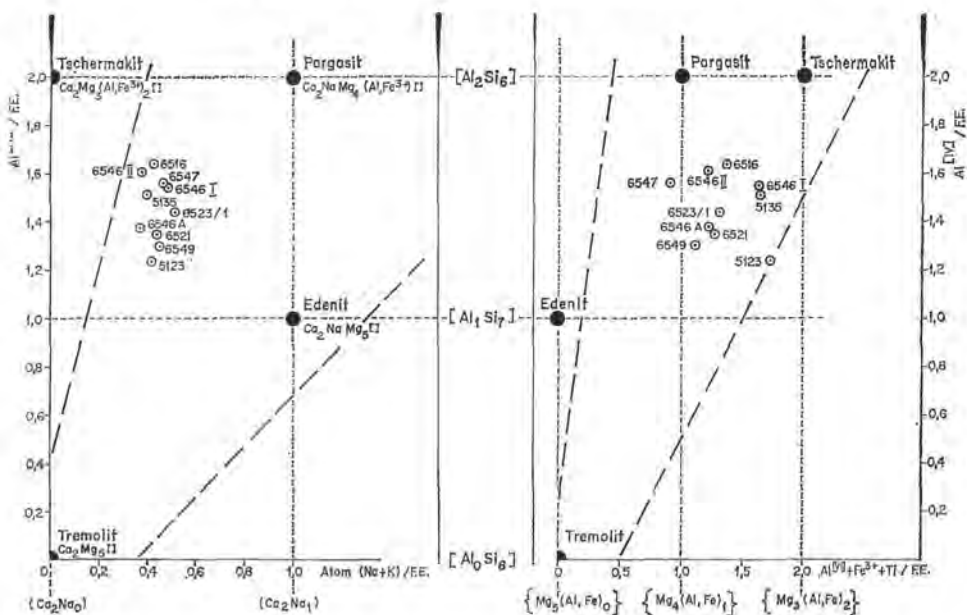


Abb. 2. Chemismus der Hornblenden aus Malchiten.

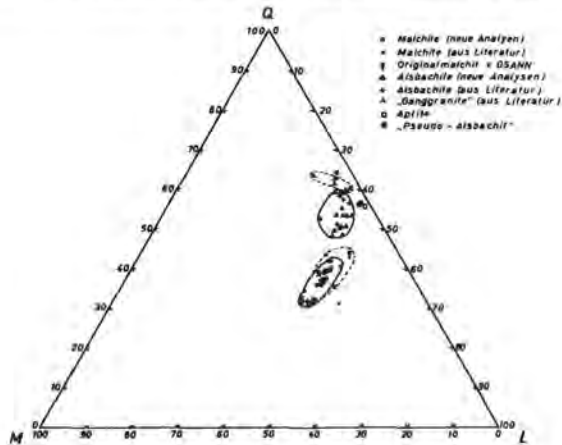
dem häufig eine ausgeprägte PT aufweisen. Nach ihrer Zusammensetzung stellte CHELIUS die Alsbachite zu der Familie der Granitporphyre.

Diese Gesteine sind in mehrfacher Hinsicht, insbesondere wegen der ihnen eigenen, teilweise sehr starken PT – die als Schieferung gedeutet wird – bemerkenswert. Auf Grund ihrer petrographischen Charakteristik lassen sich die Alsbachite in 4 Varietäten untergliedern:

1. Alsbachit mit Plagioklas-Einsprenglingen, kaum verschiefert, ohne Granat. Nach der gültigen magmatischen Nomenklatur müßte man solche Ganggesteine **Granodioritporphyrit** nennen. Die Plagioklas-Einsprenglinge dieses Typs zeigen nicht selten sehr schönen Zonenbau, oft sind sie aber sehr stark zersetzt, mit Serizit und vielleicht auch mit Paragonit als Neubildungen. – Es gibt auch vollständige Pseudomorphosen dieser Minerale nach Plagioklas.

2. Alsbachit mit Plagioklas-Einsprenglingen, intensiv verschiefert, mit Granat. Der Granat scheint hier teilweise im Zusammenhang mit der Durchbewegung entstanden zu sein und bildet dann entweder kleine Körner oder einen aus solchen Körnern bestehenden Saum um ältere intratellurisch gebildete Granat-Einsprenglinge. Diese Granate, sind in einer späteren Beanspruchungsphase oft selbst zerschert worden. In einer auf diese Weise entstandenen Kluft fand sich eine niedrigtemperierte Paragenese von Pumpellyit und Quarz.

3. Alsbachit mit Orthoklas-Einsprenglingen (nebst Quarz) kaum verschiefert, ohne Granat. Solche Gesteine müßte man **Granodioritporphyr** nennen. Die Orthoklas-Einsprenglinge sind meist sehr intensiv serizitisiert, die Quarz-Einsprenglinge zeigen die für die sog. Porphy-Quarze charakteristischen Resorptionsbuchten.

Chemismus ausgewählter Ganggesteine des Odenwaldes im Q-L-M-Dreieck

4. Alsbachit mit Orthoklas- und Quarz-Einsprenglingen, verschiefert, mit Granat, wobei letzterer sich häufig deutlich auf Kosten von Biotit entwickelt.

Die chemische Analyse der abgetrennten Granatfraktion einer Alsbachit-Probe (vgl. KUPFAHL, MEISL und KÜMMERLE 1972, S. 108) zeigt (mit der optisch-röntgenographischen Bestimmung übereinstimmend), daß ein almandinbetonter Granat vorliegt, der häufig in rhyodazitisch bis andesitischen Gesteinen in Form von Phänokristallen vorkommt. Die Lichtbrechung der die Phänokristalle umhüllenden feinkörnigen Granate ist etwas niedriger, wonach diese reicher an Spessartinkomponenten sein dürften als die Phänokristalle.

Der Feldspat der Grundmasse ist ein saurer Plagioklas oder Albit mit An-Gehalten zwischen 4–28% (röntgenographisch bestimmt). In Abb. 1 sind nur die normativ aus der Gesamtanalyse errechneten Lagepunkte der Alsbachit-Feldspäte eingetragen. Sie liegen sämtlich in dem angegebenen Bereich. Die Or-Komponente ist hierbei z.T. in selbständigen Individuen vorhanden (Einsprenglinge), was durch diese Darstellung verschleiert wird.

Zusammenfassend kann aus dem bisher Dargelegten aber mit Sicherheit gefolgert werden, daß Malchit und Alsbachit nach Gefüge und Mineralbestand so sehr verschiedene Gesteine sind, daß eine Verknüpfung beider Gesteine schon aus physiographischen Gründen nicht gerechtfertigt ist.

Die Verknüpfung der Alsbachite mit den Malchiten geht noch auf CHELIUS (1896) zurück, der **Übergänge** zwischen den beiden Typen geologisch festzustellen glaubte. Eigene Geländeuntersuchungen ergaben aber, daß alle diese Übergänge stets nur zwischen hellen und dunklen Typen des Alsbachits aber nie zwischen dunklen Alsbachiten und den eigentlichen Malchiten festgestellt werden können.

Diesen vermeintlich geologisch begründeten genetischen Zusammenhang zwischen Alsbachit und Malchit versuchten SANDKÜHLER (1913) und G. KLEMM (1918) mit petrochemischen Methoden zu beweisen. In einem ACF Diagramm nach OSANN zeigen die darstellenden Punkte von chemischen Analysen bestimmter Gesteine natur-

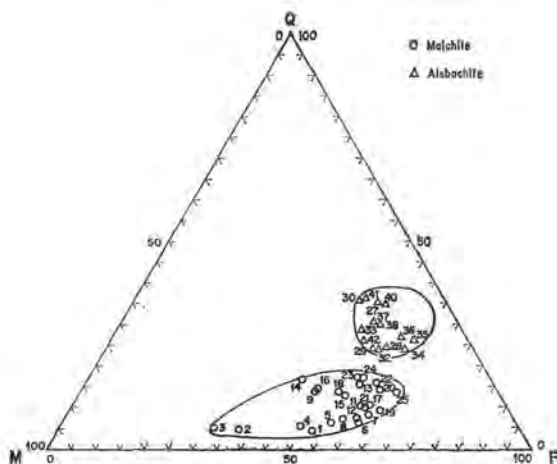
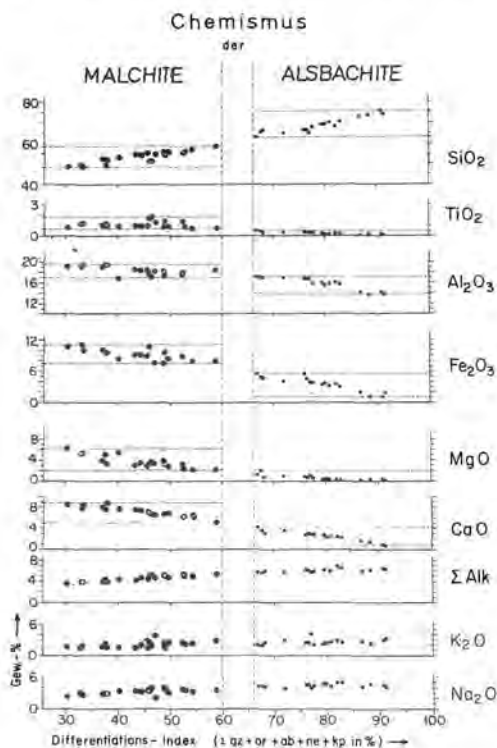


Abb. 4. Normativer Mineralbestand (Niggli-Norm) der Malchite und Alsbachite.

gemäß eine Häufung (vgl. SANDKÜHLER 1913, Abb. 16). Die dargestellten Felder von Aplit-Alsbachit-Malchit-Kersantit-Minette überlagern sich leicht, lassen sich jedoch (wenn man es will!) zu einer Linie der „malchitischen Spaltung“ verbinden (vgl. SANDKÜHLER 1913, Abb. 17).

Die gewählte Darstellungsart in dem OSANN'schen Dreieck verschleiert aber eine bedeutende Tatsache, nämlich den Hiatus in den Kieselsäuregehalten beider Gruppen. Die von uns gewählte Darstellung im Q-L-M Dreieck (Abb. 3) wird diesem Tatbestand mehr gerecht: Die Felder von Alsbachit und Malchit trennen sich in dieser Darstellung eindeutig. Dies kommt auch im normativen Mineralbestand gut zum Ausdruck (Abb. 4), der ja lediglich als eine mineralogische Übersetzung der chemischen Verhältnisse betrachtet werden kann.

Die chemische Verschiedenheit dieser beiden Ganggesteine läßt sich noch deutlicher zeigen, wenn man die in Gewichtsprozenten ausgedrückten Mengen der Oxide gegen die Summe der normativen Menge von $(gz + ab + or + ne + kp)$ der CIPW-Norm (Differentiationsindex) aufträgt (Abb. 5). In diesem Schaubild sind Größenordnungen und Streubreite der einzelnen oxidischen Bestandteile mit einem Blick zu erfassen. Man sieht, daß bei etwa gleichen Gehalten an K_2O in Malchiten und Alsbachiten sonst deutliche Unterschiede bestehen. Alsbachite haben gegenüber den Malchiten niedrigere CaO -, MgO -, Al_2O_3 - und TiO_2 -Gehalte, dagegen leicht erhöhte Na_2O - und stark erhöhte SiO_2 -Gehalte. Wichtig sind der Hiatus zwischen ca. 59 und 68% an der Abszisse und die unterschiedlichen Neigungen der die Punktereihen verbindenden gedachten Linien im Falle von Malchit und Alsbachit, da sie zeigen, daß diese Gesteine genetisch nicht zusammengehören können. Die gleiche Tendenz kommt auch im Variationsdiagramm der Niggli-Werte al , fm , c und alk gegen si zum Ausdruck (Abb. 6), so dürfen wir schließen, daß auch petrochemisch hinreichende Unterschiede zwischen den beiden Gesteinstypen bestehen, die eine Trennung der beiden Gesteine voneinander fordern und eine genetische Verknüpfung verbieten. (Die chemischen Analysen, welche als Grundlage der Abb. 5 und 6 dienen sind in KUPFAHL, MEISL und KÜMMERLE 1972, S. 106–109, Tab. 36 und 37 wiedergegeben).



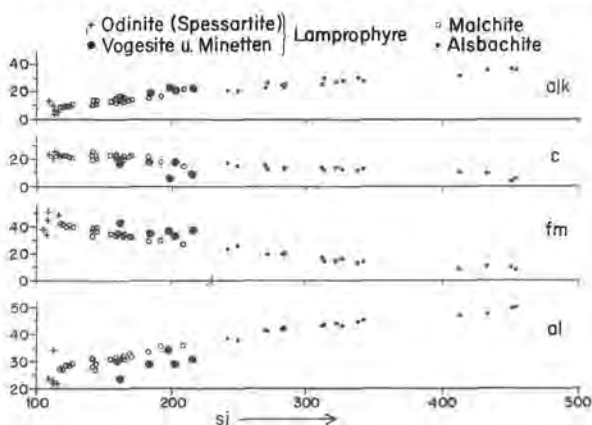
In Abb. 6 sind auch die entsprechenden Werte für Odinite, Minetten und Vogesite eingetragen. Abgesehen von alk für Vogesite und Minetten, haben sich alle darstellenden Punkte deutlich von den gleichen Punkten der Malchite ab. Besonders stark ist die Streuung im Falle der Odinite, die die basischesten Ganggesteine des Untersuchungsgebietes darstellen. Ihr Chemismus ist basaltisch. Wir wenden uns nun der Petrographie der Odinite zu.

Odinite (Spessartite), Minetten und Vogesite

Odinite wurden von allen bisherigen Bearbeitern (CHELIUS 1892, OSANN 1892, SANDKÜHLER 1917, G. KLEMM 1918, 1926 u. 1938; BEGER 1918, TROCHIM 1956, 1960; D. KLEMM 1960) als porphyrische Gesteine mit Plagioklas und Augit als Einsprenglinge beschrieben. In frischem Zustand sind diese Minerale jedoch selten anzutreffen. Vielmehr überwiegen vollständige Pseudomorphosen, und nur spärlich vorhandene Relikte lassen den ursprünglichen Charakter des Einsprenglings gelegentlich erkennen. Plagioklas-Einsprenglinge sind überaus selten, wenn vorhanden, dann stets weitgehend von Epidot, Prehnit, Serizit, seltener auch von Karbonat pseudomorph ersetzt.

Unter den offenbar auf Mafite zurückgehenden Pseudomorphosen lassen sich nach Form und Stoffbestand 2 Typen unterscheiden: Die zum einen Typ gehörenden Pseudomorphosen bestehen entweder gänzlich aus **Talk** oder aus Talk + Karbonat, seltener aus Ton-

Variation der Niggli-Werte al , fm , c und alk in Abhängigkeit von si für Ganggesteine des Melibocus-Frankensteins-Gebietes



mineralen (Montmorillonit). Die Abgrenzung dieser ehemaligen Einsprenglinge läßt auf Flächen schließen, die für **Olivin** charakteristisch sind, eine Deutung, dem der sekundäre Mineralbestand der Pseudomorphosen nicht widerspricht. Nach dem Vorherrschenden von Talk muß man auf **Forsterit** bzw. auf einen sehr eisenarmen Olivin schließen.

Pseudomorphosen **des zweiten Typs** bestehen aus Aktinolith + Chlorit ± Quarz + Karbonaten, eine Paragenese, die auf Ca-reiche Klinopyroxene schließen läßt. Diese Deutung wird wieder durch die Kristallform der ehemaligen Einsprenglinge und durch die knäuel- oder rosettenförmige Anordnung dieser Pseudomorphosen – die für Klinopyroxene in basaltischen Gesteinen typisch ist – unterstützt.

Die Grundmasse besteht aus **Albit** (An_{4-7}) und **Oligoklas** (bis An_{25}) sowie aus einer grünbraunen gemeinen **Hornblende** zu den sich in wechselnder Menge sekundärer **Quarz** und **Epidot** gesellen kann. Akzessorisch, dennoch relativ häufig, ist **Titanit** in schönen idiomorphen Kristallen anzutreffen. Reliktische Plagioklase sind mit An_{55-58} wesentlich basischer.

Die ursprüngliche Einsprenglingsparagenese dürfte demnach aus Olivin + Klinopyroxen + Labradorit bestanden haben, entsprechend dem basaltischen Chemismus dieser Gesteine. Noch nicht hinreichend geklärt ist, ob die aufgezeigten Umwandlungen und die Grundmassenparagenese einem späteren sekundären Prozeß oder einer Kristallisation des Lamprophyrmagmas im Stabilitätsbereich der Hornblende zuzuschreiben sind. Dies zu klären, bleibt zukünftigen Untersuchungen vorbehalten. Die Ausbildung der Grundmasse-Hornblendens und das Gefüge der Grundmasse sprechen allerdings für eine Kristallisation des an H_2O und CO_2 -reichen Restmagmas im Stabilitätsbereich der Hornblende und teilweise in dem des Chlorits. Unter diesen Bedingungen sind jedoch die angelieferten Einsprenglinge Olivin, Klinopyroxen und Labradorit instabil und wandeln sich in die Mineralparagenesen der Pseudomorphosen um, um ein neues Gleichgewicht zu erreichen. Diese Umwandlungsvorgänge sind für diese Lamprophyre typisch, wir finden sie in ausgezeichneter Weise auch in den **Minetten**, die **Olivin** (Pseudomorphosen, jetzt Serpentin, Talk, Montmorillonit und Karbonate) **Augite** (häufig recht gut erhalten) und Biotit, seltener auch Hornblende als Einsprenglinge führen. In der Grundmasse findet sich Quarz, Plagioklas

und Kalifeldspat. Im Gegensatz zu den Minetten tritt in den mit diesen verwandten **Vogesiten** stets Hornblende als Einsprengling auf. Olivin und Augit bleiben als Erstausscheidungen an die Salbänder gebunden oder fehlen. Die Kristallisation der Schmelze vollzog sich vollkommen im Stabilitätsbereich der Hornblende. In der Grundmasse dieser Gesteine überwiegt Kalifeldspat (Orthoklas) den Plagioklas. Sie ist im Melibocus-Gebiet häufig rötlich gefärbt. Im Stbr, am Wasserleitungsweg b. Zwingenberg führt der 2-3 m mächtige Vogesit-Gang massenhaft Einschlüsse von Amphibolit, Granatamphibolit, Pyroxen-Granulit (mit Orthopyroxen) und vielleicht von Eklogit. Der Chemismus des pyropreichen Granats (vgl. KUPFAHL, MEISL und KÜMMERLE 1972, S. 111) und die reliktsch vorhandenen vermutlich Al-reichen Klinopyroxene weisen auf Entstehung dieser Einschlüsse bei relativ hohen Drucken hin. Sie zeigen außerdem an, daß der Leukogranodiorit vom Melibocus von solchen hochgradigen Metamorphiten unterlagert wird.

Genetische Betrachtungen

Die **Genese** der hier behandelten Ganggesteine wurde früher mit der Spaltung des granitischen Magmas in saure und basische Teilmagmen erklärt. Eine anschließende Differentiation sollte dann die verschiedenen Ganggesteine hervorbringen. Diese Vorstellung geht auf BRÖGGER (1898) zurück, der auf dieser Grundlage „aschiste“ und „diaschiste“ Gänge unterschied. Diese Theorie setzt natürlich den magmatischen Ursprung des umgebenden Granits voraus. Wenn auch keine physikalisch-chemischen Beweise für die somit postulierte Spaltung eines Magmas zu erbringen waren, so sprach doch gerade die häufige Verknüpfung dieser Ganggesteine mit plutonischen Massen sehr stark für eine derartige Vorstellung, die dann ROSENBUSCH zum Konzept der „Ganggefolgschaft“ führte. Insbesondere dieses Konzept verhinderte aber dann lange Zeit das Aufkommen neuer Ideen, die mit den beobachteten mineralogischen-petrographischen und geologischen Fakten mehr im Einklang stehen als die Spaltungstheorie. Eine hinreichend widerspruchsfreie genetische Erklärung der Ganggesteine, insbesondere der Lamprophyre, kann allerdings auch heute noch nicht gegeben werden.

An Stelle der Spaltungstheorie, die heute als überholt gelten kann, werden zur Zeit Ansichten diskutiert, welche die Ganggesteine aus selbständigen Magmen durch Differentiation und/oder durch Assimilation der Nebengesteine erklären wollen. Diese Theorien erklären die mineralogische Vielfalt der Ganggesteine, insbesondere derjenigen der Lamprophyre besser und sind auch mit dem Auftreten derselben in Migmatiten und palingen-diatexitischen Gesteinen zu vereinbaren.

Bevor wir aber näher auf die Genese der eigentlichen Lamprophyre eingehen, sollen die spezifischen, lediglich die Malchite (und Alsbachite) betreffenden Aspekte betrachtet werden. Malchite haben i. w. dioritischen bis quarzdioritischen Modus, Alsbachite hingegen sind modal Quarzdiorite bis Granodiorite.

Sonach sind Malchite auf dioritisch-andesitische Magmen, Alsbachite auf granodioritisch-rhyodacitische Schmelzen zurückzuführen. Beide Schmelzen gehören der Kalk-Alkali-Reihe der Magmenentwicklung an. Die Herkunft der Kalk-Alkali-Magmen ist eine der wichtigsten Fragen der magmatischen Petrologie. Sie zu beantworten ist vielleicht noch schwieriger als die Frage nach der Herkunft der verschiedenen basaltischen Schmelzen. O'HARA (1968) zählt 6 verschiedene, miteinander konkurrierende Hypothesen auf, von denen jede eine gewisse Stütze durch moderne Experimente, meist Hochdruck-Experimente aufzuweisen hat. Nach seiner Zusammenstellung können folgende Vorgänge zu andesitisch-bis rhyolitischen Schmelzen führen:

1. **Aufschmelzung von nassem Sedimentmaterial** an der Basis eines Orogens (WINKLER und v. PLATEN 1960; WYLLIE und TUTTLE, 1961).

2. **Assimilation von nassem, kieselsäurereichem Krustenmaterial** durch trockene Basalt-Schmelze aus Mantelmaterial (HOLMES, 1932; TURNER und VERHOOGEN, 1960).

3. **Partielles Aufschmelzen von Peridotit** im Oberen Mantel unter Zutritt von Wasser aus den Sedimenten des Orogens (O'HARA, 1965).

4. **Fraktionierte Kristallisation** eines nassen, aluminiumreichen Basaltmagmas bei relativ hohem Sauerstoff-Partialdruck (OSBORN, 1959, 1962). Der Sauerstoff-Partialdruck wird durch Wasserzutritt aus dem Orogen aufgebaut.

5. **Aufschmelzen von Quarz-Eklogit** im Oberen Mantel (GREEN und RINGWOOD, 1967a und 1967b).

6. **Partielles Aufschmelzen von Basalten** oder von basaltischen Komponenten des Peridotits bei Drucken, die niedriger sind als diejenige, welche für den Gabbro-Eklogit-Übergang nötig sind (bei 1200°C, 23 kb; bei 1000°C, 18 kb; bei 600°C < 10 kb.: GREEN und RINGWOOD 1964).

O'HARA hält den unter 4 aufgezählten Vorgang für den wahrscheinlichsten. Trotz seiner relativen Kompliziertheit besticht aber auch die Hypothese 5. (GREEN und RINGWOOD, 1967a u. 1967b), da sie die enge Verknüpfung von Gesteinen der Kalk-Alkali-Reihe mit orogenen Gebieten und die Sr-Isotopenverhältnisse in solchen Gesteinen (Schwäche der Hypothesen 1 u. 2) plausibel erklärt.

Der orogene Zyklus beginnt nach dieser Hypothese mit der Förderung von tholeiitischen Basaltschmelzen entlang der Längsachse einer zukünftigen Geosynklinale. Die mächtigen tholeiitischen Gesteinsmassen sinken anschließend allmählich ab, bis Druckregionen erreicht werden, wo der Basalt in Quarz-Eklogit umgewandelt wird. Dieser ist schwerer als der Mantel-Peridotit, was eine weitere Einsenkung zur Folge hat. In den Versenkungsvorgang werden die umgebenden Krustenteile einbezogen, es entsteht eine Geosynklinale mit ihrer Sedimentfüllung. Im Tiefen von 100–150 km schließlich, wird der einsinkende Quarz-Eklogit partiell aufgeschmolzen. Unter trockenen Bedingungen hat die niedrigstemperierte Teilschmelze eine andesitische, bei entsprechendem Wassergehalt aber eine rhyolitisch-dazitische Zusammensetzung. Zu dieser Schlußfolgerung führen die von den genannten Autoren durchgeführten Experimente. Die Schwäche dieser sonst bestechenden Hypothese liegt darin, daß die postulierte Vertikalbewegung großer Gesteinsmassen bislang durch keinen geophysikalischen Befund gestützt wird, auch fehlt der entsprechende Hinweis auf große Eklogit-Massen unter den Orogenen.

Für die **Lamprophyre** sensu stricto gilt heute allgemein als gesichert, daß sie spät- bis postorogene Bildungen sind und selbständigen, basischen, vorwiegend basaltischen Magmen entstammen. Man vergleiche hierzu die Ausführungen von SMITH (1946), BEDERKE (1947), WEGMANN (1948), T. BARTH (1952), P. ESKOLA (1954), CHATTERJEE (1959), TURNER und VERHOOGEN (1960), GAPAEVA (1960), WATZNAUER (1964), P. GROSSER (1966), G. VELDE (1967 bis 1971) u.a. Auch die Lamprophyre entstammen stofflich letzten Endes aus dem Oberen Erdmantel. Im Gegensatz zu den normalen basaltischen Schmelzen zeichnen sich die Lamprophyrmagmen stets durch einen besonderen Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen, vor allem an H_2O und CO_2 , aus. Ihre Erstarrungstemperaturen sind allgemein recht niedrig, sie können aufgrund der die primären Eisen-Magnesium-Silikate (Olivin z.B.) ersetzenden Pseudomorphosen-Paragenesen auf ca. 400–500°C geschätzt werden (vgl. D. VELDE, 1968). Nach FRENZEL (1971) muß man für die zuletzt kristallisierenden Karbonate sogar 200°C als wahrscheinliche Bildungstemperatur annehmen.

Ein weiterer sehr wichtiger Aspekt der Ganggesteinsgenese überhaupt liegt in den spezifischen tektonischen Bedingungen, deren bedeutende Rolle bei der Entstehung der Lamprophyre besonders von BEDERKE (1947) betont wurde. Seine Ideen aufgreifend

bietet nun GAPAEVA (1960) eine sehr ausgereifte Vorstellung, die besonders auch zur Erklärung der Unterschiede zwischen der Ausbildung lamprophyrischer Gänge in Gebieten der alten Tafeln und solcher in Faltengebirgen geeignet erscheint. Die Schmelzen entstehen nach GAPAEVA lokal im Zusammenhang spätorogener bis postorogener Tektonik, die auch den Platz für diese Schmelzen, nämlich die Spalten, erzeugt. Dieser Vorgang spielt sich im alten Sockel im Oberen Erdmantel ab. Es werden hierbei basische Schmelzen erzeugt. In Tafelgebieten ist die Förderung vorwiegend explosiv. Die Gänge werden häufig brekziösen Charakter haben, etwa wie die Kimberlite. Für die Ausbildung von Aufschmelzungszonen bestehen in den Plattformen allerdings ungleich geringere Chancen als in den von Faltengebirgen eingenommenen Gebieten. Dort liegen die Aufschmelzungszonen auch weniger tief, oft noch in der Kruste oder in den obersten Regionen des oberen Erdmantels. Auch besteht in Faltengebirgen die Möglichkeit, daß die lokal erzeugten Schmelzen Nebengesteine assimilieren oder sich differenzieren und dadurch – mit der geologischen Beobachtung übereinstimmend – eine größere Vielfalt der Ganggesteine hervorgebracht wird.

Dem Verfasser erscheint, daß diese Erklärung auch für die Odenwälder Ganggesteine, insbesondere für die melanokraten Ganggesteine wie Malchit, Kersantit, Odinit, Minette und Vogesit, zumindest als neue Arbeitshypothese, annehmbar ist. Die Bildung neuer Schmelzen in der spätorogenen Phase kann zu etwas verschiedenen Zeiten eingetreten sein, wodurch sich die geologisch feststellbaren Altersunterschiede zwischen Malchit und den Lamprophyren *sensu stricto* (Minette, Vogesite) ihre Erklärung findet. Hier sei auch kurz auf die – allerdings nur für Malchit vorliegenden – radiochronologischen Daten eingegangen. Zwei Bestimmungen an Hornblenden ergaben mit 339 und 342 Ma gut übereinstimmende Modell-Alter, die aber bedeutend höher liegen als das Biotit-Alter des umgebenden Granodiorits mit nur 323 Ma und (KREUZER, H., TABORSZKY, F. und HARRE, W.; 1969). Dieser Widerspruch wird nur unwesentlich abgemildert, wenn man berücksichtigt, daß die Schließungstemperatur des Systems K-Ar für Hornblenden ca. 200° C höher liegt als für Biotit. Die resultierende Differenz dürfte für die Abkühlungsdauer des Gesamtkomplexes von ca. 500° C auf ca. 300° C einen mit Sicherheit zu hohen Wert ergeben.

Zusammenfassung:

Die Ganggesteine bilden zwar eine unzureichend definierte Gruppe innerhalb der magmatischen Gesteine, ihre Abtrennung von den Tiefengesteinen und den Effusivgesteinen hat sich dennoch als praktisch erwiesen.

Ihre enge räumliche Verknüpfung mit den umgebenden Tiefengesteinen führte früher zur Auffassung, daß beide Gesteinsgruppen einem gemeinsamen Urmagma entstammen müssen. Die chemische Polarität der in einer „Gangefolgschaft“ vereinten extrem leukokraten (Aplite) bzw. extrem melanokraten Ganggesteine (Lamprophyre) wurde mit der Spaltung des gemeinsamen Urmagmas erklärt. Diese Idee hat sich jedoch im Lichte neuerer Erkenntnisse als unhaltbar erwiesen.

Statt dessen sind die Ganggesteine auf selbständige Magmen zurückzuführen, die ihren Ursprung in der Unterkruste oder im Oberen Mantel haben und sich entsprechend der jeweils vorherrschenden tektonischen Bedingungen entwickeln. Diese tektonischen Bedingungen sorgen gleichzeitig für Platz und für Aufstiegsbahnen. Damit können die auffälligen petrographischen Unterschiede der Ganggesteine, insbesondere der Lamprophyre, im Bereich der Orogene und der Kratone plausibel erklärt werden.

Die Lamprophyre gehen auf basische, meist basaltische Magmen zurück, die jedoch reich an Wasser und CO₂ gewesen sein müssen. Die Erstarrungstemperatur solcher Magmen lag in der Endphase der Kristallisation im Bereich von 400–550° C.

Die im Odenwald auftretenden Lamprophyre gehören der Kalkalkali-Reihe der Magmenentwicklung an. Die häufigsten melanokraten Ganggesteine dieses Gebietes, die Malchite, sind allerdings Diorite in Gangformation und gehören nicht zu den Lamprophyren i. e. S. Ihre genetische Verbindung mit den häufig ebenfalls melanokraten Alsbachiten beruht auf Fehlbeobachtungen und ist deshalb nicht gerechtfertigt.

Schrifttum

- BAMBAUER, H. U., CORLETT, M., EBERHARD, E. und VISWANATHAN, K. (1967): Diagrams for the determination of plagioclases using x-ray-powder methods (Part III. of Laboratory investigations on plagioclases). Schweiz. min. petr. Mitt., 47, Zürich, S. 333-349.
- BARTH, T. F. W. (1952): Theoretical Petrology. New York, Wiley; London, Chapman & Hall, 387 S.
- BEDERKE, E. (1947): Zum Problem der Lamprophyre. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3, S. 53-57.
- BEGER, P. J. (1918): Salbandbildungen bei Lamprophyren und der Oditin. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl., königl. sächs. Ges. Wiss., 70, Leipzig.
- BRÖGGER, W. C. (1898): Die Eruptivgesteine des Kristianagebietes III. Das Ganggefüge des Laurdalits. Videnskabselskabet Skifter, I. math.-naturwiss. Kl., 1897, Nr. 6, Kristiana, p.
- CHATTERJEE, N. D. (1959): Die Lamprophyre des Spessarts und das Lamprophyreproblem. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl., Jg. 1959, Nr. 1, 24 S.
- CHELIUS, C. (1892): Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. Erdk. u. großh. geol. Landesamt, (IV) 13, Darmstadt S. 1-13.
- und KLEMM, G. (1896): Geol. Kte. Großherzogth. Hessen 1:25000, Bl. Zwingenberg, mit Erl., Darmstadt.
- CLOOS, H. (1922): Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. Tektonik und Magma, I. Abh. preuß. geol. Landesamt, 99, Berlin S. 1-18.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. und ZUSSMAN, J. (1967): Rock forming minerals. Vol. 2, S. 272-273, London.
- ESKOLA, P. (1954): Ein Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyreprobleme. Tschern. Mineral. Petr. Mitt. (III), 4, Wien S. 329-337.
- FRIEDRICH, G. (1954): Das Granitmassiv des Melibocus im Odenwald und seine Randzone. Diss., Heidelberg, 77 S.
- (1955): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes, VIII. Das Granitmassiv des Melibocus und seine Randzone. Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., 5, S. 65-99.
- FRENZEL, G. (1971): Die Mineralparagenesen der Albersweiler Lamprophyre (Südpfalz). N. Jb. Min. Abh. 115, S. 164-191, Stuttgart.
- GAPAEVA, G. M. (1960): Du problème de la genèse des lamprophyres et de leur position dans la classification génétique des roches. Mém. Soc. russe Minér., 89, S. 542-554.
- GREEN, D. H. und RINGWOOD, A. E. (1964): Fractionation of basaltic magmas at high pressures. Nature, 201, S. 1276-1279.
- GREEN, D. H. und RINGWOOD, A. E. (1967a): The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. and Petrol., 15, p. 103-190.
- GREEN, T. H. und RINGWOOD, A. E. (1967b): Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. Earth & Planetary Sci. Letters, 1, Amsterdam, S. 307-316.
- GROSSER, P. (1966): Differentiationen in Lamprophyren der Lausitz. N. Jb. Mineral., Abh. 105, Nr. 2, S. 133-160.
- HOLMES, A. (1932): The origin of igneous rocks. Geol. Mag., 69, S. 543-558.
- KLEMM, D. D. (1960): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25000, Blatt Zwingenberg a. d. Bergstraße, Kristallin-Anteil. Unveröff. Mskript.
- KLEMM, G. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen, Bl. Neunkirchen. 2. Aufl., Darmstadt (Großherzogl. Staatsverlag), 81 S.
- (1926): Über die chemischen Verhältnisse des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorpessarts. Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesamt (V) 8, Darmstadt, S. 115-169.
- (1938): Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. Roßdorf, 3. Aufl., Darmstadt, 114 S.
- KREUZER, H., TABORSZKY, F. und HAARE, H. (1969): K/Ar ages of amphiboles and biotites from crystalline rocks of the Odenwald, Germany. Colloq. Geochron. Phanerozoic belts, Zürich u. Bern 1969.
- KUPFAHL, G., MEISL, S. und KÜMMERLE, E. (1972): Erl. z. geol. Kte. Hessens 1:25000, Bl. 6217 Zwingenberg a. d. Bergstr., 2. neu bearbeitete Aufl., Wiesbaden, 276 S.
- LEAKE, B. E. (1968): A Catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. - Geol. Soc. America, Spec. paper Nr. 98, Boulder, Colorado, 210 S.
- MILCH, L. (1919): Über malchitische Spaltung und ihre Bedeutung für die Systematik diachistischer Ganggesteine granodioritischer Magmen. Cbl. Mineral., Geol., Paläontol., Jg. 1919, S. 133-146.
- O'HARA, M. J. (1965): Primary magmas and the origin of basalts. Scot. J. Geol., 1, Edinburgh u. Glasgow, S. 19-40.
- (1968): The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks Earth. Sci. Rev., 4, Amsterdam, S. 69-133.
- OSANN, A. (1892): Über dioritische Ganggesteine im Odenwald. Mitt. bad. geol. Landesamt, 2, Heidelberg, S. 380-388.

- OSBORN, E. F. (1959): Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. J. Sci.*, 257, S. 609-647.
- (1962): Reaction series for sub-alkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Amer. Mineral.*, 47, S. 211-226.
- ROSENBUSCH, H. (1877/1887): Physiographie der massigen Gesteine. 1. Aufl., Stuttgart 1877; 2. Aufl. Stuttgart, 1887.
- SANDKÜHLER, B. (1913): Über die Malchite und verwandten Ganggesteine im Odenwald. — *Abh. geol. L.-A.*, 5, 3, Darmstadt.
- (1917) Der „Odinit“. Ein Beitrag zur petrographischen Systematik. — *Notizbl. Ver. Erdk. u. großh. geol. L.-A.*, (V) 2, 72-126, Darmstadt.
- SMITH, H. G. (1946): The Lamprophyreproblem. *Geol. Mag.* 4, 83, S. 165-171.
- TROCHIM, H. D. (1956): Das Gabbro-Massiv vom Frankenstein und sein Kontaktraum. Unveröff. Dipl.-Arb. TH Darmstadt.
- (1960): Zur Petrogenese des Gabbro-Plutons vom Frankenstein (Odenwald). Diss., Univ. Freiburg, 150 S.
- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale; II. Textband, 822 S. Schweizerbart, Stuttgart.
- TURNER, F. J. und VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd Ed., 694 S. McGraw-Hill, New York.
- VELDE, D. (1968): Les transformations de l'olivine dans les lamprophyres et lamproites: und étude de la pélite. *Bull. Soc. Géol. de France*, (7) x, S. 601-612.
- WATZNAUER, A. (1964): Der heutige Stand des Lamprophyreproblems in der Lausitz. *Geologie*, 13, Berlin, S. 813-820.
- WEGMANN, C. E. (1948): Transformations métasomatiques et analyse tectonique. *Proc. Int. Geol. Congr. London*, Part III. Sec. B, S. 45-51.
- WINKLER, H. G. F. und PLATEN, H. v. (1960): Ultrametamorphe Genese von Graniten und Granodioriten aus Tonen. *Fortschr. Mineral.*, 38, S. 135-139.
- WYLLIE, P. J. und TUTTLE, O. F. (1961): Hydrothermal melting of shales. *Geol. Mag.*, 98, S. 56-66.

Die Granodioritporphyrite des Bergsträßer Odenwaldes

Klaus-N. HELLMANN, Heidelberg

Kurzfassung / Abstract

Die von CHELIUS (1888, 1901) und KLEMM (1918) als Granitporphyre bezeichneten Ganggesteine des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes sind nach ihrem Stoffbestand als Granodioritporphyrite zu bezeichnen. Sie gliedern sich in zwei signifikant verschieden zusammengesetzte Typen: eine hornblendeführende, mafitenreiche Varietät (Mesotyp) und eine hornblendefreie Varietät (Leukotyp). Beide Typen sind in sich homogen zusammengesetzt und nicht durch Übergangsglieder miteinander verbunden. Zwischen dem Stoffbestand der beiden Porphyritypen und ihrem Nebengestein ist ein Zusammenhang erkennbar. Die Granodioritporphyrite können entweder als Postintrusion derjenigen Magmen, die auch die Nebengesteine bildeten, oder als deren anatektische Produkte verstanden werden.

The basement of the northern part of the Bergsträsser Odenwald is cut by dikes of hercynian age, formerly called granite porphyries. Based on their mineralogical and chemical composition, they are to be regarded as granodiorite porphyries. They can be divided in two different types: one containing hornblende (meso type), the other, without hornblende (leuco type). Transitions between these two types could not be found. Each porphyry type is predominantly confined to host rocks with similar average chemical composition. This relation suggests that the dikes are either products of late intrusions of those magmas which produced the respective host rocks or products of anatectic melting of such basement rocks.

Vorkommen

Die Granodioritporphyrite sind in ihrer Verbreitung auf das Gebiet zwischen Ober-Ramstadt und Groß-Bieberau (im Norden) und Winterkasten und Winterkasten-Laudenau brechen sie unvermittelt ab. Auffallend ist ihr Fehlen im südlichen, östlichen und westlichen Gebiet des kristallinen Odenwaldes. Der Rahmen der vorwiegend rheinisch streichenden Gänge wird im wesentlichen von Gesteinen leukogranodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung gebildet. Die Mächtigkeit der mehr oder weniger saiger einfallenden Gänge beträgt im allgemeinen nur wenige Meter, kann aber in einigen Fällen 100m überschreiten. Da die Gänge oft in sich versetzt sind oder unvermittelt auskeilen, sind sie in ihrer Längserstreckung kaum über 500m und nur in Einzelfällen über 1000m weit zu verfolgen. Häufig sind die Gänge nur durch lose Blöcke markiert, die bisweilen zu regelrechten Blockfeldern akkumuliert sein können; ihre Kartierung ist daher mit mehr oder weniger großen Fehlern behaftet. KLEMM (1918, S. 49) macht daher die Anmerkung „... daß das Kartenbild nur als ein mit Vorsicht aufzunehmender Versuch aufzufassen ist, die Verbreitung und den Verlauf der einzelnen Gänge festzustellen.“

Die Altersstellung der Porphyrite ist noch nicht befriedigend gelöst. Da sie diskordant das variskische Grundgebirge durchschlagen, wurden sie von TRÖGER (1955) als „letzte posttektonische Manifestation des Magmas von Zwingenberg-Reinheim“ bezeichnet. EWALD (1924) vermutete ihre Bildung in Zusammenhang mit dem Quarzporphyryvulkanismus. Vorläufige Ergebnisse isotopischer Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten von Dioriten, Flasergneisen und Granodioritporphyriten aus dem Gebiet der Neukircher Höhe zeigen einheitliche K-Ar-Alter, die als Abkühlungsalter zu deuten sind. Dabei unterschritten die Mineralphasen Hornblende und Biotit die kritische Speichertemperatur für das K-Ar-System vor 335 ± 5 ma, resp. 327 ± 7 ma (HELLMANN, BREWER, LIPPOLT, TODT 1972). Auch KREUZER, HARRE und TABORSKY (1967, 1969) haben an Gesteinen des Odenwälder Grundgebirges K-Ar-Mineralalter erhalten, die als Abkühlungsalter interpretiert wurden. Es bleibt daher ungewiß, wie groß das Intervall zwischen der Bildung der Flasergneise sowie der Diorite und der Intrusion der Porphyrite ist.

Mineralogischer Stoffbestand

Die Granodioritporphyrite haben ein serial-körniges bis porphyrisches Gefüge mit einer richtungslos feinkörnigen bis mikrogranitischen Grundmasse. Makroskopisch lassen sich zwei Grundtypen unterscheiden:

1. Eine Varietät mit größeren Einsprenglingen von Plagioklas (≥ 1 cm) als von Kalifeldspat, mit Biotit und Hornblende, meist serial-porphyrisch, seltener hiatal-porphyrisch ausgebildet (s. Abb. 1a). Je nach Verwitterungsgrad und in Abhängigkeit von der Korngröße ist das Gestein hell- bis dunkelgrau, bisweilen sekundär vergrünt. Nicht selten sind unverdaute Einschlüsse des jeweiligen Nebengesteins und Amphibolit-Putzen erkennbar:

Mesotyp.

2. Eine Varietät mit Kalifeldspat-Großkristallen (bis ± 5 cm Länge), meist kleineren Einsprenglingen von Plagioklas und Quarz (bis 5 mm) in mikrogranitischer Grundmasse

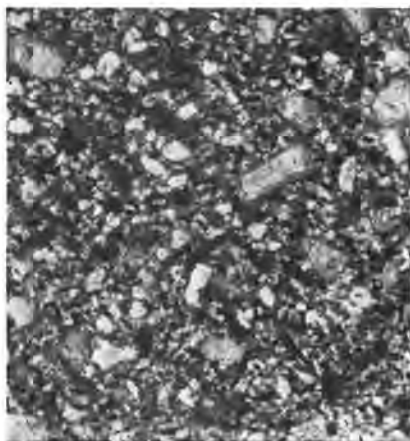
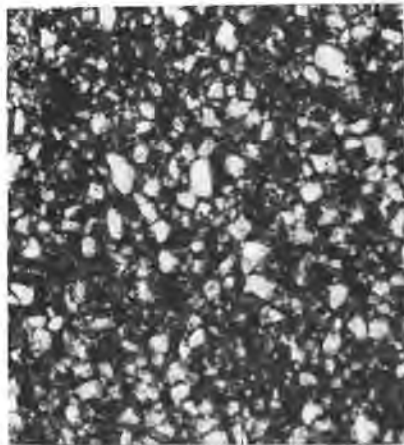
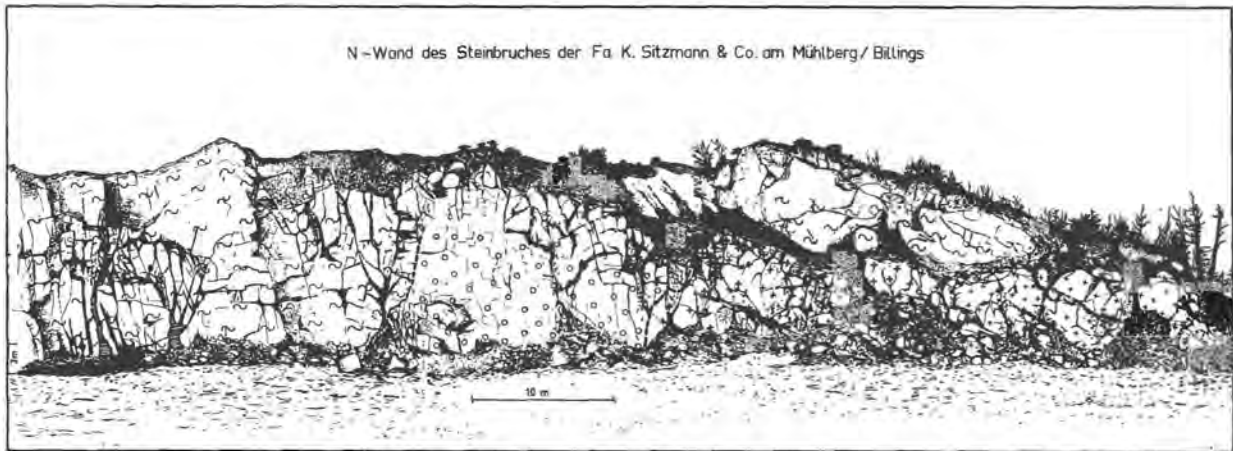



Abb. 1a, b: Makroskopisch erkennbare Unterschiede der beiden Granodioritporphyrittypen im Handstückbereich:

a) Mesotyp mit vorwiegend Plagioklas-Einsprenglingen (weiß) in mafitenreicher Grundmasse (grau bis schwarz; größere schwarze Kristalle: = Hornblende),

b) Leukotyp mit deutlich porphyrisch entwickelten Kalifeldspat-Großkristallen (graue Körner mit erkennbarem Kristallbau = Quarzdiabeeder, s. Pfeil rechte untere Ecke).



 Granodioritporphyr

 Flaser-Granodiorit

 Mylonit

 Verbandsgrenzen

 Diorit (grobkörnig)


 Diorit (feinkörnig)

Abb. 2: Granodioritporphyr, Mesotyp (Kreise) im Kontakt mit Flaser-Granodiorit (liegendes S) und massigem Diorit (Kreuze). Die Kontaktgrenzen sind durch unterbrochene Linien dargestellt. Steinbruch am Mühlberg/Billings.

(Abb. 1b). Mafischer Hauptgemengteil ist ausschließlich Biotit. Das Gestein ist deutlich porphyrisch, aber weniger reich an Einsprenglingen als der Mesotyp. In Abhängigkeit von der Korngröße ist dieser Gesteinstyp hell- bis dunkelbraun: **Leukotyp**.

Auch CHELIUS und KLEMM unterschieden zwei Varianten bei ihren „Granitporphyren“. Während CHELIUS (1901, S. 29) die Unterschiede verschiedenen Quarz- und Feldspatgehalten zuschreibt, erkennt KLEMM (1918, S. 51), daß Hornblende-Gehalt und Quarzeinsprenglinge sich gegenseitig ausschließen. Tatsächlich sind im Leukotyp rötliche Quarzeinsprenglinge mit bloßem Auge erkennbar, im hornblendeführenden Mesotyp hingegen nicht. Ferner sind im Leukotyp die Kalifeldspat-Einsprenglinge wesentlich größer als die Plagioklase entwickelt, während im Mesotyp das Größenverhältnis beider Feldspäte gerade umgekehrt ist.

In beiden Porphyrittypen sind häufig unverdaute Einschlüsse des jeweiligen Nebengesteins zu beobachten. In Richtung Salband zeigen die Gesteine eine deutliche Korngrößenabnahme und eine Verminderung an Einsprenglingen. Der Kontaktbereich Granodioritporphyrit/Nebengestein ist gegenwärtig nur im Steinbruch der Fa. K. Sitzmann & Co. am Mühlberg bei Billings, Fischbachtal, aufgeschlossen (s. Abb. 2). Während der Kontakt des hier anstehenden ca. 25 m mächtigen Ganges (Mesotyp) zum Diorit ganz scharf ist (im dm-Bereich), beträgt die Kontaktzone zum Flasergneis einige Meter mit kontinuierlicher Kornverfeinerung, Abnahme der großen Einsprenglinge und Farbvertiefung nach dunkelrotbraun. Apophysenbildung im Flasergneis ist nicht selten, wobei dieser konkordant injiziert wird. Unter dem Mikroskop zeigt der Granodioritporphyrit im Kontaktbereich deutliche Fluidaltextur.

Die Grundmasse der Granodioritporphyrite besteht aus Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Kalifeldspat (perthitischer Orthoklas und Mikroklin), Biotit (z.T. chloritisiert) und grüner Hornblende (nur im Mesotyp). Die Feldspäte, besonders die Plagioklase, sind mehr oder weniger korrodiert und seritisiert. Akzessorisch treten Titanit (meist idiomorph), Apatit, Zirkon (meist gerundet) und in Spuren Orthit auf. Die opaken Minerale sind nach HORN (1965) martitisiertes Titanomagnetit, hämatitentmischter Ilmenit und Magnetit. Als Einsprenglinge sind zu nennen: Plagioklas (Oligoklas, mehr oder weniger stark seritisiert), Kalifeldspat (Orthoklas-Perthit), Biotit und Hornblende (auf Mesotyp beschränkt), gewöhnlich nur einige Millimeter groß und Quarz (nur im Leukotyp als Einsprengling). Titanit, Apatit und Orthit mit Korngrößen von max. 2 mm.

Die Anorthit-Gehalte der Plagioklase sind bei beiden Porphyrittypen gleich. Die Einsprenglings-Plagioklase zeigen von innen nach außen abnehmende An-Gehalte mit An-Konzentrationen von 30 % bzw. 26 % im Kern und 18 % bzw. 16 % in der Randzone (Meso- bzw. Leukotyp, jeweils Mittelwerte). Die An-Konzentration der Matrix-Plagioklase von 16 % im Mittel entspricht den Randzonen der Einsprenglings-Plagioklase.

Es zeigt sich anhand von Integrationsanalysen, daß sich beide Porphyrittypen nicht nur nach dem Vorhandensein bzw. Fehlen der Hornblende unterscheiden lassen, sondern daß sich signifikante Unterschiede aus dem Gehalt an Alkalifeldspat und der Farbzahl ergeben (s. Tab. 1). Aufgrund ihres Modalbestandes sind beide Porphyritvarietäten nach dem Nomenklaturvorschlag von STRECKEISEN (1967) als Granodioritporphyrite zu bezeichnen.

Geochemischer Stoffbestand

In Tabelle 1 sind die mittlere chemische Zusammensetzung von 21 Proben des Mesotyps und 41 Proben des Leukotyps der Granodioritporphyrite und die Variationsbereiche der einzelnen Elementgehalte zusammengestellt (HELLMANN et al. 1975). Signifikante Unterschiede zwischen beiden Gesteinstypen bestehen in den Konzentrationen von SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO und P_2O_5 . Die Werte von Na_2O und K_2O sind dagegen innerhalb der

Tab. 1: Mittlerer Modalbestand und Mittel aus den chemischen Analysen der Odenwälder Granodioritporphyrite und charakteristische Elementverhältnisse, unterschieden nach den erkannten Varietäten.

| Mineral | Leukotyp | | Mesotyp | |
|----------------------------------|-------------------------------|------------------------|-------------------------------|------------------------|
| | Variationsbereich (Vol.-%) | Mittelwert (Vol.-%) | Variationsbereich (Vol.-%) | Mittelwert (Vol.-%) |
| Pfagioklas | 30,8–46,3 | 41,4 | 31,5–44,6 | 39,4 |
| Kalifeldspat | 10,7–24,3 | 15,6 | 6,7–17,1 | 10,7 |
| Quarz | 26,4–41,5 | 35,6 | 25,1–38,5 | 31,8 |
| Biotit (+ Chlorit) | 3,4– 7,7 | 5,7 | 7,3–12,6 | 9,2 |
| Hornblende | — | — | 1,2– 8,6 | 4,2 |
| Apatit | 0,1– 0,6 | 0,3 | 0,3– 1,1 | 0,5 |
| Titanit | Sp.– 0,8 | 0,2 | 0,3– 1,1 | 0,6 |
| Zirkon, Orthit, Calcit, Muscovit | Sp.– 1,2 | 0,4 | 0,5– 3,0 | 1,5 |
| Erz | 0,1– 1,6 | 0,8 | 0,6– 1,8 | 1,6 |
| FarbzahI (FZ) | 5,3– 9,8 | 7,9 | 12,3–25,5 | 18,1 |
| Oxide | (Gew.-%) | (Gew.-%) | (Gew.-%) | (Gew.-%) |
| SiO ₂ | 66,13–69,89 | 67,76 | 60,63–66,79 | 63,01 |
| TiO ₂ | 0,38– 0,50 | 0,44 | 0,51– 0,78 | 0,71 |
| Al ₂ O ₃ | 16,16–16,88 | 16,43 | 15,95–16,51 | 16,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,19– 2,78 | 2,45 | 3,24– 4,10 | 3,83 |
| CaO | 1,56– 2,31 | 1,94 | 2,78– 3,76 | 3,32 |
| MgO | 0,91– 1,18 | 1,04 | 1,54– 2,34 | 2,02 |
| Na ₂ O | 4,70– 5,50 | 5,22 | 4,95– 5,34 | 5,10 |
| K ₂ O | 3,93– 4,44 | 4,18 | 3,79– 4,27 | 3,98 |
| P ₂ O ₅ | 0,14– 0,22 | 0,18 | 0,24– 0,37 | 0,32 |
| H ₂ O (gesamt) | 0,63– 0,70 | 0,67 | 0,65– 0,99 | 0,78 |
| Elemente | ppm | ppm | ppm | ppm |
| Ba | 1501–2533 | 1934 | 1425–2281 | 1626 |
| Sr | 790–1258 | 1005 | 783–1110 | 924 |
| Rb | 99– 151 | 125 | 64– 124 | 97 |
| Zr | 143– 167 | 155 | 148– 185 | 164 |
| Verhältnisse | | | | |
| K/Rb | | 278 | | 340 |
| Ca/Sr | | 13,5 | | 24,5 |
| Ba/Sr | | 2,02 | | 1,76 |
| Rb/Sr | | 0,13 | | 0,11 |

Fehlergrenzen etwa gleich. Bei den Spurenelementen Zr, Ba, Sr und Rb unterscheiden sich zwar die mittleren Konzentrationen, im Falle von Zr und Rb überschneiden sich jedoch die Konzentrationsbereiche, während Ba und Sr übereinstimmende Extremwerte für beide Typen aufweisen. Detaillierte Untersuchungen an zwei verschiedenen Gangsystemen (Mesotyp und Leukotyp) lassen bezgl. der Konzentrationen von SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO und K₂O weder im Längs- noch im Querprofil signifikante Konzentrationsunterschiede erkennen. Auch vertikale Konzentrationsänderungen sind nicht nachweisbar.

Um herauszufinden, ob ein Zusammenhang zwischen Porphyrittyp und Nebengestein besteht, wurde im Bereich der Neunkircher Höhe eine Detailkartierung der Gänge unter Hinzuziehung der Analyseergebnisse der jeweiligen Probenpunkte durchgeführt (Abb. 3).

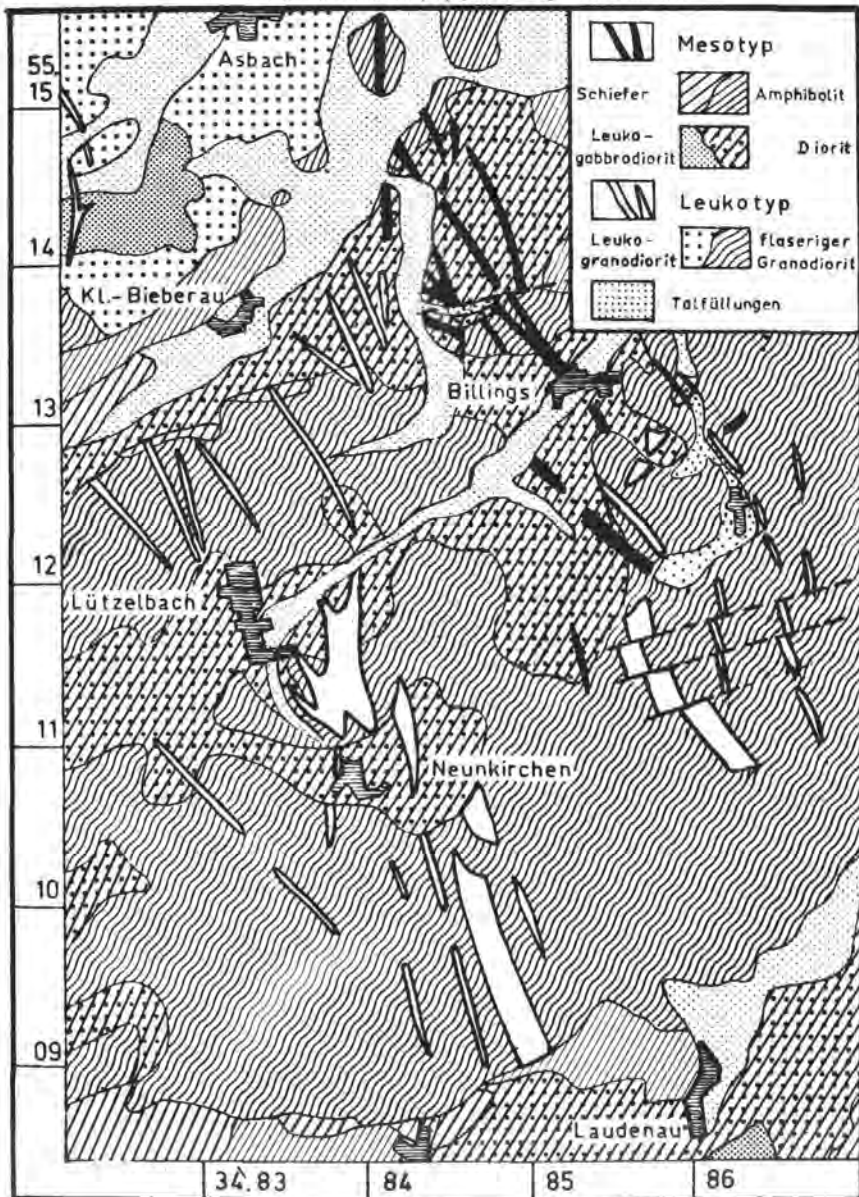


Abb. 3: Ausschnitt aus Blatt 6218 Neunkirchen, 1:25 000 (SE-Ecke) zur Darstellung der Beziehung Granodioritporphyrityp/Nebengestein. Die Gänge wurden neu aufgenommen, die Verbreitung des Nebengesteins von KLEMM (1919) übernommen und nach eigenen Beobachtungen z.T. abgeändert. Die verschiedene Textur der Diorite (massig, parallel(texturiert)) wurde im Kartenbild nicht berücksichtigt, ebenso wenig kleinere Schollen des jeweiligen anderen Nebengesteintyps in den großen Nebengesteinsarealen (nach HELLMANN et al. 1975 und späteren Ergänzungen).

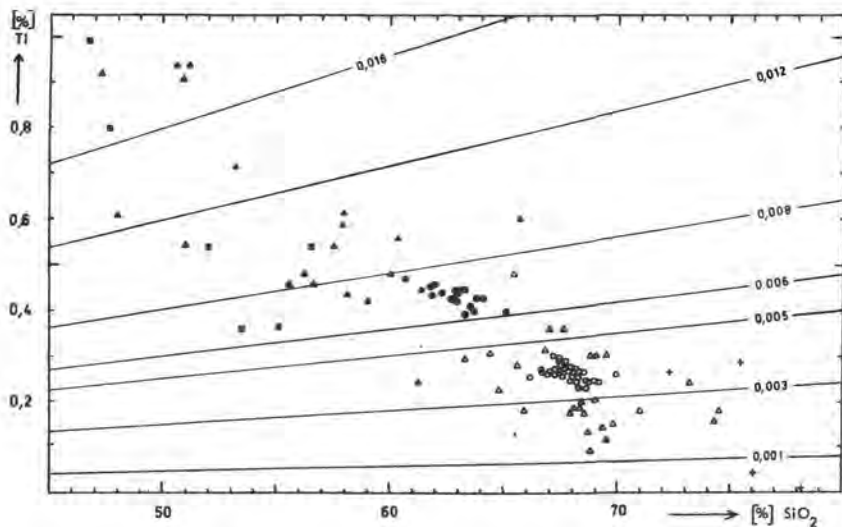


Abb. 4: Das Verhältnis Ti/SiO_2 in den Granodioritporphyriten (offener Kreis: Leukotyp; ausgefüllter Kreis: Mesotyp), den Amphiboliten (ausgefülltes Quadrat), Dioriten und Tonaliten (ausgefülltes Dreieck), (Leuko-)Granodioriten (offenes Dreieck) und Graniten (Kreuz) des Bergsträßer Odenwaldes (nach HELLMANN et al. 1975 mit Daten von EIGENFELD (1963), HORN (1965), BARTH (1970)).

Es läßt sich feststellen, daß die beiden Granodioritporphyrittypen stofflich auf dasjenige Nebengestein hintendieren, in dem sie auftreten. Dieser Sachverhalt wird außerdem belegt durch das Ti/SiO_2 -Korrelationsdiagramm der Abb. 4, wobei neben den Granodioritporphyriten verschiedene Nebengesteine berücksichtigt wurden. Das Diagramm zeigt die Punkt wolke des Leukotyps im Feld der (Leuko-)Granodiorite, während die Analysenpunkte des Mesotyps bei deutlich höheren Ti/SiO_2 -Verhältnissen liegen und in das Feld der Diorite hineinreichen.

Schlußfolgerung

Die petrographischen und geochemischen Untersuchungen dieser Ganggesteine führten zu dem Ergebnis, daß die Granodioritporphyrite in zwei signifikant verschiedene Typen aufspalten, die in sich relativ homogen zusammengesetzt und nicht durch stoffliche Übergänge miteinander verbunden sind. Überdies lassen Elementpaare, die als empfindliche Indikatoren für magmatische Differentiationsprozesse gelten, keine dafür sprechenden Korrelationsbeziehungen erkennen. (HELLMANN, EMMERMANN und LIPPOLT 1975). Die chemische Analyse spiegelt lediglich den petrographischen Befund wider. Ferner zeigt sich, daß die beiden Porphyrittypen jeweils an ein Nebengestein mit ähnlicher stofflicher Zusammensetzung gebunden sind.

Mangels stofflicher Übergänge zwischen den in sich sehr homogen zusammengesetzten Porphyrittypen dürfte die Entstehung der Granodioritporphyrite aus einem einzigen Ursprungsmagma unter Assimilation des jeweiligen Nebengesteins auszuschließen sein. Die ausgeprägte Gebundenheit von Porphyrittyp zu Nebengestein gibt zur Vorstellung folgender genetischer Modelle Anlaß:

1. Die Granodioritporphyrite sind von räumlich eng begrenzten Magmenherden mit zwei unterschiedlich zusammengesetzten Magmentypen gebildet worden und somit als Spätintrusionen derjenigen Schmelzen aufzufassen, die die dioritischen bis (leuko-)granodioritischen Nebengesteine schufen.
2. Es handelt sich bei den in Rede stehenden Ganggesteinen um anatektische Produkte der jeweiligen Nebengesteine, die als Schmelzen an rheinisch streichenden Störungen aufstiegen.

Schrifttum

- BARTH, H. (1970): Quarzdiorit und Granodiorit des Feldberg-Zuges im Bergsträßer Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg, 144 S.
- CHELIUS, C. (1888): Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und des Odenwaldes. *N. Jb. Miner. etc.*, II, briefl. Mitt., S. 78–79.
- (1901): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gh. Hessen, Blatt Neunkirchen, 1:25000, VI. Lief., Darmstadt.
- EIGENFELD, R. (1963): Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes. *Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 6 S. 137–238.
- EWALD, R. (1924): Die geodynamischen Erscheinungen des kristallinen Odenwaldes als Beispiel einer geostatischen Ausgleichsschwingung. *Sitz. ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. A*, Abh. 9.
- HELLMANN, K., BREWER, M. S., LIPPOLT, H. J. und TODT, W. (1972): Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Odenwälder Granitporphyren. *Fortschr. Miner.* 50, Beih. 1, 37 S.
- HELLMANN, K., EMMERMANN, R. und LIPPOLT, H. J. (1975): Stoffbestand der Granodioritporphyrite des Bergsträßer Odenwaldes. *N. Jb. Miner. Abh.* 123, 3, 253–274.
- HORN, P. (1965): Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. Diss. Univ. Heidelberg, 130 S.
- KLEMM, G. (1918): Erl. zur geol. Karte des Großherzogtums Hessen, Blatt Neunkirchen, 1:25000, 2. Aufl., Darmstadt, 81 S.
- Geol. Karte Bl. Neunkirchen, M. 1:25000.
- KREUZER, H., HARRE, W. und TABORSKY, F. (1969): Vorträge beim 1. Odenwald-Kolloquium, Mainz 1967, und beim Colloquium on the Geochronology of Phanerozoic Belts, Bern–Zürich.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and Nomenclature of the Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, S. 144–214.
- TRÖGER, N. G. (1955): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. *Der Aufschluß*, Sonderb. 2, S. 4–19.

Abb. 1a, b: Makroskopisch erkennbare Unterschiede der beiden Granodioritphyrittypen im Handstückbereich:

Permische und tertiäre Vulkanite im Bereich des nördlichen Odenwaldes

JÖRG F. W. NEGENDANK, Trier

Kurzfassung/Abstract

Der permische Hessische Trog, eine über den Oberrheingraben sich nach Nordosten erstreckende Fortsetzung des Saar-Nahe-Gebietes, ist mit Schichten des Unter- und Oberrotliegenden ausgestattet. Nach NEGENDANK (1968) befinden sich die im nördlichen Odenwald, im Sprendlinger Horst, auftretenden „Melaphyre“ als Deckenergüsse an der Wende Unter-/Oberrotliegendes, wie das auch von KOWALCZYK und PRÜFERT (1974) für die Wetterau bestätigt wurde.

Es handelt sich um „Basalte“ und „Olivin-Basalte“ (eine neuere Umrechnung in der RITTMANN-Norm nach STRECKEISEN wird durchgeführt), die ihre Hauptverbreitung in einzelnen zusammenhängenden Komplexen haben: so bei der Villa Waldeck südöstlich Darmstadt, E-Darmstadt, am Vorderen Kahleberg und bei Messel und Dietzenbach.

Im Gegensatz zu diesen basischen Deckenergüssen erscheinen im südlichen Teil des Odenwaldes, an der Nahtstelle Hessischer Trog Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle saure Intrusiva (Quarzporphyr von Dossenheim, Wachenheim etc.) und Pyroklastika (PRIER 1962).

Im Schollenmosaik des mittleren und nördlichen Odenwaldes treten meist auf Verwerfungen, etwas abseits vom eigentlichen Grabenrand, tertiäre alkalibasaltische Gesteine als Ausfüllung von Förderspalten und Zufuhrkanälen auf. Es sind Trachyte, Nephelinite, Basanite und Limburgite, die von HORN, LIPPOLT und TODT (1972) durch K-Ar-Messungen datiert wurden.

Diese vulkanische Tätigkeit steht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Geschichte des Oberrheingrabens und hält in diesem Raum über fast 45 Millionen Jahre an.

The northern area of the Odin's Forest is known as Sprendlinger Horst where Rotliegendes is exposed. Permian phenobasalt lavas (melaphyres) mark the base of the Upper Rotliegendes (NEGENDANK 1968) which has also been verified by KOWALCZYK und PRÜFERT (1974) in the Wetterau-area.

In contrast to these Permian basalts, Tertiary alkaline igneous rocks, especially trachytes, nephelinites, basanites and limburgites are found in small pipes situated on faults belonging to the Upper Rhine graben fault system. These rocks were dated radiometrically by HORN, LIPPOLT and TODT (1972).

Einführung

Der permische Hessische Trog, eine über den Oberrheingraben sich nach Nordosten erstreckende Fortsetzung des Saar-Nahe-Troges, ist mit Schichten des Unter- und Oberrotliegenden ausgestattet. Nach NEGENDANK (1968) befinden sich die im nördlichen Odenwald, im sog. Sprendlinger Horst, auftretenden „Melaphyre“ als Deckenergüsse im unteren Bereich des Oberrotliegenden bzw. an der Wende Unter-/Oberrotliegendes, wie das auch von KOWALCZYK und PRÜFERT (1974) für die Wetterau bestätigt wurde.

Im Gegensatz zu diesen basischen Deckenergüssen erscheinen im südlichen Teil des Odenwaldes, an der Nahtstelle Hessischer Trog zu Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle saure Intrusiva (Quarzporphyr von Dossenheim, Wachenheim etc.) und Pyroklastika, die von PRIER in diesem Beitrag eingehend behandelt werden.

Im Schollenmosaik des mittleren und besonders nördlichen Odenwaldes, im Bereich dieses Sprendlinger Horstes, treten meist auf Verwerfungen, etwas abseits vom eigentlichen Grabenrand, tertiäre Alkaligesteine als Ausfüllung von Förderspalten, Zufuhrkanälen und als oberflächennahe Intrusionen auf. Es sind Trachyte, Nephelinite, Basanite und Limburgite, die von HORN, LIPPOLT und TODT (1972) durch K-Ar-Messungen datiert wurden. Diese Zeugen des den Oberrheingrabenbruch begleitenden Vulkanismus überspannen einen Zeitraum von fast 45 Millionen Jahren.

Die permischen Phäno-Basalte (= Melaphyre)

Regional treten im Bereich von Darmstadt, Messel und Dietzenbach permische Phäno-Basalte als Oberflächenergüsse auf, die NEGENDANK (1969b) einschließlich des Vorkommens in der Wetterau (Büdesheim) mit den Grenzlagerdecken im Saar-Nahe-Gebiet parallelisiert. Diese Parallelisierung läßt sich aufgrund des Vorkommens der Phäno-Basalte im Bereich der Faziesgrenze Tholeyer Arkose zu Rötelschiefer-Fazies einschließlich ihrem Vorkommen in den Bohrungen im Oberrheingraben: Olm 1, Stockstadt 33 R und Darmstadt 3 bewerkstelligen. Bei allen Vorkommen handelt es sich nachweislich um Effusionen in Form von Lavaströmen und -decken (KLEMM 1903, NEGENDANK 1968).

Damit ist über das eigentliche Alter dieser Phäno-Basalte (= Melaphyre) noch nichts ausgesagt, und das Datum, das von LEUTWEIN und ZIMMERMANN in NEGENDANK (1969b), für den „Basalt“ der 2. Decke in der Bohrung Olm 1 mit $239 \pm 10 \cdot 10^6$ (K-Ar) Jahren publiziert wurde, dürfte jedoch aufgrund der festzustellenden Aufheizung bis zu 300°C (Zeolithfazies) zu jung sein (BERTHOLD, NAIRN und NEGENDANK 1975). Diese Aufheizung der permischen Vulkanite des Saar-Nahegebietes, die an Hand der Oxidationsstadien der Erze in den Vulkaniten und aufgrund der stabilen sekundären Magnetisierung festzustellen ist, kann auf hydrothermale Vorgänge, eine fragliche starke Überdeckung bzw. auf plattentektonische Vorgänge (mündl. Mitteilung von Prof. Dr. V. Lorenz, Mainz) zurückgeführt werden.

Das eigentliche Alter der Vulkanite der Grenzlagergruppe dürfte bei 280 Millionen Jahren (Rb-Sr-Datierungen) liegen (LORENZ 1973), was durch die paläomagnetischen Daten und ihre Interpretation belegt zu werden scheint (BERTHOLD, NAIRN und NEGENDANK 1975) und was nach der zuvor belegten Parallelisierung auch für die im Sprendlinger Horst auftretenden Phäno-Basalte anzunehmen ist.

Auf der Übersichtskarte (s. Abb. 1) lassen sich die Vorkommen entnehmen. Dabei wurde den schlechten Aufschlußverhältnissen entsprechend in 4 Bereichen Proben entnommen und von NEGENDANK (1968) im einzelnen beschrieben.

1. Phäno-Basalt an der Villa Waldeck (Bl. Roßdorf r. 3478 260 h. 5 522700)

Verband: Rotliegendes

Auf Bl. Roßdorf ist in einem alten Steinbruch an der Villa Waldeck der „Melaphyr“ erschlossen, ein rötlich-graubraunes Gestein mit Mandelsteintextur, das zahlreiche Sedimentschollen enthält. Diese Erscheinungen möchte Verf. als vom Lavaström „eingewickelte“ oder zwischen zwei Strömen stehengebliebene Sedimentschollen (meist Schluffsteine) deuten. Der gesamte Vulkanitkomplex ist ca. 10 m mächtig und \pm söhlig gelagert. Rote Tonsteine und Schluffsteine scheinen das Hangende zu bilden. Genauere Aussagen über die Lagerung sind leider aufgrund des isolierten Vorkommens nicht möglich.

Primärer Mineralbestand: Plagioklas, Pyroxen, \pm Olivin, Erz, Mesostasis. Das Gestein ist jetzt vererzt und karbonatisiert.

Plagioklasse: An_{0-3}, An_{12-23} (n. RITTMANN), z.T. extrem karbonatisiert und sericitisiert; Albitneusprossung im Bereich der Mesostasis.

Erz: opak, bildet in der Mesostasis feine filigrane Netze.

Maße: sie bestehen aus Erz, Karbonat, Albit, Viridit und z.T. Hämatit.

Mesostasis: viriditisiert.

Mandelfüllung: Karbonat, z.T. sind einzelne Gesteinspartien restlos karbonatisiert.

Auf Grund des primären Mineralbestandes sind die Gesteine als Phäno-Basalte bzw. z.T. als Phäno-Olivin-Basalte zu bezeichnen.

2. Phäno-Basaltvorkommen östlich Darmstadt

Verband: Rotliegendes

Der nächste zusammenhängende „Melaphyrkomplex“ auf Bl. Roßdorf (Darmstadt-Ost) liegt östlich Darmstadt. Er soll hier insgesamt beschrieben werden, mit Ausnahme des Vorkommens am Vorderen Kahleberg. Die Lagerung dieser Gesteine ist \pm söhlig, z.T. ist geringes Einfallen in östlicher Richtung festzustellen. Im frischen Zustand sind die „Melaphyre“ blaugrau gefärbt und führen lagenweise Blasen zonen, so vor allem auf der Rosenhöhe.

Auf Grund dieses Wechsels eine Gliederung der wohl insgesamt als Deckeneinheit aufzufassenden Vulkanite in einzelne Ströme vorzunehmen, ist unmöglich. Die einzigen dem Verf. zugänglichen Aufschlüsse waren Baugruben auf der Rosenhöhe.

Proben wurden an folgenden Stellen entnommen:

Bl. Roßdorf

1. alte Brüche an der Straße Darmstadt-Aschaffenburg r. 3478 480 h. 5 525620
2. Baugruben auf der Rosenhöhe r. 3477 180 h. 5 526460-500
3. nördlich der Straße Darmstadt-Messel r. 3477 600 h. 5 528 540
4. am Woogsberg r. 3479 000 h. 5 528 500
5. Botanischer Garten, Darmstadt r. 3477 230 h. 5 525 750
6. Proben aus Lesesteinen am Oberfeld r. 3478 160 h. 5 526950
7. am Woogsberg und südlich davon a) r. 3479 260 h. 5 527 580; b) r. 3478 950 h. 5 527 850; c) r. 3478 680 h. 5 528 160; d) r. 3478 960 h. 5 528 300
8. von der Aliceneiche, südlich Jagdschloß Kranichstein r. 3478 220 h. 5 528 830.

Im verwitterten Zustand besitzen die Phäno-Basalte eine typische graubraune Färbung und sind „gesprenkelt“ (Pfeffer-Salz-Muster).

Der ursprüngliche Mineralbestand läßt sich bei den folgenden Proben aus den einzelnen, z.T. noch frischen Partien entnehmen: Plagioklas, Pyroxen, Erz, Mesostasis, \pm Olivin. Die Ergebnisse der Schluffbeschreibungen sind in Tab. 1 wiedergegeben.

Tab. 1. Mineralbestand von Phäno-Basaltvorkommen E Darmstadt

| Plagioklas | Pyroxen + Olivin | Erz | Mesostasis |
|---------------------------------------|----------------------|---------------|----------------------|
| Zwillingslamellen, gemessene $An\%$: | umgewandelt in: Erz | Magnetit | ursprünglich glasig, |
| An_{0-7} (90%) | (z.T. randlich) | | jetzt viriditisiert; |
| An_{23-27} (10%) | Hämatit | Ilmenitspieße | Albit |
| Karbonat | Karbonat | Hämatit | Chalcedon |
| Sericit (gering) | Viridit | | Quarzin? |
| Kaolinit (gering) | Quarzin? | | Karbonat |
| Neubildung von Albit | z.T. restlos vererzt | | |
| z.T. starke Trübung | | | |

Z.T. bestehen die Gesteine nur noch aus Albit und Erz, z.T. 60-70% Karbonat.

Generell können Albitisierung, Vererzung, Karbonatisierung und Verkiesselung beobachtet werden.

Auch hier möchte Verf. aufgrund der ähnlichen petrographischen Merkmale annehmen, daß es sich um Basalte mit größerer bzw. geringerer Olivinführung gehandelt hat.

Diese Gesteine bilden die Fortsetzung der Vorkommen bei Traisa in nördlicher Richtung.

3. „Basalt“ am Vorderen Kahleberg (Bl. Roßdorf r.-h.-Werte s. Schliffbeschreibungen)

Verband: Rotliegendes

Das Vorkommen am Vorderen Kahleberg östlich Darmstadt zeigt im Verhältnis zu allen anderen Proben ein relativ frisches Gestein. Es ist blaugrau gefärbt, besitzt Mandelsteinstruktur und makroskopisch sind Plagioklase, Pyroxene und Erze zu erkennen.

Es ist ein ophitisch-intersertal struierter, doleritischer Phäno-Basalt, dessen Mineralbestand noch erhalten ist, was sonst im Sprendlinger Horst nur noch an folgenden Stellen angetroffen wurde:

1. in der Gemarkung Am Oberfeld,
2. südöstlich des Woogsberges an den oben angezeigten Stellen.

Bei den Vorkommen am Vorderen Kahleberg führt der untere Teil der \pm söhlig lagernden Decke stark sericitisierte Plagioklase, im Gegensatz zu den Gesteinen im Hangenden mit frischen Feldspäten. Auffällig sind die gebogenen Feldspäte, auf die JUNG (1958) schon bei seinen Tholeyiten in der Pfalz hinweist und sie auf die Erstarrung einer sich langsam bewegenden, stark abgekühlten, zähflüssigen Schmelze zurückführt.

Der Mineralbestand läßt sich der Tab. 2 entnehmen.

Tab. 2. Mineralbestand des Olivin-Latiandesites vom Vorderen Kahleberg

| Proben | 1) r. 3479000 h. 5526900 | 2) r. 3479000 h. 5526950 | 3) r. 3479120 h. 5526950 |
|-----------------------------------|--|---|--|
| Plagioklase | Zwillingslamellen noch erkennbar; An% nach RITTMANN 47 z.T. zonar gebaut 50 32 $K_{An68} R_{An30}$ 24 52 42 32 61 starke Sericitisierung ca. 80% der Feldspäte; z.T. Albitneubildung | polysynthet. Verzwilligung; An% nach RITTMANN 57 z.T. Zonarbau 54 40 $K_{An48-50} R_{An39-40}$ 45 57 geringe-mittlere Sericitisierung, 57 ca. 20-30% der Plg. 54 gebogener u. zerbrochener Plg.; 50 z.T. mit Hämatitflittern 47 53 50 57 | polysynthet. Verzwilligung; An% nach RITTMANN 44 z.T. Zonarbau 39 47 $K_{An39-53} R_{An27-42}$ 22 47 mittlere Sericitisierung, 40 ca. 30% der Plg. 39 Entmischungserscheinungen in den Feldspäten; 16 47 47 39 45 |
| Klinopyroxene | $2V_z$ $Z \wedge c$ 60° 36° 46° 24° 44° 40° 48° 37° $r > v$ z.T. vererzt | $2V_z$ $Z \wedge c$ 49° 46° $r > v$ 51° 44° $r > v$ 49° 37° $r > v$ 48° 40° $r > v$ diopsidischer Augit z.T. vererzt | $2V_z$ $Z \wedge c$ 52° 30° $r > v$ meist nur noch Reste, stärkere Zersetzung |
| Olivinpseudomorphosen, mittelgroß | Erz Hämatit | nicht sicher zu entscheiden, ob Olivin vorhanden | Erz Hämatit Chalcedon Quarz |
| Erze | wie Probe 3 | wie Probe 3 | Magnetit und Ilmenit, als Umwandlungsprodukte Hämatit und Rutil (von Ilmenitspießen ausgehend) |
| Mesostasis | Feldspatsubstanz Chalcedon Viridit Hämatit Erz | wie Probe 1, aber zusätzlich Titanit? (feine Kornaggregate) | wie Probe 2, aber stärker vertreten sind: Chalcedon Karbonat Quarz |

| Proben | 1) r. 3479000 h. 5526900 | 2) r. 3479000 h. 5526950 | 3) r. 3479120 h. 5526950 |
|-------------|-----------------------------|--|--|
| Akzessorien | Apatitnadeln | Apatit, fein u. dünn | Apatit |
| Blasenräume | - | wie Probe 3, zeitliche Folge: Karbonat außen Chalcedon Quarz innen | gefüllt mit: Chalcedon (n. in Faserichtung), Karbonat Quarz Erz |

Modaler Mineralbestand:

| Plg | Prx | Olv | Erz | Mesostasis | Vol.-% |
|------|-----|-----|-----|------------|--------|
| 43,6 | 22 | 2,6 | 7,4 | 24,4 | |

Nach dem modalen Mineralbestand handelt es sich um einen olivinführenden Phäno-Basalt, der ebenso wie die Phäno-Basalte der Grenzlagergruppe in der Bohrung Olm 1 einen hohen Anteil an ursprünglich glasiger Mesostasis enthält. Auch hier ist der geringe Olivinegehalt bemerkenswert; die Erfassung des Olivinbestandes ist wegen der starken Zersetzung nicht immer sicher zu handhaben.

Die chemische Analyse dieses frischen Gesteins ergab:

| Gew.-% | Ne 29 ₂ |
|--------------------------------|--------------------|
| SiO ₂ | 50,73 |
| Al ₂ O ₃ | 19,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,86 |
| FeO | 0,42 |
| MnO | 0,24 |
| MgO | 5,60 |
| CaO | 5,76 |
| Na ₂ O | 3,46 |
| K ₂ O | 2,75 |
| TiO ₂ | 0,76 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 |
| H ₂ O* | 1,46 |
| | 99,89 |

Wendet man unter allen Vorbehalten der normativen Berechnungen alter magmatischer Gesteine die RITTMANN-AMS-Norm an, so ergibt sich hieraus ein Olivin-Latiandesit. *) Eine Nachrechnung der publizierten Analyse vom Büdesheimer Tunnel in der Wetterau ergab einen olivinführenden Latiandesit. Unter diesen Überlegungen ist eine Überrechnung der permischen Basalte u. Olivinbasalte des Saar-Nahe-Gebietes an Hand der RITTMANN-AMS-Norm interessant und evtl. richtungweisend für die Anwendung der Norm auf alte, d. h. z. B. permische Gesteine.

Dieser ± frische Olivin-Latiandesit kann auch am Südosthang des Woogsberges und auf der Höhe der Aliceneiche beobachtet werden, der stark sericitisierte Typ hingegen in Lesteinen am Oberfeld.

4. Phäno-Basalte von Messel und Dietzenbach

Verband: Rotliegendes

Die übrigen „Melaphyr“-Vorkommen in nördlicher Richtung liegen auf den Blättern Messel und Neu-Isenburg. An folgenden Stellen wurden Proben entnommen (es bestehen keine Aufschlüsse).

Bl. Messel

1. am Jagdschloß Kranichstein r. 3478400 h. 5529550
r. 3478520 h. 5529800
2. im alten Steinbruch westlich der Straße Messel-Offenthal am Steinhügel r. 3481520 h. 5534460
3. östlich der Straße Messel-Offenthal, ca. 2 m tief ausgehobener Abflußgraben r. 3481820 h. 5534860
4. östlich Offenthal, im Bahnschnitt r. 3432950 h. 5538200
5. am Hexenberg südwestlich Dietzenbach, südliche Erhebung r. 3483280 h. 5539400
6. am Hexenberg südwestlich Dietzenbach, nördliche Erhebung; Bau eines neuen Wasserbehälters r. 3483400 h. 5539780

*) Die Berechnung führte dankenswerterweise Herr Prof. Dr. H. PICHLER, Tübingen, durch.

Bl. Neu-Isenburg

1. am Sportplatz westlich Dietzenbach, am Wingertberg r. 3483660 h. 5541000 und r. 3483430 h. 5540400
2. im Aufschluß an der Straße Dietzenbach-Steinberg r. 3484490 h. 5542680
3. westlich des Ortsteiles Steinberg r. 3484540 h. 5543760
r. 3484460 h. 5543820.

Die Lagerungsverhältnisse dieser Vorkommen können nirgends eindeutig beobachtet werden. Aus den wenigen schlechten Aufschlüssen, so vor allem bei Messel, ergibt sich eine \pm söhlig Lagerung; z.T. ist ein leichtes östliches Einfällen bei den Vorkommen nördlich Messel festzustellen. Bei den Neubauten am Hexenberg bei Dietzbach kann die \pm söhlig Lagerung sowohl der Phäno-Basalte als auch der liegenden Schichten erkannt werden. Diese liegenden Schichten bestehen aus groben und feinen Lagen von Arkosen mit unverwitterten Feldspäten. Es können Gerölle mit Durchmessern bis zu 10 cm beobachtet werden.

Unmittelbar unter der Basaltdecke schaltet sich roter Schluffstein ein. Der Phäno-Basalt liegt als Erosionsrest auf der Spitze des Hexenberges. An ihm sind ähnliche Sedimenteinschlüsse wie in Traisa zu beobachten, über deren Deutung als Sedimenteinklinkung in Lavadecken schon KLEMM (1938a) geschrieben hat.

Der Mineralbestand dieser grau-braunen, mit „Pfeffer-Salz-Muster“ versehenen Gesteine, entspricht dem von Basalten. Plagioklasse, Pyroxene, Erze, Mesostasis und \pm Olivine sind jedoch zersetzt; die Plagioklasse albitisierten, die Mafite und die Mesostasis vererzten und karbonatisierten.

In der Tab. 3 sind die Ergebnisse der Schlußuntersuchungen zusammengefaßt:

Tab. 3. Mineralbestand der Phäno-Basalte in Messel und Dietzenbach

| Plagioklas | Pyroxen + Olivin | Erz | Mesostasis |
|---|--|-----------------------------|------------------------|
| Zwillingslamellen An: $An_{60-7(11)(16)}$ An_{20-44} (4 von 50 Werten) | z.T. restlos vererzt und karbonatisiert; z.T. randlich vererzt und im Inneren bestehend aus: | Magnetit Ilmenit | viriditisiert Albit |
| Kaolinit (gering) | Viridit (z.T. iddingsitähnlich) | Titanitaggregate Hämatit | Apatit Quarzin |
| Karbonat | Hämatit | Rutilnadeln | Chalcedon |
| Viridit | Karbonat | Siderit | |
| z.T. Sercit | Chalcedon | | |
| Albit-Neuspaltung, z.T. starke Trübung | | | |

Z.T. stärkere Anreicherungen von Siderit und Karbonat. Auf Klüften und in Mandeln: Albit, Quarz, Quarzin.

Die tertiären Vulkanite

Mit der Entwicklungsgeschichte des Oberrheingrabens gehen vulkanische Äußerungen des Oberen Erdmantels einher, meist entlang von Störungszonen, die durch den Grabeneinbruch verursacht wurden. Dabei ... „ist die Anzahl der Basaltschlote und -gänge im Süden des Odenwaldes nur gering, dagegen beträchtlich in dem Gebiet, das im „Saar-Saale-Graben“ liegt, oder in seiner Nachbarschaft“ (KLEMM, 1910b), d. h. im Gebiet des Spremlinger Horstes.

Das absolute Alter eines großen Teiles der Trachyte, Nephelinite, Basanite, Limburgite etc. wurde von HORN, LIPPOLT und TODT (1972) (K-Ar-Datierungen) ermittelt und wurde in die Abb. 1 neben den Gesteinsbezeichnungen eingetragen. Da die Verfasser u. Bearbeiter namentlich zitiert sind, wird zwecks Einzelbeschreibung auf diese Arbeiten verwiesen.

Zur Petrologie dieser Gesteine sei auf die Arbeiten von WIMMENAUER (1967, 1972) verwiesen; paläomagnetische Daten einzelner Vorkommen sind bei NAIRN und NEGENDANK (1973) zu finden.

Schrifttum

- BEISLER, W. (1958): Der Roßbergbasalt und seine Minerale. Aufschluß, Sonderheft „Neue Beiträge zur Kenntnis der Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes“, S. 57-61.
- BERTHOLD, G., NAIRN, A. E. M. und NEGENDANK, J. F. W. (1975): A palaeomagnetic investigation of some of the igneous rocks of the Saar-Nahe-basin. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 3, S. 134-150.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J. und TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens, I. Gesamtgesteinsalter. *Eclogae geol. Helv.*, 65, 1, S. 131-156.
- JUNG, D. (1958): Untersuchungen an Tholeiit von Tholey (Saar). *Beitr. Mineral. u. Petrogr.*, 6, S. 147-181.
- KLEMM, G. (1901): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Neu-Isenburg.
 — (1903): Über einen bemerkenswerten Aufschluß im Melaphyr bei Messel. *Notizbl. Ver. Erdkde. u. großh. geol. L.-A.*, (IV) 24, S. 9-16, Darmstadt.
 — (1910a): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Messel.
 — (1910b): Führer zu den Exkursionen in den kristallinen Odenwald und die Umgebung von Darmstadt. *Notizbl. Ver. Erdkde. u. großh. geol. Landesamt*, (IV), 31, S. 17-33, Darmstadt.
 — (1910c): Erl. geol. Kte. Großherzogtum Hessen 1:25000, Bl. Messel, 2. Aufl., 46 S., Darmstadt.
 — (1929): Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes 1:100000, 2. Aufl., Darmstadt.
 — (1938a): Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. Roßdorf (Darmstadt-Ost), 3. Aufl., 112 S., Darmstadt.
 — (1938b): Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1:25000, Bl. Messel, Neu-Isenburg, Roßdorf, Darmstadt.
- KOWALCZYK, G. und PRÜFERT, J. (1974): Gliederung und Fazies des Perms in der Wetterau (Hessen). *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 125, S. 61-90.
- LORENZ, V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuzbacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142, H. 2, S. 139-164.
- NAIRN, A. E. M. und NEGENDANK, J. F. W. (1973): Palaeomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VII The Tertiary Rocks of Southwest Germany. *Geol. Rdsch.*, 62, 1, S. 126-137.
- NEGENDANK, J. F. W. (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. *Notizbl. Hess. Landesamt f. Bodenforsch.*, 96, S. 236-249, Wiesbaden.
 — (1969a): Beschreibung einiger tertiärer Alkali-Basalte im nördlichen Oberrheingraben. *Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, 97, S. 283-295, Wiesbaden.
 — (1969b): Über permische und tertiäre Magmatite im Untergrund des Mainzer Beckens. *Geol. Rdsch.*, 58, 2, S. 502-512.
- RITTMANN, A. (1973): *Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- WIMMENAUER, W. (1967): Igneous rocks of the Rhinegraben. *The Rhinegraben Progr. Rep.*, Abt. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 6, S. 144-148, Freiburg.
 — (1970): Zur Petrologie der Magmatite des Oberrheingrabens. *Fortschr. Miner.*, 47, 2, S. 242-262.

Die Kalium-Argon – Alter der post-permischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens

Hans J. LIPPOLT, István BARANYI und Wolfgang TODT, Heidelberg

Kurzfassung/Abstract

Der post-permische Vulkanismus in Odenwald und Sprendlinger Horst ist im wesentlichen prä-miozän: Einer oberkretazisch-paleozänen Förderung im Sprendlinger Horst (Trachyte) und am Katzenbuckel folgte eine eozäne Phase olivin-nephelinitischer und alkali-olivin-basaltischer Gesteine im Odenwald und im Sprendlinger Horst. Oligozäne bis miozäne Nephelinite (Otzberg etc.) schließen die Förderung ab. Die tholeiitischen Basalte des Untermain-Gebietes wurden im mittleren bis oberen Miozän gefördert.

The post-Permian volcanism of the Odin's Forest (Odenwald) and Sprendlinger Horst is essentially of pre-Miocene age. Volcanic activity starts with upper-Cretaceous-Paleocene eruptions in the Sprendlinger Horst (trachytes) and Katzenbuckel, followed by a second eruptive phase of Eocene olivine-nephelinitic and alkali-olivin-basaltic lavas in the Odenwald and Sprendlinger Horst. The lava emission closes with Oligocene to Miocene nephelinites. The tholeiitic basalts of the lower-Main region yield Middle to Upper Miocene ages.

Einleitung

Der Vulkanismus im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens, der seit dem Perm geruht hatte, äußerte sich nach geologischen Beobachtungen erneut im Tertiär durch das Auftreten alkalibasaltischer und tholeiitischer Vulkanite sowie untergeordnet auch trachytischer und phonolithischer Gesteine (vgl. z. B. WIMMENAUER 1970).

Die Vulkanite, die als Gänge, Schloten und gelegentlich als Decken vorliegen, drangen fast ausschließlich innerhalb von Grundgebirgs- oder Rotliegend-Buntsandstein-Gebieten auf, weshalb ihre Datierung mit stratigraphischen Mitteln sehr schwierig bzw. unmöglich ist.

Lange Zeit ist der Vulkanismus des nördlichen Rheingrabens in Analogie zum Vogelsberg-Vulkanismus als jungtertiär angesehen worden (vgl. z. B. DIEHL 1927, WAGNER 1953). Einige Autoren argumentierten jedoch schon sehr früh für höhere Alter einzelner Vorkommen. LEPSIUS (1892, S. 739) bemerkte zu dieser Frage: „Die zahlreichen Nephelinbasalte im nördlichen Odenwald und im Mainzer Becken treten an keiner Stelle in Berührung mit den tertiären Stufen; ich vermute deshalb, daß dieselben ein alttertiäres Alter besitzen und wesentlich älter sind als die miozänen Eruptionen der Feldspatbasalte des Vogelsberges und der unteren Mainegend.“ Direkte Beweise für prä-miozäne Alter einzelner Vorkommen

fanden sich nicht im Odenwald, dagegen im Mainzer Becken und im Taunus. LASPEYRES (1867) stellte fest, daß der Basalt vom Kernberg bei Bad Kreuznach mit mittel-oligozänen Sedimenten überdeckt ist. Gerölle der Vorkommen Forst, Hillesheim und Rochusberg des Mainzer Beckens (LEPSIUS 1892, REIS 1910, WAGNER 1953) und der Vorkommen Naurod und Sonnenberg im Taunus konnten in benachbarten mittel-oligozänen Schichten nachgewiesen werden. KNEBEL (1903) folgerte: „Die Basalte von Naurod und Sonnenberg sind jünger als die jüngsten wohl in die älteste Tertiärzeit zu verlegenden gebirgsbildenden Kräfte, dagegen älter als die ältesten Tertiärgesteine des Mainzer Beckens.“ RÜGER (1933) führte einen indirekten, morphologischen Beweis für ein oberkretazisch-alttertiäres Alter des Katzenbuckel-Schlotes.

Diese Beobachtungen erlauben also, für fünf Vorkommen höhere als mittel-oligozäne bzw. eoazäne Alter zu postulieren, wobei der Spielraum zu weit höheren Altern groß ist und nicht ausreichend eingengt werden kann. Das Alter der tholeiitischen Trappbasalte des Untermaingebietes kann stratigraphisch bestimmt werden. Nach neueren Untersuchungen (NÖRING 1955, SCHENK 1974) sollten diese Basalte mittel- bis obermiozänen Alters sein.

Bei dieser Sachlage können isotopische Datierungen weiterführen. LIPPOLT, GENTNER und WIMMENAUER (1963) haben mit Kalium-Argon-Altersbestimmungen für den Katzenbuckel-Schlot Alterswerte von 54 Ma (Gesamtgestein) bzw. 66 Ma (Biotit) ermittelt und damit die Schlüssigkeit der Schlußfolgerungen von RÜGER (1933) bestätigt. LEUTWEIN und ZIMMERMANN (1968, zitiert in NEGENDANK 1969) haben für ein limburgitisches Gestein aus der Bohrung Olm-1 des Mainzer Beckens ein K-Ar-Alter von 58 Ma gefunden und damit die Existenz vor-mittel-oligozäner Basalte in diesem Gebiet erhärtet. Auf der Grundlage der beiden genannten isotopischen Datierungen und der chemischen Ähnlichkeit anderer vulkanischer Vorkommen des nördlichen Oberrheingrabens hat NEGENDANK (1968, 1969) postuliert, daß die meisten vulkanischen Gesteine dieses Gebietes paläozän-eozäne, zumindest alttertiäre (prämittel-oligozäne) Alter haben.

Der Nachweis, daß die überwiegende Mehrheit der post-permischen Vulkanite in Odenwald, Vorspessart und Taunus vor-miozänen Alters ist, wurde in den Jahren 1967–1974 im Laboratorium für Geochronologie der Universität Heidelberg durch weitere Kalium-Argon-Altersbestimmungen erbracht (HORN, LIPPOLT und TODT 1969, 1972; LIPPOLT, TODT und HORN (1974); LIPPOLT, BARÁNYI und TODT 1975). Die Altersverteilung reicht von 83 Ma (Ol.-Nephelinit von Hohl-Hörstein im Spessart) bis 13,5 Ma (Thol. Basalt von Klein-Steinheim) und hat ein deutliches Maximum bei ca. 42 Ma (vgl. Abb. 2).

Die Datierungen

Die Altersbestimmungen sind nach der konventionellen Kalium-Argon-Technik durchgeführt worden (vgl. HORN et al. 1972). Datiert wurden Gesamtgesteinsproben (jeweils mindestens Doppelbestimmungen) anhand von Kornpräparaten von ca. 200 bis maximal 500 µm Korn-Durchmesser. Die angegebenen Alter sind Modell-Alter.

Modell-Alters-Berechnungen beruhen auf der Annahme, daß alles Argon, welches in der Analyse als radiogen erscheint, aus dem in-situ-Zerfall des Kalium-40 stammt und daß alles so gebildete Argon-40 im Kristallverband geblieben ist. Es ist jedoch von Bedeutung, daß zwei im Material begründete Fehlerquellen existieren, welche das Altersergebnis für die eine oder andere Probe verfälschen können.

Die eine Fehlerquelle ist Verlust von radiogenem Argon aus solchen Gesteinskomponenten, die entweder schlechte Argon-Speicher sind oder sehr kleine Kristall-Dimensionen aufweisen. Auf diesen Effekt kann z.B. die von LIPPOLT et al. (1963) aufgezeigte Diskrepanz zwischen dem Gesamtgesteinsalterswert des Katzenbuckel-Sandin-Nephelinits

K-Ar-Alter von Vulkaniten aus Odenwald und Vor-Spessart

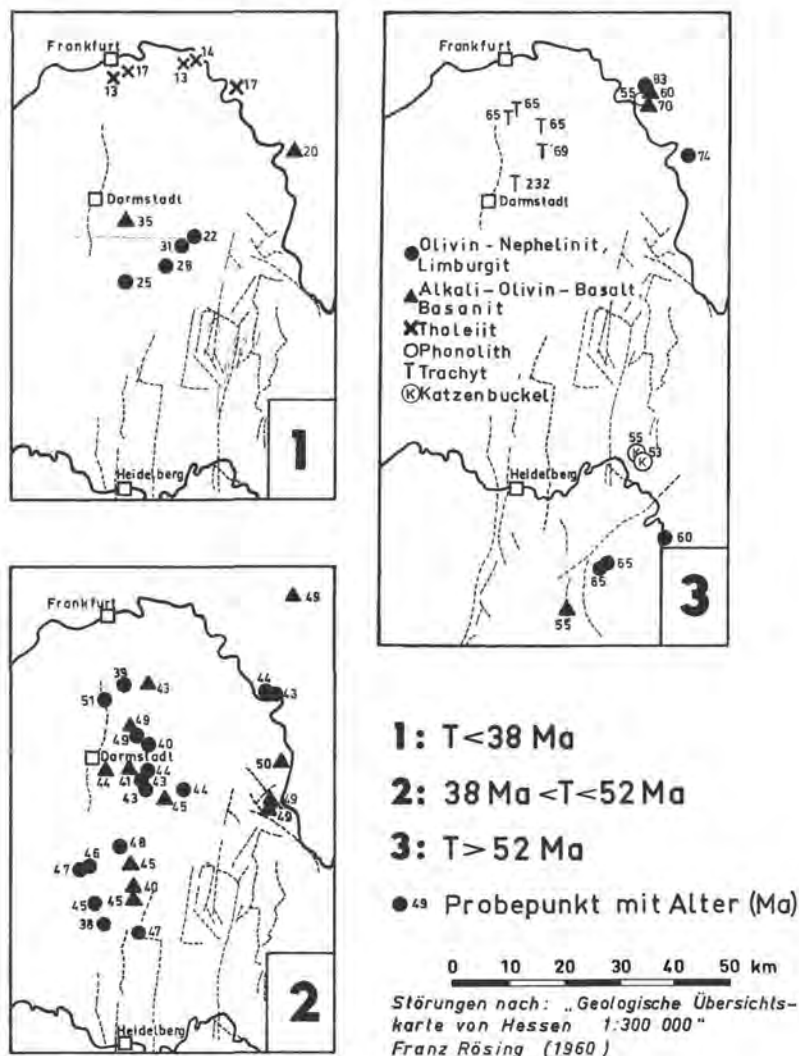


Abb. 1: Kalium-Argon-Modell-Alter von Gesamtgesteinsproben post-permischer Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingraben-Gebietes.

und dem Alter des Biotit-Konzentrats aus diesem Gestein zurückgeführt werden. Um diesen Schwierigkeiten zu begegnen, haben wir Mineral-Altersbestimmungen für einige der hier interessierenden Gesteine in Bearbeitung bzw. in Vorbereitung.

Die andere Fehlerquelle ist das mögliche Auftreten von Fremdargon aus exogenen Gesteinseinschlüssen der Vulkanite. Während der erste Effekt zu verjüngten Alterswerten führen kann, bringt Fremdargon überhöhte Alterswerte hervor. Die Tatsache, daß die Kalium-Argon-Methode bis herab zu einigen Tausend Jahren brauchbare und konsistente Ergebnisse hervorbringen kann, beweist jedoch, daß dieser Fehler nicht sehr häufig auftritt. Ein Kriterium, ihn von vornherein zu vermeiden, haben wir nicht zur Hand. Wir haben angestrebt, bei den Proben, die bekanntermaßen Fremdgesteinseinschlüsse führen, nur solche Partien zur Herstellung des Kornpräparates zu verwenden, die frei von solchen Einschlüssen waren. Von der Probe Naurod (Taunus), die bekannt ist für ihre reichliche Verunreinigung durch solche Einschlüsse, haben wir dieses Verfahren für zwei getrennt entnommene Handstücke durchgeführt und für beide Präparate übereinstimmende Ergebnisse erhalten. Daraus schließen wir, daß es möglich ist, durch sorgfältige Aufbereitung auch an derartigen Proben reale Alterswerte zu ermitteln.

Die Mehrzahl der datierten Proben ist jedoch frei von derartigen Einschlüssen. An diesen Proben könnte eine Verjüngung des K-Ar-Alters aufgetreten sein. Diese kann nach LIPPOLT et al. (1963) und HORN et al. (1972) bis zu 20 % betragen.

Die geographische Verteilung der K-Ar-Alter

Die ältesten Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingraben-Gebietes gliedern sich in drei geographisch verschiedene Gruppen, eine Spredlinger-Horst-Gruppe, eine Kraichgau-Gruppe und eine Vorspessart-Gruppe (Abb. 1, Teilbild 3).

Zu der paleozän-oberkretazischen Vulkanit-Gruppe des Spredlinger Horstes gehören die Trachyte Sporneiche (69 Ma), Dietzenbach (65 Ma) und Hoher-Berg (65 Ma). Somit haben sich alle gegenwärtig zugänglichen Trachyte dieses Gebietes als mehr oder weniger gleichalt erwiesen. Ihre Entstehung fällt zeitlich an die Grenze Kreide-Tertiär. Da das Altersergebnis dieser Gesteine sich im wesentlichen auf die Gesteinskomponente Sanidin stützt, besitzen diese Bestimmungen eine große Zuverlässigkeit. Der Natron-Trachyt von Roßdorf (KLEMM 1938) hat altersmäßig nichts mit diesen drei Vorkommen zu tun; sein K-Ar-Alter fällt in das obere Perm (BARANYI und LIPPOLT 1976).

Zu der Kraichgau-Gruppe gehören der Nephelin-Basanit Steinsberg (55 Ma), die beiden Nephelinit-Gänge bei Neckarbischofsheim (jeweils 65 Ma) und der haun-führende Nephelinit von Neckarelz-Diedesheim (60 Ma). In räumlicher und zeitlicher Nachbarschaft zu diesen Kraichgau-Gesteinen finden sich auch die beiden Hauptgesteine des Katzenbuckel (Natronshonkinit 55 Ma, Sanidinnephelinit 53 Ma). Die oberkretazisch-paleozäne Vulkanitgruppe des Vorspessart an der nördlichen Flanke des Aschaffener Beckens, die von WEINELT et al. (1965) noch als jungtertiär angesehen wurde, setzt sich zusammen aus den Nephelin-Basaniten Hohl-Hörstein und Hohl-Rückersbach (70 bzw. 60 Ma), dem Olivin-Nephelinit von Hohl-Hörstein (83 Ma) sowie dem Phonolith der Rückersbacher Schlucht (55 Ma). Zu dieser Gruppe ist nach unseren neueren Analysen auch die olivin-nephelinitische Komponente des Schlottuffs Farenberg bei Großostheim zu zählen, welche ein K-Ar-Alter von 74 Ma besitzt.

Im Taunus fallen in diesen Altersbereich die Olivin-Nephelinit Eppstein (76 Ma) und Naurod (57 Ma) sowie der Nephelin-Basanit Oberberg (68 Ma).

Vulkanite mit eozänen Altern (Abb. 1, Teilbild 2) finden sich im kristallinen Odenwald, im mainischen Odenwald, im Spredlinger Horst und im Bereich des Spessart. Von den

bisher datierten 58 Vorkommen des nord-östlichen Oberrheingrabens gehören 28 in diese Altersgruppe. In Odenwald und Sprendlinger Horst sind dies die Vorkommen (von S nach N): Oberlaudenbach (38 Ma), Zotzenbach (47 Ma), Erbach (45 Ma), Mitlechtern (45 Ma), Eulsbach (40 Ma), Hochstädten (47 Ma), Kolmbach (45 Ma), Brandau (48 Ma), Forstberg (45 Ma), Zipfen (Galgenberg, 44 Ma), Roßberg (43 Ma), Stetteritz (45 Ma), Katzenschneise (44 Ma), Kühruh (41 Ma), Dieburg (41 Ma), Messel (49 Ma), Eichberg (westlich des Trachyts Sporneiche, 49 Ma), Egelsbach (51 Ma), Götzenhain (39 Ma) und Messenhausen (43 Ma). Von diesen Gesteinen sind neun Olivin-Nephelinite, fünf Nephelin-Basanite und je drei Limburgite bzw. Alkali-Olivinbasalte.

Im mainischen Odenwald bzw. im Vorspessart fallen in die eozäne Altersgruppe die Alkali-Olivin-Basalte Dornberg (50 Ma) und Querberg (49 Ma), der Nephelin-Basanit Eisenbach (49 Ma), der Olivin-Nephelinit Strietwald (44 Ma) und der Alkali-Olivin-Basalt Horbach (49 Ma).

Auch im Taunus ist diese Altersgruppe vertreten, und zwar durch die Vorkommen Hörkopf (41 Ma), Waldburghöhe (41 Ma), Bossenheim (52 Ma).

Die jungen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingraben-Gebietes (Oligozän, Miozän) können in zwei geographisch verschiedene Gruppen eingeteilt werden, in Nephelinite des Odenwald und tholeiitische Basalte des Untermain-Gebietes (Abb. 1, Teilbild 1). Die Odenwald-Gruppe umfaßt die Olivin-Nephelinite Breitenstein (31 Ma), Spitalfeld (28 Ma), Webern (25 Ma), Otzberg (22 Ma) und den Nephelin-Basanit vom Steinbuckel bei Traisa (35 Ma). Die tholeiitischen Basalte des Untermain-Gebietes haben mittel- bis obermiozäne Alter (Bohrloch N Frankfurt, Galgenberg bei Friedberg, Alzenau-Kahl, alle ca. 17 Ma; Teufelskaute, Klein-Steinheim, Frankfurt Stadtwald ca. 13,5 Ma). In den Zeitraum 17 bis 13 Ma fällt die vulkanische Aktivität des Vogelsberg nach K-Ar-Altersbestimmungen von KREUZER et al. (1974) an Proben der Bohrung Rainrod I. Der von HORN et al. (1972) datierte Alkali-Olivin-Basalt-Lesestein (20 Ma) vom Farengberg ist nach WEINELT und SCHMEER (1971) vermutlich nicht dem Farengberg selbst zuzuordnen, sondern verschlepptes Material. Da es bisher nicht möglich war, einwandfrei von dort stammendes und gut datierbares Material zu erhalten, müssen wir uns vorläufig mit dem oben genannten Ergebnis an der Olivin-Nephelinit-Komponente des Tuffs (74 Ma) begnügen.

Diskussion

Die meisten Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens haben somit höhere als miozäne Alter und sind somit älter als man bisher angenommen hatte. Die für einige wenige Vorkommen des linksrheinischen Gebiets und des Taunus mögliche stratigraphische Datierung als älter als mittel-oligozän kann isotopisch auf fast alle Vulkanite des Odenwaldes und des Sprendlinger Horstes ausgedehnt werden. Aufgrund der vorliegenden Daten ist es darüber hinausgehend möglich, den Vulkanismus in drei zeitlichen Gruppen zu sehen. Diese drei Gruppen bilden die oberkretazisch-paleozänen Vulkanite des Kraichgau und des Sprendlinger Horstes, die eozänen vulkanischen Gesteine des mainischen und kristallinen Odenwaldes und des Sprendlinger Horstes (mit wenigen oligozänen Nachzügeln) und die untermiozänen Basalte des Odenwaldes (Otzberg etc.) sowie die mittel- bis obermiozänen Tholeiite des Untermaingebiets. Bemerkenswert ist, daß im Sprendlinger Horst Gesteine der älteren Gruppe auf kleinem Raum gemeinsam mit denen der mittleren Gruppe auftreten (z. B. stößt der Basalt Eichberg unmittelbar an den Trachyt Sporneiche); ihre Eruptionen liegen aber ca. 20 Ma auseinander.

Von geologischem Interesse ist es, daß das Maximum der Altersverteilung (Abb. 2) im mittleren bis oberen Eozän liegt und zeitlich mit dem Beginn der Rheingrabenabsenkung zusammenfällt. Diese Phase des Odenwälder Vulkanismus ist auch mehr oder weniger gleich-

Altersverteilung der postpermischen
Vulkanite im Odenwald, Spessdinger
Horst, Vor-Spessart und Taunus

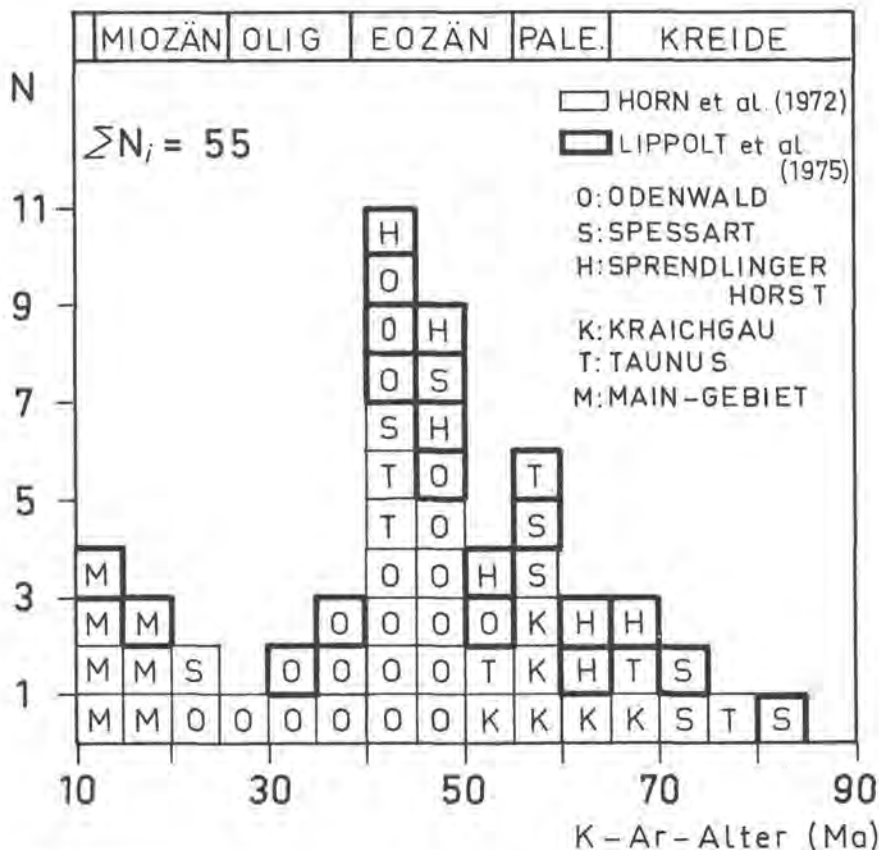


Abb. 2: Histogramm aller datierten post-permischen Vulkanite in Odenwald, Taunus, Vorspessart und Spessdinger Horst.

zeitig mit der Entstehung der Ölschieferorkommen dieses Gebiets (vgl. z. B. HUMMEL 1927). Zusammenhänge zwischen Vulkanismus und Ausbildung der Becken der Ölschieferorkommen können nicht mehr aufgrund von Altersverschiedenheit ausgeschlossen werden.

Zusammenhänge zwischen Gesteinsart und K-Ar-Alter bestehen für die Olivin-Nephelinite und die Alkali-Olivin-Basalte nicht, die Verteilungen der Alter der Gesteine dieser beiden Gruppen beginnen jeweils bei ca. 80 Ma, haben ihr Maximum bei ca. 45 Ma und enden

bei ca. 20 Ma. Lediglich die Trachyte und die tholeiitischen Basalte sind auf eine enge Zeitspanne festgelegt.

Es ist vermutet worden, daß der Phonolith der Rückersbacher Schlucht im Vorspessart ähnlich alt wie die Trachyte und Phonolithe des Vogelsbergs sei. LIPPOLT, TODT und BARANYI (1973) haben für diese Gesteine des Vogelsbergs K-Ar-Alter um 18 Ma gefunden. Die Phonolith-Förderung erfolgte demnach in Spessart und Vogelsberg zu völlig anderer Zeit.

Das Auftreten von älterem als miozänem Vulkanismus ist in Mittel-Europa keineswegs auf das hier interessierende Gebiet beschränkt. Auch im Bereich des südlichen Oberrheingrabens treten oberkretazische und eozäne Vulkanite auf, die Altersverteilung hat jedoch durch die Vorherrschaft von Kaiserstuhl- und Hegau-Vulkanismus einen anderen Verlauf (BARANYI et al. 1975). Eozäner Vulkanismus findet sich nach K-Ar-Altersbestimmungen von BELLON et al. (1974) im Massif Central und nach CANTAREL und LIPPOLT (1975) in der Hohen Eifel.

Schrifttum

- BARANYI, I. und H.J. LIPPOLT (1976): Der permische Natron-Keratophyr von Roßdorf im nördlichen Odenwald, Notizbl. Hess. Landesamt 104, im Druck.
- BARANYI, I., H.J. LIPPOLT und W. TODT (1975): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens: II Ein K-Ar-Traverse vom Hegau nach Lothringen (In Vorbereitung).
- BELLON, H., P.Y. GILLOT und P. NATIVEL (1974): Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif Central (France). *Earth Plan. Sci. Lett.* 23, S. 53-58.
- CANTAREL, P. und H.J. LIPPOLT (1975): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an vulkanischen Gesteinen der Hohen Eifel (In Vorbereitung).
- DIEHL, O. (1927): Über einen Basaltdurchbruch südwestlich Messel unweit Darmstadt. *Notizbl. Ver. Erdkunde, Festland Klemm*, S. 49.
- HORN, P., H.J. LIPPOLT und W. TODT (1969): Alttertiäre Vulkanite im Oberrheingraben, Vortrag bei PANETH-Kolloquium 5. und 6. Mai 1969, Heidelberg.
- HORN, P., H.J. LIPPOLT und W. TODT (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens I. Gesamtgesteinsalter. *Eclogae geol. Helv.* 65/1 (Basel), p. 131-156.
- HUMMEL, K. (1927): Hessische Ölschieferlagerstätten. *Petroleum* 23, S. 1125-1128.
- KLEMM, G. (1938): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen. Blatt Darmstadt-Ost, Darmstadt S. 89.
- KNEBEL, v. W. (1903): Basaltmaare im Taunus, Sitzungsberichte der phys. med. Soz. Erlangen 35.
- KREUZER, H., K. KUNZ, P. MÜLLER und E. SCHENK (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg) *Geol. Jb.*, 9, S. 67-84.
- LASPEYRES, H. (1867): Kreuznach und Dürkheim a. d. Haardt. *Z. dt. geol. Ges.* 19, Berlin, p. 803-922.
- LEPSIUS, R. (1887-1892): Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, Stuttgart, 800 S.
- LIPPOLT, H.J., W. GENTNER und W. WIMMERAUER (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 6, Freiburg, S. 507-538.
- LIPPOLT, H.J., W. TODT und I. BARANYI (1973): Kalium-Argon-Altersbestimmungen zum Spessart- und Vogelsberg-Vulkanismus. *Vortr. Geowiss. Tagung* Frankfurt, Oktober, Tagungsunterlagen.
- LIPPOLT, H.J., W. TODT und P. HORN (1974): Apparent potassium-argon ages of lower Tertiary Rhine graben volcanics, - Approaches to Taphrogenesis?, Stuttgart, S. 213-221.
- LIPPOLT, H.J., I. BARANYI und W. TODT (1975): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens: III Die Altersverteilung der Vulkanite in Odenwald und Vorspessart (In Vorbereitung).
- NEGENDANK, J. (1968): Über permische und tertiäre Magmatite im Untergrund des Mainzer Beckens. *Geol. Rdsch.* 58, S. 502-512, Stuttgart.
- NEGENDANK, J. (1969): Beschreibung einiger tertiärer Alkali-Basalte im nördlichen Oberrheingraben. *Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch.* 97, Wiesbaden, S. 283-295.
- NÖRING, F. (1955): Diskussionsbemerkung zu TOBIEN, H.: Eine miozäne Säugerfauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. *Z. deutsch. geol. Ges.* 105, S. 588.
- REIS, O.M. (1910): Geologischer Spaziergang von Dürkheim nach der Lünburg und zurück nach Seebach. *Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver.*, 43, Karlsruhe, S. 13-19.
- RÜGER, L. (1933): Paläomorphologische Probleme aus dem Odenwald und das Alter der Katzenbuckel-Eruption. *Zbl. Miner. etc. Abt. B*, S. 542-552.

- SCHENK, E. (1974): Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. In: ILLIES, J. H. & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis. 1974, Stuttgart, Verl. Schweizerbart, 286-302.
- WAGNER, W. (1953): Das Gebiet des Rheingrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. 81, Wiesbaden, S. 164-194.
- WEINELT, W. und D. SCHMEER (1971): persönl. Mitt.
- WEINELT, W., D. SCHMEER und A. WILD (1965): Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westlichen kristallinen Vorpessart. Geol. Bavar., 55, S. 317-340.
- WIMMENAUER, W. (1970): Zur Petrologie der Magmatite des Oberrheingrabens Fortschr. Miner. 47, Stuttgart, S. 242-262.

Die Nephelingesteinsparagenese des Katzenbuckels im Odenwald

Gerhard FRENZEL, Heidelberg

Kurze Abhandlung des jetzigen Standes der petrographischen Erforschung des Katzenbuckels mit einigen neuen bisher unveröffentlichten Beobachtungen. – An der Wende Kreide/Tertiär dringt im östlichen Odenwald ein natronreiches theralithisches Magma aus der Tiefe in die hier aus Schichten der Juraformation aufgebauten Oberflächengesteine ein. Nach der Erstarrung des Hauptgesteins Sanidinnephelinit bildet sich gegen Ende des vulkanischen Geschehens bei Einfluß gleichzeitiger Pneumatolyse der jüngere Natronshonkinite und zahlreiche noch jüngere nephelinsyenitische Ganggesteine, die z.T. die letzte Verbindung des Vulkans mit dem eigentlichen Magmenherd dokumentieren. Die Aktivität der ungewöhnlich starken Pneumatolyse ist durch Apatitester, Biotitschlieren, Erzzonen sowie große Sulfidblnsen belegt. Unter dem Einfluß der Gasphase vollzogen sich oft intensive Umwandlungen am eingeschlossenen Nebengestein, die zu einer Alkalimetasomatose und Sanidinitbildung führten.

A short review of the present status of petrographic investigation on the Katzenbuckel is presented, with several new, previously unpublished observations. At the time of the Cretaceous-Tertiary transition, a sodium-rich theralitic magma developed at depth in the eastern Odenwald and intruded Jurassic beds, which composed the earth's surface at this time. After solidification of the major rock type, sanidine nephelinite, a younger sodium shonkinite as well as still younger nepheline syenite dyke rocks developed under pneumatolytic conditions near the end of the volcanic activity here. The latter rock types indicate the last connection with the actual volcanic source. The unusually strong pneumatolytic activity is demonstrated by small scale apatite concentrations, biotite schlieren, and ore mineral blebs as well as large sulfide pockets. Through the influence of the gas phase, inclusions of country rock often underwent intensive alteration, which led to alkali metasomatism and sanidinite formation.

Im Tertiär ist der Oberrheingraben im Scheitel eines weitgespannten Gewölbes eingebrochen. Aus der geologischen Analyse geht hervor, daß sich Senkung des Grabens und Hebung der flankierenden Grabenränder antagonistisch zueinander verhalten haben (ILLIES 1965). Quantitativ überwog die Hebung. Die Aufbeulung eines Krustengewölbes setzt Massenzufuhr in der Tiefe voraus. Durch geophysikalische Untersuchungen (MÜLLER et al. 1969, MEISSNER et al. 1970) wurde das Vorhandensein eines wahrscheinlich kissenartigen Körpers unter dem Oberrheingraben nachgewiesen, dessen obere Begrenzung wenige km oberhalb der Moho-Diskontinuität liegt.

Bei der Interpretation der stofflichen Zusammensetzung der Kissenstruktur kommt dem Magmeninhalt des sog. Grabenvulkanismus eine besondere Aussagekraft zu. Von der späten Kreide bis ins Eozän wurden olivinnephelinitische und trachytische Magmen gefördert. Ein Teil dieser Vulkanite hat das obere Stockwerk durchschlagen, ohne dort klaffende tektonische Fugen zu benutzen. Zeitlich häuft sich der Vulkanismus im Mittleren und Oberen Eozän (HORN et al. 1972). Örtlich konzentriert sich der eozäne Vulkanismus auf den östlichen Rand des nördlichen Grabens, also in räumlicher Nähe des Gebietes, in der die größten Mächtigkeiten der jungtertiären Grabenfüllung gefunden wurden (HORN et al. 1972, ILLIES 1965). Eine bedeutende Eruptionsfolge setzt zu Beginn des Miozäns ein.

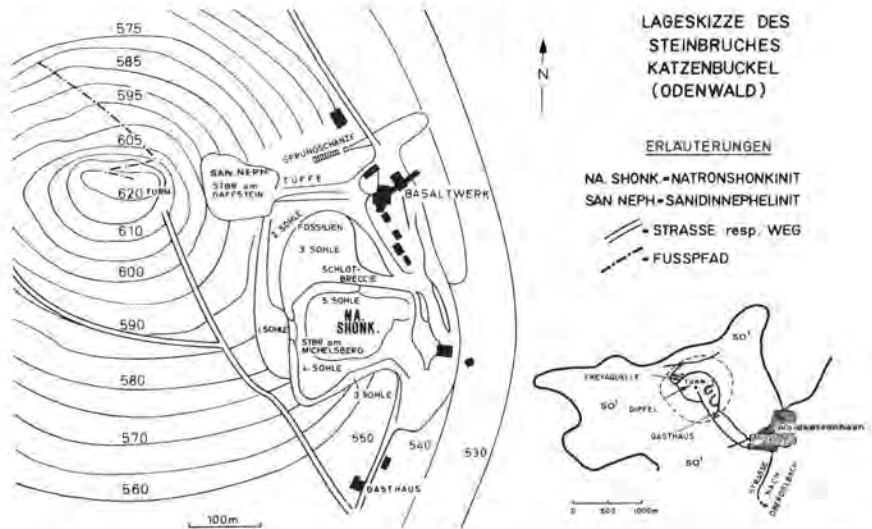


Abb. 1. Topographische Lageskizze des Katzenbuckels mit seinen Steinbrüchen - mit freundlicher Genehmigung der Porphywerke Weinheim-Selmesheim AG gezeichnet. so₁ = Plattensandsteine des oberen Buntsandsteins auf der Hochebene des Winterfeldes. - - - Umriss des Katzenbuckel-Vulkanstockes. Ausführung der Zeichnung: ERICH GERICKE.

Sie führt an Kreuzungspunkten der Grabenstörung mit anderen markanten Störungszonen zum essexitisch-phonolitisch-karbonatitischen Vulkanismus des Kaiserstuhls und zu den gewaltigen tholeiitisch-trappbasaltischen Förderungen des Vogelsberges in der Hessischen Senke.

Will man die Vielzahl der genannten vulkanischen Gesteinstypen von einem einheitlichen unterteufendem Kissen-Magma ableiten, so müssen sich erhebliche Veränderungen in diesem vollzogen haben. Die Schmelzen können durch Aufnahme von Nebengestein (Assimilation) oder durch Ausscheidung erster Kristallite (die als Bodensatz in temporären Zwischenstationen des Magmas auf seinem Weg zur Landoberfläche zurückblieben), weiterhin durch andere Prozesse der Differentiation verändert worden sein. Hier fehlen uns trotz aller Forschungsansätze echte Beweise vollkommen.

Eine besondere Stellung innerhalb der Vulkanite des Oberrheingrabens haben die alttertiären Alkaligesteine des Katzenbuckels im Odenwald, weil hier auf eng gedrängtem Raum viele Nephelingesteinstypen mit hoher Alkalinität und stellenweise bemerkenswertem Phosphorgehalt entwickelt sind. Dabei ist hervorzuheben, daß die Katzenbuckel-Paragenese mit ihren pneumatolytischen Merkmalen weit und breit im Oberrheintal-Areal nicht ihresgleichen hat, weder phänomenologisch noch petrographisch und chemisch, was im übrigen in abgewandelter Form für die Trachyte des Sprendlinger Horstes und nicht geringe Teile des Kaiserstuhls-Vulkans gilt.

Bei Eberbach nordwestlich von der Ortschaft Waldbrunn-Waldkatzenbach erhebt sich der Alkalibasalt-Härtling des Katzenbuckels über der vom Oberen Buntsandstein gebildeten Hochebene des Winterfeldes (Abb. 1). Während in der weiten Umgebung des Katzenbuckels, besonders auf dem nach Westen angrenzenden Blatt Eberbach NS ziehende Bruchzonen

vorhanden sind, sitzt der Katzenbuckel selbst keiner Störung auf. Der 1 km weite Eruptionstiel des Katzenbuckels scheint durchaus diatremartig angelegt. Jedoch ergaben Feldwaagemessungen von MÄUSSNEST (1968), daß der runde bis elliptische Umriß des Katzenbuckels erheblich stärker zerlappt ist, als man früher angenommen hat und als es auf Abb. 1 dargestellt ist (HASEMANN 1930). Lehmige Fließerden mit Basaltbrocken verhüllen die Grenzen und erschweren die Kartierung.

Das K-Ar-Alter des Katzenbuckels wurde von LIPPOLT et al. (1963) zu rund 60 Millionen Jahre bestimmt. Im einzelnen nach späteren Angaben von HORN (1969): Ägirin-Alter 51 Millio. Jahre, Sanidin 59.6, Wodanit 67.6, Nephelin 68.1 und Gesamtgestein nach HORN et al. (1972): Natronshonkinit 55 und Sanidinnephelinit 53. Bei den Gesamtgesteinsanalysen, besonders beim Sanidinnephelinit, ist das relativ geringe Alter durch die vergleichsweise geringe Korngröße der Grundmasse und die höhere Diffusionskonstante von Ägirin bedingt. Da, wie wir gleich sehen werden, für die heute aufgeschlossenen Teile des Katzenbuckelvulkans eine Überdeckung von wenigstens 600 m Sediment für die Zeit der Eruption nachgewiesen ist, muß man weiterhin mit dem Fortbestehen erhöhter Temperaturen lange nach der vulkanischen Hauptphase rechnen. Hierdurch ist ein zusätzlicher Argonverlust der Mineralien und Gesteine einzukalkulieren. Mithin dürfen wir für den Katzenbuckel-Vulkan ein Alter an der Wende Kreide/Tertiär annehmen.

Damals war der östliche Odenwald noch von Jura, Keuper und Muschelkalk bedeckt. Dogger α (mit „Posidonia“ opalina und *Leioceras opalinum*) weiterhin Lias, Rhät und mittlerer Keuper finden sich in kleineren und größeren und oft nur randlich kontaktmetamorphosierten Einschlüssen in den Katzenbuckelgesteinen (Abb. 2). Die Intensität der Umwandlung kann sehr unterschiedlich sein.

Auf Grund der Veröffentlichungen von FREUDENBERG (1906), RÖTH (1928) und FRENZEL (1960) liegt folgende Fossil-Liste vor (Tabelle 1). Für freundliche paläontologische

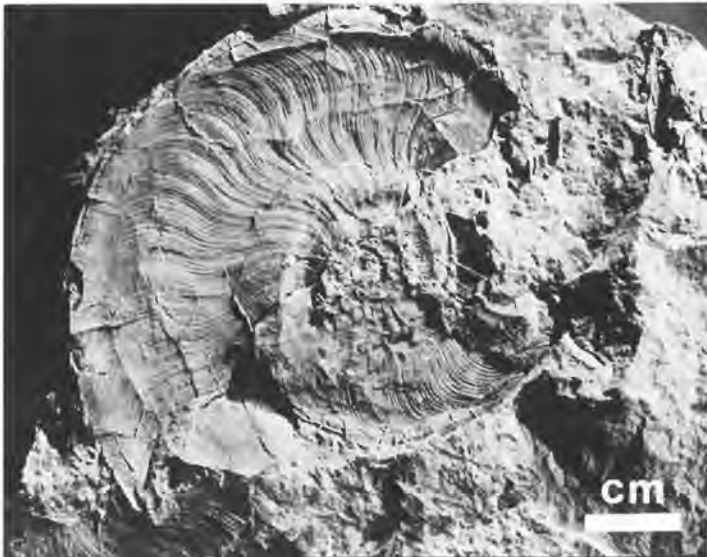


Abb. 2. *Leioceras opalinum* im Opalinuston. Am Gaffstein. Handstück.

Landoberfläche z. Zt. des Ausbruches

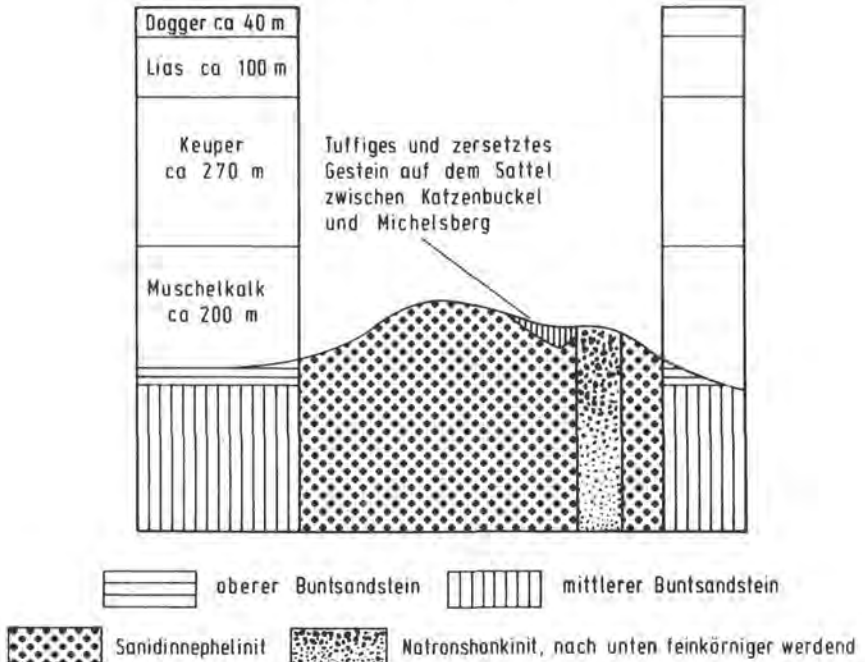


Abb. 3. West-Ost-Profil durch den Katzenbuckel mit abgetragener Sedimentdecke. Ausführung der Zeichnung: ERICH GERICKE.

Beratung habe ich den Kollegen RÖSLER, KRAATZ, KRÄUSEL und SCHWEITZER zu danken.

Nicht nachgewiesen wurde bisher Muschelkalk. Für die Annahme, daß auch Muschelkalk der Sediment-Serie angehörte, dürfte aber sein Vorkommen im Michelstadt-Erbacher Grabenbruch nordwestlich des Katzenbuckels sprechen.

Die genannten Sedimenteinschlüsse treten des öfteren im Zusammenhang mit Tuffmassen auf. Es handelt sich um größere Schollen, die von den Kraterwänden in einen tiefen, offenen Vulkanschlot stürzten. Das Fehlen resp. Nichtbeobachten von Muschelkalk ließe sich dahin deuten, daß diese Formation in der Tiefe des Schlotes durch erstarrte Lava sozusagen abgepanzert war. Heute sind die Schichten von Jura und Keuper im Odenwald seit seiner Heraushebung verschwunden, während sie im Senkungsgebiet des benachbarten Kraichgaues noch erhalten sind. Rekonstruieren wir beim Katzenbuckel das fehlende Profil auf Grund der Schichtmächtigkeit des Kraichgaues, so erhalten wir eine Sedimentdecke von etwa 600 m über dem heutigen Niveau (Abb. 3). In rund 60 Mio Jahren sind hier also 600 m Gestein abgetragen worden.

Die Katzenbuckel-Gesteine haben eine über 150 Jahre alte Forschungsgeschichte, die auf das engste mit dem Fortschritt in der petrographischen Methodik verbunden ist. 1822 erschien in Heidelberg die von KARL CAESAR v. LEONHARD und GMELIN verfaßte

Abhandlung über den Nephelin im Dolerit am Katzenbuckel. HARRY ROSENBUSCH (1869) schrieb seine Doktorarbeit über den Katzenbuckel und verwendete als einer der ersten mit viel Erfolg das Polarisationsmikroskop. FREUDENBERG war u. a. der Finder der ersten Jurafossilien (SALOMON 1902). 1906 veröffentlichte FREUDENBERG seine große Katzenbuckel-Monographie, in der er geologische, paläontologische, petrographische und chemische Untersuchungen zu einer grundlegenden, auch heute noch gültigen Gesamtdarstellung konzipierte. Unter den späteren Publikationen möchte ich solche von NIELAND (1929, 1931, 1933) und eigene, z. T. erzmikroskopische Arbeiten (FRENZEL 1953, 1954a und b, 1955, 1960, 1961, 1971) nennen.

Ein chemischer Vergleich (Tabelle 2) der natronbetonten Katzenbuckel-Gesteine mit den mitteleuropäischen Olivinnepheliniten zeigt die viel höhere Alkalinität der Katzenbuckel-Gesteine, die einen Na_2O -Gehalt zwischen 6 bis >10 Gew.-% und einen K_2O -Gehalt von 3 bis 7 Gew.-% besitzen (Tabelle 3). Die Katzenbuckel-Gesteine gehören petrochemisch zur therafitischen Magmengruppe Niggliis.

Tab. 1: Fossilliste Katzenbuckel

| | |
|----------------------------------|--|
| Cucullaea sp. | Aptychen |
| Leda sp. | Leioceras opalinum (REIN.) |
| Nueulidae | Lytoceras dilucidum (OPP.) |
| Astarte sp. (mindestens 2 Arten) | Belemniten |
| Modiola sp. | Korallen |
| Mytilus sp. | Balanocrius württembergicus (OPP.) (= Pentacrinus) |
| Pecten sp. | Ferner: Rhynchonella sp. |
| „Posidonia“ opalina QU. | Rhätssandstein mit Unionites (= Anoplophora) |
| Euomphalus minutus ZIET. | Dumortieria striatolocostata (QU.) |

Tabelle 2

| Niggliwerte: | si | al | fm | c | alk | k | mg |
|---|------|------|------|------|------|------|------|
| Mittel von 52 Olivinnepheliniten Mitteleuropas nach WIMMENAUER (1963) | 75.1 | 15.8 | 31.2 | 25.8 | 7.6 | 0.21 | 0.58 |
| Mittel von 5 Sanidinnepheliniten des Katzenbuckels | 87.8 | 18.1 | 43.3 | 20.2 | 18.4 | 0.22 | 0.38 |
| Mittel von 3 Natronshonkiniten des Katzenbuckels | 86.8 | 17.4 | 45.5 | 19.7 | 17.4 | 0.24 | 0.40 |

Tabelle 3

| Gew. %: | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|
| Mittel von 5 Sanidinnepheliniten ¹⁾ | 39.76 | 3.51 | 13.96 | 9.51 | 5.73 | 5.05 | 0.16 | 8.53 | 6.74 | 2.83 | 1.64 | 2.58 |
| Mittel von 3 Natronshonkiniten ²⁾ | 40.01 | 3.46 | 13.58 | 9.02 | 6.68 | 5.70 | 0.15 | 8.49 | 6.25 | 3.06 | 1.42 | 2.18 |
| Nephelinglimmerporphyr ³⁾ | 45.22 | 2.10 | 19.09 | 5.77 | 2.20 | 2.50 | 0.41 | 2.62 | 10.33 | 3.91 | 1.03 | 5.06 |
| Grüner Tinguait ⁴⁾ | 48.45 | 1.96 | 11.80 | 9.15 | 0.96 | 4.00 | 0.20 | 5.59 | 4.18 | 7.05 | 3.76 | 3.02 |
| Alkalisyenit ⁵⁾ | 55.05 | 1.04 | 13.05 | 7.47 | 0.25 | 3.10 | 0.14 | 2.38 | 7.41 | 6.97 | 0.10 | 2.64 |

Analytiker ¹⁾: LATTERMANN in FREUDENBERG (1906), LIEBER in FRENZEL (1967), NIELAND (1931), ROSENBUSCH (1869)

²⁾: NIELAND (1931)

^{3,4)}: HEIDENREICH in FREUDENBERG (1906)

⁵⁾: E. KROUZEK, Heidelberg 1969

Der weit überwiegende Teil der Eruptiva des Katzenbuckels besteht aus einem basaltoiden Gestein, das heute als Sanidinnephelinit bezeichnet wird. Eine kleinere Partie der östlichen Berghälfte weist Tiefengesteinsstruktur auf und ist als Shonkinit bzw. Natronshonkinit in die Literatur eingegangen. Sanidinnephelinit und Natronshonkinit sind verschiedene, chemisch und mineralogisch aber weitgehend ähnliche Erstarrungsformen des gleichen Magmas (Abb. 4). Beim Natronshonkinit handelt es sich um einen späteren Nachschub, der in einem verstopften Schlot in der noch warmen Umhüllung des Sanidinnephelinits langsamer abkühlte. Die aufsteigenden vulkanischen Gase konnten nur zögernd entweichen und begünstigten die Herausbildung des Tiefengesteins-Gefüges, besonders in den Dachpartien des kleinen Natronshonkinit-Körpers.

Die Aktivität der Pneumatolyse (Abb. 5) ist durch häufige Spaltenfüllungen von Cl-, F- und S-haltigem Apatit, durch Magnetit, durch Fumarolenzonen mit Pseudobrookit und Hämatit, ferner durch Sulfid-Nester und Titanit-Anreicherungen belegt. Reichliche Biotitbildung wird durch das Zurücktreten von Sanidin kompensiert. Z. T. liegen offensichtlich sekundäre Mineralparagenesen vor, die auf der Reaktion der eindringenden Gase und der schon vorhanden gewesenen Gesteinskomponenten beruhen, so daß im Sanidinnephelinit gegen den jüngeren Natronshonkinit stellenweise ein Kontakthof entwickelt ist.

Im Aussehen erinnern die Apatit-Aggregate des Katzenbuckels an die zur Phosphatgewinnung abgebauten „Apaneite“ von Kola. 1972 wurde durch den Abbau im Steinbruch am Michelsberg (Katzenbuckel) eine etwa Kubikmeter große Sulfidzone angeschnitten, die sich zur Hauptsache aus Magnetkies, untergeordnet aus Kupferkies und Zinkblende zusammensetzte. Die Eigenschaften dieser Hochtemperatur-Sulfidparagenese entsprechen durchaus den von FRENZEL (1954b) gemachten Angaben über analoges, aber an anderer Stelle schon früher gefundenes Material. Die chemische Untersuchung des monoklinen Magnetkieses¹⁾ ergab: Fe 61.3, Cu 0.01 und S 38.2 Gew.-%. In ihm eingestreut ist eine extrem Fe-reiche Zinkblende: Zn 47.6, Fe 17.3, Cu 1.0, Cd 0.15, S 34.5 und ein Gallium-haltiger Kupferkies: Fe 30.7, Cu 33.4, Ga 0.04, S 34.5 Gew.-% – Analysen J. OTTEMANN (Heidelberg).

Der quantitative Mineralinhalt des Katzenbuckels-Hauptgesteins, des Sanidinnephelinits, ist der geometrischen Analyse nur bedingt zugänglich, insofern als die über 50 Vol.-% betragende Grundmasse infolge ihrer Feinkörnigkeit nur unter Schwierigkeiten und dementsprechend ungenau ausgemessen werden kann (Tabelle 4).

Tabelle 4

| | | | | | | | | |
|----------------------------------|--------------------------|--|--|--------------|----------------------------------|-----------------------|-----------------|-------------------------------|
| FRENZEL (Vol.-%): | 37 diopsidischer Pyroxen | 20 Sanidin + Nephelin (z. T. zersetzt) | 15 Titanomagnetit, Ilmenit und andere Erzmminerale | 13 Nosean | 7 Olivin (z. T. serpentinisiert) | Hornblende und Biotit | 5 Apatit | 3 Natrolith – z. T. geschätzt |
| HOMANN und PICKEL (1969) Vol.-%: | 40 Pyroxen | 20 Nosean | 15 Nephelin + Sanidin | 14 Erz | 9 Olivin | 1 Apatit | 1 Biotit + Glas | |
| NIELAND (1931) Gew.-%: | 23–41 Pyroxen | 21–30 Nephelin + Nosean | 10–15 Erz | 9–17 Sanidin | 2–7 Apatit | 1–3 Olivin | 0–6 Hornblende | |

Sanidinnephelinit ist eine Effusivform theralithischen Magmas von meso- bis melanokrater Habitus. Bei theralithischem Pauschalchemismus fehlt aber der Plagioklas, so daß Sanidinnephelinite mit der für den Katzenbuckel typischen Mineralkombination der Familie der Malignite und Shonkinite zugerechnet werden müssen.

Das von ROSENBUSCH (1905) und FREUDENBERG (1906) als Shonkinit bezeichnete Gestein ist im chemischen Sinne wegen des zu niedrigen Kaliumgehaltes nicht zur

¹⁾ $a_0 = 5,98$, $b_0 = 3,46$, $c_0 = 5,68 \text{ \AA}$, $\beta = 89,6^\circ$.

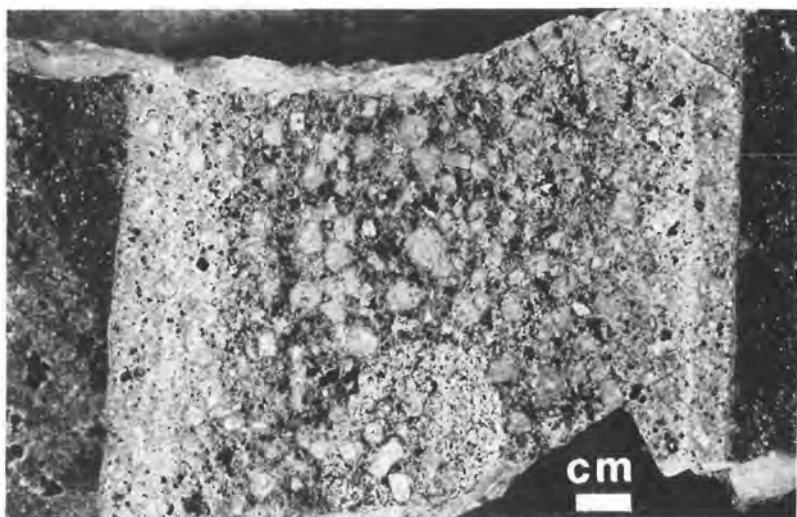


Abb. 4. Natronshonkinit-Gang mit feinkristallinem Salband in Sanidinnephelinit. Stbr. am Michelsberg. Angeschliffenes Handstück.

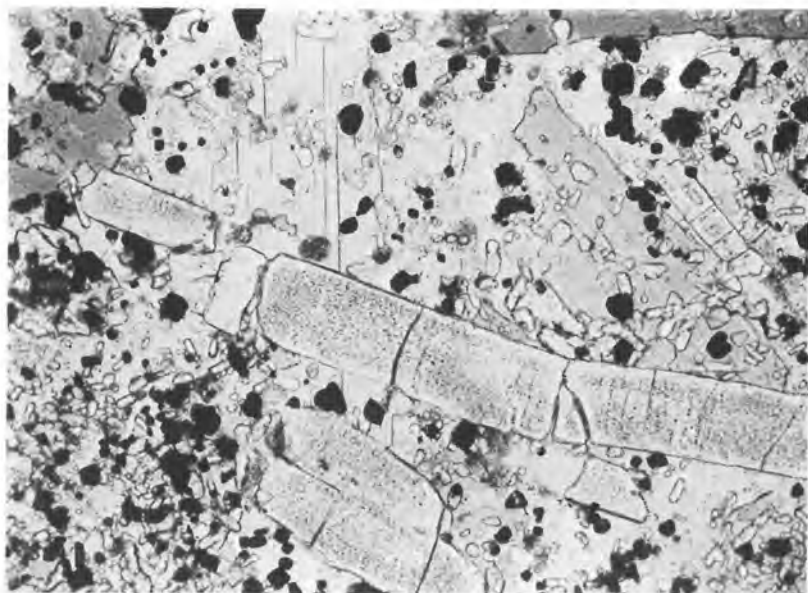


Abb. 5. Biotit-Apatit-Nest im Kontaktbereich Natronshonkinit/Sanidinnephelinit. Apatitsäulen: mit zahlreichen Gasbläschen. Biotit: verschiedene Grautöne durch Pleochroismus. Diopsid: kleine Körnchen mit hoher Lichtbrechung. Erz. Vergr. 170 mal, 1 P. Dünnschliff.

Kalireihe zu stellen. Da die Shonkinite und selbst die Nephelinshonkinite vom locus typicus Shonkin Sag im Highwood Gebirge in Montana k-Werte über 0.5 aufweisen, muß das Katzenbuckel-Gestein mit seinem niedrigen k von etwa 0.25 und hohem Natrongehalt als Natronshonkinit bezeichnet werden.

Die Ganggesteine, die sowohl im Sanidinnephelinit als auch im Natronshonkinit aufsitzen, sind Tinguaitporphyre und Tinguait. Sie werden in der petrographischen Systematik zur Familie der Elacolithsyenite gezählt. Kleine Alkalisyenitgänge mit einem Sanidingehalt bis 75 Vol.-% gehören zu den jüngsten Differentiationsprodukten. Möglicherweise ist ihr Si-reicher Alkali-Chemismus und damit auch der Gesamtdifferentiationsprozeß der Endphase durch Reaktion mit sialischem Material in der Tiefe beeinflußt worden. Dabei können vulkanische Gase die Schmelztemperaturen erniedrigt haben.

Über den Chemismus der wichtigsten Katzenbuckel-Gesteinstypen informiert Tabelle 3.

Daß der Natronshonkinit viel reicher an Gängen als der Sanidinnephelinit ist, ergibt sich aus der Tatsache, daß Ganggesteine vorhandene Bahnen bevorzugen. Der nach dem Sanidinnephelinit erstarrte Natronshonkinit war länger mit dem Magma in der Tiefe in Verbindung, und diese Verbindung ist eben von der Mehrzahl der Gänge ausgenutzt worden.

In der Natronprovinz des Katzenbuckels erreichen die Tinguaitporphyre hohe Na_2O -Gehalte, die bis nahe 12 Gew.-% heraufgehen. Bei ihnen treten Nephelin und Biotit porphyrisch (daher der Terminus „Nephelingsimmerporphyr“), weiterhin Nosean, Olivin, Apatit und Erz mikroporphyrisch (gelegentlich größer) in einer fein verfilzten Grundmasse von Sanidin, Ägirin bzw. Ägirinaugit auf. Einen feldspatfreien Typ, bei dem in einer

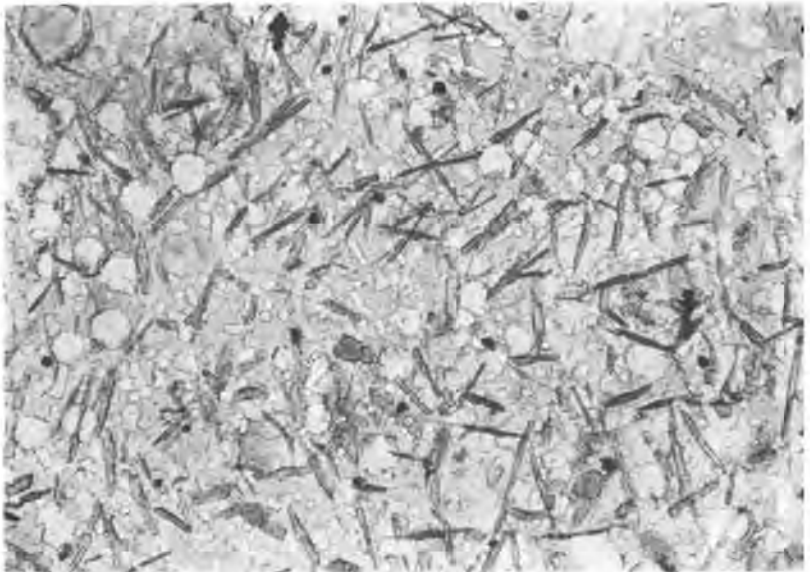


Abb. 6. Katzenbuckelit. Glasige Grundmasse des Gesteins mit Biotitblättchen, größeren Deltoidikositetraedern von zer-setztem Leucit und kleinen pseudohexagonalen Querschnitten von Nosean-Rhombendodekaedern. Vergr. 170 mal, Dünnschliff.

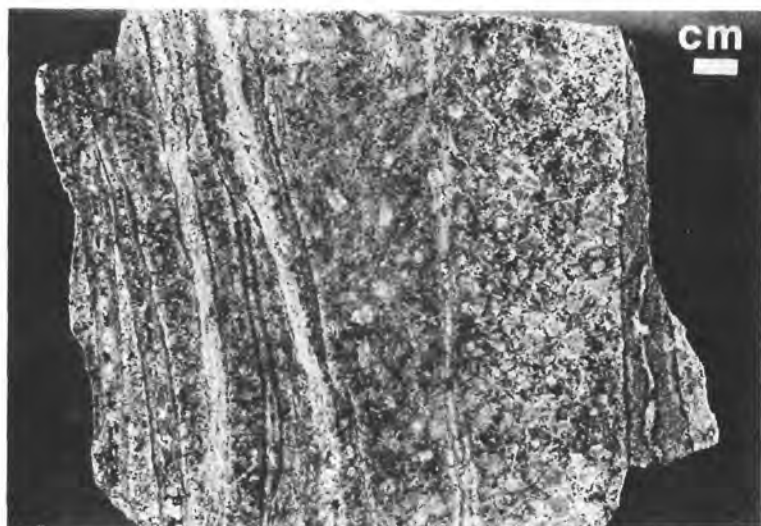


Abb. 7. Natronshonkinit mit Tinguait- und Alkalisyenit-Gängchen. Stbr. am Michelsberg. Angeschliffenes Handstück.

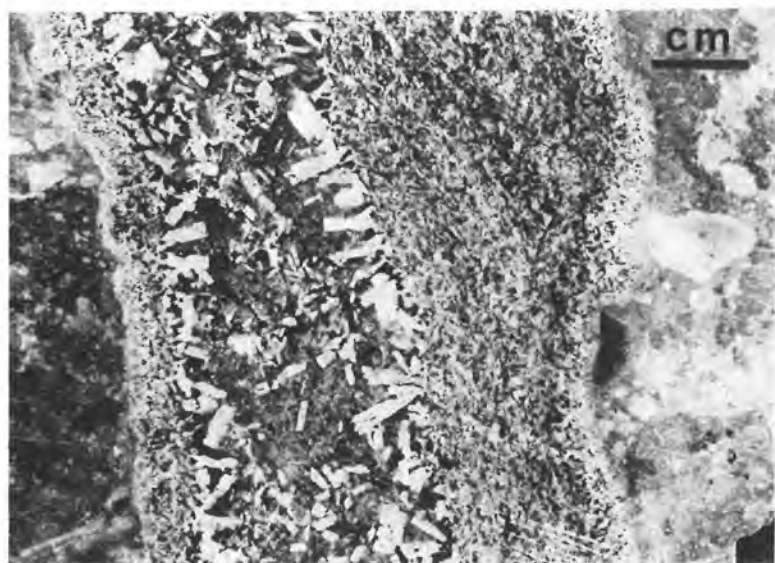


Abb. 8. Ineinander gesetzte Gänge. Außen Nephelinsyenit. Innen Saiband mit Sanidintafeln, dann Tinguait-Füllmasse. Muttergestein: Schlotbreccie. Stbr. am Michelsberg. Angeschliffenes Handstück.

glasigen Grundmasse neben Biotit Leucit und Analcim vorkommen, benennt OSANN (1902) Katzenbuckelit (Abb. 6), eine Bezeichnung, die TRÖGER (1935) später auch auf die sanidinhaltigen Varietäten ausdehnt.

Das Differentiationsäquivalent der natronreichen Tinguaitporphyre sind die kali-reichen Tinguaita, deren K_2O -Gehalt 7 Gew.-% erreichen kann. Während die Tinguaitporphyre bis 1 m mächtige Gänge im Natronshonkinit bilden können, haben die eigentlichen Tinguaita die Neigung, schmale Gangspalten zu füllen, meist nicht mächtiger als 10 cm und bis zu den Dimensionen feinsten Äderchen heruntergehend (Abb. 7). Ihre Struktur ist dicht, ihre Farbe grün bis dunkelgraugrün. Wesentliche Gemengteile sind Sanidin und Ägirin, ferner Nephelin, Hornblende und Biotit. In ihrem Ganginnern ist des öfteren eine Anreicherung von fein verteiltem Apatit, Natrolith und Pyrit festzustellen. Die Tinguaitgänge sind z. T. fein verästelt und können unmerklich zu Tinguait-Imbibitionen im Natronshonkinit überleiten, wobei der eigentliche Ganggesteinscharakter verlorengeht. Recht oft hat eine Spalte wiederholt dem bewegten Schmelzfluß als Bahn gedient, wobei aus stofflichen Verschiedenheiten hervorgeht, daß die Zusammensetzung des emporgeführten Tinguait-Magmas wechselte (Abb. 8). In manchen Fällen hat man den Eindruck, daß es sich um pneumatolytische bis hydrothermale Mineralisationen handelt, wenn z. B. Sanidin und Ägirin auf Klüften ausgesprochene Querfaser-Gefüge entwickeln.

Das Auftreten von recht feinkörniger neben sehr grobkörniger Ausbildung erinnert an die bekannten plötzlichen Übergänge von Pegmatit in Aplit und umgekehrt. Es sind Druckentlastungserscheinungen, wie sie bei pneumatolytischen Prozessen immer wieder vorkommen (Abb. 8).

Die Alkalisyenitgäנגchen zählen zu den späten Differentiationsprodukten des Katzenbuckel-Magmas. Ältere mit Magnetit ausgeheilte Spalten werden von ihnen durchkreuzt oder sind von neuem aufgerissen, um aufsteigenden alkalisyenitischen Schmelzlösungen als Bahn zu dienen. Die Mineralzusammensetzung eines typischen Alkalisyenitgäנגchen gibt Tabelle 5, den sperrigen und fachwerkartigen Aufbau aus Sanidintafeln Abb. 9. Das Beispiel einer Verwachsungsstruktur Alkali-Titanhornblende/Ägirin zeigt Abb. 10. Manche Alkalisyenit-Gänge enthalten in der Gangmitte jüngste Tinguait-Füllungen.

Auf Klüften und Drusen in den Katzenbuckelgesteinen sind weiterhin Natrolith, Magnetit und Calcit verbreitet, selten ist Thomsonit. Auch trifft man auf erdige Gemenge von Calcit und Apatit sowie auf Tonmineralien der Montmorillonit-Gruppe, die z. T. durch Mn rosa gefärbt sind (ENGESSER 1970).

Tabelle 5

Alkalisyenitgäנגchen, Steinbruch am Michelsberg

| | |
|--|-----------|
| Sanidin (normalsymmetr. AE, $2V_a = 10-36^\circ$) | 76 Vol.-% |
| Alkali-Titanhornblende | 14 |
| Ägirin und Ägirinaugit | 6 |
| Erz | 4 |
| zeolithisierte Feldspatverreter | Spur |
| Farbzahl 24 | |

Zahlreiche, z. T. intensiv fenitisierte Graniteinschlüsse weisen darauf hin, daß das theralithische Magma sich vorübergehend im Kristallinen Grundgebirge aufhielt, wo auch die Differentiation möglicherweise stattgefunden hat. Die Graniteinschlüsse sind vielfach infolge herausgelösten Quarzes löcherig (Abb. 11), weiterhin grünlich verfärbt durch eingewanderten Ägirin und Ägirinaugit. Die hoch erhitzten Orthoklase zeigen z. T. Sanidineigenschaften, d. h. sehr kleine Achsenwinkel, jedoch normal symmetr. AE. Nicht selten



Abb. 9. Alkalisyenitgang. Fachwerk von meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Sanidintafeln. Stbr. am Michelsberg. Dünnschliff + P. Vergr. 128 mal.



Abb. 10. Alkalisyenitgang. Stbr. am Michelsberg. Große Nadeln von anophoritischer Hornblende mit aufgewachsenen Büscheln von Ägirin im Sanidin. Vergr. 60 mal, Dünnschliff.

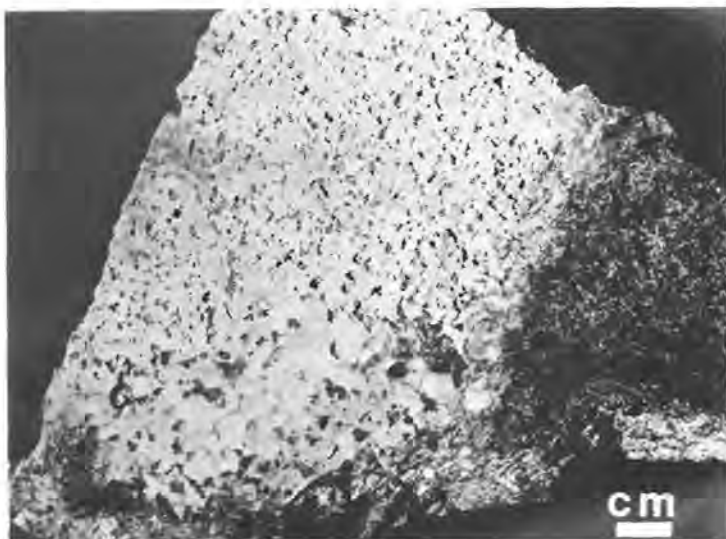


Abb. 11. Granitpegmatit-Einschluß im Natronshonkinit (letzterer enthält dunkle Pyroxene). Z. T. herausgelöste Quarze. Verbliebener Quarz in der unteren Bildhälfte. Angeschliffenes Handstück.

werden die Alt-Orthoklasse in zunächst trübe, dann klare Körneraggregate von Sanidin zerlegt. Die Plagiokläse werden von Sanidinmängeln umhüllt. Altbiotite sind in der Regel nicht mehr erhalten. Lokal bilden sich Sillimanit und Spinell. Bei weiterem Eindringen von Sanidin, Feldspatvertretern und Apatit wachsen die Auslaugungshohlräume der ehemaligen Quarze völlig zu. Der Granit ist zu einem alkali- bis nephelinsyenitischen Gestein geworden.

Nach FUHRMANN (vgl. ENGESSER 1970) wurde anstehend im Sanidinnephelinit des Steinbruches am Michelsberg ein nicht metamorphosierter Gabbro-Einschluß getroffen, der dem von Frankenstein bei Darmstadt sehr ähnlich ist.

Wie eingangs erwähnt, sind Jurasedimente und sie begleitende Tuffe als Einschlüsse in den Katzenbuckelgesteinen häufig. In der Schlotbreccie (Abb. 12) liegen zur Hauptsache stark in sich zerstückelte und von sanidinnephelinitischen Massen durchsetzte und umgewandelte Opalinustone, also Dogger α , vor. Auch Lias ist beteiligt. Verglasungserscheinungen und Knotenschieferbildungen gehören zum ersten Umwandlungsstadium. Vorhandener Pyrit wurde abgeröstet und in Magnetkies verwandelt, das bituminöse Pigment z. T. oder ganz ausgetrieben (dabei gelegentlich Graphitbildung). Bei starker Hitzeeinwirkung um etwa 1000 °C bildeten sich Pleonast und Mullit, die Tone wurden in Porzellanjaspis umgewandelt. Gleichzeitig mit der kausischen Beanspruchung oder danach setzte eine intensive Alkali-metasomatose ein. Es entstanden Spinell-, Sodalith-, Biotit- und Apatit-Sanidinite. Es schloß sich eine Natrolithisierung an, die nicht nur die neugebildeten Feldspatvertreter, sondern unter markanter Kieselsäurewegfuhr auch die Sanidine erfaßte und darüber hinaus den einbettenden Sanidinnephelinit umwandelte.

Auch typischer Sillimanit-Cordierit-Hornfels mit Quarz, Sanidin und Spinell wurde registriert. In seinen glasigen Korrosionsrändern sind eigentümliche rahmen- bis kastenförmige Sanidinskelette eingebettet. Ähnliche Erscheinungen sind bei den Granit-Einschlüssen

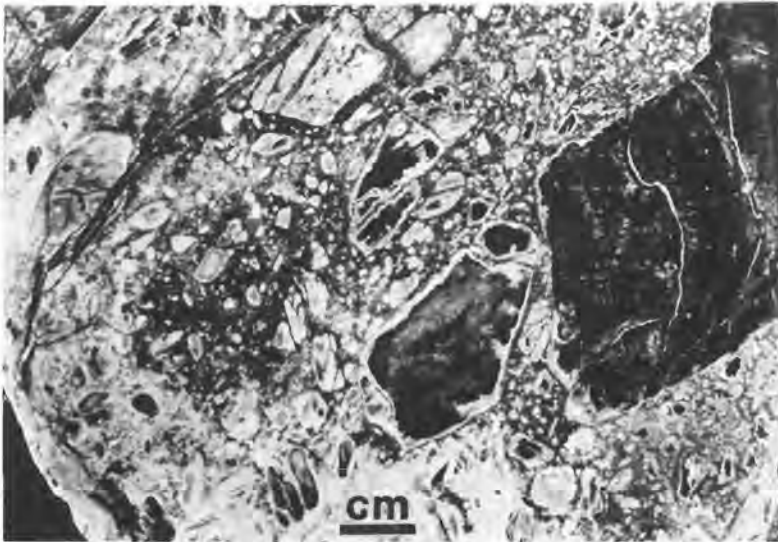


Abb. 12. Schlotbreccie. Bruchstücke von umgewandelten Jura-Schiefertonen, die vorwiegend randlich in Sanidin und Natrolith umgewandelt wurden. Pyrit wurde abgeröstet und in Magnetkies verwandelt, das bituminöse Pigment z. T. ausgetrieben. Stbr. am Michelsberg. Angeschliffenes Handstück.

zu sehen. Die Bildung könnte in größerer Tiefe stattgefunden haben. Andererseits würde der Hornfels aber zu den Begleiterscheinungen der pyrometamorphen Sanidinitbildung passen, da auch bei oberflächennaher Kontaktmetamorphose Andalusit oberhalb 800°C von Sillimanit abgelöst wird.

Weiterhin kommen ganz oder teilweise sanidinisierte Buntsandstein- und Arkose-Fragmente vor.

Jedoch fehlen in den Katzenbuckelgesteinen Olivinknollen oder andere Einschlüsse, die als Bruchstücke des Erdmantels gedeutet werden könnten.

Der Begriff der Pyrometamorphose am Katzenbuckel ist dahin zu erläutern, daß es sich um heiße, sehr aggressive Gase handelte, die unter Stoffaustausch eine Alkalisierung der Fremdeinschlüsse erstrebten (Dampfheizungseffekt).

Auf einige Besonderheiten der Mineralparagenese sei im folgenden hingewiesen.

Ein Teil der Noseane der Sanidinnephelinitis zeigt im langwelligen UV-Licht (366 m μ) eine kräftige goldorange Fluoreszenz (HOMANN und PICKEL 1969).

Titanbiotit, auch Wodanit genannt, bildet sich in Magmatiten nur bei hohem Titanangebot, also dort, wo auch Titanaugite und Titanhornblendens auftreten können. Dies ist in den Natrium-betonten Alkaligesteinen des Katzenbuckels der Fall. Die TiO₂-Gehalte gehen bis etwa 12 Gew.-%. Natrium tritt bis zu 20 Atom-% für Kalium ein. Im übrigen entsprechen die Titanbiotite nach ihrer relativ hohen Magnesiumbeteiligung (bis 14 Gew.-% MgO) etwa dem Merxen, also einem Mischungsverhältnis Phlogopit 80/Siderophyllit 20. Im Dünnschliff ist Wodanit durch seinen fuchsroten Pleochroismus gekennzeichnet. Vgl. FREUDENBERG (1919). Bis fast 6 Gew.-% TiO₂ kann der Ägirinaugit enthalten, wobei

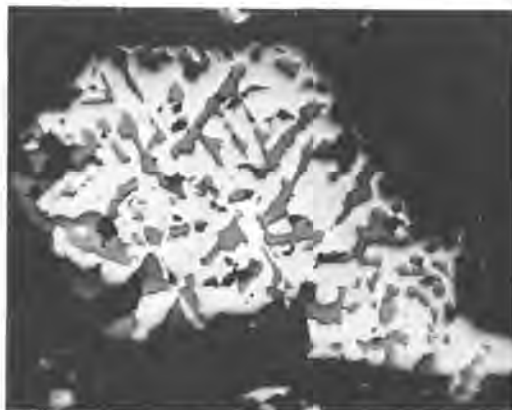


Abb. 13. Natronshonkinit. Pseudobrookit anstelle von Entmischungsilmenit im ehem., jetzt in Hämatit umgewandelten Titanomagnetit. Stbr. am Michelsberg. Vergr. 250 mal, Ölimmersion. Anschliff.

im Dünnschliff lila bis braune Farbtöne jedoch in der Regel von der isomorph gelösten grünen Ägirinkomponente übertönt werden:

SiO₂ 51.58 TiO₂ 5.88 Al₂O₃ 0.95 Fe₂O₃ 16.23 FeO 3.59 MnO 0.34 MgO 5.19
CaO 5.35 K₂O 0.63 Na₂O 10.08 H₂O 0.89 – FREUDENBERG (1919).

Infolge oxidativer Hochtemperaturerhitzung zeigt der diopsidische Augit in dem Pseudobrookit-führenden Natronshonkinit nicht selten eine eigentümliche Verfärbung nach Schwefelgelb. Bei dieser Umwandlung wird hauptsächlich der Eisengehalt in dem Augitgitter in die 3wertige Stufe übergeführt. Weitere signifikante chemische Unterschiede liegen zwischen dem normalen grünschwarzen und dem schwefelgelben Diopsid nicht vor (OTTEMANN und FRENZEL 1975).

Alkali-Titanhornblende des Katzenbuckels gehört der Katophorit-Anophorit-Gruppe an, wobei der TiO₂-Gehalt bis etwa 5 Gew.-% geht. Die Hornblenden bilden nach c gestreckte Nadeln, die nicht selten von Ägirin homoachsal ummantelt werden. Charakteristisch ist der kräftige Pleochroismus der Hornblende von Schokoladenbraun nach Gelblichgrün, wobei die kristallographische b-Achse die Richtung der stärksten Absorption ist. Ein viel verbreitetes Mineral in durchgasten und gerösteten Katzenbuckelgesteinen ist Pseudobrookit, der meistens in Pseudomorphosen nach Titanomagnetit oder Ilmenit-Hämatit-Mischkristallen vorkommt (Abb. 13). Der Chemismus ist erheblichen Schwankungen unterworfen, wobei z. T. MgO-Gehalte bis fast 10 Gew.-% vorliegen (OTTEMANN und FRENZEL 1965).

Freudenbergit von etwa der Zusammensetzung Na₂Fe₂Ti₇O₁₈ tritt vereinzelt in Alkali-syenitgängen auf. Basisparallele Verwachsungen mit Hämatit sind nicht selten. Strukturell scheint Freudenbergit hexagonal dichteste Sauerstoffpackung zu besitzen und dem Korund nahezustehen (FRENZEL 1961, FRENZEL, OTTEMANN und NUBER 1971). Die Anwesenheit von Freudenbergit in der Paragenese Sanidin/Ägirin/Alkali-Titanhornblende/Apatit läßt auf einen hohen Sauerstoff-Partialdruck im Endstadium der Verfestigung des stark alkalischen Restmagmas schließen (FLOWER 1974).

Maghemit, kubisches Fe_2O_3 , ist als sekundäres Umwandlungsprodukt von Titanomagnetit häufig (FRENZEL 1953). Typisch sind wolkenförmige Verdrängungserscheinungen mit verschwommenen Grenzen zum Magnetit. Auch in den vom Blitzschlag getroffenen polymagnetischen Gipfelfelsen des Katzenbuckels (SALOMON 1916) spielt Maghemit eine größere Rolle. An Sulfidmineralien in den Katzenbuckelgesteinen wurden Magnetkies, Pyrit, Markasit, Kupferkies, Bornit, Kupferglanz, Covellin und Zinkblende gefunden. Z. T. entstammen sie Durchgasungszonen.

Abschließend sei eine Deutung des Eruptionsmechanismus versucht. Ein überhitztes theralithisches Magma, reich an leichtflüchtigen Bestandteilen, arbeitet sich nach oben bis in den Bereich von Buntsandstein und vielleicht Muschelkalk. Durch die Mitwirkung hochgespannter Gase wird unter erheblicher Tuffförderung eine etwa 600 m tiefe Explosionsröhre ausgeräumt und damit durch die Schichten von Keuper und Jura hindurch die Verbindung zur Landoberfläche hergestellt. An der Basis des Vulkanschlothes halten sich Lavaseen über eine längere Zeit. Ein heftiges vulkanisches Beben kündigt den Aufstieg neuer Lavamassen an. Dabei stürzen gewaltige Tuff- und Sedimentmassen in das Krater-Innere, kommen in Kontakt mit dem Glutfluß der Lavaseen und verstopfen den Schlot (Schlotbreccie z. T.). Die neuerliche Lavaförderung vermag nicht mehr die damalige Landoberfläche zu erreichen. Unter der Einwirkung der nur zögernd entweichenden Gase und der noch warmen Sanidinnephelinit-Hülle erstarrt in einer Tiefe von etwa 600 m der grobkörnige Natronshonkinit.

Schrifttum

- ENGESSER, W. (1970): Die Schlotbreccie am Katzenbuckel im Odenwald. 74 S. Unveröff. Dipl. Arbeit Heidelberg.
- FLOWER, M. F. J. (1974): Phase relations of titan-acmite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ at 1000 bars total water pressure. *Amer. Mineral.* 59, 536-548.
- FRENZEL, G. (1953): Die Erzpargenese des Katzenbuckels im Odenwald. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie* 3, 409-444.
- (1954a): Erzmikroskopische Beobachtungen an natürlich erhitzten, insbesondere pseudobrookitführenden Vulkaniten. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie* 4, 343-376.
- (1954b): Über einen ungewöhnlichen Hochtemperaturmagnetkies vom Katzenbuckel im Odenwald. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie* 4, 377-378.
- (1955): Einführung in die Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. *Aufschluß, Odenwald-Sonderheft*, 48-56.
- (1960): Die neuerschlossene Schlotbreccie am Katzenbuckel im Odenwald und ihre Randgesteine. *N. Jb. Mineral. Abh.* 94, 1333-1357.
- (1961): Ein neues Mineral: Freudenbergit $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_{18}$. *N. Jb. Miner. Mb.*, 12-22.
- FRENZEL, G. (1967): On petrochemistry and genesis of the volcanic rocks from the Katzenbuckel/Odenwald. *The Rhinegraben Progress Report 1967, Abh. Geol. Landesamt Baden-Württ.* 6 S. 131-134.
- FRENZEL, G., OTTEMANN, J. & NÜBER, B. (1971): Neue Mikrosonden-Untersuchungen an Freudenbergiten. *N. Jb. Miner. Mh.*, 547-551.
- FREUDENBERG, W. (1906): Geologie und Petrographie des Katzenbuckels i. O. *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.* 5, 185-344.
- (1919): Titanbiotit (Wodanit) vom Katzenbuckel nebst Bemerkungen über Sanidin, Aegirin, Apatit und Granat vom gleichen Fundort. *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.* 8, 319-340.
- HASEMANN, W. (1930): Bl. Zwingenberg der geol. Spezialkarte von Baden nebst Erl.
- HOMANN, W. und PICKEL, H. J. (1969): Fluoreszierende Mineralien vom Katzenbuckel (Odenwald). *Aufschluß* 20, S. 268-271.
- HORN, P. (1969): mündl. Mitt.
- HORN, P., LIPPOLT, H. J. und TODT, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. *Eclogae geol. Helv.* 65, S. 131-156.
- ILLIES, H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. *Oberrhein. geol. Abh.* 14, S. 1-54.
- LEONHARD, K. C. v. und GMELIN, L. (1822): Nephelin in Dolerit am Katzenbuckel. Bei MOHR und WINTER Heidelberg 56 S.
- LIPPOLT, H. J., GENTNER, W. und WIMMENAUER, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. *Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg* 6, S. 507-538.
- MÄUSSNEST (1968): briefliche Mitteilung von E. BECKSMANN.
- MEISSNER, R., BERCKHEIMER, H., WILDE, R. und POURSADeg, M. (1970): Interpretation of seismic refraction measurements in the northern part of the Rhinegraben. *Graben Problems* 5, 184-190.

- MÜLLER, St., PETERSCHMITT, E., FUCHS, K. und ANSORGE, J. (1969): Crystal structure beneath the Rhinegraben from seismic refraction and reflection measurements. *Tectonophys.* 8, S. 529-542.
- NIELAND, H. (1929): Karbonatphosphate vom Katzenbuckel i. O. N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Beil.-Bd. (Abh.) A 59, S. 205-222.
- ~"~ (1931): Beiträge zur Mineralogie und Petrographie des Katzenbuckels i. O. 1. Teil. N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Beil.-Bd. (Abh.) A 63, S. 83-140.
- ~"~ (1933): Das Problem der Tuffe und Sedimente auf dem Katzenbuckel i. O. Geol. Rdsch. 23a (SALOMON-CALVI-Festschr.) S. 104-110.
- OSANN, A. (1902): Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Tschermak's Miner.-Petr. Mitt.* 21, S. 403.
- OTTEMANN, J. und FRENZEL, G. (1965): Der Chemismus der Pseudobrookite von Vulkaniten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 45, S. 819-836.
- OTTEMANN, J. und FRENZEL, G. (1975): Der schwefelgelbe Diopsid im Natronshonkinit vom Katzenbuckel (Odenwald). In Vorbereitung.
- ROSENBUSCH, H. (1869): Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Inaug. Diss. Freiburg.
- ~"~ (1905): Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine I, 2. 4. Aufl. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- RÖTH, H. (1928): Neue Jura-Funde am Katzenbuckel i. O. Jahresber. u. Mitt. des Oberrhein. geol. Ver. S. 23-24.
- SALOMON, W. (1902): Muschelkalk und Lias am Katzenbuckel i. O. Zbl. Miner. Geol. Paläont. Abt. B, S. 651-656.
- ~"~ (1916): Polarmagnetischer Basalt vom Katzenbuckel i. O. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 5, S. 106-107.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Verlag der Deutschen Mineralog. Ges. e. V. S. 360.

Die Anomalien des erdmagnetischen Feldes im Gebiet des Katzenbuckels

Otto MÄUSSNEST, Stuttgart

Kurzfassung/Abstract

Wie alle basischen Erstarrungsgesteine zeigen auch die Katzenbuckelvulkanite eine kräftige Magnetisierung, die eine starke Abweichung vom normalen ungestörten erdmagnetischen Feld verursacht. Die maximale Anomalie in der vertikalen Komponente (Z-Komponente) beträgt +7960 gamma; im Gipfelbereich kam es an drei Stellen zu einer starken zusätzlichen Magnetisierung durch Blitzschläge, wo Anomalien zwischen -19835 gamma und +32070 gamma gefunden werden in der vertikalen Komponente. Aufgrund der Feldmessungen ist die kartierte Umgrenzung des Katzenbuckels etwa zu berichtigen. Ein vor einigen Jahren beschriebener Basalgang bei Strümpfelbrunn nahe dem Katzenbuckel ist tatsächlich nicht vorhanden.

The filling of the volcanic pipe of the Katzenbuckel which consists of basic rocks, causes a strong anomaly of the magnetic field of the earth. The maximum in the vertical component amounts to +7960 gammas. In the top area, three places were found with additional magnetization caused by lightning, with anomalies in the vertical component between -19835 gamma and +32070 gamma.

Die höchste Erhebung des Odenwaldes ist der Katzenbuckel mit 627 m ü. NN, aufgebaut aus Vulkaniten (Sanidinnepheliniten, früher als Nephelindolerite bezeichnet, und ihren Tuffen sowie einem Natronshonkinitstock). Er gehört zu einer an der Wende Kreide-Tertiär tätig gewesenen bescheidenen Vulkanprovinz im Gebiet des Unteren Neckars (BECKSMANN und MÄUSSNEST 1974) und hat nichts mit dem vulkanischen Geschehen im nördlichen Odenwald zu tun, wie unter anderem die Ergebnisse der radiometrischen Altersdatierungen an den Vulkaniten des Rheintalgrabengebietes zeigen (HORN, LIPPOLT und TODT 1972). Zu dieser unscheinbaren Vulkanprovinz gehören neben dem hier interessierendem Vorkommen die vulkanischen Bildungen bei Weiler (Steinsberg), Neckarbischofsheim sowie Neckarelz (TK 25 Nr. 6619 Epfenbach, 6620 Mosbach und 6719 Sinsheim).

Alle basischen Erstarrungsgesteine, zu denen auch die Katzenbuckelvulkanite gehören, sind gekennzeichnet durch einen merklich erhöhten Gehalt an Ferro(i)magnetika, insbesondere dem ternären System $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ angehörend. Bei ihrer Abkühlung kommt es mit Unterschreiten des CURIEpunktes zu einer spontanen Magnetisierung, zur Ausbildung von Elementarmagneten oder WEISS'schen Bezirken. Unter dem Einfluß des immer und überall wirksamen magnetischen Feldes der Erde kommt es sofort zu einer Ausrichtung oder Einregelung der Elementarmagnete in der Richtung des augenblicklich wirksamen Feldes. Bei der weiteren Abkühlung wird diese Ausrichtung regelrecht „eingefroren“ und damit bekommt man ein Dokument für die Richtung des magnetischen

Feldes der Erde für längst vergangene Zeiten, genauer gesagt für die Zeit, zu der das betrachtete Erstarrungsgestein erkalte. Damit kommt es bei solchen Vorkommen zu magnetischen Anomalien, zu Abweichungen vom normalen magnetischen Feld der Erde. Diese Abweichungen sind meßbar und erlauben uns Aussagen über derartige Vorkommen, insbesondere wenn sie nicht einsehbar sind, da die von ihnen verursachten Anomalien selbstverständlich nicht durch jüngere Überlagerungen sozusagen „abgeschirmt“ werden.

Dank der Unterstützung durch die DFG war es dem Autor möglich, in dieser basaltischen Vulkanprovinz magnetische Untersuchungen durchzuführen; über die Untersuchung der anderen Vorkommen wird gemeinsam mit E. BECKSMANN – Freiburg i. Br. ausführlich an anderer Stelle berichtet werden. – Die Verhältnisse am Katzenbuckel waren kompliziert, da diese punktförmige Anomalie einer regionalen magnetischen Anomalie aufsitzt, die in NE-Richtung den Rheintalgraben quert und deren Maximum von über +325 gamma*) in der Totalintensität T nach aeromagnetischen Messungen sich im Raume Eberbach-Waldkatzenbach befindet (EBERL 1973).

Die magnetischen Feldmessungen des Autors dienen der Bestimmung der von den Vulkaniten des Katzenbuckels verursachten magnetischen Anomalien in der vertikalen oder Z-Komponente. Sie erfolgten mit einem Torsionsmagnetometer Bauart Gfz (über diesen Instrumententyp siehe HAALCK 1956). Die erhaltenen Anomalien sind dargestellt in der Isanomalienkarte Abb. 1; als Isanomalien bezeichnet man Linien, die Punkte gleicher Abweichung miteinander verbinden. Herrn Prof. Dr. A. HAHN, Hannover, verdanke ich nähere Informationen über die regionale magnetische Anomalie im Gebiet Eberbach-Waldkatzenbach, wodurch es ermöglicht wurde, in dieser Karte lediglich die von den Katzenbuckelvulkaniten verursachten Anomalien darzustellen. Verzichtet wurde bei den Feldmessungen auf die Gewinnung von Meßdaten im großen Shonkinitbruch, da es durch die Steinbruchwände zu starken und nicht genau abschätzbaren Verfälschungen kommt. Rings um den Schlot befindet sich ein aus Vulkaniten bestehendes Blockmeer, das sich bei den Messungen immer wieder störend bemerkbar machte. Soweit deshalb keine brauchbaren Daten zur Verfügung standen, wurden die Isanomalien gestrichelt gezeichnet.

Wie die Isanomalienkarte zeigt, ist der ganze Schlot normal magnetisiert, d. h. die vertikale Komponente des normalen Erdmagnetfeldes wird durch die Katzenbuckelvulkanite bzw. deren Magnetisierung verstärkt. Die maximale Anomalie in der Z-Komponente beträgt +7960 gamma. Der Schlot ist fast allseitig von einer Zone abgeschwächter Vertikalintensität umgeben mit einem im Norden gelegenen Minimum von -2140 gamma. Diese Erscheinung hat physikalische Gründe (HILLER und MÄUSSNEST 1960).

Ein Vergleich der ΔZ -Isanomalienkarte mit der geologischen Karte des Katzenbuckels 1:10000 von FREUDENBERG (1906) zeigt, daß aufgrund der magnetischen Anomalien keine Abgrenzung der Gebiete mit Nepheliniten, Nephelinituffen und Shonkiniten möglich ist. Die Nordgrenze des Schlotes ist um etwa 200 m nach Süden zu verschieben und im Südosten tritt eine gewisse Ausbuchtung des Schlotes auf. Die tatsächliche Umgrenzung des Schlotes ist nicht so schön kreisförmig, wie sie einstmals kartiert wurde und auch heute mangels Aufschlüssen kartiert werden müßte.

Die Feldmessungen wurden durch gesteinsmagnetische Messungen an orientiert entnommenen Shonkinitproben ergänzt. Hinsichtlich ihrer natürlichen Magnetisierung wurden 24 Proben untersucht. Bei einem Totalfeld von 47000 gamma ergab sich als mittlere induzierte Magnetisierung 777 gamma; für die mittlere remanente Magnetisierung wurde 689 gamma erhalten. Die für die einzelnen Proben bestimmte Richtung ihrer Remanenz kann

*) Die Anomalien der magnetischen Feldstärke werden in gamma ausgedrückt. Ein gamma ist der einhunderttausendste Teil von 1 Gauß, der normalen Meßeinheit magnetischer Feldstärken im cgs-System.

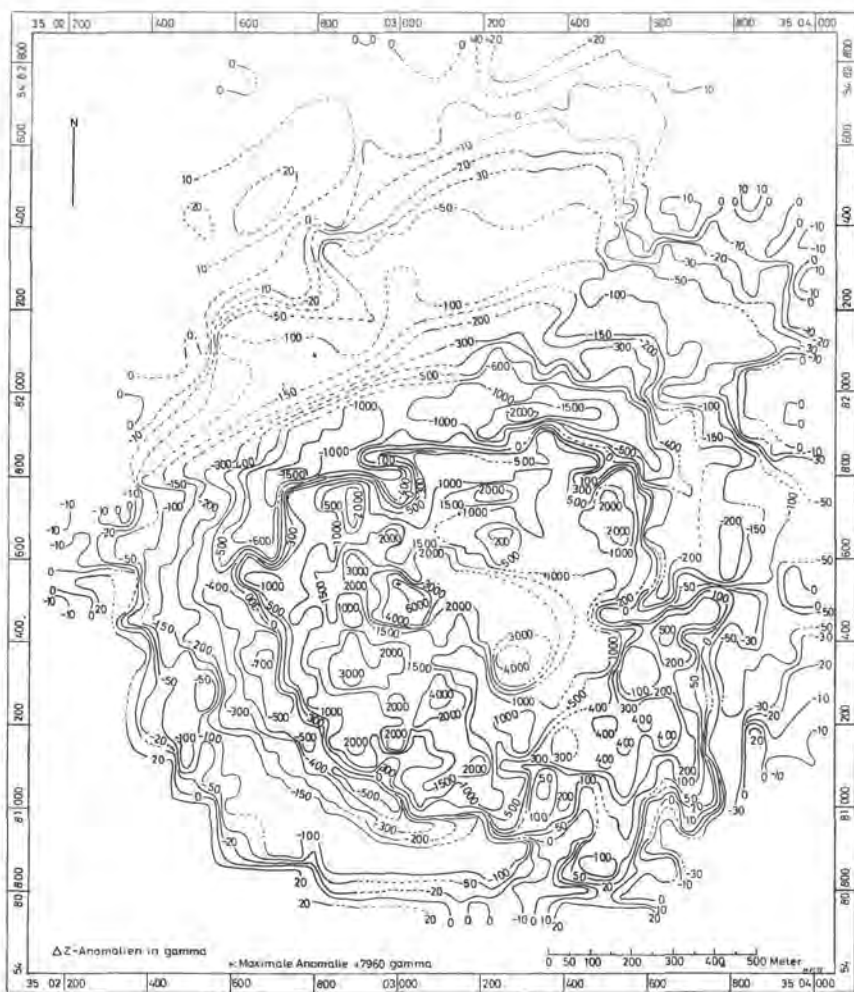


Abb. 1. ΔZ -Isanomalienkarte des Schloßes Katzenbuckel im Odenwald (die Blitzschlaganomalien sind nicht berücksichtigt).

der Abb. 2 entnommen werden. Als mittlere Richtung der natürlichen Remanenz ergab sich $D = 59,5^\circ$, $I = 85,5^\circ$. - Da die natürliche Remanenz die Resultante ist aus der einstmals bei der Abkühlung aufgeprägten Thermoremanenz und später aufgeprägter Remanenzen wie chemischer und isothermaler Remanenz, wurden die Proben in einem Wechselfeld mit einer Scheitelintensität von 200 Oe soweit möglich von den später erworbenen weicheren Remanenzen befreit, um so die Richtung der einstmals erworbenen Thermoremanenz möglichst unverfälscht wieder freizulegen. Aus 20 Proben ergab sich die wahrscheinliche Rich-

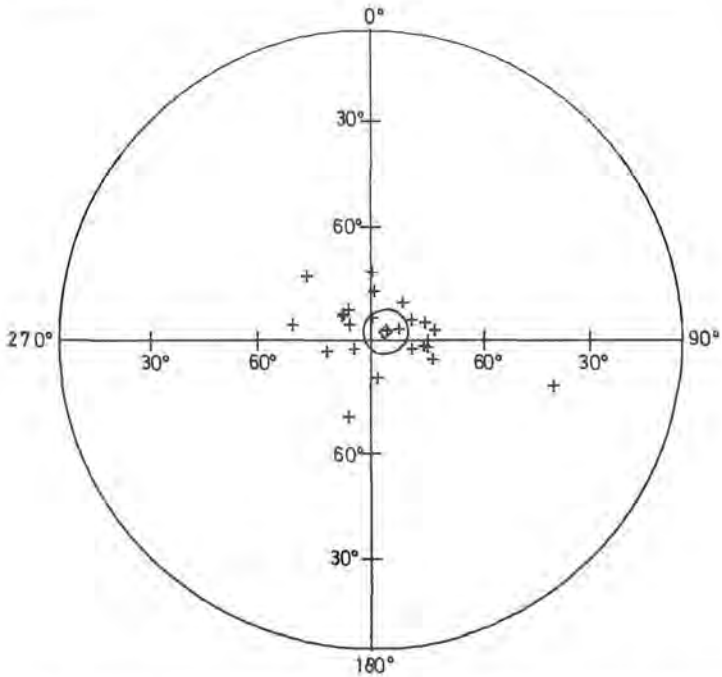


Abb. 2. Darstellung der gemessenen Einzelrichtungen der natürlichen remanenten Magnetisierung für die 24 untersuchten Katzenbuckelsboonitproben im SCHMIDT'schen Netz (Kreuze, immer positive Inklination) sowie der mittleren Remanzrichtung (Quadrat); um die mittlere Remanzrichtung ist der FISHER'sche Fehlerkreis eingetragen (Radius $5,9^\circ$; der angegebene Winkel besagt, daß die wahre Richtung der Remanenz mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% innerhalb eines Kegels mit dem halben Öffnungswinkel $5,9^\circ$ um die Resultante liegt).

zung der Thermoremanenz $D = 12,6^\circ$, $I = 69,5^\circ$. Die Einzelmeßdaten für die 20 untersuchten Proben können der Abb. 3 entnommen werden.

Wie bereits SALOMON (1915) berichtete, zeigt der Katzenbuckel örtlich polaren Magnetismus, zurückzuführen auf Blitzschlag. Diese Stellen befinden sich nach den Feststellungen des Autors auf dem Gipfel etwas westlich des Turmes, wo sich vier unscheinbare Erhebungen mit nacktem Sanidinnehelinit befinden. Drei dieser vier Stellen zeigen sehr starken polaren Magnetismus mit den Extremwerten in der vertikalen Komponente von $+32070$ gamma und -6840 gamma (Entfernung der Extremwerte 2 m), $+23720$ gamma und -10960 gamma (Entfernung 3,5 m) sowie $+19910$ gamma und -19835 gamma (Entfernung 2,5 m), wobei jeweils das Maximum östlich des Minimums liegt. Diese Anomalien, die auf der Isanomalienkarte nicht dargestellt werden konnten, sind die Folge von Blitzeinschlägen, die starke zusätzliche Magnetisierungen an der Oberfläche bewirkten, die man mittels im Erdboden liegender magnetischer Dipole beschreiben kann. Legt man im Gebiet der Blitzeinschlagsstellen einen Kompaß auf den Boden, so findet man jede gewünschte Richtung einschließlich Süden als Norden angezeigt.

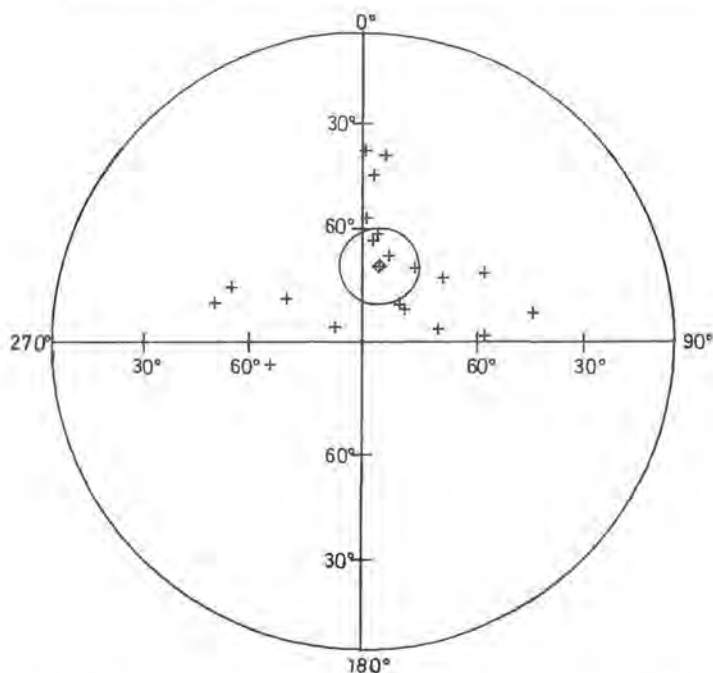


Abb. 3. Darstellung der gemessenen Einzeirichtungen der remanenten Magnetisierung nach Behandlung im Wechselfeld mit einer Scheitelintensität von 200 Oe für die 20 untersuchten Katzenbuckelshonkinitproben im SCHMIDT'schen Netz (Kreuze, immer positive Inklination) sowie der mittleren Remanenzrichtung (Quadrat); um die mittlere Remanenzrichtung ist der FISHER'sche Fehlerkreis eingetragen (Radius 10,2°).

Wie schon früher ausgeführt wurde (BECKSMANN und MÄUSSNEST 1974, S. 244), ist das von CARLÉ (1970, S. 60) gemeldete Vorkommen eines Basaltganges bei Strümpfelbrunn, angetroffen in einer Wasserbohrung mit der Lage 3506250/5480300 und damit etwa 2,5 km südöstlich des Katzenbuckels, tatsächlich nicht vorhanden. So ist der Katzenbuckel weiterhin das einzige vulkanische Vorkommen im südlichen Odenwald. Die im Gebiet der Wasserbohrung an 216 Stationen durchgeführten magnetischen Feldmessungen wurden jetzt endgültig ausgewertet und ergaben Anomalien in der vertikalen Komponente zwischen +20 gamma und -18 gamma. Diese Werte bewegen sich im Rahmen des üblichen Störpegels und eine von einem Basaltgang verursachte Anomalie des erdmagnetischen Feldes ist auf den gemessenen Profilen nicht einmal angedeutet. Die schon früher durchgeführte Streichung dieses Basaltganges wurde also durch die endgültige Auswertung der Messungen bestätigt.

Schrifttum

- BECKSMANN, E. und MÄUSSNEST, O. (1974): Der paleozäne Basalt-Vulkanismus im Raum des Unteren Neckars. Approaches to Taphrogenesis, S. 222-226, Schweizerbart, Stuttgart.
- CARLÉ, W. (1970): Neue bemerkenswerte Aufschlüsse im Neckarland von Mittel-Württemberg und Nord-Baden. Jh. Ges. Naturkd. Württemberg, 125, S. 49-60, Stuttgart.
- EBERL, D. (1973): Aeromagnetische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000, Hannover.
- FREUDENBERG, W. (1906): Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. Großh. bad. geol. Landesanstalt, 5, S. 185-344, Heidelberg.
- HAALCK, F. (1956): A Torsion Magnetometer for Measuring the Vertical Component of the Earth's Magnetic Field. Geophys. Prosp. (Den Haag), Vol. IV, S. 424-441.
- HORN, P., LIPPOLT, H.J. und TODT, W. (1972): K-Ar-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. Eclogae Geol. Helv., 65, S. 131-156.
- HILLER, W. und MÄUSSNEST, O. (1960): Erdmagnetische Messungen am Schwäbischen Vulkan. Aus der Heimat, 68, S. 210-215, Öhringen.
- SALOMON, W. (1915): Polarmagnetische Basalte des Katzenbuckels im Odenwald. Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N.F., 5, S. 106-107, Stuttgart.

Die Lagerstätten des Odenwaldes

Paul RAMDOHR, Heidelberg

Der Odenwald ist relativ arm an Lagerstätten. Die geologisch ungemein starke Zerstückelung und die starke Heraushebung zusammen mit Abtragung bis in Gebiete, wo gewöhnlich nur die untersten „Wurzeln“ der Erzgänge liegen, haben es nirgends zur Lagerstättenbildung vergleichbar etwa mit den Ganggebieten im Harz, Südschwarzwald, Rheinisches Schiefergebirge, Erzgebirge kommen lassen. Eine Abtragung, die, wie man früher sagte, „bis ins granitische Bad herabreicht“ ist allemal lagerstättenfeindlich.

Trotzdem ist die Zahl der Klein- und Kleinstlagerstätten recht groß, die in Zeiten, als Arbeitskraft in einer ganz anderen Wertrelation zum gewonnenen Produkt, meist Edelmetall oder Kupfer, als heute stand, beschürft oder auch abgebaut wurden. Von diesen Arbeiten zeugen manche alte Halden auch in Gebieten, wo heute jede Erinnerung an einen Bergbau erloschen ist, zeugen aber auch manche uralten Verleihungsakten – die ältesten bis 773 zurückreichend – in Fällen, wo nicht einmal Spuren alter Bergbautätigkeit zu finden sind. Begeisterte Sammler oder fleißige Erforscher der Lokalgeschichte haben seit langem viel dazu beigetragen, daß doch die Tradition nicht völlig verloren ging.

Leider ist gerade an Mineralfunden, die bei gelegentlichen Wiederaufwältigungsarbeiten oder Versuchsbauen in den letzten 150 Jahren in staatliche (Geolog. Landesanstalt, Landesmuseum) oder private Sammlungen (HARRES, MAGEL u. v. a.) kam, bei der Zerstörung Darmstadts im letzten Krieg fast alles verloren gegangen. Auch der Eifer der „Sammlerfreunde“ hat (und wird!) diese Lücken nicht schließen können.

Ein recht umfangreiches Schrifttum besteht; teilweise steckt es aber in schwer zugänglichen Zeitschriften und Berichten (s. u.).

Bevorzugt werden wir uns hier mit dem Vorkommen im „Kristallinen Odenwald“ befassen, obwohl das insofern nicht berechtigt ist, als gerade die wirtschaftlich bis in die Neuzeit interessanten (letzter Abbau etwa 1925) Manganvorkommen, die Residualbildungen des Zechsteindolomits bilden und neben schwarzen Mn-Oxiden ästhetisch wunderbaren Rhodochrosit (Himbeerspat) führten, ja schon der jungen Auflage angehören, wie ebenfalls einige knollenförmige Kupferanreicherungen im sedimentären Rotliegenden wie in seinen Melaphyren der Gegend Roßdorf-Gundernhausen.

Die meisten der auch im Kristallin liegenden **Gang**vorkommen sind geologisch sehr jung und an Fiederklüfte gebunden, die besonders etwa NW-SO (hercynisch) streichen, so die Blei-Silber-Wismutgänge (besser „Gängchen“) bei Hohensachsen und ihrer weiteren Umgebung, Kupfererzgänge im selben Bereich, die merkwürdige Silberkobaltvererzung von Nieder-Ramstadt, und die Uranvererzung ebendort, und ebenso der mächtige verkiezelte Schwespatgang bei Reichenbach mit den Klippen am Borstein, Hohestein usw.,

der viele Male mit sehr mäßiger Produktion (und großen wirtschaftlichen Verlusten!) auf Kupfer abgebaut wurde, heute aber in großem Umfang zur Gewinnung monumentaler Grabsteine benutzt wird. Für geduldige Sammler stellt er ein Eldorado dar: Ged. Kupfer, Cuprit, Tenorit (Melakonit), Enargit, Luzonit, Tennantit-Bleiglanz, Molybdänit und sehr viele Oxidationserze werden gefunden, manche allerdings nur im Mikromountausmaß. – Auch die unendliche Zahl weiterer Barytgänge, die im Norden, Süden, Osten des Odenwaldes meist noch tatsächlich Schwerspat führen, im weiter herausgehobenen zentralen Teil aber charakteristisch verquarzt sind, bevorzugt diese Streichrichtung (z. B. die früher herrliche Kristalle liefernden Gänge südlich Oberkainsbach). Bei Oberostern sind früher bis fast 1 m große xx vorgekommen. Schwerspatgänge gibt es aber auch in anderen Streichrichtungen – nicht so überraschend, da sich der Odenwald durch eine Kleintektonik mit sehr vielen Kluftrichtungen auszeichnet. In der Gegend von Weiler Zipfen wurden feinkörnige Hämatite in einem schachbrettartigen Ganggebiet abgebaut.

Im eigentlichen alten Gebirge gibt es fast keine Lagerstätten, wenn man von gelegentlich auf Feldspat bauwürdigen Pegmatiten absieht. Eine Ausnahme bilden nur die Erzanreicherungen, die mit Vorkommen marmorisierter Kalke (?Kambrium), vor allem Auerbach verknüpft sind. Auerbach führt so gelegentlich typisch kontaktmetasomatischen Magnetit (einmal eine fast 2 m dicke Linse), – lokal sogar reichlich – Molybdänglanz; Zinkblende, Kupferkies, Pyrrhotin, Arsenopyrit. Die räumlich mit Auerbach-Bangertshöhe verknüpften Co—Ni—Ag-Erze, über die eine Dissertation R. KÜHNE (1932a u. b) existiert, gehören wohlverstanden nicht zu den kontaktmetasomatischen Bildungen, sondern zu Gängchen des NW-SO-Streichens). Winzige, z. T. aber genetische hochinteressante Erzanreicherungen finden sich z. B. in Gestalt von Scheeliten gebunden an Granat von der hohen Waid bei Schriesheim und dem auf der geologischen Karte mit V bezeichneten Manganerzvorkommen „am unteren Lindenbergweg“, dem Originalfundpunkt des grasgrünen Viridins, eines ca. 10% Mn_2O_3 -führenden Andalusits mit höchst bemerkenswerter Optik, das weiter Piemontit, Braunit, Mn-reichen Muskowit u. a. führt.

Ob man die Graphitvorkommen zu den „Erzlagerstätten“ rechnen soll, ist Geschmackssache. Größere Vorkommen, als hochmetamorphe, gneisartig gewordene tonig-sandige starke bituminöse oder kohlige Sedimente zu deuten, gibt es bei Gadernheim und Seidenbuch. Erstere waren Mitte des letzten Jahrhunderts in recht lebhaftem Betrieb.

Schrifttum

- KÜHNE, R. (1932a): Die Erzführung des Auerbacher Marmors. Dissertation, Clausthal.
 (1932b): Die Erzführung des Auerbacher Marmors. Chemie der Erde 7, S. 503–539.

Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen vom Wingertsberg bei Nieder-Ramstadt im Odenwald

Paul RAMDOHR, Heidelberg

Kurzfassung/Abstract

1921 entdeckte G. KLEMM im Steinbruch am Wingertsberg ein Gängchen mit reichen Cu-Erzen, in dessen Fortstreichen der Verfasser eine räumlich sehr begrenzte, aber außerordentlich reiche Ag—Co—Ni-Vererzung fand. Der Mineralbestand ist sehr komplex, aber für den Lagerstättentyp charakteristisch: Silber, meist moosförmig, Argentit, gewöhnlich in der ehemaligen Hochform, Pyrargyrit, Stephanit, Safflorit, enorm zonaren Smalzit, Kupferglanz, Bornit, Bleiglanz, Pyrit – als Hauptgangart Calcit (neben zerriebenem chloritisiertem Nebengesteinsmaterial). – Eine erneute Durcharbeitung zeigte einige weitere Komponenten, z.T. solche, die vor 50 Jahren noch nicht als Mineralien erkannt waren, z.B. Betechtinit.

Die neue Fassung wird durch gute Photos illustriert, die in der alten (der ersten erzmikroskopischen Arbeit des Verfassers!) noch dürftig waren.

In 1921, G. KLEMM discovered a rich copper ore veinlet in the quarry at Wingertsberg. Along its extension, the present author later found a small but rich Ag—Co—Ni bearing shoot. The mineralogy proved to be complex yet characteristic for this particular type of ore deposit: silver mostly of the mossy aggregate type, argentite, mostly in the original high temperature modification, pyrargyrite, stephanite, safflorite, smaltite in large, zoned crystals, chalcocopyrite, bornite, galena, pyrite and as gangue mainly calcite (along with pulverized, chloritized wallrock. Further investigation revealed a few additional minerals which previous (50 years ago) were not recognized as minerals: i.e., betechtinite.

The new paper is illustrated by good photographs. In the old one the pictures were poor, it was the first ore-microscopical work of the author.

Pfingsten 1921 fand der Verfasser, nachdem ihn Professor G. KLEMM kurz vorher auf ein Vorkommen von Kupfererzen dort aufmerksam gemacht hatte, im selben Gängchen wenige Meter davon sehr reiche Silbererze verknüpft mit prächtigen Kristallen von Smalzit und Safflorit. Er hat diese Miniaturlagerstätte, die immerhin einige kg Silber lieferte, dann in seiner ersten erzmikroskopischen Arbeit beschrieben (RAMDOHR 1923).

Da entsprechende Gänge in ähnlicher Form und Vererzung im Bereich des Rheintalgrabenbruchs in größerer Zahl vorzukommen scheinen, wo sie aber, wie ja auch in Nieder-Ramstadt meist nur zufällig gefunden werden, soll der durch neuere Untersuchungen weiter geklärte Mineralbestand erneut dargestellt werden. Über neueste Funde ähnlicher Art berichtete gerade J. OTTO (1974) aus der Gegend von Haslach, ein weiterer Fund ist ja in diesem Heft von M. FETTEL (1975) beschrieben.

Die Gänge scheinen in einer gewissen Beziehung mit dem Aufreißen des Rheintals und der Zerrung mit Fiederklüftbildung, diese anscheinend meist in hercynischer Richtung, zu stehen, doch kommen, bei der starken Zerstückelung im kristallinen Odenwald ohne weiteres verständlich, auch abweichende Richtungen vor.

Ein großer Teil der, oft sehr weitgehend verquarzten, Barytgänge folgt ebenfalls dieser Richtung.

Der große – seit vergangenen Jahr leider eingestellte – Steinbruch am Wingertsberg in Nieder-Ramstadt baute teils auf amphibolitischen Hornfels, dem ältesten hier vorkommenden Gestein (evtl. Devon), weiter stockförmigem Diorit, der die Diabashornfelse stark resorbiert, und vielleicht teilweise überhaupt aus ihm entstanden ist. Wieder jünger sind aplitische, glimmerarme Granite, an die sich vereinzelt grobe Pegmatite, manchmal mit erbsen-, ja kirschgroßen Orthiten, anschließen.

Die Gänge im Steinbruch sind sehr zahlreich, mit verschiedenem Streichen, viele sicher mehrfach aufgerissen. Sie zeigen dann Paragenesen von abnehmender Bildungstemperatur: Epidot, Quarz, zerriebener, aber noch frischer Orthoklas – Quarz allein – Quarz mit Kupferkies – Quarz mit Calcit und Baryt, dazu offenbar lateralsekretionär zugewandert Bornit und Kupferkies, und schließlich viel Eisenrahm.

Im Gegensatz dazu stehen die Ag-, Co-, Cu-führenden Gänge, die sonst fast nur Calcit und Gangzerreißel mit viel blaugrünem „Chlorit“ führen. Ihre Streichrichtung ist, wie gesagt, hercynisch. Fast im Weiterstreichen nach SO findet sich eine Gewinnbezeichnung „im Silberrech“ und noch 3 km weiter die Jahrhunderte im Abbau stehenden Cu-Ag-Gänge zwischen Nieder-Modau und Ober-Ramstadt. Sie liegen seit 200–300 Jahren still. Leider ist im Haldenmaterial fast kein typisches Erz mehr zu finden.

Das Gängchen war flächenhaft durch den Abbau angeschnitten und wäre, da es in einer wertlosen Gesteinspartie lag, sicher bald im Abraum verschwunden. Vielleicht ging auf diese Weise schon viel verloren. Maximal zugänglich waren vielleicht 20 m² Gangfläche. Die Mächtigkeit war gering, bis höchstens 10 cm; sobald sie etwa 5 cm überschritt, war der Gang aber stets taub, auch sonst war die Erzführung sehr absätzig. – Das Einfallen war steil (> 70°) NO.

Das Alter war nicht unmittelbar feststellbar; die anderen Gänge im Bruch scheinen aber wohl alle älter zu sein. Damit muß ich meine frühere Ansicht, daß die Erzführung schon mit dem varistischen Magmatismus – d. h. den Granitintrusionen – in Beziehung gebracht werden könnte, berichtigen: die Erzbildung ist sicher viel jünger.

Außerhalb des Gängchens ist das Gestein, auch stark zerriebenes, taub, abgesehen von einigen älteren Pyritlinsen, die im Gegensatz zu den Reicherzen, denen jede Spur von Beanspruchung fehlt, sehr stark kataklastisch und auf den Sprüngen von dünnen Filmen von Bleiglanz, Zinkblende, Chalkosin, auch etwas Ag-Erzen durchzogen.

Mineralbestand der Vererzung. Am auffallendsten waren prächtige, bis 2 cm große xx von Smaltin, die zu den schönsten gehören, die Verf. sah.

Sie gehören auch ungefähr zu dem Kompliziertesten, was dieses Mischungsglied der Skutteruditreihe bietet. Ursprünglich nannten wir die mikroskopisch recht abweichenden Zonen, die sich auch durch sehr verschiedenes Verhalten gegen Verdrängung und Herauslösung unterscheiden, nach der Altersfolge I, II, III. Inzwischen habe ich III als Hauptkomponente bezeichnet. Trotz praktischer gleichen Pulverdiagramms, wie H. TÖLLE (1964) an ganz ähnlichen Vorkommen in Sachsen zeigen konnte, sind I und II im Verhalten gegen die migrierenden Lösungen sehr viel empfindlicher und werden entweder völlig weggelöst oder durch Silberglanz, andere edle Silbererze, Rotnickelkies verdrängt. Zudem ist I auch recht stark anisotrop und aus Lamellen oder Körnern aufgebaut, die eine Umwandlungsstruktur



Abb. 1. Speiskobalt (Skutterudit), Nieder-Ramstadt, Vergr. 20 \times .
Der Speiskobalt ist extrem zonar durch Weglösung der Nebenkomponten I und II und Ersetzung durch Calcit.



Abb. 2. Speiskobalt (Skutterudit), Nieder-Ramstadt, Vergr. 250 \times , Imm.
Speiskobalt mit weggelöstem I und II. Die weggelösten Zonen sind großenteils mit Kalkspat gefüllt. Die Begrenzung einiger feiner Sprünge besteht aus Safflorit, ebenso die Partien in der Nord-Ost und Nord-West-Ecke.

mindestens vortauschen. Diese Abweichung gegenüber dem Pulverdiagramm ist so überraschend, daß man vielleicht doch an Realität einer gesonderten Phase denken könnte, die aber beim Pulvern kubisch wird.

Wie in vielen Smaltitvorkommen sind die Flächen mosaikförmig „fischschuppenartig“ gebogen, wobei an den Grenzen dieses Mosaiks immer Sprünge ins Innere setzen, die dicker oder dünner mit Safflorithäutchen ausgekleidet, manchmal auch ganz ausgefüllt sind. Das Material für diesen Safflorit ist ersichtlich den ausgelagten Partien von I und II entnommen.

Safflorit selbständig ist mindestens ebenso häufig wie Skutterudit (Speiskobalt), aber viel unansehnlicher. Im allgemeinen bildet er rundlich traubig erscheinende Massen, die Einzelkugeln vielleicht 2–3 mm groß, die sich bei genauer Untersuchung aber als wirre Aggregate komplizierter Zwillinge nach mehreren Gesetzen erwiesen. Der einzelne Zwillingknäuel, wie er innerhalb der Argentit- oder Moossilbermassen, selten auch im Calcit isoliert vorkommt, hat etwa die Form eines 12strahligen mittelalterlichen Morgensterns (spiced club). Seine einzelnen Strahlen, die jeweils einem der quirlförmigen Drillinge entsprechen, sind wie die zweizähligen Achsen eines kubischen Achsenkreuzes angeordnet (also nicht, wie man sie bei den dreizähligen Quirlen vermuten könnte, // den dreizähligen!). Mikroskopisch bilden Querschnitte der Quirle, wie auch die „Morgensterne“ sehr reizvolle Bilder. – Obwohl der Safflorit sehr überwiegend CoAs_2 mit sehr niedrigem Ni- und Fe-Anteil ist, zeigt er bei +N sehr hübschen Zonenbau, wobei einzelne Zonen sicher niedriger symmetrisch sind („Klinosafflorit“ der heutigen, recht überflüssigen Nomenclatur). – Recht selten ist auch Safflorit einmal zonenhaft herausgelöst.

Gediegen Silber ist vorwiegend in unscheinbaren, nicht leicht anzusprechenden Lockermassen beobachtet, die zuerst erdig weiß aussehen, um bei einigem Liegen (nach vielleicht einer Woche) etwa „rosagrau“ nachzudunkeln. Nur nach sorgfältigem Imprägnieren lassen sich Präparate herstellen, die dann zeigen, daß das Lockermaterial aus kleinen xenomorphen lappigen Körnern besteht, nur in Einzel-Fällen aus eben die Grenze makroskopischer Sichtbarkeit erreichenden Kristallen. Es ist kein Zweifel, daß das moosförmige Silber durch S-Verlust aus Silberglanz, vielleicht bei Weglösung des Kalkspatfüllsels entstanden ist. Die eingelagerten Safflorit-Morgensterne bleiben dabei intakt. – Anders ist es vielleicht mit feinen Filmchen und Körnchen, die mit Safflorit und den Smaltit-Verdrängern etwa gleichalt zu sein scheinen.

Silberglanz ist, wohl noch vor dem ged. Silber, das wichtigste Silbermineral. Es macht im Extremfall die Hauptmasse von etwa Brotscheibengroßen Partien aus, hier teilweise fast kompakt, daneben mit Safflorit und Calcit, untergeordnet auch Quarz, durchgewachsen in allen Mengenverhältnissen. In diesen kompakten Partien zeigt er stets die sehr typischen lamellaren Verwachsungen des ehemaligen Hoch-Silberglanzes (Abb. 352a u. b in meinem Erzmikroskopiebuch).

Das ist ein wichtiges, übrigens auch fast das einzige Kriterium, das etwas Sicheres über die Bildungstemperatur des Ganges, mindestens bei der Maximumtemperatur seiner Gesteine aussagt. Es bedeutet $>179^\circ$, also im landläufigen Gebrauch eindeutig „hydrothermal“, wobei ich aber ausdrücklich nichts über die *Herkunft* der Lösungen aussagen möchte! Temperaturerhöhung durch reine Überdeckung allein würde immerhin ~ 6000 m bedeuten, was äußerst unwahrscheinlich aussieht. „Hydrothermale“ Erwärmungen sind aber auch auf vielen anderen Wegen, ohne den „deus ex machina“ eines Granits, denkbar.

Ag_2S , als *Tiefsilberglanz* gebildet, fand sich in einigen Stücken mit gut 1 cm großen Akanthit xx, die durchaus so aussehen, als ob sie noch zur Primärparagenese gehörten, aber sicher jünger als die obengenannten Partien sind. Außerdem findet sich Tiefsilberglanz noch in schwammigen Massen, die eindeutig aus dem moosförmigen Silber entstanden sind und natürlich beliebig viel jünger als die eigentliche Vererzung sein können.

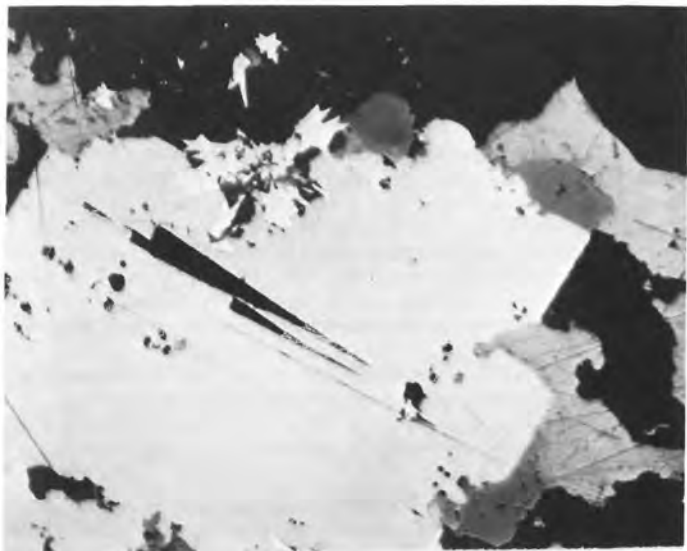


Abb. 3. Vergr. 250 \times , Imm. Safflorit in Sternchen und Morgensternen, eingeschlossen in Silberglanz, Nieder-Ramstadt



Abb. 4. Saffloritsternchen in Bleiglanz. Nieder-Ramstadt, Vergr. 250 \times , Imm., daneben stark verkratzt Silberglanz und etwas Zinkblende. Gangart schwarz

Der Tiefsilberglanz zeigt charakteristisch einen schwer vermeidbaren Schleiffehler, ein dünn keilförmiges Ausreißen, etwa vergleichbar dem durch sehr schräges Einstechen von Hornblendenadeln bedingtem Ausreißen. Die überwiegende Menge ist aber, wahrscheinlich durch das bei Umwandlung Hoch- Ag_2S → Tief- Ag_2S entstehende verfilzte Lamellenwerk leidlich polierfähig.

Bisher entgangen war mir eine Eigenart des Silberglanzes. An manchen Stellen, Rissen, Poren, Korngrenzen, meist aber ohne ersichtlichen Anlaß ist Silberglanz durch kleine idiomorphe Körner von Pyrit und selten Markasit verdrängt. Das kann so weit gehen, daß ein Aggregat etwa 1:1 entsteht, wo Pyrit ± gleichmäßig runde Körner (3–5 μ groß) in einer Matrix von Silberglanz bildet. Das Bild ist ein ganz anderes als es der ja denselben Mineralbestand liefernde Zerfall der „Silberkiese“ in Ag_2S + Pyrit bildet. Hier ist an **später** Zufuhr von Fe und besonders S nicht zu zweifeln. Ist diese Zufuhr geringer, so bilden sich neben vereinzelt Pyrit-Körnern, und zwar besonders häufig neben Zinkblende, Flitter von „Silberkies“ in den typischen braunen, deutlich pleochroitischen Farben, die ja gegen den sonst ähnlichen Magnetkies durch **sehr** geringe, dem Silberglanz ähnliche Härte auffallen. Leider sind diese an einigen Stellen gar nicht seltenen Neubildungen so klein, daß die Bestimmung Sternbergit-Argentopyrit zweifelhaft bleibt. Die sehr geringe Härte und das Fehlen der „Aragonitzwillinge“ sprechen für Sternbergit. Chemisch sind beide Glieder ja gleich.

Einigermaßen verbreitet ist, meist inmitten von Silberglanz **Pyrrargyrit**, nicht Proustit, den man bei der As-reichen Paragenese erwarten könnte. Da besteht eine alte Regel, daß As-reiche Silbersulfosalze (Proustit, Pearceit, Smithit u.a.) sich nur bei großer Sb-Armut auch in arsenidreichen Paragenesen bilden. **Stephanit** und **Polybasit** sind große Seltenheiten, aber sicher bestimmt.

In der Umrahmung des Argentits in einem feinen zuerst wie Kupferkies aussehenden Saum fand sich neben Sternbergit ein tatsächlich recht Kupferkies-ähnliches Mineral, das aber für diesen viel zu weich ist und wohl auch in die Silberkiesverwandtschaft gehört.

Einmal wurde ein Flitter eines sehr weichen Minerals mit fast braungelben Innenreflexen, ziemlich sicher **Pyrostitpinit** registriert.

Von den die Co-Ag-Paragenese begleitenden Erzminerale spielen weiter eigentlich nur **Zinkblende** und **Bleiglanz** eine Rolle. Bemerkenswert ist dabei die Altersfolge: Bleiglanz ist ganz früh gebildet, z. T. in Kristallen, die von den Co- und Ni-Mineralien ebenso wie von Silbererzen und Zinkblende überwachsen, wohl aber nicht eigentlich verdrängt werden.

Zinkblende ist sehr spät, kleinste Körnchen auf Bleiglanz oder im Silberglanz – und auch darin ziemlich spät.

Kupferkies bildet nur feinste Filme auf Silberglanz.

Die **Kupferparagenese** ist, wie gesagt, von den Silber- und auch Co-Mineralien trotz des Vorkommens im selben Gang scharf getrennt, so daß z. B. Stromeyerit, AgCuS , nie gefunden wurde. Sie ist auch ausschließlich sulfidisch, so daß Cu-As-Mineralien, wie z. B. der von **OTTO** am Hechtsberg bei Haslach beschriebene, in sehr ähnlicher Umgebung vorkommende Lautit, CuAsS , erst recht Enargit oder Luzonit fehlen.

Den Hauptteil macht normaler o-rhombischer grobkörniger **Kupferglanz** aus, der mindestens z. T. als Cu_2S > 103° gebildet ist. Die (001) Spaltbarkeit ist schon oft ohne Ätzung erkennbar.

In Einzelteilen variieren die Eigenschaften der „Kupferglanz“-Mineralien sehr gegenüber dem eben beschriebenen Hauptteil, obwohl die so leicht eintretenden Fehlschlüsse bedingt durch Erwärmung oder Politur durch sehr vorsichtiges Arbeiten bei der Präparatherstellung

wohl ausgeschlossen werden können. Knappheit des Minerals gestattete die Feststellung im Einzelnen nicht.

Bornit kann reichlich sein. Gelegentlich ist er myrmekitartig mit Chalkosin durchwachsen und dann gleichalt mit diesem. Vielfach ist er aber jünger und dann durch „umgekehrte Cementation“ und bei sehr niedriger Temperatur gebildet. Nicht selten folgt dann weiter Kupferkies. Eine solche Reaktion – edleres Mineral wird durch unedleres verdrängt – ist natürlich nur durch langdauernden Einfluß Fe-reicher Lösungen denkbar. Es ist aber diese Reaktion im Gegensatz zu älteren Ansichten erheblich häufiger.

Die Reaktion $\text{Cu}_2\text{S} \rightarrow \text{Bornit} \rightarrow \text{CuFeS}_2$ kann sehr farbenfreudige Bilder liefern.

Betechnit wurde bereits in meiner ersten Arbeit als etwas Besonderes erkannt, konnte damals aber natürlich nicht bestimmt werden. Gegen frisch polierten Kupferglanz hat es einen rosa- bzw. rötlichgelben Farbton. Die Anisotropie in Öl ist schwach, aber deutlich, Reflexionspleochroismus ist nur an bereits erkannten Korngrenzen eben sichtbar. An einer angedeuteten Spaltbarkeit können hauchdünne Kupferkiesfilme eindringen.

Bleiglanz ist in dieser Paragenese spät. Er kann mit Bornit prächtige Myrmekite oder Durchstäubungen in ihm bilden. Dagegen ist **Zinkblende** hier ältestes Erzmineral.

Das Salband der Kupferglanzparagenese ist oft von relativ grobkörnigem Hämatit gebildet; bei Anwesenheit von Quarz kann er aber auch staubfein („Eisenkiesel“) werden.

Schrifttum

- FETTEL, M. (1975): Die Blei- und Kupfererzorkommen bei Reichenbach im Odenwald. (Dieses Heft.)
OTTO, J. (1974): Eine neue Kobalt-Kupfer-Arsen-Silbermineralisation im Kinzigtal (Schwarzwald). Aufschluß Jg. 25, S. 513–524.
RAMDOHR, P. (1974): Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen von Nieder-Ramstadt bei Darmstadt. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt f. d. J. 1923. V. Folge. 6, Heft 1924, S. 164–192.
TÖLLE, H. (1964): Chemismus und genetische Stellung des Skutterudites in der quarz-arsenidischen Abfolge der Bi-Co-Ni-Formation des Schneeberger Lagerstättenreviers (Sächsisches Erzgebirge). Freiburger Forschungshefte C 171, 103 S.
RAMDOHR, P. (1969): The ore minerals and their intergrowths. Akademie-Verlag, Berlin and Pergamon, London, 1174 p.

Uranmineralisationen und begleitende Erzparagenesen im Odenwald

Stefan MEISL, Wiesbaden

Kurzfassung/Abstract

Im Odenwald sind bislang an 3 Stellen Uranmineralisationen bekannt: in Nieder-Ramstadt, in Mackenheim und bei Schriesheim (durch LEVIN beschrieben). In den beiden ersten Fällen sind Pechblende und Coffinit der Uranträger.

In Nieder-Ramstadt (U-Gehalte 0,06–1,79%) werden die Uranminerale von Rotnickelkies, Maucherit, Kupferkies, Bornit, Tennantit, Pyrit, Bravoit und Zinkblende begleitet. Als Gangart treten Calcit und Chalzedon auf.

In Mackenheim (U-Gehalte 0,03–0,75%) begleiten Arsenkies, Pyrit, Melnikovitpyrit, Markasit, Zinkblende, Nadeleisenerz und Rubinglimmer die Uranminerale. Gangart ist hier vorwiegend Calcit.

In beiden Fällen ist die U-Vererzung an ein generell 120°–160° streichendes Fieder-spaltensystem bzw. an mylonitisierte Ruschelzonen gebunden. Bevorzugte Nebengesteine sind Metamorphite.

Three uranium occurrences are known so far in the Odin's Forest: Nieder-Ramstadt, Mackenheim, and Schriesheim. At the first two localities, pitchblende and coffinite are the uranium-bearing minerals (the third occurrence is described by LEVIN).

At the Nieder-Ramstadt occurrence (0.06–1.79% U), the uranium minerals are associated with niccolite, maucherite, chalcopyrite, bornite, tennantite, pyrite, bravoite and sphalerite. Calcite and chalcidony constitute the gangue minerals.

At Mackenheim (0.03–0.75% U), the ores are associated with arsenopyrite, pyrite, melnikovite-pyrite, marcasite, sphalerite goethite and lepidocrocite gangue consists mostly of calcite.

At both localities, the uranium minerals occur along a generally N20W to N60W trending system of pinnate joints or mylonitized fault zones. Metamorphic rocks are preferentially affected.

Einleitung

KLEMM (1923) und besonders RAMDOHR (1924) beschrieben aus dem Stbr. Wingersberg bei Nieder-Ramstadt eine reichhaltige Paragenese von Kobalt-Silber-Erzen (s. auch RAMDOHR in diesem Heft), die er der klassischen Co–Bi–Ni–Ag–U-Formation zuordnete, wie sie aus dem Böhmischesächsischen Erzgebirge bekannt war, obwohl kein Uranmineral damals gefunden werden konnte. Erst 1960 wies RAMDOHR in einer von WESTENBERGER im Steinbruch gefundenen Erzstufe die Uranminerale Pechblende und

Coffinit nach. Zur gleichen Zeit liefen Prospektionsarbeiten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung im Odenwald. Dabei wurde eine Anzahl von Anomalien festgestellt, keine jedoch in Nieder-Ramstadt. 1966/67 fand BÜLTEMANN das erste anstehende Trümchen mit Pechblende. BÜLTEMANN und WUTZLER veröffentlichten ihre Ergebnisse 1968. 1968 kam es zu einem zweiten Fund (MEISL). Dies gab Anlaß zur ersten systematischen Untersuchung des Steinbruches im Rahmen einer Diplomarbeit durch STRECKER (abgeschlossen 1970). Dabei wurden an insgesamt 8 Stellen Uranvererzungen ermittelt.

1973 wurde von MEISL in einem Steinbruch in Mackenheim (ca. 40 km südlich von Nieder-Ramstadt) ein neues Pechblende-Vorkommen entdeckt und beschrieben (1974), und LEVIN (1975) fand in seinen Anschliffen vom Gang bei Schriesheim eine weitere Uranvererzung.

Somit sind im Odenwald bislang an drei Stellen Uranmineralisationen bekannt; in Nieder-Ramstadt und in Mackenheim, die nachstehend kurz beschrieben werden; die dritte Stelle wird von LEVIN im gleichen Sammelband beschrieben.

Uranvererzung in Nieder-Ramstadt

Intensive radiometrische und tektonische Untersuchungen im Stbr. Wingertsberg führten an 78 Stellen zur Feststellung einer erhöhten γ -Aktivität. An 18 Stellen ist dieser γ -Aktivität auf Uranvererzungen zurückzuführen. Die tektonische Analyse ergab, daß sich zur vorherrschenden rheinischen Scherklufschchar in der 120°–160°-Streichrichtung ein schwaches Fiederspaltensystem entwickelt hat. *Diese Fiederspaltensysteme sind mit ihrer Gangausfüllung Träger der Uranvererzung im Steinbruch Nieder-Ramstadt. Sie bilden ein System geringmächtiger Gangschwärme, die die Spalten der obenerwähnten Streichrichtungen ausfüllen; dabei variieren Gangmächtigkeiten und die Erstreckung im Streichen und Fallen häufig.*

Die Uranvererzung konzentriert sich dabei noch vorzugsweise auf morphologisch komplizierte Gänge in Nähe größerer Scherspalten, an Gangverknüpfungen und Ganzkreuze, an Aufrümerungen und kleinste Apophysen.

Neben dem Einfluß tektonischer Faktoren auf die Gangvererzung mit Uranmineralen ist eine Abhängigkeit von der Zusammensetzung des Nebengesteins feststellbar. Die Uranführung in den Gängen ist unregelmäßig und absätzig. Nur in dem Nebengestein, das die Ausfällung von Uran begünstigt (hier Amphibolit, Quarzhornfels und aplitischer Granodiorit), ist die jeweilige Gangparagenese uranführend. Beim Übergang zu „ungünstigem“ Nebengestein ist gewöhnlich nur noch Gangart vorhanden.

Die Uranvererzung tritt nur in Spalten auf, die in der (relativ) jüngsten tektonischen Phase ausgebildet wurden. In den vorwiegend in herzynischer Richtung (ac- oder Q-Klüfte) oder in der erzgebirgischen Richtung (bc- oder S-Klüfte) ausgebildeten Spaltensystemen der älteren tektonischen Phase sowie in den 60°–80° streichenden D-Klüften sind nur andere sulfidische Paragenesen (vorwiegend Pyrit) oder Gangart (Calcit, Baryt) abgesetzt worden.

Zwei verwandte, dennoch leicht unterschiedliche Mineralparagenesen lassen sich unterscheiden. Die eine besteht aus Pechblende, Coffinit, Rotnickelkies, Maucherit, Bravoit, Kupferkies, \pm Bornit, \pm Tennantit, \pm Pyrit und tritt bevorzugt in Klüften des granodioritischen Aplitkörpers auf. Kobaltminerale und sekundäre Uranminerale fehlen. Als Sekundärmineral konnte nur Nickelblüte festgestellt werden. Als Gangart treten durch Hämatit intensiv rotgefärbter Chalcedon und Calcit auf.

In der zweiten Paragenese herrschen Kupferminerale vor: Tennantit, Bornit, Kupferkies. Dazu kommen Pechblende \pm Rotnickelkies \pm Zinkblende \pm Pyrit. Coffinit und Kobalterze fehlen hier. Die Gangart ist auch hier Calcit und Chalcedon.

Die Urangelhalte liegen zwischen 0,06 und 1,79% U. Es besteht erwartungsgemäß eine positive geochemische Korrelation zwischen U und Cu sowie zwischen U und Ni. Co-Gehalte schwanken stärker und sind entsprechend dem erzmikroskopischem Befund relativ niedrig.

Die genetischen Beziehungen dieser Paragenesen zu dem von RAMDOHR (1924 und in diesem Heft) beschriebenen Paragenesen mit vorherrschenden Silber- und Kobalt-Erzen und zu den von STRECKER 1971 beschriebenen Paragenesen mit Kobalterzen werden gegenwärtig näher untersucht. Wahrscheinlich liegen geringe Stockwerksunterschiede vor; außerdem ist auch an ebenfalls geringfügige Zeitdifferenz in der Ausbildung der verschiedenen Paragenesen zu denken. Sicher ist, daß die Silber-Kobalt-Vererzung dem gleichen Gangsystem wie die Pechblende-Coffinit-Trümer zuzuordnen ist.

Uranmineralisation in Mackenheim

Neben uranfreien Cu-Zn-Pb-Bi-As-Paragenesen, die von FETTEL (1973a und b) beschrieben worden sind, sind im Stbr. am Mackenheimer Vidukt - bislang an 3 Stellen - uranführende Paragenesen festgestellt worden. Ähnlich den Verhältnissen in Nieder-Ramstadt, tritt auch in Mackenheim die Uranvererzung bevorzugt in Fiederspalten sowie in mylonitisierten Ruschelzonen (Gangbrekzie) auf. Eine intensive tektonische Analyse im Steinbruchbereich wird gegenwärtig durchgeführt. Bisherige Ergebnisse lassen eine weitgehende Übereinstimmung mit dem Befund in Nieder-Ramstadt erwarten.

Paragenetische Details sind bislang nur bezüglich der 1973 entdeckten Gangbrekzie bekannt (MEISL 1974). Dort begleiten die Pechblende (die in mm dünnen Schnüren die Gesteinsfragmente der Brekzie umgibt und außerdem dünne Beläge an Klüften bildet) Arsenkies, Pyrit, Melnikovitpyrit, Markasit, Zinkblende, Nadeleisenerz und Rubinglimmer. RAMDOHR wies in Proben aus der Gangbrekzie außerdem Coffinit nach (freundl. mündliche Mitteilung 1974). Kobaltminerale fehlen an dieser Stelle. Auf der IV Abbausohle (von unten nach oben) fand FETTEL 1975 in einem 50-60° streichenden 15cm mächtigen Gang mit stark zersetzter Gangart Speiskobalt neben Pechblende. Die Pechblende bildet auch hier nur mm dünne Beläge.

Die Ausbildung der Pechblende und der Zinkblende läßt erkennen, daß eine niedrigtemperierte epi- bis telethermale Vererzung vorliegt. Dafür sprechen auch Markasit und Malnikovitpyrit.

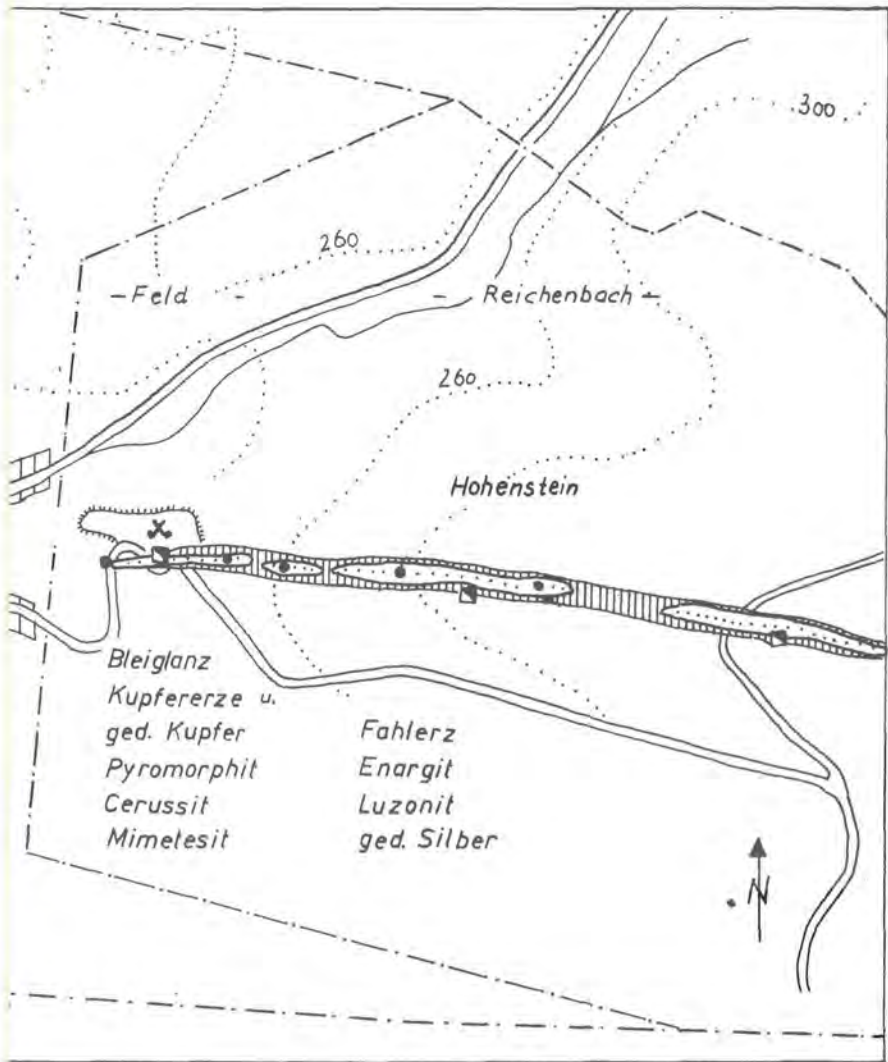
Die Urangelhalte liegen zwischen 300-7500 ppm U.

Lagerstättenkundliche Stellung der Uranmineralisationen im Odenwald

Die Uranvererzung in Nieder-Ramstadt und Mackenheim sind der klassischen hydrothermalen Ni-Co-Bi-Ag-Bi-U-Formation i.w.S. zuzuordnen. Gemeinsam gilt für beide Vorkommen, daß die Uranvererzung in Gängen und Störungszonen auftritt, die in Metamorphiten (Amphibolite, Hornfelse in Nieder-Ramstadt, Kalksilikatlinsen-führende Paragneise in Mackenheim) ausgebildet sind. Diese Gesteine gehören zum Dachbereich des vermutlich granitischen Erzbringers. Durch den Nachweis von bereits 2 Vorkommen mit Urannerzen kann der Odenwald einen festen Platz in der „variskischen Uranprovinz“ (GEFFROY und SARCIA 1954) beanspruchen, die von sächsisch-böhmischen Erzgebirge über das französische Zentralmassiv bis zu den portugiesischen Uranvorkommen reicht. Weitere Untersuchungen scheinen daher gerechtfertigt. Diese müssen Gebiete mit Gesteinen des „Metamorphen Rahmens“ besonders beachten.

Schrifttum

- BÜLTEMANN, H.W., WUTZLER, B. (1968): Zum Auftreten eines mit Pechblende und Coffinit vererzten Trüms im Dioritsteinbruch am Wingerts-Berg bei Nieder-Ramstadt südlich Darmstadt. Aufschluß 19, S. 295–296.
- FETTEL, M. (1973a): Vorkommen von Scheelit und Molybdänglanz im Odenwald. Aufschluß 24, 9, S. 375–358.
- (1973b): Mineralvorkommen bei Mackenheim im Odenwald. Aufschluß 24, 12, S. 474–480.
- GEFFROY, J. und SARCIA, J. A. (1954): Contribution à l'étude des pechblendes françaises. Sci. Terre 2, 1–2, Nancy, 157 S.
- KLEMM, G. (1923): Über einen silber-kupfer- und kobalterzführenden Gang bei Nieder-Ramstadt i. Odenwald. Z. prakt. Geol. 31, S. 41–43.
- LEVIN, P. (1975): Über eine gangförmige Vererzung bei Schriesheim im südwestlichen Odenwald. Dieses Heft.
- MEISL, S. (1974): Neues Pechblende-Vorkommen in Mackenheim/Odenwald. Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 102, S. 225–228.
- RAMDOHR, P. (1923): Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen von Nieder-Ramstadt bei Darmstadt. Notizbl. Ver. Erdk., (V) 6, Darmstadt, S. 164–192.
- (1974): Freundl. mündl. Mitteilung.
- (1975): Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen vom Wingertsberg bei Nieder-Ramstadt im Odenwald – Aufschluß (dieses Heft).
- STRECKER, G. (1971): Die Uranmineralisation am Wingertsberg bei Nieder-Ramstadt. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 99, S. 286–296, 6 Abb., Taf. 21, Wiesbaden.



Die Blei- und Kupfererzvorkommen bei Reichenbach im Odenwald

Michael A. M. FETTEL, Heppenheim

Kurzfassung/Abstract

Bei Reichenbach im vorderen Odenwald tritt ein Gangzug von verkieselten Barytgängen auf. In den Gängen und dem unmittelbar angrenzenden Nebengestein kommen verschiedene Blei- und Kupfererze vor, die genetisch zusammengehören. Sie werden zusammen mit ihren Verwitterungsprodukten aufgezählt und kurz beschrieben. Hinweise auf den ehemaligen Bergbau und eine Liste der neueren Literatur vervollständigen die Angaben.

Silicified barite veins occur in the western part of the Oden's Forest near Reichenbach. The lead and copper-bearing minerals occurring within the veins and in the immediate adjoining wallrocks are genetically related. The associated minerals including products of weathering are described. Mining history is briefly covered; also a list including recent literature is given.

1. Lage und Form der Vorkommen

Die Erzvorkommen liegen im vorderen Odenwald in der Gemeinde Lautertal, Ortsteil Reichenbach, an der B47 auf halbem Weg zwischen Bensheim und Lindenfels (TK 25 Blatt Nr. 6218 Neunkirchen, SW). Sie werden durch die auf Kupfer-, Blei- und Silbererze verliehenen Grubenfelder „Reichenbach“, „Heinrich“ und „Alfred“ belegt (Abb. 1).

Die äußere Form und Gestalt der Vorkommen werden besonders von LUDWIG (1872), KLEMM (1918), KÖBRICH (1936, hier auch ältere Literatur), TRAUTMANN (1955) und WALGER (1955) beschrieben, während der Verkieselungsvorgang und die Erzfuhre von VENTZLAFF-BAIER (1961) behandelt werden.

Die Vorkommen sind an einen Gangzug verkieselter Barytgänge gebunden, die in Diorit mit eingelagerten Metamorphitschollen aufsetzen. Die Gänge streichen hintereinander langlinsenförmig auf Gangspalten ausgeschieden zwischen N 45° W und N 80° W und halten jeweils höchstens einige hundert Meter im Streichen aus. Die einzelnen Gangstücke stehen saiger oder fallen in einigen Mitteln steil NE, in anderen steil SW ein. Die Teufenerstreckung ist nicht genau bekannt, im Bergwerk traf man den Hohenstein-Gang jedenfalls in 145 m Teufe unvermindert mächtig an. Das Nebengestein zeigt starke Zersetzungsercheinungen und ist teilweise vollkommen kaolinisiert.

Der Hauptgang, zu dem einige kleinere Gänge parallel streichen, ist 5 m bis 20 m mächtig. Er überragt zum Teil mauerartig seine Umgebung und bildet, von SE nach NW, die bis 15 m hohen Felsenklippen Katzenstein, Raupenstein, Hohenstein, Borstein und Teufelstein.

2. Lagerstättenkundlich sind zwei genetisch zusammengehörende Vorkommen zu unterscheiden, die Erzvorkommen im Gang selbst und die Kupferlagerstätte im Nebengestein.

2.1 Die Erze im Hauptgang sind an die Verkieselung gebunden. Sie verdrängte den ehemals vorhandenen Baryt unter Bildung von Pseudomorphosen. Salbandparallele Bänderung der Gangmasse läßt mehrmaliges Gangaufreißen und mehrmalige Kieselsäurezufuhren erkennen. Zur Gangmitte sind ± große Partien grau-weißen, feinkörnigen Quarzes ohne jegliche Pseudomorphosenstruktur festzustellen.

Die Erzführung (Blei und Kupfererze und deren Verwitterungsprodukte) ist heute besonders gut in einem Steinbruch am Fuß des Hohenstein und im Steinbruch direkt vor dem Borsteinfelsen zu sehen.

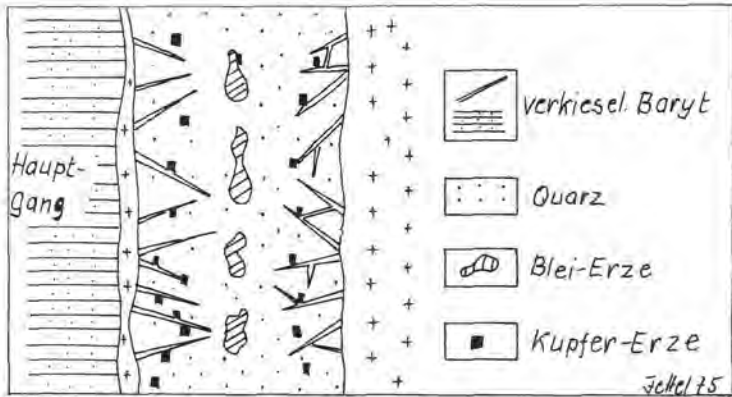


Abb. 2 Grundriß eines 0,4m mächtigen Nebentrums des Hauptgangs am Hohenstein/Reichenbach

Wie Abb. 2 zeigt, sind die Erze in den Quarz eingesprengt und durchziehen ihn in Bändern und Schnüren, an Stellen mit Erzanreicherung mit einer gewissen Regelmäßigkeit. Weite Gangstrecken sind fast völlig erzleer.

2.1.1 Mineralbeschreibungen.

In der Literatur liegen eingehende Mineralbeschreibungen nicht vor. Mineralien aus den Reichenbacher Vorkommen sind genannt bei GREIM (1894), HUNDT (1933), TRAUTMANN (1955), HERING (1957) und FETTEL (1973).

Als Grundlage der folgenden Beschreibungen dienten die Sammlung des Verfassers, sowie die Sammlungen Petitjean/Worms und Gehbauer/Glatzbach. Die hier zum ersten Mal genannten Mineralien wurden von G. Dreyer/Mainz bestimmt.

Folgende Primärerze wurden bisher bekannt: Molybdänglanz, ein „schieferholdes“ Mineral, tritt auf Harnischflächen der Metamorphit-Schollen im Nebengestein auf (frdl. mdl. Mittlg. Prof. RAMDOHR am 16. 1. 75).

Bleiglanz bildet bis faustgroße, xenomorphe Einschlüsse in der Gangmasse, kommt aber auch feinkörnig, „feinspeisig“, vor. Kristalle in Drusen sind äußerst selten.

Ein häufiger Begleiter des Bleiglanz ist Kupferkies, der meist xenomorph ausgebildet ist.

Kupferglanz (rhombischer Tiefkupferglanz) azendenter und/oder deszendenter Entstehung bildet meist Säume um Kupferkieskörner in der Gangmasse. „Reine“ Kupferglanzpartien sind selten.

Relativ oft ist ein silberhaltiges Arsenfahlerz, das ab und zu mit Enargit verwachsen ist. Meist liegt es in Relikten innerhalb eines grünlich-gelblichen Verwitterungsproduktes vor, das die Tetraeder-Ausbildung des Fahlerzes nachzeichnet.

Enargit ist spätig bis feinkörnig ausgebildet und hat schwarzbraune Farbe, sehr selten nur finden sich kleine Kristalle.

Luzonit, erzmikroskopisch am leicht rosafarbenen Stich erkennbar, durchzieht in schmalen Bändern das Fahlerz (frdl. mdl. Mittlg. Prof. RAMDOHR am 16.1. 1975). In wohl hydrothermal zersetztem Fahlerz sind ab und zu tetragonale Luzonitkriställchen mit gelb-rötlicher Farbe und lebhaftem Metallglanz ausgebildet.

2.1.2 Die aus der Blei-Kupfer-Arsen und Eisen-reichen Primärvererzung durch Verwitterung entstandene Mineralisation ist recht umfangreich.

Die folgende Zusammenstellung kann nur als vorläufig angesehen werden, da die einzelnen Mineralien noch nicht alle untersucht sind.

Die Verwitterung des Kupferkieses führt einerseits zu leicht löslichem Kupfersulfat oder in Verbindung mit der des Bleiglanzes zum beständigeren Blei-Kupfer-Sulfat Linarit. Es überzieht die Gangmasse mit hellblauen Anflügen und Krusten (vom ähnlich aussehenden Azurit ist es durch die Salzsäureprobe zu unterscheiden).

Andererseits kann Kupferglanz entstehen, der seinerseits wieder in Covellin übergehen kann.

In erster Linie bilden sich aus der Verwitterung des Kupferglanzes aber gediegen Kupfer und Cuprit. Die Ausbildung des ged. Kupfers in Form von Körnern, die verstreut im Cuprit eingelagert sind, ist daher charakteristisch. Die Menge des ged. Kupfers im Gang selbst ist unbedeutend, relativ reich aber im Salband (s. S. 7).

Cuprit tritt im Gang in Form rot-durchscheinender und stahlgrauer Einschlüsse bis 5 cm Ø auf. Die seltenen oktaedrischen Kristalle haben durchweg eine Malachithaut und werden bis 0,7 cm groß.

Im Gegensatz zu Cuprit weist Tenorit selten klar erkennbare Formen auf. Meist liegt er als erdiger Melakonit vor (sog. Kupferschwärze) oder in Verbindung mit Kieselsäure als „Kupferpecher“.

Die Oxyde des Kupfers sind relativ schlecht beständig und verwittern leicht, so vor allem zu Malachit, dem Mineral, das in Kupferlagerstätten üblicherweise am weitesten verbreitet ist.

Meist bildet Malachit Anflüge oder strahlig-faserige, büschelige Aggregate; letztere besitzen recht oft einen Cupritkern. Idiomorphe Malachitkristalle mit dicktafelig-prismatischem Habitus sind zwar selten, wurden aber bis zur Größe von 1,2 cm gefunden.

Azurit ist weniger häufig als Malachit. Er bildet fast ausschließlich Anflüge und Krusten, nur sehr selten finden sich tafelige Kristalle bis max. 0,4 cm Größe.

In Verbindung mit dem Eisengehalt des Kupferkieses und dem Arsengehalt von Enargit, Luzonit und Fahlerz entstanden Arseniosiderit in feinschuppiger, hellbräunlicher Ausbildung und Hexaeder von Pharmakosiderit mit ölig grün-gelblicher Farbe.

Recht häufig bildeten sich breitnadelige oder feinstfaserige grünlich, weißliche Olivenitkristalle, die bis 0,5 cm lang werden.

Beudantit in gelblich-durchscheinenden, rhombischen Kristallen wurde bisher erst zweimal gefunden.

Nicht gesichert bestimmt sind Karminit, Hinsdalit und Corkit.

Als Phosphatverbindung des Kupfers ist bisher Pseudomalachit (Phosphorochalcit) in hellgrünen glasglänzenden Krusten und dunkelgrünen, prismatischen Kristallen bekannt geworden.

Das Reichenbacher Erzvorkommen ist auch bekannt wegen seiner Pseudomorphosen von Covellin nach Bleiglanz (u. a. RAMDOHR 1969, S. 182). Covellin umgibt den Bleiglanz mit einer dunkelblauen, zerreiblichen Rinde und verdrängt ihn von seinen Spaltflächen aus. Die Verdrängung kann soweit gehen, daß große Bleiglanzpartien völlig in Covellin umgewandelt sind, wobei die Spaltbarkeit des Bleiglanzes erhalten blieb.

Die Verwitterung des Bleiglanzes führt über das Sulfat Anglesit, das in Reichenbach noch nicht gefunden wurde, zum schwer löslichen Bleikarbonat Cerussit. Dieser umgibt die manchmal schon „covellinisierten“ Bleiglanzkerne wie mit einem Mantel und schützt sie so vor weiterer Umwandlung. Idiomorphe farblose, weiße und gelbliche Kristalle (max. 1 cm Größe) belegen ihre Entstehung aus dem Transport von Bleiverbindungen in Lösungen.

Die bis 7 mm großen Kristalle des Pyromorphit zeigen viele Trachten und Farbvarianten: Schwarzgrün, lindgrün, hellgrün, farblos und braun. Das größte bisher gefundene Kristallaggregat des Pyromorphit ist dunkelgrün und hat 4 cm Ø.

Nicht allzu selten ist Mimetesit in weißen und gelben Kristallen. Seine Entstehung verdankt er der Einwirkung arsensaure Lösungen aus den Arseniden auf Cerussit.

Relativ weitverbreitet sind lindgrüne, glasglänzende, durchscheinende, rhombische Duftitkriställchen bis max. 1 mm Größe.

Sehr selten ist in Reichenbach Bayldonit in dunkelgrünen rhombischen Kristallen bis 2 mm Größe. Er kommt mit Duftit Olivenit und Chlorotil zusammen vor.

Selten ist auch das Bleimolybdat Wulfenit. Es bildet hier unscheinbare, zerreibliche, erdige, gelbliche Faseraggregate und pomeranzgelbe Blättchen auf Cerussit und Pyrolusit.

Stolzit (TRAÜTMANN 1955, S. 72) konnte nicht wieder festgestellt werden.

In den paragenetischen Reihen oxydischer Bleierze nehmen die Vanadate gewöhnlich den letzten Platz ein, sind also am jüngsten. Daher dürften dunkel-rötlichbraune Kristalle auf Mimetesit und schwarzbraune Kriställchen auf Malachit bzw. Pyromorphit Vanadinit bzw. Descloizit sein.

Zu erwähnen ist noch gediegen Silber, das wohl dem Fahlerz und Bleiglanz entstammt. Es bildet kleine Locken in Quarzdrusen oder dünne Bleche auf Haarrissen der Quarzmasse.

Auf Limonit, Hämatit, Pyrolusit und Psilomelan, die an vielen Stellen auftreten, soll hier nur hingewiesen werden.

2.2 Der **Bergbau auf den Gängen** galt ursprünglich dem Silbergehalt von Bleiglanz und Fahlerz, den die Grafen von Erbach zugute machen wollten.

Die Betriebsperiode im 16., 17. und 19. Jahrhundert sind bei BUSSE (1920), MÖSSINGER (1955, 1957), MATTHES (1936) und KÖBRICH (1936) dargestellt.

Seit dem letzten Jahrhundert gewann man den „Quarzit“ (Handelsname) zur Herstellung von Mühlsteinen, heute wird in zahlreichen Betrieben das gebrochene Material zu Zierplatten und Grabsteinen verarbeitet.

3. Die Kupferlagerstätte

Der Hauptgang am Hohenstein wird im Hangenden und Liegenden von stellenweise verhärteten Lettenbestegen begleitet („Kaolinton“), die Nebengesteins- und Quarzbruchstücke einschließen. Sie zeigen an vielen Stellen Harnischflächen und Druckschieferung.

Die Kupfererze, die hier auftreten und Reichenbach als Kupferlagerstätte bekannt machen, durchdringen diffus imprägnationsartig die Letten und das zersetzte Nebengestein in einer Mächtigkeit bis max. 1 m. Die Erzführung war am reichsten zwischen 40 m und 90 m unter Tage entwickelt, hielt aber bis zur größten aufgeschlossenen Teufe von 145 m und auf die ganze Stollenlänge von rund 1100 m an.

3.1 Die Erze selbst bestehen aus Cuprit, der fein- bis grobkristallin ausgebildet ist, aber auch als Kupferblüte (Chalkotrichit) oder in Verwachsung mit Limonit als Ziegelerz vorkommt.

Untergeordnet finden sich Kupferglanzschnüre und gediegen Kupfer. Das Kupfer bildet Bleche, am Rand Bildung von Kupferkristallen, oder größere Massen bis 3 kg Gewicht, die fast immer von Cuprit, Malachit und Limonit umgeben sind.

Psilomelanknollen mit beträchtlichen Gehalten an Cu, Pb, Zn, Sb, Mg und Co treten ab und zu in Letten auf.

Auf Haarrissen des verhärteten Letten kommt ab und zu gediegen Silber in kleinsten Blechen vor.

3.2 Die Kupferlagerstätte war um 1840 entdeckt worden und wurde ab 1843 mit wechselndem Erfolg und unter wechselnden Besitzern bis 1868 abgebaut. Aufschlüsse in den Jahren 1902, 1914 und 1917 blieben Versuche.

Ab 1935 ließ die AEG Berlin Untersuchungsarbeiten vornehmen, mit Kriegsbeginn 1939 wurde auf Produktion umgestellt. Man baute auf drei Sohlen ab, der Stollensohle, der 40-m- und der 90-m-Sohle. Eine 130-m-Sohle mit einem Gesenk bis 145 m Teufe erwies das Anhalten der Erzführung. Die Lagerstätte wurde auf rund 1100 m Länge aufgeschlossen (FETTEL 1974). Die Förderung wurde in Hamburg verhüttet. Von 1939 bis 1944 wurden aus 13025 t Fördergut 171,1 t Cu gewonnen. Der Gehalt von 1,3 % Cu im Roherz ist für ein Gangvorkommen mit schwieriger Aufbereitung und Verhüttung natürlich zu gering.

Die Grube wurde am 30. 6. 1944 geschlossen und abgerüstet.

Schriftum

- BUSSE, F. (1920): Die Entwicklung des Bergrechts in der Landgrafschaft Hessen-Darmstadt. Diss. Tübingen (unveröff.).
- FETTEL, M. (1973): Bleierzvorkommen im Odenwald. Aufschluß, Jg. 23, S. 236–239.
- (1974): Die verkiesselten Barytgänge bei Reichenbach/Odenwald. Aufschluß, Jg. 24, S. 401–410.
- GREIM, G. (1894): Die Mineralien des Großherzogthums Hessen, E. Roth, Gießen, 60 S.
- HERING, O. (1957): „Schwarze Erzknohlen“ vom Hohenstein bei Reichenbach im Odenwald. Aufschluß, Jg. 8, 76 S.
- HUNDT, G. (1933): Handbuch der hess. Bodenschätze, Heft 2, Verzeichnis der im Volksstaat Hessen vorkommenden Mineralien und ihrer Fundorte, Darmstadt, 47 S. (Hier auch ältere Literatur).
- KLEMM, G. (1918): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt Neunkirchen. Darmstadt.
- KÖBRICH, C. (1936): Handbuch der hess. Bodenschätze, Heft 3, Hess. Erzvorkommen Teil I: Die Nichteisenerze. Darmstadt, 111 S. (Hier auch ältere Literatur).
- LUDWIG, R. (1872): Geologische Spezialkarte des Großherzogthums Hessen, Section Worms, hrsg. Mittelrheinisch-Geologischer Verein, Darmstadt.
- MATTHES, R. (1936): Reichenbacher Heimatbuch, Reichenbach, Hch. Beger, Bensheim, 213 S.
- MÖSSINGER, F. (1955): Aus der Geschichte des Odenwälder Bergbaus. 2. Sonderheft, Aufschluß, S. 75–81.

- MÖSSINGER, F. (1957): Bergwerke und Eisenhämmer im Odenwald. Südheßische Post, Heppenheim, 112 S.
- RAMDOHR, P. (1969): Erzmikroskopie, Aufschluß, Jg. 20, S. 178–183.
- TRAUTMANN, L. (1955): Die geologischen Verhältnisse einiger Odenwälder Bergwerke. 2. Sonderheft, Aufschluß, S. 71–74.
- VENTZLAFF-BAIER (1961): Über die Verquarzung von Barytgängen. Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch., Wiesbaden, 89, S. 365–376.
- WALGER, E. (1955): Über die Odenwälder Schwerspatgänge und ihre Entstehung. 2. Sonderheft, Aufschluß, S. 62–66.

Über eine gangförmige Vererzung bei Schriesheim im südwestlichen Odenwald

P. LEVIN, Heidelberg

Zusammenfassung/Abstract

In der Umgebung von Schriesheim im südwestlichen Odenwald streichen im Granit und im auflagernden Buntsandstein Gänge aus, die meistens nur geringe Sulfidführung aufweisen. Ein über längere Zeit andauernder Abbau fand neben dem Barytgang im „Weiten Tal“ nur in dem seit dem Jahr 1291 urkundlich erwähnten Bergbau am „Pranig“ bei Schriesheim statt. Es wird ein Abriß seiner geschichtlichen Entwicklung gegeben, sowie auf die noch zugänglichen Grubenbaue hingewiesen. Nach der mineralogischen Beschreibung der Vererzung wird seine genetische Stellung untersucht.

In the vicinity of Schriesheim near Heidelberg, hydrothermal veins occur in the granite and the overlying Buntsandstein. The mineralisation in both types of wallrocks is different in relation to the surrounding rocks. The occurrence is described in detail: history, mine workings and mineralogy. Some remarks as to the problem of the genetic position of these veins are given.

Unter den gangförmigen Vererzungen des südwestlichen Odenwaldes wird in der Literatur gelegentlich das „Vitriolwerk am Breitenhart“ bei Schriesheim erwähnt. Eine lagerstättenkundliche Bearbeitung liegt bisher nicht vor.

Zuletzt wurde die Grube offensichtlich von R. TÜXEN befahren, der darüber eine ausführliche Schilderung gibt (TÜXEN 1927). MÖSSINGER geht 1955 auf die Geschichte des Odenwälder Bergbaus ein und behandelt kurz auch das Vorkommen bei Schriesheim (MÖSSINGER 1955). RAMDOHR (1924) bezeichnet es als „Speiskobaltgang“, über den er „genauere Angaben bisher nirgends gefunden“ habe.

Die früheste Erwähnung eines Bergwerkes bei Schriesheim stammt nach MÖSSINGER aus dem Jahre 1291, als die „Herren von Strahlenberg bei Schriesheim ein Silberbergwerk an den Kurfürsten von der Pfalz“ geben und es von ihm „als Lehen“ zurück empfangen. Der Bergbau muß größeren Umfang erreicht haben, da in Urkunden des Klosters Lorsch mehrmals von „Schmelzhütten“ (1474 und 1476) und „Bergordnungen“ (1487, 1511, 1528 und 1551) berichtet wird.

Von der Bergordnung aus dem Jahre 1528 ist das Titelblatt erhalten (Abb. 1); dieser Holzschnitt ist nach MÖSSINGER das „älteste Bergwerksbild des Odenwaldes“. Rechts ist das Dorf „Schrißhe“ (Schriesheim) abgebildet, das von einem Tor und einem Flechtzaun eingeschlossen ist; oberhalb davon die „Strolbergh“ (Strahlenburg) mit dem bayerischen

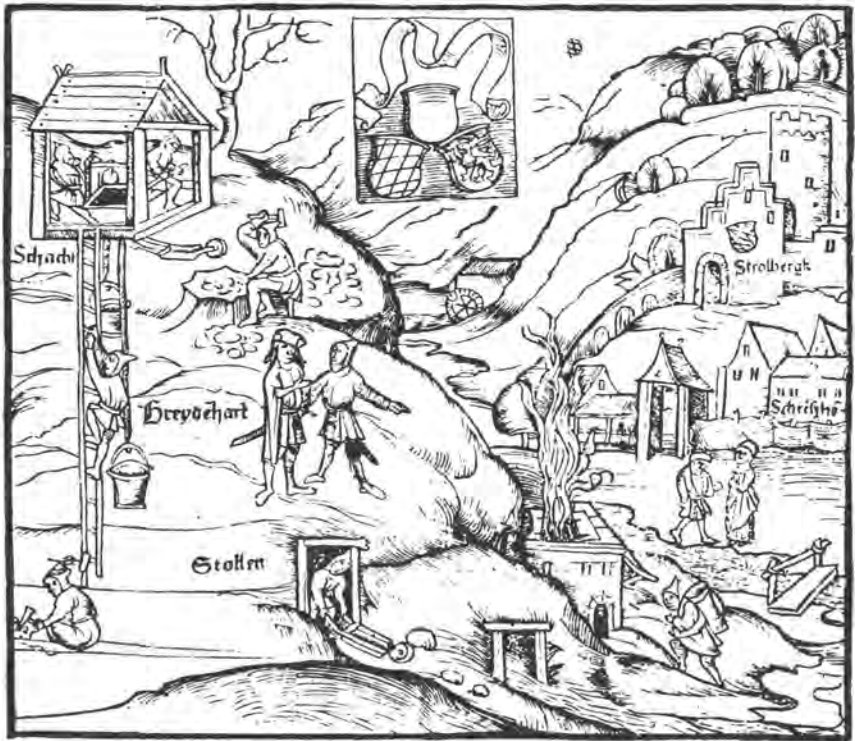


Abb. 1. Das Bergwerk am „Breydehart“ (Pranig) bei Schriesheim; Titelblatt (Holzschnitt) der Bergordnung aus dem Jahr 1258 (aus MÖSSINGER 1955)

Rautenwappen. Im Hintergrund ist eine Mühle sichtbar (Lohmühle). Links ist der „Breydehart“ (Branich oder Pranig) zu sehen, auf dessen höherem Teil ein Schacht mit Zimmerung, Abdeckung und einem einfachen Haspel zu sehen ist. Von unten führen ein höherer und ein tieferer, gezimmerter Stollen (Rechteckform!) in den Berg. Etwas tiefer liegt ein gemauertes Gebäude, aus dem die Flammen schlagen, wohl der Röstofen und die Schmelze.

Mit Eimern werden die Erze den Schacht heraufgezogen und mit Schubkarren aus dem Stollen gefahren; etwas abseits liegt der Handpochplatz. Ein Mann mit einer Bütte bringt wohl Zusätze zum Röstofen aus dem Tal herauf. Neben den Knappen sind noch der Bergherr mit Schwert und Pelzmütze, der Bergmeister mit spitzer Kapuze und zwei Personen vor dem Dorf abgebildet. Über allem ist das „Rautenwappen von Bayern und der kurpfälzische Löwe, beide unter einem leeren Wappenschild“ angedeutet. Nach dieser Abbildung ist es nun auch sicher, daß der heutige „Branich“ oder auch „Pranig“ dem früheren „Breydehart“ oder „Breitenhard“ entspricht, was KÖBRICH (1936) nicht annimmt.

Nach SIBERSCHMIDT (1913) wurde das Bergwerk 1494 vom Kurfürsten Philipp v. d. Pfalz an 19 Einzelgewerken verliehen. Doch auch nach KLEMM (1918) muß es schon früher existiert haben, denn „schon 1474 hat Kurfürst Friedrich auf seine Kosten im

Tal am Bach oberhalb Schriesheim unten an der breiten Wiese eine Lohmühle angekauft und daselbst eine Schmelze und Mühle erbaut, die auch zugleich die Erze von Hohensachsen verarbeiten sollte". Diese Mühle ist offensichtlich auf dem Titelblatt der Bergordnung von 1528 dargestellt.

Nach KÖBRICH (1936) wurde das Bergwerk 1509 an Gregor HIRSCH von Schneeberg in Sachsen verliehen. Dieser gab 1511 eine kurpfälzische „Ordnung und Freiheit für das Bergwerk am Breitenhard“ heraus, die „wesentlich unter Einfluß des sächsischen Bergrechts“ stand. Nachdem HIRSCH 1512 „in Unfrieden“ ausschied, verließ der Kurfürst „die zwei Stollen mit ihren Nebenmaßen als Fundgrube dem Michael REYN, Schneeberg“. Nach dem Erlaß der erwähnten Bergordnung von 1528 erließ „Kurfürst Friedrich II. im Jahre 1551 die neue Bergordnung, die auch für das Silberbergwerk zu Schriesheim gelten sollte“. Dann fehlen weitere Urkunden oder sonstige Hinweise.

Nach GÜTHE (1784–86) „soll nach Aussagen der Bergleute jener Gegend das Werk schon im Jahre 1620 in Betrieb gewesen“ sein. In seinem Bericht über eine „Reise durch einen Theil der Bergstrasse im Jahre 1783“ spricht GÜTHE zwar von „Blei-Werken bei Hoch- und Gross-Sassen“, besonders von dem „silberhaltigen Blei-Werk bei Gross-Sassen“, das im Zentner „54 Pf. Blei und 26 Loth Silber“ gehabt haben soll, erwähnt aber das Vorkommen von Schriesheim nur mehr als das „Vitriol-Werk am Bräuningsberge“. Nach KOLB (1816) wurden hier im letzten Viertel von 1782 „an Kupfervitriol 19, an Eisenvitriol 59 und an Alaun 3 Zentner“ gewonnen. Auch von OEYNSHAUSEN (1922) erwähnt das „Vitriol-Werk“ am „Bräuningsberg“, ohne jedoch näher einzugehen.

Nach ANDREAE und OSANN (1896) „fällt die Zeit des lebhaftesten Betriebes in das Ende des vorigen (18.) Jahrhunderts und reicht bis ums Jahr 1810“, wie „aus einem Bericht des Großherzoglichen Bergmeisters Dr. BUCHRUCKER hervorgeht“. „Dem mit Lehenbrief vom 15. Juni 1782 förmlich belehnten Bergmann Eugenius SCHULMEISTER wird die ausschließliche Befugnis zur Gewinnung von Vitriolerzen zugesprochen.

Anfang des 19. Jahrhunderts ist das Werk wieder ins Bergfreie gefallen, und nachdem die Grube im Verlaufe der Zeit mehrfach den Besitzer gewechselt hat, ist sie im Jahre 1894 H. WINDSCHEID in Köln unter dem Namen „Anna Elisabeth“ zur Gewinnung von Kupfer- und Schwefelerzen verliehen worden“. Doch der Betrieb wurde nicht wieder aufgenommen. Am 12. 6. 1936 wurde das Bergwerk unter der Bezeichnung „Feld 256 Alba“ auf Schwefel und Arsen verliehen an August HERDICKERHOFF in Köln, doch ruhte der Betrieb auch weiterhin.

Die heute noch *erhaltenen Grubenbaue* (Abb. 2) befinden sich am Pranig auf der Nordseite des Kanzelbachtals in Schriesheim, wenige Meter unterhalb des Blütenweges gegenüber des Felsengrundes. Das Stollenmundloch liegt in etwa 160 Meter Höhe, doch ist es derzeit zugerutscht; z. Z. gelangt man nur durch einen Luftschacht in die Stollenanlagen.

Der ehemalige Stolleneingang ist innen gemauert; dies wird jedoch aus der letzten Betriebsperiode stammen. Der Gang ist fast vollständig abgebaut; teilweise sind noch Reste von hölzernen Galerien vorhanden, so in den oberen Teilen der Abbaue 4 und 5 und bei 6. Offensichtlich hat bei Punkt 12 ein gezimmerter Schacht bestanden; er ist heute zugeschüttet mit Stückwerk und Erzen und ging früher vermutlich zu der Tiefsohle, deren Stollenmundloch auf dem Holzschnitt der Bergordnung von 1528 abgebildet ist. Die Zwischensohle von Punkt 24 scheint jüngeren Datums zu sein, doch auch von Punkt 17 muß ein Zugang zur Tiefsohle existiert haben. In den Abbauen Nr. 4 und 5 sind hohe Weitungen entstanden. An einigen Stellen sind Spuren mittelalterlicher Schlägelarbeit und auch von Feuersetzarbeit zu erkennen. Erze stehen vor allem am Anfang des Zuganges vom

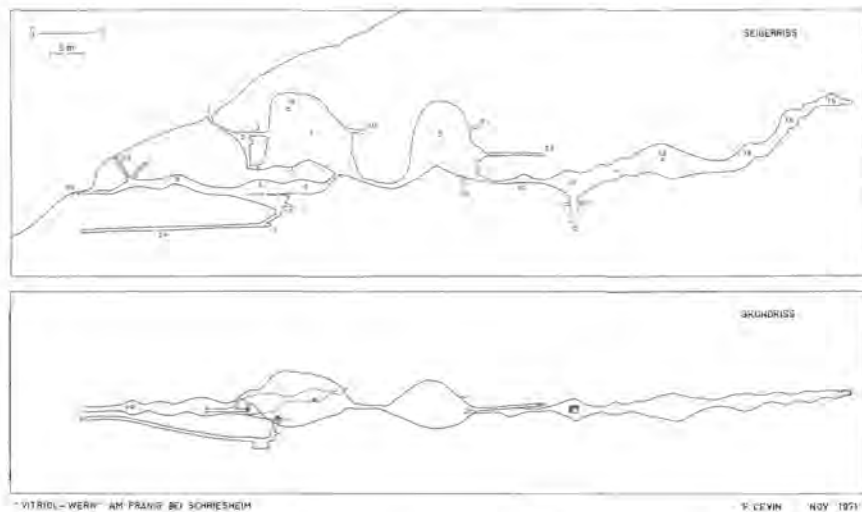


Abb. 2. Plan des Bergwerkes am Pranig bei Schriesheim (Zustand November 1971)

Abbau Nr. 5 zur Zwischensohle Nr. 22 an, die Gangarten Fluorit und Baryt zwischen Punkt 11 und 13 (Abb. 3).

Die *Verwitterung* ist schon recht weit fortgeschritten, so daß sich metergroße Felsblöcke lösen und zu Boden stürzen. Die Wände sind tiefgreifend zerteilt, und der Granitgrus am Stollenboden ist stark mit Melanterit imprägniert.

Der Gang weist fast genau nordsüdliches Streichen auf, steht meistens nahezu seiger und liegt im Biotitgranit. Dieser ist hier stellenweise verruschelt bis geschiefert und stark gebleicht; die Verwitterung ist tiefgründig. Der Gang streicht am Blütenweg in einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern über Tage aus. Unter Tage erreicht er mehr als 4 Meter mit den öfters einschiebenden tauben Zwischenmitteln. Die Grenze zum Nebengestein ist auf der Ostseite scharf, auf der Westseite unregelmäßig und nicht exakt ausgebildet.

Hauptmineral ist Pyrit in dichter, bräunlicher, oft schon erdiger Ausbildung; er tritt in wolkigen, mehr oder weniger dichten Imprägnationen auf; seltener sind kleinere Kristalle. In ihm eingewachsen, aber auch einzeln im drusigen Gestein aufgewachsen, kommen Zinkblende, Kupferkies, Arsenkies und seltener Markasit vor. Außerdem ist Bleiglanz in Körnern und feinen Imprägnationen vorhanden. Gangarten sind grobkristalliner bis sandiger Baryt, violetter Fluorit und Quarz. Als Verwitterungsprodukte treten Melanterit und Gips in zentimeterlangen, weißen, grünlichen und farblosen Kristallrasen auf den Wänden auf. Stalaktiten und Sintertapeten sind häufig, fluoreszieren weiß und phosphoreszieren grün im UV-Licht und sind arsenathaltige Eisensinter, wahrscheinlich Pittizit.

Die *Mineralisation* besteht aus zwei Etappen. Die erste bildet einen schwach vererzten, schmalen Gang aus mit Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Baryt und Fluorit und stellenweise reichlich Quarz, häufig mit kleineren Drusen. Darauf ließen tektonische Vorgänge die westliche Seite des Ganges an dessen Kontakt mit dem Nebengestein auseinanderreißen und bildeten Mylonite. Dabei drang Pyrit der zweiten Etappe ein und umhüllte die Bruchstücke unter Bildung einer Erzbrekzie; diese zweite Etappe umfaßt mehrere



Abb. 3. Stollen von „Halle“ 5 nach Punkt 10 (Abb. 2); links über dem Stollen der Hauptgang anstehend, rechts abscherende Gangteile mit Baryt (weiß) und violetter Fluorit (schwarz)

Schübe und verdrängt oft große Teile der ersten Etappe und des Nebengesteins. Dabei gelangte auch nochmal Bleiglanz, vielleicht nur mobilisiert, in den Brekzien zum Absatz.

Genetisch nicht genau in den Mineralisationsablauf einzuordnen doch wahrscheinlich an dessen Ende zu stellen sind Gängchen bei Punkt 13, die offensichtlich an den violetten Fluorit gebunden sind. Sie folgen dem allgemeinen Gangverlauf und sind nur wenige Millimeter mächtig. Der Mineralinhalt ist verschieden von dem des Hauptganges. Es tritt Skutterudit in derber Form auf mit Bleiglanz und Kupferkies; daneben kommt Safflorit in typischen idiomorphen Kristallaggregaten (Abb. 4) vor. In einem dunkelvioletten Teil von Fluorit konnte in diesen Gängchen außerdem Pechblende nachgewiesen werden; sie ist kolloidmorph und hat meist radiale Sprünge (Abb. 5). Selten sind kleine Einschlüsse von ged. Silber. Die Pechblende umwächst teilweise idiomorphe Fluoritkristalle und Nebengesteinsbruchstücke. Es ist demnach wahrscheinlich, daß der alte Bergbau auf die Förderung von Silber zurückgeht.

Außer kleineren *Erzvorkommen* liegt in der *Umgebung Schriesheims* noch der Schwerstgang des Weiten Thales. Er läßt sich mit annähernd westöstlichem Streichen fast ununterbrochen von der Höhe der Zins bis an den Schaffferch und darüber hinaus verfolgen mit wechselnder, doch 3 m kaum übersteigender Mächtigkeit und einem fast seigeren Einfallen.

Ende des 17. Jahrhunderts wird der Tagebau und später der Grubenbau auf Baryt hier eingesetzt haben; einer der Hauptpunkte lag im Schleichwald. LEONHARD führt 1844 an, daß man „in neuerer Zeit wieder am Baryt-Werk im Schleichwald beschäftigt“ sei und daß „gegen fünfzig Menschen daselbst arbeiten; die Halden werden umgestürzt und die noch brauchbaren Barytmassen herausgesucht“. Beide Vorkommen wurden in der Literatur gelegentlich verwechselt (z. B. LEONHARD 1844). ANDREAE und OSANN (1896) erwähnen Baryt, Quarz (z. T. pseudomorph nach Baryt), „farblosen, grünen und violetten Fluorit, Brauneisenstein, Psilomelan, Pyrolusit und Eisenglimmer“; nach OSANN (1927) kamen auch Pseudomorphosen von Quarz nach Fluorit vor. BLUM (1843) erwähnt „in Drusenräumen des Baryt ... Wismutocker als Pseudomorphose nach einem säulenförmig ausgebildeten Mineral“, das er als „Nadelerz“ bezeichnet; SANDBERGER (1881) vermutet, daß die „freistehenden und zusammengehäufte Individuen, stroh bis grünlichgelb, die Oberfläche drusig und matt, auch feinblättrig-schuppig, z. T. mit einem fein faserigen Überzug von Malachit“ Klaprothit sind. Diese Vermutung konnte an einem Fund von 1971 röntgenographisch bestätigt werden; die Kriställchen, die eine undeutliche Längsriefung aufweisen, sind größtenteils in den Baryt eingewachsen und dann schwarz mit mattem Glanz; seltener sind sie wirrstrahlig in dem Hohlraum des Baryts aufgewachsen oder stehen mit einem Ende aus dem Baryt hervor. Diese freien Teile sind außen von weißlich-grauer bis grünlicher Farbe.

An farblosen, in drusigem Baryt aufgewachsenen Fluoritkristallen wurden neben der Fläche (100) auch solche gefunden, die wahrscheinlich (421) angehören.

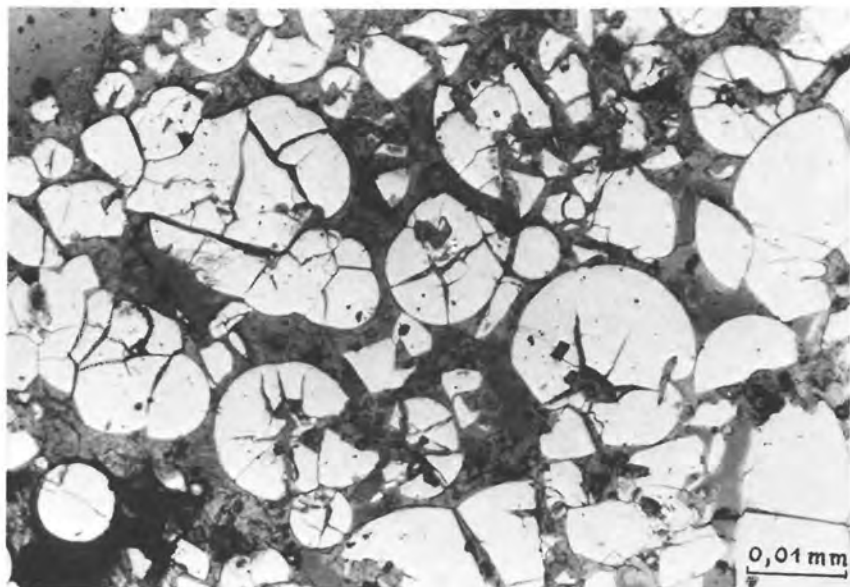
Häufiger konnte Pyrolusit und hellblauer Chalcedon in traubigen Krusten auf Baryt gefunden werden. Stellenweise sind noch Tapeten mit größeren Barytkristallen einfacher Formen in den alten Abbauen vorhanden.

Sehr ähnliche Mineralführung und geologische Stellung machen einen engen Zusammenhang dieser Vererzungen mit den hydatogenen Gängen wahrscheinlich, die im Deckgebirge des nördlichen Schwarzwaldes aufsetzen und als sekundär-hydrothermale Abkömmlinge der Gänge des „Typus Wittichen“ zu betrachten sind (WALENTA 1969). Die Gänge entsprechen fast vollständig dem Gang „Silbergrube“ bei Baden-Baden (LEVIN 1971).



Abb. 4. Safflorit-Drillinge, Einzelkristalle und Kristallaggregate in Gangart. Punkt 13, Pranig, Schriesheim

Abb. 5. Pechblende kollomorph mit meist radialen Sprüngen in Fluorit; ged. Silber als Einschlüß in Pechblende oberhalb der Bildmitte. Punkt 13, Pranig, Schriesheim



Es ist allerdings noch nicht möglich zu entscheiden, ob die Vererzungen vom Pränig bei Schriesheim, von Hohensachsen, Nieder-Ramstadt und anderen Vorkommen mit den Gängen vom „Typus Wittichen“ verglichen und so genetisch mit den im Deckgebirge des Odenwaldes aufsetzenden Gängen in Zusammenhang gebracht werden können.

Schrifttum

- ANDREAE, A. und OSANN, A. (1896): Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Baden, herausgegeben von der Großherzoglich Badischen Geologischen Landesanstalt. Erläuterungen zu Blatt Heidelberg (Nr. 23); Carl Winter's Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 60 p.
- BLUM, R. (1843): Die Pseudomorphosen des Mineralreiches. Stuttgart, I. Nachtrag. Stuttgart, 378 p.
- GÜTHE, G. (1784): Beschreibung einer Reise durch einen Theil der Bergstrasse im Jahre 1783. Pfläzisches Museum, II, 1784 bis 1786, p. 609-664.
- KLEMM, G. (1918): Erläuterungen zu Blatt Neunkirchen, II Auflage, 42 p.
- KÖBRICH, C. (1936): Hessische Erzvorkommen, Teil I: Die Nichteisenerze, Handbuch der hessischen Bodenschätze, Heft 3, Darmstadt, 111 p.
- KOLB, J. B. (1816): Historisch-statistisch-topographisches Lexikon vom Großherzogthum Baden, III, 189 p.
- LEONHARD, G. (1844): Geognostische Skizze des Grossherzogthums Baden. Schweizerbart, Stuttgart, 71 p.
- LEVIN, P. (1971): Mineralien der Silbergrube bei Baden-Baden. Aufschluß, 22, Heidelberg, p. 135-138.
- MÖSSINGER, F. und CHUDOBA, K. F. (1955): Neue Beiträge zur Kenntnis der Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes. 2. Sonderheft zum Mitteilungsblatt Der Aufschluß, Roßdorf, 124 p.
- MÖSSINGER, F. (1955): Aus der Geschichte des Odenwälder Bergbaus. 2. Sonderheft des Aufschluß, Roßdorf, p. 75-81.
- OSANN, A. (1927): Die Mineralien Badens. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 239 p.
- OEYNSHAUSEN, I. J. (1822): Bemerkungen über die Gebirge der Bergstrasse, der Haardt u. d. Donnersberges, im Auszuge mitgeteilt von NOEGGERATH in dessen „Gebirge in Rheinland-Westfalen“ I, Bonn, 146 p.
- RAMDOHR, P. (1924): Der Silberkobalterzgang mit Kupfererzen von Nieder-Ramstadt bei Darmstadt. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt für das Jahr 1923, V. Folge, 6. Heft, Darmstadt, p. 164-192.
- SANDBERGER, F. (1881): Untersuchungen über Erzgänge. Wiesbaden. I. 1881, p. 1-158; II. 1885, p. 159-390.
- SIBERSCHMIDT, W. (1913): Die Regelung des Pfläzischen Bergwesens. Leipzig, 220 p.
- TÜXEN, R. (1927): Bericht über die Befahrung des Vitriolwerkes am Breitenhart bei Schriesheim. Kurpfälzer Jahrbuch, p. 119-128.
- WALENTA, K. (1969): Sekundärmineralien aus den Erzgängen des Gebietes von Freundenstadt im nördlichen Schwarzwald. Aufschluß, 20, Heidelberg, p. 85-96.

Die Schwerspatvorkommen des Odenwaldes

D. D. KLEMM und H. FAZAKAS, München

Kurzfassung/Abstract

Die Mineralogie, Genese und Typen von verschiedenen Barytlagerstätten des Odenwaldes werden beschrieben: Gänge im kristallinen Grundgebirge, Klufifüllungen im nördlichen Gabbro-Dioritzug, verkieselte Gänge und Vorkommen im Zechstein und Buntsandstein.

Various types and modes of formation of barite deposits in the Odenwald are described: veins in crystalline basement rocks, joint fillings in the gabbro-diorite belt, silicified barite veins, and occurrences in the Zechstein and Buntsandstein.

Im gesamten südwestdeutschen Grund- und Deckgebirge lassen sich zahlreiche, mehr oder weniger erzführende, fast durchwegs gangförmige Schwerspatvorkommen beobachten, deren einst reger Abbau heute völlig zum Erliegen gekommen ist.

Es lassen sich fünf verschiedene Gruppen voneinander trennen:

1. Gangförmige Schwerspatgänge des kristallinen Grundgebirges.

Diese weisen eine eindeutige Stellung auf. Das Streichen ist ausnahmslos hercynisch, NW-SO ($125^\circ \pm 10-20^\circ$). Die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich; sie schwanken von 2,5 m bis zu einigen cm, wobei man bei allen aufgeschlossenen Gängen stets deutliche Anzeichen mehrerer Gangöffnungsfolgen an Bänderungen mit feinkörnigen bis mylonitischen Spaltenbrekzienzonen erkennen kann.

An den Salbändern treten neben oxidischen Eisen- und Manganerzen, spärliche Mengen von Chalcedon, Flußspat und Kupferkies auf. Als Seltenheit wird von R. BÄRTLING (1911) das Auftreten von Nickelblüte in den Kleestädter und Klein-Umstädter Gängen beschrieben. Im Nebengestein ist fast immer in der unmittelbaren Nähe der Gänge eine Bleichung und Zersetzung zu erkennen.

K. v. KRAATZ-KOSCHLAU (1897) wie auch R. BÄRTLING (1911) beschreiben in den Odenwälder Schwerspatgängen zwei Generationen von Baryt. Die ältere Generation, nach R. BÄRTLING „permischen Alters“, besteht aus flächenarmen, milchweißen bis rötlichen Kristallen, wobei die jüngere Generation „tertiären Alters“ aus flächenreichen, kleinen Kristallen besteht. Eine derart weit auseinanderklaffende zeitliche Abfolge dieser verschiedenen Barytgenerationen ließ sich jedoch nicht bestätigen.

Mikroskopische Untersuchungen unterstützt durch Verteilungsanalysen von Spurenelementkonzentrationen machten deutlich, daß diese epigenetischen Schwerspatvorkommen

drei Generationen von Baryt aufweisen, deren Absatz wahrscheinlich drei verschiedenen Mineralisationsphasen zuzuordnen ist.

Im heute Anstehenden sind folgende Schwwerspatgänge dieses Gangtypes noch gut zu finden:

Bei Ober Ostern, Ober Kainsbach, Groß Biberau, Hering und Kleestadt.

Durch alten, aufgelassenen Bergbau, Pingenzüge oder Lesesteine lassen sie sich bei folgenden Lokalitäten noch nachweisen:

Brombach, Ellenbach, Gumpersberg, Hering, Hummetroth, Kleestadt, Klein Umstadt, Krumbach, Nieder Mumbach, Ober Kainsbach, Ober Ostern, Rippenweier, Rodau, Schriesheim, Unter Ostern, Wallbach, Weschnitz, Zipfen und Zotzenbach.

2. Kluffüllungen von Schwwerspat und Kalkspat im nördlichen Gabbro-Dioritzug (Nieder-Ramstadt).

Schwwerspatgänge geringer Mächtigkeit kann man in den Steinbrüchen von Wingertsberg bei Nieder-Ramstadt, Mühlberg bei Nieder Beerbach und Waschenbach beobachten.

Der Baryt, eng verwachsen mit Kalkspat, gelegentlich auch mit etwas Quarz, tritt als Kluffüllung in tektonisch beanspruchten Zonen als diskontinuierliche Gänge und Nester auf. Kupferkies, Kupferglanz, Rotkupfer und Malachit bilden im Steinbruch Wingertsberg die Mineralführung dieser Gänge, wo P. RAMDOHR (1924) ein Gängchen mit Speiskobalt, Safflorit, Silberglanz, gediegen Silber, Kupferglanz, Zinkblende und Bleiglanz beschrieb. Es wird angenommen, daß dieses als „Edle Kobaltsilberformation“ bezeichnetes Gängchen eine Verlängerung des in der Grube „Silberberg“ bei Nieder Modau abgebauten Ganges ist.

Das Auftreten des Schwwerspates, wie auch die Spurenelementkonzentration in diesen zeigen deutliche Unterschiede zu den gangförmigen Vorkommen der ersten Gruppe. Sie sind genetisch zusammen mit den oben beschriebenen Erzen an die magmatischen Ereignisse ihrer Wirtsgesteine als Teil des hydrothermalen Ganggefülges gebunden.

3. Verkieselte Schwwerspatgänge.

Charakteristisch für die gangförmigen Schwwerspatvorkommen des süddeutschen Grundgebirges sind die Verdrängungsvorgänge durch Quarz, welche zur Bildung der bekannten „Pseudomorphosenquarzite“ führten. Ein genetischer Zusammenhang zwischen Baryt-Auflösung und Verkieselung wurde von H. SCHNEIDERHÖHN (1949) angedeutet und durch die Arbeit von E. BAIER und V. VENZLAFF (1961) bestätigt.

Aus Strukturen verkieselter Barytgänge konnten die Autoren mehrere Stadien der Barytauflösung und Kieselsäureausfällung nachweisen, die in wiederholten Verdrängungsprozessen abliefen. Es muß angenommen werden, daß gleichzeitig mit diesen Verdrängungsvorgängen auch Erzminerale zum Absatz kamen, die der Anlaß einiger Bergbauversuche waren.

Vom Reichenbacher Vorkommen wurden von L. KÖBRICH (1936) Bleiglanz, silberhaltiges Fahlerz, Kupferglanz und Kupferkies als primäre Erze, wie gediegenes Kupfer, Rotkupfererz, Ziegelerz, Kupferlasur, Malachit, Chrysokoll, Wulfenit, Kupfersulfat, Pyromorphit, Cerrusit, Stolzit, Mimitesit, Olivenit und Brauneisenstein als sekundäre Erze beschrieben. Auch heute lassen sich auf der alten Halde noch (vorwiegend nach frischen Regenfällen) schöne, bis handtellergroße Platten gediegen Kupfer mit Malachitkrusten finden.

Neben dem gut aufgeschlossenem Reichenbacher Pseudomorphosenquarz treten weitere Gänge bei Ursenbach, südlich vom Auerbacher Schloß und bei Nieder Mumbach auf, die teilweise als Zier- und Grabsteine abgebaut werden und zur Zeit im Handel sehr begehrt sind.

In der Gegend von Erbach bei Heppenheim, Reichelsheim (Fronhofen), Zotzenbach und Zipfen kann man anhand von Lesesteinen weitere Pseudomorphosenquarzitgänge nachweisen.

Nördlich von Ursenbach und bei Hohensachsen (nach freundlicher Mitteilung von Herrn M. FETTEL aus Kirschhausen bei Heppenheim) treten ebenfalls verkieselte Barytgänge auf, die jedoch stellenweise vereinzelte Schwespatnester in verschiedenen Verkieselungsstadien erkennen lassen.

4. Vorkommen im Zechstein.

Zwischen dem westlichen kristallinen Odenwald und dem östlich gelegenen Buntsandstein treten an dessen Basis vereinzelte geringmächtige Zechsteindolomithorizonte auf, die schwespatführend sind. Im Unterschied zu den gangförmigen, an Klufsysteme gebundene Schwespatvorkommen sind die im Zechstein deutlich schichtgebunden.

Es handelt sich um keine lang aushaltenden Serien, sondern um linsige Lagen kurzer Verbreitung, in denen der Schwespat nicht selten in Nestern mit gut ausgebildeten Individuen vorkommt.

Wie schon H. MURAWSKI (1954) an den Vorkommen im Spessart feststellte, ist auch das hier kurz beschriebene Beispiel bei Hummetroth in der Nähe gangförmiger Barytvorkommen des Grundgebirges anzutreffen: Die in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen dolomitischen Zechsteinkalke weisen Zersetzungserscheinungen auf. Im Hangenden, ungefähr 20–30 cm von den Barytlagen entfernt, entwickelt sich ein Niveau von Ankerit und Manganoxiden, oft in krustenartiger Ausbildung, die ihrerseits von kleinen Barytkristallen durchsetzt sind. Auffallend für dieses Niveau sind erhöhte Kupfergehalte.

Da Mangangehalte nach W. v. ENGELHARDT (1936) und G. GUNZERT (1961) in einem Gestein zur Ausfällung von Schwespat aus vagabundierenden Lösungen wesentlich beiträgt, könnte das Auftreten von Schwespat im Zechsteindolomit Diffusionsvorgängen bariumhaltiger Lösungen aus dem Grundgebirge zugeschrieben werden. Das würde bedeuten, daß im Zechstein lediglich die schichtgebundenen Mn-haltigen Horizonte durch Schwespat mineralisiert worden sind.

5. Vorkommen im Buntsandstein.

Verglichen mit den Schwespatvorkommen des Schwarzwaldes und des Spessarts, wo Gänge mit Mächtigkeiten bis zu 8 m im Buntsandstein anzutreffen sind, treten im Odenwald nur geringmächtige Gänge mit kaum abbauwürdigen Ausmaßen fast nur im mittleren Buntsandstein auf.

Entlang der Weschnitzstörung durchsetzen die Schwespatgänge des Grundgebirges den mittleren Buntsandstein (z.B. bei Ober Ostern, J. BARTZ, 1950). Bei Falkengesäß am Leonhardhof wird ein im vergangenen Jahrhundert abgebauter Barytengang von 2 m Mächtigkeit beschrieben (Ch. VOGEL, 1894). Versuchsschächte östlich von Unterschönmattenweg trafen keine abbauwürdigen Vorkommen. Weitere kleine Klutfüllungen von Schwespat bei Rohrbach und Leimen südöstlich von Heidelberg beschreibt J. BARTZ (1950).

Bei Breitenbronn, Eberbach und Rockenau im Neckartal treten ebenfalls im mittleren Buntsandstein Barytgänge auf, deren Mächtigkeit bis 1,2 m betragen.

Schriftum

- BAIER, E. und VENZLAFF, V. (1961): Über die Verquarzung der Barytgänge. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 89, S. 365–376.
- BÄRTLING, R. (1911): Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Ferd. Enke, Stuttgart.
- BARTZ, J. (1950): Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforschung VI. F. 1, S. 147–176.
- ENGELHARDT, W. v. (1936): Die Geochemie des Barium. Chemie der Erde 10, S. 187–246.
- GUNZERT, G. (1961): Über das selektive Auftreten der saxonischen Schwerspatvorkommen in Deutschland. – N. Jb. Miner. Mh. 2/3, S. 25–51.
- KRAATZ-KOSCHLAU, K. v. (1897): Die Barytvorkommen des Odenwaldes. – Abh. Großherzogl. Hess. Geol. Landesamt 3, S. 55–76.
- KÖBRICH, L. (1936): Handbuch der Hessischen Bodenschätze.
- MURAWSKI, H. (1954): Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. – N. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh., S. 145–163.
- RAMDOHR, P. (1924): Ein Silberkobalterzgang mit Kupfererzen von Nieder-Ramstadt b. Dst. Notizbl. Ver. Erdk. F., 6. Heft.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1949): Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. N. Jb. Miner. Geol. Paläontol. Monatsh. Abt. A, 1945–1948, S. 191–202.
- VOGEL, Ch. (1894): Mitteilungen aus dem östlichen Odenwald. – Notizbl. Ver. Erdk. IV. F., H. 15, S. 38–49.

Bergbaugeschichte des Odenwaldes

Michael FETTEL, Heppenheim

Kurzfassung/Abstract

Der Bergbau des Odenwaldes war in erster Linie Erzbergbau und galt den Eisenerzen, dem Silbergehalt von Blei- und Kupfererzen und dem Kupfererz selbst. Er hatte immer nur regionale Bedeutung. In der Mitte des letzten Jahrhunderts kam dann der Manganerzbergbau hinzu, der den Odenwald über seine Grenzen hinaus bekannt machte. Ebenfalls im 19. Jahrhundert entstanden die Abbaubetriebe der Steine und Erden, namentlich Schwerspat-, Marmor-, Kalk-, Graphit- und Feldspatabbau.

Die Kurzdarstellung beschreibt nur den Erzbergbau und streift den Schwerspatabbau. Sie ist nicht chronologisch aufgebaut, sondern stellt die einzelnen Vorkommen und deren Geschichte nach Schwerpunkten dar.

Mining activity in the Odenwald has, for the most part in the past, centered around the mining of metallic ores: iron ores, silver in silver-bearing lead and copper ores, and copper ores. Mining of manganese began in the middle of the 19th century; manganese production was known widely. Nonmetallics, including barite, marble, limestone, graphite and feldspar were likewise mined and quarried for the first time in the middle of the 19th century.

Ore mining, excluding barite mining, is described. The descriptions are not chronologically arranged, but ordered according to the occurrences and related history.

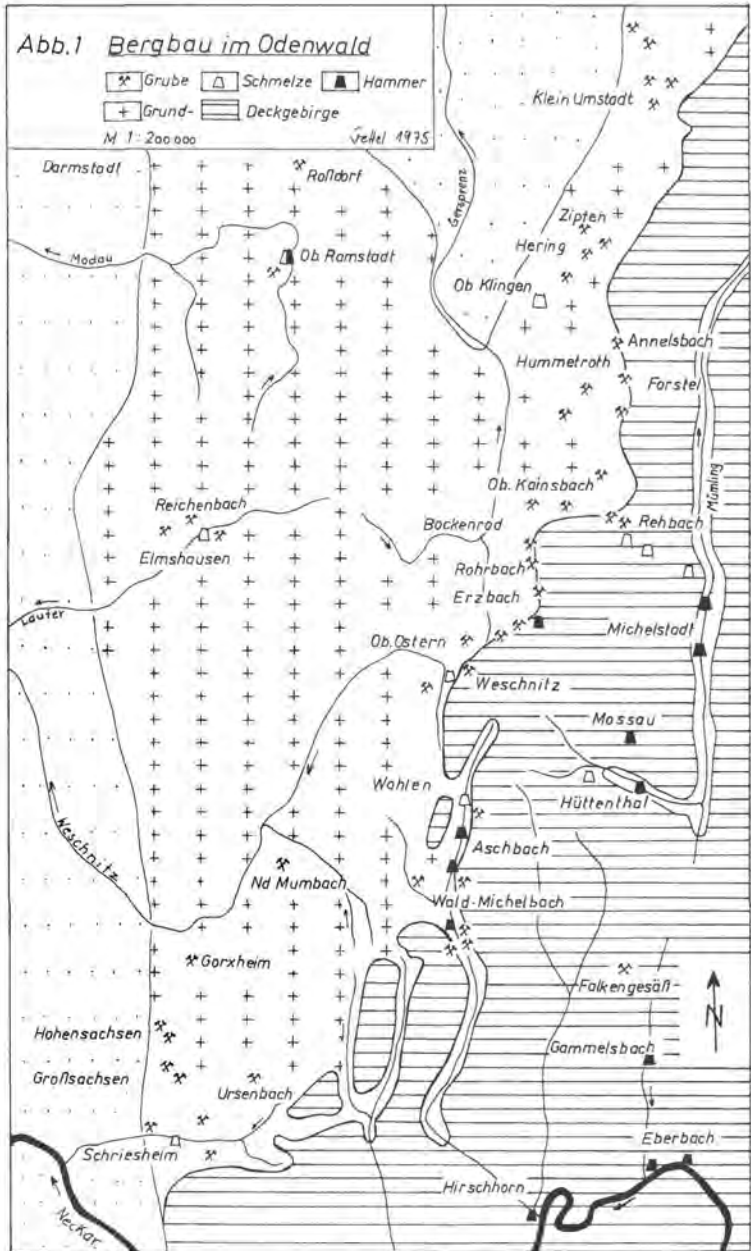
1. Eisenerzbergbau und -industrie

Der älteste Bergbauzweig des Odenwaldes ist der Eisenerzbergbau. Schon 795 nennt eine „Beschreibung der Mark Heppenheim“ im Codex Laureshamensis die „Aerzgreffe“ (Erzgrube) im Gebiet um Weschnitz. Der Eisenerzbergbau bestand von da an mit Unterbrechungen bis zum Ende des 19. Jahrhunderts. Weit über 100 Flurnamen erinnern heute noch an diesen bedeutenden Bergbauzweig (Zusammenstellung bei KÖBRICH 1937, S. 6ff.).

Bebaut wurden der Eisenglanz im kristallinen Grundgebirge, Roteisenstein im Melaphyr, manganhaltige Eisenerze und Eisenglanz im Zechstein und Brauneisenerze in den Buntsandsteingebieten. Die Basalteisenerze im nordöstlichen Odenwald (s. TRAUTMANN 1955, S. 73ff.) sollen hier nicht weiter behandelt werden.

1.1 Die **Eisenerzvorkommen im kristallinen Grundgebirge** sind meist als Erzgänge ohne Gangart ausgebildet, seltener sind sie an Quarz- oder Pegmatitgänge gebunden. Von den überaus zahlreichen Vorkommen, fast in jeder Gemarkung sind Funde von Eisenglanz bekannt (Zusammenstellung bei HUNDT 1937), hatten folgende einige Bedeutung.

Bei Wallbach wurde in einem Schacht Eisenrahm zur Farbherstellung gefördert (CHELIUS 1897, S. 66). Zum gleichen Zweck ließen 1859 die Farbwerke Hoechst bei Hummetroth Roteisenstein abbauen (420 Ztr), nochmals 1871 bis 1873. Auch in der



Gegend von Annelsbach, wo schon 1472 die „Annelsbacher Bergwerksfreijung“ bestand (MÖSSINGER 1957, S. 34ff.), grub man im letzten Jahrhundert nach Eisenerz.

Die Eisenerzvorkommen um den Otzberg kommen auf bis 2 m mächtigen Quarz- bzw. verkieselten Barytgängen vor. Es handelt sich um Eisenglanz oder derben Roteisenstein. Die Michelstädter Hütte, die im Besitz der Reusischen Bergwerksgesellschaft stand, baute ab 1799 im Erzgrubenwäldchen bei Hering und im Feld „Elba und Schweden“ bei Lengfeld ab. Gefördert wurde auch im Schneisenschlag bei Zipfen und am Langenberg bei Ober-Klingen.

Alle diese Vorkommen sind seit alter Zeit bekannt und belieferten früher die Schmelze bei Ober-Klingen. Schon 1472 hatte Kurpfalz eine Bergordnung für „die Bergwerke um unser Schloß Otzberg“ erlassen (SILBERSCHMIDT 1913, S. 27). 1700 gruben Otzberger Bergknappen bei Ober-Kinzig, Wersau und Hummetroth; um die Schürfrechte stritten sich die Häuser Löwenstein, Erbach und Hessen (KÖRBRICH, Chronik, 1937, S. 25).

1.2 Die **Eisenerze im Melaphyr** um Darmstadt, meist Roteisenstein, treten fast immer zusammen mit Baryt auf Gängen auf. Sie wurden im letzten Jahrhundert aufgeschlossen und gemutet (HUNDT 1937, S. 10). Für ernsthaften Abbau waren sie aber zu geringmächtig.

1.3 Seit frühester Zeit sind die am Westrand der Buntsandsteindecke gegen das Grundgebirge zu Tage austreichenden manganhaltigen Eisenerze im Zechsteingebiet bekannt. In alter Zeit wurden sie auf Eisen verhüttet, im 19. Jahrhundert dann auf Mangan (s. S. 6).

Die Abbaumethoden der Alten waren recht einfach: Man legte Tagebaugruben an oder teufte Schächte von 10 bis 20 Klafter Tiefe ab. Bisweilen wurden aus einem Schacht 10 auch 20 Fuhren Erz gewonnen. Nur das in unmittelbarer Nähe des Schachtes erreichbare Erz wurde herausgerissen und der dadurch gefährdete Schacht dann schleunigst verlassen (KÖRBRICH 1922).

Auf diese Weise baute man besonders die Erze bei Weschnitz ab (Nennungen von Bergbau 795, 1546, 1644 bis 1682, 1699–1703 dreizehn neue Schächte). Aber auch die Vorkommen bei Rohrbach im „Röhrriech“ (1500–1568) und die bei Rehbach (um 1500; Grube Neptun 1853–1878) wurden so ausgebeutet.

Auf ähnliche Weise gewann man auch die Eisenerze bei Ober-Kinzig und Forstel, wo neben den manganhaltigen Erzen auch grobblättriger Eisenglanz zusammen mit Baryt im Zechstein vorkommt. Ober-Kinzig sah schon 1479 bis 1490 Bergbau, Forstel erst im letzten Jahrhundert, als man „Farberze“ für die Firma Hoechst förderte.

1.4 Brauneisen und „Bohnerze aus Brauneisenstein mit Mangangehalt“ (CHELIUS 1897, S. 66) förderten vorzugsweise die im **Buntsandstein** bzw. im Röth des unteren Buntsandstein angelegten Gruben. Solche bestanden bei Steinbach bei Michelstadt am Hermannsberg, bei Kirch-Brombach (1441, 1691–1704), Wahlen (1763/64), Momart, Haisterbach, Bullau und Vielbrunn.

1.5 Ebenso groß wie die Zahl der Gruben war die der **Hütten und Schmelzen**.

Zu Beginn der Eisenindustrie verwerteten einfache Schmelzstätten von Waldschmieden die meist in unmittelbarer Nachbarschaft geförderten Erze. Die Schmelzen wurden mit Holzkohle beschickt, die von Köhlern aus dem Holz der umliegenden Wälder gewonnen wurde. Nur einige der Wald-Schmieden seien genannt:

Roter Kandel bei Erzbach (13./14. Jahrhundert, um 1500 erbachische Waffenschmiede), Ober-Mossau (1512, 1568), Hiltersklingen (1517), Wahlen (schon 1520) und Etzen-Gesäß (1541).

Bereits im 16. Jahrhundert wandelten sich die Wald-Schmieden in bessere Schmelzen und Öfen, denen dann zum Teil schon Eisenhämmer angeschlossen waren. Zahlreiche neue Hütten kamen hinzu:

Ober-Klingen (1708 genannt, aber älter), Hüttenthal (14. Jahrhundert, Schmelze und Hammer für die Erzbacher Gruben), Rehbach (1568 schon bestehende Schmelze verhüttet

die Erze aus den reichen Gruben bei Mossau und Momart), Steinbach bei Michelstadt (1533 Eisenhütte), Zell bei Michelstadt (Unterer Hammer 1578 bis 1864; bis zuletzt wurden die Öfen „Albert“ und „Marie“ mit Holzkohle betrieben), Gammelsbach (Hammer 1600 bis 1864), Wald-Michelbach (Hammer 1565 bis 1865), Weschnitz (Schmelze und Schmiede 17. Jahrhundert), Hirschhorn (Hammer 1651 bis 1772), Aschbach (Oberer Hammer 1734 bis in unsere Zeit, Schmelze 1763/64), Aschbach (Unterer Hammer bis 1877), Ober-Ramstadt (Schmelze 1688 bis 1708, Eisenhammer 1688 bis 1817), Schöllensbach (Hammer 1700 bis 1870) und schließlich Michelstadt (Oberer Hammer 1757 bis Mitte des 18. Jahrhunderts).

2. Bergbau auf Blei- und Silbererze

2.1 Eine alte Bergbauurkunde betrifft den Silbererzbergbau im **südlichen Odenwald**: Am 18. August 1012 verlieh König Heinrich II. den Lobdengau dem Bistum Worms, behielt sich aber den sog. „Colegenberg“ vor. Dieser Berg ist der heutige Roßbühl in der „Köhlbach“ bei Hohenhausen. Die dort auftretenden Quarzgänge mit silberhaltigen Blei- und Kupfererzen, sowie gediegen Silber (BLÖMEKE 1893, S. 34) waren also schon damals bekannt. In den folgenden Jahrhunderten wurde immer wieder abgebaut, zuletzt im Jahre 1856. Die Hauptabbauzeit lag um 1780 bis 1820 (FETTEL 1973, S. 294–303).

Sehr alt ist auch der Bergbau bei Großsachsen, wo am Belzberg, Hundskopf, Talberg, an der Teufelstrappe, dem Heidenloch und bei Heiligkreuz Bergbauspuren zu sehen sind. Die Hauptabbauzeit lag auch hier um 1780 bis 1800, Abb. 2 zeigt den Zustand der Grube im Jahre 1778 nach Angabe des kurpfälzischen Bergmeisters Ludolph (GLA 229/35186 VI). Sie wurde Grube Hilfe Gottes genannt. Die Erze, silberhaltiger Bleiglanz, treten zum Teil ohne Gangart auf Klüften auf, zum Teil sind sie mit Kalzit, Quarz und Baryt vergesellschaftet (FETTEL 1972, S. 236f.).

Kurfürst Philipp von der Pfalz, der schon am 19. Mai 1488 ein Silberbergwerk am „Quatsberg/onsperg“ ober Weinheim verliehen hatte (CHRIST 1914, Sp. 19/20), verlieh 1494 ein weiteres Bergwerk im südlichen Odenwald und zwar am Breitenhard, dem heutigen Branig, bei Schriesheim. Weitere Verleihungen folgten 1509, 1511, 1527 und schließlich eine Bergordnung im Jahre 1528 (abgebildet bei MÖSSINGER 1955, S. 76).

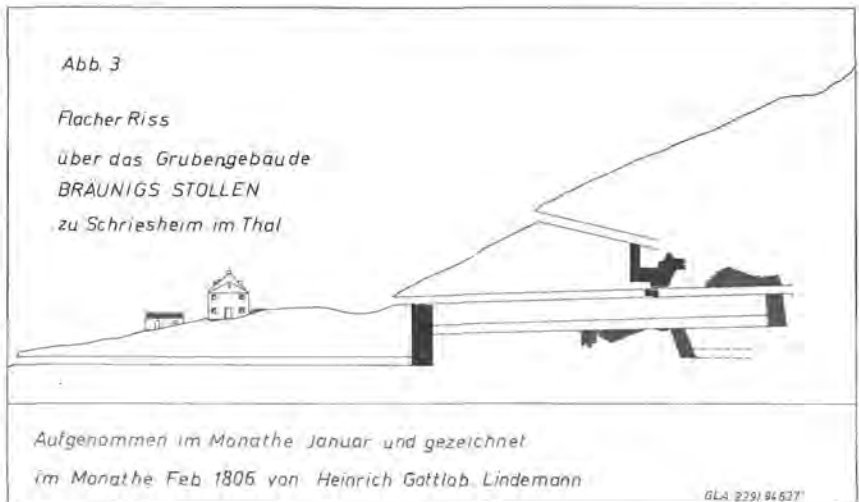
Das Bergwerk, das ein gangartiges Pyrit-Kupferkies-Bleiglanz-Vorkommen erschloß, verwertete ursprünglich nur den Silbergehalt des Bleiglanzes.

Da die Erze aber stark vitriolisierten, die Vitriolwetter begannen bei 100 Lachter Stollenlänge, gewann man in späterer Zeit das Vitriol (Kupfer-, Eisenvitriol und Alaun). So erhielt der Bergmann E. Schulmeister mit Lehensbrief vom 15. 7. 1782 die ausschließliche Befugnis zur Vitriolgewinnung. Ein Seigerriß von 1806 gibt eine Vorstellung vom Grubengebäude, Abb. 3 (GLA Karlsruhe).

1810 fiel das Werk dann ins Freie, wurde aber 1894 unter dem Namen „Anna Elisabeth“ auf Schwefel und Kupfererze neu verliehen. Abbau hat seit dieser Zeit nicht mehr stattgefunden.

2.2 Bei den **Silbergruben im mittleren Odenwald** ist heute nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, welches Mineral abgebaut wurde. Gesucht wurde jedenfalls Silber.

Das „Silberbergwerk“ bei Wallbach (um 1770) versuchte sich wahrscheinlich an feinschuppigem Hämatit, vermutlich auch die Silbergrube bei Ober-Ostern von 1579 (sog. Ostra-Höhle). Was aber 1580 an der Steinfirst bei Klein-Bieberau in der Grube „auf dem Segen Gottes im Hause Hessen“, 1787 bei Nieder-Beerbach und 1750 am Schnellerts bei Stierbach gefunden wurde, ist nicht mehr festzustellen.



Die Grube „Gnade Gottes“ am Silberberg bei Ober-Ramstadt traf nach KÖBRICH (1936) zwar Silbererze an, wurde aber hauptsächlich auf Kupfer betrieben.

Schon 1506 wurde abgebaut und eine Schmelzhütte errichtet. 1577 bis 1596 ließ Landgraf Georg I. von Hessen fördern. Bei nochmaliger Aufwältigung 1858 und 1907/08 traf man lediglich geringe Kupfererze und schmale Barytgänge an, aber kein Silber.

Vergleicht man die Funde von Silbererzen aus diesem Gebiet, 1922 rel. reiche Silbererze bei Nieder-Ramstadt (RAMDOHR 1923), 1952 Argentit bei Waschenbach (Sammlung FETTEL), mit dem Ober-Ramstädter Vorkommen, fallen Übereinstimmungen auf. Jedesmal traten die Vererzungen an Stellen geringer Gangmächtigkeit auf, während die mächtigeren Partien der Gänge ohne edle Erze waren. Um einen solchen Erzfall zu finden, wären in Ober-Ramstadt also weitere Aufschlüsse notwendig gewesen.

Welche Art die Silbererze bei Elmshausen und Hochstädten gewesen waren, von denen die sächsischen Bergleute 1662 angaben, „daß sie ihr Leben lang keine so reichen Erze gesehen hätten“, (in 7 Ztr. Erz sollen 18 Pfd. Silber und 1 Ztr. Kupfer enthalten gewesen sein, KÖBRICH 1936, S. 19), läßt sich heute nicht mehr nachprüfen. In einer alten Grube „in der Struth“ bei Elmshausen, wurden 1855 jedenfalls Bleierze gefunden. Von einem Bleibergwerk am Teufelsstein spricht Bergmeister Ludolph 1786 (ROSENBERGER 1970, S. 183). Vermutlich wurde ein heute nicht mehr bekannter erzführender verkieselter Barytgang angefahren.

Auf die in die verkieselten Barytgänge nesterweise eingesprengten Blei-, Fahlerz- und Kupfererze wurde am Teufelsstein, Borstein und Hohenstein in den Jahren 1513 bis 1565, 1590, 1600 ff., 1687 ff. Bergbau bei Reichenbach getrieben. Noch 1841 und 1842 teufte der hess. Berginspektor Storch je einen Schacht am Hohenstein und Borstein ab, wobei er neben Kupfererzen auch silberhaltigen Bleiglanz und Fahlerz erschloß.

3. Bergbau auf Kupfererze

3.1 Bei den Untersuchungsarbeiten des Berginspektors Storch war man auf die Kupfererze im Salband der Gänge aufmerksam geworden. Die günstigen Gutachten bewogen die Grafen von Erbach ab August 1843 das Bergwerk am Hohenstein auf Kupfer zu betreiben.

Bereits 1851 wurde eine Schmelze errichtet, in der dann auch die Roßdorfer Kupfererze zugute gemacht wurden. Allerdings erwies sich die Verhüttung der Reichenbacher Erze als recht problematisch. Die erheblichen Investitionen zwangen zum Verkauf. 1854 erwarb C. Rhodius aus Köln die Rechte und verkaufte an Ch. Rochaz/Paris weiter, der an H. Simpson/New York weiterverpachtete. Simpson ging im März 1855 in Konkurs, der Betrieb stand einige Jahre still.

Nach Klärung der Rechtsfragen förderte ab 1860 eine Reichenbacher Gewerkschaft mit 17 Arbeitern, 1863 dann mit 35 und 1864 sogar mit 45 Arbeitern. Das gewonnene Garkupfer hatte einen durchschnittlichen Wert von 1862,4 Mk/t. Die Hütte war 1861 durch eine Laugerei abgelöst worden, die wegen ihrer Abwässer schließlich Ursache für die Stilllegung der Grube 1868 wurde.

1902 schloß L. Best die Lagerstätte erneut auf, weitere Versuche folgten 1914 und 1917 (s. KÖBRICH 1936, S. 64 bis 75). Die Aufschlußsituation zu diesem Zeitpunkt zeigt Abb. 4.

Über die letzte Betriebsperiode 1939 bis 1944 s. FETTEL, diese Zschr., S.253.

3.2 Im **nördlichen Odenwald** bestanden neben dem Ober-Ramstädter Bergwerk (s. S. 7) zwei weitere Kupferbergwerke. Im Bessunger Wald bei Darmstadt wurde im Jahre 1688/89 am Glasberg ein Kupferbergwerk eröffnet, das aber nur kurzen Bestand hatte (KÖBRICH 1937, Chronik, S. 25).

Das Kupferbergwerk an der Goldkaute bei Roßdorf baute auf „Gelbeisensteinbohnen mit 10–20%igem Kupfergehalt in den Schieferletten des Rotliegenden“ (BECKER/LUDWIG 1861). Von 1500 bis 1514 wurde hier zum ersten Mal, von 1577 bis 1586 zum zweiten Mal abgebaut. 1854 ließ dann Berginspektor Storch einen neuen Schacht graben, in dem er Kupfererze fand. Die Grube war dann bis 1859 unter wechselnden Besitzern mit 10–12 Arbeitern in Betrieb. Das bei Grube gemahlene Erz wurde zur Schmelze nach Reichenbach gebracht. Als die Schmelze stillgelegt wurde, kam auch der Roßdorfer Bergbau zum Erliegen.

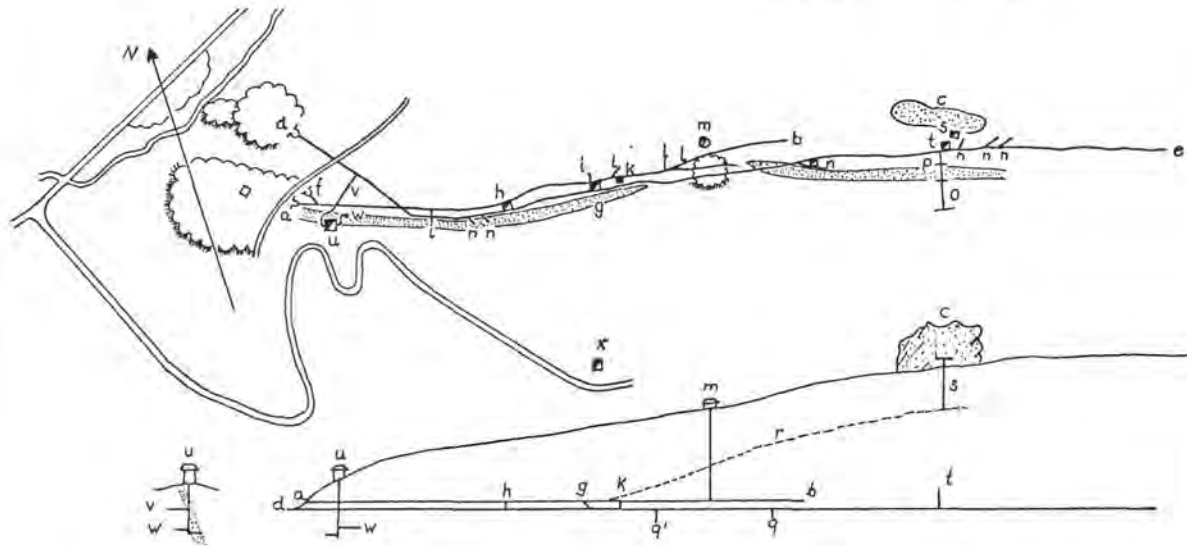
3.3 Im **südlichen Odenwald** bestand um 1785 bei Hohensachsen im Tal nach Ritschweier eine der Kupfergewinnung dienende Grube mit dem Namen St. Christian (ROSENBERGER 1970, S. 167). Die Grube soll schon vor 1785 bestanden haben.

Bei Großsachsen wurde 1857 am Ostabhang des Talberges ein Kupfererzgang von 3 Fuß Mächtigkeit gefunden und kurzfristig aufgeschlossen (GLA 237/32 632).

Auf Kupfer wurde auch die Grube am Eichelberg bei Gornxheim betrieben. Für sie liegen Belegungen bereits aus den Jahren 1486, 1500 und 1551 vor (SILBERSCHMIDT 1913, S. 37 und 61). Um 1820 gewann ein Herr v. Villier dort noch einmal „Kupfergrün“ zu Farbzwecken; es sollen bis 6 cm breite Malachitschnüre aufgetreten sein. Die Grube wurde dann noch einmal 1873 unter dem Namen „Gornxheim“ auf Kupfererze verliehen (KÖBRICH 1936, S. 79).

4. Der Manganerzbergbau im Odenwald

Die Manganerze des Odenwaldes, die im Mittelalter auf Eisen verhüttet worden waren, gewannen ab den 1870er Jahren für die Industrie wieder an Wert. So wurden in der Provinz Starkenburg nach dem Inkrafttreten des „Berg-Gesetzes für das Großherzogtum Hessen“ v. 1. 7. 1876 auf Mangan bzw. Eisen/Mangan bis 1869 neun Felder verliehen, von 1870 bis 1876 dann neunzehn, von 1877 bis 1883 weitere 55, von 1884 bis 1894 noch einmal 44 und von 1895 bis 1904 schließlich noch drei (KÖBRICH 1932, S. 151).



a-b Stollen 1847 c der Hohenstein d-e tiefer Stollen 1907 f neues Mundloch des alten Stollens, der bis g aufgewältigt wurde 1908 g und h Überhauen vom tiefen zum oberen Stollen i 4 Versuchsquerschläge vom oberen Stollen k Gesenk vom oberen Stollen bis etwa tiefe Stollenssole l Gabelung des oberen Stollens ins Hangende m alter Schacht n 6 Versuchsquerschläge des tiefen Stollens o Querschlag durch den Gang p der Gang auf der tiefen Stollenssole q Gesenke vom tiefen Stollen r Grenze der Imprägnation unter Tage s Versuchsschacht am Hohenstein 1841 t Überhauen u Maschinenschacht 1917 auf dem Gang v Querschlag zum tiefen Stollen w 36m-Sohle x Maschinenschacht 1935 ~~Quarzgang~~ Quarzgang

4.1 Im **Gebiet des mittleren Odenwaldes** war es besonders die Gesellschaft Vulkan/Duisburg unter Grubendirektor G. Heinrich, die die Manganvorkommen durch Bohrungen nachwies.

Die Firma des Wendel (Societe anonyme des petit-fils de François de Wendel) aus Hayingen in Lothringen übernahm Mutungen der Gesellschaft Vulkan und kam so u. a. in den Besitz der Felder Gottfried bei Bockenrod, Adolph in Gemarkung Unter-Ostern, Adolph I, Juno, Silvan, Fortuna und Diana in Forst Reichenberg. Sie baute die einzelnen Felder gemeinsam ab, die Grube im Feld Gottfried als Schacht I, die Grube Adolph I als Schacht II, die übrigen unter dem jeweiligen Felddesnamen, Abb. 5.

De Wendel nahm unter Grubenverwalter N. Folmer 1885 den Betrieb auf, 1886 errichtete sie eine bis 1900 bestehende Seilbahn zur neuen Bahnstation Bockenrod. Die Grube hatte zwischen 130 und 264 Mann Belegschaft, die fast alle aus der Umgebung kamen (Abb. 6). Die Gesamtförderung aller de Wendel'schen Gruben bei Bockenrod betrug 347931 t (HUNDT 1937, S. 9).

Die Grube Gottfried war von 1885 bis 1900 in Betrieb, die Grube Juno von 1894 bis 1900 (durchschnittliche Jahresförderung 2903 t), die Grube Adolph von 1886 bis 1900.

1888 erwarb die Firma Gebr. Stumm aus Neunkirchen an der Saar die Grube Georg bei Rohrbach von der Gesellschaft Vulkan (CHELIUS 1897, S. 28) und baute bis 1897 ab. 1903 bis 1909 wurde auf ausdrückliche Anregung der Bergbehörde der Betrieb wieder aufgenommen, beschränkte sich aber auf Vorrichtungsarbeiten. Erst ab 1914 wurde wieder abgebaut und die Grube im Sommer 1924 nach Erschöpfung der Erzvorräte im aufgeschlossenen Feldesteil endgültig aufgelassen. Insgesamt waren 17942 t gefördert worden.

Im Feld Adolph bei Ober-Kainsbach wurden im Paffen-Beerfurter Gemeindewald 1859/60 etwa 360 t Erz gefördert. 1903 nahm man Versuchsarbeiten mit 3 Schächten vor. Die Gelsenkirchener Bergwerks AG baute von 1915 bis 1919 mit drei Stollen und mehreren Schächten 13435 t Erz ab. Untersuchungsarbeiten im Jahre 1936 wiesen die Erze auf einer Fläche von 3600 qm unterhalb der Spreng und unterhalb der Straße Spreng-Vierstöck am Michelsberg nach (HUNDT 1937, S. 11).

4.2 Nach Stilllegung der Bockenroder um 1900 gewannen die **Manganerzvorkommen bei Wald-Michelbach** an Bedeutung, vor allem die Grube Aussicht der Firma de Wendel, sowie die Gruben Ludwig und Morgenstern der Dillinger Hüttenwerke AG.

Die Grube Aussicht im Walldistrikt Seufzen bei Straßburg-Unterwaldmichelbach war von 1899 bis 1911 in Betrieb, wobei ab 1902 165962 t Manganerz gefördert wurden. Die Lagerstätte wurde mit drei übereinanderliegenden Stollen erschlossen, wobei die Förderung des tiefsten Stollens mit einem Wasserkastenaufzug (Abb. 7) zum nächsthöheren Stollen gebracht wurde. Von hier brachte sie eine Seilbahn zum Anschlußgleis der Bahn Mörlenbach-Unterwaldmichelbach.

In der kleinen Grube Ludwig am Westgehänge des Bocksbergs arbeitete von 1889 bis 1893 die Firma Hesse und Schulte/Siegen, die vier Schächte und zwei Stollen einrichtete. Von 1901 bis 1909 und von 1915 bis 1918 betrieb dann die Dillinger Hüttenwerke die Grube.

Die Grube Morgenstern wurde zusammen mit der Grube Ludwig betrieben, ebenfalls von den genannten Firmen. Die Gesamtförderung beider Gruben betrug 7430 t.

Im Jahre 1916 eröffneten die de Wendel'schen Hüttenwerke auf bergbehördliche Anordnung die Grube Minca in der Gemarkung Aschbach bei Wald-Michelbach. Aus zwei Schächten und einem Stollen wurden bis 1918 insgesamt 537 t Manganerz gefördert.

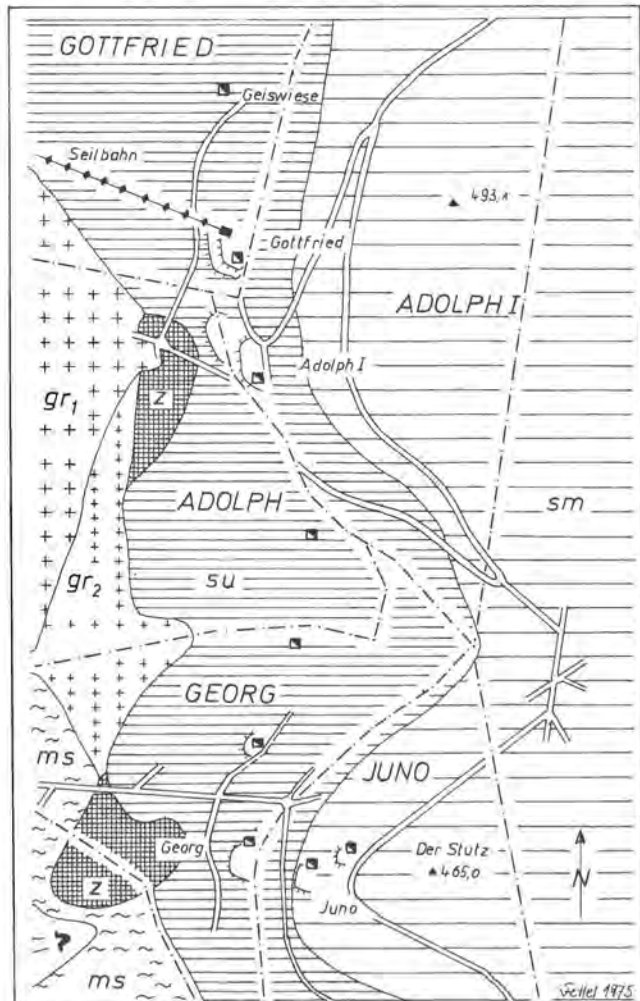


Abb 5 Mangan-Gruben bei Bockenrod

M 1:10 000

| | | | | | |
|-----------------|--------------|----|----------------|------|------------|
| ms | Metamorphite | z | Zechstein | | Feldgrenze |
| gr ₁ | Alt. Granit | su | Unt. Buntsdst. | JUNO | Feldname |
| gr ₂ | Jüng. Granit | sm | Mittl. " " | | Schacht |



Abb. 6. Belegschaft der de Wendel'schen Gruben bei Bockenrod im Jahre 1890 (Foto aus Privatbes.).

5. Schwerspatbergbau im Odenwald

Da dieser Bergbauzweig bisher noch nirgends zusammenfassend dargestellt wurde, sollen hier an dieser Stelle Teil-ergebnisse von Untersuchungen veröffentlicht werden, die Verfasser in den letzten Jahren vornahm.

Der Schwerspatbergbau entwickelte sich aus kleinen Gruben in der Hand der Grundeigentümer, die zum Teil im Tagebau arbeiteten. Ihre Betriebe kamen nach wenigen Jahren zum Erliegen, da einerseits die finanziellen Mittel, andererseits die nötige Erfahrung zur Einrichtung eines ordentlichen Bergbaubetriebes fehlten. In keinem einzigen Fall wurde aber eine Grube wegen eines zu hohen oder mit der Teufe zunehmenden Quarzanteils stillgelegt.

5.1 **Im südlichen Odenwald** befanden sich solche Kleinbetriebe bei Ursenbach (1827/28, 1857), Altenbach (im Jahre 1835), Ober-Flockenbach (um 1880), Schriesheim-Allmersbach (1800/1801, 1830), an der Hollmuth bei Neckargemünd (um 1870) und am Leonardshof bei Falkengesäß (1892/93, 1922/23).

5.1.2 **Im mittleren Odenwald** wurde der Schwerspat in Kleinbetrieben abgebaut bei Nieder-Mumbach (1854, 1890), Wald-Michelbach (um 1890), Hammelbach (1854), Ellenbach, Krumbach, Zotzenbach (um 1890) und Ober-Ostern (1857 bis 1870, 1900, 1923/25).

5.1.3 **Im nördlichen Odenwald** schließlich bei Nieder-Modau (1858), Hahn (1907), Zipfen (1875 bis 1877), Hering (1900), Gumpersberg und Birkert (um 1860) und Kleestadt (1880, 1887 bis 1891, 1905 und 1907/08).

5.2 Aus ebensolchen kleinen Anfängen entstanden auch die größeren Bergwerke bei Schriesheim, Ober-Kainsbach und Klein-Umstadt.

5.2.1 Das Schriesheimer Vorkommen im Weiten Tal wird 1805 zum ersten Mal genannt; damals bestand aber bereits ein alter Stollen. Ab 1805 bis 1839 wurde aus den verschiedenen Abbaustellen auf dem 1,5 km langen Gangzug immer wieder mal gefördert.



Abb. 7. Wasserkastenaufzug der Grube Aussicht, Wald-Michelbach (Foto aus KÖBRICH 1928).

Die bekannte „Spatschlucht“ wurde im Jahre 1809 begonnen. Versuche in den Jahren 1865, 1882, 1899 und 1906 brachten keine nennenswerten Ergebnisse.

Ab 1922 wurde in der Hauptsache in der Langen Schaar am Westgehänge der Oberen Griet gefördert, 1922 bis 1927 von der Firma Grisse/Hagen. 1930 übernahmen die „Spatwerke und Erdfarben Industrie AG“ die Rechte und gewannen von 1932 bis 1934 rund 11 500 t Spat. Diese Firma betrieb auch die bekannten Schwer- und Flußspatgruben im Oedsbach- und Hesselbachtal im mittleren Schwarzwald. Ab Mitte 1937 förderte dann ein neues Unternehmen (Spatwerke Schriesheim/Pettenberg, Frankfurt a. M.) und verkaufte bis zur endgültigen Stilllegung 1939 noch einmal 3500 t Schwerepat.

5.2.2 BÄRTLING (1911, S. 78–83) beschreibt die Vorkommen und den Bergbau auf dem Gangzug westlich von Ober-Kainsbach für die Zeit um 1909. Bergbau ist dort allerdings schon seit der Mitte des 18. Jahrhunderts bekannt. In diesem Jahrhundert wurde 1904/05 „Im Grund“ abgebaut, 1900 bis 1906 und 1908 bis 1912 durch die „Odenwälder Barytwerke GmbH“ an der sog. Weißen Mauer“. Der geförderte Spat wurde in der werkeigenen Mühle bei Nieder-Kainsbach versandfertig gemacht.

5.2.3 Den bedeutendsten Bergbau auf Schwerspat im Odenwald sahen aber die Vorkommen bei Klein-Umstadt.

Vereinfacht lassen sich hier fünf Gangbezirke mit mind. zwölf Gängen unterscheiden, nämlich Sauruh, Spitzweg-Steinkrieg, Stangenberg, Ohlbach und Hönig.

C. HÄUSER/Klein-Umstadt, mit dessen Name der Bergbau hier untrennbar verknüpft ist, beschreibt die Anfänge des Schwerspatbergbaus (gekürzte Notizen 1952, Privatbesitz):

„Der Bergbau dürfte mit Unterbrechungen auf über 100 Jahre zurückreichen. Viele kleine Betriebe oder Eigenlöhner gewannen den Spat aus den über Tage anstehenden Gängen und brachten sie per Achse zu den Mühlen bei Höchst, Sandbach, Neustadt und Hainbach. Diese Mühlen unterhielten zudem eigene Gewinnungsstätten hier. Durch den zersplitterten Grundbesitz hatte natürlich jeder Betrieb nur geringe Ausdehnung. Jeder Konkurrent war zudem darauf bedacht, den anderen möglichst an einer Ausdehnung zu hindern. So wurde es unmöglich, ordnungsgemäße Schachtanlagen zu errichten oder den Gang bei einer Verdrückung weiter zu verfolgen. Es gab ja bei den vielen Gängen überall noch Möglichkeiten, an Stelle des eben zusammengerutschten Schachtes eine neue Gewinnungsstätte zu erschließen.“

Für diese Zeit der Kleinbetriebe sind folgende Abbaustellen bekannt geworden: 1839 beginnt die Fa. Kurz & Co mit dem Abbau, 1854 erhält die Fa. Heck & Co/Mainz für die Ohlbach einen Schurfschein, am Stangenberg werden 1860 drei bis vier Schächte abgeteuft, 1870 betreibt die Fa. Heck/Worms auf dem Ohlbachgang einen Maschinenschacht, im Spitzweg wird 1880 im Schachtbetrieb gefördert, 1891 wird ein erster Schacht auf der Sauruh abgeteuft, auf dem Steinkrieg wird 1900 gearbeitet, ebenfalls um 1900 arbeitet die Gewerkschaft Helminenglück mit Schachtbetrieb im Stangenberg, 1905 teuft C. Häuser auf der Sauruh einen zweiten Schacht ab, ebenso einen am Hönig, 1909 schließlich stellt die Nassauische Gewerkschaft Weitzhelle und Artzkaut ihre Betrieb in den Zaunäckern ein.

Ab 1906 begann C. Häuser damit die vielen Grundstückseigentümer zur Abtretung ihrer Abbaurechte zu bewegen. Er brachte dann seine so erworbenen Rechte in die Gewerkschaft Oberweiß ein, die ab 1913 mit dem Bergbau am Hönig im sog. Stollen I begann. Sie trat ihre Rechte dann an die „Rheinischen Fluß- und Schwerspatwerke Ludwigshafen“ ab, für die C. Häuser noch jahrelang als Betriebsführer tätig war. Nach Erlaß des Schwerspat-Gesetzes von 1927 wurden bei Klein-Umstadt die Felder Edelweiß, Klein-Umstadt, Kleestadt und Ausdauer verliehen.

Die Arbeiten am Hönig dauerten bis 1931. Der sog. Stollen II zur Ohlbach war lediglich ein Versuch, erwies aber den dortigen Gang als bauwürdig.

Die Gesamtförderung der Jahre 1906 bis 1931 betrug rund ein Viertel des geschätzten Barytvorrates bei Klein-Umstadt, nämlich 500000 t.

Schrifttum

- BÄRTLING, R. (1911): Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Enke, Stuttgart, 188 S.
 BARTZ, J. (1950): Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald. Notizblatt hess. Landesamt f. Bodenforsch. VI, 1, S. 147–176.
 BLÖMEKE, C. (1893): Erzlagerstätten im Odenwald. Z. prakt. Geologie, I. Jg. S. 346–347.
 CHELIUS, C. (1897): Erläuterungen zur geol. Karte des Großherzogthums Hessen. Blatt Brensbach. Darmstadt, großh. hess. geol. Landesanstalt.
 — (1904): Eisen und Mangan im Großherzogthum Hessen und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Z. prakt. Geologie, XII. Jg. S. 356–362.
 CHRIST, K. (1914): Alter Bergbau an der Bergstraße. Mannheimer Geschichtsblätter 1914, S. 18–21.
 FETTEL, M. (1972): Bleierzvorkommen im Odenwald. Aufschluß, Jg. 23, S. 236–239.
 — (1973a): Ehemaliger Bergbau bei Hohensachsen an der Bergstraße. Aufschluß, Jg. 24, S. 295–303.
 — (1973b): Die verkieselten Barytgänge bei Reichenbach/Odenwald. Aufschluß, Jg. 24, S. 402–410.
 HUNDT, G. (1937): Handbuch der hess. Bodenschätze. Heft 4, Hess. Erzvorkommen Teil II: Eisenerze, Manganerze und Bauxit, Abt. B: Fundbuch der Eisenerze. 32 S. Darmstadt 1937–1941.
 KÖRRICH, C. (1922): Zur Geschichte der Eisindustrie im Odenwald. Zentralanzeiger für den Odenwald, Beilage Nr. 56, 3 S.

- KÖBRICH, C. (1928): Rückblick auf die Entwicklung des hess. Bergbaus sowie auf die Betriebsleiterkonferenzen in Hessen. 48 S. Darmstadt, Hess. Oberbergbehörde.
- (1936): Handbuch der hess. Bodenschätze. Heft 3, Hess. Erzvorkommen Teil I: Die Nichteisenerze. 111 S. Darmstadt. (Hier auch ältere Literatur).
- (1937a): Handbuch der hess. Bodenschätze. Heft 4, Hess. Erzvorkommen Teil II: Eisenerze, Manganerze und Bauxit, Abt. A: Allgemeines. Darmstadt.
- (1937b): Handbuch der hess. Bodenschätze. Heft 7, Chronik des hess. Berg-, Hütten- und Salzwesens. Darmstadt, 56 S.
- BECKER-LUDWIG (1861): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Großherzogthums Hessen. Blatt Dieburg. Hrg. Mittelrheinisch-Geologischer-Verein. Darmstadt, Jonghaus, 75 S.
- MÖSSINGER, F. (1955): Aus der Geschichte des Odenwälder Bergbaus. 2. Sonderheft, Aufschluß, Roßdorf, S. 75–81.
- (1957): Bergwerke und Eisenhämmer im Odenwald. Südheissischen Post, Heppenheim, 112 S.
- ROSENBERGER, W. (1970): Ein Kurpfälzisches Bergvermeßbuch. Mittg. d. Pollichia, III. Reihe, 17. Band, S. 157–183.
- SILBERSCHMIDT, W. (1913): Die Regelung des pfälzischen Bergwesens. Verlagsbuchhandlung A. Deichert, Leipzig, 164 S.
- TRAUTMANN, L. (1955): Die geologischen Verhältnisse einiger Odenwälder Bergwerke. 2. Sonderheft, Aufschluß, Roßdorf, S. 71–74.
- Akten des Badischen Generallandesarchivs Karlsruhe (zit: GLA).

Tektonik des Deckgebirges im Odenwald

E. BECKSMANN, Freiburg i. Br.

Kurzfassung/Abstract

Beschrieben wird die Ablagerungs-Abtragungsgeschichte vom Jungpaläozoikum bis Tertiär und die verschiedenen Störungsrichtungen im Odenwald. Einige Kartierungsprobleme werden geschildert.

A sketch of the Late Paleozoic to Tertiary deposition-erosion history and major structural trends in the Odenwald is presented; problems encountered in surface mapping are given.

Das erzgebirgische (ENE-WSW) Streichen der von der variscischen Orogenese geschaffenen Strukturen ist auch bezeichnend für das nach tief reichender Abtragung folgende epirogene Geschehen mit seinen weit gespannten Großfalten. Im Jungpaläozoikum wird das sich hebende Abtragungsgebiet der erzgebirgisch streichenden Odenwald-Spessart-Schwelle von den Sedimentationsräumen des Saar-Nahe-Trogs im NW und des Pfälzberg-Kraichgau-Trogs im SE begleitet. Als mit dem Einsetzen der Trias der ganze Raum zum Sedimentationsgebiet wird, bleiben diese auf- und abwärtigen Tendenzen in Mächtigkeits- und Facies-Unterschieden immer noch spürbar. Die schon im obersten Jura einsetzende Abtragung hat die jüngeren erdgeschichtlichen Dokumente z.T. wieder beseitigt.

An der Wende Kreide-Tertiär wird die neue Tendenz zur Ausbildung des Oberrhein-Grabens zunächst in einigen rheinisch (NNE-SSW) streichenden basaltischen Spaltenfüllungen mit örtlichen Ausweitungen zu Schloten im südlichen Odenwald und nördlichen Kraichgau spürbar. Das nach einiger Zeit einsetzende Einbrechen des Grabens ist begleitet von wiederholten Aufwölbungen der Grabenschultern. Weiterhin wirksam bleibt aber die erzgebirgisch streichende Tendenz der Großfalten. Aus dem Überschneiden verschiedener Bewegungstendenzen der Kruste ergibt sich in der heutigen Landschaftsgestaltung das vom Graben angeschnittene Halbval des Odenwaldes (flaches Schichtfallen gegen SE bis S) mit der Rhein-Main-Senke im Norden und der Kraichgau-Senke im Süden.

Durch die Vorgänge während der variscischen Faltungsära hat die Kruste generell eine Versteifung erfahren. Wenn auf mechanische Beanspruchungen nicht mit weit gespannten Verbiegungen reagiert werden kann, werden Brüche (Verwerfungen oder Überschiebungen) ausgelöst, die nicht selten das heutige Landschaftsbild mitbestimmen (Bruchstufen, langgestreckte Verwerfungstäler).

Die verlässliche kartographische Aufnahme der Brüche wird im Gelände durch die Folgen des kaltzeitlichen Bodenfließens von verlehmtem Löß, der während der Kaltzeiten von Westen her als Flugstaub bis auf die Höhen des Odenwaldes und darüber hinaus weit nach Osten eingblasen wurde, sehr erschwert. Die meisten geologischen Spezialkarten des Odenwald-Raumes stammen noch aus der Zeit, bevor man im Laufe des letzten halben

Jahrhunderts die Bedeutung der Solifluktion nach und nach erkannte. Damals kartierte man nach dem Grundsatz, daß unter jenem Stein auf dem Erdboden das entsprechende Gestein ansteht. Entweder folgte daraus die Annahme, daß bestimmte, – wie wir heute wissen – über ausgedehnte Gebiete gleich mächtige Schichtenglieder in ihrer Mächtigkeit um das Mehrfache schwanken müßten, oder aber konstruierte man fiktive Verwerfungen, die seither auf Übersichtskarten „fortleben“. Daß bei Verwerfungstätern die Störung durchaus nicht im Zuge der Talachse unter der sie verhüllenden Talfüllung verlaufen muß, zeigen gelegentlich auf einer Linie an dem einen Hangfuß in dortigen Hangtälchen aufgereihte Verwerfungsquellen. Es ist weiterhin üblich, alle kartierten Schichten-Versetzungen als Verwerfungen, also Zerrungsstörungen, anzusprechen. Daß es sich bei der über 40 km langen, erzgebirgisch streichenden Störung Hoffenheim (Elsenz) – Buchen, die die Schichten um einige Zehner Meter versetzt, um eine steile Überschiebung (Einfallen 80°) handelt, wie ein kurzfristiger Straßenbau-Aufschluß 1972 in Aglasterhausen erkennen ließ, mahnt ein wenig zur Vorsicht.

Für die erdgeschichtliche Auswertung wichtig ist die Kenntnis des geologischen Alters der Brüche. Es gibt eine dafür sehr geeignete, in ihrer Bedeutung allerdings bislang meist übersehene Bezugsfläche: das ausgedehnte Flachrelief, das sich in einer Zeit der Ruhe der Erdkruste im höheren Miozän ausbildete und durch eine Hebung im frühen Pliozän bis um rd. 400 m „fossil“ wurde. Störungen, bei denen die Versetzung der Schichten und die der Bezugsfläche übereinstimmen, sind jünger als diese. In einem bestimmten Bereich des Odenwaldes wurden die Störungen bereits früher schon einmal bewegt: hier ist die Versetzung der Schichten größer als die der Bezugsfläche des Flachreliefs (BECKSMANN 1970). Die Weiterführung dieser Untersuchungen nach Norden verspricht furchtbare Erkenntnisse.

Im Odenwald haben wir es mit zwei Gruppen von Bruchstörungen zu tun:

1. erzgebirgische mit anti-erzgebirgischen Querstörungen, vorwiegend im südöstlichen und östlichen Buntsandstein-Odenwald und dessen Vorland. Sie sind im Rahmen der weiterlebenden jungpaläozoischen Bewegungstendenzen verständlich. Sie sind meist pliozänen Alters. Sollte sich bei weiteren erzgebirgischen Brüchen aus Bau- und Bohraufschlüssen ergeben, daß Überschiebungen vorliegen, so folgt daraus, daß die horizontale Bewegungskomponente in so junger Zeit etwas mehr Beachtung verdient.

2. Nord-Süd-Störungen. Ihre Beziehungen zum jüngeren, nördlichen Teil des unter erheblicher Zerrung entstandenen Oberrhein-Grabens ist offensichtlich. Die meist 5 bis 8 km breiten Streifenschollen sind mit Ausnahme derjenigen westlich des Steinach-Tales antithetisch gegen Osten eingekippt, wie die Lage der mio-pliozänen Bezugsfläche deutlich macht. Ein etwa 40 km breiter Bereich der östlichen Grabenschulter ist in lange, schmale Schollen zerbrochen und an schaufelförmigen Bewegungsflächen gewissermaßen gegen den Graben geruscht. Der ältere Teil der Bewegungen könnte in das ältere Miozän fallen, in jene Zeit, in der westlich davon im Graben bis 1500 m sedimentiert wurden, also eine Periode erheblicher Intensität der Grabenbildung gegeben war. Der jüngere Teil der Schollenbewegungen erfolgte im Pliozän, also wieder zu einer Zeit gesteigerter Intensität der Vorgänge im westlich anstehenden Grabenteil. Mehr als 50% der Schollen-Versetzung ist in dieser Zeit erfolgt. Allerdings ist im Pliozän die Hebung der östlichen Grabenschulter auch recht intensiv. Beim Katzenbuckel steht einer vorphiozänen Denudation ab Wende Kreide-Tertiär von 700 m eine pliozäne Hebung von nicht weniger als 400 m gegenüber. In diesem Zusammenhang sei bemerkt, daß der Bereich pliozäner Schollenbewegungen sich nach Süden und Osten ausweit.

Der Intensität der vom Graben ausgehenden zerrenden Beanspruchung ist zuzuschreiben, daß an den N-S-Verwerfungen auf der Seite der eingekippten Schollen örtlich ein Zerbrechen in kleine Schollen erfolgte und daß in der Dieburger Bucht ein 7 km breiter Bereich unter der Oberfläche der quartären Sedimente liegt.

Eine gute tektonische Übersicht bietet die Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland 1:600 000.

Schriftum

BECKSMANN, E. (1970): Die zeitliche Aufgliederung der Bruchtektonik im Odenwald und Kraichgau. Z. dt. geol. Ges., 121, S. 119–123.

Tuffe und Sedimente des Rotliegenden im Odenwald

Helmut PRIER, Freiburg i. Br.

Kurzfassung/Abstract

Schwerpunkt des Vorkommens von Sedimenten des Rotliegenden ist der südliche Odenwald, und zwar das Gebiet zwischen Heidelberg, Schriesheim und Heiligkreuzsteinach.

Die vollständige Abfolge umfaßt über dem Grundgebirge mit Verwitterungsbildungen granitischer Zusammensetzung saure Pyroklastika mit Breccien-, Lapilli-, Sand- und Staubbuffen und deren Umlagerungsprodukte; darüber folgen Quarzporphyre und über diesen Klastika des höheren Rotliegenden mit Sandsteinen und Arkosen. Sowohl die Tuffe als auch die klastischen Gesteine sind von ihrer Zusammensetzung her und räumlich mit den Quarzporphyren verknüpft. Einem geringmächtigen weißen Sandstein zuoberst wird Zechstein-Alder zugeschrieben.

Tektonische Vorgänge während des Rotliegenden haben den Ablagerungsraum stark aufgliedert, so daß die einzelnen Gesteine in ihrer Mächtigkeit stark wechseln, zum Teil ganz ausfallen: Dem zentralen Gebiet großer Tuffmächtigkeiten südlich Altenbach schließt sich nach Westen und Osten ein Randbereich geringer Mächtigkeit an. Die klastischen Gesteine sind nur im Süden vorhanden und werden als östlicher Randbereich eines Quertrogs angesehen, welcher, in die Spessartschwelle eingetieft, an der Stelle des heutigen Oberrheingrabens gelegen haben mag. Die den Ablagerungsraum formenden tektonischen Linien sind zum Teil jung wieder aufgelebt (Otzberg-Spalte).

Most of the sediments of the „Rotliegenden“ lie in the southern part of the Odenwald in the area between Heidelberg, Schriesheim and Heiligkreuzsteinach.

The basement is overlain by weathering products of granitic composition, followed by acidic pyroclastics with breccia, lapilli, sandy and clayey tuffs together with the associated products of weathering; quartz porphyry follows and, above this, clastics of the upper part of the „Rotliegenden“ including sandstone and arkose. According to their composition and position in space to the tuffs, as well as the clastic rocks, are related. At the top a thin white sandstone has been assigned „Zechstein“ age.

Syntectonic movements during the deposition of the „Rotliegenden“ have strongly affected the depositional area to the extent that thicknesses of different units vary widely; some units are totally absent: the central area with the greatest thickness of tuff south of Altenbach ties in with a rim of less thickness. The clastic rocks occur only in the south and are considered the eastern margin of a transversally trending basin of deposition which thickens in the Spessart swell and which may have been situated in the vicinity of the present Upper Rhinegraben. The tectonic lineaments forming the area of deposition were in part later active („Otzberg-Spalte“).

Einleitung

Im Südwesten des Odenwaldes liegen zwischen Grundgebirgssockel und Buntsandstein-Deckgebirge permische Sedimente kontinentalen Ursprungs, Arkosen sowie saure Tuffe mit ihren Umlagerungsprodukten, außerdem Quarzporphyre, an welche die Tuffe genetisch gebunden sind. Das Kerngebiet der Ablagerungen liegt um und südlich Altenbach. Hier sind die größten Mächtigkeiten vorhanden. Nach Westen und Norden sind die früher vorhandenen Ablagerungen vom Rheintalgraben abgeschnitten oder von der bis auf Grundgebirge vorgedrungenen Erosion abgetragen worden. Nach Nordosten, Osten und Süden sind sie von den Gesteinen des Buntsandsteins überdeckt. Nur durch die tief eingeschnittenen Talsysteme von Steinach, Ulfenbach und Neckar werden sie wieder angeschnitten und auf meist kurze Erstreckung entblößt.

Die erste Bearbeitung dieser Gesteine wurde von COHEN (1871) durchgeführt. Auf ihr beruhen die Beschreibungen bei BENECKE & COHEN (1881) und ANDREAE & OSANN (1893). Von den letzteren bearbeitet, erschien 1896 die 1. Auflage des Blattes Heidelberg der geologischen Spezialkarte, die 1909 eine durch THÜRACH besorgte zweite, 1918 eine dritte Auflage erlebte. Hier wurden die Rotliegend-Gesteine in ihrem Hauptverbreitungsgebiet dargestellt, ohne daß es zu einer genaueren Bearbeitung und Gliederung gekommen wäre.

Spezielle Probleme aus diesem Bereich wurden von BROSS (1910), STRIGEL (1912) und VOELCKER (1926, 1927) behandelt. In DEECKE (1918) und RÜGER (1928) liegen zusammenfassende Darstellungen vor.

Untersuchungen neueren Datums, insbesondere der geologischen Verhältnisse, wurden von PRIER (1963, 1969) durchgeführt, die nachfolgenden Ausführungen im wesentlichen zugrunde liegen.

Die Gesteine und ihre Verbreitung

Bei den zur Ablagerung gelangten Gesteinen handelt es sich neben den hier nicht zu behandelnden Quarzporphyren permischen Alters um drei verschiedene, durch Herkunft und Genese bestimmte Gruppen:

An der Basis lagern geringmächtige **Breccien und Arkosen granitischer Zusammensetzung**, als Verwitterungsbildungen der permischen Landoberfläche gebildet und aus dem Granit des Grundgebirges entstanden. Sie verzahnen sich nach oben mit den bis zu 120 m mächtig werdenden **Tuffen und ihren Umlagerungsprodukten**, den frühen Erzeugnissen des Quarzporphyr-Vulkanismus. Die jüngsten Bildungen sind **Arkosen und Sandsteine**, welche aus aufgearbeitetem Quarzporphyr- und Grundgebirgsmaterial bestehen. Zwischen die letzteren und die Tuffe schiebt sich eine Quarzporphyr-Decke, die am Ölberg bei Schriesheim etwa 150 m Mächtigkeit erreicht. Diese Abfolge ist nirgendwo vollständig.

Die **granitischen Arkosen** sind schon von ihrer Genese her überall zu erwarten und ihr Vorkommen ist keineswegs auf das Rotliegend-Gebiet beschränkt. Etwa auch im Schwarzwald findet man zwischen Grund- und Deckgebirge Bildungen dieser Art.

Die **Tuffe und ihre Umlagerungsprodukte** haben ihren Verbreitungsschwerpunkt und die größte Mächtigkeit im Raum südlich Altenbach (Karte Abb. 1). Von hier aus geht ihre Mächtigkeit nach Westen und Südwesten in Richtung Bergstraße sowie nach Osten in Richtung Wilhelmsfeld-Heiligkreuzsteinach unvermittelt stark zurück. Nach Süden keilen sie unter der Buntsandstein-Überdeckung aus. Im Neckartal, wo die Erosion bis zum Granit vorgedrungen ist, fehlen sie ganz. Südlich Altenbach wurde in einem Wasserleitungsgraben ein etwa vollständiges Profil durch die pyroklastische Serie und die geringmächtigen

Basisschichten erhalten, das auf Abb. 6 wiedergegeben wird. Dabei konnte die bei der Kartierung erhaltene Abfolge der einzelnen Gesteinstypen (PRIER 1963) bestätigt und noch stärker untergliedert werden.

Die **klastischen Gesteine** sind nur im Südwesten, im Bereich des Neckartals und der Bergstraße vorhanden. Bei Heidelberg liegen sie unmittelbar auf dem Grundgebirge; im Raum Handschuhshaus lagern sie auf den Tuffen, östlich Dossenheim am Nordende ihres Vorkommens, auf dem Quarzporphyr.

Basisschichten (granitische Breccien und Arkosen).

Es handelt sich um meist dunkelgrüne, selten dunkelvioletrote Gesteine mit feinkörniger Grundmasse und Grundgebirgsfragmenten. Oft folgt auf das brecciöse Gestein mit scharfer Grenze eine feinkörnige Arkose. Die mikroskopische Untersuchung zeigt eine Grundmasse aus feinstkörniger Hydroglimmer-Spreu mit klastischem Quarz und Feldspat, bisweilen mit sericitischen Flaserzügen. Darin liegen eckige Fragmente von undulös auslöschendem Quarz, sericitisch-kaolinitisch umgewandeltem Feldspat, sowie Biotit und Muskowit in ebenfalls verwittertem Zustand. Die rein granitische Zusammensetzung zeigt, daß es sich dabei um die Verwitterungsprodukte des Granites auf der permischen Landoberfläche handelt, von SCHÜLLER Paläosolite genannt (PRIER 1963). Angedeutete Schichtung, insbesondere in den feinkörnigen Lagen sowie epigenetisch zu deutende Verkieselung weisen auf Umlagerungs- und Aufarbeitungsvorgänge unter ariden Verhältnissen während der Entstehung der stets nur zentimeter- bis metermächtigen Serie hin. Im Heidelberger Raum, wo die Tuffe ganz fehlen, werden dem Grundgebirge aufliegende granitische Arkosen unmittelbar von Sandsteinen des höheren Rotliegenden überlagert (THÜRACH 1919). Im Übergangsbereich zu den hangenden unteren Sandtuffen können Mischgesteine aus beiden vorkommen.

Tuffe und Tuffite

Neben Sandtuffen, welche in größerer Mächtigkeit an der Basis, in der Mitte sowie am Topp der pyroklastischen Serie vorkommen, treten hauptsächlich Lapillituffe, zum Teil brecciös, auf, sowie deren im einzelnen nicht näher zu bestimmenden Umlagerungsprodukte. Die Sandtuff-Serien werden jeweils etwa 5–15 m mächtig. Die Lapilli-Tuffe erreichen bis zu 130 m Mächtigkeit und können in Lapillituffe i. e. S. und Tuffite, brecciöse Lapillituffe sowie verkieselte Tuffbreccien gegliedert werden. Zwischen ihnen gibt es zahlreiche Übergänge und Mischtypen. Die Bezeichnung erfolgte jeweils unter Würdigung der beherrschenden Merkmale nach den früher (PRIER 1963, S. 307–310) aufgestellten Regeln, welche sich weitgehend an die WENTHWORTH & WILLIAMS'sche Systematik (1932) halten. Durch die Kaolinisierung des ursprünglich vorliegenden Gesteinsglases und andere Umwandlungsvorgänge sind jedoch viele der kennzeichnenden Merkmale der Tuffe verwischt worden.

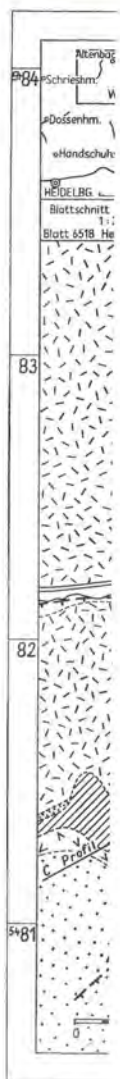
Sandtuffe. Die Sandtuffe der Basis (Abb. 2) treten als wohlgeschichtete, oft plattig absondernde Serie mit zumeist ausgesprochen gradierter Schichtung im cm-Bereich in Erscheinung. Sie sind hellrosa, hellviolettrosa oder von grüner Farbe, wobei die letztere als sekundär, als Folge von Reduktionsvorgängen, aufzufassen ist. Eine sehr häufig vorhandene Bleichung läßt das Gestein fast immer in weißlich-fahler Farbe mit entsprechender Tönung auftreten. Es besteht aus sericitisierten eckigen bis runden Sandlapilli, eisenglanzdurchstäubt, zwischen einer feinstkörnigen Grundmasse. Nach dem Gesamtbefund handelt es sich um vitritische bis lithische Sandtuffe. Ihre Verbreitung (s. Karte, Abb. 1) ist auf das Kern-



Abb. 2. Sandtuff der Basis mit gradiertem Schichtung: Allmersbachtal.

gebiet zwischen Altenbach, Wilhelmsfeld und Schriesheim beschränkt mit größter Mächtigkeit in und unmittelbar um Altenbach.

Die Sandtuffe am Topp sind dunkelviolettrosa bis weißlich gebleicht, plattig absondernd mit Kristalltuff-Charakter durch häufige Quarz- und seltene Feldspat-Phänokristalle in einer feinstkörnigen Grundmasse. Die im Mikroskop zu beobachtenden Glimmerblättchen sind wohl allothigener Herkunft. Die gute Schichtung zeigt gelegentlich Gradierung. Im Norden am Heidenbuckel östlich Altenbach ist das Gestein violettweißlich gebleicht und nimmt brecciösen Charakter an durch das Auftreten von unregelmäßig geformten Obsidianfetzen. An der Basis scheint das Gestein, nachgewiesen nur durch einen einzigen aufgefundenen Block im Bereich einer unzugänglichen Schonung, Schmelztuff-Charakter im Sinne von WEYL (1954) und SMITH (1960) anzunehmen. Die Obsidianfetzen werden im noch weichen Zustand durch die überlagernden Massen zusammengedrückt und schlierig-parallel ausgelängt, wodurch eine eutaxitische Textur entsteht, die dem Gestein einen



schichtungähnlichen Charakter gibt. Die Obsidianfetzen zeigen feine helle Säume, die sich unter dem Mikroskop als Entglasungserscheinung erweisen. Hier sind nadelige Feldspäte parallelstehend vom Rand aus nach innen gewachsen, während im Inneren die Devitrifikation unregelmäßige Quarz-Feldspat-Aggregate erzeugte. Diese von MARSHALL 1935 erstmals beschriebene Erscheinung wird Kammtextur (pectinate texture) genannt. Sie beweist zusammen mit der beschriebenen eutaxitischen Textur und dem ebenfalls festgestellten flammigen Auslöschchen der im Gestein vorkommenden Feldspäte, daß dieses zum Zeitpunkt der Ablagerung noch so hoch temperiert war, daß es sich in einem deformierbaren Zustand befand, zumindest seine basalen Teile, die sich nur langsam abkühlen konnten. Die oberen Sandtuffe sind daher als kristallische Sandtuffe, teilweise mit Schmelztuff-Charakter, anzusprechen. Ihr Vorkommen ist, ähnlich wie bei den Sandtuffen der Basis, auf das Kerngebiet beschränkt.

Die inmitten der Lapillituffe liegenden mittleren Sandtuffe weisen nur im Nordwesten um Altenbach Mächtigkeiten auf, die ihr Auffinden bei der Lesestein-Kartierung ermöglicht. Sie haben den Charakter der unteren Sandtuffe, führen aber geringe Mengen von Kristallen.

Lapillituffe (Abb. 3). In einer rosaroten Grundmasse liegen bräunlichweiße eckige bis kantengerundete Lapilli, die bis mehrere cm groß werden können. Das Gestein ist massig. Der mikroskopische Befund zeigt eine Grundmasse die aus feinstem Staub besteht mit Fragmenten von umgewandeltem Glas mit gebogen scherbilig-nadliger Form, die für Tuffe typisch ist.

An der Wand wittert es konvex heraus und zeigt die typische rosarote Farbe mit zahlreichen unregelmäßigen wolkigen Bleichungsstellen, welche auch konzentrisch um Grundgebirgsfragmente herum- oder als Kluftsäume auftreten können.

In der rosaroten Grundmasse liegen hellrosa Lapilli, die rundlichen Umriss und eine dichte Struktur haben, oder sie sind fladenartig langgestreckt. Wie das Mikroskop zeigt, handelt es sich um völlig serizitisierten Obsidian, welcher bei den letzteren in einer blasigen, röhrenförmig ausgelängten Form vorlag. Fadenförmige Zonen von Hämatit zeichnen die Paralleltexur nach und verdeutlichen sie. Ob es sich bei den häufig in Erscheinung tretenden Grundgebirgsfragmenten um allothigene Lapilli handelt ist unsicher.

Häufig ist zu beobachten, daß die Obsidianlapilli an den Seiten in je einen dunkelroten Tonzwickel übergehen, zu langen dunkelroten Bändern ausschwänzen oder in fladenartig flache, dunkelrote tonige Gebilde zusammengepreßt sind. Es handelt sich um eine Umwandlung des Gesteinsglases in glimmerartige Substanzen mit starker Hämatitanreicherung, welche die Dunkelfärbung verursacht. Daß der Überlastungsdruck des Gesteins eine ausschlaggebende Rolle spielt, sieht man in der Umgebung von eingelagerten verkieselten Porphyrfragmenten, die volumenbeständig sind und dem Druck nicht nachgeben: In einer spindelförmigen Zone links und rechts davon bleiben in einer druckfreien Zone die Lapilli erhalten; unmittelbar über und unter dem Fragment sind die Tonschmitzen besonders häufig (Abb. 3), da hier der Druck am größten ist. Im Aufschluß sieht man, daß das schichtungsartige Gefüge des Gesteins auf die parallele Anordnung dieser Tonlinsen zurückzuführen ist. Es handelt sich also um eine durch diagnetische Vorgänge aufgeprägte Sekundärscheinung, von BRINKMANN (1932) Schieferungsschichtung genannt.

Im zentralen Gebiet kommen in den Lapillituffen häufig (s. Kt. Abb. 1) m³-große rundliche Blöcke eines dunklen violettrosa Quarzporphyrs mit Quarzeinsprenglingen vor. Durch eine angeschweißte Tuffkruste sind sie als Bomben charakterisiert.

Dieses Gestein enthält sicher auch umgelagerte Komponenten ohne daß es bisher möglich gewesen wäre, solche Tuffite einwandfrei zu erkennen. Die häufigen Grund-

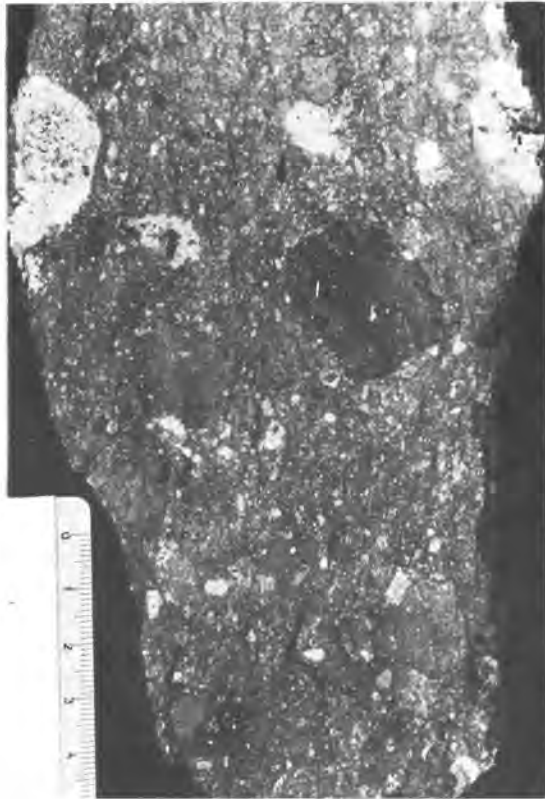


Abb. 3. Lapillituff mit Schieferungsschichtung; Katzenbachtal.

gebirgsfragmente, welche im brecciösen Lapillituff fast ganz fehlen, könnten unter anderem ein Hinweis darauf sein. Vielleicht bringt einmal ein etwa durch Baumaßnahmen bedingter größerer Aufschluß Aufklärung darüber.

Die Lapillituffe machen einen großen bis überwiegenden Anteil der 120 m mächtigen Tuffserie im Hauptgebiet der Pyroklastika aus. In den geringmächtigen Randgebieten sind fast nur noch sie vorhanden. Die anderen Typen keilen mit zunehmender Entfernung vom Zentrum aus. Aber auch die Lapillituffe gewinnen immer mehr den Charakter von Stauffen.

Eine Varietät dieser Gesteine hat ausgesprochen brecciösen Charakter durch rosafarbene bis weißliche, eckige bis kantengerundete Lapilli, die bis mehrere Zentimeter groß werden können, in einer rosaroten Grundmasse. Das Gestein ist massig. Der mikroskopische Befund zeigt eine Grundmasse, die aus feinstem Staub besteht mit Fragmenten von umgewandeltem Glas mit gebogen scherbilig-nadliger Form. Oft ist das Gestein etwas verkieselt, wohl als Ergebnis der freigewordenen Kieselsäure bei der Kaolinisierung des Gesteinsglases,



Abb. 4. Brecciöser Lapillituff; Schießstand beim Ursenbacher Hof.

wodurch das Gestein scherbzig bricht. Die brecciösen Lapillituffe wechsellagern im Zentralgebiet mit den nicht brecciösen Tuffen. Sie greifen im Westen (Wendenkopf) sowie im Osten (Hirtenstein) etwas darüber hinaus und liegen hier im Hangenden der nicht-brecciösen Serie.

Tuffbreccien. Starke VerkieSELung hat den Charakter der Tuffbreccie geprägt (PRIER 1963). Dieses Gestein konnte bei der Kartierung als Leithorizont benutzt und auf der Karte ausgeschieden werden. Im Handstück zeigt sich ein durch die VerkieSELung splitttriges Gestein von fahlem Rotviolett bis Violettgrau mit scharfkantigen Lapilli und Blöcken, welche bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser bekommen können (Abb. 5, oben). Der Staubanteil kann vorherrschen, so daß bisweilen Staubbuffe entstehen oder er kann zugunsten der Lapilli zurücktreten. Die Staubbuffe führen Pisolithe, runde in Regentropfen aggregierte Staubanteile (Abb. 5, unten). Die Lapilli haben teilweise einen porzellanartig weißen Saum, der Kammtexur zeigt, eine Erscheinung, die schon bei den Sandtuffen beschrieben wurde und auf Aufschmelzungserscheinungen hinweist. Das Innere dieser Lapilli und der größeren Fragmente ist oft eisenglanz-durchstäubt und in Pflasterstruktur verkieSelt. Die zahlreichen Entglasungssphärolithe wie auch andere primäre Strukturen, besonders die Pisolithe, sind im Dünnschliff kaum mehr zu erkennen, da die starke VerkieSELung diese Merkmale zwar makroskopisch sichtbar fixiert, gleichzeitig jedoch durch ihren imprägnativen Charakter stofflich ausgelöscht hat. Da die geschilderten Tuffmerkmale zum Zeitpunkt der VerkieSELung noch frisch erhalten waren, muß die VerkieSELung das Gestein schon bald nach seiner Ablagerung erfaßt haben. Die Entglasung der Pyroklastika hat dazu die Kieselsäure geliefert.

Durch das konkordante Vorkommen der beschriebenen typischen Pyroklastika mit ihren durch die VerkieSELung erhaltenen Kennzeichen in der Tuffbreccie konnte sie als pyroklastisch erkannt werden.



Abb. 5. Tuffbreccie mit Sandtuff, Lapillituff, pisolithischem Staubtuff (unten); alter Gemeindesteinbruch, Katzenbachtal.

COHEN hatte dieses auffällige und verbreitet vorkommende Gestein nicht beschrieben. ANDREAE und OSANN erwähnen ein Gestein dieser Art und deuten es als Reibungs-breccie. Erst TÜRACH beschreibt diese Serie kurz und weist auf seine Ähnlichkeit mit den im Quarzporphyr-Gebiet auftretenden Primärbreccien hin. Die Tuffbreccie kommt im Zentralgebiet im mittleren Teil der pyroklastischen Serie vor. In den Randgebieten bildet sie, wo sie vorhanden ist, die oberste Serie der Tuffe. Sie wurde in offenbar auskeilenden Vorkommen im Osten in Wilhelmsfeld, im Westen im Ölberggebiet bis oberhalb der Schauenburg nachgewiesen.

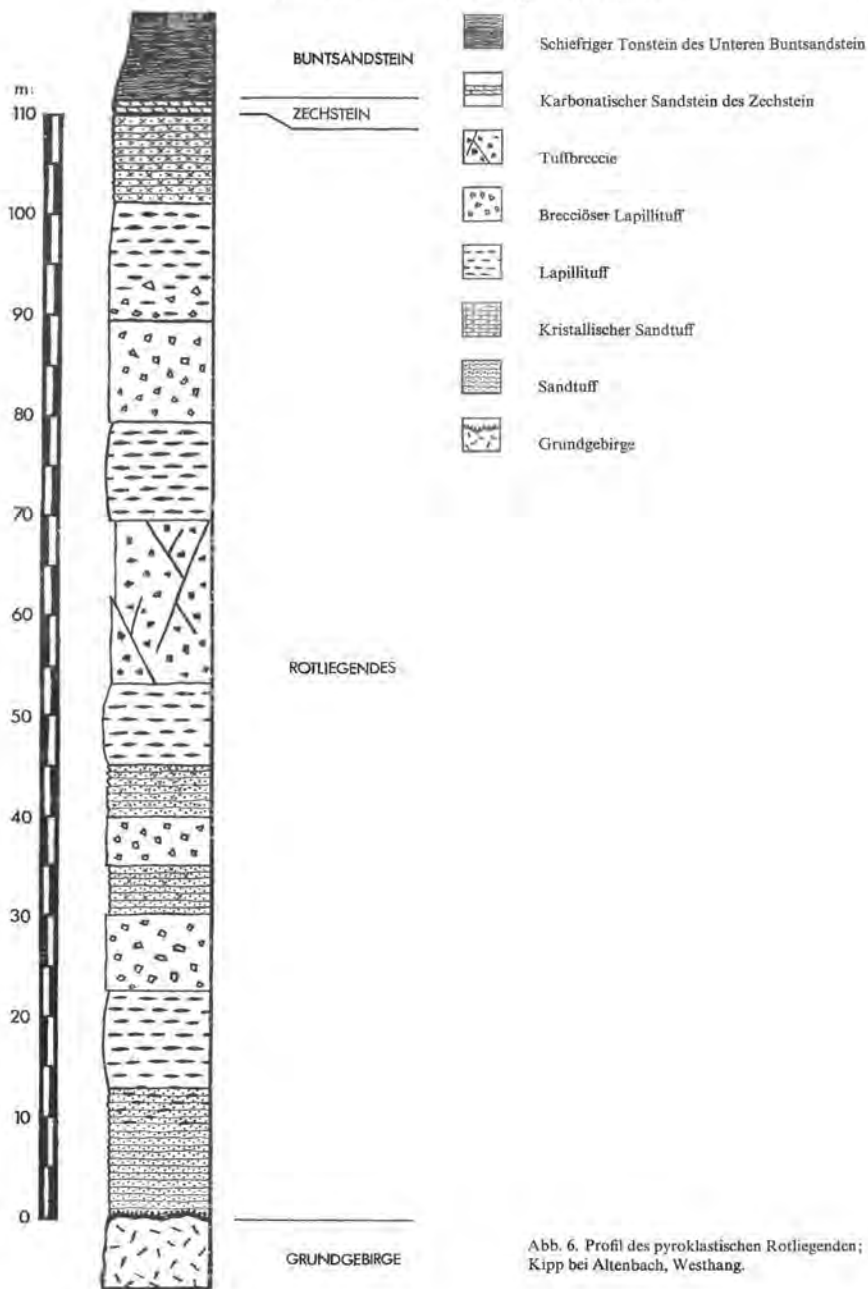


Abb. 6. Profil des pyroklastischen Rotliegenden; Kipp bei Altenbach, Westhang.

Klastische Gesteine

Im Süden des Rotliegend-Gebietes sind zwischen Dossenheim und Heidelberg klastische Gesteine verbreitet, die entweder dem Grundgebirge, den Tuffen oder dem Quarzporphyr aufgelagert sind. Sie sind normalerweise jünger als der Vulkanismus, zeigen aber da, wo sie auf Granit lagern, Beziehungen zu den bereits beschriebenen granitischen Trümmernmassen im Liegenden der Tuffe und können hier natürlich auch höheres Alter haben. Insgesamt sind Beschaffenheit und Abfolge der klastischen Gesteine sehr vielfältig und wechselnd.

Es handelt sich um Breccien und Arkosen aus granitischem Verwitterungsschutt sowie um Sandsteine und Mischgesteine dieser. Die groben, wenig sortierten Serien zeigen häufig Beziehungen zum unterlagernden Gestein:

Im Heidelberger Schloßgraben (Aufschluß Nr. 10) ist eine grobe Arkose aufgeschlossen, welche aus dem Verwitterungsschutt des unterlagernden Granites mit einzelnen Porphyrfragmenten besteht. Östlich Dossenheim bei der Kronenburg wurden (PRIER 1969) unter 20 m Buntsandstein 25–30 m sandige Arkosen erbohrt, welche reich an Quarzporphyrfragmenten sind. Östlich Dossenheim wurde auch eine grobe Sandsteinlage gefunden, die aus gut gerundeten, teilweise noch Kristallkanten zeigenden Körnern glasklaren Quarzes bestand. Das Ausgangsprodukt dieses Gesteins ist wohl der Quarz einsprenglinge führende „einsprenglingsreiche Porphyrt“ welcher nördlich der Kronenburg vorkommt.

Auf der Scheffelterrasse des Heidelberger Schlosses waren (PRIER 1969) über einer sandigen violettroten Arkose 3,5 m feinkörniger Sandstein mit karbonatischem Bindemittel erschlossen. Oft wechsellagern rote, wohlgeschichtete Sandsteine mit groben Arkosen (Aufschluß 9).

Einen abweichenden Charakter hat ein Gestein, das außerhalb des Verbreitungsgebietes der Klastika gefunden wurde, nämlich in einem Leitungsgraben auf der „Kipp“ südlich Altenbach (PRIER 1969): Über roten kristallinen Sandtuffen lagert eine etwa 80 cm mächtige Bank eines weißlichen, feinkörnigen Sandsteins mit calcitischem Bindemittel. Nach Beschaffenheit und Position handelt es sich hier um einen Sandstein permischen Alters, von TRUSHEIM (1964) als „Weißliegendes“ bezeichnet.

Ablagerungsraum

Die granitischen Breccien und Arkosen als Verwitterungsbildungen der permischen Landoberfläche (STRIGEL 1912) können, schon von ihrer Genese her, überall zwischen Grund- und Deckgebirge erwartet werden, mit der Einschränkung, daß sie in ehemaligen Hochlagen erodiert, dagegen in Vertiefungen zu größerer Mächtigkeit zusammengeschwemmt sein können. Verkieselung und Sortierung (PRIER 1963) zeigen die Rolle des Wassers unter ariden Klimabedingungen für ihre Entstehung an. Die Reliefunterschiede der permischen Landoberfläche werden dadurch zum Teil ausgeglichen. Rezente Hochlagen der Granitoberfläche sind jedoch zum Teil durch junge Tektonik bedingt.

Zu Beginn des Rotliegend-Vulkanismus liegt die flachwellige Oberfläche des eingegrumpften varistischen Gebirges vor, auf der die Porphyrtuffe abgelagert werden. Im zentralen Gebiet großer Mächtigkeit südlich Altenbach sind bis zu 120 m Tuffe in etwa ausgeglichener Wechsellagerung in Form von Sand- und Lapillituffen sedimentiert. Im Bereich einer Nord-Süd streichenden Linie beim Schaffferch SW Altenbach (s. Karte Abb. 1) wird die Sedimentation unruhig. Verkieselung und Bleichung kommen häufig vor und bis zur Gipfellage ist Tuff gegen Grundgebirge verworfen. Südlich davon, zwischen Leichtersberg im Osten und Wendekopf im Westen nimmt die Tuffmächtigkeit plötzlich von über 100 m auf etwa 30 m ab (Profil C-D der Abb. 1).

Diese Grenzzone unterschiedlicher Entwicklung trennt im Westen das Zentralgebiet von der Randzone. Es handelt sich um eine Störung, welche bereits im Rotliegenden wirksam war indem sie den Ablagerungsraum gegliedert hat, die aber auch bei jungen tektonischen Vorgängen aktiv war. DEECKE (1918), PFANNENSTIEL (1927) und RÜGER (1930) beschrieben ein solches Wiederaufleben alter Störungen im betrachteten Raum. Nach ihrem ganzen Verlauf ist diese Störung ein Teil der Otzberg-Zone, welche, von Norden durchs Grundgebirge kommend (BUBNOFF 1922), im Bereich Schafpferch-Wendenkopf die erwähnte Trennungslinie bildet. Sie knickt im Katzenbachtal nach WSW ab, zieht etwa 500 m durch das Steigental und mündet mit W-Richtung als lange bekannte Schauenberg-Störung in den Rheingraben. Ein nach SSW ziehender Ast trennt nördlich Handschuhsheim den Quarzporphyr-Komplex im Norden vom Tuff-Arkose-Vorkommen im Süden (PRIER 1969, Abb. 2). Auch hier ist also der Ablagerungsraum von tektonischen Einflüssen geprägt. Das Nordende des Vorkommens im Altenbach ist ebenfalls durch einen Verwurf der Tuffe gegen das Grundgebirge bedingt, generell in etwa Ost-Westrichtung ziehend: Im Ostteil bekommt das Vorkommen zwischen Heidenbuckel und Hirtenstein ebenfalls stark verringerte Mächtigkeit. Deutlich ist also eine tektonisch bedingte Untergliederung des Ablagerungsraums der Tuffe in ein zentrales Gebiet großer Mächtigkeit und geringmächtige randliche Vorkommen, wobei Umlagerungsvorgänge vom Rand zum beckenartig sich eintiefenden Zentrum vonstatten gingen.

Die Beteiligung von Wasser bei der Ablagerung der Tuffe ist deutlich. Das Vorkommen von Pisolithen zeigt, daß schon vor der Sedimentation der Regen eine Rolle spielte. Die oft ausgezeichnete gradierte Schichtung spricht für zumindest zeitweise sub-aquatische Ablagerung, da subaërische Sedimentation eine nur unvollkommene Gradierung entstehen läßt. Rippelmarken auf der Schichtfläche eines aufgefundenen Sandtuff-Lesesteinen weisen in die gleiche Richtung. Schließlich werden auch die Umlagerungsvorgänge zu einem guten Teil als Schlammströme vonstatten gegangen sein. Die Ausbruchstellen der Tuffe sind bisher noch nicht eindeutig lokalisiert. Von möglicherweise mehreren Eruptionstellen der Quarzporphyre, die in ihrer Anfangsphase die Tuffe gefördert haben, spricht VOELCKER (1926). Vieles spricht dafür, daß sie in dem Areal südlich des Wendenkopfes unter der Buntsandsteinüberdeckung zu suchen sind: Hier kommt ein einsprenglichreicher Quarzporphyr vor, der (THÜRACH 1918) als Schlotfüllung gedeutet werden könnte. In der selben Richtung weist das nur hier auftretende Vorkommen von Grundgebirgsfragmenten im basalen brecciösen Lapillituff des NW-Hanges des Leichtersberges. Auf eine Ausbruchstelle im Norden weisen Eigentümlichkeiten der kristallinen Sandtuffe hin (PRIER 1963, S. 315f., 317). Insgesamt stellen die Pyroklastika durch ihre Bindung an den Vulkanismus und ihre verhältnismäßig enge regionale Begrenzung eine völlig eigenständige Einheit dar, zu dessen Entstehung an sich kein eingetieftes Becken notwendig war. Ein solches bildete sich jedoch im Laufe des tuff-fördernden Vulkanismus unter Aufnahme der Hauptmasse der Tuffe. Zu Beginn der klastischen Sedimentation im höheren Rotliegenden ist es jedoch nicht mehr vorhanden.

Auch die klastischen Sedimente des höheren Rotliegenden sind an das Vorkommen der Quarzporphyre geknüpft: Aufgearbeitetes Quarzporphyrmaterial ist stets vorhanden und oft sogar noch in der Sandkomponente festzustellen. Der rot färbende Hämatit ist nach FALKE (1964) aus den Abtragungsgebieten mitgebracht worden und stammt vorwiegend aus den hämatitdurchstäubten Quarzporphyren. Der Ablagerungsraum war eine Senke mit ausgeprägtem Relief, wo unter wechselndem Wassereinfluß sowohl feinkörnige Sandsteine als auch grobe Arkosen und Breccien entstanden, ohne daß sich eine gerichtete Entwicklung des Beckens wie in anderen Sedimentationsräumen des Rotliegenden feststellen ließe. Es handelt sich um ein im Sinne von KNEUPER und SCHÖNENBERG (1964) quer in die Odenwald-Spessart-Schwelle eingetieftes Becken (PRIER 1969), dessen Kerngebiet vielleicht

im heutigen Rheintalgraben liegt. Die beschriebenen Sedimente sind in ihrer unregelmäßigen und groben Beschaffenheit als Randfazies aufzufassen. Nur durch eine genauere Kenntnis des gesamten Sedimentationsraumes und seiner Füllung ließe sich entscheiden, ob es sich um ein kleines isoliertes Innenbecken oder um einen größeren Trog mit Beziehungen zu den benachbarten ausgedehnten Rotliegend-Vorkommen gehandelt hat. Auch die Frage der genaueren Alterseinstufung wäre wohl nur in diesem Zusammenhang zu klären.

Bruchtektonische Vorgänge während des Rotliegenden haben die Wegsamkeiten für den zweiphasischen Vulkanismus mit Tufferuptionen und anschließender Lavaförderung sowie die Sedimentationsräume für die zentralen mächtigen Tuff- und Tuffitserien sowie, zeitlich und räumlich von diesen getrennt, für die echten Klastika des höheren Rotliegenden und die beschriebenen Einflüsse dieser Region auf die Tuffsedimentation geschaffen. Ihre räumliche Verknüpfung mit der östlichen Randzone des Rheingrabens läßt an Vorgänge denken, die in Beziehung zur Entstehung des Rheingrabens stehen, dessen prämesozoische Anlage schon von RÜGER (1930), später von ILLIES (1962) vermutet wird.

Charakteristische Aufschlüsse

Hier sollen einige charakteristische und vergleichsweise gute Aufschlüsse genannt und – vor allem für den Sammler – beschrieben werden. Sie liegen alle auf Blatt 6518 Heidelberg-Nord der top. Karte 1:25000. Die Gesteine werden hier in ihrer typischen Ausbildung angetroffen, charakteristische Erscheinungen können studiert und Handstücke gesammelt werden.

Die Aufschlußverhältnisse sind insgesamt nicht gut. Das ist darauf zurückzuführen, daß die Gesteine mit einer Ausnahme (Aufschluß Nr. 6) nicht in Abbau-Aufschlüssen erschlossen sind. Das gilt nicht für die hier nicht näher betrachteten Quarzporphyre. Beim Ausbau von Straßen sowie durch die intensive Bautätigkeit, besonders in Altenbach, ist jedoch immer wieder mit neuen Aufschlüssen zu rechnen. Auf der Karte Abb. 1 ist der auf ihr gelegene Teil der Aufschlüsse (Nrn. 1–8) gekennzeichnet.

Basisschichten (granitische Breccie und Arkose)

1. Wegaufschluß NW-Zipfel Wendenkopf b. ca. 285 m + NN; $r=79.050$; $h=81.830$

An der Basis liegt ein stark verwitterter mittel- bis grobkörniger Granit, durch einen Aplit-Gang als in situ befindlich ausgewiesen. Darüber befinden sich grüne, feinkörnige Arkosen, welche hier, wie die angedeutete Schichtung und die relativ große Mächtigkeit von etwa 6 m zeigen, verschwemmt sind. Ein Netz von Carneolbändern durchzieht stellenweise das auch in seiner Grundmasse verkieselte Gestein.

Sandtuffe der Basis (Abb. 2)

2. Wegkehre Altenbachtal E-Seite, 140 m SSE Ursenbacher Hof; $r=80.350$; $h=82.720$

Etwa 10 m Untere Sandtuffe, violettweiß, gradierte Schichtung, plattig-bankig. Unten, durch Schutt schlecht erschlossen, massiger dichter Tuff, rot oder zumeist grün entfärbt, mit eckigen weißen Fragmenten, zum Teil auch in gradierter Schichtung.

Lapillituffe und Tuffite (Abb. 3 u. 4)

3. Straßenaufschluß im Katzenbachtal zwischen Leopoldsgrund und Dümmel, beim talüberquerenden Weg; $r=80.380$; $h=81.280$. Weitere Aufschlüsse talauf. Violettrote Lapillituffe, an der Wand typisch konvex herauswitternd, mit ausgesprochener Schieferungsschichtung. Dazwischen dm-mächtige härtere Bänke mit gerader Auswitterungsfläche und Resten brecciöser Struktur.
4. Weggabel Leichtersberg-Rundweg–Kleine Vohling-Weg; Leichtersberg NW-Hang; $r=79.000$; $h=81.800$.

Violettrote Lapillituffe mit Schieferungsschichtung. Häufige Grundgebirgsfragmente, gebleicht, und mit Bleichungshof. Quarzporphyrlapilli. Oben bis 4 m tief verwittert, rot, mit hellgrünlichgelben schichtparallelen Lagen oder Kluftsäumen. Dazwischen oben bereits verkeilte Bänke von Sandtuff-Charakter zu den oberen Sandtuffen.

5. Altenbachtal, Schafperch E-Hang, natürliche kleine Hangaufschlüsse etwa bei 270 m + NN unterhalb des Weges. $r=80.000$; $h=81.500$.

Violettrottes Gestein mit dichter Grundmasse und weißlichen eckigen Fragmenten (brecciöser Lapillituff). Dazwischen cm-Lagen von schichtigem Sandtuff.

Tuffbreccie (Abb. 5)

6. Ehem. Gemeindesteinbruch im Katzenbachtal; $r=80.940$; $h=81.200$.

Stumpfrosavioletttes Gestein, splittig-scherbig brechend durch intensive Verkeiselung; dichte Grundmasse mit eckigen Fragmenten, meist nußgroß, oft mit weißlichen Säumen. Im oberen Drittel des Aufschlusses Lapilli-Lagen mit gradiert Schichtung sowie Staubsuff-Lagen mit Pisolithen. Am besten zugänglich von seitlich-oben.

Oberer Sandtuff

7. Altenbach, Parkplatz des Sportplatzes auf der Kipp; $r=81.220$; $h=82.860$.

Violettroter Sandtuff mit Quarzkristallen; plattig. Grüne Entfärbungsflecken.

8. Leichtersberg, W-Hang, Weg bei 280 m + NN; $r=79.780$; $h=81.500-700$.

Mehrere Aufschlüsse am Weg zeigen violettrote Sandtuffe mit Quarzkristallen; gradierte Schichtung. Grüne Entfärbung, wolkig, fleckig oder schichtparallel. Auf angewitterten Schichtflächen, selten zu sehen, hexagonale Bipyramiden von Hochquarz.

Arkosen und Sandsteine des höheren Rotliegenden

9. Hohlweg-Aufschluß N Handschuhsheim, etwa 300 m NE des Friedhofs; $r=77.740$; $h=77.580$.

Rote, wohlgeschichtete, zum Teil arkoseführende Sandsteine wechsellagern im Dezimeterbereich mit roten, groben Arkosen, welche bis faustgroße Porphyrbrocken führen.

10. Aufschluß im Heidelberger Schloßgraben, östlich-unterhalb der Brücke ($r=79.420$; $h=74.780$).

Auf stark verwittertem Granit lagert eine grobe Arkose, welche aus Granitfragmenten und Porphyrbrocken besteht.

Schrifttum

- ANDREAE, A. und OSANN, A. (1893): Beiträge zur Geologie des Blattes Heidelberg. Mitt. bad. geol. Landesanst., 2, Heidelberg, S. 345-388.
- BENECKE, E. W. & COHEN, E. (1881): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Heidelberg. Straßburg, 623 S.
- BRINKMANN, R. (1932): Über die Schichtung und ihre Bedingungen. Fortschr. Geol. Paläontol., 11 (DEECKE-Festschrift), Berlin, S. 182-219.
- BROSS, H. (1910): Der Dossenheimer Quarzporphyr. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 66, Stuttgart, S. 64-114.
- BUBNOFF, S. von (1922): Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. Abh. preuß. geol. Landesanstalt, n. F. 89, Berlin, S. 19-38.
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. Beih. Geol. Jb., H. 16, Hannover, 272 S.
- CAROZZI, A. V. (1960): Microscopic Sedimentary Petrography, Wiley, New York-London, 485 S.
- COHEN, E. (1871): Die zur Dyas gehörigen Gesteine des südlichen Odenwalds. Diss. (publ.), Heidelberg, 133 S.
- DEECKE, W. (1916-1918): Geologie von Baden. Berlin, 3 Bde.
- FALKE, H. (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. Abh. hess. Landesamt f. Bodenforsch., 60, Wiesbaden, S. 223-234.
- (1955): Die Rotsedimentation im saar-pfälzischen Rotliegenden. Geol. Rdsch., 43, S. 350-351.
- (1962): Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. Geol. Rdsch., 54, Stuttgart, S. 208-224.
- (1964): Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet. Jber. Mitt. oberrh. geol. Verein. N. F., 46, Stuttgart, S. 35-51.
- FISCHER, R. V. (1960): Classification of volcanic breccias. Bull. geol. soc. Amer., 71, S. 973-981.
- ILLIES, H. (1962): Oberrheinisches Grundgebirge und Rheintalgraben. Geol. Rdsch., 52, S. 317-332.

- KNEUPER, G. und SCHÖNENBERG, R. (1964): Neue Ergebnisse zur Frage des Werdegangs der Saar-Nahe-Senke und der Entwicklung des Saarbrücker Steinkohlengebirges. *Cinqu. Congr. Int. Strat. et de Géol. du Carbonifère Paris 1963*; *Compte rendu*, S. 505–511.
- MARSHALL, R. R. (1961): Devitrification of Natural Glass. *Geol. Soc. America, Bull.*, **72**, 10, S. 1493–1520.
- PFANNENSTIEL, M. (1927): Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. I. Teil. *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.*, **27**, Naumburg (Saale), S. 181–279.
- PRIER, H. (1963): Das pyroklastische Rotliegende im südlichen Odenwald. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **6**, Freiburg i. Br., S. 301–335.
- (1969): Das pyroklastische und sedimentäre Rotliegende im Bereich der Bergstraße des südlichen Odenwaldes. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **11**, Freiburg i. Br., S. 279–298.
- RITTMANN, A. (1960): *Vulkane und ihre Tätigkeit*. 2. Aufl., Enke, Stuttgart, 336 S.
- RÜGER, L. (1928): *Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung*. Carl Winter, Heidelberg, 351 S.
- (1930): Zur Frage der prämesozoischen Anlage des Rheintalgrabens. *Bad. geol. Abh.*, **2**, Karlsruhe, S. 120 bis 129.
- SMITH, R. T. (1960): Zones and zonal Variations in welded Ash Flows. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, **354-F**, Washington, S. 149–159.
- STRIGEL, A. (1912): Geologische Untersuchungen der permischen Abtragungsfäche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. *Verhandl. naturhist.-med. Verein*, **12**, Heidelberg, 172 S.
- THÜRACH, H. (1918): Erl. zur Blatt Heidelberg (Nr. 23) der geol. Spezialkarte Großherzogtum Baden, 3. Aufl., Heidelberg, 149 S.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. *Geologica Bavarica*, München, **54**, 92 S.
- VOELCKER, I. (1926): Die Ausbruchstellen der Heidelberger Porphyre. *Centralbl. Mineral. etc.*, 1926, B, S. 257–259.
- (1927): Untersuchungen über die Klüfte und Fluidaltexturen der Porphyre im östlichen Odenwald und im mittleren Schwarzwald. *Centralbl. Mineral. etc.*, 1927, B, Stuttgart, S. 251–263.
- WEYL, R. (1954): Beiträge zur Geologie El Salvadors. V. Die Schmelztuffe der Balsamkette. — *N. Jb. Geol. etc., Abh.*, **99**, Stuttgart, S. 1–32.
- WENTWORTH, Ch. K. und WILLIAMS, H. (1932): The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *Bull. Nat. Research Council*, **89**, p. 19–53.

Der Buntsandstein im Odenwald

Egon BACKHAUS, Darmstadt

Kurzfassung/Abstract

Auf der Grundlage diktyogenetischen Geschehens in einem semiariden Klima wird der randnah ausgebildete Buntsandstein im Odenwald in „formation“ gegliedert.

Der Gesamtabschnitt des Unteren Buntsandsteins heutiger Auffassung umfaßt 270 m. Der in zwei Einheiten trennbare Mittlere Buntsandstein zeigt in seiner gröberen Fazies eine Gesamtmächtigkeit von nur 130–140 m.

Der 100 bis 80 m mächtige Obere Buntsandstein läßt den allmählich steigenden Einfluß der Ingression des Muschelkalkmeeres erkennen.

The bases for setting the various subdivisions of the Buntsandstein in the Odenwald and the conditions under which deposition of the same took place are considered.

The Lower Buntsandstein is presently considered to be 270 m. thick. The Middle Buntsandstein, composed of two units, is 130 to 140 m. thick in the coarser facies.

Influences of the advancing Muschelkalk seas are recognizable in the Upper Buntsandstein which is 80 to 100 m. thick.

1. Einleitung

Eine zusammenfassende Darstellung des große Flächen bedeckenden Buntsandsteins im Odenwald kann zum jetzigen Zeitpunkt nur als ein Zwischenbericht zum momentanen Forschungsstand angesehen werden. Die Aussagen beruhen auf neuen Kartiererergebnissen, Aufnahmen in den letzten Jahrzehnten erschlossener Steinbrüche und petrographischen und sedimentologischen Untersuchungen der anstehenden Gesteine. Sie stützen sich dabei sowohl auf die Befunde der Kartierungen an der Jahrhundertwende und deren Revision in den anschließenden Jahrzehnten als auch auf die darauf basierenden Detailuntersuchungen HOPPEs in den 20er Jahren. Die Arbeitsergebnisse der letzten Jahre (BACKHAUS (1971), RAWANPUR (1972), ZIRNGAST (1972), BACKHAUS, RAWANPUR und ZIRNGAST (1974), RAWANPUR (1975)) haben eine neue stratigraphische Einteilung erbracht und ermöglichen es, zu einer Aussage über die genetischen Abläufe zu kommen. Ein Korrelieren mit dem norddeutschen Becken ist heute eher möglich.

2. Grundlagen der Buntsandstein Gliederung

Die Sedimentation des Buntsandsteins wird von der aus dem Perm überkommenen paläogeographischen Situation, dem diktyogenetischen Geschehen und den klimatischen Bedingungen bestimmt.

Die **Paläogeographie** des süddeutschen Teilbeckens des Buntsandsteins wird noch deutlich von variscischen Elementen beeinflusst. Dies gilt sowohl für die äußeren Umrisse (Böhmische Masse, Vindelizisches Land, Zentral Massiv, Ardennisch-Rheinische Masse) als auch für die innere Aufgliederung (Morvan-Vogesen-Schwelle, Nancy-Pirmasens-Becken) (s. BOIGK und SCHÖNEICH 1974, SINDOWSKI 1958).

Die mit dem Zechstein sichtbar werdende Umstellung auf die rheinische Richtung kommt im Sedimentationsgeschehen des Odenwälder Buntsandsteins nur im größeren regionalen Rahmen zur Geltung. Das beherrschende Element der variscischen Schwelle scheint stärker zu sein: Im Rotliegenden war der Odenwald weitgehend Abtragungsgebiet, nur in einzelnen kleinen Wannen wurde Rotliegendes sedimentiert. Das Zechsteinmeer transgrediert stellenweise direkt auf Kristallin. Im nördlichen und mittleren Odenwald wird die Odenwälder Kristallin-Insel erst von Sedimenten des Unteren Buntsandsteins eingedeckt.

Das Meer des Zechsteins hatte nur mit randnahen Dolomiten des Z-1 den Odenwald erreicht, dessen Oberfläche intrapermisch verkarstete (BACKHAUS 1961). Die erneute süd-wärtige Transgression im Zechstein-3 hat den Odenwald offensichtlich nicht mehr mit der Karbonatfazies (Plattendolomit) bedeckt; aber wohl mit seiner pelitischen Rotfazies.

Die **Diktyogenese*** bestimmt den Sedimentationsablauf im Buntsandstein. Das Aufsteigen der Randzonen bzw. das Absinken des Beckenbereichs erhöhte die Reliefenergie und schuf somit eine wesentliche Voraussetzung zum Materialtransport. Mit der Verringerung der Reliefenergie erlahmte die Transportkraft. Der Energieverlust spiegelt sich in der Verringerung der jeweils sedimentierten Kornfraktion wider. Dieser asymmetrische Zyklus wiederholt sich mehrfach.

Die moderne Gliederung des Buntsandsteins beruht auf dem Erkennen solcher asymmetrischer (Sohlbank-) Zyklen. Da die Sedimentationsbedingungen während des Buntsandsteins weitgehend gleich bleiben, kann prinzipiell in jedem der Zyklen die gleiche Fazies ausgebildet sein. Dies erschwert die Gliederung des fossilarmen Buntsandsteins sehr; lediglich das Wandern der Sedimentationsräume schafft eine geringe Differenzierung. Somit gehört der Buntsandstein zu den am schwersten zu bearbeitenden Abschnitten der Erdgeschichte. An den Bearbeiter werden hohe Anforderungen im Beobachten und Beurteilen kritischer Merkmale gestellt.

Die **klimatischen Bedingungen** waren während der gesamten Untertrias annähernd gleich. Alle Sedimentationsvorgänge lassen sich unter aridem und vor allem semiaridem Klima verstehen. Als Klimaanzeiger wird häufig die Rotfärbung der Sedimente herangezogen.

Für die Rotfärbung kann die von WALKER an plio-pleistozänen Sedimenten der Sonora-Wüste bewiesene Alterung der aus der in situ Verwitterung eisenhaltiger Silikate (Hornblenden, Biotite) herzuleitenden Eisenhydroxides im langanhaltenden semiariden Klima als Modell gelten. Für den Transport bereits rotgefärbter lateritischer Verwitterungsböden scheinen keine Beweise gegeben zu sein. Eine Umlagerung von älteren Rotsedimenten (z. B. des Rotliegenden) ist lokal möglich, trägt aber nicht zur Lösung des Grundproblems bei.

Das überwiegende Transportmedium war das Wasser. Das Material wurde durch Schutfächer (alluvial fans), Schlammströme und Schichtfluten (flood plains) umgelagert, wie in ausgeprägten, rinnenartig eintiefenden und mehr oder weniger mäandrierenden Flußläufen transportiert. Diese Flußsysteme waren im wüsten- bis halbwüstenhaften Klimabereich genauso temporär wie einzelne Seen.

Dabei steht der Untere Buntsandstein noch unter dem Einfluß des zurückgehenden Zechsteinmeeres, während der Obere Buntsandstein bereits vom Muschelkalk-Meer beein-

* Vgl. Deutsches Handwörterbuch der Tektonik.



Abb. 1. Reliefausgleichende Auflagerung des Bröckelschiefers (su) mit einer Basalbrekzie auf Böllsteiner Gneis; Sandsteinhorizont als Linse.

Steinbruch am Steinkopf, GK 25, 6219 Brensbach, r. 349440, h. 550800. Vgl. Profil im Text.

flußt wird. Der Buntsandstein ist also das Produkt einer terrestrischen Sedimentationsphase zwischen Zechstein und Muschelkalk.

3. Stratigraphische Gliederung

3.1. Unterer Buntsandstein

3.1.1. Bröckelschiefer (su B)

Die hier angewandte Gliederung des Odenwälder Buntsandsteins ist in Abb. 2 und 4 übersichtlich dargestellt. Die Abb. enthalten auch Angaben über die Parallelisierungsmöglichkeiten in den beckenwärtigen Nachbarräumen (Hessische Senke etc.).

Der allmähliche fazielle Übergang läßt keine deutliche Grenzziehung vom Zechstein in den Buntsandstein im Odenwald – wie eigentlich im gesamten germanischen Becken – zu. In Thüringen (vgl. GRUMBT 1974, Abb. 2 und 56) wird die erste Sandschüttung im Bröckelschiefer als Basis des Buntsandsteins angesehen. Diese entspricht im Spessart dem Schluffstein-Sandstein-Horizont DIEDERICHs (1966). In Anlehnung an diese Grenzziehung würde der im Spessart ausgeschiedene Untere Bröckelschiefer noch dem Zechstein-4 zuzurechnen sein.

Ob ein im nördlichen Odenwald 15–20 m unter der Obergrenze des Bröckelschiefers vorgefundener 2–3 m Feinsandstein-Horizont dem entspricht, muß z. Zt. offenbleiben, weil die Sandsteinbänke dieses Abschnittes bei einer im mittleren Odenwald nach Süden zunehmenden Versandung häufig nur größere Linsen sind (s. Abb. 1).

Nach der thüringischen Grenzziehung ist es unsicher, ob die schon in den Erläuterungen der alten Geol. Karten und von HOPPE im nördlichen Odenwald beschriebenen Basalbrekzien bereits „echter“ Buntsandstein oder noch dem Zechstein zuzurechnen sind.

Für die anschließend beschriebene Basalbrekzie im Steinbruch am Steinkopf (GK 25, 6219 Brensbach r. 349440 h. 550800) wird eine Zurechnung zum su aus der Sedimentologie der Hangendschichten hergeleitet.

An der am tiefsten ins Liegende eingreifenden Stelle wurde 1970 folgendes Profil aufgenommen:

Hangendes: Bröckelschiefer (zu B) – Halde

| | |
|----------|--|
| 50 cm | schluffiger Feinsandstein in ca. 2 cm Platten aufspaltend |
| 80 cm | bröckeliger, aber etwas festerer Bröckelschiefer |
| 8–15 cm | schluffiger Feinsandstein, rotbraun, graufleckig |
| 50 cm | rotbrauner Bröckelschiefer |
| 2–5 cm | Feinsandbank, grün-grau, fest, knollig |
| 75 cm | Bröckelschiefer |
| 60 cm | schluffiger Feinsandstein, vorwiegend in 3 cm starke Bänke aufspaltend |
| 40 cm | kleinbröckeliger Bröckelschiefer |
| 75 cm | schluffiger Feinsandstein, rotbraun. Wurmbauten?, Bioturbationszone; senkrechte Bahnen wie Wurzelröhren |
| 15 cm | braunrote, scherbige Bröckelschiefer. Scherbe handtellergroß |
| 70 cm | Feinsandstein, grau mit gelblichen Bändern, nach Süden keilt diese Bank aus, nach Osten auf Kosten des Hangenden auf 160 cm ansteigend. |
| 100 cm | Bröckelschiefer in 1–2 cm Bänken angeordnet, etwas fester |
| 5 cm | graues Gneisband. |
| 100 cm | Bröckelschiefer nur noch unten vereinzelt Gneisanteile |
| 5 cm | graue Gneislins, einzelne Blöcke |
| 60 cm | Bröckelschiefer, braunroter toniger, feinsandiger Schluff, Glimmer, bis zu 1 cm grünliche Flecken, mehrere bis 40 cm lange, graue Gneislinsen, einzelne Gneisblöcke bis zu $\frac{1}{2}$ m |
| 20–25 cm | „Bröckelschiefer“ (schluffiger Feinsand) mit bis zu 10 cm großen Gneisbrocken. An der tiefsten Stelle kann diese Aufarbeitungszone über 1 m stark werden. |

Liegendes: Böllsteiner Gneis

Die **Basalbrekzie** enthält in einer rotbraunen tonigen Schluffsteinmasse Fragmente des Grundgebirges, dessen Kanten wenig gerundet sind. Neben dm-großen Gesteinsbruchstücken liegen in der Matrix, besonders in cm-starken grauen Bändern und Schlieren, wenig gerundete Quarze und zersetzte Feldspäte vor.

Dieses aus dem Liegenden stammende, aufgenommene, mit rotbraunem Schluffstein vermengte Material füllt im engeren Bereich der permischen Odenwaldinsel ein aus dem Zechstein überkommenes unausgeglichenes Relief aus; lokal scheint es noch während des gesamten Bröckelschiefers bestanden zu haben.

Die für den Bröckelschiefer anzugebende Mächtigkeit schwankt demgemäß von 20–40 m. Stellenweise dürfte sie auch mit 0 m anzugeben sein, weil das Kristallin noch aus der Umgebung herausragt.

Man würde allerdings ein falsches Bild über die Mächtigkeit des Bröckelschiefers bekommen, wenn man nur die typische fazielle Ausbildung betrachten wollte, da die eigentliche Bröckelschieferfazies nach Süden zugunsten der sandigen Fazies zurücktritt. Im nördlichen Teil schalten sich erst Sandstein-Linsen, nach Süden zunehmend geschlossene Bänke ein. Es entspricht dem Bröckelschiefer des Nordens der sog. Schloßsandstein im Süden (Eberbach).

Charakteristische Ausbildung: Charakteristisch für den Bröckelschiefer sind rotbraune, schluffige Feinsandsteine, die scherbig-bröckelig zerfallen. Eine Schichtung ist nur schwach ausgebildet. Glimmer sind sehr zahlreich, wie auch kreisförmige 1–10 mm \varnothing Entfärbungsflecken spezifisch sind. Das Bindemittel ist tonig-schluffig.

Im südlichen Odenwald tritt eine Kornvergrößerung ein, es bildet sich im stärkeren Maße eine feinschichtige Bankigkeit heraus. Daraus ergibt sich ein leichter morphologischer Anstieg, während die Hänge sonst sehr flach sind.

Petrographische Beschaffenheit: Das Material besteht zu ca. 70% aus Quarz. Bis zu 20% sind Feldspäte, überwiegend leicht zersetzte und angerundete Orthoklase, enthalten. Helle Glimmer sind sehr zahlreich.

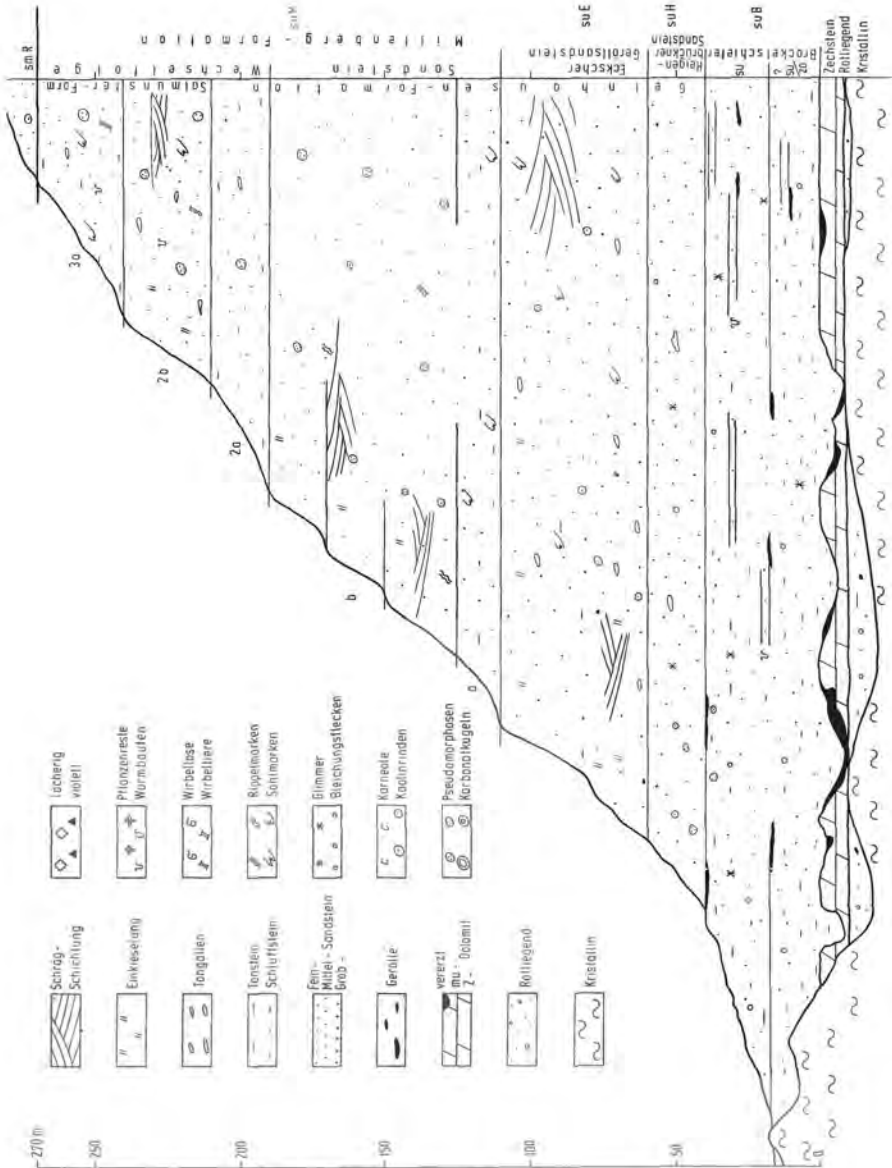


Abb. 2. Morphologisches und sedimentologisches Profil des Unteren Buntsandsteins (su) im Odenwald. (Profilverlauf entspricht ungefähr der N-S-Veränderung).

Bei einer geringen Gesamtzahl an Schwermineralien herrschen die Turmaline mit einem Anteil von nahezu 60% vor. Der Zirkon folgt mit 10% dagegen stark abfallend. Die Korngrößenverteilung liegt mit 10–13% im Schlämmkornbereich (<0,06 mm) und 60–70% im Feinsand. Die Verteilung 30% Schlämmkorn; 60% Feinsand; 10% Mittelsand ist in den linsenartigen Sandsteinen ergeben, die im Steinbruch deutliche Bioturbationen und Fossilreste zeigen. Die weiter im Südosten auftretenden Sandsteinbänke können bis zu 50% Mittelsand enthalten.

Aus der Kornverteilung ergibt sich beim feinsandigen Material eine gute Sortierung ($So = \sqrt{Q_3/Q_1}$) mit Werten von 1,3–1,4. Bei einer Verschiebung zum Mittelsand ist die Sortierung nur mittelmäßig. Die Symmetrie nähert sich dem Idealwert 1 $Sk = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{(Md)^2}$.

Der Rundungsgrad ist lediglich im Sandsteinbereich subangular, in den feinkörnigen Partien sind die Körner noch angular.

Aufschlüsse: GK 25, 6219 Brensbach r. 34 94 40, h. 55 08 00 Steinbruch Steinkopf

und wilde Müllkippe Westhang Heidelberg r. 34 94 00, h. 55 09 47

GK 25, 6519 Eberbach r. 34 98 96, h. 54 74 15 ehem. Steinbruch (Privatgrundstück!) am Ohrsbarg

3.1.2. Heigenbrückener Sandstein (su H)

Dieser Bereich kann mit durchschnittlich 20 (–30) m angegeben werden. Seine Ober- und Untergrenze ist faziesabhängig und deshalb im Odenwald mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Ihm ist der „Obere Tigersandstein“ der alten Gliederung zuzurechnen, während die Unteren Tigersandsteine stratigraphisch dem Bröckelschiefer zuzuordnen sind.

Charakteristische Ausbildung: Die Körnung des Heigenbrückener Sandsteins ist relativ einheitlich. Wenn sie auch vorwiegend im Feinsand- und Mittelsandbereich liegt, so können doch 10% Grobsandanteile auftreten. Die feinkörnigen Sandsteine sind vorwiegend parallelgeschichtet. Einzelne Gerölle bis 2 cm treten bereits auf.

In den blaßroten Sandsteinen fallen die häufigen cm-großen Tongallen und typischen braunen Flecken auf. Sind bei entfärbten Sandsteinen die braunen Tupfen erhalten geblieben, dann wurden diese Sandsteine als „Tigersandstein“ bezeichnet. Das sekundär herausgelöste Eisen hat sich an der Grenze zum jeweils basalen Schluffstein zu Eisenrinden niedergeschlagen. Diese Rinden wurden früher als Hilfsmerkmal zur Festlegung der Obergrenze des Bröckelschiefers herangezogen.

Petrographische Beschaffenheit: Im Sandstein nimmt der Quarzkornanteil auf 80% zu, schwache Anwachsungen an den wenig gerundeten Körnern lassen die einzelnen Körner meist mattgrau erscheinen. Der Feldspat ist sehr stark verwittert. Trotz einer Korngrößen-differenzierung über den gesamten Fein- und Mittelsandsteinbereich ist der So-Wert mit 1,3–1,6 als gut bis mittelmäßig anzusprechen. Die Zurundung der Körner ist noch ähnlich schlecht wie im su B, also als angular und subangular zu bezeichnen.

Die Schwerminerale steigen zahlenmäßig stark an, aber ihre prozentuale Verteilung bleibt annähernd konstant. Lediglich innerhalb der Turmaline beginnt sich das Verhältnis der braunen zu den grünen zugunsten der braunen zu verschieben, während der Anteil der blauen weiterhin gering bleibt; dabei sind alle sehr gut gerundet.

Aufschluß: GK 25, 6219 Brensbach r. 34 94 56, h. 55 08 98 ehem. Sandgrube Südhang Heidelberg (Spreng)

3.1.3. Eckscher Geröllsandstein (su E)

Zusammen mit den höheren Partien des Liegenden bildet dieser Bereich einen morphologischen Steilanstieg. Die Schichtenfolge selbst erreicht eine Mächtigkeit von 40–50 m. In vielen Regionen des Odenwaldes läßt sie sich morphologisch zweigliedern. An der Oberkante folgt ein wenige Meter mächtiger Bereich schluffiger Sandsteine, der eine morphologisch verflachende Zone bildet. – Diese kurze Verebnung wird allgemein bereits

dem hangenden Schichtenglied zugerechnet. Dadurch ist die Hangendgrenze klarer festzulegen als die Liegendgrenze, die durch die Faziesverschiebung im Süden mitunter tiefer angesetzt wird als im Norden.

Charakteristische Ausbildung: Der Ecksche Geröllsandstein ist im trockenen Zustand blaßrot bis rosa. Die Korngröße schwankt von 0,1–1,0 mm. Typisch ist die regional und lokal wechselnde Geröllführung. Die bis zu 5 cm großen Gerölle, vorherrschend Milchquarze, kommen im Süden und Westen nesterartig vor, nach Norden und gleichzeitig im höheren Teil dieser Folge (Hainstädter Folge, BACKHAUS 1960) nehmen sie an Größe und Zahl ab. Die Feldspatkörner sind oft stark kaolinisiert, Tongallen bis zu Handtellergröße kommen häufig vor.

Die einzelnen Bänke haben eine Stärke von 0,5–2 m, sie können aber auch Extremwerte von ca. 6 m erreichen. Im Regelfall sind sie stark eingekieselt. Fehlt diese Einkieselung, so können die Sandsteine mürbe sein und leicht zerfallen, in der Gemarkung Langen-Brombach wurde in den letzten Jahren dieses Material als Sand abgefahren.

Über Schlufflagen von mehreren dm Stärke sind die Sandsteine zumeist hell. Die über Schluffsteinlagen einsetzenden neuen zumeist schräggeschichteten Sandsteinschüttungen (Neigung der Schrägschichtungsblätter: 10–20°) enthalten eine Vielzahl von Strömungs-, Kolk- und Belastungsmarken – vgl. BACKHAUS 1967. In den Schlufflagen treten Trockenrisse auf.

Petrographische Beschaffenheit: Mehr als 70% der Körner sind Quarze, von denen die größeren zumeist besser gerundet sind als die der feineren Fraktion. Von den 25% Feldspäten sind fast alle kaolinisiert. Auffällig sind, wie in allen groben Fraktionen, die 2–3% Gesteinsfragmente; auch sie sind zumeist aus Quarzen zusammengesetzt. Herr Prof. Dr. MEISL hat, einer freundlichen mündlichen Mitteilung nach, in diesem Schichtenabschnitt Hornblenden im Schwerminerkonzentrat festgestellt, die denen in Gesteinen des kristallinen Odenwaldes gleichen.

Die Sortierung ist mit Werten von 1,5 bis 1,9 mittelmäßig bis schlecht. Der Sk-Wert (0,50–0,85) läßt ebenfalls eine größere Ungleichmäßigkeit erkennen.

Für die Zurundung der Körner treffen die Begriffe gerundet bis angerundet zu.

Die Schwermineralführung ist verhältnismäßig gering. Die braunen Turmaline sind in der Vormacht.

Aufschlüsse: GK 25, 6119 Groß-Umstadt r. 34 97 55-90, h. 55 20 90-21 30, ehemalige Steinbrüche am Burzel-Berg, nordöstlich Frau Nauses.

GK 25, 6120 Obernburg r. 35 02 96, h. 55 22 45, ehem. Steinbruch im Eselsberg, nördl. Hainstadt.

GK 25, 6219 Brensbach r. 34 92 50, h. 55 07 70, ehem. Steinbruch am Westhang des Morsberg.

GK 25, 6220 Wörth a. M. r. 35 00 40, h. 55 17 50, ehem. Steinbruch südl. Ortsausgang Höchst.

GK 25, 6317 Bensheim r. 34 74 50, h. 55 01 25, Schießstand an der Auffahrt zur Starkenburg, östlich Heppenheim und r. 34 74 73, h. 55 03 54, Rückwand Freilichttheater Heppenheim (Mai-Berg).

GK 25, 6319 Erbach r. 34 89 08, h. 55 02 00, ehem. Steinbruch südöstl. Weschnitz (Walpurgis-Kapelle).

GK 25, 6419 Beerfelden r. 34 97 25, h. 54 84 97, ehem. Steinbruch an der B 45, Landesgrenze, südl. Gammelsbach.

3.1.4. Miltenberg-Formation (su M)

Sie umfaßt den „Pseudomorphosen-Sandstein“ (sm_2) und den „Feinkörnigen Sandstein mit Lettenbänken“ (sm_3) der alten hessischen Gliederung, dem ehemaligen sm_1 der alten badischen und bayerischen Karten entsprechend.

In der heutigen Gliederung der Geol. Landesanstalten wird der alte hessische sm_2 mit dem Eckschen Geröllsandstein und dem Heigenbrückener Sandstein zur Gelnhausen-Folge

zusammengefaßt, während der alte hessische sm₃ ungefähr der neuen Salmünster-Folge entspricht (s. Abb. 2).

Die Gesamtmächtigkeit dieser Formation ergibt sich zu 140–160 m. Über einen tieferen 5–15 m mächtigen, schluffigen Basisteil (a) (vgl. 3.1.3.) folgen 50–60 m Sandstein (b). Diese Zone dickbankigen Sandsteins (Dickbank-Sandstein; olim Pseudomorphosen-Sandstein) wird nach oben von einer 15–20 (–30) m mächtigen Wechselfolge (Sandstein und Schluffstein-Schichten im ständigen Wechsel) überlagert (2a). Hierauf folgen nochmals 15–20 (–30) m Sandstein (2b) und abschließend wieder eine Folge dm-starker Sandsteinbänke und Schluffsteine von mindestens 30 m (3a).

Über diese Untergliederung hinaus läßt sich der untere Sandsteinkomplex (b) morphologisch in zwei oder gar drei Abschnitte von 15–20 m Mächtigkeit untergliedern.

Charakteristische Ausbildung: Der „Pseudomorphosensandstein“ ist ein ebenfalls blaßrötlicher Mittelsandstein mit mehr oder weniger wechselndem Feinsandgehalt (bis zu max. 40%) und einem geringen Grobsandanteil. In den basalen Teilen beider Sandsteinzonen (b) treten neben den Grobsanden vereinzelt Gerölle bis 5 mm Ø auf.

Namengebend waren in der alten Gliederung für diesen Schichtenabschnitt bis finger-nagelgroße dunkle Flecken, in denen die Sandkörner eine leichte Kruste von Eisen- und Manganoxiden und -hydroxyden tragen. Ursprünglich war in diesen Stellen ein Karbonat angereichert. – Diese „Pseudomorphosen“ sind zwar typisch für die Sandsteine dieses Schichtenabschnittes, sind aber auch in den anderen Bereichen zu finden –.

In den Wechselfolgen treten die gleichen Sandsteine auf, ihre Bankstärken sind zumeist einige dm, während sie sonst 2 m erreichen. Dazwischen liegen aber schluffige Feinsandlagen und echte Schluffsteine von dm-Stärke. Die Schluffsteine sind vorwiegend braunrot.

An den Grenzflächen der Sandschüttungen zu den Schlufflagen kam es zur Ausbildung mannigfacher Schichtflächenmarken. Für austrocknende Flächen sprechen die vielen polygonalen Trockenrisse auf der Oberfläche der Schluffsteine, die dann mit den Sanden der Hangendbank ausgefüllt wurden. Sehr schön im Burggraben der Ruine Freienstein (Gammelsbach, Bl. Beerfelden) zu sehen. Rippelmarken z.T. sich kreuzender Strömungsrichtungen sind gleichfalls häufig, so z.B. an der Oberkante des jetzt aufgelassenen Steinbruches in Igelsbach und als tad-pools in Mömlingen (Bl. Obernburg). Der letztere (s. Abb. 3) jetzt ebenfalls aufgelassene Steinbruch weist gleichfalls eine Vielzahl von Sohlmarken auf, wie Hufeisenkolke und Kolk- und Belastungsmarken an der Basis schräggeschichteter Sandsteine.

Ebenfalls sind aus diesem Bereich Lebensspuren bekannt. Herr TIKALE, Igelsbach – Besitzer einer umfassenden Sammlung von Lebensspuren und Schichtflächenmarken aus dem Odenwälder Buntsandstein – fand in einem alten Steinbruch östlich Eberbach, nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung, sogar Estherien.

Petrographische Beschaffenheit: Die 80% Quarze in den Sandsteinen zeigen mitunter deutliche Quarz-Anwachshüllen. Die wesentlich kleineren Feldspatkörner, 10–15%, sind stark kaolinisiert und serizitisiert. In den Wechselfolgen verschiebt sich das Quarz: Feldspat-Verhältnis um etwa 10% zugunsten des Feldspates.

Der So-Wert liegt zwischen 1,3 und 1,75. Die Schiefe liegt bei gerundeten unter 1, bei den angerundeten Fein- und Mittelsandsteinen aus der Wechselfolge über 1. Generell ist die Rundung bei größeren Körnern besser.

Die Schwermineralführung zeigt – ähnlich der des Eckschen Geröllsandsteins – ein Vorherrschen der grünen und braunen Turmaline bis zu über 70%. In einer Probe steigen die Zirkongehalte auf 15% an.

Abb. 3. Aufbau der Schichtenfolge in der Miltenberger Wechselfolge (hier \cong Salmünster-Formation). Steinbruch östlich Mömlingen, GK 25, 6220 Obernburg, r. 350682, h. 552470.



Aufschlüsse: Eine große Zahl aufgelassener Steinbrüche befindet sich im Neckartal und gleichfalls im Maintal (z. B. Ortseingang Miltenberg).

Besonders seien erwähnt:

GK 25, 6120 Obernburg r. 350680-95, h. 552450-90, aufgel. Steinbruch östl. Mömlingen (su M'st).

GK 25, 6219 Brensbach r. 349990, h. 551525, ehem. Steinbruch östl. Mümling-Grumbach (su M'st) und r. 349961, h. 551472, ehem. Steinbruch südl. Mümling-Grumbach (su M'st) und r. 349928, h. 551314, ehem. Steinbruch in Nieder-Kinzig (su M'st).

GK 25, 6319 Eberbach r. 348866, h. 549934, Steinbruch nördlich Gras-Ellenbach.

GK 25, 6419 Beefelden r. 349210, h. 549545, Steinbruch nördl. Olfen (su M'st).

GK 25, 6519 Eberbach r. 349665, h. 548053, aufgel. Steinbruch Igelsbach und r. 349475, h. 547920, östlich Hirschhorn.

GK 25, 6520 Zwingenberg r. 350300, h. 548400, Steinbruch Schmeizer, Gaimühle und r. 350008, h. 547970, Steinbruch östl. Eberbach (im Breitenstein).



Abb. 5. Fluviatile Schrägschichtungsserie im basalen Teil der Rohrbrunn-Formation mit Tongallen auf den Schichtflächen. Straßenanschnitt B 37 südlich Neckargerach, TK 25, 6620 Mosbach, r. 350565, h. 547257.

Charakteristische Ausbildung: Es sind vorwiegend Mittelsandsteine mit einem schwankenden Anteil an Fein- oder Grobkorn. Die Kornbindung scheint vor allem in den basalen Teilen, wo noch zahlreiche Schluffpartien auftreten, recht schwach zu sein. Einzelne Gerölle an der Basis nehmen nach oben hin an Größe und Zahl zu. Etwa 15–20 m über der Basis erreicht die Grobschüttung mit einem vorherrschenden Durchmesser von 0,6–2,0 mm und Geröllen bis 3 mm ein (erstes) Maximum. Die Geröllagen dieser Formation wurden bei der alten Kartierung mitunter mit dem Eckschen Geröllsandstein verwechselt. Die den Einzelkörnern dieses Schichtenabschnittes eigene starke Rundung tritt besonders an den Oberflächen angewitterter Lesesteine hervor. Tongallen auf Schrägschichtungslagen und Bankfugen sind häufig (s. Abb. 5).

Die Rohrbrunn-Formation weist noch zwei weitere gröbere Schüttungen in ihrem Sedimentationszyklus auf, wovon besonders die höhere, etwa 20 m unter der Obergrenze, durch eine geringe Geröllführung gekennzeichnet ist. Im mittleren Odenwald ist in diesem Abschnitt gleichzeitig eine starke Wechsellagerung von mittel/grobkörnigen Sanden mit Einzelkiesen bis 4 mm und tonig-schluffigen Lagen von ca. 20 cm erkennbar. Einzelne Bänke sind eingekieselt.

Die eingekieselten Sandsteinbänke enthalten ein weiteres Charakteristikum: den **Kugelhorizont**. Diese koncretionären Bildungen sind im Odenwald von STRASSER (1907) und HOPPE (1925) u. a. beschrieben worden. Sie sind 1–3 cm (maximal bis 6 cm) groß und können auf eine Sammelkristallisation von vorwiegend Calcit zurückgeführt werden, wobei das Ca aus der Verwitterung von Feldspäten herzuleiten ist. Allerdings treten Kugeln auch in anderen Horizonten auf (vgl. BACKHAUS 1972).

Die Lesesteine in dieser Folge sind meist nur handstückgroß, im bergfeuchten Zustand haben sie ein dunkelrotbraunes Aussehen, im trockenen ein hellrotes. Wegen des geringen Bindemittels wirken die Steine oft kleinporig. Nur frische Stücke lassen noch zahlreiche vollkommen kaolinisierte Feldspäte erkennen. Sind sie herausgewittert, so erscheint das Stück auf der Oberfläche nur aus gut gerundeten Quarzkörnern zu bestehen.

Petrographische Beschaffenheit: Die Korngrößen nehmen zum Hangenden zu. Bei 10–20% Schluffanteil sind es zumeist Mittelsande mit einem starken Grobsandanteil. Die feineren Kornklassen überwiegen nur gelegentlich, dann ist das Sediment gleichzeitig gut sortiert ($So = 1,2$). Häufiger ist ein Sortierungskoeffizient zwischen 1,7 und 2,4, so daß die Sedimente als schlecht sortiert anzusprechen sind. Die Schiefe schwankt zwischen 0,6 und 0,8.

Der Abrollungsgrad der Körner ist in den größeren Fraktionen gut bis sehr gut. Die Körner der feineren Fraktionen sind lediglich angerundet, im Regelfall als subangular zu bezeichnen. Der Feldspatanteil drängt mit 15–25% den Quarzanteil auf 60–70% zurück. Auffällig hoch ist der Anteil an Gesteinsbruchstücken. Die Quarzkörner zeigen sehr häufig Anwachshüllen.

Der Gehalt an Schwermineralien ist gleich dem der älteren Formationen, lediglich der Anteil an opaken Mineralien steigt an. Unter den transparenten erreichen die Turmaline 70 bis max. 90%, darunter haben die braunen gegenüber den grünen die Vormacht. Die blauen Turmaline treten stark zurück; der Zirkon-Anteil ist vergleichbar gering.

Anschluß: GK 25, 6620 Mosbach r. 35 05 65, h. 54 72 57, Straßen- und Bahnanschnitt (B 37) östl. Neckargerade.

3.2.2. Geiersberg-Formation (sm G)

Die Geiersberg-Formation entspricht der Dettfurth- (Rhön) und Hardeggen- (Spessart) Folge im nördlich anschließenden Raum. Eine genauere Parallelisierung ist z. Zt. nicht durchführbar; möglicherweise ist die Untere Geiersberg-Formation mit der Dettfurth-Formation gleichzusetzen.

Die Geiersberg-Formation erreicht eine Mächtigkeit von 50–60 m im Odenwald. Sie läßt sich in eine untere Subformation mit 20–30 m und eine entsprechende obere Subformation gliedern. Die Blöcke dieser Formation überdecken häufig die Flanken der Talhänge.

3.2.2.1. Untere Geiersberg-Formation (sm G'u)

Über den sanften Hängen des smR bilden die eingekieselten Bänke der unteren Geiersberg-Formation einen deutlichen Steilanstieg.

Charakteristische Ausbildung: Mittel- bis grobkörnige Sandsteine (0,5–0,8 mm \varnothing) von rotbrauner und hellroter Farbe. Gerölle bis 1 cm Größe kommen vereinzelt in der Folge, vor allem im unteren Teil, vor. Manche Bänke darin sind stark eingekieselt und infolge des Zurücktretens vom Eisenhydroxyd-Pigment heller.

Petrographische Beschaffenheit: Gegenüber dem Liegenden geht der Feldspatanteil auf 12–15% zurück. Der Zusammenhalt der Gefügekörner durch die Anwachshüllen an den Quarzkörnern ist nicht übermäßig stark. Im Dünnschliffbild werden neben Quarzkorn-Aggregaten auch Bestandteile von Gneis sichtbar.

Die Sortierung der Körner ist teilweise als gut (1,32–1,54), in anderen Lagen mit Werten über 2 als sehr schlecht zu bezeichnen.

Der Schwermineralgehalt ist hoch, wobei die opaken Mineralien dominieren. Unter den Transparenten erreichen die Turmaline wieder nahezu 80% mit einer gewissen Vor-

macht bei den braunen. Sie sind gleichermaßen gut gerundet wie auch die Rutilite und Zirkone.

Aufschlüsse: GK 25, 6620 Mosbach r. 350658, h. 547280, Margarethenschlucht, südöstl. Neckargerach r. 350500-50, h. 547100-60 und Straßenanschnitt B 37 am km 3,6 zwischen N. und Binau südfl. der Staustufe.
GK 25, 6320 Michelstadt r. 550534, h. 350158 ehem. Steinbruch nördl. Michelstadt.

3.2.2.2. Obere Geiersberg-Formation (sm G'o)

Die Mächtigkeit dieser Formation ist ca. 30 m. Der Abschnitt entspricht weitgehend dem alten hessischen sm₃ oder dem c₂ der badischen Gliederung. Im bayerischen Teil des Odenwaldes ist dieser Abschnitt in den älteren geol. Karten zumeist im als „Felsandstein“ ausgediesenen Schichtpaket enthalten.

Von der Unteren Geiersberg-Subformation trennt sie eine morphologisch verflachende Zone, die als „Zwischenmittel“ noch dem unteren Teil zuzurechnen und im Ostteil stärker ausgeprägt ist. In diesem Abschnitt herrscht das Mittelkorn vor, die Einkieselung ist hier geringer.

Charakteristische Ausbildung: Eine Beschreibung dieses Schichtenabschnittes hat vergleichend mit sm G'u zu erfolgen.

Im Regelfall bedingt die starke Einkieselung der 1-2 m mächtigen mittel- bis grobkörnigen Sandsteinbänke einen weiteren Steilanstieg. Die Gerölle sind wesentlich häufiger und zumeist in Nestern angereichert. Ihre Größe erreicht 3 cm, sie sind meist kanten-gerundet.

Die Lesesteine und auch die Blöcke sind im Vergleich zum sm G'u nicht so kantig. Die ausgeprägten Schrägschichtungsflächen treten an den angewitterten Blöcken als schmale Rippen gegenüber entsprechenden Rillen hervor.

Die Farbe geht vom Hellbräunlichen bis Blaßrosa. Angewitterte Oberflächen sind oft bindemittelfrei; die einzelnen Körner erscheinen nicht so gut gerundet wie in der Rohrbrunn-Formation. Im höheren Teil der Folge läßt die Geröllführung merklich nach, gleichzeitig wird dieser Abschnitt dünnbankiger.

Eine auffällige Löcherigkeit ist sowohl auf herausgewitterte Tongallen zurückzuführen als auch auf das Herauswittern vereinzelt vorhandener Karbonatkugeln.

Petrographische Beschaffenheit: Zwischen 40-60 % der Körner gehören dem Mittelsandbereich an. Der Grobsand- und Feinsandanteil schwankt bankweise, gleichfalls der Schluffanteil. Die So-Werte liegen demgemäß zwischen 1,32 und 2,0. Die Rundung der groben Körner ist durchweg gut, wenn die Körner auch mitunter nur als angerundet anzupreisen sind. Durch Quarzanwachsungen wird dieses Bild aber verfälscht, wenn die auf den gerundeten Körnern erfolgten Anwachsungen sich bei der Aufbereitung lösen oder nicht. In der Oberen Geiersberg-Folge fehlen die sonst üblichen Schmutzsäume um die Quarzkörner, so daß sie sich nicht so leicht lösen.

Der Feldspatanteil ist relativ gering. Dies kann primäre Ursachen haben, aber auch mit ihrer Auflösung und Kugelbildungen in Zusammenhang gebracht werden.

Die Schwerminerale bestehen fast ausschließlich aus Turmalinen mit deutlicher Vormacht der braunen. Lediglich die Zirkone sind noch mit 5-10 % nennenswert unter den transparenten Schwermineralien vertreten.

Aufschlüsse: GK 25, 6219 Brensbach r. 349885, h. 551014, ehem. Steinbruch Steinert, westl. Zell.

GK 25, 6319 Erbach r. 349976, h. 549845, ehem. Steinbruch süd. Schönnen und r. 349945, h. 549656, ehem. Steinbruch östl. Marbach (früher als so, kartiert).

GK 25, 6620 Mosbach, Margarethenschlucht wie Gu.

Die Geiersberg-Folge, deren Mächtigkeit in Richtung Spessart in der Wechselfolge über dem sm G'0 zuzunehmen scheint, enthält darin Lebensspuren wie *Corophioides luniformis* (BLANCKENH.). Darüber hinaus wurden in diesem Abschnitt schon häufig Wirbeltierreste gefunden.

3.2.3. Felssandstein (sm F)

Im Spessart und in der Pfalz wird in der heutigen Gliederung der Felssandstein als eigenständige stratigraphische Einheit ausgeschieden. – In der alten hessischen Gliederung ist er ein Teil des sm₅.

Im nordöstlichen bayerischen Odenwald läßt sich die Felssandsteinzone mit 10–15 m Mächtigkeit ausscheiden und von der Solling-Folge abtrennen.

Es sind morphologisch stark hervortretende Mittel-Grobsandsteine mit Geröllen bis 2 cm. Hohlräume, durch Herauswittern von Tongallen entstanden, sind häufig. Ein kleinrhythmischer Korngrößenwechsel (2–5 cm) ist häufig. Sehr gut gerundete Körner treten im basalen Bereich hervor (vgl. BACKHAUS und STOLBA 1967). Nach Südwesten scheint dieser Schichtenabschnitt auszudünnen.

Petrographische Beschaffenheit: Mittel- und Grobsand mit einem guten Sortierungsgrad. Der Sk-Wert bleibt unter 1, was durch einen flachen Kurvenverlauf im kleineren Korngrößenbereich hervorgerufen wird. Die Körner sind als angerundet bis gerundet zu bezeichnen.

Der Schwermineralgehalt ist unverändert.

3.3. Oberer Buntsandstein (so)

Aus genetischen Gründen werden vom Autor Solling-Formation und Röt-Formation (Plattensandstein- und Rötfazies im Odenwald) zum Oberen Buntsandstein zusammengefaßt. In der alten Fassung sind das geringe Teile des sm₅ und der als Oberer Buntsandstein von alters her im Odenwald kartierte Abschnitt.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt 80 m im Süden und übersteigt im Norden knapp die 100 m (s. Abb. 4).

3.3.1. Solling-Formation

Zu ihr fassen wir eine basale Grobschüttung und den Bereich des Karneol-Dolomit-Horizontes zusammen. Die Mächtigkeit kann von 0–15 (20) m schwanken.

3.3.1.1. Grobschüttung

Charakteristische Ausbildung: Im mittleren Odenwald treten über oder kaum trennbar vom Felssandstein, gleichartig ausgebildete geröllführende Mittel- bis Grobsandsteine hervor. Die deutliche Schrägschichtung, das rinnenartige Eingreifen ins Liegende (bei stellenweisem Fehlen) belegen den Beginn eines neuen Sedimentationsabschnittes. Der Flutrinnenfazies, wie sie im nördlichen und westlichen Teil nachzuweisen ist, steht eine Schichtflutenfazies andernorts (z. B. Margarethenschlucht) gegenüber. Im letzteren Fall liegen 4 m über dickbankigen Mittelsandsteinen glimmerhaltige Feinsandsteine, die aufgearbeitete Gerölle des Mittleren Buntsandsteins enthalten (BACKHAUS 1968).

Petrographische Beschaffenheit: Die Kennwerte sind, soweit bislang Untersuchungen durchgeführt wurden, weitgehend denen des Felssandsteins gleich. Wechselhafte Kornsortierung und gute Rundung.

Aufschluß: GK 25, 6620 Mosbach n, 359620, h. 547250, Margarethenschlucht (1 km SE-Neckargerach).

3.3.1.2. „Karneol-Dolomit-Horizont“

Der karneolführende, gelegentlich auch mit violetten Farbtönen angereicherte Abschnitt tritt wegen seiner überwiegend weichen Gesteine als morphologische Delle zwischen der vom Felssandstein/Solling-Sandstein gebildeten Rippe und der des Plattensandsteins deutlich hervor, wenn auch die typischen Gesteine nicht immer zu finden sind.

Charakteristische Ausbildung: Die Sandsteine dieses Bereiches sind deutlich feinkörniger als das Basisglied; vorwiegend Fein-Mittelsandsteine. Die Farbe kann rot bis bräunlich sein oder auch helle Glimmer treten deutlich hervor. Das auffälligste Kriterium sind die Karneole. Meist findet man 1–3 cm graue und gelbe Knollen von Chalzedon; die typischen roten Karneole sind seltener. Ihr Vorkommen ist regional stark schwankend. Man findet sie als Einzelknollen auf den Äckern oder als dünne Chalzedonbänder in den Sandsteinen.

Petrographische Beschaffenheit: Das Material ist gemäß der feinkörnigen Ausbildung als schlecht sortiert und gleichfalls schlecht gerundet anzusprechen. Die Turmaline dieses Bereiches sind sehr schlecht gerundet.

Aufschlüsse: Im Gesteinsverband: Margarethenschlucht, Karneole als Lesesteine: Friedhof Weitengäß; Wildzaun im Distrikt Fuchsenfeld, NW-Schlossau; NW-Marbach; südlich Kortelshütte.

3.3.2. Röt-Formation (so R)

Bereits in der Solling-Folge macht sich der Einfluß des Rötmeeres als Vorläufer des marinen Muschelkalkes (vgl. 4) bemerkbar.

3.3.2.1.1. Plattensandstein (so R₁)

Die Plattensandsteine werden im mittleren Odenwald bis zu 60 m mächtig, im südlichen erreichen sie nur eine Mächtigkeit von 40 m.

Charakteristische Ausbildung: Geröllfreier Fein- und Mittelsandstein braunroter Farbtonung. Ein häufiger Glimmergehalt auf den Schichtflächen bedingt die gute Spaltbarkeit in Platten weniger cm-Stärke. – Auf den alten Karten ausgewiesene Geröllführung des Unteren Plattensandsteins beruht auf einer Verwechslung mit der Geiersberg-Formation. – Im basalen Teil des Plattensandsteins herrschen bis zu 2 m mächtige Bänke vor, die zumeist deutlich schräggeschichtet sind.

Im gleichen Maße wie zum mittleren Abschnitt der Folge hin die Körnung etwas feiner wird, werden auch die Bankstärken geringer (vgl. BACKHAUS 1968, S. 158).

Eine deutliche Trennung in einen unteren und oberen Plattensandstein wird etwa in der Mitte des Profils durch ein 4 m mächtiges Schluffsteinpaket sichtbar (vgl. Margarethenschlucht). In ähnlich abgeschwächer Form ist im mittleren Odenwald diese Trennung morphologisch durch eine Delle und allmählich abflachende Formen der Hänge festzustellen, die durch das feinere Korn (Schluffstein-Feinsandstein) und geringere Bankstärken bedingt sind. Im Übergang zum Spessart und badischen Odenwald treten die Sandsteinbänke immer

mehr gegenüber den Schluffsteinen zurück, so daß der Obere Plattensandstein des Odenwaldes in den Unteren Rötton des Spessarts aufgeht (vgl. BÖCKH 1957).

Petrographische Beschaffenheit: Der Schluffanteil kann bei den Mittel- bis Feinsandsteinen bis zu 30% erreichen.

Die Sortierung ist, wie wir es bereits als Regelfall für das hier betrachtete Buntsandsteinmaterial feststellten, bei relativ feinem Korn zumeist schlecht bis sehr schlecht (So 1,7–2,4), was besonders für den Oberen Plattensandstein gilt. Der Schiefe-Koeffizient (0,65–0,8) drückt diese schlechte Sortierung im kleineren Korngrößenbereich besonders aus. Das gleiche gilt für die Kornrundung. Das Feinkorn ist subangular, die größeren Fraktionen sind abgerundet (subbrouned).

Der Glimmergehalt erreicht 5%, der Feldspatanteil beträgt 5–20%. Neben kaolinierten Körnern kommen noch relativ gut erhaltene Orthoklase und Plagioklase vor.

Unter den durchsichtigen Schwermineralien steigt der Biotitgehalt auf 10–25% an (sonst unter 10%); ebenfalls steigt der Rutilgehalt. Die Zirkone nehmen gleichfalls prozentual seit der Oberen Geiersberg-Formation zu. Im Plattensandstein verringert sich daraufhin der Anteil an Turmalin, wobei der Rückgang eindeutig bei den braunen liegt.

Des öfteren treten in diesem Bereich wieder Rippelfelder und Lebensspuren auf.

Aufschlüsse: GK 25, 6319 Erbach r. 349888–9900, h. 550540, aufgel. Steinbruch westl. Ortsausgang Steinbach.
GK 25, 6419 Beerfelden r. 349908, h. 549610, ehem. Steinbruch oberhalb (nördl.) Heitzbach.
GK 25, 6620 Mosbach r. 350620, h. 547260, Margarethenschlucht
und Badischer Odenwald.

3.3.2.1.2, Oberer Dolomithorizont

Den Abschluß des Plattensandsteins bildet der im Odenwald nicht immer vorhandene „Obere Dolomithorizont“, ein zumeist mürber Mittelsandstein, der sich durch seine violetten Farbtöne abhebt. Die 1–2 m Zone greift unregelmäßig ins Liegende ein. Stellenweise ist noch eine Schichtung, die auch schluffige Zonen umfaßt, erkennbar. Violette Zonen dieser Art werden von manchen Autoren als Relikte fossiler Böden angesehen.

Von ORTLAM werden sie vom Schwarzwald auf den Odenwald übertragen und irrtümlich für in der Kartierung verwertbare Zeitmarken gehalten. Im Plattensandstein des südlichen Odenwaldes sind mehrfach ähnliche mürbe schluffige Zonen vorhanden (GK 25, 6620 Mosbach r. 350380, h. 546960).

Eine paläopedologische, geochemische und sedimentologische Untersuchung des Aufschlusses Steinbach wird zur Zeit gemeinsam mit den Kollegen Heim und Maqsd aus Mainz durchgeführt.

Charakteristische Ausbildung: Mürber, verwitterungsanfälliger Bereich mit vorwiegend violetten, grauen bis dunkelbraunen (fleckig, marmoriert) Sandsteinen und linsenartigen Schlufflagen. Glimmerreich, wenig geschichtet. Dolomitische Knollen, vereinzelt auch Karneole. Wurzelröhren?

Petrographische Beschaffenheit: Mittelkörnige bis grobe Quarkörner meist locker, karbonatisches Bindemittel häufig herausgelöst. Hoher Ca-Gehalt (13 Gew.-%), Ca/Mg-Verhältnis 1,6–1,8. Metasomatische Verdrängung von Quarz durch Dolomit. Turmaline herrschen bei den Schwermineralien vor.

Aufschlüsse: GK 25, 6319 Erbach r. 349899–9900, h. 550540, ehem. Steinbruch am westl. Ortsausgang Steinbach.

3.3.2.2. Obere Röt-Formation (so R_2)

Im oberen Abschnitt des Röt dringt die Rötfazies auch bis in den Bereich des Odenwaldes vor. Der neue Sedimentationsabschnitt wird durch den Rötquarzit (so R_{2q}) eingeleitet, ihm folgt nach oben die deutlich marin beeinflusste Rötfazies (so R_{2l}).

3.3.2.2.1. Rötquarzit (so R_{2q})

Im Aufschluß Steinbach b. Michelstadt folgt über dem Oberen Dolomithorizont ein 2 m mächtiger hellgrauer bis gelbbraunvioletter, löcheriger Mittelsandstein. Er ist deutlich schräggeschichtet und zeigt auf den Schichtflächen zahlreiche Löcher, die von herausgewitterten Tongallen und Karbonaten herrühren dürften. Darüber ist ein zweiter violetter Horizont vorhanden, den wiederum ein quarzitischer Sandstein überlagert. Grob- und Feinsandgehalte wechseln.

In der Margarethenschlucht sind 4,6 m eines festen graurosa Mittelsandsteins vorhanden, dem nach 80 cm braunrotem bröckeligem, schluffigem Sandstein noch einmal mehr als 1 m eines graurosa Mittelsandsteins folgen.

In überaus detaillierten Untersuchungen hat GEHENN (1962) diesen und den darüber folgenden Schichtenabschnitt gegliedert (vgl. BACKHAUS 1974). Danach wird im südlichen Odenwald (z. B. Nußloch) der Bereich des Unteren Rötquarzits durch mindestens zwei weitere 50–80 cm starke violette „Dolomithorizonte“ unterbrochen. Über dem aus der Margarethenschlucht schon erwähnten, den Rötquarzit bis Franken hinein zerteilenden Horizont, lösen sich die oberen 2–2,5 m in mehr plattige Bänke auf. Diese fazielle Ausbildung ist in der östlichen Abdachung des Odenwaldes vorherrschend.

In den Zwischenlagen hat GEHENN (1959) zahlreiche Estherien, Granoidschuppen, Fährten und Bauten von Rhizocorallium u. a. gefunden. Die alte Bezeichnung für diesen Horizont war Fränkischer Chirotheriensandstein.

Charakteristische Ausbildung: Hellgrauer bis schmutziggroter, stark eingekieselter Mittelsandstein, im unteren Teil ungeschichtet wirkend. Stellenweise löcherig, dann auch bräunlich durch Mangananreicherungen, auch schräggeschichtet.

Petrographische Beschaffenheit: Die Kornformen sind als abgerundet und subangular zu bezeichnen. Der Feldspatgehalt ist gering, vornehmlich Orthoklas. Bei den Schwermineralien herrscht wiederum Turmalin vor, kleinere Seifenbildungen treten gelegentlich auf. Die Gesteinsfragmente können 10% ausmachen. Fossilreich in den Zwischenlagen.

Aufschlüsse: Steinbach, siehe vorstehend.

Margarethenschlucht, siehe vorstehend.

GK 25, 6618 Neckargemünd r. 347866, h. 546510, ehem. Steinbrüche am Ortsrand Nußloch.

3.3.2.2.2. Rötton (so R_{2t})

Bis zur Untergrenze des Muschelkalkes folgen noch 25–30 m eines rotbraunen, weichen Sand- bis Tonsteines.

Am Neckar tritt darin 2–3 m über dem oberen Rötquarzit ein 3,5–5 m mächtiger sandiger Bereich hervor, der in früheren Jahren häufig als Bausandstein verwertet wurde. Er wird als „Epfenbacher Sandstein“ bezeichnet.

Etwa 12–15 m unter dem Muschelkalk treffen wir zum ersten Mal in unserem Raum dann auf *Myophoria vulgaris* (v. SCHLOTH) als Vorläufer des Muschelkalkmeeres. Sie konnte von uns auch im mittleren Odenwald (Steinbach) nachgewiesen werden. Der große

von GEHENN (1959) nachgewiesene Gehalt an Fossilien (Ganoidfische, Arthropoden, Schnecken, Muscheln, Brachiopoden; Bauten) zeigt die veränderten Sedimentationsbedingungen an. Die marine Beeinflussung spiegelt sich im Wechsel von 1–2 m starken Sedimentationsrhythmen wieder, die vom limnisch-fluviavilen zum lagunär-marinen environment pendelt. Diese Rhythmik ist gleichermaßen durch Fossilien wie geochemische Ergebnisse (DEGGENS, KNETSCH & REUTER) belegbar.

Charakteristische Ausbildung: Braunroter bis rötlicher Schluffstein mit Ton, dünnschichtig, im rhythmischen Wechsel mit Feinsandbänken, die im Süden mächtiger sind. Graue Leitzonen. Glimmerreich, karbonathaltig. Teils scherbzig-bröckelige Ausbildung bei zunehmendem Schluff-/Tongehalt. – Marine Fossilien.

Petrographische Beschaffenheit: Schluff und Feinsand, demgemäß die Kornrundung nur subangular bis angular. Kieseliges und karbonatisches Bindemittel, kaum Feldspat, glimmerreich. Im höheren Teil Ca/Mg-Verhältnis 2,5. Anteil an Gesteinsfragmenten gering.

Aufschlüsse: GK 25, 6319 Erbach r. 349905, h. 550578, Tongrube an B 47 in Steinbach.

Südlicher Odenwald, zahlreiche verwachsene Brüche u. Anschnitte.

4. Genetische Zusammenfassung und Ausdeutung

Die Sedimentationsbedingungen der randlichen Pelite des Zechsteinmeeres (Z 3/4) setzen sich in den Unteren Buntsandstein hinein fort. Dies gilt vor allem dann, wenn die Tonfazies die unter der basalen Sandschüttung, welche in Thüringen als Beginn des Buntsandsteins angesehen wird, in unserem Raum mit DIEDERICH (1970) bereits dem so zugerechnet werden sollte.

Die randliche Hebung und Eindeckung mit terrestrischem Verwitterungsmaterial nimmt ständig zu und erreicht mit dem Ende des Eckschen Geröllsandsteins einen ersten Höhepunkt. Ein vorhandenes Relief wird unter lokaler Aufarbeitung (debris flow) eingedeckt.

Diese dachbackzyklische Betrachtungsweise läßt sich sowohl aus dem frühen und stärkeren Einsetzen der Sandschüttung im Bröckelschiefer als auch aus dem früheren Auftreten von Geröllen im Südwesten erklären.

Wie die zunehmende Korngröße läßt auch die anwachsende Stärke der Einzelbänke auf stärkere Strömungsenergie schließen.

Wenn die ersten Basiskonglomeratbildungen über dem Kristallin noch als Schlammströme (debris flows) betrachtet werden können, so sind die späteren Sandschüttungen eher als Produkte von Schichtfluten hochwasserführender Flüsse anzusehen, die weite Flächen überschwemmten und sich so in das Endbecken eines großen flachen Sees allmählich nach Norden vorschoben.

Das schnelle Ausklingen der Geröllführung in Richtung Spessart und Bauland erschwert es sehr, mit dem Eckschen Geröllsandstein einen echten Zyklus beginnen zu lassen.

Für die Miltenberg-(Folge)Formation ist dies eher möglich (zur Untergliederung s. 3.1.4.). Sie beginnt mit einer geröllführenden Grobschüttung, die oben von einer „Wechselfolge“ abgeschlossen wird. Auch sind aus dem Aufbau des Sedimentkörpers einzelne Schüttungssequenzen herauszulesen, die > 6 m mächtig und deren Einzelbänke bis zu 2 m stark sind. Zusammen mit ihrem Korngrößen/Bankstärken-Verhältnis (s. BACKHAUS 1974, Abb. 3) sind sie daher als asymmetrische Sohlbank-Sequenzen (fining-up-cyclothem) von flood plains (Überschwemmungsflächen, Hochflutebenen) zu deuten. Durch klimatische Einflüsse hervorgerufen sind sie als echte Rhythmen aufzufassen.

Größere Sedimentationseinheiten, wie die kartierbare Gesamtformation, haben diktyogenetische Ursachen.

Wie häufig ein ständiger Wechsel im Bereich Seichtwasserbedeckung–Ausrocknung–Überflutung vorkam, belegen gerade im höheren Bereich dieser Formation die vielen Rippelmarkenfelder, Trockenrisse, aufgearbeiteten Tongallen und Sohlmarken. Zeitweilige Tümpelbildungen, aus denen Lebensspuren erhalten sind, lassen durchaus auf ein verzweigtes temporäres Flußsystem mit von unten nach oben zunehmender Sinuosität und Seen schließen.

Mit dem Beginn des **Mittleren Buntsandsteins** in der einheitlichen Gliederung des gesamten Buntsandsteinbeckens (also Rohrbrunn-Formation = Volpriehausen-Folge) nahm die Zufuhr klastischer Sedimente weiter zu.

Der stärker absinkende Beckenbereich verlagert sich nordwärts. Größeres Material erreicht unseren Raum, die ankommenden Schuttströme wurden stärker umgelagert, dadurch auch besser aufbereitet. Die temporäre fluviale Transportkraft besaß eine geringere Sinuosität im Vergleich zum su. Die Sequenzen sind geringmächtiger; in der Vertikalen fehlt der tonig-schluffige Bereich weitgehend. Entweder sind die Sequenzen in ihrer Mächtigkeit stark kondensiert oder nachträglich reduziert. – Die distalen Sedimente der einzelnen Schuttflächen liegen weiter im Norden.

70 m Gesamtmächtigkeit der Rohrbrunn-Formation im Odenwald stehen im Raume nördlich Fulda 120 m gegenüber, Den 50–70 m der Geiersberg-Formation unseres Raumes entsprechen im Raume Fulda ca. 100 m der Detfurth- und Hardeggen-Formation zusammen, während sie bei Kassel 300 m erreichen. Für die Solling-Formation stehen 10 m (0–15 m) zum Vergleich mit 40 m bei Fulda und mehr als 100 m bei Kassel.

Versucht man daraufhin aus den erhaltenen Sedimenten die durchschnittliche Sedimentationsrate zu bestimmen, dann kommen wir unter der Annahme WOLBURGS, daß der gesamte Buntsandstein in ca. 15 Millionen Jahren abgesetzt worden sei, zu einer Bildungszeit von rund 2,5 Millionen Jahren für eine Formation.

Ganz überschläglich gerechnet würde dies für die Geiersberg-Formation unseres Raumes mit ca. 50 m Sediment in 2,5 Mill. Jahren eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 1 m in 50 000 Jahren = 1 cm in 500 a bedeuten. Im extremen Senkungsgebiet des Kasseler Loches würde dieser Zentimeter schon in 100 Jahren abgesetzt worden sein. Für die Solling-Folge des Reinhardswaldes würden sich 200 a für einen cm Sediment und im Odenwald dafür 2500 Jahre errechnen lassen.

Aus dieser theoretischen Betrachtungsweise ist, wenn wir wissen, daß auch 80 cm in einem Jahr oder mit einem Rückregen abgesetzt werden können, auf eine starke Umlagerung des Materials und eine geringe Absenkung des Raumes zu schließen.

Die ausgeprägte Schrägschichtung in den basalen Teilen des sm R (s. Abb. 5) spricht für einen fluvialen Transport. Diese Transportkraft stand aber nur jeweils für kurze Zeit zur Verfügung, weil in einem semiariden Klima Flüsse temporär sind. Die Rotfärbung und die starke Verwitterung der Feldspäte spricht für diese klimatischen Bedingungen. Die Konzentration des freiwerdenden Karbonats führte zur Bildung der in einigen Schichtenabschnitten bevorzugt ausgebildeten Kugeln.

Die zunehmende Vergrößerung des Kornes in der Geiersberg-Formation verbunden mit der Reduzierung der Mächtigkeit gegenüber dem nordhessischen Raum und offensichtlich auch deutlich im Vergleich zwischen südlichem Odenwald und dem Übergang zum Spessart, weist darauf hin, daß der distale Bereich der Schuttflächen inzwischen noch weiter nach Norden wanderte.

Der Feldspatgehalt wird noch geringer, die Anwachssäume an den Quarzkörnern nehmen stärker zu, die Schwermineralführung wird weitgehend auf Turmaline beschränkt.

Bei einer geringen Gesamtmächtigkeit dieser Formation stehen den geröllführenden dickbankigen Sandsteinkomplexen nur gering mächtige tonig-schluffige Wechselfolgen gegenüber.

Wenn wir in diesem Bereich aber häufiger als im tiefen Teil Lebensspuren finden, braucht dies kein Widerspruch zu sein. Wenn Niederschläge fielen transportierten diese kurzfristig starke Wassermassen in einem stark verzweigten Flußsystem (braided stream), daneben blieben in Totarmen oder auch temporären Seen ausreichend feuchte Stellen, die für einige Zeit Leben zuließen. Neben dem rinnenartigen Transport dürften weite Flächen von Schichtfluten hochwasserartig überschwemmt worden sein, was gleichfalls an den Schichtgrenzen zur Ausbildung der sog. Sohlmarken führte. Bei der insgesamt aber geringen Sedimentationsrate hat es zwangsläufig zwischendrin lange Perioden gegeben, in denen lokal abgetragen (umgelagert) wurde in denen auch Windtransport herrschte (vgl. Proben mit sehr gutem Sortierungskoeffizienten im Fein-Mittelsandbereich).

Mit dem Oberen Buntsandstein beginnt ein neuer Sedimentationsabschnitt. Die Ursache ist mit dem Öffnen der Oberschlesischen Pforte für das Muschelkalkmeer in der Tektonogenese zu suchen. Eine Veränderung des Klimas dürfte nur geringfügig gewesen sein, wobei man den Mittleren Buntsandstein ein wenig vom semiariden zum ariden abweichend sehen könnte.

Der Höhepunkt terrestrischer Sedimentation ist in unserem Raum mit der Wende sm/so erreicht. Die Verengung des Beckens auf die norddeutsche Senke wird aufgehoben. Die über das Becken von Nancy-Pirmasens transportierten Schuttströme (alluvial fans) bleiben durch das verstärkte Absinken des Raumes erhalten. Im Odenwald können wir dieses Rinnensystem nur unvollkommen nachweisen; daneben liegen ähnliche Sedimente mit Schichtflutencharakter.

Beide Sedimentationstypen werden von karneolführenden Schichten (3.3.1.2.) überlagert. Von vielen Autoren werden die Karneole als Bildungen einer Landoberfläche betrachtet, die den Abschluß des Mittleren Buntsandsteins repräsentiert.

Unsere Schlußfolgerungen, die Karneolentstehung im Zusammenhang mit der Ingression des Rötmeeres zu sehen, entspricht die genetische Deutung, die LANGBEIN 1974 den gleichaltrigen Karneolen in Thüringischen Chirotheriensandstein gibt.

Zur Herausbildung der Karneole bedurfte es der SiO_2 -Übersättigung. Dieses Kieselsäureangebot ist z.B. aus der Verwitterung der Feldspäte und anderer Silikate herzuleiten. Obwohl es in verschiedenen Horizonten zu Kugelbildungen kommt, deren Ca wir aus verwitterten Feldspäten herleiten, und deren SiO_2 der Einkieselungen gleichen Ursprungs sein kann, bleibt die Karneolbildung auf zwei bevorzugte Horizonte im Odenwald (Unterer und Oberer Dolomit-Horizont) beschränkt.

Im Zusammenhang mit der Ingression des Rötmeeres stieg der Grundwasserspiegel im Küstenbereich an, was zur Ausbildung bodenähnlicher Horizonte führte. Da das ingredierende Rötmeer gleichzeitig an der Basis stark salinar konzentriert war, könnte die Kieselsäure aus den übersättigten Porenwässern abgeleitet werden.

Das teilweise knollige oder lagenweise Auftreten von Karneolen anstelle oder in der Nähe von Dolomitknollen hat zu der Annahme geführt, daß sie zumeist auf dem Wege über Kalkkrusten (Algen) entstanden seien.

Verständlich wird daraus auch, daß die so entstandenen violetten Horizonte im Oberen Buntsandstein keine stratigraphisch verwertbaren Zeitmarken sind, sondern mit der Ingressionslinie wandern. Sie werden also im lateral stark schwankenden Faziesbereich des Oberen Buntsandsteins unstat sein.

So ist es auch verständlich, daß sie im stärker absinkenden und früher von der Röt-
ingression erfaßten Odenwald seltener sind als im Schwarzwald, obwohl im Plattensand-
stein des südlichen Odenwaldes faziell ähnliche Voraussetzungen vorliegen.

Die Ingression des Rötmeeres schreitet langsam in einzelnen Sedimentationsrhythmen
südwärts und bringt mit der Muschelkalkfauna brackisch-marine Einschlüge in den bislang
limnisch-fluviatilen Sedimentationsablauf des Odenwaldes zurück.

Am Ende des Buntsandsteins ist die gleiche fazielle Entwicklung erreicht wie zu Beginn
als das Zechsteinmeer sich zurückzog. Damals drangen die Sandschüttungen immer weiter
ins Becken vor, jetzt werden sie durch das Meer zurückgedrängt.

Schrifttum

- BACKHAUS, E. (1960): Zur Neugliederung des Odenwälder Buntsandsteins und ein Vergleich mit Nordhessen und
Thüringen. N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1960, S. 292-313.
- (1961): Das fossilführende Zechsteinvorkommen von Forstel-Hummetroth (Nordodenwald) und Bemerkun-
gen zur südwestdeutschen Zechsteingliederung. Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 89, Wiesbaden,
S. 187-202.
- (1967): Zur Genese des Buntsandsteins im Spessart. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. V., N. F. 49, Stuttgart, S. 157-171.
- (1968): Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Oden-
wald-Rhön und Thüringer Wald. Oberrh. geol. Abh., 17, Karlsruhe, S. 1-164.
- (1971): Red beds of the "Buntsandstein" (Lower Triassic) in the Odenwald and Pfalz-Vosges areas. Sediment.
parts of Central Europe, Guidebook 8. Intern. Sedimentol. Congr. 1971 Heidelberg, Frankfurt a. M., S. 105-124.
- (1972): Die geologische Deutung der Felschüsseln („Opfersteine“) im Buntsandstein der Pfalz, mittels Stoff-
wanderungen. Mitt. Pollichia, 3. Reihe, Bad Dürkheim, 19, S. 79-96.
- (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. Geol. Rdsch., 63,
S. 925-942.
- und STOLBA, R. (1967): Junge Bruchschollentektonik im unteren Maintal zwischen Rüdenu und Trennfurt
(Oberburger Graben). Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 49, Stuttgart, S. 147-156.
- , RAWANPUR, A. und ZIRNGAST, M. (1974): Das Schollenmosaik des nördlichen Michelstädter Grabens.
Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Comm. Geodyn., Sc. Rep., 8, Stuttgart, S. 303-309.
- BÖCKH, E. (1957): Sedimentation und Krustenbewegungen im Oberen Buntsandstein zwischen Neckar und Main.
Unveröff. Diss. Universität Heidelberg, Heidelberg, 86 S.
- BOÏGK, H. und SCHÖNEICH, H. (1974): Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Mjösen Zone
und des Rheingrabens. Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Comm. Geodyn., Sc. Rep., 8, Stuttgart,
S. 60-71.
- CARLÉ, W. (1956): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung in Bad Mergentheim (Buntsandstein, Zechstein,
Mineralwasser). Jb. Statistik u. Landeskd. Baden-Württemberg, 3, 1956, Stuttgart, S. 229-260.
- DEGENS, E., KNETSCH, G. und REUTER, H. (1961): Ein geochemisches Buntsandsteinprofil vom Schwarzwald bis zur
Rhön. N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., 111, S. 181-233.
- DIEDERICH, G. (1966): Zur Stratigraphie des Unteren Buntsandsteins im deutschen Buntsandsteinbecken. Z. deutsch. geol.
Ges., 116, Jg. 1964, S. 875-890.
- GEHENN, R. (1959): Bemerkenswerte und reiche Fisch- und Arthropodenfunde im Oberen Buntsandstein Süddeutschlands
(rechtsrheinisch). N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1959, S. 521-522.
- (1962): Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein der Kraichgau-Umrandung. Inaug.
Dissert. Universität Heidelberg, 98 Seiten, Anhang 123 S.
- GRUMBt, E. (1974): Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südhörsingens. Schriftenr. Geol. Wissenschaft., 1,
Berlin, 205 S.
- HOPPE, W. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. I. Stratigraphie und Fossil-
führung. Notizbl. Ver. Erdkd. hess. geol. Landesamt, 1925, 5. F., Darmstadt, 8, S. 7-114.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des thüringischen Chirotheriensandsteins (Solling-Folge). Chemie der
Erde, 33, S. 301-325.
- ORTLAM, D. (1966): Fossile Böden und ihre Verwendung zur Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen
Schwarzwald und südlichen Odenwald. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 48, Stuttgart, S. 67-78.
- RAWANPUR, A. (1972): Tektonische und sedimentologische Untersuchungen im westlichen Teil des Michelstädter Gra-
bens auf Blatt Brensbad (TK 6219). Unveröff. Diplomarbeit TH Darmstadt, 113 S.
- (1975): Geologisch-tektonischer Bau des Michelstädter Grabens (Odenwald) und dessen Auswirkungen auf
das Grundwasser. Unveröffentl. Dissertation TH Darmstadt, 147 S.

- SINDOWSKI, K. H. (1958): Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. Geol. Jb., 73, S. 277–294.
- STRASSER, R. (1907): Über Scheinkristalle aus dem Buntsandstein bei Heidelberg. Verhdl. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, Jg. 1907, 8, Heidelberg, S. 371–396.
- WALKER, T. R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. Geol. Soc. Amer., Bull., 78, S. 353–368.
- WOLBURG, J. (1961): Sedimentationszyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in Nordwestdeutschland. Geotekt. Forsch., 14, S. 7–74.
- ZIRNGAST, M. (1972): Tektonische und sedimentologische Untersuchungen im östlichen Teil des Michelstädter Grabens auf Blatt Würth am Main (TK 6220). Unveröffentl. Diplomarbeit TH Darmstadt. 102 S.

Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald

A. SEMMEL, Frankfurt a. M.

Kurzfassung / Abstract.

Im Buntsandstein-Odenwald sind Schuttdeckenprofile weit verbreitet, die sich durch einen basalen, völlig lößfreien Buntsandsteinschutt und einen hangenden lößlehmhaltigen Schutt auszeichnen. Diese Abfolge ist aus anderen hessischen Mittelgebirgen bereits bekannt und wird als „Basisschutt“ unter „Deckschutt“ bezeichnet. In dem jüngsten Schutt lassen sich Schwermineralassoziationen nachweisen, die auf Beimengungen von Laacher Bimstuff hindeuten. Beide Schuttdecken besitzen die Merkmale eines periglazialen Solifluktionsschuites. Die holozäne Bodenbildung hat sich im wesentlichen nur im Deckschutt ausgewirkt und zu Braunerdeentwicklungen geführt, die nur in manchen Hochlagen oder auf sehr steilen Hängen durch Podsolierungen überprägt sind.

Debris covering the Buntsandstein in the Oden's Forest are widespread and are characterized by a basal, completely loessfree Buntsandstein residuum and an overlying, clayey loess cover. This sequence is quite well known from other low mountain ranges in the state of Hessen and has been designated as "Basisschutt" (basal debris) below and as "Deckschutt" (cover) above. The heavy mineral association in the most recent debris indicates mixtures made up partly of materials originating from the Laacher Bimstuff. Both of the fore-mentioned layers, the basal debris and overlying cover, indicate periglacial solifluction features. Holocene soil development has been effective only in the "Deckschutt" with the formation of brown earth which has further undergone podsolization in a few elevated areas and along very steep slopes.

Der Buntsandstein-Odenwald gehörte - wie die meisten deutschen Mittelgebirge - während der pleistozänen Kaltzeiten zum sogenannten „periglazialen“ Bereich, das heißt, es wirkte sich auf Verwitterung und Abtragung vor allem das Frostklima aus. Als Produkte dieser spezifischen klimabedingten Vorgänge finden sich auf den Hängen in großer Verbreitung Schuttdecken, die durch frostbedingte Solifluktion entstanden sind. Dabei handelt es sich um Erdfließen, das infolge Wasserübersättigung während der Tau-perioden großenteils über Dauerfrostboden vor sich ging. Bekanntlich existiert hierüber eine umfangreiche Literatur, die sich entweder mit den entsprechenden Prozessen in rezenten Periglazialgebieten befaßt oder die den fossilen Schuttdecken der gemäßigten Breiten gewidmet ist. Für das Gebiet der Bundesrepublik sei auf die Zusammenfassung von SEMMEL (1973) verwiesen, für die DDR ist eine ausführlichere Darstellung durch RICHTER, RUSKE und SCHWANECKE (1970) gegeben worden.

Aus dem hessischen Bergland, vor allem auch aus dem kristallinen Odenwald, liegen Untersuchungen vor, die sich um den Nachweis der weiten Verbreitung, der Gliederung, der Zusammensetzung und der Stratigraphie solcher Schuttdecken bemühen (SEMMEL 1968, 93–96). Wenn auch für den Buntsandstein-Odenwald bisher keine entsprechenden Befunde publiziert wurden, so zeigten zahlreiche Aufschlüsse doch ebenfalls, daß das anstehende Gestein in der Regel nicht die Oberfläche erreicht, sondern auch hier von Schuttdecken überlagert ist, die den Fließerden in nordhessischen Buntsandstein-Gebieten ähnlich sehen, welche u. a. von SEMMEL (1968, 59 ff.), LAEMMLEN (1970, 110 ff.), REICHMANN (1970, 185 ff.) und PLASS (1971, 171 ff.) beschrieben worden sind. Danach lassen sich die Schuttdecken häufig in drei Abschnitte untergliedern, die als „Basis-“, „Mittel-“ und „Deckschutt“ bezeichnet werden. Am weitesten verbreitet ist der Deckschutt, der als Fließerde der Jüngeren Tundrenzeit gedeutet wird (SEMMEL 1964) und der entweder dem anstehenden Sandstein oder einer der beiden anderen Schuttdecken aufliegt. Der Deckschutt enthält neben einer Lößlehmkomponente in der Regel Minerale des allerözeitlichen Laacher Bimstufes, an vielen Stellen hat er Lagen dieses Tuffes überwandert. Zwischen Anstehendem und Deckschutt liegt oft der lößfreie Basisschutt. An Orten, die einen gewissen Abtragungsschutz bieten, z. B. in Mulden, schaltet sich zwischen Basisschutt und Deckschutt der stark lößlehmhaltige Mittelschutt ein. Das Alter von Basis- und Mittelschutt ist nur sehr selten genauer zu bestimmen. Es gibt Befunde, die belegen, daß sowohl Basis- wie auch der jüngere Mittelschutt noch im Jungwürm entstanden, d. h. also jünger als 30000 a. b. p. sind (SEMMEL 1968, 67).

Neuerdings wurden von BLUME und Mitarbeitern (BLUME und EAQUB 1973; BLUME und SZABADOS 1974) Untersuchungsergebnisse publiziert, die die vorstehend skizzierten Gliederungsmöglichkeiten der Schuttmassen nicht bestätigen (vgl. auch GEIGER 1973). Dieser Umstand bot mir Veranlassung, eine Reihe von Aufschlüssen im Buntsandstein-Odenwald genauer zu untersuchen und zu überprüfen, ob die in anderen hessischen Buntsandsteingebieten gewonnenen Anschauungen einer Revision bedürfen.

Aufschlüsse, in denen Schuttdecken mit Buntsandsteinmaterial freigelegt sind, finden sich im Odenwald sehr häufig. Sehr gute Möglichkeiten, solche Profile näher zu untersuchen, bieten vor allem zahlreiche Forstwege, an denen in jüngerer Zeit durch Planierungen die hangseitige Böschung oft bis in mehrere Meter Tiefe aufgeschlossen ist. Allerdings sind in der Regel nur Basis- und Deckschutt zu beobachten. Der Mittelschutt liegt meist in Dellen oder ähnlichen Hohlformen, in denen die Wegeböschungen fehlen. Zur Zeit ist mir im gesamten Untersuchungsgebiet kein Aufschluß bekannt, der Mittelschutt freilegt und auf längere Zeit bestehen bleibt. Für die anderen Schuttdecken werden einige Profile beschrieben, die für die nächsten Jahre zugänglich bleiben dürften.

Die Untergliederung des Schuttes in mehrere Schuttdecken ist am sichersten dort vorzunehmen, wo deutliche Unterschiede in der Gesteinsführung vorkommen. Diese sind am klarsten dort zu erwarten, wo Buntsandsteinmaterial über Zechstein oder – im Michelstädter Graben – über Muschelkalk hinwegwanderte. So sind z. B. im Neubaugebiet nordöstlich Michelstadt (TK 50, L 6320 Miltenberg) manchmal Aufschlüsse zu finden, die über dem anstehenden Wellenkalk eine Fließerde zeigen, die aus Kalksteinbraunlehm und eingeregelteten Kalksteinbrocken besteht (Abb. 1). Die oberen Bereiche des Wellenkalkes zeigen Auflockerung des Gesteinsverbandes, die mit Erscheinungen des „Hakenschlagens“ in die Braunlehm-Fließerde übergeht. Über diesem unteren Solifluktionsschutt ist ein Buntsandsteinschutt hinweggewandert, der nur basal einige Muschelkalkbrocken und aufgearbeiteten Braunlehm enthält. Im Sinne meiner Schuttdeckennomenklatur handelt es sich, da beide Fließerden lößfrei sind, um Basisschutt. Dieser wird im Unterhangbereich von einem lößlehmhaltigen Schutt mit Buntsandsteinbrocken und B₁-Horizont-Merkmalen überlagert, der hangaufwärts auskeilt. Dort zieht in dem auf Abb. 1 dargestellten Beispiel von dem löß-

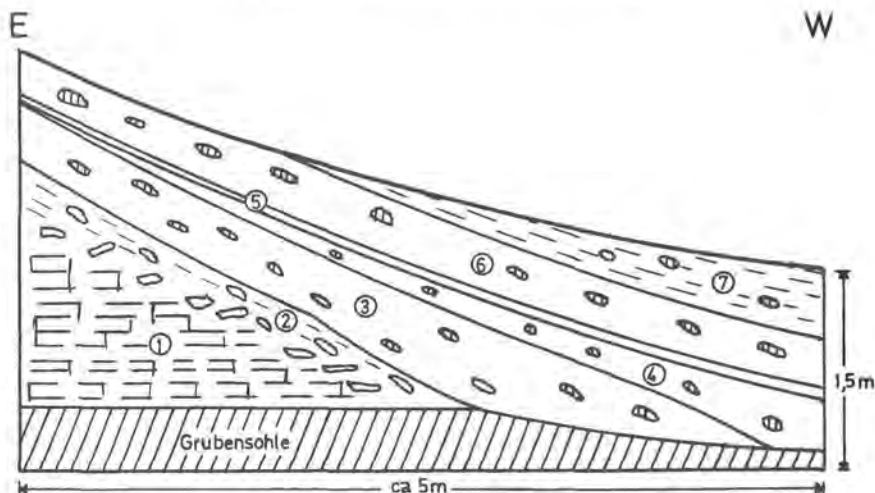


Abb. 1: Baugruben-Aufschluß Michelstadt, Stadtring 155.

- 1 = Muschelkalk
 2 = Fließerde aus Brauntehm und Muschelkalk
 3 = Fließerde aus Buntsandstein und Muschelkalk
 4 = löblehmhaltige Fließerde = Mittelschutt
 5 = Sandband
 6 = Deckschutt
 7 = Kolluvium
- } Basisschutt

freien Buntsandstein-Schutt eine 5–8 cm mächtige Sandlage über den löblehmhaltigen Schutt hinweg. Sie ist das Liegende eines ca. 50 cm mächtigen löblehmhaltigen Buntsandstein-Schutt, der einen geringeren Tongehalt als der untere löblehmhaltige Schutt aufweist. Nach meiner Nomenklatur entspricht der liegende, tonigere löblehmhaltige Schutt dem „Mittelschutt“ (auch „Metaschutt“, SEMMEL 1974, 41), der hangende dem „Deckschutt“. Daß es sich hierbei tatsächlich um zwei verschiedenen Schuttdecken handelt, belegt m. E. das völlig löblehmfreie (keine äolischen Schwerminerale!) Sandband, das beide Schuttdecken trennt. An anderen Stellen schaltet sich zwischen beide Schuttdecken sogar steinfreier Lößlehm. Der Deckschutt und auch Teile des Mittelschutts sind allerdings auf den beackerten Hängen oft von der Bodenerosion abgetragen, bzw. am Unterhang durch Kolluvium überdeckt.

Die beschriebene Abfolge entspricht durchaus den Profilen, die aus anderen Teilen der Mittelgebirge publiziert wurden. Die deutliche Gliederung des Schuttkomplexes ist bei weitem nicht immer so einwandfrei möglich. Das gilt für viele Profile, in denen nur Buntsandstein-Schutt ohne stärkere Löblehmbeimengung vorkommt. Dennoch gelingt in den meisten Fällen auch hier mindestens die Abtrennung des Deckschuttes. Als Beispiel sei der Aufschluß am NW-Fuß des Mors-Berges bei Vierstöck östlich Beerfurth angeführt. Der Mors-Berg ist ein Teil der Buntsandstein-Schichtstufe (vgl. ZIENERT 1957, 42), die der Mittlere Buntsandstein bildet. Im Fußbereich dieser Stufe wurde in einer Grube der tonige Untere Buntsandstein abgebaut. Die 300 m südlich der Bundesstraße 47 in 400 m NN liegende Grube wird heute als Müllplatz genutzt. An ihrem Südrand ist der Aufbau der Deckschichten sehr gut aufgeschlossen und dürfte dies auch noch für die nächsten Jahre

bleiben. Auf dem mit 5° nach Nordwesten fallenden Hang stehen Fichten mit *Calluna vulgaris* und *Vaccinium myrtillus* in der Krautschicht. Unter einer fünf cm mächtigen Rohhumusauflage ist ein fahlgraubrauner (7,5 YR 4-3/2) Ae-Horizont entwickelt. Darunter folgt ein drei cm starker kräftig brauner B_{h} -Horizont, dem sich ein 40 cm mächtiger brauner (5 YR 5/6-8) B_{v} -Horizont anschließt. Die vorherrschende Bodenart ist schluffig-lehmiger Sand. Zahlreiche, überwiegend quarzitisches, mittelkörnige, bräunliche Sandsteinbrocken sind weitgehend in Gefällsrichtung eingeregelt und tragen, wie in Schuttdecken oft beobachtet, auf den nach oben zeigenden Oberflächen braune schluffig-sandige Beläge. Der B_{v} -Horizont ist gut durchwurzelt. Das so beschriebene Profil wird als „podsolierte Braunerde“ bezeichnet und ist nach meinen Kenntnissen als das Normalprofil auf hängigen Lagen des Buntsandstein-Odenwaldes anzusehen.

Die Basis des B_{v} -Horizontes stellt eine Schichtgrenze dar, denn es folgt unter dem braunen schluffig-lehmigen Sand eine Lage von 10 cm fahlrosa (2,5 YR 6-5/4) sehr schwach lehmigen Sand, in dem die quarzitisches Sandsteine fehlen. Dieser Sand enthält nur rosa Grobsandsteinbrocken, die im hangenden B_{v} -Horizont selten vorkommen. Manche dieser Steine sind aufgerichtet und bieten damit ein Bild, das an der Basis einer Fließerde häufig zu beobachten ist. Während die hangende Fließerde über ältere Schuttdecken oder Anstehendes hinwegwandert, frieren aus dem Liegenden Steine in die wandernde Fließerde auf (vgl. z. B. SEMMEL 1969, 43f.). Demnach ist das hangende Material, in dem die podsolierte Braunerde entwickelt ist, wiederum als Deckschutt zu bezeichnen. Sein Liegendes bildet hier nicht der Mittelschutt, sondern der lößfreie Basisschutt. Dieser weist allerdings eine Gliederung auf, denn unter der Grobsandlage folgt zunächst ein orangefarbener lehmiger Sand, der ca. 30 cm stark ist und vereinzelt kleine rosa Grobsandsteinbrocken enthält. Er wird von senkrechten Bleichbahnen durchzogen, die auch noch den nächsttieferen Schutt durchsetzen, der aus rotbraunem Tonstein des Unteren Buntsandsteins besteht. Die amorphe Fließerde ist bis zu 50 cm Mächtigkeit aufgeschlossen und enthält in Richtung des Hangefalles eingeregelt Tonsteinbrocken, die an ihren Oberflächen keine deutlichen Beläge erkennen lassen. Der gesamte Bereich des dreigliederten Basisschuttes wird nur ganz vereinzelt von Wurzeln durchzogen.

Ähnlich gut gliederbare Schuttdecken sind gegenwärtig an der Böschung des verbreiterten Forstweges östlich des Ortes Weschnitz aufgeschlossen, der parallel zur großen Kurve der Bundesstraße 460 verläuft und oberhalb dieser Straße die unteren Partien des Mittleren Buntsandsteins anschneidet, die hier aus lockerem rosa Sandstein bestehen. Über dem rosa Sandstein folgen bei einer Hangneigung von ca. 20° ein 40 cm mächtiger hellbrauner Grobsand mit eingeregelt Grobsandsteinbrocken und darüber ein 50 cm mächtiger brauner, lehmiger Schutt mit eingeregelt großen, hellen, quarzitisches Sandsteinen, die aus dem höheren Hangbereich stammen. Auch hier ist der obere Schutt wieder als Deckschutt, der darunter folgende hellbraune Grobsand als Basisschutt anzusprechen, denn dieser enthält keinen Lößlehm.

Vergleichbare Profile sind über hunderte von Metern an der Straße Weschnitz-Hammelbach und an der Bundesstraße 45 südlich Zell (nördlich Michelstadt) aufgeschlossen. Alle diese Profile liegen auf der TK 50, Bl. L 6318, Erbach. Weitere Aufschlüsse mit entsprechenden Profilabfolgen sind vorläufig zugänglich entlang der Straße Hirschhorn-Rothenberg südwestlich der Ortschaft Kortelshütte und in vielen Forstwegen des Staatsforstes Schönau nördlich von Heddesbach (L 6518, Heidelberg-Nord). Aus dem letztgenannten Bereich sei zudem ein Profil beschrieben, das im Gelände möglicherweise als geologisch homogenes Profil angesprochen wird.

Das Profil liegt an dem Forstweg, der 500 m nördlich der „Harfenburg“ in der starken Nordkurve der Straße Heddesbach-Heiligkreuzsteinach nach Osten abzweigt. Unter dem

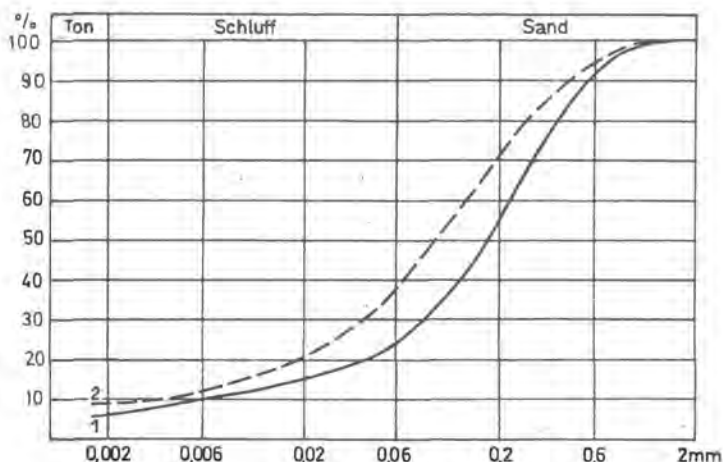


Abb. 2: Korngrößenverteilung im Profil am Forstweg nördlich der „Harfenburg“.

1 = Basisschutt
2 = Deckschutt

mit 8° nach Süden geneigten und mit Kiefern bestandenen Hang ist eine podsolierte Braunerde entwickelt, deren Solum aus braunem lehmigem Sand besteht und zwischen 50 und 60 cm unter Flur in hellbraunen schwach schluffigen Sand übergeht. Ab ca. 60 cm unter Flur folgt rötlicher Feinsand mit 1–2 cm starken, horizontal verlaufenden, rötlich-braunen, tonigen Bändern. Die im gesamten Profil enthaltenen Sandsteinbrocken unterscheiden sich nur durch ihre Oberseiten-Beläge (im B, bräunlich, im rötlichen Sand rötlich). Als Schichtgrenzeneffekt könnte allenfalls die Aufrichtung verschiedener Brocken unter der Basishorizontgrenze des B₁-Horizontes gedeutet werden. Die Tonbänderung ist in solchen sandigen Substraten unter Braunerden in der Regel zu beobachten und wird als Produkt rezenter oder subrezenter Tondurchwaschung gedeutet. So ließe sich insgesamt gesehen dieses Profil zunächst als eine Braunerde einstufen, die aus homogenem Buntsandstein-Schutt hervorgegangen ist.

Diese Folgerung steht aber im Widerspruch zu den Ergebnissen der Laboruntersuchungen. Bereits die Korngrößenverteilung (Abb. 2) zeigt, daß im Braunerdesolum der Grobschluffgehalt (0,02–0,06 mm) mehr als doppelt so hoch ist, wie im Substrat unter dem Boden (ca. 20 % gegenüber ca. 8 %). Ein solcher Anstieg im Grobschluffbereich innerhalb eines Profils in unseren Breiten legt den Verdacht auf äolische Beimengungen nahe. Dieser Verdacht wird durch die Schwermineralzusammensetzung bestätigt. Während im Solum in drei Proben, die jeweils untereinander anschließende 15 cm-Abstände repräsentieren, 5–6 % Augit, 3–6 % braune Hornblende und 2–3 % Titanit gefunden wurden (Analytiker Dr. SCHEER), fehlen diese Schwerminerale im liegenden hellbraunen und rötlichen Material völlig. Sie können nur äolisch hierher transportiert worden sein. Damit bestätigen sich Befunde, die in großer Zahl in Buntsandsteinschuttdecken der hessischen Mittelgebirge gewonnen wurden. Auch die an den vorher beschriebenen Odenwald-Profilen vorgenommenen Untersuchungen zeigen, daß nur im Deckschutt diese äolische Schwermineralgesellschaft vorkommt. Den Hauptanteil an der Schwermineralzusammensetzung hat jedoch die typische Buntsandsteinkomponente mit 2–3 % Rutil, 30–50 % Zirkon und

40–60 % Turmalin. Der opake Anteil liegt zwischen 60 und 80 %. Im Tonmineralgehalt des Deckschuttes kommt in der Regel auch Magnetit vor, der im Basisschutt fehlt.

Die äolischen Schwerminerale sind sämtlich vulkanischer Herkunft. Ihre spezifischen mineralogischen Eigenschaften (z. B. Ägirinaugit) zeigen oft große Ähnlichkeit mit den entsprechenden Augiten, Hornblenden und Titaniten des Laacher Bimstufes (vgl. POETSCH 1974, 316). Deshalb ist es naheliegend wiederum in Übereinstimmung mit den schon früher mitgeteilten Untersuchungsergebnissen (SEMMEL 1964) auch den Deckschutt in den hier erörterten Profilen als Fließerde der jüngeren Tundrenzeit anzusehen, die neben Lößlehm auch verwehte und kryoturbar eingearbeitete Reste des allerödzeitlichen Laacher Bimstufes enthält. Der äolische Anteil wirkt sich auf die Intensität der Braunfärbung (stärkere Fe-Freisetzung) des B₁-Horizontes aus (vgl. SEMMEL 1966, 32 ff.; SAKR und MEYER 1970). Möglicherweise äußert sich hier vor allem die Verwitterung von vulkanischem Glas. Im Rahmen dieser Arbeit scheint indessen die Diskussion dieser mehr pedogenetischen Fragen von untergeordneter Bedeutung, denn der Nachweis der Schichtigkeit in den Solifluktsdecken läßt sich unabhängig davon führen. Deshalb wurde auch nicht versucht, das Verhältnis von Laacher Bimstuf zu dem anderen Lößlehm im Deckschutt zu bestimmen, zumal in der Regel nur die Schwerminerale der Fein- und Mittelsandfraktion (0,06–0,6 mm) untersucht wurden. Kontrolluntersuchungen der Grobschlufffraktionen von je zwei Proben aus dem Deck- und Basisschutt ergaben, daß im Basisschutt die vulkanischen Schwerminerale fehlen. In beiden Schuttdecken enthält die Grobschlufffraktion im Gegensatz zum Sand 25–30 % Epidot/Zoisit und 5–8 % Granat.

In Abweichung zu den obigen Ausführungen stehen Ergebnisse, die von BLUME und EAQUB (1973) bei Untersuchungen an einem Buntsandsteinhang östlich von Heiligkreuzsteinach erzielt wurden. Das Profil, dessen genaue Lokalität mir freundlicherweise von Herrn Prof. BLUME mitgeteilt wurde, liegt an dem befestigten Forstweg, der in ca. 290 m NN von der Straße Heiligenkreuzsteinach–Heddesbach nach Südwesten abzweigt. Der sehr steile (ca. 30°), nach Nordwesten geneigte Hang scheint zunächst für die Klärung von Problemen pleistozäner Schuttdeckengliederung nicht sehr geeignet, da offensichtlich rezente Bewegungen erfolgen. Als Indiz dafür könnte der in der Regel vorhandene Säbelwuchs der Bäume angeführt werden, doch ist m. E. diese Erscheinung kein hinreichender Beweis, da der Säbelwuchs auch andere Ursachen haben kann. Schwere fällt die lobenförmige Gliederung der Oberfläche ins Gewicht, die deutlich junge Abrisse erkennen läßt. Umso überraschender ist es, daß im Anschnitt die Horizontabfolgen von Podsolon und podsolierten Braunerden weitgehend klar durchziehen und ŠALY (zit. nach BLUME und EAQUB 1973, 129 u. Abb. 2) hier eine Gliederung der Schuttdecken in Basis-, Haupt- und Deckfolge (SCHILLING und WIEFEL 1962) vornehmen konnte. BLUME und EAQUB sehen sich indessen nicht imstande, eine solche Differenzierung zu bestätigen, sondern stellen vielmehr fest, daß Lößlehm auch in der rötlichen Basisfolge enthalten sei. Weil die Unterschiede im Schutt zwischen Mulden- und Kuppenlage größer wären als im senkrechten Profil finde auch die von mir vertretene „Deckschichtentheorie“ keine Bestätigung. Hier liegt offenbar ein Mißverständnis vor, denn es wurde von mir des öfteren darauf hingewiesen, daß die äolischen Anteile bei stärkerer Hangneigung meist geringer werden, weil dann der Deckschutt mehr basales Material aufgenommen hat und die äolischen Sedimente stärker in geschützten Lagen erhalten sind (vgl. z. B. SEMMEL 1966, 11 und 33).

Die auch von BLUME und EAQUB festgestellten beträchtlichen Unterschiede in den einzelnen Profilen (vgl. Abb. 5 bei BLUME und EAQUB) werden als Ergebnis von „periglazialen Girlanden-Bildungen“ angesehen, bei denen es auch zu Korndifferenzierungen gekommen sei. Ich sehe hierin keinen grundlegenden Unterschied zur Fließerdeentwicklung, denn wenn der Lobus einer Girlande über liegendes Material hinwegwandert, befinden sich im Prinzip zwei altersverschiedene Substrate übereinander. Es kommen aber auch

unterschiedliche Kornzusammensetzungen innerhalb einer Schuttdecke vor. Solche Deckschuttprofile sind aus den hessischen Mittelgebirgen beschrieben worden (SEMMEL 1968, 89f.). Fließerden in rezenten Periglazialgebieten zeigen ebenfalls oft eine Zwei- bzw. Dreigliederung, ohne daß sie verschiedenen Alters wären. Die Ursachen dieser Erscheinungen sind ausführlich an anderer Stelle diskutiert worden (SEMMEL 1969, 43ff.; BIBUS, NAGEL und SEMMEL 1975) und sollen hier nicht wiederholt werden. Solche Schuttdecken sind – wenn in den einzelnen Teilen auch mit verschiedener Geschwindigkeit – insgesamt in Bewegung. Sie überwandern geschlossen andere Gesteine und besitzen in sich keine trennenden Zwischenlagen wie sie oft unter dem Deckschutt beobachtet werden (vgl. S.). Ihre Mächtigkeit ist sehr begrenzt und überschreitet nicht oder nur unwesentlich einen Meter. Deswegen scheint auch auf dem Hang bei Heiligkreuzsteinach zumindest bei den Braunerdeprofilen eine Gliederung in Deckschutt und bis über 2 m mächtigen Basisschutt möglich, obwohl keine trennende Zwischenschicht wie etwa eine Sandlage oder steinfreier Löß zu finden ist. Das Solum der Braunerde enthält auch hier nach den Untersuchungen von BLUME und EAQUB einen hohen Lößlehmanteil, der sich an der Basis des B_2 -Horizontes abrupt auf wenige Prozente verkleinert, eine Erscheinung, die gut mit den übrigen Deckschuttprofilen übereinstimmt und eindrucksvoll dokumentiert, welche Bedeutung die Gliederung der periglazialen Schuttdecken für die Bodenentwicklung hat. Unabhängig davon ist, behält man nur dieses eine Profil im Auge, aber nicht zu bestreiten, daß die Differenzierung so erfolgt sein kann, daß der obere Teil einer Fließerde mit Lößlehm durchmischt worden ist, während der untere – obwohl er sich gleichzeitig mitbewegt hat – von dieser Einmischung nicht erfaßt wurde. Da der untere, nach unseren Untersuchungen lößfreie oder nach BLUME und EAQUB (Abb. 5) sehr lößarme Schutt jedoch auch hier offensichtlich mehrere Meter mächtig ist, halte ich eine Gliederung in (älteren) Basis- und (jüngeren) Deckschutt für zutreffender. Nicht zuletzt meine ich diese Auffassung vertreten zu sollen, weil fast immer dann, wenn Schichten von reinem Löß in Schuttdeckenprofilen vorkommen, der Deckschutt **über**, der Basisschutt **unter** dem Löß liegt und somit das verschiedene Alter der Schuttdecken zweifelsfrei zu belegen ist.

Auch bei den Podsolen im Profil Heiligkreuzsteinach ist die Lößlehmbeimengung auf das Solum beschränkt. Der Lößlehmgehalt ist aber insgesamt viel geringer, was ja bekanntlich eine Voraussetzung der Podsolierung ist. Überraschenderweise nimmt der Lößlehmgehalt auch im Bereich des A_e -Horizontes gegenüber dem B_2 -Horizont ab, bzw. fehlt ganz. Mit dieser Grenze sind auch vielfach deutliche Unterschiede im Steingehalt verbunden. Dieser Befund bestätigt die Untergliederung des Komplexes durch ŠALY insofern, als die Grenze A_e/B_2 auch eine geologische Grenze zu sein scheint. Sie würde indessen nicht der basalen Grenze des Deckschuttes entsprechen, denn diese liegt nach unseren Untersuchungen an der Basis des Solums. Die an drei Profilen vorgenommenen Schwermineralbestimmungen ergaben für den rötlichen Buntsandsteinschutt unter dem Podsol 40–60 % Zirkon, 40–60 % Turmalin und 2–3 % Rutil, während der opake Anteil ca. 80 % betrug. Die B-Horizonte enthalten außer ähnlichen Gehalten an diesen stabilen Mineralen noch 2–7 % Augit, 1–4 % braune Hornblende und 1–3 % Titanit. Im A_e -Horizont fehlten in zweien der Profile diese vulkanischen Schwerminerale völlig, in dem dritten waren sie jeweils mit 1 % vertreten. Da Anzeichen für eine Auslese durch chemische Verwitterung fehlen (keine Anwitterung der instabilen Schwerminerale), liegt eine primäre Sedimentverschiedenheit vor. Hierfür kann es mehrere Ursachen geben. So könnte z. B. eine durch Aufrieren entstandene steinreichere Lage mehr Sandstein-Feinmaterial an die Feinerde abgegeben und so den Lößlehmanteil relativ reduziert haben. Oder aber die schon erwähnte Lobenbildung auf diesem Hang hat zu einer stellenweisen Auflösung des lößlehmhaltigen Deckschuttes geführt und die Möglichkeit zur Aufnahme reinen Buntsandsteinmaterials aus dem Untergrund geboten.

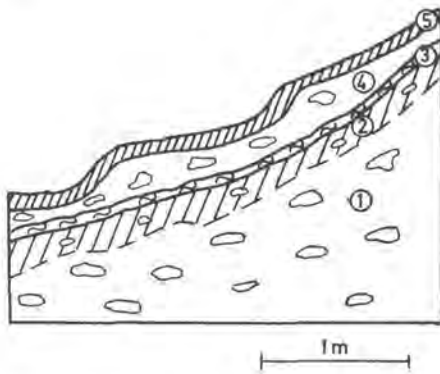


Abb. 3: Profil östlich Heiligkreuzsteinturm.

- 1 = Buntsandstein-Schutt
- 2 = B_e -Horizont
- 3 = B_h -Horizont
- 4 = A_e -Horizont (mit Lobenbildung)
- 5 = Rohhumus-Auflage

Welche der beiden Möglichkeiten, ob beide oder noch andere zutreffen, ist zwar nicht mit Sicherheit zu entscheiden, jedoch zeigt sich an einigen Stellen, so etwa am Parkplatz „Ameisenweg“ oberhalb des erörterten Profils, daß tatsächlich der Deckschutt bis auf wenige cm ausdünn, mit seinem totalen Verschwinden auf manchen Stellen also gerechnet werden muß. Oftmals ist auch der B_h -Horizont des Podsol zerrissen oder ganz aufgelöst. Diese Erscheinungen sind m. E. auf rezente und subrezente Bodenbewegungen zurückzuführen, die durch die bereits erwähnten frischen Abrisse angezeigt werden. Häufig vollziehen sich diese Verlagerungen indessen auf dem verdichteten und verhärteten, ortsteinähnlichen B-Horizont des Podsol, so daß der Materialabtransport nur zu Veränderungen in der Mächtigkeit des A_e -Horizonts führt (vgl. Abb. 3). Demnach ist die von ŠALY angenommene Schichtung im Podsol-Profil an diesem Hang zumindest an vielen Stellen gegeben, wenn auch mit anderen zeitlichen Einstufungen. Ähnliche Erscheinungen sind auch von manchen Podsolprofilen aus dem Taunusquarzitgebiet des Rhein-Taunus bekannt, wo diese Lobenbildungen als „Rosseln“ bezeichnet werden (vgl. auch SCHMID 1955, 103 ff.). Auf älteren Strandterrassen im norwegischen Lappland sind ebenfalls häufig Podsole zu finden, die einen durch Solifluktion veränderten A_e -Horizont besitzen. Mit diesen Ausführungen soll selbstverständlich nicht infrage gestellt werden, daß es ungeschichtete Podsole gibt.

Die Entstehung von Solifluktionsloben ist natürlich auch während der pleistozänen periglazialen Perioden auf den Hängen unserer Mittelgebirge möglich gewesen. Weiter verbreitet sind jedoch die amorphen Solifluktionsdecken, die keine deutlichen Girlandenformen an der Oberfläche zeigen. Aufgrund von Untersuchungen in rezenten Periglazialgebieten (SEMMEL 1969, 61 f.) wird vermutet, daß die Girlandenentwicklung erst bei Vorhandensein einer gewissen Vegetationsbedeckung in größerem Umfang einsetzt.

Schrifttum

- BIBUS, E., NAGEL, G. und SEMMEL, A. (1975): Untersuchungen zur periglazialen Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. Erscheint in „CATENA“, Gießen.
- BLUME, H. P. und EAQUB, M. (1973): Litho- und Pedogenese bei Hanglagen des Sandstein-Odenwaldes. Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 136, S. 129–141, Weinheim.
- BLUME, H. P. und SZABADOS, E. (1974): Einfluß des Liegenden auf die Sediment- und Bodeneigenschaften pleistozäner Lößdecken. Transact. 10. Intern. Congr. Soil Sci., VI. Moskau, 569–576.
- GEIGER, M. (1973): Die pleistozäne Hangabtragung im Heidelberger Buntsandstein-Odenwald. Heidelberg. geogr. Arb., 38, Heidelberg, S. 179–245.

- LAEMMLEN, M. (1970): Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25000, Bl. 5523 Neuhof, 2. Aufl., Wiesbaden, 274 S.
- PLASS, W. (1971): Die Böden. – Erl. geol. Kte. Hessen, 1 : 25000, Bl. 4721 Naumburg, Wiesbaden, S. 170–195.
- POETSCH, T. (1974): Bimstufminerale in hessischen Böden. Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 18, Göttingen, S. 313–319.
- REICHMANN, H. (1970): Die Böden. – Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25000, Bl. 5523 Neuhof, 2. Aufl., Wiesbaden, S. 183–192.
- RICHTER, H., RUSKE, R. und SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hügelland und im Mittelgebirge. Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik, *Pet. geogr. Mitt., Erg. H. Nr. 274*, Gotha/Leipzig, S. 57–97.
- SAKR, R. und MEYER, B. (1970): Mineral-Verwitterung und -Umwandlung in typischen sauren Lockerbraunerden in einigen Mittelgebirgen Hessens. *Gött. bodenkdl. Ber.*, 14, Göttingen, S. 1–47.
- SCHILLING, W. und WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. *Geologie*, 11, S. 428–460.
- SCHMID, J. (1955): Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg, VIII u. 144 S.
- SEMMEL, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. *Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch.*, Wiesbaden, 92, S. 275–285.
- SEMMEL, A. (1966): Erl. Bodenkte. Hessen 1 : 25000, Bl. 5224 Eiterfeld, Wiesbaden, 89 S.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. *Frankf. geogr. Hefte*, 45, 133 S.
- SEMMEL, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lapland und Spitzbergen). *Würzb. geogr. Arb.*, 26, Würzburg, 82 S.
- SEMMEL, A. (1973): Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation. I. Periglacial Sediments and their Stratigraphy. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23/24, Öhringen, S. 293–305.
- SEMMEL, A. (1974): Der Stand der Eiszeit-Forschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Main. *Forsch.*, 78, Frankfurt a. M., S. 9–56.
- ZIENERT, A. (1957): Die Großformen des Odenwaldes. Heidelberg. *geogr. Arb.*, 2, Heidelberg, 156 S.

Stoff, Form und Gestalt am Odenwälder Felsberg

Ute BRAUN, Hannover

Kurzfassung / Abstract

Neueste Ergebnisse über die Petrogenese der verschiedenen Gesteine am Odenwälder Felsberg liefern die Basis für Aussagen, die über den Stoff hin zur Gestaltung führen. Eine Analyse des morphologischen Gesamtinventars zeigt die petrographische Abhängigkeit der präglazialen, periglazialen und rezenten Formungsprozesse, ohne daß Klimabedingtheit ausgeschlossen wird. Das wechselnde Materialangebot unterlag den einander ablösenden pleistozän-periglazialen und holozänhumiden Hangformungsprozessen in durchaus differenzierter Weise. Während der Gneis scharfkantigen Schutt und eine lehmige Verwitterungsdecke aufweist, die gegenüber einer Tiefenverwitterung abschirmend wirkte, läßt der Quarzdiorit die bekannte tiefgründige Zerlegung in Grus und darin eingebettete „Wollsäcke“ erkennen. War das Gneis-Material vornehmlich anfällig gegenüber Frostaufbereitung, pleistozäner Solifluktion und nacheiszeitlicher Abspülung, herrschten im vergrusteten Quarzdiorit kaltzeitlicher Rutschtransport der Blöcke und Grusausspülung durch Suffosion vor. Die so bereit gestellten Formen forderten schließlich den Menschen zur Gestaltung heraus.

Recent results on the petrogenesis of the different rocks on the Felsberg in the Odin's Forest provide us with a basis for determining which substances were involved in the development of the rock forms encountered; preglacial, periglacial and recent processes of formation, not excluding the influences of climate, are considered. The active substances involved in the processes going on along the slopes varied with Pleistocene-periglacial and Holocene humidity. Angular fragments of gneiss and a clay weathering cover provided a protection against deep weathering; quartz diorite weathered deeply with the breaking down of the rock to form grus and the so-called „Wollsäcke“. The gneiss was susceptible to disintegration by frost action, Pleistocene solifluction and post-ice rinsing action, whereas the quartz diorite and grus underwent transport through slumping and sliding of blocks and drainage of grus.

Einleitung

Am Odenwälder Felsberg (514 m) begegnet uns Gestein als Stoff, als Form und als Gestalt. Die stofflichen Eigenschaften berichten über die Art und Weise seiner Entstehung, die Form ermöglicht Rückschlüsse auf die Morphodynamik in jüngsten geologischen Zeitabschnitten; die Gestaltung von Gesteinsblöcken durch römische Steinhauer dokumentiert sich in einer Reihe von Denkmälern, so daß hier der Weg von der Erdgeschichte bis hin zur Historie führt.

1. Geologische Übersicht

Der Felsberg-Zug als Teil des variscischen Grundgebirges liegt im NW Bergsträßer Odenwald. Der auffällige Gegensatz in der Gesteinszusammensetzung des NW- und des

SE-Hanges war bereits von CHELIUS (1896, 1901) und KLEMM (1918a, 1918b) bekannt. Durch sie erfolgte die erste geologische Kartierung dieses Gebietes, wobei insbesondere die Verbandsverhältnisse auf dem Kamm des Berges Anlaß für unterschiedliche Deutungen waren, die später vorwiegend durch Beiträge von TRÖGER (1955) und NICKEL (1955) ergänzt wurden. Die neueste geologische Aufnahme erfolgte durch BARTH (1972a), der auch die metamorphen und magmatischen Gesteine petrographisch untersuchte (BARTH 1972b). Seine Untersuchungsmethoden ermöglichten es, die Probleme der Petrogenese als Ergebnis von erdgeschichtlichen Vorgängen zu sehen. Der Stoff berichtet über das Geschehen zur Entstehungszeit.

Die für die heutige Form wichtigen Gesteine ergeben nach BARTH (1972b) in zeitlicher Gliederung

- a) den metamorphen Altbestand der Amphibolite auf dem Kamm (altpaläozoisch, evtl. prävariscisch)
- b) den Quarzdiorit¹⁾ (sudetisch) des SE-Hanges („Hornblendegranit“ KLEMMs bzw. „Mela-Quarzdiorit“ TRÖGERs,
- c) den Bt-Gneis und Granodiorit vom NW-Hang (sudetisch; überprägter und granitisierter Altbestand), („Granit“ von CHELIUS, „jüngerer feinkörniger Biotitgranit“ von KLEMM).

2. Beziehung zwischen petrographischer Beschaffenheit und Morphodynamik

Der Quarzdiorit hat seine natürliche Architektur, indem er durch drei große Klüftsysteme, zwei steilstehende und ein söhliges zerteilt ist. Diese Klüfte sind Leitlinien der Verwitterung. In seiner Gesamtheit ist das Antlitz des Berges bestimmt durch den Gegensatz zwischen der NW- und der SE-Seite, dem o. g. verschiedenartige Gesteinsarten entsprechen. Während auf dem NW-Hang ruhige Formen das Bild beherrschen, die Hänge kaum zerschnitten sind und nur in Kammnähe scharfkantige Felsburgen mit vorgelagerten Schutthalden emporragen, stehen auf der SE-Seite zahlreich andersartige Felsburgtypen mit gerundeten Kanten an. Der Südabfall ist kräftig zerfurcht, er ist von großen Ansammlungen von Gesteinsblöcken bedeckt, die als „Felsenmeere“ in die regionale Literatur eingegangen sind.

Diese seit langem bekannten und mehrfach beschriebenen Blockvorkommen erfordern die verschiedensten Deutungsversuche (CHELIUS 1896, HAUCK 1910, HÖGBOM 1913, SALOMON 1926, KLEMM 1910, 1918a u. 1918b, CREDNER 1922, RÜGER 1928, SCHOTT 1931, WILHELMY 1958). Ausgehend von den Meinungsverschiedenheiten dieses vieldiskutierten Blockmeerproblems, angeregt auch durch die Deutungsversuche im überregionalen Rahmen wurden die Blockvorkommen am Odenwälder Felsberg systematisch kartiert und vor allem in Hinblick auf ihre pleistozäne Kinematik näher untersucht (BRAUN 1969). Aber es geht nicht nur um die Blockschuttvorkommen und die Felsburgen, sondern das morphologische Gesamtinventar des Berges interessiert: Formen als Ausdruck morphodynamischer Prozesse, die im Präglazial, im Periglazial und heute je nach Gesteinsart unterschiedlich abgelaufen sind. Das wechselnde Materialangebot des Südosthanges (Quarzdiorit), der Kammregion (Amphibolit) und des Nordwesthanges (Granodiorit) unterlag den einander ablösenden pleistozän-periglazialen und holozän-humiden Hangformungsprozessen in durchaus differenzierter Weise.

Der auffallende Reichtum an Plagioklas im Quarzdiorit und das fast völlige Fehlen von Orthoklas stellt einen Hinweis für Anfälligkeit gegenüber der Verwitterung dar. Die tiefgründige Vergrusung des Gesteins reicht bis Teufen von über 20 m. Dabei löst sich das

¹⁾ 11 % Quarz, 49 % Plagioklas_{p,43}, 1 % Kalifeldspat, 1 % Klinopyroxen, 22 % Hornblende, 15 % Biotit, 1 % (Erzminerale und Akzessorien).

Gestein von den Klüften her kryptogen in konzentrische Verwitterungsschalen mit meist intaktem Kern¹⁾ auf, wobei auch makroskopisch im Grus noch deutlich das Mineralgefüge des Ausgangsgesteins zu erkennen ist. Der „rollige“ Charakter des Verwitterungsproduktes scheint in erster Linie in Zusammenhang mit der petrographischen Zusammensetzung des Muttergesteins zu stehen. Dabei spielen sowohl die unterschiedliche Korngröße als auch das Mengenverhältnis zwischen den einzelnen Mineralien bei der Zersetzung eine Rolle.

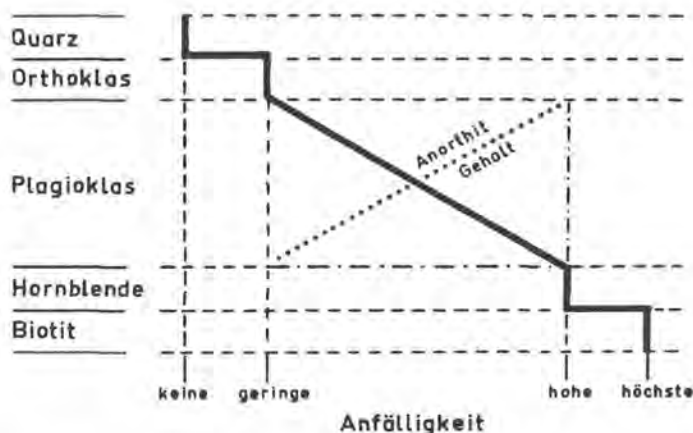


Fig. 1: Relative Zunahme der Anfälligkeit von Granit-Mineralen gegen Verwitterung.

Fig. 1 zeigt die relative Zunahme der Anfälligkeit von Granitmineralen gegen Verwitterung, wobei dieser qualitative Vergleich zu einer quantitativen Erfassung der Verhältnisse herausfordert, die aber nur in Zusammenarbeit zwischen Morphologen und Petrographen möglich ist. Die vom geologischen Landesamt Baden-Württemberg in Freiburg durchgeführten Untersuchungen (Dr. Maus) aus Zersetzmaterial lassen kaum eine chemische Zersetzung erkennen. Die Zerlegung in Grus und darin eingebettete „Wollsäcke“ muß durch Hydratations-Verwitterung erklärt werden. Aufgrund der Gesamtdauer des Quartärs mit zwei Millionen Jahren (SIMON & LIPPOLT 1967) und dem Beginn der Günz-Eiszeit vor 500000 Jahren (K/Ar-Alter an Vulkaniten in Rheinterrassen, FRECHEN & LIPPOLT 1965) kommen in den Mittelgebirgen allein im Quartär 1,5 Millionen Jahre (ohne Interglazialzeiten) für mögliche Vergrusung in Frage.

Diese Verwitterungsdecke nun ist unter periglazialen Bedingungen nicht insgesamt, sondern nach Grus und Blöcken gesondert bewegt worden. Spülvorgänge haben den Bewegungsmechanismus bestimmt. Der Grus ist kaltzeitlich ab-, aus- und unterspült worden (Suffosion). Diese aus dem Formenschatz abgeleiteten morphogenetischen Prozesse im Periglazialbereich wurden inzwischen durch Beobachtungen im rezenten subnivalen Bereich Ostsibiriens durch DEMEK (1972) voll bestätigt; dabei wurden kryptogen angelegte Felsburgen entblößt. Zuvor subaerisch gebildete Felsburgen liefern durch Frostsprengung grobes Blockmaterial, das auf dem Fließband des durchnäßten Gruses im Rutschtransport bewegt und an geeigneten Stellen akkumuliert wurde. So fand hier die Trennung von Block- und Feinmaterial bereits während und infolge des Transportes

¹⁾ nach CARL und AMSTUTZ (1958) nach dem Prinzip der Liesegangschen Ringe gebildet.

statt. Die Freilegung der Blöcke zu Blockströmen und Blockmeeren erfolgte also bereits im Periglazial, wobei die Form der Blöcke im wesentlichen durch die kryptogene Vergrusung angelegt und durch Frostverwitterung zwar entlang der Klüfte herausgelöst, in sich aber nicht weiter zerkleinert wurde. Der postglaziale Anteil an der Hangformung ist nur sehr gering; seit dem Ende der Glazialzeit ist die Mannigfaltigkeit des Formenschatzes am SE-Hang praktisch konserviert, während nur die kryptogen fortwirkenden Vorgänge der Schalenverwitterung den prä- und interglazialen Zersatz fortsetzen.

Dagegen führen der andersartige Materialbestand des Granodiorits und sein Gefüge zur Bildung von plattigen Bruchstücken in einer bindigen Lehmdecke, die, indem sie in die Tiefe wächst, zum Schutzmantel des noch unverwitterten Gesteins gegen Hydratation wird und damit die bereits in den zusammensetzenden Mineralien vorhandene Resistenz gegen tiefgründige Verwitterung verstärkt. Unter periglazialen Klima war dieses Material vornehmlich anfällig gegenüber Frostaufbereitung, die Verwitterungsdecke entwickelte sich zu einer hochmobilen Fließerde, die den gesamten Hang überzog. Anreicherungen von größerem Schutt fanden nur selten statt. Die heute an der Oberfläche entblößten Blockanreicherungen haben ihren Ursprung nicht in den periglazialen Prozessen, sondern sind postglazial aus dieser durch lineare Abspülung und Tiefeneinschneidung ausgewaschen worden.

So haben der unterschiedliche Formenschatz auf beiden Seiten des Felsberges und der geradezu gegensätzliche Ablauf der präglazialen, eiszeitlich-periglazialen und der rezenten Formungsprozesse ihre Anlage in verschieden reaktionsfähigem Gestein. Der verfehlt Ansatz der klassischen Blockmeerforschung („Klima- oder Gesteinsabhängigkeit?“) kann hier durch ein „sowohl – als auch“ ersetzt werden. Die Mehrphasigkeit der Genese von Blockschutt-Ansammlungen findet ihre Bestätigung.

3. Naturdenkmäler und menschliche Aktivität

Zahlreich sind die gigantischen Naturdenkmäler, die Burgen am Fels. Die imposanten Felsburglandschaften befinden sich im zentralen Teil der Felsbergaufröschung, dort, wo extrem weitständige Klüfte mit Bereichen dichtester Kluftschärung abwechseln. Vor allem hier wurden die gigantischen Verwitterungsformen von römischen Steinmetzen zu Kulturmälern umgestaltet, ein Angebot der Landschaft, das der Mensch annahm. Große Teile des Felsberg-Südhangs bieten das Bild eines riesigen Werkplatzes; anders als es heute hier noch der Fall ist, wurden im Altertum die Steine nicht in Aufschlüssen gewonnen, sondern dort, wo sie oberflächlich lagen, wurden sie für ihre spätere Verwendung zugerichtet. Die längsten Blöcke weisen Kantenlängen von fast 10 m auf. Säulen des Trierer Doms entstammen dem Felsberg.

Geschichte und Alter sowie die Technik der römischen Granitindustrie auf dem Felsberg, wurden ausführlich beschrieben (JORNS 1959), ein Übersichtsplan über die Werkplätze liegt vor.

Der Formenschatz dieser Landschaft, beruhend auf einer ganz bestimmten Morphodynamik, die mitbestimmt wurde durch den Rohstoff forderte den Menschen zur Gestaltung heraus.

Schrifttum

- BARTH, H. (1972a): Geologische Kartierung am Felsberg – Zug, Bergstraße Odenwald. N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 140, 3, Stuttgart, S. 255–305.
 (1972b): Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergstraße Odenwald). Abh. hess. Landesamt f. Bodenforsch., 66, Wiesbaden, 85 S.
 BRAUN, U. (1969): Der Felsberg im Odenwald – Eine geomorphologische Monographie. Heidelberger Geogr. Arb., 26, 175 S.

- CARL, J. D. and G. C. AMSUTZ (1958): Three-dimensional Liesegang rings by diffusion in a colloidal matrix, and their significance for the interpretation of geological phenomena. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, S. 1467-1568.
- CHELIUS, C. (1896): Die Bildung der Felsenmeere im Odenwald. *Z. deutsch. geol. Ges.* 48, S. 644-651.
- "- (1901): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstab 1:25 000. *Bl. Neunkirchen*, Darmstadt, 40 S.
- CREDNER, W. (1922): Die Oberflächengestalt der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. *Diss. Heidelberg*, 271 S.
- DEMEK, J. (1972): Die Pedimentation im subnivalen Bereich. *Gött. Geogr. Abh.*, 60, S. 145-154.
- FRECHEN, J. u. H. J. LIPPOLT (1965): Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, S. 5-30.
- HAUCK, F. (1910): Morphologie des kristallinen Odenwaldes. *Verh. nat. hist. med. Ver. Heidelberg*, N. F. 10, S. 233-333.
- HÖGBOM, B. (1913): Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. geol. Inst. Upsala*, 12, S. 257-390.
- JORNS, W. (Hrsg.) (1959): Der Felsberg im Odenwald - mit geologischen und archäologischen Beiträgen über die Entstehung der Felsenmeere und die Technik der römischen Granitindustrie. *Bärenreiter, Kassel und Basel*, 84 S.
- KLEMM, G. (1910): Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald. *Sammlung Geol. Führer* 15, Berlin, 248 S.
- "- (1918a): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großherzogtums Hessen. *Bl. Neunkirchen*, 2. Aufl., Darmstadt, 81 S.
- "- (1918b): Über die Entstehung der Felsenmeere des Felsberges und anderer Orte im Odenwald. *Notizbl. Ver. Erdkunde u. großh. geol. Landesamt*, (V), 3, S. 3-11.
- NICKEL, E. (1955): Das Odenwälder Grundgebirge. *Aufschluß*, 2. Sonderheft, S. 19-32.
- RÜGER, L. (1928): Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. *Winter, Heidelberg*, 351 S.
- SALOMON, W. (1926): Felsenmeere und Blockströme. *Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl.*, 12, S. 1-6.
- SCHOTT, C. (1931): Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forsch. deutsch. Landeskd.*, 29, S. 1-76.
- SIMON, W. u. H. J. LIPPOLT (1967): Geochronologie als Zeitgerüst der Phylogenie. *Evolution der Organismen* (Heberer edit.), 3. Aufl. *Stuttgart*, S. 161-237.
- TRÖGER, E. (1955): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. *Aufschluß*, 2. Sonderheft, S. 4-18.
- WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. *Westermann, Braunschweig*, 238 S.

Geologisch-tektonische Interpretation archäologischer Fundortkarten (Jungpaläolithikum bis Latène) des Darmstädter Raumes

Klaus FAHLBÜSCH und Robert H. SCHMIDT, Darmstadt

Kurzfassung/Abstract/Résumé

Archäologische Fundortkarten wurden für den Raum Darmstadt (Hessen) zusammengestellt (R. H. SCHMIDT). Die Karten zeigen eine zunächst Ausdehnung, später auch eine Wanderung der Besiedlung von der Dieburger Bucht zu den Randgebieten des heutigen Odenwaldes und in den eigentlichen Mittelgebirgsraum hinein (von 2500 v. Chr. bis 1500 v. Chr.). Viele Ackerbausiedlungen der Jüngerer Bronzezeit und der Eisenzeit liegen entlang einer Zone, die rheingraben-parallel verläuft und heute versumpft ist. Es wird für diesen Teil des Odenwaldes angenommen, daß junge tektonische Bewegungen das ehemals vorhandene Gefälle im System der Vorfluter einschränkten und so die Versumpfung herbeiführten.

Maps on locations of archaeological finds in the Darmstadt area were compiled by R. H. SCHMIDT. These maps show at first expansion, later migration of settlement from the Dieburg Basin to the borders and into the mountains of the Odenwald from 4,500-3,500 years ago. Many Bronze Age and Iron Age settlements are located along a lineament oriented parallel to the Rhine-Graben. Some of these districts now lie in bogs.

There are no indications for human manipulation of the drainage system. Therefore, it is accepted that tectonic movements in the fault mosaic of the Odenwald area have destroyed the former drainage system.

Des cartes archéologiques ont été dressées pour la région de Darmstadt (Hesse). Ces cartes montrent qu'il y a eu en premier lieu une expansion puis une migration des principales colonies du bassin de Dieburg vers le bord est vers l'intérieur de l'Odenwald (2500-1500 ans avant J. C.). Beaucoup des colonies agricoles (depuis l'âge de bronze jusqu'à l'âge de fer) se groupaient alors dans une zone qui, de nos jours, est marécageuse.

On suppose que la transformation en marais de cette zone est intervenue après la colonisation au cours de la période préhistorique et qu'elle a été produite par des mouvements tectoniques le long du fossé rhénan.

Einleitung

Die zahlreichen Bodenfunde im Großraum Darmstadt werden seit einiger Zeit von einem der Verfasser (R. H. SCHMIDT) systematisch erfaßt und kartenmäßig dargestellt. Viele Funde wurden von K. FAHLBUSCH petrographisch untersucht und mögliche Herkunftsgebiete des Gesteins-Rohmaterials angegeben. Mit der zunehmenden Funddichte erschien der Versuch reizvoll, die Luftbildgeologischen Untersuchungen (mit Unterstützung der DFG durchgeführt), geologische Feldbefunde und hydrogeologische Hinweise, mit den Ergebnissen der Urgeschichtsforschung zu vergleichen. Die kartenmäßige Darstellung (1:30000, 3 Blätter) ist abgeschlossen, sie kann aus drucktechnischen Gründen diesem Beitrag nicht beigelegt werden, auf die Beifügung von Arbeitsbeispielen in Satzspiegelgröße muß verzichtet werden, da die Begrenzung zu willkürlich wäre.

Zur Kartierung der Punkte prähistorischer Funde im Raum Darmstadt

(R. H. SCHMIDT)

Die Kartierung ist primär für Zwecke der Geologie erfolgt, erst in zweiter Linie für Belange der Vorgeschichtsforschung. Das hätte Konsequenzen für die zeitliche Gliederung der Fundpunkte, die auf wenigstens drei Fundstellen-Karten verteilt werden mußten, sollte das zu gewinnende Bild von der Fundstellen-Verteilung nicht unübersichtlich werden. Die in der Vorgeschichtsforschung übliche Groß-Einteilung in Eisenzeit, Bronzezeit und Steinzeit erwies sich aus folgenden Gründen im geologischen Interesse als weniger brauchbar:

Das Material unserer Funde aus der Urnenfelderkultur (UK) und aus der Hügelgräber-Bronzezeit (BZ), beide in unserem Raum bronzezeitliche Kulturen, ist in jedem Fall eindeutig unterscheidbar gewesen. Dagegen konnte in einer nennenswerten Zahl von Fällen mit lediglich Keramikfunden keine klare Zuweisung entweder zur UK oder zur eisenzeitlichen Hallstattkultur bzw. generell zur Eisenzeit vorgenommen werden. Die Trennungslinie zwischen Urnenfelderkultur und Hügelgräber-Bronzezeit zu legen, ferner die Entweder-Urnenfelder-oder-Hallstatt/Eisenzeit-Fälle gesondert zu kennzeichnen und, als solche, ebenfalls zu kartieren, brachte einen Gewinn von immerhin zwölf Punkten – was einerseits für die geologische Interpretation möglicherweise von Nutzen sein konnte, ohne andererseits die Forderung zu verletzen, es dürfte nur der tatsächlich gegebene Genauigkeitsgrad in der Kartierung zum Ausdruck kommen.

Dieselben Gründe waren maßgebend dafür, den zweiten Schnitt zwischen Bischheim/Schwieberdingen („Epi-Rössen“) und Älterer Rössener Kultur zu legen, also einerseits die Funde von der Hügelgräber-Bronzezeit zurück bis „Epi-Rössen“ einschließlich auf einem Blatt zusammen (wenngleich abgestuft) zu kartieren, andererseits alle Funde von der Älteren Rössener Kultur zurück bis zum Beginn des Neolithikums, bei uns also bis zur Linienbandkeramik (LBK). – Die wenigen mesolithischen und paläolithischen Funde ließen sich mit einer anderen Farbe ohne Schwierigkeiten auf demselben Blatt kartieren wie die Funde der Linienbandkeramik etc.

Im einzelnen ist der für die Kartierung gewählte Schnitt zwischen „Epi-Rössen“ und Älterem Rössen wie folgt begründet. Die bei uns recht zahlreichen Einzel-Funde von Steinbeilen lassen sich in vielen Fällen nicht klar zwischen Endneolithikum und jüngerer Michelsberger Kultur (späte Phasen des Jung-Neolithikums) trennen.¹ Außerdem ist am

¹ Spätestens seit die umfassende Arbeit von J. LÜNING: „Die Michelsberger Kultur“, 48. Ber. der Römisch-Germanischen Kommission (RGK); Berlin 1968, S. 1–350, dazu 107 Tafeln und 9 Beilagen, vorliegt, ist klar, daß zahlreiche bislang für endneolithisch (ohne Michelsberg) gehaltenen Beile auch zu jüngeren Phasen der Michelsberger Kultur gehören können (Lünings Typ 1 und Variante 1 von Typ 2).

nördlichen Oberrhein zwar die Bischheimer Gruppe des Epi-Rössen klar gegen das Ältere Rössen absetzbar, die Bischheimer Gruppe tritt jedoch in Nieder-Ramstadt mit Elementen der Schwieberdinger Gruppe des Epi-Rössen auf, und die Schwieberdinger Gruppe ist ihrerseits noch zeitgleich mit der ältesten Phase der Michelsberger Kultur.²

Für das Kartenblatt mit den Funden vom Älteren Rössen zurück bis zum Beginn des Neolithikum und bis zum Paläolithikum mußten wiederum in einigen Fällen Übergänge geschaffen werden, um nicht zu viele Fundpunkte zu verlieren. Zwar ist in einigen Fällen das Ältere Rössen klar ansprechbar, in anderen Fällen (z.B. in solchen, in denen nur gebänderter Silex vorliegt oder die ältere Literatur über (inzwischen verlorene) Funde nur allgemein von „hohen Schuhleistenkeilen“ spricht), war eine Zwischengruppe zu bilden, die jene Funde umfaßt, die sowohl im Älteren Rössen als auch in der Hinkelstein-Gruppe und in der Großgartacher Gruppe vorkommen und die nicht, etwa anhand weiterer Beifunde, eindeutig zuordenbar waren. Nun sind aber „Hinkelstein“ und „Großgartach“ ihrerseits partiell noch zeitgleich, und älteres „Hinkelstein“ ist zeitgleich mit der jüngsten Stufe (V) der LBK.³ Um der geologischen Zielsetzung willen – nämlich nach Möglichkeit dem zeitlichen (relativ) „Kontinuum“ den Vorrang vor der Kultur-Zugehörigkeit zu geben – habe ich die zur Stufe V gehörenden Funde der LBK mit jenen Funden des „Hinkelstein“ bzw. „Großgartach“ zusammengefaßt.⁴ Schließlich gibt es einige Fälle, in denen Fundstücke vorliegen, deren Zugehörigkeit von der LBK bis zum Älteren Rössen reichen kann, andere, in denen zwar nur LBK infragekommt, eine Zuweisung zu einer bestimmten Stufe jedoch noch nicht möglich war. –

Grundlage der Kartierung war die von mir für die Arbeitsgruppe Vor- und Frühgeschichte des Vereins für Heimatgeschichte e.V., Sitz Ober-Ramstadt, erstellte Fundkartei. Diese fußt ihrerseits auf „Fundberichte in Hessen“⁵, auf den älteren Berichten der staatlichen Bodendenkmalpflege (einschließlich Manuskript „Bericht Behn“), auf der kritischen Durchsicht der älteren einschlägigen Publikationen monographischer oder periodischer Natur⁶, auf den von der Außenstelle Darmstadt der staatlichen Bodendenkmalpflege geführten Ortsakten und nicht zuletzt auf den nach Orten und Ortsteilen stark differenziert geführten Ortsakten der Arbeitsgruppe Vor- und Frühgeschichte. Insbesondere dank der jetzt seit über zehn Jahren von der Arbeitsgruppe intensiv betriebenen Bodendenkmalpflege (vor allem mittels der von zahlreichen aktiven Mitgliedern und Mitarbeitern hartnäckig und mit Ausdauer durchgeführten Flurbegehungen und Baustellen-Beobachtungen) hat sich die Zahl der Fundstellen aus allen Kulturen so sehr erhöht, daß der Arbeitsbereich – bei allen Desiderata, die immer noch und in sehr großer Zahl unerledigt sind – wohl einer der am besten erforschten in Mitteleuropa sein dürfte, was überhaupt mit Voraussetzung dafür war, daß die Geologie den hier infragestehenden Methodenversuch unternehmen konnte. –

Da die vorliegende Untersuchung eine solche der Geologie ist und primär Geowissenschaftler zu Lesern hat, dürfte es angebracht sein, etwas über die mit Funden vertretenen Kulturen zu sagen. Derselbe Umstand ist aber auch Anlaß, nicht in die Feinheiten zu gehen – und zwar an dieser Stelle umso weniger, als es in mancher Hinsicht in der Vorgeschichts-

² J. LÜNING: „Die Entwicklung der Keramik beim Übergang vom Mittel- zum Jungneolithikum im süddeutschen Raum“, in 50. Ber. der RGK, Berlin 1971, S. 1–95, dazu 28 Tafeln; vgl. insbesondere die „Chronologietabelle“ auf S. 8.

³ MEIER-ARENDT: „Zur relativen Chronologie der Gruppen Hinkelstein und Großgartach sowie der Rössener Kultur“, in „Kölner Jahrbuch für Vor- und Frühgeschichte“, Berlin, 10. Band, 1969, S. 24–36.

⁴ Das hat dann seinerseits die Folge, daß an denjenigen Stellen, an denen sich die LBK von Stufe IV oder gar III bis in Stufe V fortsetzt, nunmehr zwei Zeichen auftreten; aber nach Abwägen des Für und des Wider schien mir das im ganzen doch günstiger zu sein.

⁵ Alljährlich herausgegeben vom Landesarchäologen von Hessen, früher gemeinsam von den einzelnen Ämtern für Bodendenkmalpflege in Hessen.

⁶ Sie alle aufzuzählen, ginge im Rahmen dieses Beitrags viel zu weit.

forschung noch offene Fragen gibt, die in ihrer notwendigerweise Komplexität auszubreiten hier nicht Platz ist.

Ich beginne die Kurz-Charakterisierung, im Sinne der historischen Aufeinanderfolge, mit den ältesten Funden. Das paläolithische Fundstück gehört in die jüngere Altsteinzeit, zwischen 35000 und 25000 vor heute. In der Altsteinzeit sind Keramikproduktion, Bau fester Häuser und Ackerbau noch nicht bekannt. Die Werkzeuge werden durch Abschlagen oder Zuschlagen aus Gesteinsmaterial gewonnen. Das Mesolithikum, bei uns zwischen 10000/8000 und etwa 4000 v. Chr., bildet die Übergangs-Phase zum Selbstwerden der Menschen. Charakteristisch ist die für verschiedene Verwendungszwecke hergerichtete Vielfalt von vor allem Kleinwerkzeugen, aus Gesteinsmaterial. Die Jungsteinzeit (Neolithikum: Ackerbau, feste Häuser, Keramik) setzt bei uns wie in vielen anderen Teilen Europas mit der Linienbandkeramik ein. Die Benennung erfolgt gemäß der typischen Verzierung der Keramik. Die meisten neolithischen Kulturen oder Kulturgruppen haben, mangels Besserem, ihre Namen nach bekannten Erst- oder Großfundorten oder Fundpunkten (Rössen, „Hinkelstein“ bei Monsheim, Großgartach, Bischheim, Schwieberdingen, „Michelsberg“ in Baden).

Für unseren Raum ist auffällig, daß mit zeitlichem Fortschritt eine Ausbreitung aus der Dieburger Bucht (ältere Stufen der LBK) immer mehr auch in die Randzonen hinein, über diese hinweg und schließlich bis in die schon höher gelegenen bergigen Teile des Raumes erfolgt. Nicht als ob in der Dieburger Bucht das mittlere und das jüngere Neolithikum fehlten! Aber die andersartige Fundstellen-Verteilung bei der jüngeren LBK, bei Hinkelstein/Großgartach, beim Älteren Rössen und Epi-Rössen und für Michelsberg, im Sinne einer Verlagerung in unserem Gebiet immer mehr nach Westen und Südwesten ist doch deutlich. Auch wenn Einzelfunde von Steinbeilen im Hinblick auf Ausbreitung einer Besiedlung jeweils mit Vorsicht zu interpretieren sind, bleibt doch die Tatsache, daß die Steinbeile aus dem Südwesten und Süden des Gebietes vornehmlich jungneolithische (und ferner endneolithische) Beile sind. Das wird noch eindeutiger, wenn miteingerechnet wird, daß vier weitere Beile Michelsberger Typen (aus Traisa, Wembach, Frankenhausen und Malchen) ebenfalls in die schon mehr hügeligen bzw. sogar gebirgigen Teile des Raumes gehören, aber nicht kartiert werden konnten, weil nur die Fundgemarkung, nicht aber der genaue Fundpunkt bekannt ist. Weitere Beile Michelsberger Typen gibt es in den südlich anschließenden Gemarkungen. Die mit fortschreitender Zeit einhergehende Ausbreitung in höher gelegene Gebiete – auch der namengebende Michelsberg in Baden ist bezeichnenderweise eine Höhensiedlung – muß eine veränderte Wirtschaftsweise zur Folge und/oder zur Voraussetzung gehabt haben: den (zumindest relativ) stärkeren Übergang vom Ackerbau zur Weidewirtschaft. Vergleichende Analysen von Tierknochenfunden aus Abfallgruben verschiedener aufeinanderfolgender neolithischer Kulturen scheinen dem zu entsprechen.⁷

In unserem Raum gehört die Michelsberger Kultur, soweit erkennbar, noch zu den vollneolithischen Kulturen. Das heißt, Metallfunde gibt es noch nicht, während Kupfer zu dieser Zeit in anderen Gegenden schon vorkommt. Den Übergang von der Steinzeit zur vollentwickelten Metallzeit (Bronzezeit) bilden die Kulturen des Endneolithikums, auch Stein-Kupfer-Zeit genannt. Das Endneolithikum ist charakterisiert durch die Einwanderung fremder Bevölkerungen, so der Träger der Schnurkeramischen Kultur (aus dem Nordosten über Thüringen in unseren Raum), der Glockenbecherleute (Ausbreitung der Kultur und wohl auch von Bevölkerung von Spanien über Südfrankreich auch nach Süd- und Südwestdeutschland), der Einzelgrab- bzw. Westdeutschen-Becher-Kultur aus dem Nord-

⁷ Das kann hier im einzelnen nicht dargestellt werden. Vgl. z. B. B. SIEMANN: „Zum Verhältnis von Ackerbau und Viehzucht im Neolithikum Südwestdeutschlands“, in „Archäologisches Korrespondenzblatt“ 1/1971, S. 65–68.

westen). Das vollzieht sich gegen Ende des 3. Jahrtausends und in den ersten Jahrhunderten des 2. Jahrtausends v. Chr. Ob die Ausbreitung (Rückzug?) der Michelsberger Kultur in bergige Gegenden eine Reaktion auf das offensichtlich z.T. kriegerische Eindringen fremder Bevölkerungsgruppen (große Zahl von Streitwaffen) ist, steht noch dahin. Jedenfalls gelten auch die Träger der Schnurkeramischen Kultur als (relativ) mehr Viehzüchter denn Ackerbauern. Die Fundstellen-Topographie unseres Raums – jetzt einmal rein archäologisch gesehen –, aber noch andere Befunde mehr sprechen ebenfalls dafür.

Die Lage der Fundstellen aus der um 1550 v. Chr. beginnenden Hügelgräber-Bronzezeit wie auch andere Tatsachen zeigen, daß auch diese Kultur und ihre Träger – offenbar eine Verschmelzung der endneolithischen Bevölkerungen und Kultur-Elemente, die ab der Frühen Bronzezeit deutlich und mit der die Voll-Entwicklung der Metallzeit (Legierung des weichen Kupfers mit Zinn zur harten und voll brauchbaren Bronze) erreicht wird – etwa dieselbe Wirtschaftsweise geübt haben wie, im großen und ganzen, die Menschen unseres Endneolithikums.

Der Einbruch der Urnenfelderkultur (UK, etwa 1200 bis etwa 800 v. Chr.), der offenbar nicht nur als Kulturausbreitung, sondern auch in unserem Raum vielleicht noch partiell als Bevölkerungsbewegung zu verstehen ist, bringt die Rückkehr zu vorwiegend Ackerbau. Die Fundstellen liegen dementsprechend wieder mehr in für den Ackerbau günstigeren Gebieten (mit Löß- und Löß-Lehm- und vergleichbaren Böden). Die Bestattung, zuvor vorwiegend Körperbestattung unter Hügeln, weicht mehr und mehr der Leichenverbrennung und der Brandbestattung in Urnengräberfeldern.

Während in Südost- und Südeuropa und schon in einigen Teilen Süddeutschlands während der UK Eisenverarbeitung bekannt ist, scheint bei uns diese Kultur, die sich im übrigen durch großen Keramikreichtum auszeichnet, noch rein bronzezeitlich zu sein. Die Eisenzeit beginnt im hiesigen Raum erst mit der Hallstattkultur (benannt gemäß dem wichtigsten Fundort, Hallstatt im Salzburger Land) und reicht von etwa 800 bis etwa 550 v. Chr. Die von den Urnenfelderleuten bewohnten Räume bleiben – das zeigt die Kartierung – auch in der Hallstattzeit besiedelt. Offensichtlich wird dort der Ackerbau beibehalten. Jedoch kommt es zur Wiederbelebung vor-urnenfelderzeitlichen Brauchtums: nach und nach tritt die Leichenverbrennung zugunsten der Körperbestattung zurück, die Sitte der Bestattung unter mächtigen Grabhügeln lebt allmählich wieder auf. Ob die Tatsache, daß wir Teilgebiete haben, aus denen bei deutlich weniger Funden der UK sehr zahlreiche hallstattzeitliche Funde vorliegen (so im Raum vom Bessunger Forsthaus entlang der Hirtenwiesen und Scheftheimer Wiesen, im Darmstädter Oberwald und über den Kranichsteiner Forst und den Raum Messel, weiter nördlich bis Langen, über die Koberstadt und bis Frankfurt) bei Teilen der (vielleicht zahlreicher gewordenen) Bevölkerung eine Veränderung in der (Land-)Wirtschaftsweise zur Ursache hat, vielleicht mit der Eisenproduktion in Zusammenhang steht oder religiöse Gründe⁵ hat oder was immer sonst die Ursache sein mag, kann mit bisherigen prähistorischen Mitteln allein zur Zeit noch nicht entschieden werden.

Die Hallstattkultur, von manchen Autoren als protokeltisch bezeichnet, scheint ohne größere Spannungen in die keltische Latène-Kultur (benannt nach einem frühen Fundpunkt in der Schweiz) einzumünden, die auch als Jüngere Eisenzeit bezeichnet wird. Abgesehen davon, daß einzelne Bereiche mit vielen hallstattzeitlichen Funden nur wenige Latène-Funde aufweisen – so auch wiederum im N-S verlaufenden Fundstellenband vom Oberwald bis zum Bessunger Forsthaus –, ist im großen und ganzen das Siedlungsgebiet der Menschen

⁵ Auf die auffällige N-S verlaufende Konzentration von hallstattzeitlichen Funden um die Menhire von Darmstadt, Hirtenwiesen, kann ich hier nur kurz hinweisen. Ich behandle das im Detail in einem Beitrag „Die Menhir-Anlage bei Darmstadt und die Frage ihrer zeitlichen Einordnung“, der in „Fundberichte aus Hessen“, Band 14, erscheinen wird.

der Latène-Kultur in unserem Raum immer noch dasselbe wie zuvor. Ackerbauwürdige Räume werden bevorzugt. Die Gräber sind in der frühen Latène-Zeit noch unter Hügeln und sie sind durchweg Körpergräber. Das ändert sich in späteren Phasen erneut. Es kommt wieder Leichenverbrennung auf und wird dominierend, desgleichen die Bestattung ohne Grabhügel. Über die Ursachen gibt es Anhalts-Punkte und Theorien. Sie können hier nicht erörtert werden, ebenso wie es für die keltische Latène-Kultur (und genauso für alle vorausgehenden Kulturen) in diesem Rahmen nicht möglich war, auf die großräumigen Zusammenhänge einzugehen.

Die Kelten werden im linksrheinischen Gebiet von den Römern ab der Mitte des 1. Jahrhunderts v. Chr., im östlichen Oberrheingebiet (in der Ebene) bis etwa um die Mitte des 1. Jahrhunderts n. Chr. unterworfen; der Odenwald-Teil unseres Raumes gerät ab Ende des 1. Jahrhunderts n. Chr. unter römische Herrschaft. Der „Odenwald-Limes“ wird errichtet, die erste planmäßige Besiedlungsaktion durch die Römer im Odenwald setzt um diese Zeit ein. Damit endet auch für unseren Raum die Vorgeschichte; es beginnt die Frühgeschichte. -

Versuch einer geologischen Interpretation der Fund-Schwerpunkte

(K. FAHLBUSCH)

Verschiedene Bauprojekte im Großraum Darmstadt (im Norden begrenzt durch das Gebiet zwischen Wixhausen und Messel, im Süden von Seeheim und Ernstshofen, im Westen durch eine Linie von Seeheim bis Bayerseich, im Osten von Wembach und Gundershausen) haben in den flugsand- und lößbedeckten Räumen sowie in den Bodenprofilen über dem variszischen Kristallin und den nur lückenhaft erhaltenen nachvariszischen Sedimenten eine Fülle von Bodenaufschlüssen geschaffen, die geologisch aufgenommen werden konnten, die aber auch nach vorgeschichtlichen Fundstücken sehr sorgfältig abgesehen wurden. Eine kartographische Darstellung der Funde läßt erkennen, daß die Fundortmassierungen nicht den Spuren der Großbaustellen folgen, sondern teilweise auf Ansiedlungskonzentrationen zurückgeführt werden können. Die Schwerpunkte bleiben in einigen Fällen über den hier zu betrachtenden Zeitraum gleich, an anderen Stellen tritt eine Verlagerung auf. Wird in einem Gebiet, das heute durch sumpfige Wiesen gekennzeichnet ist (TK 25: 6118, R: 34802. .; H: 5527. . .; Scheffheimer Wiesen) eine Menhir-Anlage gefunden, so sollte versucht werden, festzustellen, ob für das Fehlen einer Drainage und dem späteren Aufbau eines Staunässe erzeugenden Horizontes geologische Gründe vorliegen, zumal in geringer Entfernung von der Kultstätte trockene Standorte in ausreichender Ausdehnung zur Verfügung stehen.

Eine Reihe von Fundpunkten liegen im Raum des „Ludwigstempels-Großer Bruch“ (TK 25: 6118, R: 34803. .; H: 55241. .). Auch hier ist es kaum denkbar, daß der Standort primär in einer heute völlig vernäbten Wiese gewählt wurde. Zwar mag eine Änderung des Großklimas in dem zu betrachtenden Zeitraum stattgefunden haben, bei der nachgewiesenen fortschreitenden Hebungstendenz des Odenwaldes gegenüber der Erosionsbasis Rheingraben hätte eine einwandfreie Drainage des Gebietes seit der Zeit der Besiedlung aber vorhanden gewesen sein müssen.

Die Meßtischblätter - besonders TK 25: 6018 und 6118 - unseres Raumes enthalten Hinweise auf Hügelgräber in einer recht großen Anzahl. Einige dieser Strukturen scheinen aber auch als ehemalige, heute modifiziert vorliegende Binnendünen deutbar zu sein. Diese Karteneintragen werden im Folgenden nicht berücksichtigt.

Mesolithische und jungpaläolithische Funde sind in unserem Gebiet selten. Die sehr sorgfältigen Aufsammlungen gestatten keine geologische Interpretation der Fundstellen. Die Fundstücke wurden in Gebieten gewonnen, die durch ihre Lage heute nicht besonders exponiert sind. Es mag Zufall sein, daß sie auf einer rheinisch gerichteten Lineation (rhein-grabenparallel) angeordnet sind, der heute mit geringem Gefälle ein Bachlauf (sumpfige Wiesen) folgt und die im N in einem tektonisch begrenzten Tertiärvorkommen (Grube Prinz zu Hessen) ihre Fortsetzung findet (Lineation Bessunger Forsthaus-Grube Prinz zu Hessen; vgl. dazu FAHLBUSCH 1975a – dieses Heft).

Die Periode der Linienbandkeramik bis zum Älteren Rössen läßt einige Fundordmassierungen erkennen. Im eigentlichen kristallinen Odenwaldgebiet fehlen Funde, die hier als aussagekräftig angesehen werden können. Ostwärts Oberramstadt konnten Stücke geborgen werden. Hier treten einige Quellen auf, die zeitweise zu einem längeren Aufenthalt Veranlassung gegeben haben können. Auch westlich des Roßberges (heute ist die dortige Morphologie durch den Steinbruchbetrieb stark verändert) und westlich Gundernhausen sind Kulturfundorte an den Bereich heute kartierbarer Quellen gebunden. Im Bereich der Autobahntrasse 3 km westlich Gundernhausen liegen einige weitere Punkte aus dieser Zeit, auch hier ist ein Zusammenhang mit einer Quelle herstellbar. Eine größere Anzahl von Funden liegt auf der Zone, die bereits oben erwähnt wurde.

Trotz intensiver Bautätigkeit gelang im Darmstädter Raum kein Fund im Bereich des Rheingrabenabbruches. Die sonstigen Streufunde lassen keine weitere Deutung zu. Da es sich um Gesteinsfragmente oder Keramik handelt, dürften die chemischen Einflüsse in den vorliegenden Bodenschichten keine Selektion bewirkt haben, das bisher vorliegende Fundortbild deutet den Besiedlungsstand der Zeit an.

Die nächst jüngere Epoche, die wir zusammenfassend darstellen mußten, reicht von Bischheim/Schwieberdingen bis zur Hügelgräber-Bronzezeit.

Funde im Rheingraben und im Bereich der Rheingrabenschulter sind nicht deutbar.

Der Raum westlich Gundernhausen ist nicht mehr durch Funde gekennzeichnet, dafür tritt südlich davon (in der Ortslage Roßdorf, vorwiegend Odenwald-Kristallin mit z. T. mächtiger Lößbedeckung) eine Fundordmassierung auf. Nur teilweise ist ein Zusammenhang mit einem Bachlauf oder einer Quelle herzustellen. Die Funde im eigentlichen Odenwaldanteil unseres Gebietes werden zahlreicher. Jetzt sind auch Fundpunkte auf Höhen festzustellen. Eine Bevorzugung von Bachläufen ist aber weiterhin erkennbar. Inwieweit eine Änderung der Bewaldung dokumentiert wird, kann hier nicht diskutiert werden.

Faßt man Urnenfelderkultur bis Latène zusammen, tritt eine Häufung entlang einem rheinischen Element auf, das bereits erwähnt wurde (Großer Bruch/Scheftheimer Wiesen). Auch der Raum westlich Gundernhausen ist wieder im Bereich der Quellaustritte durch Fundpunkte hervorgehoben. Das Modautal tritt als Pforte durch den Odenwald-Randabbruch in Erscheinung, während sonst Funde im Bereich der Rheingrabenschulter fast vollständig fehlen. Die zahlreichen Funde in der Gemarkung Oberramstadt können in diesem Rahmen nicht diskutiert werden, auch die Funde im Spredlinger-Horst-Anteil unseres Gebietes müssen ausgeschlossen bleiben.

Eine zusammenfassende Betrachtung läßt erkennen, daß von Osten (Gundernhausen) über Roßdorf aus dem Kristallin bis an die Grenze der permischen Basalte (über die Wasserscheide zwischen westwärts und östlich orientierter Vorfluter hinweg) die Besiedelung fortschreitet. Im Modautal treten nun Fundpunkte auf, die Modau dürfte zu dieser Zeit bereits den heutigen Lauf aufgewiesen haben (rheinische Richtung von Süden bis Oberramstadt, dann Ost-Westverlauf nach Eberstadt).

Da für die Versumpfung der Besiedlungszone Großer Bruch/Schefheimer Wiesen keine anthropogenen Einflüsse feststellbar sind, sollte in weiteren Untersuchungen die Annahme gesichert werden, daß auch nördlich Darmstadt ein schmaler Schollenstreifen (Lit. FAHLBUSCH 1975 b) sich in jüngster geologischer Zeit in Hebung befindet und so einen Abfluß der Niederschlagswässer nach Westen behindert. Ist die Vermutung berechtigt, daß einige der bisher feststellbaren Fundortschwerpunkte mit dem Auftreten von Quellen zusammenhängen, so schütteten diese Quellen, die keine Schichtquellen sind, sondern auf Störungszonen aufsitzen, schon vor der Zeit, aus der die Fundstücke stammen. Dies kann als ein Hinweis auf eine länger andauernde Öffnung der Wasseraufstiegswege angesehen werden.

Schriftum

- FAHLBUSCH, K. (1975a): Das Schollenmosaik im Bereich der östlichen Rheingraben-Schulter zwischen Dossenheim und Langen (Hessen). Der Aufschluß, Sonderheft 27 (Odenwald) 1975, 33–37.
- (1975b): Störungszonen an den Rheingraben-Schultern (Hardt, Darmstadt) mit Hinweisen auf junge Bewegungen. – Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforsch. 108, S. 315–326, 2 Abb., Wiesbaden.