

Basische und intermediäre permische Magmatite des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete

Von Arne Mihm, Saarbrücken

mit einem Beitrag von Jürgen Legrum, Saarbrücken

Im Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet treten beachtliche Mengen an basischen bis intermediären Erguß- und Ganggesteinen auf. Sie sind etwas jünger als der saure Vulkanismus des Saarlandes, wie ihn MÜLLER (dieses Tagungsheft) am Beispiel der Umgebung von Nohfelden beschrieben hat; ihr Alter entspricht dem unteren Oberrotliegenden. Dies ergibt sich aus der stratigraphischen Stellung der beteiligten Ergußgesteine, deren Basis bis vor Kurzem als Kartiergrenze zwischen Unter- und Oberrotliegenden benutzt wurde ("Grenzlager"). Diese Altersstellung war bis in die 70er Jahre hinein Anlaß, die Gesteine mit besonderen "mesovulkanischen" Namen wie Melaphyr, Porphyrit und Porphyr sowie zahlreichen Lokalnamen zu belegen, weil man ursprünglich angenommen hatte, daß der notorisch schlechte Erhaltungszustand direkt damit zusammenhängt. Nachdem sich diese Annahme als falsch herausgestellt hatte, ging man dazu über, nur noch die "neovulkanischen" Namen anzuwenden und "Melaphyr" mit "Basalt", "Porphyrit" mit "Andesit" und "Porphyr" mit "Rhyolith" zu übersetzen. Dies ist wiederum in vielen Fällen falsch, weil die aktuellen Definitionen von anderen Kriterien ausgehen (STRECKEISEN 1967, 1979) als die bei der Erstbearbeitung angewandten.

Daher ist eine völlige Neubearbeitung einschließlich Neukartierung notwendig, die aber bisher nur Teilgebiete umfaßt. Im vorliegenden Beitrag kann folglich keine Gesamtschau gegeben werden; vielmehr sollen einzelne Intrusionen bzw. Profile der Lavenserie exemplarisch beschrieben werden, und zwar beschränkt auf das Saarland und direkt angrenzende Gebiete von Rheinland-Pfalz.

STRUKTUR UND TEXTUR

Die beteiligten Ergußgesteine sind in stark wechselndem Maße porphyrisch, das heißt sie enthalten je nach Typ sehr unterschiedliche Mengen an Einsprenglingen, die bereits im Erdinnern kristallisiert sind und in einer an der Erdoberfläche erstarrten Grundmasse schwimmen. Diese Grundmasse besteht aus Kristalliten und einem glasigen Rest oder der Mesostasis, einer auch unter dem Mikroskop kaum bestimmbar Masse aus eisblumenartig verwachsenen Kristallen. Hier ermöglichen wiederum die gegenseitigen Mengenverhältnisse und die räumliche Anordnung der Kristallite die Zuordnung zu verschiedenen Strukturtypen. Außerdem lassen sich bei den Ergußgesteinen verschiedene Arten der Absonderung bzw. Abkühlungsklüftung unterscheiden, außerdem fast immer Mandelsteine in den Außenzonen der einzelnen Lavaströme, wo während der Abkühlung Gasblasen steckengeblieben waren, die später mit verschiedenen Mineralien ausgefüllt wurden.

Bei den Ganggesteinen treten die porphyrischen Typen zurück; hier herrschen intersertale Gefüge vor, bei denen einzelne Kristallite und Mesostasis die Zwischenräume eines sperrigen Feldspatgerüstes ausfüllen. Auch hier sind oft noch einzelne "Einsprenglinge" zu erkennen, die aber meistens mit dem Rest verwachsen sind. Mandelsteine sind hier eine Seltenheit.

MINERALBESTAND

Der Mineralbestand läßt sich auf wenige wichtige Minerale reduzieren, deren wechselnde Mengenverhältnisse für den Gesteinsnamen ausschlaggebend sind. So kommen je nach Gesteinstyp folgende Mineralien vor:

Als Einsprenglinge: Plagioklas (Kalk-Natron-Feldspat), Klinopyroxen (meistens Augit), Orthopyroxen (Bronzit und Hypersthen), Olivin und selten Glimmer oder Hornblende.

In der Grundmasse kommen hinzu: Kalifeldspat, Quarz, Erz (meistens Magnetit und Ilmenit), Akzessorien und ein Glasanteil.

Dieser Mineralbestand ist selten frisch erhalten, sondern meistens durch autometasomatische Prozesse postmagmatisch umgewandelt, d.h. durch die magmatischen flüchtigen Bestandteile nach der Erstarrung zersetzt worden. Hierbei bildeten sich Pseudomorphosen, wobei unter Beibehaltung der äußeren Form die Minerale durch andere Substanzen ersetzt wurden. Diese Bildungen sind oft derart charakteristisch, daß sie im Handstück gegenüber frischen Gesteinen den Mineralbestand vielfach besser erkennen lassen.

Die Plagioklase, ursprünglich klar, werden mit zunehmender Zersetzung trübe weiß. Die Klinopyroxene, als eines der widerstandsfähigsten Minerale meistens frisch und dunkelgrün, zerfallen bei intensiver Autometasomatose zu Karbonat und grünen Tonmineralen (Viridit), wodurch sie zu hellgrünen, kurzsäuligen Pseudomorphosen werden. Die Orthopyroxene zerfallen sehr leicht, und zwar normalerweise zu streng geregelten Viridit-Pseudomorphosen, den sogenannten Bastiten, die durch kräftiges Grün oder grüngelbe Farbe mit Messingglanz auffallen. Beide Pyroxene können auch chloritisiert sein. Olivin ist fast nie frisch erhalten, sondern zu Iddingsit umgewandelt, einem meistens ebenfalls geregelten, rostbraunem Ton, oft mit Magnetit-Ausscheidung auf Rissen und Korngrenzen. Die gesamte Grundmasse schließlich nimmt durch Oxidation des Erzstaubes in der Mesostasis oft eine rotbraune Färbung an; bei Chloritneubildung in der Mesostasis wird sie graugrün und bei intensiver Karbonatisierung tiefschwarz und scheinbar frisch.

So sind zwar die Einsprenglinge und die idiomorphen Kristalle der Grundmasse-Generation im allgemeinen gut rekonstruierbar, für die exakte Gesteinsbenennung ergeben sich jedoch schon bei leichter Autometasomatose bedeutende Schwierigkeiten. Weil nämlich die Bestandteile der Mesostasis wegen ihrer innigen Verwachsung unter dem Mikroskop nicht quantitativ erfassbar sind, und oft sogar ein Glasanteil auftritt, muß auf die Berechnung eines normativen (potentiellen) Mineralbestands aus einer chemischen Analyse zurückgegriffen werden. Da aber bei der Autometasomatose einzelne Elemente zu- und abgeführt werden, führt dieses Verfahren bei unkritischer Anwendung zwangsläufig zu falschen Resultaten, namentlich da das für die systematische Einordnung so wichtige Verhältnis von Alkalien zu Kalzium sehr leicht verändert wird. Auf diese Weise erscheint ein basischer Andesit schon bei leichter Umwandlung chemisch als Latiandesit; bei stärkerer Autometasomatose kann sogar ein Trachyt vorgetäuscht werden.

Diesen Umständen wurde bei der Benennung der im folgenden beschriebenen Gesteine soweit wie möglich Rechnung getragen, indem zweifelhafte chemische Analysen ausgeschieden wurden. Außerdem wurde die neueste internationale Nomenklaturregelung (STRECKEISEN 1979) zugrunde gelegt, bei der in dem besonders problematischen Bereich der Andesite im weiteren Sinne auf eine Untergliederung nach dem Alkaligehalt verzichtet wird.

Ergußgesteine

Die Ergußgesteine überwiegen im betrachteten Bereich in Volumen und oberflächlicher Verbreitung deutlich die basischen bis intermediären Ganggesteine. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist die westliche Nahemulde, wo sie eine reich gegliederte Lavenserie mit zwischengeschalteten Tuffen und Sandsteinen bilden. Außerdem treten sie in der Primsmulde und in kleineren Vorkommen auf, u.a. auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels und im Raum Mettlach.

NAHEMULDE

Die Nahemulde erstreckt sich von dem Bereich südlich des Nohfelder Rhyolithmassivs nach ENE bis in die Umgebung von Bad Kreuznach, über 60 km weit. Die darin auftretenden Ergußgesteine erreichen ihre maximale Mächtigkeit im Westteil, wo auch ihre Ausstrichsbreite mit 20 km ihr Maximum erreicht.

Durch die neueren Bearbeitungen auf der NW-Muldenflanke wird erkennbar, daß zumindest in den neu kartierten Gebieten die tektonischen Verhältnisse durch streichende Verwerfungen und Spezialmulden bedeutend komplizierter sind als aus den Kartierungen der Jahrhundertwende ersichtlich. Damals wurde von einer Dreigliederung der Lavaserie in eine Sohl-, Mittel- und Dachzone ausgegangen, wenn auch innerhalb dieser Zonen verschiedene Gesteinstypen ausgeschieden wurden. Die grobe Zusammenfassung zu drei Kartiereinheiten führte jedoch dazu, daß Feinheiten des geologischen Bildes unterdrückt wurden.

NW-Flanke der Nahemulde

Dies wird besonders deutlich im Bereich zwischen Birkenfeld und der Nahe (MIHM 1968, 1975), wo zwei basische Andesite aus völlig verschiedenen stratigraphischen Niveaus als Melaphyre der Dachzone zusammengefaßt worden waren. Als Folge davon wurde in der preußischen Kartierung eine Teilmulde übersehen, die sich - mit weiteren Komplikationen - von Birkenfeld aus bis Idar-Oberstein verfolgen läßt.

Im Raum Birkenfeld wurden 9 Decken unterschieden, wobei unter einer Decke eine kartierbare Einheit verstanden wird, die aus dem gleichen Gestein besteht, auch wenn mehrere Lavaströme und Tuffeinschaltungen feststellbar sind. Zur Zeit laufende Arbeiten im Gebiet westlich der Nahe lassen erkennen, daß eine der 9 Decken nochmals aufgeteilt werden muß und sich deren Zahl damit auf mindestens 10 erhöht.

- 10 Pyroxen-Navit, mindestens 20 m, im Kern der Spezialmulde,
- 9 Einsprenglingsreicher Pyroxen-Andesit, 60 m, bei Dienstweiler und Nohen,
- 8 Olivinführender Pyroxen-Andesit, 30 m, nur bei Nohen,
- 7 Einsprenglingsreicher Olivin-Pyroxen-Andesit (zuvor als Decke 4c angesehen), 60 m, bei Nohen und Kronweiler,
- 6 Bronzit-Dazit, 80 m, im Muldenkern und bei Nohen,
- 5 Intersertaler Olivin-Andesit, 50 m, im Muldenkern,
- 4 Einsprenglingsreicher Pyroxen-Andesit, 150 m, im gesamten Bereich,
- 3 Bronzit-Dazit, 110 m, nach E auskeilend,
- 2 Glasreicher Pyroxen-Dazit, 120 m, nur bei Niederbrombach und Kronweiler,
- 1 Einsprenglingsarmer Olivin-Andesit, 130 m, nach E auskeilend.

Die angegebenen Mächtigkeiten sind abgeschätzte Maximalwerte (mit Ausnahme der Decke 9, die sicher stark erodiert ist). Da die Decken nir-

gends alle zusammen vorkommen, erreicht die Gesamtmächtigkeit nur etwa 410 m. Aus der Mächtigkeitsverteilung läßt sich schließen, daß die einzelnen Einheiten aus verschiedenen Richtungen stammen, so z.B. Decke 1 und 3 aus SW, Decke 2, 6 und 10 aus N, Decke 4 und 7 aus SE und Decke 8 und 9 aus E, während Decke 5 nur lokal vorhanden ist. Hierbei ist wahrscheinlich, daß die jeweils zuerst gebildete Decke die Ausbreitung der folgenden behinderte.

Aus dem Raum Idar-Oberstein beschreibt BAMBAUER (1960, 1970) eine Abfolge von 9 Decken mit Sedimenteinschaltungen:

- 9 Olivinführender Andesit (Typ Pfaffenberg), 80 m,
- 8 Olivin-Bronzit-Navit (Typ Idar), 65 m,
- 7 Olivinführender Andesit (Typ Klotzberg), 120 m
- 6 Olivin-Bronzit-Navit (Typ Idar), 120 m,
- 5 Olivinführender Andesit (Typ Göttenbach), 25 m,
- 4 Pyroxen-Dazit bis Andesit (Typ Finkenberg), 35 m,
- 3 Pigeonit-Dazit (Typ Rillchenberg), 320 m,
- 2 Dazit bis Andesit (Typ Steinkaulenberg), 50 m,
- 1 Olivinführender Andesit (Typ Hasenklopp), 80 m.

Die Gesamtmächtigkeit gibt BAMBAUER mit 830 m an, davon 50 m Sedimente. Außerdem beschreibt er etliche, meist basaltische Gänge und eine nur lokal entwickelte Olivinbasalt-Decke als oberste Einheit bei Algenrodt.

Derzeit laufende Arbeiten im Zwischengebiet zeigen, daß der glasreiche Dazit der Decke 2 von Birkenfeld mit dem Pigeonit-Dazit (Typ Rillchenberg) gleichzustellen ist, ebenso die Decke 6 (Birkenfeld) mit der Decke 4 (Idar-Oberstein). Weitere Möglichkeiten zur Parallelisierung deuten sich an; mit Sicherheit keilen im Zwischengebiet die Decken 1, 4, 5 und 8 des Birkenfelder Profils aus. Vorbehaltlich endgültiger Resultate können zwischen Idar-Oberstein und Birkenfeld 14 verschiedene Einheiten festgestellt werden.

Im folgenden sollen die wichtigsten Gesteinstypen kurz beschrieben werden:

Einsprenglingsarmer Olivin-Andesit der Decke 1 (Birkenfeld) (ältere Nomenklatur, STRECKEISEN 1967: Latiandesit):

Makroskopisch dunkelgrau, dünnplattige Absonderung, feinschuppig; Struktur: kaum porphyrisch, streng fließgeregelte Grundmasse.

Einsprenglinge: um 1 % Plagioklas, 1-2 mm, und um 1 % Olivin-Pseudomorphosen.

Grundmasse: im Mittel 47 % Plagioklas, 11 % Klinopyroxen, knapp 1 % Orthopyroxen, 6,5 % Erz, 2,5 % Quarz, 1 % Akzessorien und 30 % Mesostasis.

Das aus der chemischen Analyse errechnete Feldspatverhältnis A:P = 18:82, der errechnete Quarzanteil unter den hellen Gemengteilen Q = 13 und die Summe der errechneten dunklen Gemengteile, die Farbzahl FZ = 16. (Diese Zahlenwerte ergeben die Lage im Q-A-P-F-Doppeldreieck und sind für den Gesteinsnamen ausschlaggebend.)

Glasreicher Pyroxen-Dazit der Decke 2, (identisch mit dem Pigeonit-Dazit (Typ Rillchenberg) bei BAMBAUER):

Makroskopisch: meist rotbraun mit agglomerierten Einsprenglingen (weißer Feldspat, grüne Pseudomorphosen nach Pyroxen und schwarz glänzendes Erz), Absonderung oft grob-quaderförmig, meistens in cm-große, unregelmäßige Polygone zerfallend, selten Mandelsteine.

Struktur: porphyrisch, glomerophyrisch mit glasreicher Grundmasse (hyalopilitisch).

Einsprenglinge: 8-15,5 % Plagioklas (meist Andesin), um 5 % Pyroxen (nach BAMBAUER Augit und Pigeonit), um 1 % Erz.

Grundmasse: 10-27 % Plagioklas, 5 % Klinopyroxen, 8,5 % Erz und 42-70 % glasreiche Mesostasis mit Erzstaub.

A:P = 26:74, Q = 18, FZ = 15 (Analyse BAMBAUER).

Bronzit-Dazit der Decken 3 und 6 (identisch mit dem Pyroxen-Dazit (Typ Finkenbergl) bei BAMBAUER):

Makroskopisch: dunkelgrünlichgrau bis braun mit wenigen Feldspat und Bastit-Einsprenglingen, plattige Absonderung, wenig Mandelsteine.

Struktur: porphyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse.

Mineralbestand (Mittel aus 14 Integrationen)

Einsprenglinge: 9 % Plagioklas (Labrador), 1 % Orthopyroxen-Pseudomorphosen (Bastit);

Grundmasse: 31 % Plagioklas, 8 % Klinopyroxen, 7 % Erz und 44 % Mesostasis.

A:P = 28:72, Q = 25, FZ = 10 (Analyse an leicht unfrischem Gestein).

Einsprenglingsreicher Pyroxen-Andesit der Decke 4 und E.-reicher Olivin-Pyroxen-Andesit der Decke 7 (ehemals Decke 4c).

Makroskopisch: dunkelgrau, grünlichgrau oder rotbraun, mit vielen kleinen Einsprenglingen (Feldspat und Bastit), quaderförmige Absonderung, häufig Mandelstein-Bildung.

Struktur: serialporphyrisch mit intersertaler bis hyalopilitischer Grundmasse (d.h. Größe der Einsprenglinge variabel bis hin zur Korngröße der Grundmasse).

Mineralbestand (Mittel aus 32 Integrationen),

Einsprenglinge: 22 % Plagioklas (Labrador - Bytownit), 8,5 % Orthopyroxen (oft Bastit), 0,5 % Klinopyroxen;

Grundmasse: 18 % Plagioklas (meist Andesin), 2 % Orthopyroxen, 5 % Klinopyroxen, 6 % Erz, 4 % Quarz und 33 % Mesostasis (oft Glas).

In der frischesten Probe: A:P = 0:100, Q = 15, FZ = 20.

Das Gestein der Decke 7 stimmt im Mineralbestand hiermit weitgehend überein, nur daß unter den Einsprenglingen 1,5 % Klinopyroxen und 2 % Olivin-Pseudomorphosen auftreten.

Navite

Als Navite werden auffallend grobporphyrische Ergußgesteine mit u.a. Olivin-Einsprenglingen bezeichnet (im wesentlichen basische Andesite mit SiO₂ kleiner als 56 %). Sie sind makroskopisch grau, dunkelgrau oder braun mit auffallend vielen, großen Einsprenglingen, meist grobplattig bis quaderförmig abgesondert und sehr oft als Mandelstein ausgebildet. Die Struktur ist im allgemeinen glomerophyrisch mit deutlichem Korngrößenprung gegenüber der Grundmasse, die meistens intersertal oder hyalopilitisch ist. Nach dem Mineralbestand sind drei Varianten zu unterscheiden:

Pyroxen-Navit der Decke 9:

Einsprenglinge: 32,5 % Plagioklas (Labrador), 2 % Orthopyroxen, 2 % Klinopyroxen, 6 % Olivin-Pseudomorphosen.

Grundmasse: 20 % Plagioklas, 1,5 % Orthopyroxen, 5,5 % Klinopyroxen, 6,5 % Erz, 2,5 % Quarz, 21,5 % Mesostasis.

A:P = 3:97, Q = 10,5, FZ = 21,5.

Augit-Navit der Decke 9:

Einsprenglinge: 11 % Plagioklas, 1 % Klinopyroxen (Augit), 4 % Olivin-Pseudomorphosen.

Grundmasse: 39 % Plagioklas, 3 % Orthopyroxen, 11 % Klinopyroxen, 5,5 % Erz, 3,5 % Quarz und 21,5 % Mesostasis.

A:P = 9:91, Q = 13, FZ = 19.

Olivin-Bronzit-Navit (Typ Idar) nach BAMBAUER:

Einsprenglinge: 20-29 % Plagioklas (Labrador - Bytownit, 5-7 mm), 1-2 % Augit, 1-10 % Bronzit (Orthopyroxen), 4-7 % Olivin-Pseudomorphosen.

Grundmasse: 19-34 % Plagioklas, 14-22 % Klinopyroxen, 2 % Erz, 1 % Quarz und um 15 % Mesostasis.

A:P = 9:91, Q = 4,5, FZ = 33,5.

SE-Flanke der Nahemulde

Von der SE-Flanke der Nahemulde liegt eine Neubearbeitung der Lavenseerie vor, und zwar im Bereich des Meßtischblattes Kusel (SCHWAB 1968). Sie umfaßt den S-Rand des Effusivgebietes zwischen Baumholder und Thallichtenberg und einen östlich anschließenden basalen Vulkankomplex. Hier werden 4 Decken unterschieden und zwar:

Porphyrischer Dazit (IV), in dem auf das Arbeitsgebiet entfallenden Teil maximal 200 m mächtig,

Grobporphyrischer quarzführender Latitandesit (Navit) (III), max. 200 m,

Dazit (II), maximal 150 m,

Quarzführender Latitandesit (I) (nach aktueller Nomenklatur Andesit), maximal 300 m.

Das Gestein der Decke I wird von SCHWAB als relativ grobkörnig beschrieben mit folgendem Mineralbestand:

Einsprenglinge: 1 % Olivin, 2 % Pyroxen, 13,5 % Plagioklas.

Grundmasse: 57 % Plagioklas, 14,5 % Pyroxen, 6,5 % Erz und 5,5 % Mesostasis.

Die mitgeteilte chemische Analyse ergibt:

A:P = 26:74, Q = 13,2, FZ = 13,5.

Decke II ist nach SCHWAB sehr feinkörnig mit nur vereinzelt Plagioklasen (0,5-1 mm) und gelegentlich Pseudomorphosen nach Olivin und Augit in fein verfilzter Grundmasse.

Einsprenglinge: 2 % Plagioklas.

Grundmasse: 52 % Plagioklas, 11 % Pyroxen, 4,5 % Erz, 30,5 % Mesostasis.

A:P = 28:72, Q = 21, FZ = 14,7.

Decke III ist reich an Einsprenglingen.

Einsprenglinge: 15,5 % Plagioklas (bis 5 mm), 6 % Pyroxen (0,5-2 mm), Spuren von Olivin.

Grundmasse: 33 % Plagioklas (0,1 mm), 27,5 % Pyroxen, 5 % Erz und 13 % Mesostasis.

A:P = 13:87, Q = 13, FZ = 21,7.

Decke IV enthält nach SCHWAB weniger Einsprenglinge in sehr glasreicher Grundmasse.

Einsprenglinge: 6,5 % Plagioklas (bis 4 mm), 2,5 % Pyroxen, Spuren von Olivin.

Grundmasse: 33 % Plagioklas, 10,5 % Pyroxen und 47,5 % Mesostasis mit Erzstaub.

A:P = 13:87, Q = 21, FZ = 12,6.

Den basalen Vulkanitkomplex beschreibt SCHWAB als im unteren Teil reich an z.T. groben Tuffen mit wechselndem Einfallen, die von Lavadecken überdeckt und von Gängen durchschlagen werden und lokal verkieselt sind.

Die Beschreibungen wie auch Vergleichsproben lassen keine Parallelisierung mit den Lavenserien im N zu, trotz gewisser Ähnlichkeiten. Dies wäre auch angesichts des häufigen Auskeilens der einzelnen Decken nicht zu erwarten. Selbst ein gemeinsamer Entwicklungstrend ist nicht zu erkennen; allerdings sind die höheren (und vermutlich basischeren) Glieder des Profils nicht mit erfaßt.

Von der SE-Flanke der Nahemulde liegen noch zwei Einzeluntersuchungen aus Steinbrüchen E Freisen vor. Im Steinbruch Hellerberg stehen zwei Lavaströme an mit zwischengeschalteten Brekzien, Aschen und Mandelsteinen. Die untersuchte Probe stammt aus dem Kern des oberen Lavastroms mit zwiebelschaliger Absonderung.

Makroskopisch: grau, mit vielen weißen Einsprenglingen, rot gestreift, grobplattig abgesondert.

Struktur: porphyrisch mit größenmäßig abgestuften (serial) und oft agglomerierten Einsprenglingen in einer sperrigen (intersertalen) Grundmasse ohne Fließtextur.

Einsprenglinge: 15 % Plagioklas (um 1 mm, max. 3 mm, Bytownit), 1 % Orthopyroxen (Bastit), Spuren von Augit.

Grundmasse: 25 % Plagioklas (um 0,05 mm, Labrador bis Andesin), 11 % Pyroxen-Pseudomorphosen, 7 % Erz, 4 % Quarz und 38 % Mesostasis (mit Alkalifeldspat, Quarz und Erz).

A:P = 26:74, Q = 19,8, FZ = 18.

Eine Probe aus dem unteren Lavastrom zeigte als einzigen bedeutenden Unterschied 1 % Augit-Einsprenglinge. Beiden Gesteinen kommt der Name Andesit zu.

Im Steinbruch Karrenberg 3 km E Freisen steht ein überraschend frisches, glasreiches Gestein an. Seine geologische Position ist die gleiche wie die des Hellerbergs (Basis der Lavenserie, Südrand des Vulkanitkomplexes). Das Gestein ist deutlich säulig abgesondert, makroskopisch schwarz mit Fettglanz und wenigen kleinen Einsprenglingen und gelegentlich größeren Mandeln.

Struktur: glomerophyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse.

Einsprenglinge: 14 % Plagioklas (um 1 mm), 0,5 % Klinopyroxen, 1 % Orthopyroxen.

Grundmasse: 18 % Plagioklas, 11 % Klinopyroxen, 3,5 % Erz in braunem Glas. (nach WALGER 1958)

A:P = 5:95, Q = 16, FZ = 15.

PRISMULDE

In der Primsmulde treten nochmals Effusiva in mehr oder weniger zusammenhängendem Verband auf, und zwar auf etwa 30 km streichender Länge bei knapp 6 km Breite. Die Lavenserie ist in diesem Bereich in Mächtigkeit und Vielfalt erheblich reduziert. DUIS (1959) beschreibt 2 effusive Decken, die durch 200 m Zwischensedimente und Quarzporphyrtuffe getrennt sind. Er unterscheidet in der Liegenden Decke als untere Einheit einen Melaphyr mit Olivin-Pseudomorphosen als einzigem Einsprengling und darüber einem Melaphyr mit Olivin- und Plagioklaseinsprenglingen in einer intersertalen oder intergranularen Grundmasse aus

Plagioklas, Augit, Erz und Mesostasis. Darüber liegt örtlich (bei Eisen) ein Navit mit folgendem Mineralbestand:

Einsprenglinge: Plagioklas (um 1,5, bis 4 mm), Augit (bis 3 mm), Orthopyroxen (bis 1 mm), Olivinpseudomorphosen (bis 2 mm);
Grundmasse: wenig Plagioklas, Augit und etwas Orthopyroxen, in Zwickeln Glas und Orthoklas.

In der hangenden Decke unterscheidet DUIS nochmals 2 Gesteinstypen. Der Haupttyp enthält als Einsprenglinge nur Olivin-Pseudomorphosen in einer Grundmasse aus Plagioklas (0,15-0,5 mm) und Augit, Quarz, Erz, Orthoklas und gelegentlich Biotit und Glas. Im zweiten Gesteinstyp tritt als Einsprengling noch Augit hinzu. DUIS weist auf eine große Ähnlichkeit mit der von BAMBAUER beschriebenen obersten Einheit bei Idar-Oberstein hin (Olivinbasalt Typ Pfaffenberg).

Die Gesteine sind nach Vergleich mit ähnlichen Proben mit großer Wahrscheinlichkeit als Olivin-Andesite einzustufen.

Bei Kastel im Primstal hat die Bundesautobahn die permischen Effusiva der Primsmulde angeschnitten. Insgesamt können in der hangenden Decke 5 Lavaströme (MÜLLER 1975) auseinander gehalten werden, die 3 geringfügig verschiedenen Gesteinstypen zugeordnet werden können (MIHM 1975). Eine Probe erschien relativ gut erhalten.

Das Gestein zeigt makroskopisch eine grobe, unregelmäßige Absonderung und bräunlichgraue Farbe mit rotbraunen Flecken neben braunen und grünen Einsprenglingen, außerdem eine Paralleltexur. Die Struktur erweist sich u.d.M. als porphyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse und deutlicher Fließtextur.

Einsprenglinge: 2 % Olivin-Pseudomorphosen (um 0,8, max. 3 mm, Korrosionsbuchten, "Erzrähmchen" mit brauner, gelber oder grüner Viriditfüllung), 7,5 % Orthopyroxen-Pseudomorphosen (um 0,8x0,2 bis maximal 2 mm, Bastit = geregelte Phyllosilikate, grün).

Grundmasse: Viel Plagioklas (um 0,1 mm, relativ gut erhalten), 2 % Klinopyroxen und 3,5 % Opakminerale in einer Mesostasis aus Alkalifeldspat, Quarz, Erzstaub und Akzessorien.

A:P = 33:67, Q = 16, FZ = 26.

EINZELVORKOMMEN

Neben den zusammenhängenden Effusiv-Gebieten der Nahe- und Primsmulde verdient ein kleines Vorkommen von Ergußgestein im Raume Mettlach Beachtung. Bei diesem Vorkommen handelt es sich um einen der westlichsten Ausläufer der permischen Vulkanite, außerhalb der Hauptverbreitungsgebiete gelegen, und zwar im Kontakt mit devonischem Quarzit.

Makroskopisch: dunkel bräunlichgrau mit vielen kleinen Iddingsit-Einsprenglingen; die Absonderung ist unregelmäßig.

Struktur: porphyrisch mit intersertaler bis hyalopilitischer Grundmasse.

Einsprenglinge: 4 % Olivin-Pseudomorphosen (0,1-0,8 mm, korrodiert, oft mit Säumen von Grundmasse-Orthopyroxen), 2,5 % Klinopyroxen (um 0,4 mm, oft agglomeriert und mit Grundmasse verzahnt, frisch) und etwa 1 % Orthopyroxen (um 0,6 mm lang, an Korngrenzen und auf Spaltbarkeiten viridisiert).

Grundmasse: 28 % Plagioklas (um 0,1 mm), 13 % Klinopyroxen, etwa 10 % Orthopyroxen, 7 % Opakminerale und 34 % Mesostasis mit Akzessorien und Alkalifeldspat.

Freier Quarz wurde nicht gefunden; die modale Farbzahl liegt bei

39 Vol.-%, was den Namen Basalt rechtfertigen würde.
Der normative Mineralbestand dagegen ergibt Andesit.
A:P = 31:69, Q = 11, FZ = 30.

Ganggesteine

Die permischen basischen bis intermediären Ganggesteine (Intrusiva) treten hauptsächlich im Übergangsbereich zwischen der Nahe- und Primsmulde einerseits und dem Pfälzer bzw. Saarbrücker Sattel andererseits auf. Sie können zumindest teilweise als Zufuhrspalten für die Ergußgesteine angesehen werden, wie sich aus der Beobachtung an Gängen innerhalb der Lavaserien ergibt.

Alle drei möglichen Formen des geologischen Auftretens sind realisiert:

1. Lagergänge (Sills), die platten- bis linsenförmige Gesteinskörper parallel zur Schichtung des Nebengesteins bilden,
2. Gänge, die als relativ dünne plattenförmige Körper meistens senkrecht stehen und überwiegend quer zum Streichen verlaufen, und
3. Stöcke, die mit unregelmäßiger Form meist senkrecht ihr Nebengestein durchschlagen. Für letztere ist eine gewaltsame Platznahme zu vermuten, während Sills und Gänge eher passiv in Zonen geringeren Drucks, verursacht durch Gebirgsfaltung, eingeflossen sind.

Eine weitere Untergliederung ergibt sich aus der petrographischen und geochemischen Beschaffenheit und dem Grad der autometasomatischen Umwandlung. Hier werden unterschieden:

Palatinite
Tholeyite
intrusive Andesite
Kuselite
Latite.

Der Grad der Umwandlung geht im großen und ganzen parallel mit dem Intrusionsniveau, d.h. mit der seinerzeitigen Tiefe des Erstarrungsortes. So sind Kuselite überwiegend im Karbon und Unterrotliegenden anzutreffen, während Tholeyite und intrusive Andesite mehr im mittleren und oberen Unterrotliegenden stecken.

PALATINITE

Palatinit tritt im betrachteten Bereich nur bei Baumholder auf, wo er als Stock die Lavaserie durchschlägt. Er wird von SCHRÖDER (1951) als Zuführung zu der örtlich höchsten Lavadecke angesehen. JUNG (1967), der in einer Monographie sämtliche Palatinite abhandelt, beschreibt das Material der Kernzone wie folgt:

Makroskopisch: dunkelgrün und grobkörnig.

Struktur: intersertal mit Korngrößen bis zu 3 mm.

Mineralbestand zweier Proben: 51/52 % Plagioklas (Labrador bis Oligoklas), 5,5/11 % Alkalifeldspat, 2,5/5,5 % Quarz, 5,5/6,5 % Olivin-Pseudomorphosen, 6,5/4,5 % Orthopyroxen, 13,5/15,5 % Klinopyroxen, 5,5/0 % Hornblende, 3,0/2,5 % Biotit, 3,5/2 % Akzessorien.

Eine weitere Probe enthält 14 % Mesostasis.

Aus dem Mineralbestand ergibt sich:

A:P = 10:90 bzw. 17,5:82,5, Q = 4 bzw. 8, FZ = 42 bzw. 31.

Nach der chemischen Analyse der ersten Probe errechnet sich:

A:P = 9:91, Q = 8, FZ = 28.

Haupteigenschaft der Palatinite ist ihre körnige, vollkristalline Struktur und ihr basischer Chemismus (basischer Andesit).

THOLEYITE

Tholeyite bilden bevorzugt Lagergänge in den Lebacher und Tholeyer Schichten. Die wichtigsten Vorkommen sind die von Tholey, Steinbach, Dautweiler, Furschweiler und Grügelborn. Am besten untersucht ist die Typlokalität, nämlich der Schaumberg bei Tholey (JUNG 1958).

Der Schaumberg stellt den nordöstlichen Teil eines Lagergangs (= Sills) dar, der konkordant in die Lebacher Schichten (= mittleres Unterrotliegendes) eingeschoben ist. In Richtung des Streichens, d.h. von SW nach NE, beträgt die räumliche Erstreckung des Lagers über 10 km, und es fällt mit etwa 10^0 nach NW ein. Die mittlere Mächtigkeit beträgt rund 50 m, sie sinkt an den Enden auf 20 m. Im Bereich des Schaumbergs erreicht der Tholeyit-Gang seine maximale Mächtigkeit von über 200 m. Der liegende Kontakt mit dem Sediment ist völlig konkordant, der hangende ist nach oben ausgewölbt. Die Kontaktwirkung geht i.a. über das Stadium der leichten Frittung nicht hinaus, nur an einzelnen Stellen am unmittelbaren hangenden Kontakt sind hornfelsartige Gesteine als Zeugen kontaktmetamorpher Beeinflussung nachgewiesen.

Das frische Gestein ist schwach grünlichgrau und wird bei fortschreitender Verwitterung schnell schmutzig-braun. Es ist fein- bis mittelkörnig, zäh und hat unregelmäßige Bruchflächen. Die Absonderung ist grob quaderförmig bis blockig, durch Verwitterung entstehen konzentrisch-schalige Verwitterungskugeln.

Nach JUNG (1958) ist die Schaumbergintrusion in ihrem mächtigsten Teil infolge einer während der Kristallisation stattgefundenen Kristallisationsdifferentiation und gleichzeitigen Schweresonderung und Absäigerung der Plagioklase sehr stark differenziert, wobei die Variation der Hauptgesteinstypen von basaltischer bis latitischer Zusammensetzung reicht. Diffus begrenzte Schlieren der Restschmelze haben syenitaplitischen Charakter. Es ist deshalb nicht möglich, das Gestein anhand einer einzigen Probe zu beschreiben.

Die Strukturen reichen von ophitisch bis intersertal oder auch intergranular (im liegenden und mittleren Teil) über pseudoporphyrische Strukturen mit Kristallgruppen in einer "Pseudogrundmasse" aus Mesostasis (im hangenden Teil) bis hin zu echt porphyrischen Strukturen in Salbandzonen.

Für den Mineralbestand konnte JUNG (1958) zwar einen mittleren Modus aufstellen mit

44,0 %	Plagioklas (An 22-71, Mittel 49 %)
16,5 %	Pyroxen (diops. Augit, selten Bronzit)
3,0 %	Olivin (fehlt in der Mitte, Iddingsit)
5,0 %	Akzessorien (Apatit, Magnetit, Ilmenit)
31,5 %	Mesostasis,

jedoch reicht die Variation bei Plagioklas von 34-66,5 %, bei Pyroxen von 5,5 bis 19,5 %, bei Olivin von 0-12,5 % und bei Mesostasis von 7 bis 45,5 %. Dazu kommen Hornblende (im mittleren Teil) und Sekundärbildungen wie Iddingsit, Chlorit, Chaledon und Karbonat und als wichtigster Anteil der Mesostasis Quarz und Alkalifeldspat. Entsprechend ist auch keine allgemeingültige Angabe von A:P, Q und FZ möglich.

INTRUSIVE ANDESITE

Andesitische Ganggesteine sind in Form von kleinen Vorkommen weit

verbreitet. Sie kommen besonders im Westteil des betrachteten Gebietes vor, wo sie z.T. große Mächtigkeiten erreichen. Stellvertretend für die vielen kleinen Vorkommen sei hier die Intrusion von Kastel behandelt (Steinbruch Klopberg) mit nur etwa 350 m Durchmesser.

Der Gesteinskörper ist in sich inhomogen: Teile, besonders in der Hangendzone, sind stark zersetzt und tektonisch zerrüttet; außerdem kommen einige Sedimentschollen und eine Zone mit sulfidischer Vererzung vor. Zum Zeitpunkt der Probenahme wurde an der südlichen Abbaufrent ein hartes, gut erhaltenes Gestein abgebaut.

Makroskopisch: Feinschuppig bis dicht, dunkelgrau, mit einzelnen hellen Adern und frei von erkennbaren Einsprenglingen.

Struktur: Serialporphyrisch mit wenigen kleinen Einsprenglingen in einer pilotaxitischen bis hyalopilitischen Grundmasse; andere Varietäten besitzen eine intersertale Grundmasse.

Einsprenglinge: 5 % Augit (maximal 0,5 mm groß, frisch) und 3 % Pseudomorphosen nach Olivin (max. 0,8 mm).

Grundmasse: 31 % Plagioklas (um 0,1 mm), 18 % Alkalifeldspat (teils idiomorph, teils Zwickel ausfüllend, um 0,2 mm), 17 % Pseudomorphosen nach Orthopyroxen, 8 % Augit (kleiner als 0,1 mm), 4 % Erz und 12 % Mesostasis. Als wichtigste Sekundärbildung sind 2 % Calcit auf Rissen zu erwähnen. Andere Proben zeigen mehr Umwandlungsprodukte: u.a. mehr Calcit, Phyllosilikate und Zersetzung der Plagioklase.

A:P = 70:30, Q = 14, FZ = 30.

Nach dem Verhältnis Alkalifeldspat:Plagioklas von 40:60 und dem Fehlen von freiem Quarz im Modalbestand kommt dem Gestein der Name Latit zu; die normative Verrechnung einer chemischen Analyse ergab als Folge des extrem niedrigen CaO-Gehaltes sogar noch mehr Alkalifeldspat (siehe oben), was den Namen Quarz-Trachyt bedingen würde, jedoch ist bei Resultaten aus nur einer Analyse Vorsicht geboten. Außerdem weisen der modal vorhandene Olivin und der hohe Gehalt an dunklen Mineralien (37 %) auf eine ursprünglich basischere Zusammensetzung hin.

Zwischen Steinbach und Gresaubach (N Lebach) liegt ein in die Tholeyer Schichten (ru 3) eingedrungener Lagergang mit flachem, nordwestlichen Einfallen und von 60-80 m maximaler Mächtigkeit, der einen rundlichen Ausbiß von etwa 3x2 km² bildet. Der Beprobungsort, ein Steinbruch, liegt etwa in der Mitte der Südseite. Im Bruch sind viele vertikale Klüfte zu erkennen, die nach ihrem Chlorit-Besteg vermutlich Abkühlungsklüfte sind und z.T. als Wegsamkeit für Schalenverwitterung und örtliche Oxidation dienen. Tektonische Klüfte und Störzonen weisen weitere Mineralisationen auf. Die Absonderung ist im unteren Teil säulig, oben plattig. Diese Zweiteilung wiederholt sich in der petrographischen Beschaffenheit:

Eine Probe aus dem unteren, säuligen Bereich erwies sich als deutlich porphyrischer Pyroxenandesit.

Einsprenglinge: Etwa 10 % Klinopyroxen (Augit, bis 2 mm), knapp 5 % Orthopyroxen und Spuren von Plagioklas.

Grundmasse: Intersertal (sperrig) aus etwa 30 % Plagioklas (um 0,1 mm), knapp 10 % Klinopyroxen, 5 % Erz und Mesostasis.

Material der oberen Zone:

Makroskopisch: plattig, dunkelgrau, feinschuppig und frei von Einsprenglingen. Andere Varietäten bis 10 % Augit-Einsprenglinge oder als Sonderfall bis zu 2,5 mm große, grüne poikilitische Glimmer.

Struktur: (an einem frischen Stück aus der Förderung) sehr einsprenglingsarm, fein intersertal.

Einsprenglinge: 5 % Olivin-Pseudomorphosen (um 0,5 mm).

Grundmasse: 39 % Plagioklas-Leisten (um 0,2 mm lang), 12 % Feldspat in Zwickeln des sperrigen Gefüges, 14 % Augit-Körnchen, 10 % Orthopyroxen (z.T. umgewandelt in Phyllosilikate), 4 % Erz, 3 % Chlorit in feinsten Aggregaten, 2 % Karbonat und 11 % Mesostasis (z.T. noch als Glas). Freier Quarz war nicht zu erkennen.

A:P = 17:83, Q = 6, FZ = 32.

Dieses Gestein aus dem oberen Bereich leitet in Mineralbestand und Struktur zu den nach NE anschließenden Intrusionen von Scheuern und Dörsdorf über, die von JUNG (1958, 1970) als doleritischer Olivinbasalt beschrieben wurde.

Makroskopisch: Dunkelgrau und dicht mit gelegentlich einzelnen Mandeln.

Struktur: Porphyrisch mit intersertaler bis ophitischer (doleritischer) Grundmasse.

Einsprenglinge: 9,5-17 % Olivin (idiomorph, nur auf Rissen serpentinisiert).

Grundmasse: 39-52 % Plagioklas (Labrador bis Andesin, sperrig angeordnet), 13,5-19 % Klinopyroxen (oft als Zwickelfüllung), 21,5-29 % Mesostasis (incl. Akzessorien, glasig).

Die modale FZ liegt zwischen 29 und 37, rechnerisch ergibt sich A:P = 9:91, Q = 1, FZ = 39,5 (Analyse JUNG).

Nach den aktuellen Nomenklaturregeln handelt es sich bei dem analysierten Gestein mit SiO_2 kleiner als 52 % um einen Basalt, und zwar wegen der FZ kleiner als 40 um Leukobasalt. Er wird hier trotzdem mit den intrusiven Andesiten abgehandelt, weil ein Zusammenhang mit den zuvor beschriebenen Andesiten anzunehmen ist.

Im Steinbruch am Großen Horst bei Michelbach wird die wohl mächtigste permische Intrusion (abgesehen von den Rhyolithen) des Saarlandes abgebaut, ein Gesteinskörper von mindestens 3 km Länge und etwa 1,5 km Breite und einer bekannten Mächtigkeit von der Talsohle bis zum Gipfel von etwa 170 m, wobei ein Fortsetzen nach der Tiefe zu vermuten ist. Im Steinbruch selbst ist auf 7 Sohlen eine Gesamthöhe von etwa 115 m aufgeschlossen. Hier erweist sich der Gesteinskörper als inhomogen bei geringen petrographischen Unterschieden ohne klare Abgrenzung der einzelnen Bereiche voneinander. Nur eine deutliche Unterteilung ist zu erkennen: eine senkrecht stehende diagonale Störzone, die den Bruch in einen Nord- und einen Südteil unterteilt. Beide Teile unterscheiden sich in ihrem Erhaltungszustand und ihrem mechanischen Verhalten: Das Material des Nordteils ist frischer und spröde, das des Südteils stärker umgewandelt und zäh.

Um der Variabilität gerecht zu werden, wurden sechs Handstücke von der 4. und 7. Sohle (etwa + 300 m und + 360 m) entnommen und mikroskopisch bearbeitet. Bei einiger Vereinfachung konnten sie 2 charakteristischen Haupttypen zugeordnet werden.

Als repräsentativ für das Material des Nordteils wurde eine Probe von der 4. Sohle ausgewählt:

Makroskopisch: Bräunlichgrau mit splittrigem Bruch und vielen kleinen weißen Einsprenglingen neben wenigen braunen Tupfen.

Struktur: Einsprenglingsarm serial-porphyrisch mit pilotaxitischer (fließgeregelter) Grundmasse.

Einsprenglinge: 3,5 % Plagioklas (max. 2 mm groß, zersetzt) und 1 % Pseudomorphosen von Erz und Phyllosilikaten nach Hornblende.

Grundmasse: Plagioklasleistchen (um 0,1 mm lang), Phyllosilikate, Erz, Biotit und zersetzte Mesostasis mit feinverteiltem Quarz.

Die für den Südteil repräsentative Probe entstammt auch der 4. Sohle:

Makroskopisch: Grau mit rotbraunen Flecken und einzelnen Einsprenglingen (farblos, grün und braun, bis max. 4 mm).

Struktur: Serialporphyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse und einzelnen Miarolen (Mikromandeln).

Einsprenglinge: 9 % Plagioklas (max. 1,5 mm lang, fleckig zersetzt mit Neubildung von Karbonat), 4 % Pseudomorphosen nach Orthopyroxen (max. 3 mm, aus Phyllosilikaten, Karbonat und Erz), 2 % Pseudomorphosen nach Hornblende (Erz mit Phyllosilikaten).

Grundmasse: Plagioklas (um 0,2 mm lang), Erz, Pseudomorphosen nach Pyroxen, etwas Biotit und feinstkörnige Mesostasis mit Feldspat, Quarz und Erzstaub.

Nach dem modalen Mineralbestand handelt es sich um Hornblende-Phänoandesit. Die Verrechnung einer Analyse (JUNG 1970, MIHM 1970) ergab einen normativen Rhyodazit:

A:P = 38:62, Q = 24, FZ = 21.

Ein rechnerischer Aluminium- und Kieselsäureüberschuß bei geringem CaO-Wert weisen jedoch auf einen Verlust an Kalzium hin, wie er durchaus bei der autohydrothermalen Umwandlung denkbar ist. Mit den bisher vorliegenden Resultaten ist der wissenschaftliche Gesteinsname nicht exakt festzulegen, jedoch würde eine Berücksichtigung des angenommenen Kalzium-Verlustes zu einem ausgewogenen normativen Mineralbestand führen, der den Namen Latiandesit nach der älteren Nomenklatur oder nach der aktuellen den Namen Andesit rechtfertigt. Ein etwas abweichendes Rechenverfahren (JUNG 1970) ergab ebenfalls Latiandesit.

Ähnliche intrusive Andesite sind aus der streichenden Verlängerung nach WSW beschrieben (MIHM 1970), einerseits Pyroxen-Andesite als Intrusion u.a. vom Lochberg SSW Düppenweiler oder bei Oppen. Hier treten die Hornblende-Einsprenglinge bis auf Spuren zurück. Andererseits kommen hornblendereichere Typen vor wie der hornblendeführende Andesit am Binscheid 2,5 km NW Düppenweiler.

Makroskopisch: Dunkel graubraun mit weißlichen, braunen und grünen Einsprenglingen und meistens dünnplattig abgesondert.

Struktur: Porphyrisch mit pilotaxitischer Grundmasse.

Einsprenglinge: 6 % Plagioklas (um 1 mm, fleckig zersetzt), 4 % Pseudomorphosen nach Hornblende (bis 2 mm lang, säulig, mit diffusen Erzsäumen und Kernen aus Phyllosilikaten), 0,5 % Pseudomorphosen nach Orthopyroxen (Viridit).

Grundmasse: 32 % Plagioklas (um 0,3 mm), 13 % viridische Pseudomorphosen nach Pyroxen, 3,5 % Quarz, 7 % Erz und 34 % Mesostasis (mit Erzstaub, Akzessorien und etwas Biotit).

LATITE

Die hornblendeführenden Andesite leiten zu der Gruppe der intrusiven Latite über, die in zwei Gesteinstypen im Bereich des Meßtischblattes Reimsbach, also in der Nachbarschaft der zuletzt beschriebenen Gesteine nachgewiesen sind (MIHM 1970):

Hornblendeführender Latit

Hiervon sind zwei kleine Vorkommen 1-2 km W Schmelz bekannt.

Makroskopisch: Hellrötlich grau bis fleischfarben mit vielen hellen Einsprenglingen, grobprismatisch abgesondert, zu unregelmäßigen Polygonen zerfallend.

Struktur: Porphyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse.

Einsprenglinge: 8 % Alkalifeldspat (um 0,3 mm, fleckig zersetzt), 3 % Hornblende-Pseudomorphosen (bis 3 mm, Konturen und Spaltbarkeit durch Erzsäume nachgezeichnet).

Grundmasse: 26 % Plagioklas, 4 % viridische Pseudomorphosen, 6 % Erz und 53 % Mesostasis.

Andesin-Latit

Dieses Gestein tritt im Raum Düppenweiler einerseits im Ostteil des Rhyoliths vom Weltersberg und andererseits in einem Wasserriß 1,5 km SW Düppenweiler auf.

Makroskopisch: Dunkelgrau bis rotbraun, kaum Einsprenglinge, gelegentlich eine deutliche Paralleltexur.

Struktur: Schwach porphyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse.

Einsprenglinge: 3,5 % Plagioklas (zwei Generationen, die erste um 1,5 mm, die zweite um 0,5 mm, Andesin), Spuren von viridischen Pseudomorphosen (nach Pyroxen ?).

Grundmasse: 39 % Plagioklas, 3 % viridische Pseudomorphosen, 2,5 % Quarz (z.T. in "Nestern"), 2 % Erz, 10 % Karbonat (sekundär) und 50 % Mesostasis.

Die Verrechnung einer chemischen Analyse an nicht ganz frischem Material ergab: A:P = 45:55, Q = 17, FZ = 15, also Latit.

SONDERGESTEINE

Als Sondergestein ist die Orthophyr-Intrusion von Baumholder aufzufassen. Seine genaue systematische Stellung kann nicht ermittelt werden, da kein hinreichend frisches Gestein vorhanden ist. HELLMERS (1930) stellt ihn in eine Gruppe mit den obigen Latiten, faßt ihn aber als "Fortsetzung dieser Differentiationsrichtung auf das Quarz-Feldspat-Eutektikum" auf und beschreibt ihn als "stark zersetztes Gestein, bei dem auch der Plagioklas größtenteils durch Orthoklas ersetzt ist."

TRÖGER (1954) gibt einen berechneten Mineralbestand an, aus dem sich A:P = 68:32, Q = 17 und FZ = 7 ergibt, also Quarz-Trachyt, wobei er aber selbst den Wert der Analyse in Frage stellt. Diese Intrusion hat nach SCHRÖDER (1951) die Lavenserie zu einer Kuppel hochgewölbt und starke hydrothermale Umwandlungen darin verursacht.

Ein weiteres Sondergestein ist der Weißelbergit von Oberkirchen. Nach BRITZ (1953) handelt es sich um den freigelegten Schlot eines Einzelvulkans. Das Gestein ist extrem glasreich mit gruppierten Einsprenglingen. JUNG (1970) zitiert nach TRÖGER (1935) folgenden Mineralbestand:

Einsprenglinge: 12 % Plagioklas (Labrador), 4 % Pyroxen.

Grundmasse: 9 % Plagioklas (Andesin), 7 % Pyroxen, 1 % Erz und Apatit und 66 % Glas.

Aus dem von JUNG angegebenen berechneten Mineralbestand ergibt sich mit der hier angewandten Methode

A:P = 34:66, Q = 25, FZ = 15, also Dazit.

Andere berechnete Mineralbestände ergeben

A:P = 17:83, Q = 26, FZ = 14 oder

A:P = 10:90, Q = 25, FZ = 20, jedenfalls immer Dazit.

KUSELITE

(von Jürgen Legrum)

Als Kuselit wird nach heutiger Nomenklatur eine Gruppe in ihrer Zusammensetzung und ihrem Aussehen sehr variabler Intrusivgesteine des Rotliegenden bezeichnet. Diese nur im Saar-Nahe-Gebiet ausführlich beschriebenen Gesteine wurden im 19. und zu Anfang des 20. Jahrhunderts von ihren Bearbeitern sehr unterschiedlich benannt:

GÜMBEL (1865)	Syenitischer Melaphyr
LEPPLA (1882)	Diabasporphyrit
ROSENBUSCH (1887)	"Cuselit"
	= Diabasporphyritischer Augitporphyrit
LOSSEN (1889)	Glimmerarmer Augitkersantit
ROSENBUSCH (1907)	Minette- u. kersantitähnliche Ganggesteine
SCHUSTER & SCHWAGER (1910)	Augitkeratophyr

Kuselite sind immer subvulkanische Intrusivgesteine, das heißt das Magma drang nicht bis zur Erdoberfläche vor, sondern blieb in relativ seichten Teufen in der Sedimentbedeckung stecken. Man kann zwei verschiedene Arten des Auftretens unterscheiden:

1. Lagergänge von unterschiedlicher Mächtigkeit mit keiner oder nur sehr geringer Abweichung von der Schichtkonkordanz (zum Beispiel Herchweiler, Marpingen),
2. Echt diskordante, meist relativ steilstehende Platten (zum Beispiel Rammelsbach/Pfalz).

Eine erste ausführliche mikroskopische Beschreibung der Kuselite erfolgte durch I.KOCH (1938). Danach erscheinen die Kuselite unter dem Mikroskop durchweg als porphyrische Gesteine mit holokristalliner, mittel- bis feinkörniger, z.T. dichter Grundmasse und mit bis zu 3 mm großen weißen bis rötlichen Einsprenglingsfeldspäten sowie mit grünen bis blaugrünen chloritischen Mineralaggregaten, die Zersetzungsprodukte von ehemals mafischen Mineralien darstellen.

Das typische gemeinsame Merkmal aller Kuselite ist eine bestimmte, für sie charakteristische Umwandlungserscheinung des primären Mineralbestandes, wobei die Mineralvergesellschaftung

saurer Plagioklas + Chlorit +/- Calcit +/- Quarz

die ehemalige Paragenese

basischer Plagioklas + Pyroxen

ersetzt. Demzufolge sind die Plagioklase alle mehr oder weniger albitisiert, die Pyroxene fast alle in Viridit und Calcit umgewandelt und die Erzeinsprenglinge in Anatas, Hämatit und Limonit übergegangen.

Vom Farbeindruck her handelt es sich bei den Kuseliten um leuko- bis mesokrate Gesteine, wobei sich zwei Haupttypen unterscheiden lassen:

1. "Bunte porphyrische Gesteine" mit allen Farbübergängen von rötlich bis blaugrün,
2. "Graue bis graugrüne körnige Gesteine".

Der extreme Farbunterschied bei den "bunten" Gesteinen von rot bis blaugrün beruht auf einer stärkeren Alkalisierung der Einsprenglingsfeldspäte in dem rötlichen Gestein, das außerdem einen etwas höheren Eisengehalt sowie ein etwas höheres Fe_2O_3/FeO - Verhältnis aufweist. Zur bunten Farbgebung tragen außerdem noch rötliche aplitische Schlieren bei. Der blaugrüne Farbton rührt von dem Chlorit her, was auf ehemals pyroxenreiche Gesteine schließen läßt.

Die "grauen bis graugrünen" Gesteine erscheinen im Vergleich dazu we-

sentlich gleichkörniger. Die Einsprenglingsfeldspäte sind als solche erst unter dem Mikroskop erkennbar, sie sind auch kaum getrübt, und der Chlorit ist gleichmäßiger verteilt.

Bei beiden Typen treten bevorzugt zu den Kontaktzonen hin Karbonat-Chlorit-Mandeln und unregelmäßig begrenzte Karbonatbutzen auf.

Der größte Teil der Kuselitvorkommen liegt in der Pfalz, doch die nord-westlichen Ausläufer ihres Verbreitungsgebietes reichen noch weit ins Saarland hinein. Es soll hier auf drei Vorkommen näher eingegangen werden, deren Größe und Aufschlußverhältnisse relativ zuverlässige Aussagen ermöglichen. Es sind dies:

1. das Vorkommen am Weinhansköpfchen bei Marpingen,
2. der Spiemont bei Oberlinweiler,
3. der Steinberg nördlich Herchweiler.

Marpingen

Das Marpinger Intrusivlager steckt leicht diskordant in dem unteren Unterrotliegenden, streicht in etwa E-W - Richtung und fällt flach nach N ein. Das Vorkommen ist von mehreren, kleinen, meist aufgelassenen Steinbrüchen aufgeschlossen. Es steht dort ein graugrüner Kuselit an, der eine grobprismatische bis säulige Absonderung zeigt. Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig mit makroskopisch erkennbaren größeren, grünlichen Flecken und seltenen kleinen rundlichen Amethysten. Vereinzelt treten Hohlraum- und Spaltenfüllungen von Chlorit, Calcit und Quarz auf. Das Gestein ist weitgehend umgewandelt. Neben Resten basischer Plagioklase treten ebenfalls stark chloritisierte Alkalifeldspäte auf. Erz ist zum Teil in Leukoxen übergegangen.

Spiemont

Der in dem im Abbau befindlichen Bruch am E-Fuß des Spiemonts aufgeschlossene Kuselit gehört zu einem E-W streichenden Gesteinszug, der flach nach N einfällt. Bei diesem Gesteinszug handelt es sich um einen Teil eines rund 4 km langen Intrusivkörpers aus zwei Lagergängen, der in seiner räumlichen Erstreckung stärkeren Mächtigkeitsschwankungen unterliegt. Im Bereich des Steinbruchs liegt die saigere Mächtigkeit bei etwa 50 m. Die Intrusion steckt in der Ottweiler Gruppe (= Oberes Karbon) und liegt damit stratigraphisch etwa 1000 m tiefer als das Marpinger Vorkommen. Im mittleren Teil des Bruches ist der sedimentäre Liegendkontakt aufgeschlossen, der kaum Kontaktwirkung erkennen läßt. Der Hauptanteil des Gesteins ist mittelkörnig und zeigt eine grünlichgraue bis grünlichbläuliche Farbe. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als holokristallin mit intersertaler Struktur. Die Plagioklase sind teils frisch, teils in Chlorit und/oder Carbonat umgewandelt. Daneben kommen ebenfalls zersetzte Pyroxene, Quarz und Alkalifeldspat, und als Neben- und Übergemengteile Hornblende, Biotit, Erz und Apatit vor.

Herchweiler

Der Kuselitzug von Herchweiler erstreckt sich mit einigen Unterbrechungen von Seitzweiler bis Pfeffelbach und steckt konkordant im mittleren Unterrotliegenden.

In diesem Gesteinszug treten neben typischen Kuseliten auch "diabasische Gesteine" (LOSSEN, 1892) auf, die mit diesen durch kontinuierliche Übergänge verbunden sind. Diese diabasischen = tholeyitischen Gesteine unterscheiden sich von den Kuseliten in Farbe, Absonderungsform, Chemismus und Mineralbestand. Beide Typen stehen in einem

nicht scharf begrenzten lagigem Verband, wobei KOCH (1938) der Ansicht ist, daß das kuselitische Gestein vorwiegend den liegenden Teil des Lagers bildet, wogegen nach VETTER & JUNG (1971) sowohl der liegende als auch der hangende Teil kuselitischer Natur sind, während im Innern des Lagers diabasisches = tholeyitisches Gestein auftritt. Der Kuselit ist hellgrünlichgrau, mittel- bis feinkörnig und läßt zahlreiche größere und kleinere Feldspäte erkennen.

Durch ihre große Variabilität sind Kuselite petrographisch und petrogenetisch sehr schwer zu erfassen. Die Beobachtungen von JUNG (1970) und VETTER & JUNG (1971) legen den Schluß nahe, daß die Gesteine ihre jetzigen Eigenschaften erst nach ihrer Platznahme erhielten, der Name "Kuselit" zumindest als Magmenbezeichnung keine Berechtigung hat. Vielmehr könnte man die Kuselitisierung als einen Umwandlungsprozeß verschiedener Intrusivgesteine ansehen, der abhängig ist von der Intrusionstiefe, der Mächtigkeit der Intrusion und von dem Chemismus des Ausgangsmagmas. Wie aus den reliktschen Mineralbeständen in einigen Kuseliten geschlossen werden kann, besaß dieses Ausgangsmagma andesitische Zusammensetzung.

Geochemie permischer basischer und intermediärer Vulkanite

Im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsvorhabens der Fachrichtung Mineralogie der Universität des Saarlandes zur Petrographie und Genese der basischen und intermediären Magmatite im westlichen Saar-Nahe-Gebiet wurden bisher die im folgenden dargestellten Ergebnisse erzielt. Die beteiligte Arbeitsgruppe setzt sich zusammen aus Professor Dr. G. Lensch, Dr. A. Mihm, Dr. J. Wannemacher und cand. min. H.-J. Legrum.

Die Haupt- und Spurenelement-Analysen wurden teils auf einem Sequenz-Röntgenspektrometer, teils auf einer Atomabsorptions-Einrichtung ausgeführt. Die Analysenwerte wurden mit Hilfe eines stark verzweigten Rechner-Programms, in das neben der CIPW-Norm etliche andere Rechengänge zur Ermittlung verschiedenster geochemischer Parameter eingebaut sind, umgerechnet. Von den daraus erstellten Diagrammen werden die aussagekräftigsten im folgenden wiedergegeben und diskutiert.

DIAGRAMME AUF BASIS DER HAUPTELEMENTE

Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden meistens zwei Diagramme gleicher Art abgebildet. Ein Diagramm umfaßt Gesteine aus Einzelvorkommen (Ganggesteine und einzelne Ergußgesteine), und zwar in allen Diagrammen mit den gleichen Symbolen, ein weiteres Diagramm gibt die Ergußgesteine aus dem Westteil der Nahemulde wieder, wobei die Symbole nicht verschiedene Gesteinstypen darstellen, sondern den Erhaltungszustand bzw. die Verlässlichkeit der jeweiligen Analyse. Ziel der diagrammatischen Darstellung ist einerseits die Charakterisierung und Klassifikation der Gesteine, andererseits die Diskussion der Sippenzugehörigkeit als wichtiges Kriterium für die Genese der Stammschmelzen. Gerade hierzu, zur Abgrenzung von "tholeiitisch" gegen "kalkalkalin", wurde eine Reihe von verschiedenen Diagrammen entworfen, die z.T. zu widersprüchlichen Resultaten führen und dadurch eine kritische Betrachtung dieser Abgrenzung gestatten. Alle Diagramme, die auf Gew. %-Angaben der Analyse basieren, sind "wasserfrei" gerechnet, d.h. ohne Wasser und CO₂ auf die Summe 100 rückgerechnet. Das Symbol FeO bedeutet Gesamteisen als FeO ausgedrückt.

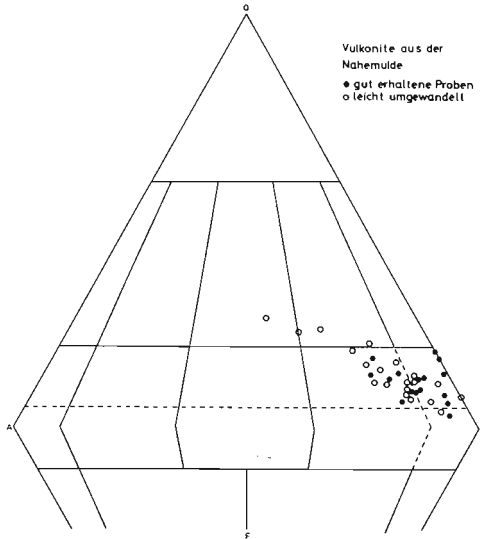
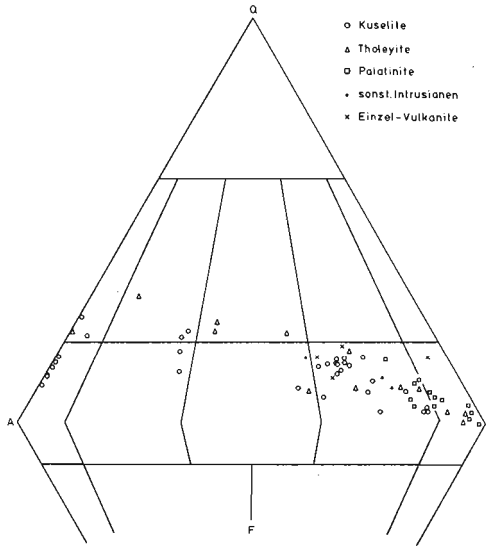


Abb.1 (oben): Nomenklatur-Doppeldreieck Q-A-P-F für die Gesteine aus Einzelvorkommen

Abb.2 (unten): Nomenklatur-Doppeldreieck Q-A-P-F für die Vulkanite aus der Nahemulde

Das Klassifikationsdiagramm Q-A-P-F (Abb.1 u. 2) nach STRECKEISEN (1979) ist aus dem normativen Mineralbestand der CIPW-Norm abgeleitet, von der in zweierlei Hinsicht abgewichen wurde: Einerseits ist in Analysen, bei denen der Fe_2O_3 -Gehalt den Wert (Gew.-% $TiO_2 + 1,5$) übersteigt, das Fe_2O_3 nach einer Empfehlung von IRVINE & BARAGAR (1971) auf eben diesen Wert begrenzt und der Überschuß zu FeO umgerechnet worden; andererseits wurde die Norm auf äquivalenter Basis gerechnet und nicht die bei CIPW üblichen Gew.-% benutzt. Außerdem wurde das Feldspat-Verhältnis A:P mit Hilfe des Feldspat-Nomogramms der RITTMANN-Norm, vulkanische Fazies (RITTMANN 1973), aus den CIPW-Komponenten or, ab und an ermittelt. Dies entspricht den tatsächlichen Gegebenheiten besser als die Gegenüberstellung von or als Alkalifeldspat und (ab + an) als Plagioklas.

In Abb.1 kommt die starke Variation im Chemismus der Einzelvorkommen, besonders der Kuselite und Tholeyite, zum Ausdruck, und zwar wirkt sich hier nicht nur eine Differentiation, sondern auch der Grad der Umwandlung (meist Alkalisierung) aus. Am geschlossensten ist die Gruppe der Palatinite, die mit einem Alkalifeldspat-Anteil am Gesamtfeldspat von weniger als 20 % nur im basischeren Teil des nach STRECKEISEN (1979) erweiterten Andesitfeldes liegen. Die Tholeyite und sonstigen Einzel-Intrusionen und -Vulkanite zeigen einen gemeinsamen Trend mit "normal" ansteigendem normativen Quarzgehalt bei gleichzeitiger Zunahme des Alkalifeldspats, ein Verhalten, wie es durchaus in einer Differentiation zu erwarten ist (Die Gruppe der Tholeyit-Analysen schließt tatsächlich Differentiate, sogar einen Plagioplit ein). Bei den Kuseliten jedoch verläuft in Abb.1 der Trend flach, was eine Alkalizunahme ohne Steigerung des Quarzgehaltes anzeigt.

Im Nomenklatur-Doppeldreieck für die Vulkanite aus dem bearbeiteten Teilbereich der Nahemulde (Abb.2) erscheinen die zweifelhaften Analysen, zu denen ja auch die im Trend am weitesten vorgeschobenen zählen, den anderen gegenüber besonders im Natrium-Gehalt erhöht. Nur muß in diesem Fall davon ausgegangen werden, daß die Hauptursache tatsächlich eine Differentiation ist (siehe auch der steilere Trend-Verlauf), da es sich um Analysen aus einer Lavenserie von basischem Andesit bis zu Dazit handelt.

Daß die untersuchten Gesteine alle SiO_2 -gesättigt sind, also nicht alkalisch, ist schon aus der Lage ihrer Projektionspunkte in der jeweils oberen Hälfte der Doppeldreiecke zu ersehen. Noch deutlicher wird der subalkaline Charakter in den beiden Diagrammen ($Na_2O + K_2O$) gegen SiO_2 (beides "wasserfrei"). Dargestellt sind Kurven zur Abgrenzung von "alkalin" und "subalkalin" nach verschiedenen Autoren: Kurve "I+B" nach IRVINE & BARAGAR (1971), Kurven "sigma = 4" und "sigma = 5" nach RITTMANN (1957) und (nur in Abb.4) die beiden Feldgrenzen nach KUNO (1966), wobei I. den alkalischen Bereich gegen high-alumina-basalt und II. diesen gegen den tholeiitischen Bereich abgrenzt. In Abb.3 übersteigen einige Punkte, und zwar sowohl Kuselite wie auch Palatinite und Tholeyite die Kurve "I+B", bleiben aber mit 2 Ausnahmen unterhalb "sigma = 4". In Abb.4 (Vulkanite) bleiben alle Punkte unterhalb der Kurve "KUNO I"; einige liegen sogar im tholeiitischen Bereich. Der subalkaline Charakter der untersuchten Gesteine dürfte damit hinreichend bewiesen sein.

*) Für Tholeiit im Sinne eines Magma-Stammes wird hier die internationale übliche amerikanische Schreibweise (Doppel-i) gewählt; für das (kalkalkaline!) Gestein von Tholey die deutsche Schreibweise (yi).

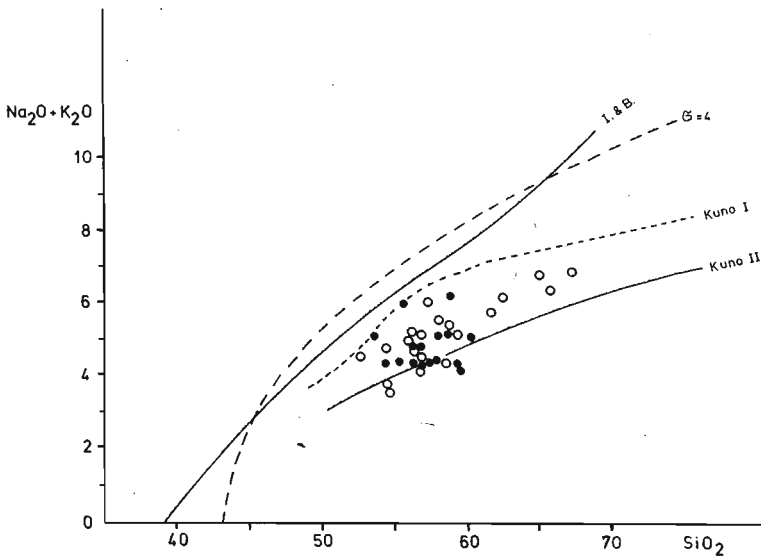
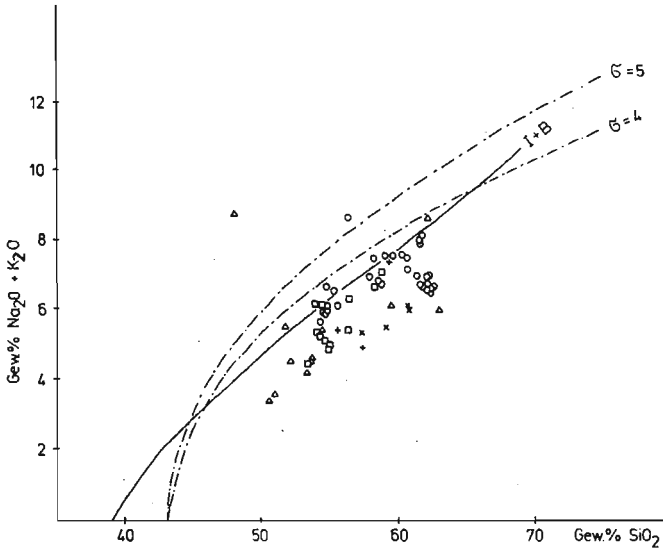


Abb.3 (oben): Diagramm Alkalien gegen SiO_2 , Gew.-% "wasserfrei", für die Gesteine aus Einzelvorkommen (Symbole wie in Abb.1)

Abb.4 (unten): Wie Abb.3, für die Vulkanite aus der Nahemulde (Symbole wie in Abb.2)

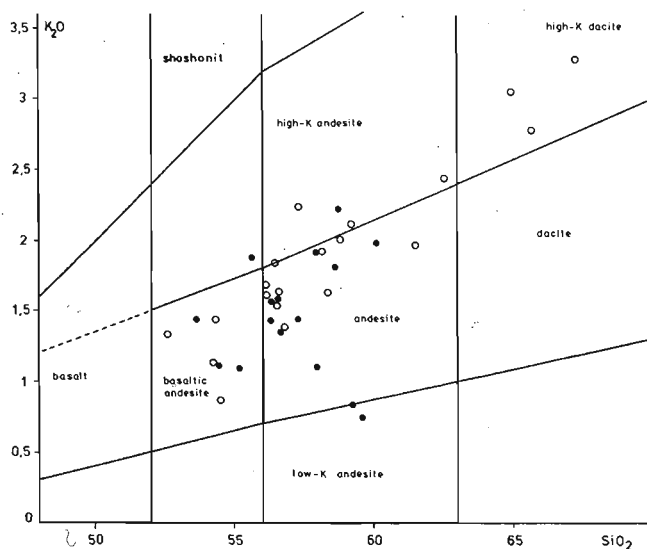
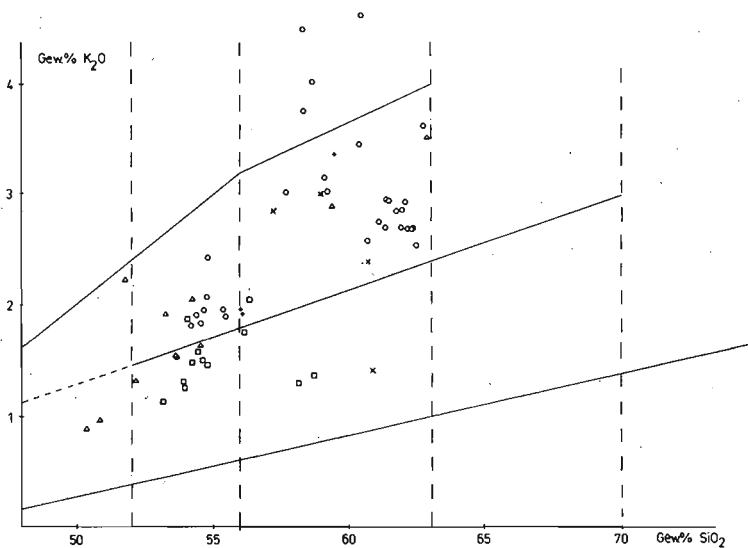


Abb.5 (oben): Diagramm K_2O gegen SiO_2 , Gew.-% "wasserfrei", für die Gesteine aus Einzelvorkommen (Symbole wie in Abb.1)

Abb.6 (unten): Wie Abb.5, für die Vulkanite aus der Nahemulde (Symbole wie in Abb.2)

Das Verhalten des Kaliums wird durch Abb.5 und 6 illustriert. Generell ist eine Tendenz zu erkennen, die steiler verläuft als die eingezeichneten Serien-Grenzen (PECCERILLO & TAYLOR, 1976), wodurch die Gesteine mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt die normale Serie in Richtung "high-K andesite" verlassen und sogar (einige Kuselite) in die shoshonitische Serie eintreten. Auffallend ist der steile Verlauf, den ein Teil der Kuselite in Abb.5 verursacht: Auch hier spiegelt sich eine über das normale hinausgehende Anreicherung an Alkalien wieder, und zwar hier die des Kaliums.

Die schwierigste Abgrenzung ist die zwischen tholeiitisch und kalkalkalin. Bei den Vulkaniten aus der Nahemulde hatten sich schon in Abb.4 tholeiitische Tendenzen gezeigt, und zwar u.a. bei Proben, deren Zustand als gut bis zufriedenstellend bewertet wird. Im F-A-M-Dreieck, das am häufigsten zu dieser Abtrennung benutzt wird, fallen wieder einige der Vulkanite (Abb.8) in den tholeiitischen Bereich, allerdings andere als in Abb.4 (u.a. Andesit der Decke 1 im Profil Birkenfeld). Die Gesteine aus Einzelvorkommen (Abb.7) dagegen sind (mit Ausnahme eines Tholeyits) durchweg kalkalkalin.

Um der Frage der tholeiitischen Anklänge weiter nachzugehen, wurden noch einige Diagramme gezeichnet, die diese Abgrenzung zum Gegenstand haben. In einigen Fällen zeigte sich stark widersprüchliches Verhalten, besonders der als zweifelhaft bezeichneten Analysen. Im Umkehrschluß scheint man sogar aus widersprüchlichem Verhalten, besonders zwischen zwei DE LA ROCHE - Diagrammen, auf die Verlässlichkeit einer Analyse bzw. den Gesteinszustand schließen zu können.

In den Diagrammen nach MIYASHIRO (1973) zeigte sich im Grunde das gleiche Bild: Alle Gesteine aus Einzelvorkommen (Abb.9) erwiesen sich als kalkalkalin, während bei den Vulkaniten (Abb.10) einige zweifelhafte Analysen, aber auch wieder die gut erhaltenen Proben aus Decke 1, in das tholeiitische Feld fielen.

Für die Einzelvorkommen wurde auf weitere Darstellungen verzichtet, für die Vulkanite weitere Bestätigung des tholeiitischen Trends gesucht: Im Diagramm nach GREEN (1973), Abb.11, liegen wieder einige zweifelhafte Analysen, aber auch die der Decke 1, im Thingmuli-Trend (tholeiitisch), und erst wenn man die Felderteilung nach SUBBARAO & CHANDRASEKHARAM (1976) anwendet (gestrichelte Linien), zeigen sich die Analysen der Decke 1 als gerade noch kalkalkalin.

Das letzte der angewandten Hauptelement-Diagramme (Abb.12) baut auf einem wenig bekannten Prinzip auf (de LA ROCHE & LETERRIER, 1973): Aus den Formeln der auf der kritischen Ebene des YODER-Tetraeders liegenden Minerale wird eine Gleichung mit der Summe = 0 aufgestellt, die dann - je nach Zweck in zwei Glieder zerlegt - ein Koordinatensystem mit einer (meist 45° steigenden) Geraden als "Spur der kritischen Ebene", und, je nach Wahl der Koordinaten, die Projektion verschiedener "Betrachtungsrichtungen des YODER-Tetraeders" wiedergibt. Dieses Verfahren ist sehr sensibel und durch seine Wandelbarkeit der jeweiligen Fragestellung anpaßbar.

In Abb.12 nun zeigt sich, wenn auch bei weiterer Auffächerung, wieder die gleiche Erscheinung: die Mehrheit der untersuchten Vulkanite aus der Nahemulde sind eindeutig kalkalkaline Andesite bis Dazite, einige der schon nach mikroskopischem Befund als zweifelhaft eingestuft Proben und wieder die Proben der Decke 1 erweisen sich als tholeiitisch; dazu ein Gestein, das in seinem stratigraphischen Niveau der Decke 1 entspricht und ein weiterer Punkt, der bereits im MIYASHIRO-Diagramm auf der Grenze erschienen war.

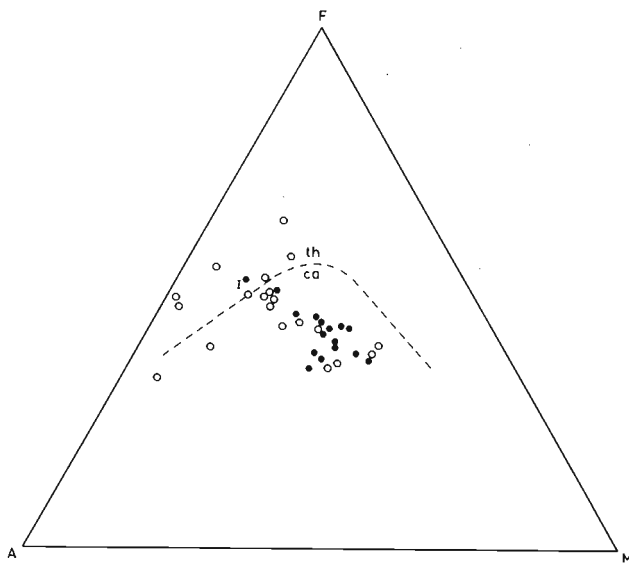
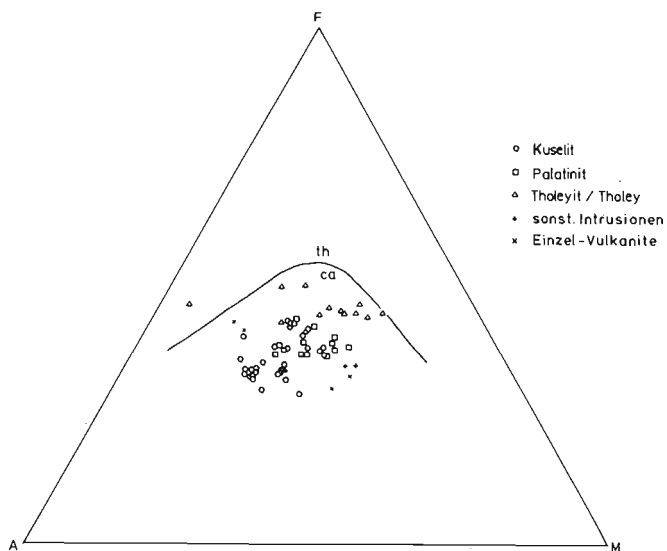


Abb. 7 (oben): Dreiecksdiagramm FeO gesamt - Alkalien - Magnesium für die Gesteine aus Einzelvorkommen (th = tholeiitisch, ca = kalkalkalin)

Abb. 8 (unten): Wie Abb. 7, für die Vulkanite aus der Nahemulde (Symbole wie in Abb. 2)

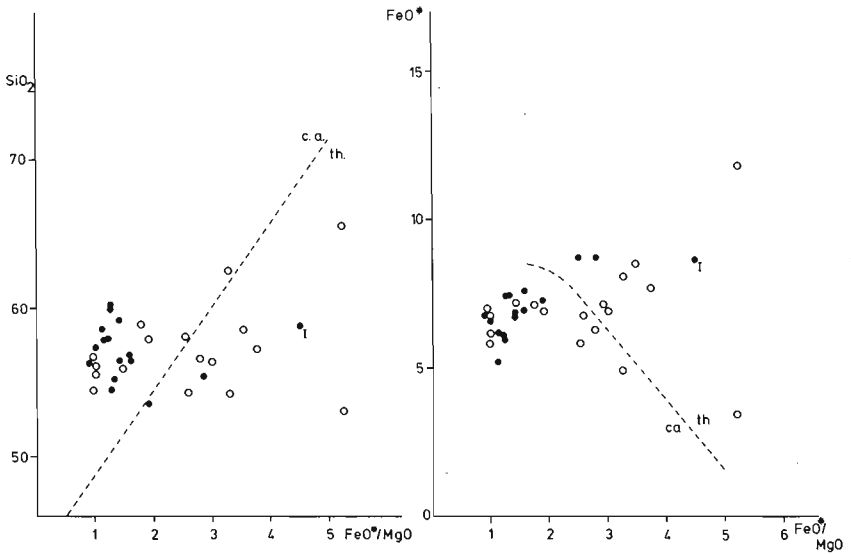
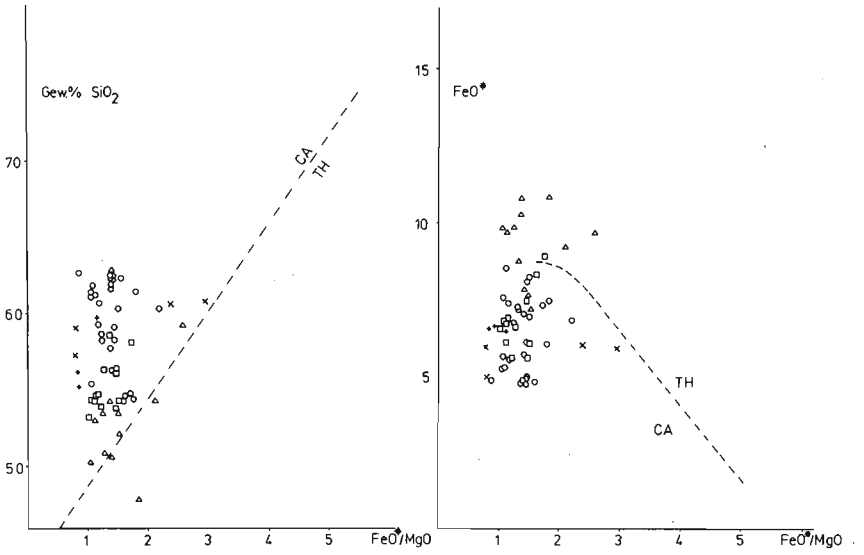


Abb. 9 (oben): Diagramme nach MIYASHIRO (1973) für die Gesteine aus Einzelvorkommen (Symbole wie in Abb.1, TH = tholeiitisch, CA = kalkalkalin)

Abb.10 (unten): Wie Abb.9, für die Vulkanite aus der Nahemulde (Symbole wie in Abb.2)

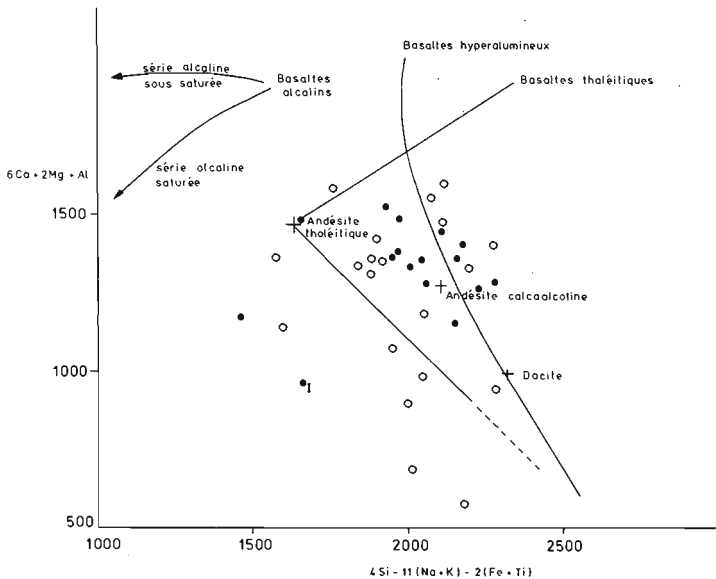
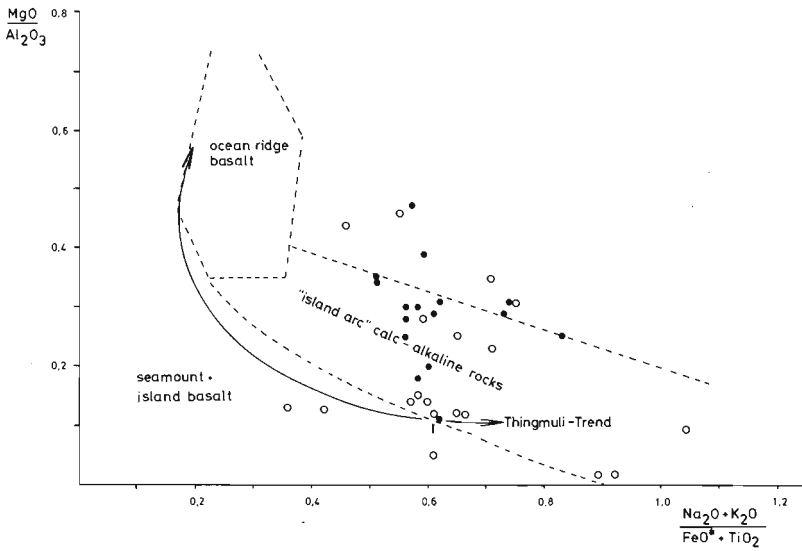


Abb.11 (oben): Diagramm nach GREEN (1973) für die Vulkanite aus der Nahemulde

Abb.12 (unten): Diagramm nach de LA ROCHE & LETERRIER (1973) für die Vulkanite aus der Nahemulde (Symbole wie in Abb.2)

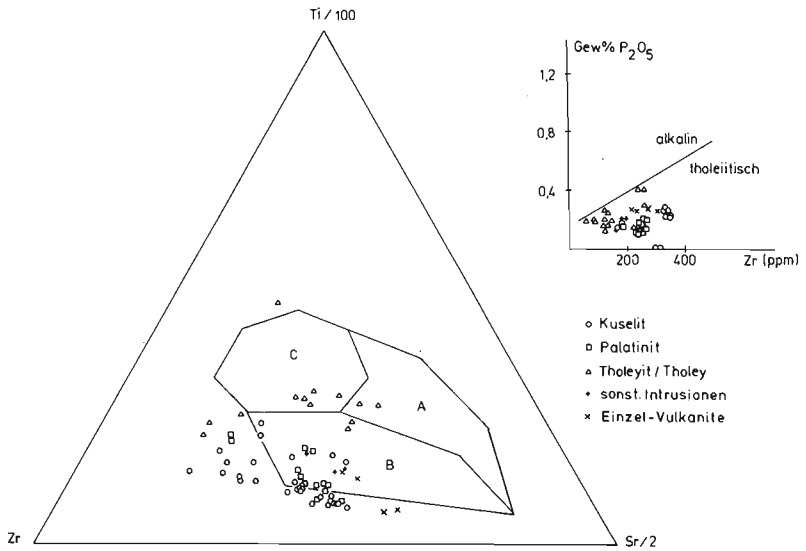
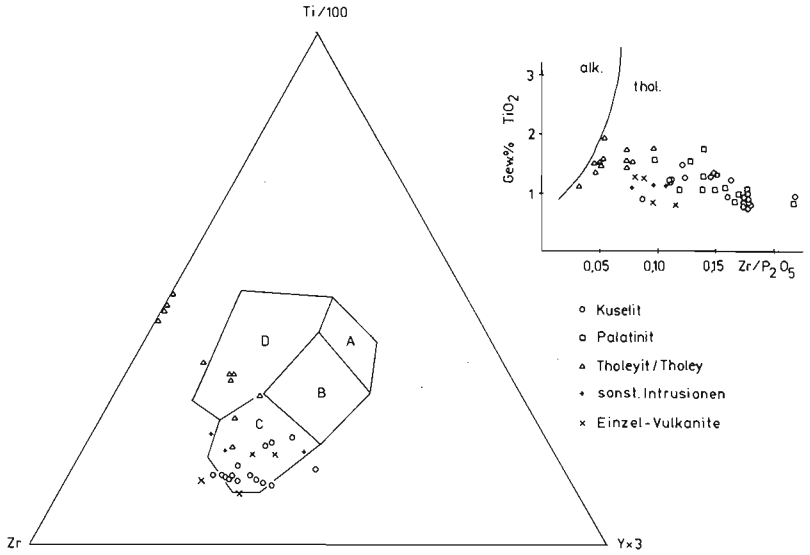


Abb.13: Spurenelement-Diagramme für die Gesteine aus Einzelvorkommen

SPURENELEMENT-DIAGRAMME

Die Spurenelement-Diagramme (Abb.13) für die Gesteine aus Einzelvorkommen (Für die Ergußgesteine der Nahemulde stehen die Spurenelement-Bestimmungen noch aus.) ergeben grundsätzlich das gleiche Bild wie die Hauptelemente: In den Diagrammen TiO_2 gegen Zr/P_{2O_5} und P_{2O_5} gegen Zr (FLOYD & WINCHESTER, 1976) fallen alle Punkte in den als tholeiitisch bezeichneten Bereich (hier synonym für subalkalin); im Dreieck $(Ti/100) - Zr - (Yx3)$ (PEARCE & CANN 1973) sind nur die Felder C (= calc-alkalic) und D (= within-plate basalt) belegt (Verringerte Anzahl von Punkten, weil für die Palatinite und alle Kuselite außer denen von Herchweiler die Yttrium-Bestimmung noch aussteht), dabei Feld D nur mit Tholeyiten.

Im Dreieck $(Ti/100) - Zr - (Sr/2)$ (PEARCE & CANN 1973) schließlich wird wieder vorwiegend das Feld B der calc-alkali basalts belegt; einige Gesteine fallen wegen zu hohen Zr-Gehalts nach links heraus, aber die Tholeyite zeichnen sich fast durchweg durch höhere Ti-Gehalte aus. Dadurch fallen sie in das Feld A (= island arc basalts) und das Feld C (= ocean floor basalts). Dies ist das einzige geochemische Diagramm, in dem bisher der Tholeyit von Tholey auch tholeiitisch erschien.

Die meisten der benutzten Diagramme sind auf die Forschung an Magmen-Stämmen zugeschnitten, was auch aus der Benennung der Felder nach dem modernen ozeanischen Vokabular hervorgeht ("island-arc basalt", "ocean floor basalt" etc.), und implizieren genetische Vorstellungen. Aber auch das tau/sigma-Diagramm (RITTMANN 1973), das ein Feld mit "Mantel-Derivaten" und "kratonischen Basalten" und das andere mit "orogenen Andesiten" und "krustalen Magmen" belegt, verweist die permischen Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes in einen Bildungsbereich, der in dieser geologischen Umgebung nicht zu erwarten wäre und zu Spekulationen über Genese und Geodynamik Anlaß gibt. Derartige Magmen steigen nämlich normalerweise über Subduktionszonen auf, wo durch Plattentektonik ozeanische Kruste "verschluckt" wird. Auf einer kontinentalen Platte wäre eher mit alkalinem Magmatismus zu rechnen.

LITERATURVERZEICHNIS

- BAMBAUER, H.U. (1960): Der permische Vulkanismus in der Nahemulde - I. Lavaserie der Grenzlagergruppe und Magmatitgänge bei Idar-Oberstein - N.Jb.Miner.Abh., 95, 2, 141-199
- BAMBAUER, H.U. (1970): Zur Petrographie der permischen Magmatite im Westteil der Nahemulde - 19. Sonderheft "Der Aufschluß", 67-76, Heidelberg
- BRITZ, K.M. (1953): Der permische Vulkanismus in der Umgebung des Weißelberges - Dissertation, Schriften der Universität des Saarlandes, Saarbrücken
- DUIS, H.D. (1959): Zur Geologie der nordöstlichen Primsmulde - Dissertation, Mainz
- FALKE, H. (1954): Erläuterungen zum stratigraphischen Profil des saarpfälzischen Rotliegenden - Tagungsheft 32. Jahrestagung der DMG in Mainz, 17-19
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements - Earth. Planet. Sci. Lett., 27, 211-218

- GREEN, N.L. (1973): The diagram MgO/Al_2O_3 versus $(Na_2O+K_2O)/(total\ FeO+TiO_2)$: A distinct geochemical separation of the calc-alkaline and tholeiitic rock series - *Canad. Miner.*, 12, 2, 144
- GÜMBEL, C.W. von (1865): *Geognostische Verhältnisse der Pfalz - Bavaria*, 4, 2. Abt.
- HELLMERS, J.M. (1930): *Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets* - *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1929*, Bd. 50, Teil II, 751-795, Berlin
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to chemical classification of the Common Volcanic Rocks - *Canad. J. Earth Sci.*, 8, 523-548
- JUNG, D. (1958): Untersuchungen am Tholeiit von Tholey (Saar) - *Beitr. Miner. Petrogr.*, 6, 147-181
- JUNG, D. (1961): Untersuchungen an Granat in einem Felsitporphyr. Beitrag zur Frage der Herkunft rhyolithischer Schmelzen - *N. Jb. Min., Mh.*, 1-11
- JUNG, D. (1967): Die Mineralassoziationen der Palatinite und ihrer Aplite - *Annales Univ. Sarav., Reihe Math. Nat. Fak.*, H. 5, 1-130, Berlin
- JUNG, D. (1970): Permische Vulkanite im SW-Teil des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes - 19. Sonderheft "Der Aufschluß", 185-201
- JUNG, D. & VINX, R. (1973): Einige Bemerkungen zur Geochemie der Magmatite des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes - *Ann. Sci. Univ. Besancon, Géologie*, 3^e série, fasc. 18, 197-202
- KOCH, I. (1937): Die Kuselite des Saar-Nahe-Gebietes - *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Abt. A*, 73, 419-493
- KUNO, H. (1966): Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs - *Bull. volc.*, 29, 195-222
- LA ROCHE, H. & LETERRIER, J. (1973): Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques - *C.R. Acad. Sci., Paris*, 276, série D, 3115-3118
- LEPPLA, A. (1882): Der Remigiusberg bei Cusel - *Jb. Preuß. Geol. L.-A.*, 2, (1882), Abh., 101-138
- LOSSEN, K.A. (1889): Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenberges bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rothliegenden - *Jb. Kgl. Preuß. geol. L.A. Bergakad.*, (1889), 258-321
- MIHM, A. (1968): Zur Petrographie und Gliederung der permischen Vulkanite zwischen Birkenfeld und der Nahe - *Diss. Saarbrücken*
- MIHM, A. (1970): Die Magmatite im Bereich des Blattes Reimsbach (1:25.000) *Beih. z. Geol. Landesaufnahme d. Saarl.*, Nr. 1, Saarbrücken
- MIHM, A. (1975): Petrographische Beobachtungen an den Vulkaniten im Autobahnaufschluß bei Kastel (Primstal) - *Bergbau in Pfalz, Saarl. u. Lothr., Miner.*, Nr. 10, 89-92, Saarbrücken (U.Müller)
- MIHM, A. (1975): Neue Ergebnisse über das "Grenzlager" östlich Birkenfeld - *Annales Univ. Sarav.*, 12, 20-32, Berlin

- MIYASHIRO, A. (1973): The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc - Earth. Planet. Sci. Lett., 19, 218-224
- MÜLLER, G. (1975): Die obere Eruptivzone des "Grenzlagers" im Autobahnaufschluß bei Kastel (Primstal) - Bergbau P.S.L., Miner., 7, 57-66
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis - Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey - Contrib. Miner. Petrol., 58, 63-81
- RITTMANN, A. (1957): On the serial character of igneous rocks - Egyptian J. Geol., 1, 23-48
- RITTMANN, A. (1973): Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks - Berlin
- ROSENBUSCH, H. (1887): Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, Bd. II, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Aufl., Stuttgart
- ROSENBUSCH, H. (1907): dito, 4. Aufl., Stuttgart
- SCHRÖDER, E. (1952): Vulkanismus und Rotliegendgliederung im Saar-Nahe-Bergland - Z. dt. geol. Ges., 103, 253-263, Hannover
- SCHUSTER, M. (1906): Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayer. Rheinpfalz - Geogn. Jh., 19, 1-70
- SCHUSTER, M. & SCHWAGER, A. (1910): Neue Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayer. Rheinpfalz - Geogn. Jh. 23, 43-59
- SCHWAB, K. (1971): Effusivgesteine. In: Erl. Geol. Karte Rheinl.-Pfalz 1:25.000, Bl. 6410 Kusel, 24-39, Mainz
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks - N. Jb. Miner. Abh., 107, 144-240
- STRECKEISEN, A. (1979): IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks - Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks - N. Jb. Miner. Abh., 134, 1-14
- TRÖGER, W.E. (1954): Die Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes - Tagungsheft 32. Jahrestagung der DMG in Mainz, 21-29
- VETTER, U. & JUNG, D. (1971): Kuselite. In: Erl. Geol. Karte Rheinl.-Pfalz Bl. 6410 Kusel, 42-46
- WALGER, E. (1958): Über die postmagmatischen Umwandlungserscheinungen an den Melaphyren des Pfälzer Berglandes - Dissertation, Freiburg i.Br.

Anschriften der Verfasser:

Dr. Arne Mihm
 Jürgen Legrum
 Fachrichtung 17.2 Mineralogie der Universität des Saarlandes,
 6600 Saarbrücken