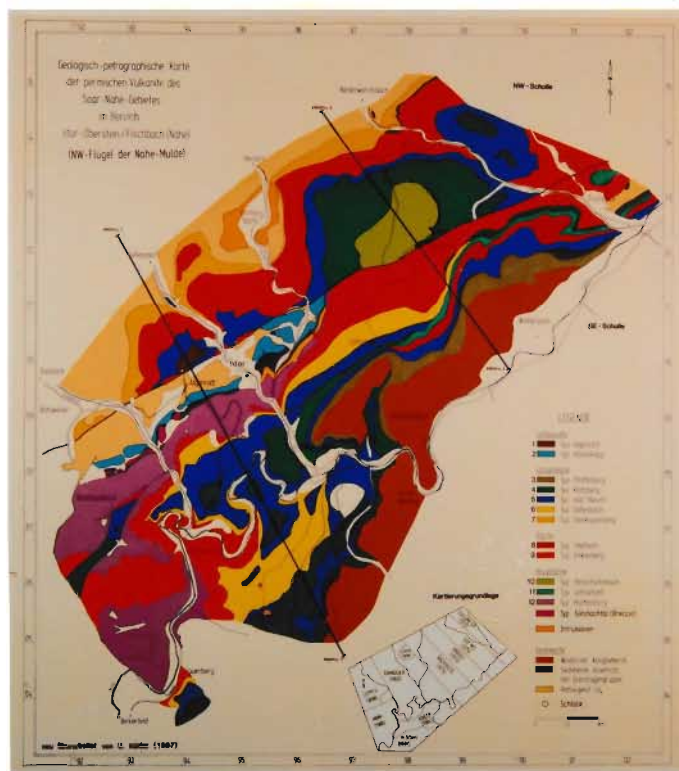


**MINERALOGIE**

**GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER  
PERMISCHEN VULKANITE AUF DEM NW-FLÜGEL  
DER NAHE-MULDE IM BEREICH IDAR-  
OBERSTEIN/FISCHBACH (NAHE)**

Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich Chemie  
der Westfälischen Wilhelms-Universität zu Münster

Vorgelegt von  
Ursel Laarmann geb. Köhler  
aus  
Dortmund  
1988



Dekan: Prof. Dr. Keßler

Erster Referent: Prof. Dr. Bambauer

Zweiter Referent: Prof. Dr. Schwab

Mündliche Prüfung:

Tag der Promotion:

	<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>I-II</b>
	<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>1</b>
<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>3</b>
1.1	Bisherige Arbeiten .....	3
1.2	Aufgabenstellung .....	5
1.3	Geographischer Überblick .....	5
1.4	Geologischer Überblick .....	7
1.5	Tektonik .....	10
1.6	Untersuchungsmethoden .....	12
1.6.1	Probennahme .....	12
1.6.2	Probenvorbereitung .....	13
1.6.3	Untersuchungsverfahren .....	14
1.6.3.1	Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA) .....	14
1.6.3.2	Mikroskopische Untersuchungen .....	15
1.6.4	Rechenprogramme .....	15
<b>2</b>	<b>Geologisch-Petrographische Karte</b> .....	<b>18</b>
2.1	Allgemeiner Teil .....	18
2.2	Fließrichtungen der Vulkanitdecken .....	27
2.3	Dextrale Blattverschiebung an der Hunrücksüdrand-Störung .....	32
2.4	Förderzentren und Art der Ausbreitung der Laven .....	33
<b>3</b>	<b>Petrographie</b> .....	<b>34</b>
3.1	Makroskopischer Teil .....	35
3.1.1	Latibasalt Typ Hasenklopp .....	35
3.1.2	Rhyodacit-Breccie Typ Siesbachtal .....	35
3.1.3	Latiandesit Typ Steinkaulenberg .....	36
3.1.4	Rhyodacit Typ Rilchenberg .....	38
3.1.5	Dacit Typ Finkenberg .....	40
3.1.6	Rhyodacit Typ Göttschied und Dacit Typ Atelbach .....	42
3.1.7	Latiandesit Typ Göttenbach .....	43
3.1.8	Latiandesit Typ Idar (Navit) .....	44
3.1.9	Latibasalt Typ Algenrodt .....	46
3.1.10	Latiandesit Typ Klotzberg .....	46
3.1.11	Latiandesit Typ Pfaffenberg .....	47
3.1.12	Rhyodacit Typ Hintertiefenbach .....	48
3.2	Mikroskopischer Teil .....	53
3.2.1	Latibasalt Typ Hasenklopp .....	53
3.2.2	Latiandesit Typ Steinkaulenberg .....	55
3.2.3	Rhyodacit Typ Rilchenberg .....	57
3.2.4	Dacit Typ Finkenberg .....	58
3.2.5	Rhyodacit Typ Göttschied .....	60
3.2.6	Dacit Typ Atelbach .....	62
3.2.7	Latiandesit Typ Göttenbach .....	63
3.2.8	Latiandesit Typ Idar (Navit) .....	66
3.2.9	Latibasalt Typ Algenrodt .....	68
3.2.10	Latiandesit Typ Klotzberg .....	69
3.2.11	Latiandesit Typ Pfaffenberg .....	71
3.2.12	Rhyodacit Typ Hintertiefenbach .....	73

4	<b>Spezielle Untersuchungen ausgewählter Vulkanit-Decken</b> .....	75
4.1	Dacit Typ Finkenberg .....	75
4.1.1	Feldpetrographischer Teil .....	76
4.1.2	Mikroskopischer Teil .....	76
4.1.3	Geochemischer Teil .....	79
4.2	Latiandesit Typ Steinkaulenberg .....	81
4.2.1	Feldpetrographischer Teil .....	82
4.2.2	Mikroskopischer Teil .....	82
4.2.3	Geochemischer Teil .....	84
5	<b>Diagrammatische Darstellung und Auswertung der Analyseergebnisse</b> .....	86
6	<b>Nomenklatur der untersuchten Gesteine</b> .....	104
6.1	Normberechnung nach Niggli, CIPW und Rittmann .....	105
6.2	Norm nach de la Roche .....	107
6.3	Norm nach Schmitt-Riegraf .....	109
7	<b>Diskussion der Magmengenese der Andesite</b> .....	111
8	<b>Vergleichende geochemische Studien anderer permischer Vulkanitprovinzen Europas</b> .....	119
8.1	Oslo-graben .....	119
8.2	Süden der Deutschen Demokratischen Republik .....	121
8.3	Bozener Vulkanit-Komplex .....	125
8.4	Ungarn .....	126
8.5	Rumänien .....	128
8.6	Polen .....	130
	<b>Anhang</b> .....	133
	<b>Literatur</b> .....	158
	<b>Danksagung</b>	
	<b>Lebenslauf</b>	
	<b>Geologisch-petrographische Karte</b>	
	<b>Geologische Profile</b>	

## Zusammenfassung

Die permischen Vulkanite auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde im Bereich Idar-Oberstein/Fischbach wurden geländepetrographisch, mineralogisch und geochemisch neu untersucht.

- Eine neue, detaillierte, geologisch-petrographische Karte wurde aus den bestehenden Kartierungen dieses Gebietes zusammengestellt, überarbeitet und ergänzt.
- Die von SCHWAB vermutete dextrale Blattverschiebung um 5 bis 8 km an der Hunsrück-Südrand-Störung ist nach eingehender Untersuchung der Kartiererergebnisse nicht belegbar.
- Anhand der Messungen (SCHMITT-RIEGRAF) an Mandeln im Edelsteinbergwerk (Steinkaulenberg) ist eine Förderung der Lava aus Spalten als wahrscheinlich anzunehmen; die Auslängung der Mandeln steht senkrecht zu der Hunsrücksüdrand-Störung.
- Mit der Spaltenförderung ist die Verzahnung der Vulkanit-Decken Typ Idar und Typ Klotzberg nicht zu erklären.
- Die ausgeprägten Mandelsteinzonen einzelner Vulkanit-Decken, sowie die synmagmatische Alteration deuten darauf hin, daß die Lava sehr gasreich gewesen sein muß.
- Die Vulkanit-Decke Typ Finkenberg läßt sich offenbar anhand ihres Mineralbestandes in einzelne Ströme unterteilen.
- Die Gesteins- und Mineralumwandlung lassen sich in eine Deckenabhängige und eine regionale Alteration unterteilen.
- Die Gesteine der Vollmerbacher Intrusion und der Vulkanit-Decke Typ Hintertiefenbach deuten auf eine Kontamination durch Sedimente hin; dies wird durch Quarz-Xenolithe belegt. Ein genetischer Zusammenhang dieser beiden Magmatite ist nicht auszuschließen.

- Eine Unterscheidung der Vulkanit Decken ließe sich auf geochemischem Wege nur dann zufriedenstellend durchführen, wenn ausschließlich frisches Material vorläge. Doch zeigen auch die alterierten Proben im QAPF-Doppeldreieck einen Entwicklungstrend auf.
- Dieser Trend verläuft von sauer nach basisch und deutet auf eine differenzierte Magmenkammer hin, die sich von oben (sauer) nach unten (basisch) fortlaufend geleert hat. Eine rege Schlotförderung über evtl. isolierte Krater hat ebenfalls stattgefunden.
- Nach den Haupt-, Neben- und Spurenelementkonzentrationen der untersuchten Vulkanite handelt es sich um orogene Andesite der kalkalkalinen Reihe.
- Die Nomenklatur der untersuchten Gesteine nach verschiedenen Klassifikationschemata und unterschiedlichen Normberechnungen führte zu relativ einheitlichen Ergebnissen. Größere Abweichungen zeigen sich besonders in den QLM-Diagrammen.
- Die Genese der andesitischen Magmen der Nahe-Mulde läßt sich am sinnvollsten durch das Zwei-Stufen-Modell von GREEN & RINGWOOD erklären.
- Ein Vergleich mit anderen europäischen Vulkanitgebieten, die ebenfalls dem subsequenten Magmatismus der variskischen Orogenese zuzuschreiben sind, führt zu folgendem Ergebnis:  
Es fällt auf, daß sowohl im Gefüge als auch im Chemismus Parallelen zu finden sind; in allen Gebieten fehlt das basische Endglied; innerhalb der Gebiete zeigen die untersuchten Gesteine eine große Variationsbreite im Gefüge und in der Struktur; nicht alle Gebiete weisen eine so ausgeprägte Alteration auf, wie das Nahe-Gebiet; auch die Mandelführung ist in keinem anderen Gebiet so ausgeprägt; einige Gebiete wiesen Ignimbrite auf, die dem Nahe-Gebiet fehlen.

## 1. Einleitung

### 1.1 Bisherige Arbeiten

Das Saar-Nahe-Gebiet und damit auch die Nahe-Mulde wurde erstmalig gegen Ende des letzten Jahrhunderts systematisch im Rahmen umfassend angelegter geologischer Aufnahmen bearbeitet (Abb. 1). Diese Arbeiten fanden in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts ein vorläufiges Ende. In diesem Zeitraum erschienen neben Arbeiten über die bei Idar-Oberstein zu findenden Achate (Nöggenrath 1847) auch geologische Karten (1:25.000) mit Erläuterungen über die permischen Vulkanite und Subvulkanite mit petrographischen Schwerpunkten, die vereinzelt schon mit Analysen kombiniert wurden. (LEPPLA 1893; LESPEYERS 1883; STRENG 1895 und LOSSEN 1884, 1886). Aufgrund der politischen Grenzen von Bayern, Hessen und Preußen und den daraus resultierenden verschiedenen geologischen Landesämtern war die Nomenklatur recht unterschiedlich. Durch spätere Kartierungen und bessere Untersuchungsmöglichkeiten stellte sich heraus, daß viele Bezeichnungen ungenau oder gar falsch gewesen waren. TRÖGER (1954) versuchte erstmals durch eine Gegenüberstellung der verschiedenen Bezeichnungen ein System in die Namensgebung zu bringen.

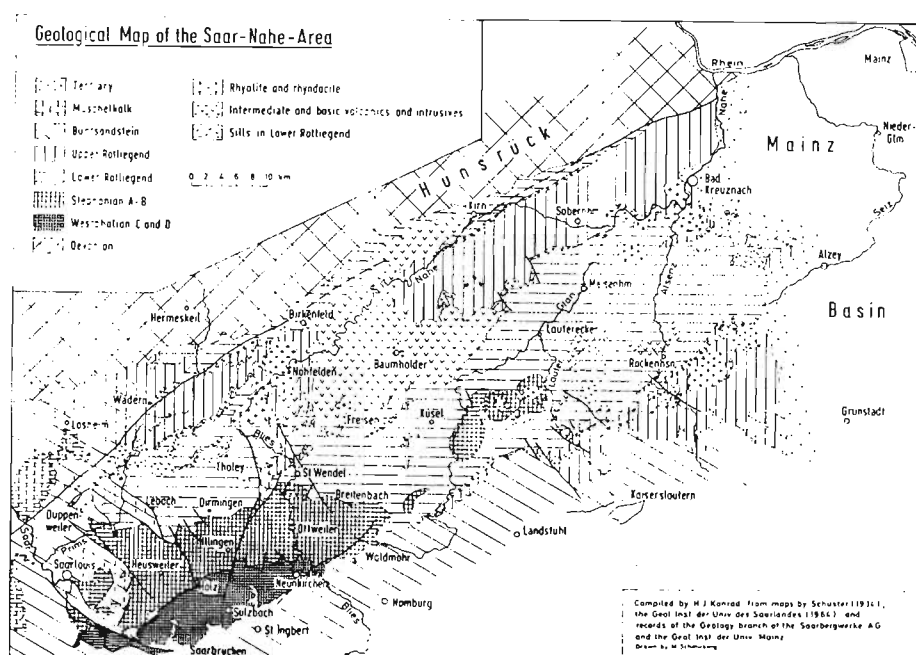


Abb. 1: Geologisch-Petrographische Übersichtskarte der Nahe-Mulde (FALKE 1974: 3).

Die Vulkanite der Nahemulde treten in form des sogenannten Granzlagers in der Grenzlagergruppe auf (vgl. Kapitel 1.4), während die Subvulkanite überwiegend im Liegenden des Grenzlagers aufgedrungen sind.

BAMBAUER (1955, 1957, 1960) führte als erster eine detaillierte Gliederung der Grenzlager-Gruppe nach mikroskopischen und geochemischen Gesichtspunkten über einen Abschnitt der Grenzlager-Gruppe bei Idar-Oberstein durch. Darauf bauen im wesentlichen die später erschienenen petrographischen Arbeiten auf (BACHTADSE 1979; JUNG 1970; KÖHLER 1984; KRÜGER 1979; KRÜMMEL 1979; MIHM 1968, 1970, 1974, 1975, 1982; NEGENDANK 1968; SIEGERS 1967; SCHWAB 1971, 1976; SCHMIDT 1983; STAEGMEIER 1979; STOJADINOVIC 1970).

In der näherer und weiterer Umgebung des Arbeitsgebietes haben unter anderem gearbeitet: ABBASSANI (1979), ABODALO (1978), AHORNER (1963), ATZBACH (1973), BANK & BAMBAUER (1959), GÖPEL (1977), LORENZ (1967, 1971a, 1971b, 1973, 1982) und NICKEL (1977, 1981).

Die Alterationen der Magmatite wurden von folgenden Autoren näher bearbeitet: ARIKAS (1973, 1986), ECKARDT (1971) und WALGER (1958).

Die Tektonik dieses Gebietes untersuchten vor allem FALKE (1964), HEIL (1979), SCHWAB (1981) und MURAWSKI (1975) (vgl. Kapitel 1.3). Die Erdbeben-tätigkeit ist in der Arbeit von AHORNER & MURAWSKI (1975) näher abgehandelt worden.

Im Jahre 1983 wurde eine neu überarbeitete geologische Karte von Rheinland-Pfalz herausgegeben. Sie zeigt allerdings im Unterrotliegenden des Gebiets von BAMBAUER (1960) irrtümlich einen dort nicht existierenden großen Vulkanschlot.



## 1.2 Aufgabenstellung

Betrachtet man die bis heute veröffentlichten Arbeiten über den permischen Vulkanismus des Saar-Nahe-Gebietes, so zeigt sich, daß nicht uneingeschränkt zusammenfügbare Puzzle-Teile vorliegen. Weder die Nomenklatur ist einheitlich noch liegt eine stets vergleichbare Arbeitsweise bei der Untersuchung der Magmatite vor. An das frühere Arbeitsgebiet von BAMBAUER (1960) sowie von KÖHLER (1984) grenzen die Arbeitsgebiete SCHWAB (Mainz/Clausthal) und MIHM (Saarbrücken) im Streichen des Grenzlagers aneinander (vgl. Abb. 4). Um die Kartiergebiete der verschiedenen Arbeitsgruppen zusammenzufügen, eine einheitliche Karte zu erstellen, sowie eine übergreifende petrographische und geochemische Bearbeitung dieses Arealis zu erhalten, wurde das Thema dieser Arbeit gestellt:

*"Geologie und Petrographie der permischen Vulkanite auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde im Bereich Idar-Oberstein/Fischbach (Nahe)."*

## 1.3 Geographischer Überblick

Das bearbeitete Gebiet liegt in Rheinland-Pfalz und stellt einen Ausschnitt des südlich des Hunrück liegenden Nahe-Berglandes dar (Abb. 2). Es wird durch Fischbach im SE, Niederwörresbach im NE, Sonnenberg-Winnenberg im SW und Rötsweller-Nockental im NW begrenzt.

Die für die geologische Karte benötigten Meßtischblätter sind:

Blatt-Nr.	Maßstab
6209 Idar-Oberstein	SE 1:10.000
6209 Idar-Oberstein	NE 1:10.000
6210 Kirn	SW 1:10.000
6210 Kirn	NW 1:10.000
6310 Baumholder	NW 1:10.000
6309 Birkenfeld-E	NE 1:10.000

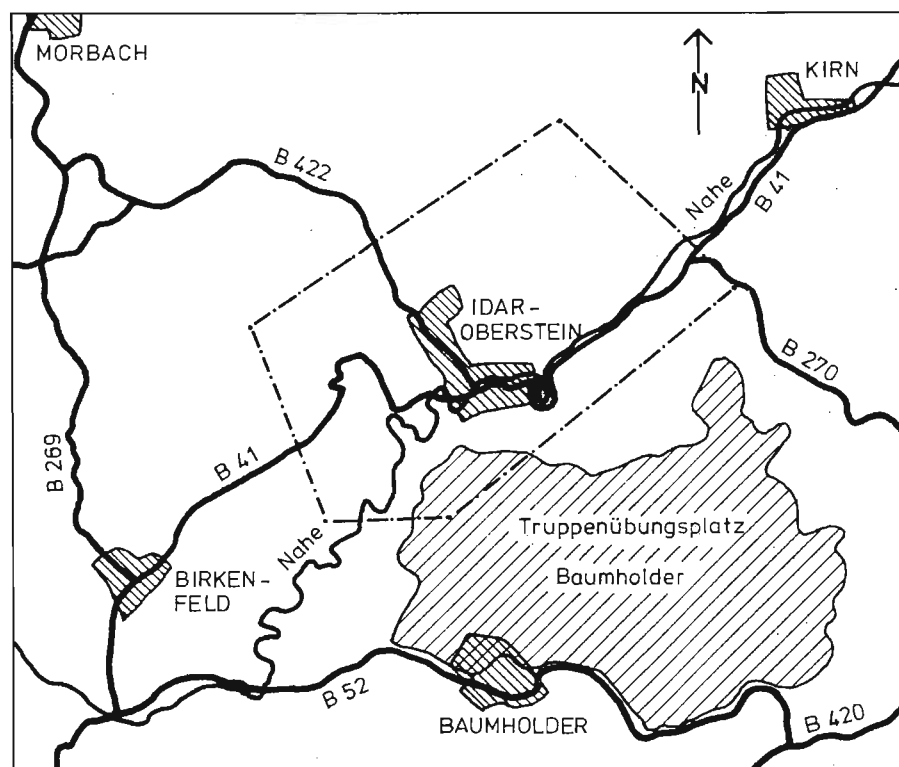


Abb. 2: Geographische Lage des Arbeitsgebietes; der umrandete Bereich entspricht dem bearbeiteten Gebiet.

#### 1.4 Geologischer Überblick

Im Devon trennte die Mitteldeutsche Kristallinzone das Saxothuringikum vom Rhenoherynikum ab. Neben dem Moldanubikum und der Subvariskischen Vortiefe sind dies die GroÙeinheiten des deutschen Variszikums. Die Mitteldeutsche Kristallinzone (MDK) verlief in 50 bis 100 km Breite vom Saarland im SE bis über die Elbe (etwa zwischen Dessau und Torgau) hinaus im NE. Anstelle der ehemaligen Mitteldeutschen Schwelle entwickelte sich im unteren Oberkarbon die Saar-Saale-Senke, eines der intramontanen Becken, die sich im Laufe der variskischen Orogenese herausgebildet haben. Die in dieser Senke während des Oberkarbons abgelagerten Innenmolassen bestehen überwiegend aus rotgefärbten Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen, denen in graugefärbten Partien häufig KohleflöÙe zwischengeschaltet sind. Durch ein allgemein mildes Klima und die zugehörige Fauna wurden die verschiedenen Sedimente charakteristisch geprägt.

Das Stephan geht in der Saar-Nahe-Mulde, dem westlichen Teil der Saar-Saale-Senke, kontinuierlich in das Rotliegende über; weder durch Fossilien noch durch Sedimentationswechsel ist eine Grenze belegt. Das humide Klima des Karbons veränderte sich während des Unter-Rotliegenden zum Ober-Rotliegenden zu einem ariden Klima.

Das Untere Rotliegende ( $ru_1$  und  $ru_2$ ) wird durch die Kuseler- und die Lebacher Gruppe repräsentiert; sie sind bekannt durch ihre vielfältige Fisch- und Amphibienfauna der Lebacher Toneisenstein-Knollen. Das  $ru_3$ , die "Tholey-Gruppe", schließt mit ebenfalls kontinentaler Fazies-Ausbildung das Unter-Rotliegend ab.

Die daraufhin einsetzenden vulkanischen Vorgänge stehen mit tektonischen Bewegungen in engem Zusammenhang (vgl. Kapitel 1.3). Neben Deckenergüssen und subvulkanischen Lakkolithen kam es örtlich zur Bildung kleinerer Lagergänge. Zwischen den einzelnen Paroxysmen kam es zu einer dem ariden, kontinentalen Klima entsprechenden, meist geringen Sedimentation. Die daraus resultierenden Sandsteinhorizonte sind selten aufgeschlossen und im Gelände nur unter günstigen Umständen zu verfolgen. Die Mächtigkeiten dieser Sandsteinhorizonte schwanken zwischen

wenigen Zentimetern und mehreren Dezimetern, selten Metern. Die oben erwähnten Magmatite und die zwischenzeitlich abgelagerten Sedimente bilden die "Grenzlager-Gruppe". FALKE (1974) beschreibt einzelne zwischengeschaltete Tuffe.

Der Ausdruck "Grenzlager" wurde dadurch geprägt, daß die Grenze zwischen  $ro_1$  und  $ro_2$  (oberes Rotliegend =  $ro$ ) mit dem Auftreten des ersten Lavastromes festgelegt worden war. LOSSEN (1886) führte als erster eine Gliederung des Grenzlagers durch. Er unterschied neben der Dach- und Sohlgesteinszone noch die Mittelgesteinszone. Die Grenzen legte er vor allem nach makroskopischen Gesichtspunkten, wie Art der Einsprenglinge und deren Anzahl, fest. FALKE (1954, 1965, 1971, 1974) stellte im Rahmen seiner stratigraphischen Neugliederung fest, daß die Grenze zwischen  $ro_1$  und  $ro_2$  mit dem erstmaligen Auftreten der ariden fanglomeratischen Fazies (Waderner Fazies) beginnt. Diese Grenze liegt etwas weiter im Liegenden des Grenzlagers. FALKE führte in diesem Zusammenhang auch die Umbenennung in die "Grenzlager-Gruppe" durch. Diese Grenzlager-Gruppe umfaßt nun nicht nur wie ursprünglich die Lavadecken, sondern auch noch zugehörige Sedimente im Liegenden (Abb. 3).

Die sich im Hangenden anschließende "Waderner Gruppe" beginnt mit dem "Waderner Konglomerat". Es liegt mit einer örtlich ausgebildeten Winkel-diskordanz der Grenzlager-Gruppe auf. Die Lagerungsverhältnisse deuten auf eine Verstellung der älteren Schichten. Das Massendefizit im Untergrund durch die aufgedrungene Schmelze dürfte daran nicht unbeteiligt gewesen sein (FALKE 1957). Die ENE--WSW verlaufende Saar-Nahe-Mulde wird auf der NNW-Seite durch den Hunsrück, im SSE durch den Pfälzer Sattel begrenzt. Das während der Ablagerung der Grenzlager-Gruppe aufgedrungene Quarzporphyrmassiv Nohfelden teilt sie in die Primsmulde im SW und die Nahe-Mulde im NE. Aufgrund dieser Aufteilung ist die Nahe-Mulde als selbständige geotektonische Einheit zu betrachten.

Teilt man die Schichtabfolgen in grobe Einheiten auf, so bestehen die Flanken der Mulde aus Sedimenten des Unter-Rotliegenden und das Mul-

deninnere aus jenen des Oberrotliegenden. Zwischen beide Einheiten schaltet sich die Grenzlager-Gruppe (ro<sub>1</sub>) ein. In ihrem heutigen morphologischen Bild hebt sie sich an den Rändern der Mulde und in ihrem SW schärfer von ihrer Umgebung ab (FALKE 1957).

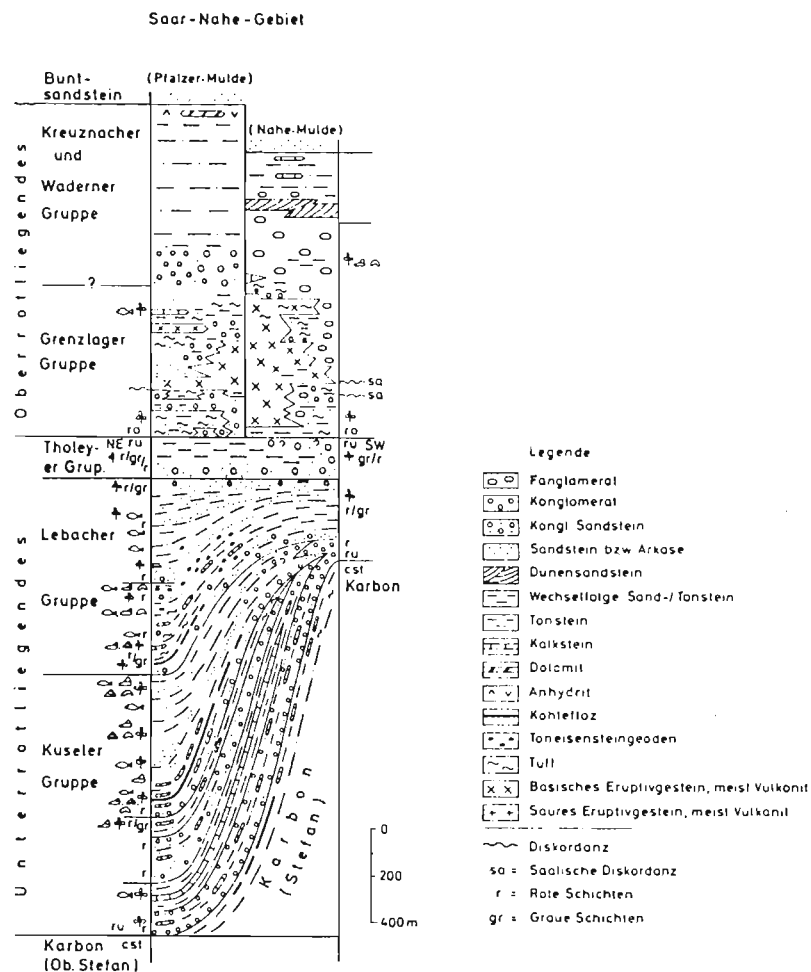


Abb. 3: Schematisches Profil durch das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebiet (FALKE 1974: 180).

## 1.5 Tektonik

Die im Oberdevon angelegte Hunsrück-Südrand-Störung (WEBER 1983) dürfte ihren Ursprung bereits in der nördlichen Flexur der Mitteldeutschen Schwelle gehabt haben. Diese Kristallin-Zone bildete einen nach Süden konvex verlaufenden Höhenzug in der variskischen Geosynklinale. Die Tiefenbohrung "Saar I" wies aufgrund der Faziesausbildung der Gesteine auf Unter- bis Ober-Karbon hin; die marine Sedimentation wurde von festländischer abgelöst (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1981).

Die in nordöstlicher Richtung erfolgte Absenkung der Saar-Nahe-Mulde bedingte eine bis in die heutige Zeit anhaltende Kippung der Mulde nach NE. Dadurch wird auch die Aufschiebung des Saar-Nahe-Gebietes auf den Hunsrück bei Idar-Oberstein und Kirn, sowie die Aufschiebung des Hunsrücks auf das Saar-Nahe-Gebiet bei Wallhausen und Bingen an demselben Lineament erklärt (SCHWAB 1981). Die Mulden-Achse liegt zwischen Kirn und Wallhausen und streicht NW--SE.

Die zu der Zeit des Karbons und des Rotliegenden herrschende Tektonik wird von FALKE (1964) als Bruchfalten-Tektonik bezeichnet. Hierbei unterscheidet er die Elemente der eigentlichen Bruchfaltungs-Tektonik und die der Intrusions-Tektonik. Aufgrund des Ablaufs der tektonischen Ereignisse, aus dem hervorgeht, daß die tektonischen Groseinheiten des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet nicht in einem Akt, sondern während eines kontinuierlichen Vorganges entstanden sind, kann nicht von einer saalischen und pfälzischen Phase gesprochen werden, sondern schlechthin von "saalischen Bewegungen".

Als Groseinheit unterscheidet FALKE "von NW nach SE folgende, NE--SW verlaufende Einheiten: 1. Prims- und Nahe-Mulde, 2. den Saarbrücker Sattel mit seiner nordöstlichen Fortsetzung als Pfälzer Sattel, 3. die sogenannte Vorhaardt-Mulde."

Im Rahmen des DFG-Unternehmens "Geotraverse durch das Rheinische Schiefergebirge" wurde auch die Hunsrück-Südrandstörung näher untersucht. Die wesentlichen Ergebnisse faßt MURAWSKY (1975: 49) wie folgt zusammen:

- "1. Die Hunsrück-Südrandstörung ist eine "Tiefenstörung". Sie reicht bis unter die Moho und versetzt diese mit einem Betrag von mindestens 2 km.
2. die Störung hat die Form eines listrischen Flächenbündels. Sie steht nahe der Erdoberfläche steil und biegt später nach Süden um.
3. Die Südscholle (Nahe-Scholle) ist nach Süden abgesenkt. Das ist nach geologischen und geophysikalischen Indizien beweisbar."

Durch extensive geologische Kartierungen in der nordöstlichen Fortsetzung des Arbeitsgebietes von BAMBAUER (1967) folgert SCHWAB (1986), verglichen auch mit anderen Ergebnissen, die heutige Verbreitung der permischen Lavadecken mit einer dextralen Blattverschiebung mit einem Versatz von 5 bis 8 km zu erklären (vgl. Kapitel 2). Dieses Ereignis setzt er zeitgleich mit dem Einbruch des Oberrheingrabens im Oligozän.

Die Tektonik im Untersuchungsgebiet ist relativ übersichtlich. Die SW--NE streichende Hunsrück-Südrandstörung teilt das Gebiet in eine NW- und eine SE-Scholle. BAMBAUER (1960) stellte in seinem Kartiergebiet entlang der Störung mehrere Schlote und Krater fest. Dies läßt darauf schließen, daß die Störung auch im Perm aktiv gewesen ist. Auf der NW- und SE-Scholle fallen die Schichten leicht nach SE ein. Die schon von BAMBAUER (1960) beschriebene Muldenstruktur auf der NW-Scholle ist anhand der Vulkanitdecke Typ Finkenberg sowohl bei Idar-Oberstein als auch nordwestlich Fischbach gut zu erkennen. Die von SCHWAB (1981) beschriebene Aufschiebung der SE-Scholle bei Idar-Oberstein und deren Kippung nach NE wird durch das Anstehen von Unterrotliegend-Sedimenten südlich der Hunsrück-Südrand-Störung bei Algenrodt bestätigt. Auf der SE-Scholle ist eine leichte Sattelstruktur parallel zur Hunsrück-Südrandstörung im Bereich Oberstein zu beobachten. Weiter NE verliert sich diese und es ist wieder nur ein einfaches Einfallen nach SE festzustellen. Eine etwas kompliziertere Tektonik mit parallelen und senkrecht

zur Hunsrücksüdrand-Störung verlaufende Störungen zeichnet sich in dem von MIHM bearbeiteten Gebiet im SW ab. Zwischen Oberbrombach und Sonnenberg-Winnenberg liegt ein schmaler SW--NE verlaufender Horst, dessen oberste Schicht vom Vulkanit Typ Klotzberg gebildet wird.

Die Hunsrück-Südrand-Störung ist im Stadtteil Algenrodt aufgeschlossen (Rechtswert = 25 9291 Hochwert = 55 0980).

## 1.6 Untersuchungsmethoden

### 1.6.1 Probennahme

Die für diese Arbeit aufbereiteten Proben setzen sich aus drei Serien zusammen:

1. Proben von BAMBAUER (Dissertation 1957)
2. Proben von KÖHLER (Diplomarbeit 1984)
3. Proben von LAARMANN (geb. KÖHLER) (diese Arbeit)

Auf die Proben von BAMBAUER wurde zurückgegriffen, weil damals durch die lebhafte Baukonjunktur und das Legen einer Pipeline senkrecht zum allgemeinen Streichen die Möglichkeit bestand, fast einmalig frisches Probenmaterial in diesem Gebiet zu nehmen.

Von den Proben meiner Diplomarbeit wurden mit Hilfe von Dünnschliffuntersuchungen nur die Proben ausgewählt und nochmals aufbereitet, die am wenigsten umgewandelt waren.

Auf diese beiden Serien aufbauend wurden ergänzend Proben genommen, sowie ein Profil durch das Fischbachtal vom Liegenden zum Hangenden der Grenzlager-Gruppe gelegt. Ein weiteres kleines Profil wurde am Nahe-Kopf genommen (südl. Frauenberg). Die Auswahl möglichst makroskopisch frischer Proben für die chemischen Analysen geschah nach folgenden Gesichtspunkten:



- dunkle Grundmasse
- klare dunkel glänzende Einsprenglinge
- splittrig oder zäh beim Zuschlagen mit dem Hammer

Die Rechts- und Hochwerte der Analysen-Probenpunkte sind in Tabelle I (im Anhang) aufgelistet.

### 1.6.2 Probenvorbereitung

Ausgewähltes Probenmaterial wurde mit der Scheibenschwingmühle in einem WC-Mörser "analysen-fein" gemahlen. Anzumerken ist, daß die Proben durch den Mahlvorgang mit Co und W kontaminiert wurden und deshalb diese Elemente nicht mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse gemessen wurden.

Für die RFA-Messungen wurden zwei Arten der Präparation gewählt:  
a) Pulvertabletten: 9 g Probensubstanz wurden mit neun Tropfen Mowiol (Kunstharz) 15 Minuten vermenget und anschließend für 2 Minuten unter 1.5 t Druck mit einer hydraulischen Presse belastet.

b) Schmelztabletten: sie wurden nach Bestimmen des Glühverlustes (GLV) mit folgenden Zugaben hergestellt: 3 g Spectroflux Typ 105, 0.04 g  $\text{NaNO}_3$  und  $(0.560 + \text{GLV})$  g Probensubstanz. Da die Schmelztablette unter Zugabe von Na-Nitrat hergestellt wurde, konnte  $\text{Na}_2\text{O}$  nur auf der Pulvertablette mit den Spurenelementen bestimmt werden.

Für die Pulverdiffraktometrie wurden Präparate unter denselben Bedingungen wie die Pulvertablette für die RFA hergestellt - nur mit 3 g Probensubstanz und drei Tropfen Mowiol.

Die Dünnschliffe wurden nach den üblichen Verfahren hergestellt.

### 1.6.3 Untersuchungsverfahren

#### 1.6.3.1 Mikroskopische Untersuchungen

Die allgemeine Dünnschliffuntersuchung sowie die Dünnschliffphotos wurden mit einem ZEISS Photomikroskop durchgeführt. Die Übersichtsaufnahmen der jeweiligen Vulkanit-Typen geschahen mit einer Kleinbildkamera unter Verwendung zweier Polarisationsfilter. Folgende Filme wurden verwendet:

AGFA CT 18

AGFA CHROME 50RS Professional

KODAK EKTACHROME 50 Professional

Die Integrationsanalysen wurden in zwei Arbeitsgängen erstellt:

1. Für die Grundmasse wurde ein LEITZ Zähllokular (Blaschke 1967) verwendet.
2. Die Einsprenglinge wurden mit Hilfe von auf DIN A4 vergrößerten Dünnschliffaufnahmen an einem Video-Plan-Gerät ausgezählt; gegebenenfalls wurden die Einsprenglinge mit einem danebenstehenden Mikroskop näher bestimmt.

Da das Videoplan-Gerät die Grundfläche in Beziehung zu den Einsprenglingen setzt, konnte so das Verhältnis Einsprenglinge zu Grundmasse errechnet werden.

#### 1.6.3.2 Röntgen-Fluoreszenz-Analyse (RFA)

Für die RFA stand mir ein Gerät der Fa. Siemens Typ Sequenz-Röntgenspektrometer SRS 200 zur Verfügung. Es war mit folgenden Analysator-Kristallen bestückt:

LiF (100), LiF (110), PET, Ge, OVONYX 100.

Die allgemeinen Meßbedingungen sind der Tabelle 2 zu entnehmen. Zur Erstellung der Eichkurven wurden internationale Standards verwendet (Tabelle 1).

#### **1.6.3.3 Pulverdiffraktometrie**

Das Gerät stammt von der Firma Siemens Typ Kristalloflex; die Aufnahmen wurden mit einer Cu-Röhre und unterschiedlichen Blenden durchgeführt. Dem Gerät angeschlossen waren eine ASTM-Kartei sowie eine Bildschirmanalyse.

#### **1.6.4 Rechenprogramme**

Die Analysen der Hauptelemente wurden mit einem dem Mineralogischen Institut zur Verfügung stehenden Programm für die CIPW-Norme umgerechnet.

Das Programm für die Niggli-Werte und die Rittmann-Norm wurde von Dipl. Geol. Thomas Klenke (Münster) erstellt.

Das Programm für die de la Roche Norm schrieb Dr. Cornelia Schmitt-Riegraf, sowie kleinere Programme für die Niggli-Normberechnung und das Programm für ihre eigene Norm.

Als Grundlage für die Dreiecksdiagramme diente ein Programm von Dipl. Geol. P. P. Smolka.

TABELLE 1: internationale Standards

1. W-1	USGS	Diabas
2. AGV-1	"	Andesit
3. BCR-1	"	Basalt
4. G-2	"	Granit
5. GSP-1	"	Granodiorit
6. SY-3	CPMP	Syenit +
7. SY-3	"	Syenit +
8. MCG-1	"	Gabbro
9. UM-1	"	Ni-Cu-Co-Erz
10. Al2O3	FLUCA	Korund (<0.3mm)
11. GA	CRGP	Granit
12. GH	"	Granit
13. BR	"	Basalt
14. Mica-fe	"	Biotit
15. Mica-Mg	"	Phlogopit
16. DR-N	ARNT	Diorit
17. BM	ZG I	Basalt
18. GM	"	Granit
19. TB	"	Tonschiefer
20. NIM-D	MINTEK	Dunit
21. NIM-G	"	Granit
22. NIM-L	"	Lujavrit
23. NIM-N	"	Norit
24. NIM-P	"	Pyroxenit
25. NIM-S	"	Syenit

**Abkürzungen:**

<b>ANRT</b>	Association Nationale de la Recherche Technique
<b>CCRMP</b>	Canadian Certified Reference Materials Project
<b>CRPG</b>	Centre de Recherche Petrographique et Geochemique
<b>FLUKA</b>	Fulca AG, Schweiz (99.99% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )
<b>MINTEK</b>	Council for Mineral Technology
<b>USGS</b>	United States Geological Survey, Reston
<b>ZG I</b>	Zentrales Geologisches Institut, Berlin-Ost

TABELLE 2: Allgemeine Meßbedingungen an der RFA

Element	Anode	kV/mA	Linie	Kristall	Zähler-Typ	Diskrimina- tor-Öffnung	Kollimator	Winkel
P	Cr	50/40	K $\alpha$	Ge	DZ	100%	0.40°	141.002
S	Cr	50/40	K $\alpha$	Ge	DZ	75%	0.40°	110.700
Cl	Cr	50/40	K $\alpha$	Ge	DZ	75%	0.40°	92.772
Sc	Cr	50/40	K $\alpha$	LiF(100)	DZ	75%	0.15°	97.766
Ti	Cr	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.15°	86.155
V	Cr	50/40	K $\alpha$	LiF(100)	DZ	100%	0.15°	123.175
Cr	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(110)	DZ&SZ	100%	0.15°	107.028
Co	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ&SZ	75%	0.15°	53.200
Ni	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ&SZ	75%	0.15°	49.450
Cu	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ&SZ	75%	0.15°	45.750
Zn	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ&SZ	75%	0.15°	42.550
Ga	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ&SZ	75%	0.15°	38.897
Rb	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.40°	27.125
Sr	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.40°	25.725
Y	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.40°	24.325
Zr	Mo	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.40°	23.050
SiO <sub>2</sub>	Cr	50/40	K $\alpha$	OVONYX100	DZ	100%	0.40°	109.356
TiO <sub>2</sub>	Cr	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.15°	86.155
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr	50/40	K $\alpha$	OVO 100	DZ	100%	0.40°	145.327
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ	75%	0.15°	57.524
MnO	Cr	50/40	K $\alpha$	LiF(200)	DZ&SZ	100%	0.40°	63.050
MgO	Cr	50/40	K $\alpha$	PET	DZ	100%	0.40°	11.990
CaO	Cr	50/40	K $\alpha$	LIF(200)	DZ	100%	0.15°	113.135
K <sub>2</sub> O	Cr	50/40	K $\alpha$	OVONYX100	DZ	100%	0.15°	50.818
Na <sub>2</sub> O	Cr	50/40	K $\alpha$	PET	DZ	100%	0.15°	14.372
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr	50/40	K $\alpha$	Ge	DZ	100%	0.40°	141.002

## 2 Geologisch-Petrographische Karte

### 2.1 Allgemeiner Teil

Die für diese Arbeit erstellte geologisch-petrographische Karte setzt sich aus folgenden Kartierungen zusammen (Abb. 4):

BACHTADSE (1979), BAMBAUER (1960), KÖHLER (1984), KRIMMEL (1979), KRÜGER (1979), MIHM (noch nicht veröffentlicht) und STAEGMEIER (1979). SCHMIDT (1984) veröffentlichte in seiner Arbeit eine Karte aus dem Bereich Idar-Oberstein/Fischbach. Hierbei handelt es sich um eine Zusammenstellung der 1979 verfaßten Diplomarbeiten von STAEGMEIER, KRIMMEL, KRÜGER und BACHTADSE (Abb. 4).

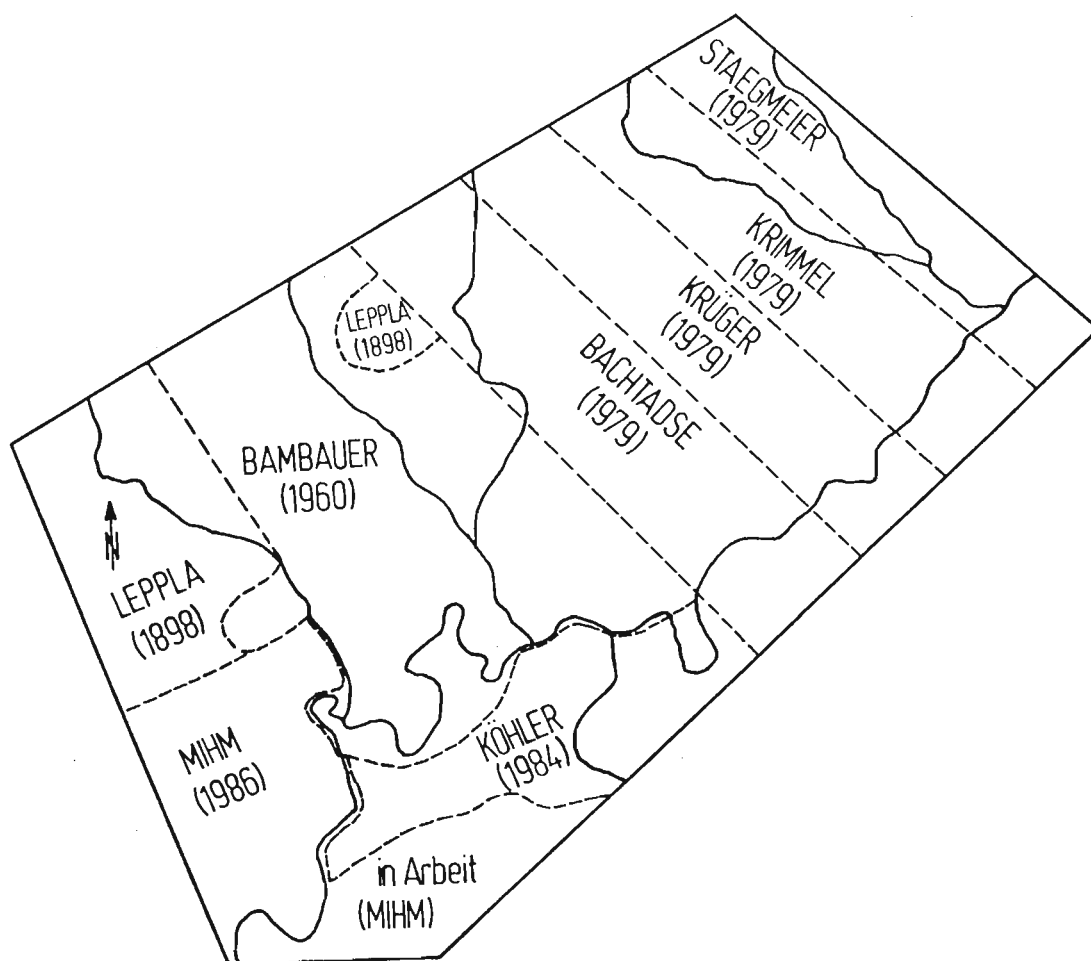


Abb. 4: Autoren der Geländebereiche, aus denen die geologische Karte zusammengestellt wurde.

Grundlage der Kartierung der Vulkanite der Grenzlager-Gruppe ist die Definition von Lava-Decken (Vulkanit-Decken) und Lava-Strom (Bambauer 1960: 145):

*"Der Lavastrom bildet im Rahmen der Gesamtheit aller Laven der Serie die kleinste petrogenetische und in der Regel jeweils auch die kleinste räumliche Einheit. Er besteht gewöhnlich aus einer kompakten Kernpartie, die allseitig von Mandelsteinrändern umgrenzt ist ... Petrographisch gleiche und aneinandergrenzende Lavaströme werden sodann zu einer Lava-decke zusammengefaßt. Die Gliederung in Decken wird jeweils dem endogen bestimmten Paroxysmus und magmatogenen Fördervorgang gleichkommen, während die Unterteilung in Ströme mehr der vom äußeren Zufall beherrschten Abwicklung des Lavatransportes entsprechen wird."*

Um die durch die Zusammensetzung der einzelnen Kartierungen auftretenden "Blattrandverwerfungen" auszugleichen, waren zahlreiche Geländebegehungen notwendig. Gleichzeitig wurden stichprobenartig Grenzziehungen sowie Bezeichnungen und Zuordnungen der einzelnen Decken überprüft und zusätzliche Details kartiert. Durch geochemische Analysen wurde die Parallelisierungen noch weiter untermauert (vgl. Kapitel 4).



Abb. 5: Aufgeschlossen ist die Grenze des Latiandesits Typ Göttenbach und des Latiandestis Typ Idar (Navit); im Liegenden des Navits ist eine mäßige Blasenführung festzustellen (Idar-Göttschied).

Der Latiandesit Typ Göttenbach wurde von BAMBAUER (1960) von dem sehr ähnlichen Latiandesit Typ Idar (Navit) unterschieden. Die Kartierungen von BACHTADSE (1979), KRIMMEL (1979), KRÜGER (1979) und STAEGMEIER (1979) weisen diese Unterscheidung nicht auf. Im Gelände läßt sich feststellen, daß der Typ Göttenbach südlich Hintertiefenbach auskeilt und Typ Idar am Gilz-Berg knapp 1 km südlich davon (vgl. Geologische Karte). Die Grenze Typ Göttenbach/Typ Idar ist im Stadtteil Göttschied aufgeschlossen (Abb. 5).

Die in dieser Arbeit untersuchten Vulkanite sind dem früheren "Grenzlager", heute unter dem Namen "Grenzlager-Gruppe" bekannt, zuzuordnen (vgl. S. 1). Ein makroskopischer Vergleich der verschiedenen Vulkanite ist stichwortartig in Tabelle 4 zusammengefaßt. Es handelt sich hier um vulkanostratigraphische Einheiten. Die Mächtigkeiten des Grenzlagers für die NW- und SE-Scholle sind Abbildung 6 zu entnehmen.

Betrachtet man die einzelnen Kartierungen, aus denen die vorgelegte Karte zusammengestellt ist, so ergeben sich einige Probleme bezüglich der Bezeichnung der einzelnen Decken (vgl. Tab. 3a und 3b). Die meisten Autoren numerieren die Decken nach dem Vorschlag von BAMBAUER (1960) vom Liegenden zum Hangenden mit römischen Zahlen (BACHTADSE, BAMBAUER, KRIMMEL, KRÜGER, MIHM und STAEGMEIER). Diese Numerierung erfolgt getrennt nach NW- und SE-Scholle. *Da nicht jede Decke in jedem Gebiet vorkommt und die Anzahl der Decken auf beiden Schollen unterschiedlich ist, kann dieses Verfahren allein Verwirrung ausüben.* Hinzu kommen noch eine alphabetische Bezeichnung der Decken von A bis I (SCHMIDT 1984) und eine Zusammenfassung mehrerer Decken zu größeren Einheiten (SCHWAB 1986).



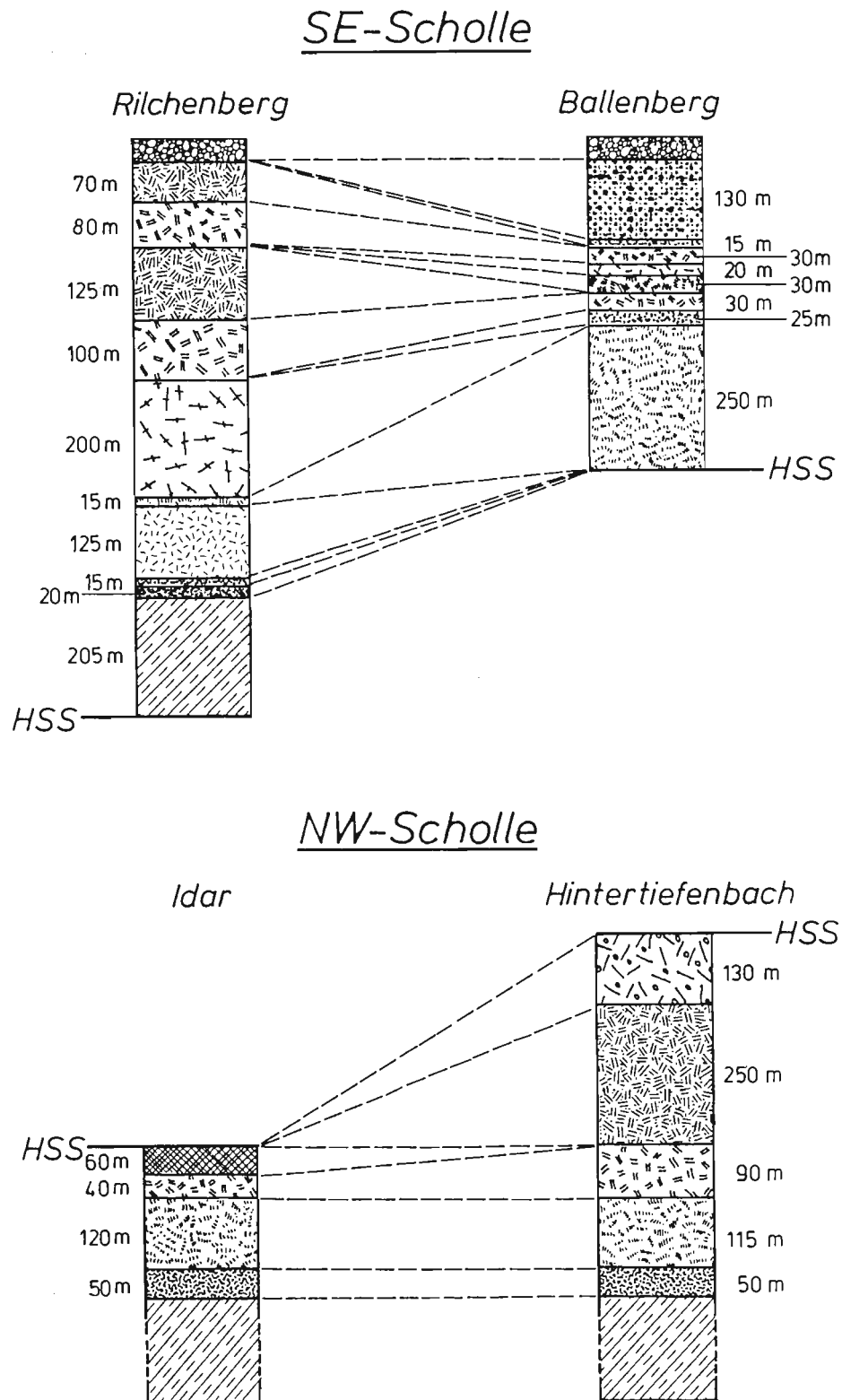


Abb. 6: Mächtigkeitsverteilung der jeweiligen Vulkanitdecken auf der SE- und NW-Scholle; die Signaturen sind der Legende der geologischen Karte zu entnehmen.

TABELLE 'a: Autorenenabhängige Nomenklatur und Bezeichnungen der einzelnen Vulkanitdecken auf der SE-Scholle:

	LOSSEN (1883)	LEPPLA (1891-94)	BAMBAUER (1957)	BAMBAUER (1960)	BÄCHTADSE (1979)	STARCGMEIER (1979)	SCHWAB (1986)	MIHM (1985)	SCHMIDT (1984)	KÖHLER (1984)	LAARMANN (1988)
Hkl	Sohlzone	♦	Andesit	olivinf. Andesit Decke I	Decke II	-	-	-	-	-	Latibasalt Decke I
Stbg		♦	Pyroxen- Rhyodacit	Rhyodacit Decke II	Decke III	-	Rhyodacit Decke Typ A	Rhyodacit Decke II	-	-	Latianandesit Decke II
Rbg	Mittelzone	♦♦	Rhyodacit- Pechstein	Pigeonit- Rhyodacit Decke III	Decke III	-	Dacit Decke 2	Pigeonit Rhyodacit Decke Typ B	Rhyodacit	Rhyodacit	Rhyodacit Decke III
Fbg		♦♦♦	Pyroxen- Rhyodacit	Pyroxen- Rhyodacit Decke IV	Decke III	Decke 1	Lavadecken ungegl. im Liegenden Typ Kbg	Dacit Decke 6(3?) Rhyodacit	Pyroxen- Rhyodacit	Dacit	Dacit Decke IV
Gd			-	-	Decke I	Decke 2	-	Pigeonit- Rhyodacit Decke Typ G	-	-	Rhyodacit Decke V
Ach			-	-	-	Decke 3a	-	Pyroxen- Rhyodacit Decke Typ H	-	-	Dacit Decke VI
Gbch			Leuko- basalt	olivinf. Leukobasalt Decke V	Decke III	-	Andesit Decke 2a	zusammengef. mit Navit Decke Typ C	Latianandesit	Latianandesit	Latianandesit Decke VII
Idar			Basalt	olivinf. Bronzit- Decke VI	Decke IV	-	Navit Decke 10	Navit Decke Typ C	Latianandesit	Latianandesit	Latianandesit Decke VIII
Kbg	Dachzone		Basalt	olivinf. Andesit Decke VII	Decke V	-	Andesit	Pyroxen- Andesit Decke Typ D	Latianandesit	Latianandesit	Latianandesit Decke IX
Idar			Basalt	olivinf. Bronzit- Navit Decke VIII	Decke V Decke 10	Decke 3b&4	Navit	Navit	Latitanandesit Decke Typ I	Latianandesit	Latianandesit Decke X
Kbg			Basalt	olivinf. Andesit Decke IX	-	-	Andesit	-	-	Latianandesit	Latianandesit Decke XI
Pfbg		♦♦♦♦	olivinf. Pyroxen- Andesit Decke X	olivinf. Pyroxen- Andesit Decke X	Decke VI	Decke 5	Lavadecken ungegl. im Hangenden Typ Kbg	olivinf. Pyroxen- Andesit Decke Typ J	-	-	Latianandesit Decke XII

TABELLE 2b: Autorenabhängige Nomenklatur und Bezeichnungen der einzelnen Vulkanitdecken auf der NW-Scholle

	LOSSEN (1883)	LEPPLA (1891-94)	BAMBAUER (1957)	BAMBAUER (1960)	BACHTADSE (1979)	STAEGMEIER (1979)	SCHWAB (1986)	MIHM (1985)	SCHMIDT (1984)	KÖHLER (1984)	LAARMANN (1988)
Stbg		◆◆	Pyroxen- Rhyodacit	Rhyodacit Decke I	-	Decke I	Lavadecken ungegl.	-	Rhyodacit Decke Typ A	-	Latiandesit Decke I
Fbg		◆◆◆	Pyroxen- Rhyodacit	Pyroxen- Rhyodacit Decke II	Decke III	Decke II	Liegenden Typ Kbg	Dacit Decke 3 (6?)	Pyroxen- Rhyodacit Decke Typ B	-	Dacit Decke II
Idar		basalt. Melaphyr	Basalt	Olivin- Bronzit- Navit Decke III	Decke IV	Decke III	Navit	Navit Decke 10	Navit Decke Typ C	-	Latiandesit Decke III
Agdt		◆◆◆	Basalt	Olivin- Basalt Decke IV	-	-	Basalt	-	-	-	Latibasalt Decke IV
Kbg		basalt. Melaphyr	-	-	Decke V	Decke IV	Andesit	Andesit Decke 11	Pyroxen- Andesit Decke Typ D	-	Latiandesit Decke V
Hbch		◆◆◆◆	-	-	-	-	Lavadecken ungegl. im Hangenden Typ Kbg	-	Bastit- Rhyodacit	-	Rhyodacit Decke VI

Hkl Typ Hasenklopp Gbch Typ Göttenbach Pfbg Typ Pfaffenberg  
 Stbg Typ Steinkaulenberg Idar Typ Idar (Navit) Hbch Typ Hintertiefenbach  
 Rbg Typ Rilchenberg Adt Typ Algenrodt Gd Typ Göttschied  
 Fbg Typ Finkenberg Kbg Typ Klotzberg Abch Typ Atelbach

◆ basischer olivinführender Augitporphyr mit zahlreichen Achatmandeln  
 ◆◆ Augitporphyr mit vielen Feldspateinsprenglingen  
 ◆◆◆ einsprenglingsarmer Augitporphyr  
 ◆◆◆◆ porphyritischer Melaphyr nur mit Olivineinsprenglingen  
 ◆◆◆◆ Quarz-führender Enstatitporphyr

BAMBAUER (1960: 148) hat aber neben der numerischen Ordnung den einzelnen Decken noch Lokalnamen gegeben (z. B. Rhyodacit Typ Rilchenberg), entsprechend der Typlokalität ihres Auftretens in seinem Kartiergebiet. Diese Typenbezeichnung wurde auch beibehalten, wenn die Decke eine Ausbreitung über mehrere Kilometer aufweist. In meiner Diplomarbeit wurde diese eindeutige Bezeichnung strikt angewandt und dies soll auch in der vorliegenden Arbeit fortgeführt werden. Eine römische Numerierung vom Liegenden zum Hangenden für die NW- und SE-Scholle wird ebenfalls beibehalten.

*Die römische Numerierung bezieht sich demnach immer nur auf ein bestimmtes Profil und ist nicht beliebig austauschbar.*

Bei der Verbindung einer Decke von Aufschluß zu Aufschluß sollte die Möglichkeit nicht außer acht gelassen werden, daß es sich bei einem etwas entfernteren Vulkanit auch um einen sehr ähnlichen Vulkanit handeln kann - sowohl makroskopisch, mikroskopisch als auch im Chemismus. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse ist es nicht möglich, eine Decke oder gar einzelne Ströme einer Decke zu verfolgen. Aus demselben Grund ist meist auch die Anzahl einer Decke aufbauender Ströme nicht zu ermitteln.

Die Untergliederung in Decken kann nach vier Sachverhalten vorgenommen werden: Materialwechsel, Fließformen und Fließgrenzen sowie Sedimentlagen. Schon mit Hilfe der beiden ersten Kriterien lassen sich die einzelnen Decken unterscheiden (BAMBAUER 1960). Die Sedimentlagen sind, wenn sie auftreten, nicht immer als Kriterium anzuwenden, da sie auch innerhalb einer Decke auftreten können (vgl. geol. Karte, östl. Hintertiefenbach). Weiterhin ist das Auftreten von Tufflagen innerhalb einer Decke zu beobachten sowie eine Erosionsdiskordanz zwischen zwei Decken.

Im Dach- und Bodenbereich eines jeden Stromes kommt es zur Blasenbildung - den Mandelsteinzonen. Das Bild dieser Mandelsteinzone ist vom Gasgehalt der Lava und deren Viskosität abhängig.

Im bearbeiteten Gebiet ist auffällig, daß die Mandelsteinhorizonte unterschiedlich ausgebildet sind. Es ist zwar eine Tendenz einer jeden Decke

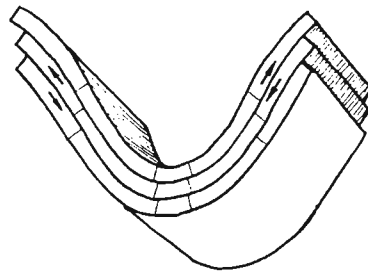
bezüglich der Ausbildung der Mandelsteinzone festzustellen, aber ein plötzliches Fehlen oder ansteigende Mächtigkeiten sind nicht auszuschließen. Vermutlich ist hierfür ein lebhaftes Paläo-Relief (KÖHLER 1984: 29) verantwortlich. Die Ausbildung der jeweiligen Mandelsteinhorizonte ist im makroskopischen Teil der Vulkanitbeschreibung aufgeführt. Eine grundlegende Untersuchung u. a. dieser Mandelfüllungen wird zur Zeit von SCHMITT-RIEGRAF (Münster) durchgeführt.

Unterschiedliche Mächtigkeiten der Sedimentschichten zwischen den einzelnen Decken lassen auf unterschiedlich lange Eruptionspausen schließen. Vereinzelt sind gering-mächtige Sedimentschichten zwischen den Decken auszumachen. Zwischen den beiden Decken Typ Steinkaulenberg und Typ Finkenberg wurde dagegen eine Sedimentschicht mit 10 bis 15 m Mächtigkeit abgelagert (Steinbruch Juchem, Abb. 7). Die Flexur in Abbildung 7 zwischen diesen Vulkanitdecken läßt auf eine tektonische Aktivität während der Förderzeit schließen (vgl. Kapitel 1.5).

Der Truppenübungsplatz zwischen Schneeberg und Frauenberg wurde bisher bei Kartierungen ausgespart (Abb. 2). MIHM plant aber diesen Bereich in nächster Zeit zu bearbeiten. In dem weiter westlich an die Kartengrenze anschließenden Gebiet ergeben sich nach Mihm neue Gesichtspunkte. Es scheint hier ein "Scharnier zwischen zwei Fördergebieten mit wechselseitigem Auskeilen" vorzuliegen. Durch schlechte Aufschlußverhältnisse wird das Kartieren in diesem Gebiet noch erschwert (mdl. Mitteilung Nov. 1986). Dies läßt erkennen, daß momentane Aussagen über mögliche Förderzentren oder Fließrichtungen nur Vermutungen sein können, die durch weitere detaillierte Kartierungen widerlegt oder bewiesen werden müssen.



**Abb. 7:** Aufgeschlossen sind die Sedimentschichten zwischen Latiandesit Typ Steinkaulenberg und Dacit Typ Finkenberg. Sie erreicht eine Mächtigkeit zwischen 15 bis 20 m. Es handelt sich um die mächtigste aufgeschlossene Sedimentschicht innerhalb des Grenz-lagers; hier abgebildet ist eine Flexur, die im Steinbruch Juchem aufgeschlossen ist.



**Abb. 8:** Die Skizze zeigt den Bewegungssinn von Material eines zu einer Mulde geformten Schichtpakets; bezieht man dies auf die Nahe-Mulde, so stimmt die Bewegungsrichtung mit der unter Abb. 7 gezeigten Flexur. Die Flexur liegt auf dem Nord-Flügel der Nahe-Mulde auf einer Vulkanit-Decke.

## 2.2 Fließrichtungen der Vulkanitdecken

Aufgrund der relativ großen und auch detaillierten Karte war es möglich, für einige Vulkanitdecken die Auskeilungsrichtung zu bestimmen. Die große Ausbreitung der Decken Typ Finkenberg und Typ Steinkaulenberg ließ dies nicht zu. Ein Verfolgen einzelner Ströme über größere Entfernungen war aufgrund schlechter Aufschlußverhältnisse nicht möglich. So konnte die Fließrichtung über die Anzahl der Ströme auch nicht bestimmt werden.

Erschwert wird dieses Vorhaben noch durch die Hunsrück-Südrand-Störung, die die Grenzlager-Gruppe in zwei Teile spaltet: eine NW-Scholle und eine SE-Scholle (vgl. Kapitel 1.5). Hierdurch sowie durch die Erosion ist die natürliche Ausbreitung einzelner Decken nicht mehr vollständig rekonstruierbar. Das gilt für fast alle Decken im Liegenden des Vulkanits Typ Idar. Weiterhin muß noch beachtet werden, daß während der Förderzeit die Hunsrück-Südrand-Störung auch aktiv gewesen ist (vgl. Kapitel 1.5).

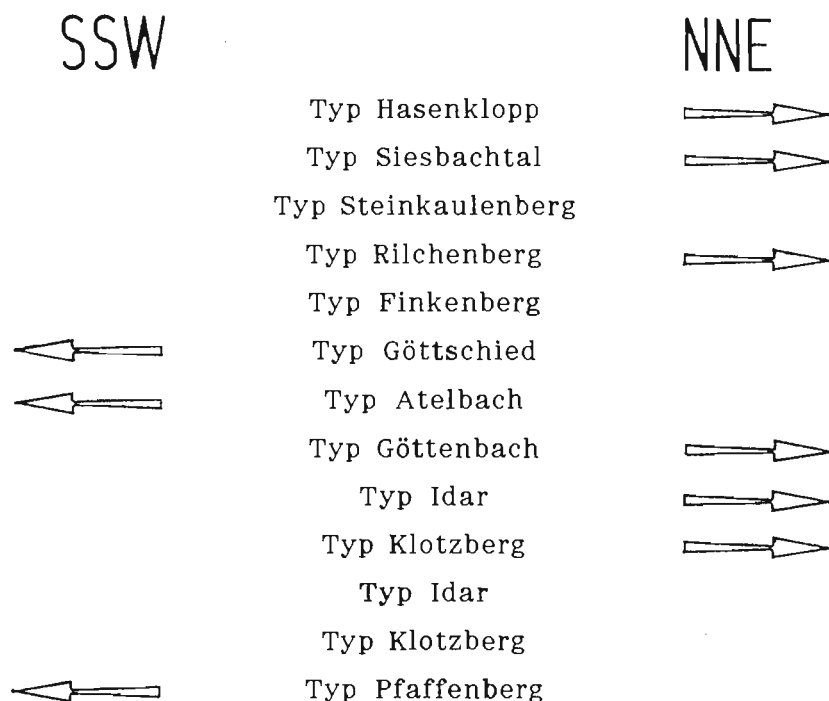


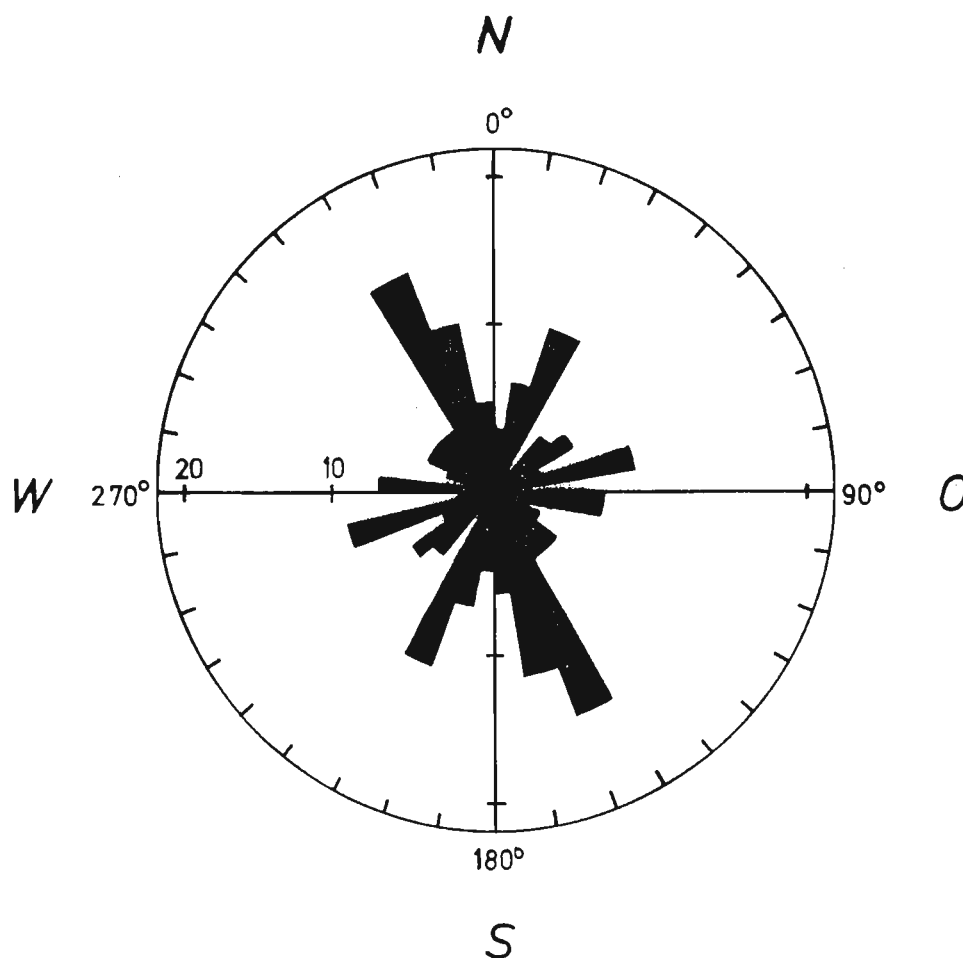
Abb. 9: Auskeilrichtung (Pfeil) der einzelnen Vulkanitdecken im Streichen des Grenzlagere als mögliches Indiz für Fließrichtungen. Decken ohne Pfeil sind über den gesamten kartierten Bereich zu verfolgen.

Abbildung 9 stellt einen Bezug zwischen Auskeilen im Streichen des Grenzlagerns und der mutmaßlichen Fließrichtung her. Für die Decken Typ Steinkaulenberg, Typ Finkenberg und die zweite Decke des Typ Idar können keine Richtungen angegeben werden, da sie über die gesamte Breite der Karte zu verfolgen sind. Für die Decke Typ Steinkaulenberg gilt dieses allerdings nur eingeschränkt; während er auf der SE-Scholle auskeilt ist er auf der NW-Scholle über die gesamte kartierte Breite zu verfolgen.

Eine Möglichkeit, die Fließrichtung für den Vulkanit Typ Steinkaulenberg auf der NW-Scholle zu erhalten, besteht in der Vermessung der Mandeln und Drusen in den Edelsteinminen im Steinkaulenberg; hier ist die lokale Fließrichtung deutlich an der gut ausgebildeten Längung der Mandeln erkennbar. Die Messungen sind in Abbildung 10 dargestellt. Die Rose zeigt eindeutig ein Maximum der Auslängung senkrecht zur Hunsrück-süd-rand-Störung. Dies verstärkt die Vermutung, daß es sich bei der Förderungsart der Lava um Spalten-Förderung gehandelt haben muß. Es ist naheliegend, daß die Spalten parallel zur Hauptstörungszone verliefen, und die Lava senkrecht von der Spalte weggeflossen ist. Das Auskeilen einzelner Decken würde demnach eher einem Ende der Eruptionsspalte zuzuordnen sein.

Die beiden Decken Typ Hintertiefenbach und Typ Algenrodt werden hier nicht betrachtet. Aufgrund ihrer geringen Ausdehnung liegt die Vermutung nahe, daß hier Edukte isolierter Krater vorliegen. Genauso gut könnte es sich aber auch um Relikte bereits erodierter Decken handeln, die allerdings beide zwischen Idar und Hintertiefenbach gegeneinander hätten auskeilen müssen (vgl. geologische Karte).





**Abb.10:** Die Rose gibt die Auslängungsrichtung der Mandeln im Latiandesit Typ Steinkaulenberg in dem Edelsteinminen Steinkaulenberg wieder. Es wurden 70 Werte mit einem Freiburger Gefügekompass gemessen. Das Maximum steht genau senkrecht auf der SSW-NNE streichenden Hunsrücksüdrand-Störung und unterstützt so die Theorie des Spaltenvulkanismus (Werte von Dr. Schmidt-Riegraf).

Versucht man mit Hilfe der Richtung des Auskeilens sowie der Abfolge vom Liegenden zum Hangenden Decken zusammenzufassen, die nacheinander gefördert worden sein könnten, so ergeben sich folgende Sequenzen:

**Typ Hasenklopp    Typ Steinkaulenberg    Typ Rilchenberg**

und

**Typ Göttschied    Typ Atelbach    Typ Pfaffenberg**

Die beiden Decken Typ Idar und Typ Klotzberg weisen sowohl im Kartiergebiet von BAMBAUER (1960) als auch in meinem (KÖHLER 1984) eine Verzahnung auf, offensichtlich durch Übereinanderfließen einzelner Ströme. Dies ist nur über eine Gleichzeitigkeit der Paroxysmen sowie durch verschiedene Eruptionszentren zu erklären. Eine relative Lage der Eruptionszentren ist nicht zu ermitteln. Die Verzahnungen sind nur auf einen kleinen Raum beschränkt (Bereich Oberstein und etwas südlich davon). Die naheliegende Vermutung, den einen Strom aus NE und den anderen aus SW kommen zu lassen, ist nicht unbedingt zutreffend. Zum einen sind die Verzahnungen nicht einheitlich; das heißt nicht immer keilt der Typ Klotzberg innerhalb der Verzahnungen nach SW aus, sondern auch mal nach NW. Und zum anderen keilen beide Decken östlich von Oberstein, südlich der Hunsrück-Südrand-Störung, nach E aus (vgl. geologische Karte).

Ein weiteres Phänomen dieser beiden Vulkanitdecken ist eine Wiederholung der Sequenz Typ Idar/Typ Klotzberg (BAMBAUER 1960, KÖHLER 1984). Dieses wiederum weist auf eine lange, intensive Förderdauer hin.

Ein ähnlicher Fall könnte bei den Decken Typ Rilchenberg und Typ Finkenberg vorliegen. In der Arbeit von SCHMITT (1984) wurden diesen beiden Decken jeweils eine weitere als "gleich" zugeordnet. Da diese beiden Decken sich sofort in der Abfolge zum Hangenden hin anschließen, könnte dieser Eindruck der Sequenzwiederholung hier erweckt werden. Nach meinen Untersuchungen aber haben wir es hier mit unterschiedlichen Decken zu tun, die einer eigenen, detaillierten Beschreibung bedürfen. Betrachtet man zudem die Lage dieser beiden Decken, so würde der vermeintliche Typ Rilchenberg - jetzt Typ Göttschied - gut 5 km weiter östlich und dann noch in entgegengesetzter Richtung auskeilen als der ursprüngliche Typ Rilchenberg. Für den Dacit Typ Finkenberg ergeben sich keine vergleichbaren Probleme.

Auch mit der fortschreitenden Kartierung der permischen Vulkanite im Bereich Idar-Oberstein/Fischbach läßt sich noch nicht mit absoluter Sicherheit sagen, welche Art der Förderung vorliegt. Dennoch läßt die weite Verbreitung der doch recht sauren Laven auf hohe Temperaturen und auf Spaltenförderung schließen, die in direkten Zusammenhang mit der Hunsrück-Südrand-Störung gebracht werden muß. Hierfür sprechen

auch die Ergebnisse der Mandelvermessungen im Edelsteinbergwerk Steinkaulenberg (vgl. Kapitel 2.2). Durch den hohen Anteil an Mandelsteinzonen sogar im Liegenden eines Stromes liegt die Vermutung nahe, daß eine wasserreiche Lava vorgelegen haben muß, die als "Schaum" ausgeflossen ist. Durch relativ schnelles Abkühlen auf der Oberfläche sowie im Liegenden eines Stromes und der damit steigenden Viskosität wurden die sich bildenden Hohlräume in diesen Bereichen fixiert. Eine weitere mögliche Erklärung für die Mandelsteinzonen im Liegenden eines Stromes wäre das Überrollen der eigenen Oberfläche, wobei das Oberste zuunterst gekehrt wurde.

Neben der vermuteten Spaltenförderung ist aber noch eine rege Schlotförderung festzustellen. Im Gebiet von BAMBAUER (1960: 145) sind einige Schlote sowie solitäre Gänge kartiert.

Die Gänge und Schlote aus dem Kartiergebiet von BAMBAUER (1960) werden in dieser Arbeit nicht näher beschrieben. Eine genaue Beschreibung dieser Gesteine ist der o. g. Arbeit zu entnehmen.

### 2.3 Dextrale Blattverschiebung an der Hunsrück-Südrand-Störung

Für die Beweisführung einer dextralen Blattverschiebung stellt SCHWAB die bereits publizierten Kartierungen in "etwas vereinfachter Form" dar (Abb. 11). *"In dieser Karte wurden die Navite und die Lavadecke des aufgrund seiner Grobkörnigkeit besonders auffallenden Andesites vom Typ Klotzberg nach BAMBAUER (1960: 168) gesondert ausgehalten, während weniger typische Lavadecken im Liegenden und Hangenden zusammengefaßt wurden, um das Gesamtbild nicht durch in diesem Zusammenhang unwichtige Details zu belasten."* (SCHWAB 1981: 2 ff).

Seine neuere Veröffentlichung von 1986 zeigt eine unveränderte Karte.

Mit dem so vereinfachten Kartenbild führt er die Beweisführung über das Auskeilen einzelner Decken sowie übereinstimmender Deckenfolgen (SCHWAB 1986: 119ff) und kommt als einzige plausible Erklärung auf eine dextrale Blattverschiebung von 5 bis 6 km (SCHWAB 1981: 8). Weitere Hinweise für die Horizontalverschiebung über Störungszonen findet er bei HEIL (1979: 739) und BANK (1953) sowie bei eigenen Beobachtungen im Gelände, insbesondere horizontal verlaufende Harnische in Aufschlüssen im Raum Kirn/Idar-Oberstein (SCHWAB 1981: 9f).

Wird diese Blattverschiebung rückgängig gemacht, so fließt der Fischbach auf der NW-Scholle in den Idarbach auf der SE-Scholle.

Vergleicht man die Hauptverbreitungen des Vulkanits Typ Klotzberg, so stimmen sie nach der rückgängig gemachten Horizontalverschiebung auf der NW- und SE-Scholle überein (SCHWAB 1981: 8). Weiterhin kommt südlich des Bereiches Hintertiefenbach eine nicht minder große Ausbreitung des Rhyodacits Typ Rilchenberg zu liegen, die nicht mit einem entsprechenden Kartenbild auf der NW-Scholle zu korrelieren ist.

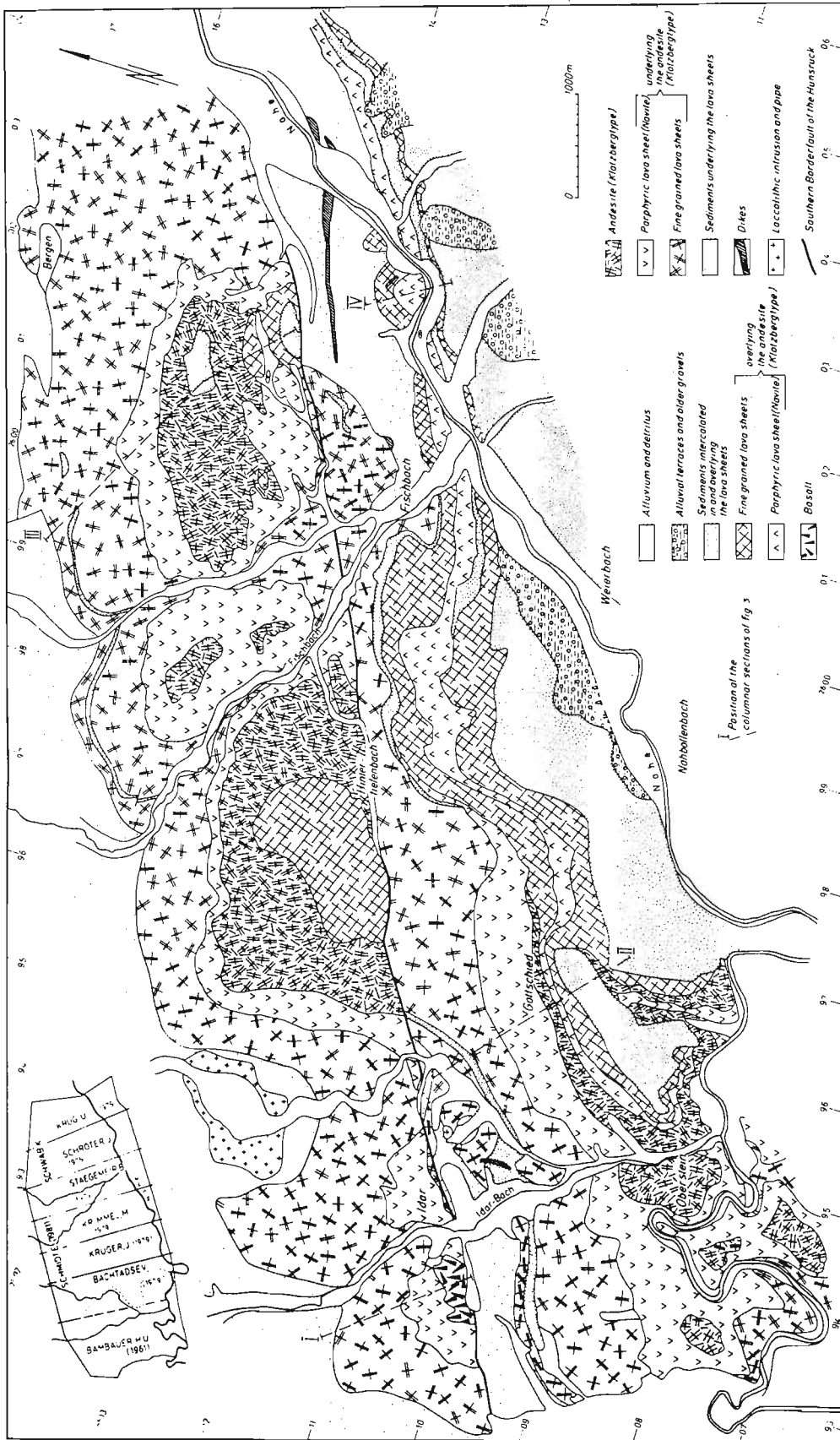


Abb. 11: Geologisch-petrographische Karte zwischen Fischbach und Idar-Oberstein. In dieser Karte wurden Decken sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Typ Klotzberg zusammengefaßt (SCHWAB 1986: 124).

Desweiteren fehlt auf der NW-Scholle der Typ Hasenklopp sowie auf der SE-Scholle eine der NW-Scholle entsprechende Ausbreitung des Typs Steinkaulenberg. Auch fehlt die Wiederholung der Sequenz Typ Klotzberg/Typ Idar auf der NW-Scholle. All diese Fakten finden aufgrund der Zusammenfassung der Decken im Bericht von SCHWAB (1981) keine Berücksichtigung.

Auch läßt sich schon anhand der Deckenanzahl keine Parallelisierung durchführen; die NW-Scholle weist weniger Decken auf als die SE-Scholle. Werden auch nur die Decken mit der größten Ausbreitung berücksichtigt, erhält man keine weiterführenden Ergebnisse.

Auch dürfen die Ergebnisse von MURAWSKI (1975) nicht unberücksichtigt bleiben. Er kommt aufgrund seiner Untersuchungen zu dem Ergebnis:

*"Der heute ablesbare Bewegungssinn deutet für die südliche Scholle eine relative Abwärtsbewegung gegenüber der nördlichen Scholle an."*

Da auch feststeht, daß die Störungszone während der Förderdauer aktiv gewesen ist, und SCHWAB (1981) in seinem Bericht noch auf eine Kippung der Süd-Scholle nach NW kommt, ist eine Horizontalverschiebung ohne Berücksichtigung der Vertikalkomponente meines Erachtens nicht ausreichend.

Folglich möchte ich mich der Bemerkung von SCHWAB anschließen, daß die "vorliegenden Ergebnisse und die daraus gezogenen Schlußfolgerungen ... einer gründlichen Überprüfung durch weitere Untersuchungen" bedürfen (SCHWAB 1981: 18).

## 2.4 Xenolith-Einschlüsse in den Magmatiten

Die hangenste Decke der NW-Scholle, Rhyodacit Typ Hintertiefenbach, weist makroskopisch erkennbare Quarz-Xenolithe auf (bis zu 2 cm Länge). Sie liegen gerundet vor und zeigen fast uneingeschränkt einen Reaktionsaum, der auf Lösungsvorgänge schließen läßt. Die Art der Quarz-Xenolithe läßt darauf schließen, daß sie eventuell einem Sediment entstammen können, welches das Magma während seines Aufstiegs durchdrungen hat (vgl. Kapitel 5.3.12).

Die Vollmersbacher Intrusion weist ebenfalls teilweise bis zu faustgroße Quarz-Xenolithe neben ebensogroßen Granit-Xenolithen auf. Diese Intrusion liegt auf dem Kartenbild in der Decke Typ Steinkaulenberg; die Wahrscheinlichkeit, daß diese Decke zeitlich zumindest an das Ende der Magmenförderung gesetzt werden muß oder gar postvulkanisch ist, läßt einen Zusammenhang zwischen der hangendsten Decke auf der NW-Scholle vermuten. Dieser Verdachtsmoment wird noch verhärtet durch die Tatsache, daß diese beiden Gesteine als *einzig*e Quarz-Xenolithe aufweisen.

### 3 Petrographie

In diesem Kapitel werden die einzelnen Vulkanitdecken getrennt nach ihren makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen beschrieben. Die Übersichtsaufnahmen der jeweiligen Gesteine im zweiten Teil geben das typische Bild dieses Vulkanits wieder, unabhängig von den davon abweichenden Schwankungen.

Die Beschreibung beginnt im Liegenden und endet in der hangensten Decke.

Die einzelnen Sedimente zwischen den Decken, die Sedimente des Rotliegenden sowie das Waderner Konglomerat werden nicht beschrieben; sie sind lediglich der Karte zu entnehmen.

In Tabelle 4 sind die typischen makroskopischen Merkmale eines jeden Vulkanit-Typs aufgelistet.

Der mikroskopische Teil enthält eine Tabelle über die Mineralhäufigkeit in den untersuchten Schliffen; es wurden alle Minerale außer Plagioklas in die Tabelle aufgenommen; dieses Mineral ist in jeder Decke vertreten (Tab. 5). Die Zwillingsgesetze der Plagioklase wurden nicht im Detail bestimmt; es handelt sich um verschiedene Arten von Wachstumszwillingen nach [010] und zusätzliche polysynthetische Albitverzwillingung.

Eine weitere Tabelle gibt den modalen Mineralbestand, getrennt nach Grundmasse und Einsprenglingen, wieder (Tab. 6).

Insgesamt zeigt sich, daß der Modalbestand nur ungenügend zu erfassen war. Die Angaben in Tabelle 6 sind deshalb nur sehr cursorisch und von begrenzter Zuverlässigkeit und folglich nur als Anhaltspunkte zu werten. Deshalb sei ergänzend auf die an überwiegend frischen Proben gewonnenen Daten von BAMBAUER (1960) verwiesen.

Bei den Umwandlungserscheinungen wird des öfteren der Begriff *Viridit* verwendet. Hierbei handelt es sich um "optisch unbestimmbare grüne bis braune Phyllosilikate" (ARIKAS, 1973: 84). Der Bastit gehört ebenfalls zu dieser Gruppe, ist aber parallelstrahlig, und somit eindeutig einem Orthopyroxen zuzuordnen. Der Seladonit ist ein eindeutig bestimmtes Mineral aus dieser Gruppe.



### 3.1 Makroskopischer Teil

#### 3.1.1 Latibasalt Typ Hasenklopp

Dieser Vulkanittyp bildet auf der Südscholle im Bereich Idar die liegenste Decke (lokal Decke I) der Lava-Serie. Sie weist eine Ausdehnung von wenigen Kilometern im Stadtteil Idar auf.

Makroskopisch ist das Gestein ähnlich dem Typ Steinkaulenberg. Im frischen Zustand zeigt es ein dunkles Grau, daß mit fortschreitender Umwandlung in ein helles Grau bis Braun übergeht. Die Einsprenglinge sind makroskopisch kaum zu erkennen. Eine grobe Bankung mit einem eisenreichen Belag (limonitisch braun) auf den Klufflächen ist häufig zu beobachten. Eine ausgeprägte Mandelsteinzone ist nicht ausgebildet.

#### 3.1.2 Rhyodacitbreccie Typ Siesbachtal

Dieses Gestein erstreckt sich vom Sportplatz Algenrodt im E bis nach Oberbrombach im W (lokal Decke II auf SE-Scholle). Seine Beschreibung soll sich auf die Beobachtungen von BAMBAUER (1960: 158) stützen; von mir sind keine detaillierten Untersuchungen unternommen worden, da dieser Typ für meine Zielsetzung von untergeordneter Bedeutung ist.

*"Dieses bemerkenswerte Gestein bildet vermutlich eine Decke in der Lavaserie (II im Profil des Siesbachtals, bei Pkt.30). Solange die rechte Talseite des Siesbachtals noch nicht kartiert war, wurde in ihm eine lokale (Pkt. 104, 26, 30) vorkommende Gangbrekzie vermutet (BAMBAUER 1957). Das Gestein ließ sich aber im Streichen bis nach Oberbrombach verfolgen (möglicherweise reicht es noch weiter), es wird oben und unten von den üblichen Sedimentlagen begrenzt und es ließen sich bisher kei-*

nerlei Hinweise für das Auftreten eines derart ausgedehnten Sills beibringen.

*In ihrer großen Masse besteht die psephitische Brekzie aus einer groben Vermengung zweier magmatischer Komponenten, wobei die eine, in teilweise gerundeten Brocken ( $\varnothing$  cm bis dm) vorliegend, von der anderen in Form eines Bindemittels "umflossen" wird. Beide sind zwar merklich umgewandelt, dürften aber ursprünglich Rhyodacite (reichlich Quarz und Alkalifeldspat nachweisbar) gewesen sein. Die brockenförmige Komponente ist dem Rhyodacit Typ Rilchenberg sehr ähnlich." (BAMBAUER 1960: 158).*

### 3.1.3 Latiandesit Typ Steinkaulenberg

Dieses Gestein bildet auf der nordwestlichen Scholle durchlaufend die Decke I der Lavaserie; auf der Südscholle tritt sie lokal als Decke III im Hangenden des Latibasalts Typ Hasenklopp und der Rhyodacitbreccie Typ Siesbachtal in einem kleinen Bereich südöstlich Idar auf und ist bis zur Hunsrück-Südrand-Störung zu verfolgen.

Im Handstück zeigt dieser Vulkanit ein dichtes Gefüge ohne Einsprenglinge. Er hat einen muscheligen und scharfkantigen Bruch sowie eine plattige Absonderung im dm-Bereich. Die dunkelgraue Farbe im frischen Zustand kann durch Umwandlung leicht grünstichig (Viriditisierung) oder lehmfarben werden. Die Viriditisierung ist im nördlichen Teil des Steinbruchs Juchem im Fischbachtal gut zu beobachten. Des weiteren zeigt die Decke im makroskopischen Bereich eine durch Alteration bedingte Streifung, die aber im Dünnschliffbild nicht zu erkennen ist. Die zweite Art der Umwandlung kann u. a. in der Edelsteinmine im Steinkaulenberg beobachtet werden. Durch diese Umwandlung wird das Gestein mürbe und fängt an bröselig zu zerfallen, sobald durch äußere Einflüsse der primäre Gesteinsverband angegriffen wird (Abb. 12). Erste Untersuchungen bezüglich der Umwandlungen speziell in diesem Vulkanit-Typ wurden von SCHMIDT (1986) durchgeführt.



**Abb. 12:** Dargestellt ist die "lehmige" Umwandlung des Latiandesits Typ Steinkaulenberg. Im oberen Bereich des Bildes ist der noch scheinbar intakte Gesteinsverband zu sehen. Bei geringer mechanischer Beanspruchung zerfällt das Gestein wie im unteren Teil des Bildes. Im rechten unteren Teil ist der Übergang besonders deutlich zu erkennen (Edelsteinminen Steinkaulenberg) (SCHMIDT 1986).

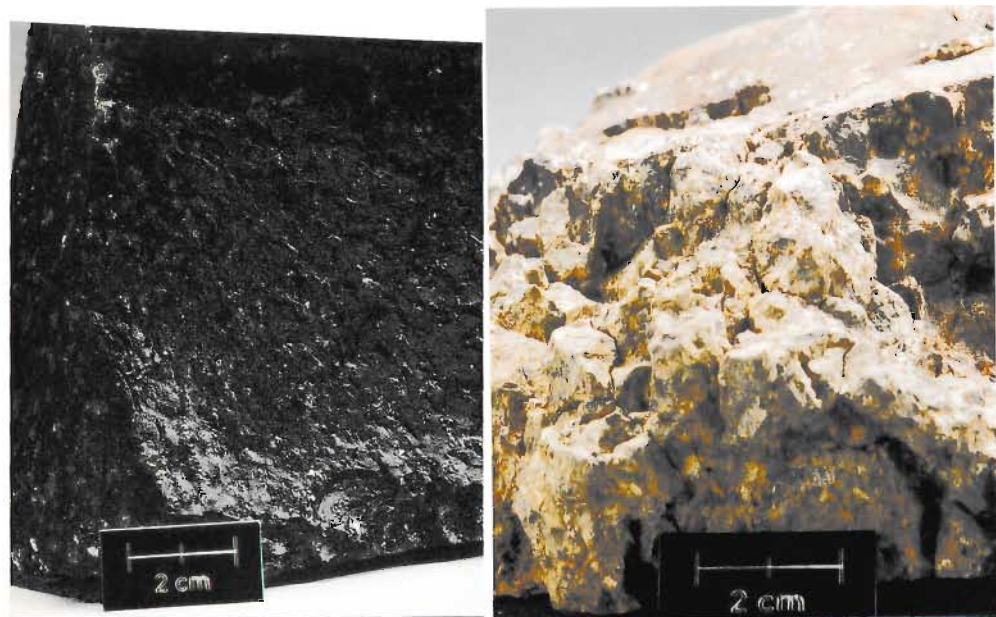
Die Decke zeichnet sich durch eine ausgeprägte Blasenführung in Form verschiedenartiger Mandeln in bestimmten Strömen aus. Diese können mehrere Dezimeter im Durchmesser aufweisen und sind in Fließrichtung ausgelängt. Früher wurden in den Edelsteinminen Steinkaulenberg die Hohlräumfüllungen (Achate, Bergkristall, Amethyst etc.) abgebaut. Heute sind diese Schürfstellen als Besucherbergwerk der Öffentlichkeit zugänglich.

Auffallend ist, daß die ausgeprägte Blasenführung nur auf den westlichen Teil der Decke beschränkt ist. Im nördlichen Steinbruch Juchem, also dem östlichen Teil der Decke, sind Mandeln kaum anzutreffen.

### 3.1.4 Rhyodacit Typ Rilchenberg

Dieser Vulkanit-Typ ist weithin auf der SE-Scholle als Decke IV anzutreffen. Auf der Karte weist er eine Ausdehnung von Oberbrombach über Idar auf und keilt zur Hunsrück-Südrand-Störung hin südlich Regulshausen aus. Südlich der von MIHM kartierten SW-NE verlaufenden Störung ist diese Decke noch bis südlich Sonnenberg-Winnenberg zu verfolgen.

Das äußere Erscheinungsbild des Rhyodacits variiert in Abhängigkeit von der Umwandlung sehr stark. Er ist im frischen Zustand als Pechstein zu bezeichnen (BAMBAUER 1960: 160). Durch die Umwandlung erhält er eine rotbraune bis gelblich-braune Färbung (Abb. 13). Er zerfällt vergleichbar einem Sonnenbrenner-Basalt zu ca. cm-großen, mehr oder weniger gut gerundeten Kügelchen (im Dialekt "Rilchen"); dies ist bedingt durch die schon mikroskopisch angelegte Netzstruktur, die aus feinen weißen "Bändern" besteht (vgl. BAMBAUER 1960: 160). Durch Anätzen einer polierten Oberfläche eines mäßig verwitterten Gesteins mit konzentrierter Salzsäure kommt das "Rilchenmuster" sehr gut heraus (Abb. 14)



**Abb. 13:** Die Abbildungen a und b zeigen den Rhyodacit Typ Rilchenberg im frischen Zustand als Pechstein und vollständig verwittert als rötliches Gestein, welches einem Sonnenbrennerbasalt ähnlich bei fortschreitender Verwitterung zerfällt.

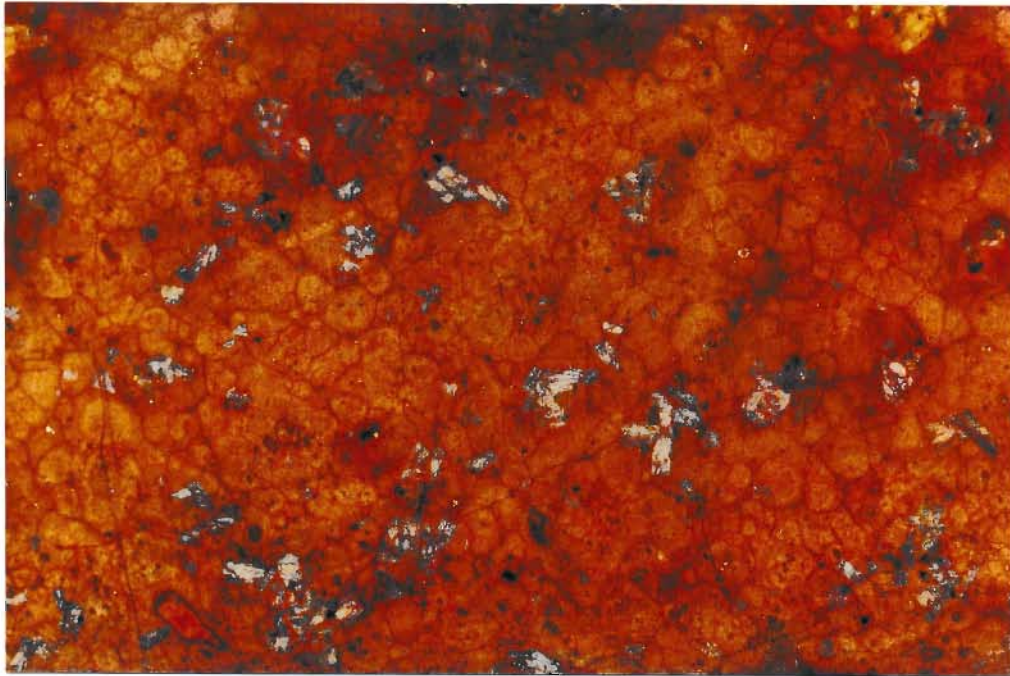


Abb. 14: Durch Anätzen einer glatten Oberfläche des Rhyodacits Typ Rilchenberg kommt die Anlage der "Rilchen" gut zum Ausdruck; 3:1.

Der Bruch ist entsprechend der internen Netzstruktur uneben und unregelmäßig; an frischen Handstücken ist die Bruchoberfläche weniger rau. Die Bankung ist relativ gut ausgebildet; plattige Absonderungen können bis zu 10 cm dick werden, was aber selten zu beobachten ist (Klausfelsen an der B 41).

Stellenweise läßt sich eine Mandelsteinzone verfolgen und diesem Vulkanit zuordnen, da sie auch die charakteristische rotbraune bis gelblich-braune Färbung aufweisen kann.

Weitere makroskopische Merkmale sind die rotbraune Grundmasse sowie chloritisierte mafische Minerale neben elfenbeinfarbenen Einsprenglingen.



### 3.1.5 Dacit Typ Finkenberg

Dieser Vulkanit-Typ tritt sowohl auf der NW- als auch auf der SE-Scholle in Erscheinung. Auf der NW-Scholle reicht seine Ausdehnung von Algenrodt über Regulshausen und Gerach (durchgehend Decke II). Auf der SE-Scholle sind seine Ausstriche als umlaufendes Streichen zu verfolgen: von Enzweiler über Hammerstein nach Sonnenberg-Winnenberg und wieder über Idar bis nach Fischbach (Decke V)(vgl. Kapitel 1.5).

Dieses makroskopisch homogene Gestein zeichnet sich durch eine außerordentlich gute dünnplattige Absonderung aus (weniger als 1 cm). Die Ebenen der Absonderung verlaufen nach BAMBAUER (1960) mehr oder weniger parallel zur Stromoberfläche. Sie zeichnet sehr gut das interne Fließgefüge des jeweiligen Lavastroms nach. An einigen Stellen hat die abgesonderte Schicht ein schalenähnliches Aussehen. Sind in diesen Bereichen Blasen oder Mandeln anzutreffen, so sind diese ebenfalls in Richtung der plattigen Absonderung eingeregelt. Eine genauere feldpetrographische Untersuchung hat ergeben, daß die schalenähnliche Absonderung weder auf eine großregionale Fließrichtung zurückzuführen, noch einer anderen Gesetzmäßigkeit unterworfen ist (Abb. 15).



**Abb. 15:** Die Abbildung zeigt in dem angedeuteten Bereich die schalenförmige Absonderung des Dacits Typ Finkenberg (südl. Steinbruch Juchem, Fischbachtal).

Durch zunehmende Umwandlung hellt sich die schwarzgraue Farbe des Gesteins zu einem mittelgrau, teilweise mit leicht bräunlich-grünlichen Tönen auf. Die Einsprenglinge werden elfenbeinfarben.

Die Mandelsteinzone ist meist sehr mächtig ausgebildet und täuscht oft eine Lagenstruktur vor, die durch ausgelängte Mandeln hervorgerufen wird.

Im südlichen Teil des Steinbruch Juchem ist an einer Aufschlußwand eine Struktur zu erkennen, die auf zwei Lavatunnel schließen läßt. Diese Tunnel scheinen von einem nachfolgenden Lavastrom durchflossen zu sein. (Abb. 16)

Auffallend ist, daß weder von BAMBAUER (1960) noch von mir eine auch nur annähernd als frisch zu bezeichnende Probe gefunden werden konnte. Eine gesonderte Betrachtung erfolgt in Kapitel 4.



**Abb. 16:** Der Dacit Typ Finkenberg weist im südlichen Steinbruch Juchem an der "Hungerwand" die hier abgebildeten Strukturen auf. Sie zeigen zwei mutmaßliche Tunnel (gestrichelte Linien), die von einem nachfolgenden Lavastrom offenbar verfüllt worden sind. Nach mikroskopischen Untersuchungen handelt es sich in dem Tunnelbereichen um denselben Vulkanittyp wie das umgebende Gestein (Steinbruch Juchem, Fischbachtal)

### **3.1.6 Rhyodacit Typ Göttschied**

Dieses Gestein verläuft weithin als Decke VI auf der SE-Scholle aus östlicher Richtung kommend durch Fischbach, zwischen Hintertiefenbach und Georg-Weiherbach und keilt östlich Göttschied aus.

SCHMITT (1984) beschrieb dieses Gestein ebenfalls als Rhyodacit Typ Rilchenberg. Im Gelände sehen sich beide Decken zwar sehr ähnlich, und nach der Normberechnung nach Niggli werden sie demselben Gesteinsnamen zugeordnet aber bei näherer Betrachtung ist aber doch ein markanter Unterschied festzustellen; makroskopisch weist der Vulkanit Typ Göttschied merklich mehr Plagioklas-Einsprenglinge mit rechteckigem Umriß auf, die teilweise den Eindruck eines Fluidalgefüges erwecken. Vergleicht man die Spurenelement-Zusammensetzung dieser beiden Decken, so ergeben sich doch erhebliche Unterschiede - auch nach Berücksichtigung der erheblichen Alteration.

Das schon im Gelände als stark alteriert erkennbare Gestein zerfällt ähnlich dem Rhyodacit Typ Rilchenberg zu kleinen Rilchen. Die Plagioklas-Einsprenglinge sind alle elfenbeinfarben und die Grundmasse leicht rötlich. Der Bruch ist uneben, eine Mandelsteinzone konnte nicht gefunden werden.

### **3.1.6 Dacit Typ Atelbach**

Dieser Dacit Typ Atelbach weist den selben Verlauf auf wie der Vulkanit Typ Göttschied; aus östlicher Richtung kommend verläuft er durch Fischbach, zwischen Hintertiefenbach und Georg-Weiherbach und keilt östlich Göttschied aus (weithin Decke VII auf der SE-Scholle).

Diese Decke wurde von SCHMIDT (1984) ebenfalls als Dacit Typ Finken-berg angesprochen. Hier waren ebenfalls makroskopische Merkmale aus-



schlaggebend: die dünnplattige Absonderung, die Farbe des alterierten Gesteins, der Bruch und helle Klang beim Anschlagen mit dem Hammer.

Die Zuordnung nach der Niggli-Normberechnung ist ebenfalls gleich der des Typs Finkenbergr, die direkten Vergleiche, besonders der Spurenelemente, weisen sie als eine eigenständige Decke aus (vgl. auch Kapitel 2).

### 3.1.7 Latiandesit Typ Göttenbach

Dieser Vulkanittyp wurde von BAMBAUER (1960: 169) und KÖHLER (1985: 25) aufgrund makroskopischer Merkmale im Gelände vom Typ Idar unterschieden und auskartiert (weithin Decke VIII auf der SE-Scholle). Die sich im Osten an das Gebiet von BAMBAUER (1960) anschließenden Kartierungen der Mainzer Geologen (vgl. Abb. 4) haben diese Unterscheidung nicht mehr vorgenommen. Der weitere Verlauf der Decke von Idar in Richtung Osten wurde neu kartiert.

Diese Decke ist nur auf der SE-Scholle anzutreffen. Hier beschreibt der Ausstrich auch das umlaufende Streichen von der Platte über den Radeberg, von Enzweiler in Richtung Oberbrombach und wieder nach E in Richtung Oberstein.

Das makroskopische und das mikroskopische Erscheinungsbild ist sehr einheitlich. Durch Umwandlung hellt sich die dunkelgraue Grundmasse zu einem hellen Grau auf und die Feldspäte werden elfenbeinfarben.

Die bis zu 5 mm im Durchmesser erreichenden Plagioklas-Agglomerationen weisen oft einen isometrischen Umriß auf. Dies ist eines der Unterscheidungsmerkmale zwischen dem Typ Göttenbach und dem im Hangenden folgenden sehr ähnlichen Latiandesit Typ Idar (Navit). Des weiteren weist der Navit mehr und im Mittel größere Einsprenglinge auf.

Mit der relativ hohen Zahl an Einsprenglingen geht das Fehlen einer deutlichen Bankung und einer ausgeprägten Klüftung einher.

Eine Mandelsteinzone konnte nur selten anstehend gefunden werden.

### 3.1.8 Latiandesit Typ Idar (Navit)

Dieser Typ steht sowohl auf der NW- als auch auf der SE-Scholle an. Auf der NW-Scholle ist er von Algenrodt über Idar, Regulshausen, Gerach bis zum Rankenbacher Berg bzw. Birkenfink zu verfolgen (durchgehend Decke III).

Auf der SE-Scholle nimmt er zusammen mit dem im Hangenden folgenden Latiandesit Typ Klotzberg eine Sonderstellung ein, die in Kapitel 2 schon erörtert wurde. Das umlaufende Streichen ist bei beiden Decken gut zu verfolgen. Die untere Decke (weithin Decke IX) verläuft wie folgt: südlich Hintertiefenbach über Göttschied, von Klotzberg bis zur Siesbach und wieder nach E bis südlich Oberstein. Die obere Decke (weithin Decke XI) beginnt in Göttschied, ist westlich von Oberstein weiter zu verfolgen und keilt südlich des Pfaffenwaldes wieder aus.

Das Erscheinungsbild des Navits Typ Idar ist, im Gegensatz zum Latiandesit Typ Göttenbach, über seine gesamte Ausstrichbreite sehr uneinheitlich. Dies bezieht sich zum einen auf den Verwitterungsgrad und zum anderen auf die Anzahl der Einsprenglinge, die stark schwanken kann.

Makroskopisch sind diese Vulkanite nur aufgrund der Einsprenglinge zu unterscheiden. Die Feldspat-Agglomerationen im Navit sind sowohl zahlreicher als auch etwas größer, sie erreichen bis zu 7 mm im Durchmesser und weisen einen "ausgefranst" Umriß auf (das Verhältnis Einsprenglinge zu Grundmasse kann größer als Eins werden) (vgl. Kapitel 3.1.7).

Der unebene Bruch ist auf die hohe Anzahl an Einsprenglingen und der relativ grobkörnigen Grundmasse und die dadurch bedingte Inhomogenität des Gesteines zurückzuführen; damit geht ein Fehlen einer gut ausgeprägte Bankung bzw. Klüftung einher.

Durch Umwandlung hellt sich die grauschwarze und rotbraune Grundmasse mit Stich ins Bläuliche zu einem hellen Grau auf. Die Feldspat-Einsprenglinge werden elfenbeinfarben (Abb. 17).

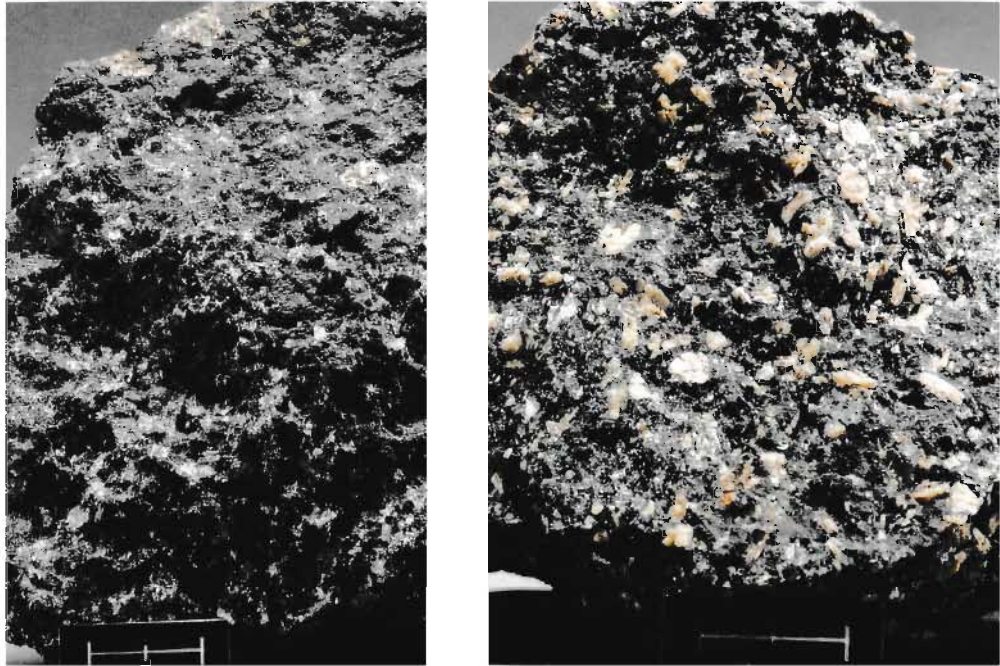


Abb. 17: Die Abbildungen a und b zeigen den Latiandesit Typ Idar (Navit) im frischen Zustand und deutlich umgewandelt.

Die Mandelsteinzone ist stets sehr mächtig ausgebildet. Die relativ hohe Anzahl an Einsprenglingen ermöglicht, ihn auch in der Mandelsteinzone zu identifizieren.

Mit fortschreitender Umwandlung neigt das Gestein dazu, in kleinere, cm-große Kügelchen (annähernd vergleichbar dem Typ Rilchenberg) zu zerfallen.

### 3.1.9 Latibasalt Typ Algenrodt

Dieses Gestein tritt lokal als Decke IV auf der NW-Scholle auf; es weist nur eine sehr geringe Ausdehnung im Bereich Algenrodt/Algenrodter Friedhof auf der auf. Hier bildet diese Decke die hangendste Einheit der Grenzlager-Gruppe. Größere zusammenhängend aufgeschlossene Bereiche sind nicht zu finden, da diese Decke sehr stark zugebaut ist.

Im frischen Zustand ist das Gestein tiefschwarz und zeigt ein dichtes Gefüge mit makroskopisch kaum erkennbaren grünlichen Olivinpseudo-morphosen als Einsprenglinge. Durch Umwandlung kann der Vulkanit leicht grünstichig bis grau werden. Der Bruch ist sehr rau ohne scharfe Kantenbildung.

Die gefundenen Bereiche der Mandelsteinzone im Liegenden der Decke sind mit einem "schlackenähnlichen" Aussehen zu vergleichen. Nach oben hin wird die Lava sehr kompakt und frisch.

### 3.1.10 Latiandesit Typ Klotzberg

Die Sonderstellung dieses Latiandesits zusammen mit dem Navit Typ Idar auf der NW-Scholle (Decken X & XII) wurde schon unter Kapitel 3.1.8 beschrieben.

Auf der NW-Scholle ist diese Decke (durchgehend Decke V) im Abstand von 1 km um den Ort Hintertiefenbach zu verfolgen und östlich des Fischbachtals als Deckenrelikte auf dem Rankenpocher Berg und der Birkfink.

Dieses Gestein zeichnet sich durch eine auffallend große Gefügevariation innerhalb einer Decke aus. Es weist, wenn überhaupt, nicht allzu viele Plagioklas-Einsprenglinge der 1. Generation auf, und eine 2. Generation an Feldspatleisten verleiht der Grundmasse ein meliertes Aussehen. Die Einsprenglinge der ersten Generation neigen auch hier zu Agglomerationen. Beide Einsprenglings-Generationen zeigen im Verhältnis zueinander

starke Schwankungen. Die erste Generation erreicht unter Umständen dieselbe Größe wie die des Navits. In seltenen Fällen steigt die Anzahl derart an, daß eine Unterscheidung vom Navit schwierig wird.

Die blaugraue Grundmasse wird bei fortschreitender Umwandlung bräunlich bis rostbraun, die Einsprenglinge elfenbeinfarben.

Mit sinkender Anzahl an Einsprenglingen der ersten Generation ist eine plattige Absonderung festzustellen. Gut ausgebildet, fast zu vergleichen mit dem Dacit Typ Finkenberg, ist diese plattige Absonderung am Osthang des Schneeberges im Truppenübungsplatz Baumholder.

Eine Mandelsteinzone ist für den Latiandesit Typ Klotzberg selten anstehend gefunden worden (zwischen Nahe und Eisenbahnlinie oberhalb Enzweiler).

Eine Einteilung in einzelne Ströme könnte gegebenenfalls über den mikroskopischen Weg geschehen; nur bestimmte Schliffe weisen unter dem Mikroskop Pseudomorphosen von Talk nach Orthopyroxen auf. Ist dieses stromspezifisch, so wäre es eine Möglichkeit; tritt die Pseudomorphose jedoch nur lokal auf, so trifft die Möglichkeit nicht zu (vgl. Kapitel 5.2).

### **3.1.11 Latiandesit Typ Pfaffenberg**

Auf der SE-Scholle bildet der Typ Pfaffenberg die hangendste Decke der Grenzlager-Gruppe (weithin Decke XIII). Ihr Verlauf ist vom Fischbach im E über Göttschied bis nach Oberstein zu verfolgen. Durch seinen Ausstrich wird auch das umlaufende Streichen der Muldenstruktur nachgezeichnet (vgl. Kapitel 1.5). Auf der NW-Scholle ist er nicht anzutreffen.

Dieser Vulkanit ist makroskopisch sehr gut an seinen stecknadelkopfgroßen, rostroten Einsprenglingen zu erkennen. Auffallend ist die fast durchgehende Umwandlung. Seine nur im relativ frischen Zustand dunkelgraue Farbe hellt sich bei fortschreitender Umwandlung auf.

Nur an Pkt. 99 konnte eine einigermaßen akzeptable Probe genommen werden. Die Hänge, an denen dieser Vulkanit ansteht, sind relativ flach verglichen mit den anderen Vulkaniten. Dies ist auf die fortgeschrittene Umwandlung und die geringe Härte des Gesteins zurückzuführen.

### 3.1.12 Rhyodacit Typ Hintertiefenbach

Auf der Nordscholle bildet dieser Vulkanit östlich Idar den Abschluß der Grenzlager-Gruppe (lokal Decke VI); seine Ausdehnung wird von der Hunsrück-Südrand-Störung nach Süden begrenzt. Der anstehende Bereich dieses Vulkanits wird größtenteils landwirtschaftlich genutzt. Das Gestein weist durchweg einen hohen Umwandlungsgrad auf. Eine schmutziggraue, grauviolette Farbe und deutliche Fluidaltextur sind typisch für diese Decke. Die mafischen Einsprenglinge sind von länglichen, millimeter- bis zentimetergroßen gelblichen Höfen umgeben. Das feldpetrographische Erscheinungsbild ist aufgrund fehlender größerer Aufschlüsse nur auf kleine Aufschlüsse und Lesesteine von Feldern und Äckern gestützt. Das Gestein ist kompakt ohne bevorzugte Kluftrichtung und weist einen muscheligen, unebenen Bruch auf; eine Mandelsteinzone konnte nicht festgestellt werden; da die Erosionsoberfläche nahezu parallel zur Deckenoberfläche verläuft, kann ein primäres Vorhandensein einer Mandelsteinzone nicht ausgeschlossen werden.

Auffallend bei diesem Vulkanit sind makroskopisch erkennbare Quarz-Xenolithe, die bis zu 1 cm groß werden können. Eine mikroskopische Untersuchung hat ergeben, daß es sich um Xenolithe handelt, die durchweg korrodiert sind und dadurch fast ausschließlich einen runden Umriß aufweisen. Sie wurden durch die nadelige Anlagerung von Grundmasse-Mikrolithen vor der völligen Reaktion bewahrt. Verweisen möchte ich in diesem Zusammenhang noch auf die Vollmersbacher Intrusion, die Quarz-Xenolithe mit einem Längendurchmesser bis zu 10 cm aufweist (vgl. auch Kapitel 4.3).

TABELLE : Makroskopische Merkmale der auskartierten Vulkanit-Decken

	Färbung: frisch / unfrisch	Bruch/ Oberfläche	Absonderung
<b>Latibasalt Typ Hasenklopp</b>	tiefschwarz --- dkl.grau bis gelblichbraun	muschelilig, scharfkantig --- rauh	undeutlich bis grobkantig
<b>Latianandesit Typ Steinkaulenberg</b>	tiefschwarz --- grünl., bräunl. dkl.diffuse Streifung	muschelilig, scharfkantig --- rauh	undeutl. bis dick- plattig, unregelmä- ßige Teilbarkeit parallele Streifung
<b>Rhyodacit Typ Rilchenberg</b>	schwarz --- rostbraun bis gelblichbraun	unregelmäßig scharfkantig --- uneben	zerfällt sonnen- brennerartig in cm-große Polygone gelegentl. plattig
<b>Dacit Typ Finkenberg</b>	nicht vorhanden --- schwarzgrau bis mittelgrau mit bräunl.Tönen	muschelilig, scharfkantig --- glatt	plattige, vollkom- mene Absonderung bis in mm-Bereiche
<b>Rhyodacit Typ Göttschied</b>	nicht vorhanden --- rostbraun bis gelblichbraun	unregelmäßig --- uneben	zerfällt ähnlich Typ Rilchenberg (nicht so ausgeprägt)
<b>Dacit Typ Atelbach</b>	nicht vorhanden --- schwarzgrau - mittelgrau mit bräunl. Tönen	muschelilig, scharfkantig --- ---	plattige, vollkomme- ne Absonderung bis bis in cm-Bereich

Fortsetzung Tabelle 4:

	Makroskopisch hervortretende Merkmale	Färbung: frisch / unfrisch	Bruch/Oberfläche	Absonderung
Latianandesit Typ Göttenbach	rundliche Feldspatagglomerationen (3-5mm) in dunkler Grundmasse	dunkel-grau --- hell- bis mittelgrau	unregelmäßig --- rauh, grob	undeutlich
Latianandesit Typ Idar (Navit)	zahlreiche, sehr große (5-7mm) agglomerierte Feldspateinspr.u.Pyro. kleine Olivinpseudo-morphosen	grauschwarz mit Stich ins bläuliche --- hellgrau	unregelmäßig	undeutlich (wenn unfrisch sonnenbrennerartig)
Latibasalt Typ Algenrodt	zahlreiche Olivinps. kleine Feldspat-leisten	tiefschwarz --- bräunl.schwarz	unregelmäßig --- sehr rau	undeutlich
Latianandesit Typ Klotzberg	viele kl.Feldspat-einspr.(bis 1mm) in blaugrauer Grundm., wenig große Feldsp., rostrote Olivin-Pseud.	dunkelgrau --- bräunlichgrau, viel Hämatit	unregelmäßig --- glatt	undeutlich bis plattig im cm-Bereich
Latianandesit Typ Pfaffenberg	Rostrote Olivin-Pseudo-morphosen, sehr kleine Feldspatleisten	schwarz --- rötliches Graubraun	unregelmäßig --- rauh	undeutlich bis plattig
Rhyodacit Typ Hintertiefenbach	Quarz als Einsprengl. bis zu 2cm ø	nicht gefunden --- hellgrau	unregelmäßig --- muschelrig	undeutlich



**TABELLE 5:** Qualitative Mineralbestand der einzelnen Vulkanite (nur Minerale, die nicht in jeder Decke vorkommen) auf der Basis von je 5 typischen Dünnschliffen:

	Hkl	Stbg	Rbg	Fbg	Gd	Abch	Gbch	Nt	Adt	Kbg	Pfbg	Hbch
Ortho-Pyroxen	----	----	----	++++	?-?-	++++	++++	++++	----	----	----	++++
Klino-Pyroxen	----	++++	++++	----	----	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++
frisch	----	+	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Basitisiert	----	----	----	++++	+	++++	++++	+	----	+	----	++++
and. Umwandlg.	----	+	++++	----	+	+	----	++++	+	+	----	++++
Viridit I	++++	++++	++++	++++	+	++++	++++	++++	++++	----	++++	+
Viridit II	----	----	++++	+	----	----	----	----	----	----	----	----
Viridit III	----	----	+	++++	----	----	+	----	----	----	----	----
(ARIKAS 1973)												
Ilmenit	----	++++	----	?	?	?	----	----	?	?	----	++++
Magnetit	++++	++++	?	++++	+	?	+	++++	+	?	++++	++++
Apatit	+	+	++++	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Quarz	++++	+	++++	++++	++++	++++	----	----	----	+	++++	++++
Hämatit	----	++++	++++	+	++++	++++	++++	++++	----	+	+	+
Calcit	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Talk	----	----	----	----	----	----	----	----	----	+	?	?
Leukoxen	----	++++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Hkl	Typ Hasenklopp	Gbch	Typ Göttenbach	Pfbg	Typ Pfaffenberg							
Stbg	Typ Steinkaulenberg	Idar	Typ Idar (Navit)	Hbch	Typ Hintertiefenbach							
Rbg	Typ Kilchenberg	Adt	Typ Algenrodt	Gd	Typ Göttschied							
Fbg	Typ Finkenberg	Kbg	Typ Klotzberg	Abch	Typ Ateibach							

+ vorhanden  
 - nicht vorhanden  
 ? nicht genau bestimmbar

TABELLE 6: Modaler Mineralbestand der einzelnen Vulkanite; der Durchschnittswert wurde aus jeweils 3 Integrations-Analysen ermittelt:

	GM%	Plg	K-PX	O-Px	Bas	Idd	Talk	Qu	Erz°	Mes	Apa	Viri	Cal	Oli
Hkl*	93.0	52.2	16.0	-	-	-	-	1.6	2.5	16.2	-	-	11.5	-
Stbg	100.0	39.4	7.7	-	-	-	-	6.7	3.8	23.1	-	19.3	-	-
Rbg	90.8	23.4	-	4.0	-	-	-	32.2	15.3	20.0	-	5.1	-	-
Fbg	90.4	28.9	4.0	-	-	-	-	21.0	10.5	27.4	<0.1	8.1	-	-
Gd	88.3	31.7	-	-	-	-	-	36.4	12.7	19.2	<0.1	5.1	-	-
Abch	92.6	40.7	-	-	-	-	-	23.2	14.1	15.2	<0.1	4.1	2.6	-
Gbch	86.2	36.5	9.0	1.3	-	1.1	-	-	6.7	39.8	<0.1	5.5	-	-
Idar	74.4	32.6	22.4	0.1	-	-	1.5	-	10.0	32.8	<0.1	0.5	-	-
Adt	91.1	46.0	21.5	-	-	-	-	-	3.1	24.6	-	2.3	-	-
Kbg	92.1	35.4	16.7	0.8	-	5.0	2.6	-	9.9	29.6	-	-	-	-
Pfbg	90.0	**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hbch	87.0	60.0	-	-	10.3	-	-	9.8	1.6	15.1	-	-	-	-

	Ein%	Plg	K-PX	O-Px	Bas	Erz	Oli	Qu	Häm
Hkl	7.0	71.4	-	-	-	-	28.6	-	-
Stbg	***	49.8	12.5	27.6	-	10.1	-	-	-
Rbg	9.2	74.3	12.3	13.4	-	-	-	-	-
Fbg	9.6	79.6	-	-	10.0	10.4	-	-	-
Gd	11.7	79.5	-	-	11.8	10.7	-	-	-
Abch	7.4	82.0	4.3	3.2	-	10.5	-	-	-
Gbch	13.8	61.4	9.0	-	11.8	17.8	-	-	-
Idar	25.7	8.3	-	-	-	-	91.7	-	-
Adt	8.9	77.4	5.8	-	-	16.8	-	-	-
Kbg	7.9	8.0	-	-	-	-	-	92.0	-
Pfbg	10.0	18.3	41.2	13.7	-	-	-	26.7	-
Hbch	13.9	-	-	-	-	-	-	-	-

\* Abkürzungen der Deckennamen sind Tabelle 5 zu entnehmen.  
 \*\* nicht ausgezählt da zu feinkörnig und vollständig umgewandelt  
 \*\*\* da nur sehr wenige und sehr kleine Einsprenglinge bei Grundmasse ausgezählt  
 GM% Grundmasse-Anteil in % bezogen auf den gesamten Dünnschliff  
 Ein% Einsprenglin-Anteil in % bezogen auf den gesamten Dünnschliff  
 Plg Plagioklas  
 K-Px Kline-Pyroxen  
 O-Px Ortho-Pyroxen  
 Idd Iddingsit  
 Qu Quarz  
 Mes Mesostasis  
 Apa Apatit  
 Viri Viridit  
 Cal Calcit  
 Oli Olivin  
 Bas Bastit

°Hohe Werte durch Umwandlung und sekundäre Hämatitimpregnierung verfälscht; Werte bekannter Fehlerquellen wesentlich überschritten.

### 3.2 Mikroskopischer Teil

#### 3.2.1 Latibasalt Typ Hasenklopp

Wenige Agglomerierte Plagioklaseinsprenglinge in einer intersertalen, schwach ophitischen Grundmasse mit felsitischer Matrix bilden ein porphyrisches Gefüge (Abb. 18).

##### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** meist agglomeriert; ausgeprägter Zonarbau sowie stark unternormale Interferenz-Farben (IF); randliche und von Rissen ausgehende Alteration, stellenweise auch zonar; Einschlüsse von Erz, Zirkon, Apatit, Pyroxen; Länge (L) = 0.8 bis 1.0 mm (max. 1.5 mm ).

**Olivin:** meist vollständig umgewandelt (s. Sekundärprodukte).

##### Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; Zonarbar sowie anomale IF; randliche und von Rissen ausgehende Alteration; L = 0.12 bis 0.30 mm.

**Klino-Pyroxen:** Xenomorph in Plagioklas-Zwickeln; selten Zwillingsbildung; teilweise oder vollständig umgewandelt (u.a. Viridit); L = 0.06 bis 0.12 mm.

**Olivin:** -Relikte in Zwickeln.

**Erz:** u. a. Magnetit (idiomorph bis hypidiomorph) und Ilmenit?

**Mesostasis:** felsitische sowie viriditische Mesostasis.

**Akzessorien:** Apatit, Zirkon, Quarz.

**Sekundärprodukte:** Karbonat, Chrysotil, Erz, Hämatit, Viridit.

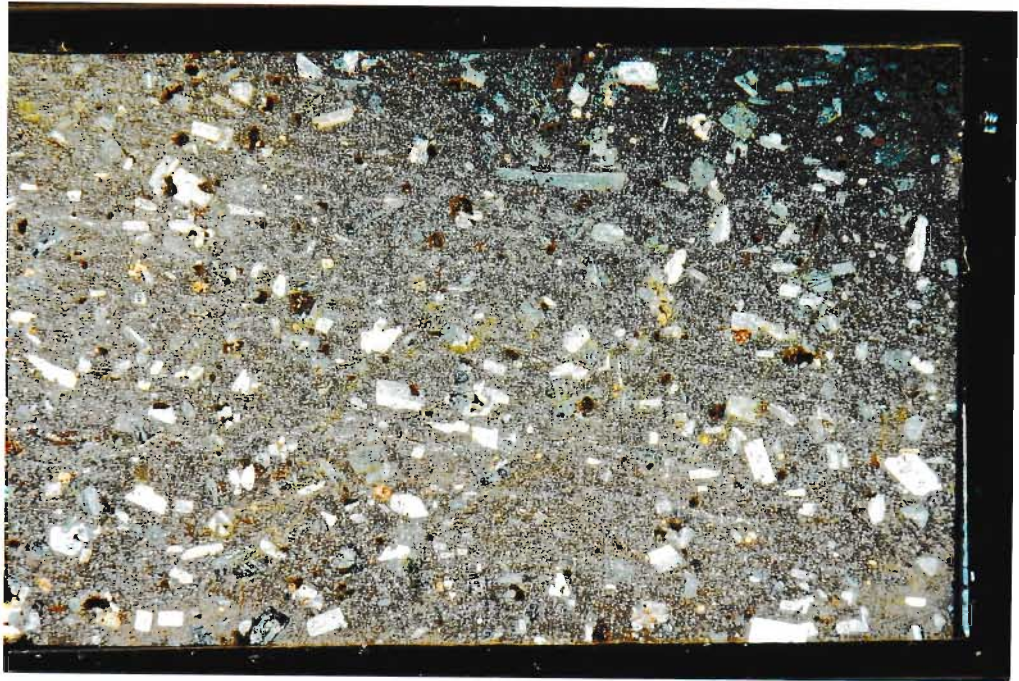


Abb. 18: Latibasalt Typ Hasenklopp. Decke I (SE-Scholle); wenige Olivin-Einsprenglinge in einer dichten Grundmasse; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1, Proben-Nr. 98.



Abb. 19: Latiandesit Typ Steinkaulenberg. Decke I (NW-Scholle), Decke III (SE-Scholle); wenige, agglomerierte Plagioklas-Einsprenglinge in einer dichten Grundmasse; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1, Nr. 2237.

### 3.2.2 Latiandesit Typ Steinkaulenberg

Porphyrisches Gefüge mit sehr wenigen Plagioklasen und umgewandelten Mafiten als Einsprenglinge und richtungslos-intersertales Gefüge in der dichten Grundmasse (Abb. 19).

#### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** Zonarbau; An<sub>76-58</sub> (Kerne) An<sub>55-44</sub> (Ränder); vereinzelt Kerne oder Zonen zu Viridit umgewandelt; anormale IF; fortschreitende Umwandlung bei allen Plagioklasen; zonenweise Sericitisierung, überwiegend Viriditisierung; Einschlüsse von Erz und Apatit; stellenweise Hämatit auf Rissen; L = 0.5 bis 0.6 (max. 0.9) mm.

**Mafite:** vollständig umgewandelt; nicht mehr zuzuordnen; L = 0.16 bis 0.24 mm.

#### Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; Zonarbau; anormale IF; An<sub>51-38</sub>; in allen Fällen Ab-reiche Säume (BAMBAUER 1960: 160); L = 0.15 bis 1.22 mm.

**Klino-Pyroxen:** diopsidähnlicher Augit, xenomorph; beginnende Umwandlung in allen Schliften; L = 0.07 mm.

**Amphibol:** untergeordnet; nach WALGER (1958) und BAMBAUER (1960: 160) handelt es sich um ein Glied der Cummingtonit-Reihe.

**Erz:** Magnetit (idiomorph); Ilmenit (Skelettwachstum).

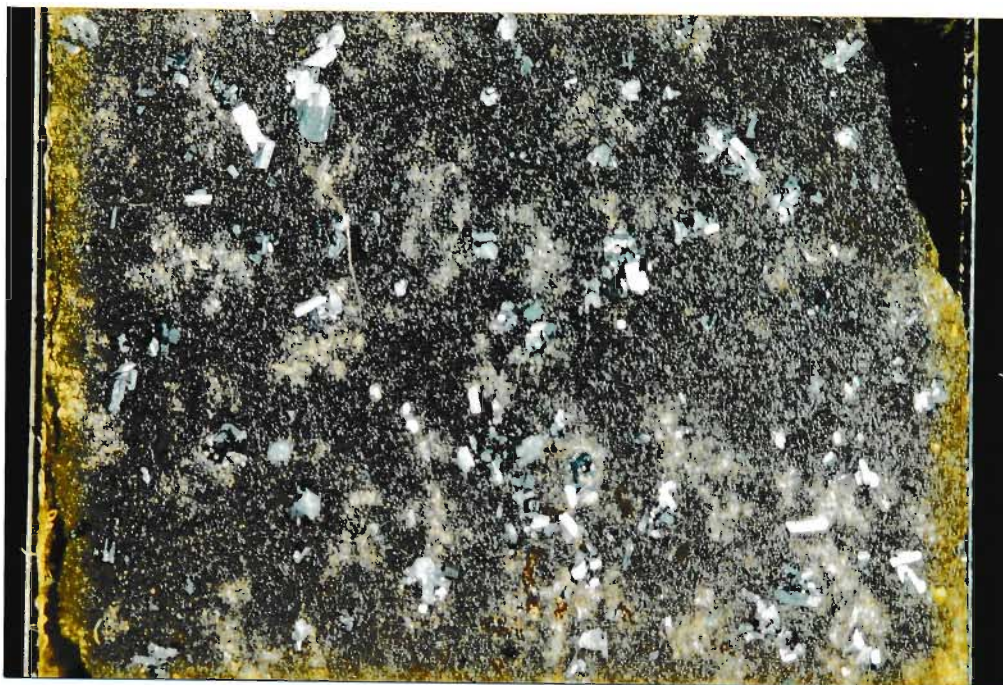
**Biotit:** grün-gelblichbrauner Biotit (BAMBAUER 1960: 160)

**Mesostasis:** viriditische und felsitische Mesostasis.

**Akzessorien:** Quarz, Apatit.

**Sekundärprodukte:** Viridit, "Sericit", Calcit, Leukoxen, Hämatit.





**Abb. 20:** Rhyodacit Typ Rilchenberg; Decke IV (SE-Scholle); Plagioklaseinsprenglinge fast immer umgewandelt; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1, Nr. 2212.



**Abb. 21:** Fortgeschrittene Verwitterung des Typ Rilchenberg; zu erkennen sind die Anlagen der Rilchenbildung; 92:1; Nr. 23.

### 3.2.3 Rhyodacit Typ Rilchenberg

Das richtungslose, porphyrische Gefüge setzt sich aus einer dichten, mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse und idiomorphen bis hypidiomorphen Einsprenglingen zusammen (Abb. 21).

#### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** meist mit Pyroxenen agglomeriert;  $An_{59-47}$ , Rekurrenzen häufig; oft fortgeschrittene Umwandlung der Plagioklase; (Sericitisierung, Viriditisierung); Einschlüsse sind nicht mehr zu erkennen;  $L = 1,3$  bis  $>3.0$  mm.

**Klino-Pyroxene:** "1. Diopsidähnlicher Augit mit  $2 Vz = 49.5^\circ$  ( $49^\circ-50^\circ$ ),  $r > v$ . 2. Pigeonit mit  $Z \hat{c} = 41-42^\circ$  (variiert etwas von Kristall zu Kristall) und  $2 Vz = 13^\circ-14^\circ$ ,  $AE \perp 010$ ,  $r < v$ , Zwillinge nach (100). Häufig wird Augit von Pigeonit umwachsen" (BAMBAUER 1960: 157); dies ist in meinen alterierten Gesteinsproben nicht mehr nachvollziehbar.

**Erz:** unregelmäßig korrodiert, keinem primären Mineral mehr zuzuordnen;  $0.12$  bis  $0.25$  mm  $\phi$ .

#### Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten;  $An_{30-20}$ ;  $L = 0.03$  bis  $0.04$  mm.

**Klino-Pyroxen:** stets umgewandelt; im einzigen bekannte Aufschluß mit frischem Material liegt er als Pigeonit vor (BAMBAUER 1960: 157); xenomorph;  $\approx 0.02$  bis  $0.04$  mm  $\phi$ .

**Quarz:** xenomorph, in Zwickeln sitzend.

**Erz:** hypidiomorph; statistisch über den gesamten Schliff verteilt.

**Mesostasis:** viriditische und felsitische Mesostasis.

**Akzessorien:** Apatit.

**Sekundärprodukte:** Calcit, "Sericit", Hämatit, Viridit, Seladonit.



### 3.2.4 Dacit Typ Finkenberg

Im Dünnschliff zeichnet sich dieser Vulkanit durch ein richtungslos-porphyrisches Gefüge mit relativ wenigen idiomorphen bis hypidiomorphen agglomerierten Einsprenglingen in einer dichten, mikrokristallinen und hyalinen Grundmasse aus; stellenweise ist eine Fluidaltextur zu erkennen (Abb. 22).

#### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** meist agglomeriert; uneingeschränkt sehr stark umgewandelt (Sericitisierung); trotz Umwandlung vereinzelt noch Zonarbau zu erkennen; Einschlüsse von Erz und Apatit sowie kleineren Plagioklasen und Mafiten; L = 0.6 bis 2.0 mm.

**Ortho-Pyroxen:** fast immer bastitisiert oder viriditisiert; L = 0.6 bis 2 mm.

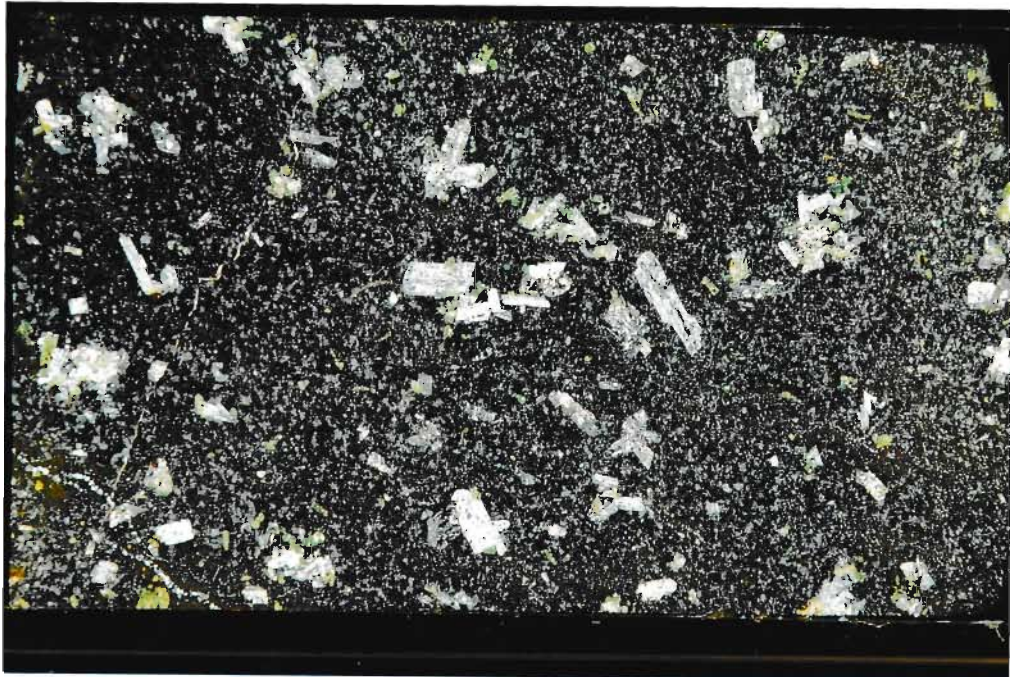


Abb. 22: Dacit Typ Finkenberg; Decke II (NW-Scholle), Decke V (SE-Scholle); oft Fluidaltextur, wenige, kleine Einsprenglinge; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 55.



Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten, bei fast allen beginnende bis fortgeschrittene Alteration; An<sub>47-35</sub>, Säume bei An<sub>20</sub>; L = 0.03 bis 0.04 mm.

**Klino-Pyroxen:** xenomorph, teilweise in rundliche grüne Aggregate von Viridit umgewandelt.; L ≈ 0.01 mm.

**Erz:** Magnetit (überwiegend idiomorph) und Ilmenit (Skelettwachstum).

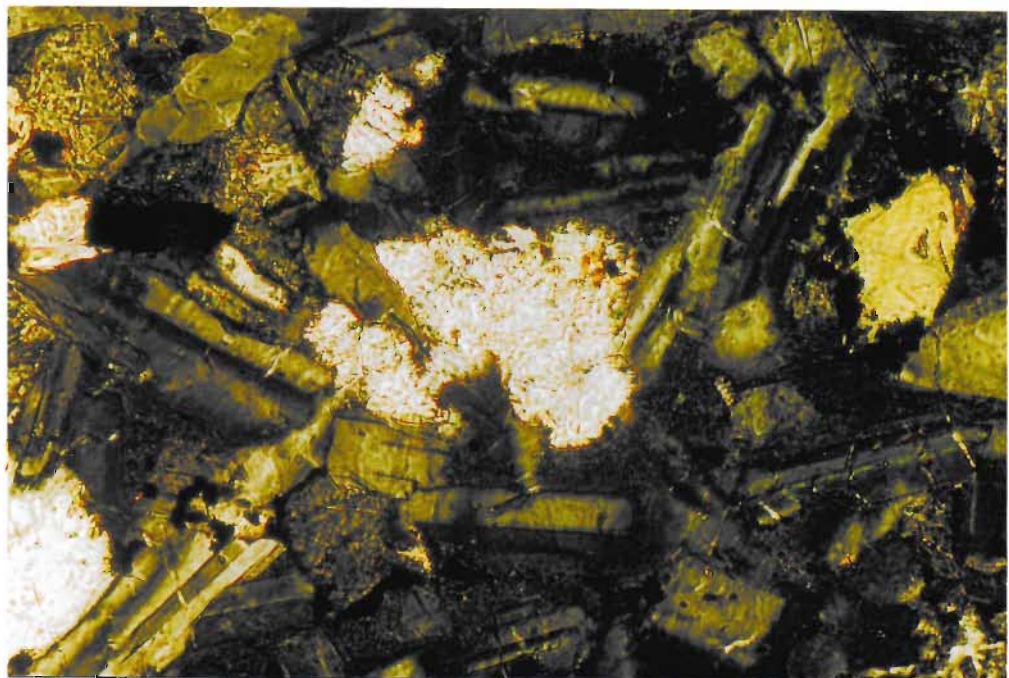
**Quarz:** xenomorph, in Zwickeln sitzend.

**Alkali-Feldspat:** röntgenographisch nachgewiesen (BAMBAUER 1960 158) und bestätigt durch die Na-Hexanitrokobaltat III- Anfärbemethode.

**Mesostasis:** felsitische und viriditische Mesostasis.

**Akzessorien:** Erz, Apatit, Quarz.

**Sekundärprodukte:** Viridit, Bastit, Chlorit, Limonit, Hämatit, Calcit, Leukoxen, "Sericit", Seladonit.



**Abb. 23:** Leukoxen (hell) in der Grundmasse als Sekundärprodukt; (Dacit Typ Finkenberg); 2 Nicols; Vergrößerung 584:1; Nr. 193.

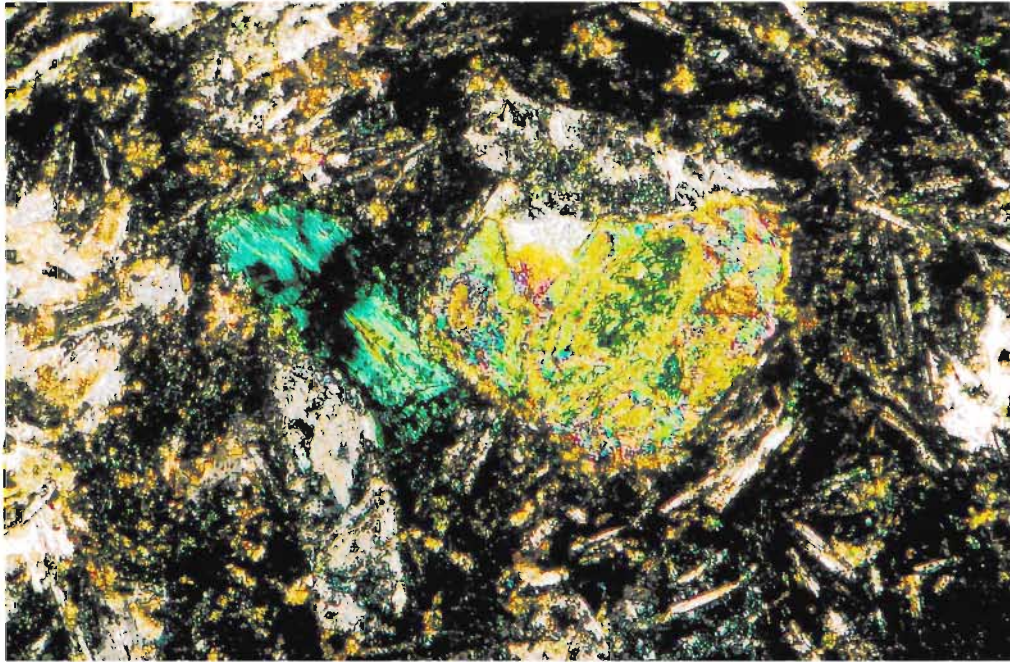


Abb. 24: Seladonit (smaragdgrün) als Umwandlungsprodukt von Augit unter Kalium-Zufuhr; Dacit Typ Finkenberg; 92:1; Nr. 193.

### 3.2.5 Rhyodacit Typ Göttschied

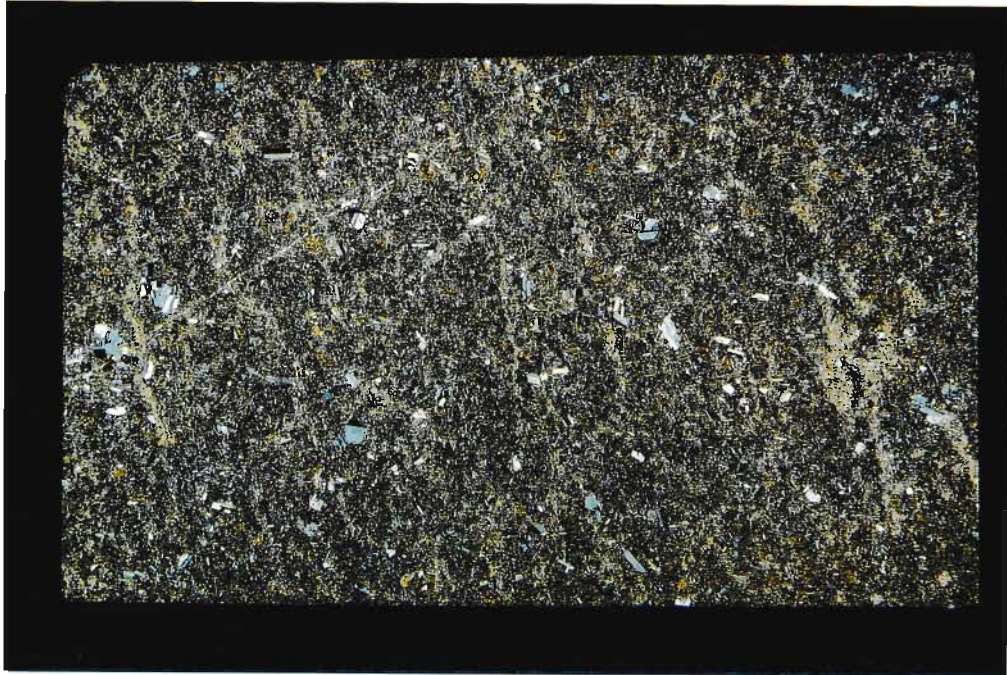
Porphyrische und zum größten Teil fluidal eingeregelt Plagioklasleisten und Mafitpseudomorphosen schwimmen in einer dichten Grundmasse, vergleichbar Rhyodacit Typ Rilchenberg (Abb. 25).

#### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** -Leisten; An-Gehalt nicht mehr zu bestimmen; alle fast vollständig sericitisiert; Einschlüsse nicht mehr zu erkennen; teilweise "Hämatitnester" in Plagioklasen verteilt; selten agglomeriert; L = 0.5 bis 3.0 mm (max. 5.0 mm)

**Mafite:** vollständig umgewandelt; nicht mehr bestimmbar (evtl. Orthopyroxen, da vereinzelt anscheinend noch Bastitisierung); L = 0.4 bis 1.0 mm.





**Abb. 25:** Rhyodacit Typ Göttschied; Decke VI (SE-Scholle); relativ viele, kleinere Einsprenglinge in einer dichten Grundmasse; alle sehr stark umgewandelt; Rilchenbildung vergleichbar dem Rhyodacit Typ Rilchenberg; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 2283.

Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; An-Gehalt aufgrund fortgeschrittener Umwandlung nicht mehr zu bestimmen; L = 0.03 bis 0.045 mm.

**Klino-Pyroxen:** xenomorph;  $\approx$  0.015 bis 0.035 mm  $\phi$ .

**Quarz:** kleine Quarz-Nester, bis zu 0.15mm  $\phi$ .

**Erz:** eingeregelt; längliche Form; nicht näher bestimmbar; L = 0.01 bis 0.08 mm.

**Mesostasis:** felsitische Mesostasis, sehr wenig viriditische Mesostasis.

**Akzessorien:** Apatit.

**Sekundärprodukte:** Hämatit, "Sericit", Bastit, wenig Viridit, Seladonit.

### 3.2.6 Dacit Typ Atelbach

Eine meist fluidale, mikrokristalline und hyaline Grundmasse mit relativ wenigen idiomorphen bis hypidiomorphen Einsprenglingen (Abb. 26).

#### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** -Leisten; An-Gehalt aufgrund fortgeschrittener Umwandlung nicht mehr bestimmbar; durchgehend fast vollständig umgewandelt (serizitisiert); kleinere Plagioklase sind oft agglomeriert; Einschlüsse nicht mehr zu erkennen; L = 0.2 bis 1.4 mm (max. 2.5 mm).

**Orthopyroxen:** immer zu Bastit umgewandelt; L = 0.3 bis 0.6 mm (max. 1.2 mm).

**sonstige Mafite:** Pseudomorphosen von Calcit und Hämatit nach nicht mehr rekonstituierbaren Ursprungsmineralen; L = 0.2 bis 0.5 mm.

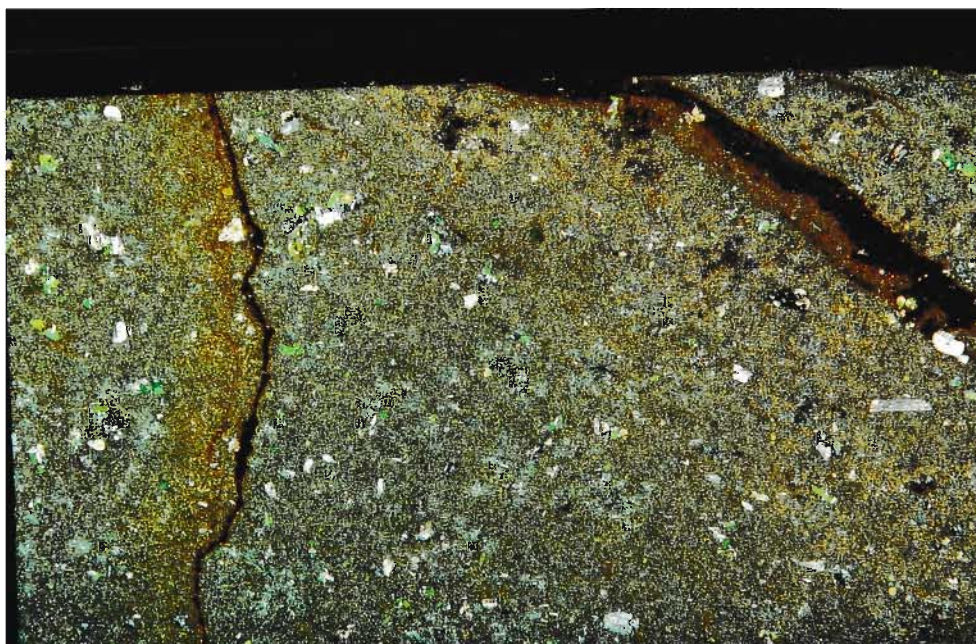


Abb. 26: Dacit Typ Atelbach; Decke VII (SE-Scholle); viriditisierte Mafit-Einsprenglinge; Fluidaltextur, wenige, kleine Plagioklas-Einsprenglinge; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 2293.

Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; An-Gehalt nicht mehr bestimmbar, da zu stark umgewandelt; fluidal eingeregelt;  $L \approx 0.3$  mm.

**Quarz:** kleine Quarz-Nester;  $\approx 0.2$  mm  $\phi$ .

**Klino-Pyroxen:** xenomorph in Zwickeln sitzend;  $\approx 0.01$  mm  $\phi$ .

**Mesostasis:** viriditisch und felsitisch.

**Erz:** meist korrodiert; keinem ursprünglichen Mineral mehr zuzuordnen;  $\approx 0.1$  mm  $\phi$ .

**Akzessorien:** Apatit.

**Alkali-Feldspat:** durch die Na-Hexanitrokobaltat III-Anfärbemethode nachgewiesen.

**Sekundärprodukte:** "Sericit", Viridit, Hämatit, Bastit, Calcit, Seladonit.

**3.2.7 Latiandesit Typ Göttenbach**

Das richtunglos-porphyrische Gefüge besteht aus idiomorphen bis hypidiomorphen Einsprenglingen in einer hemikristallinen, intergranularen Grundmasse (Abb. 27).

Einsprenglinge:

**Plagioklas:** meist agglomeriert auch mit Klino- und Orthopyroxen; hypidiomorph; intensiver Zonarbau; anomale IF;  $An_{72-46}$  [häufig Rekurrenzen mit z.T. höheren An-Gehalten als im Kern (BAMBAUER 1960: 169)]; Einschlüsse von Apatit, Erz, kleinen Plagioklasen und Pyroxenen;  $L = 1.5$  bis  $3.0$  mm.

**Klino-Pyroxene:** Hypidiomorph bis xenomorph; selten; oft umgewandelt;  $L = 0.3$  bis  $0.9$  mm

**Olivin:** Stets umgewandelt zu Iddingsit mit noch vereinzelt serpentinisierten Kernen;  $0.15$  bis  $0.80$  mm  $\phi$ .

**Ortho-Pyroxen:** Einkristall-Pseudomorphosen von Viridit (Bastit) nach Ortho-Pyroxen;  $L = 0.9$  bis  $1.2$  mm.





Abb. 27: Latiandesit Typ Göttenbach; Decke VIII (SE-Scholle); Plagioklas-Agglomerationen (bis 5 mm  $\phi$ ); Iddingsit-Pseudomorphosen nach Olivin; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 192.

Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten;  $An_{51-44}$ ;  $L = 0.01$  bis  $0.04$  mm.

**Klino-Pyroxen:** xenomorph, in Zwickeln von Plagioklas-Leisten der Grundmasse;  $0.01$  bis  $0.02$  mm  $\phi$ ; teilweise viriditisiert.

**Ortho-Pyroxen:** zwei Generationen von Einkristallpseudomorphosen aus Viridit (Bastit);  $0.02$  bis  $0.04$  mm  $\phi$ .

**Erz:** überwiegend Magnetit und Hämatit.

**Mesostasis:** felsitische und viriditische Mesostasis.

**Akzessorien:** Apatit, Quarz.

**Sekundärprodukte:** Viridit, Iddingsit, Calcit, Hämatit.





**Abb. 28:** Beginnende Iddingsit-Bildung nach vollständiger Serpentinisierung der Olivine; eine endgültige Iddingsit-Pseudomorphose ist in Abbildung 29 und 30 zu sehen (Latiandesit Typ Göttenbach); 2 Nicols; Vergrößerung 42:1; Nr. 192.



**Abb. 29:** Latiandesit Typ Idar (Navit); Decke III (NW-Scholle), Decke IX & XI (SE-Scholle); bis zu 7 mm große Plagioklas-Agglomerationen; Iddingsit-Pseudomorphosen nach Olivin; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 53.

### 3.2.8 Latiandesit Typ Idar (Navit)

Dieser Vulkanittyp zeichnet sich durch ein ausgeprägt porphyrisches Gefüge mit idiomorphen bis hypidiomorphen Einsprenglingen aus, die meist agglomeriert sind in einer relativ groben Grundmasse mit intersertalem Gefüge (Abb. 29).

#### Einsprenglinge:

**Plagioklas:** agglomeriert mit Pyroxen; ausgeprägter Zonarbau mit häufigen Rekurrenzen; anomale IF;  $An_{75-70}$  (Kern),  $An_{52-48}$  (Rand); Sericitisierung von Rissen ausgehend; Viriditisierung vereinzelt nur auf eine Zone beschränkt; Einschlüsse von Erz, Apatit, Zirkon, kleinen Plagioklasen und Pyroxenen;  $L = 1.5$  bis  $>5$  mm (Agglomerationen  $>7$  mm).

**Ortho-Pyroxen:** (untergeordnet) hypidiomorph bis xenomorph; vereinzelt agglomeriert mit Plagioklas und Klino-Pyroxen; randliche Umwachsungen von Augit nach (100) (STOJADINOVIC 1970); randlich und auf Rissen Viridit, bei fortgeschrittener Umwandlung vollständige Bastitisierung; Einschlüsse von Apatit, kleinen Pyroxenen und Plagioklasen;  $L = 0.5$  bis  $2.0$  mm.

**Klino-Pyroxen:** hypidiomorpher bis xenomorpher diopsidähnlicher Augit; agglomeriert mit Plagioklas und Ortho-Pyroxen; häufig verzwillingt nach (100),  $2V_z \approx 51^\circ$ ; oft umgewandelt durch hydrothermale Einflüsse; Einschlüsse von Apatit, kleinen Pyroxenen und Plagioklasen;  $L = 0.5$  bis  $2.0$  mm.

**Olivin:** immer serpentinitisiert bzw. alle Stadien der Iddingsit-Bildung (s. Sekundärprodukte);  $L = 0.18$  bis  $0.9$  (max.  $3.0$  bis  $4.0$ ) mm.

#### Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; idiomorph bis hypidiomorph; vereinzelt Zonarbau;  $An_{56-45}$ ; stellenweise Umwandlung in "Sericit" und Viridit;  $L = 0.03$  bis  $0.12$  mm.

**Ortho-Pyroxen:** selten, xenomorph; oft in Zwickeln von Plagioklas-Leisten sitzend;  $\approx 0.05$  mm  $\varnothing$ .



**Klino-Pyroxen:** Diopsidähnlicher Augit ( $2V_z = 47-48^\circ$ ) und Pigeonit  $2V_z \approx 0^\circ$ ; xenomorph; vereinzelt umgewandelt;  $L = 0.05$  bis  $0.12$  mm.

**Erz:** u. a. Ilmenit und Magnetit.

**Mesostasis:** felsitische und viriditische Mesostasis.

**Akzessorien:** Biotit und Cummingtonit (nach BAMBAUER 1960: 172), Apatit, Zirkon.

**Sekundärprodukte:** Iddingsit, Viridit, Calcit, Hämatit, Bastit, "Sericit".



**Abb. 30:** Vollständig zu Iddingsit umgewandelte Olivine (Latiandesit Typ Idar); in dieser Decke sind alle Übergänge von Serpentinisierung zu vollständiger Iddingsit-Bildung zu finden; 2 Nicols; 92:1; Nr. 1881.

### 3.2.9 Latibasalt Typ Algenrodter Friedhof

Porphyrisches Gefüge mit Olivin-, selten Plagioklas-Einsprenglingen und intergranularer bis intersertaler Grundmasse (Abb. 31).

#### Einsprenglinge:

**Olivin:** ( $Mg_{95} Fe_{05}$ ) (BAMBAUER 1960: 160) idiomorph bis hypidiomorph; frisch bis vollständig serpentinitisiert; vereinzelt noch Kerne frischen Olivins in der Netzstruktur erkennbar; 0.3 bis 0.4 mm  $\phi$ .

**Plagioklas:** selten; Zonarbau; selten beginnende Alteration; L = 0.3 bis 0.4 mm.

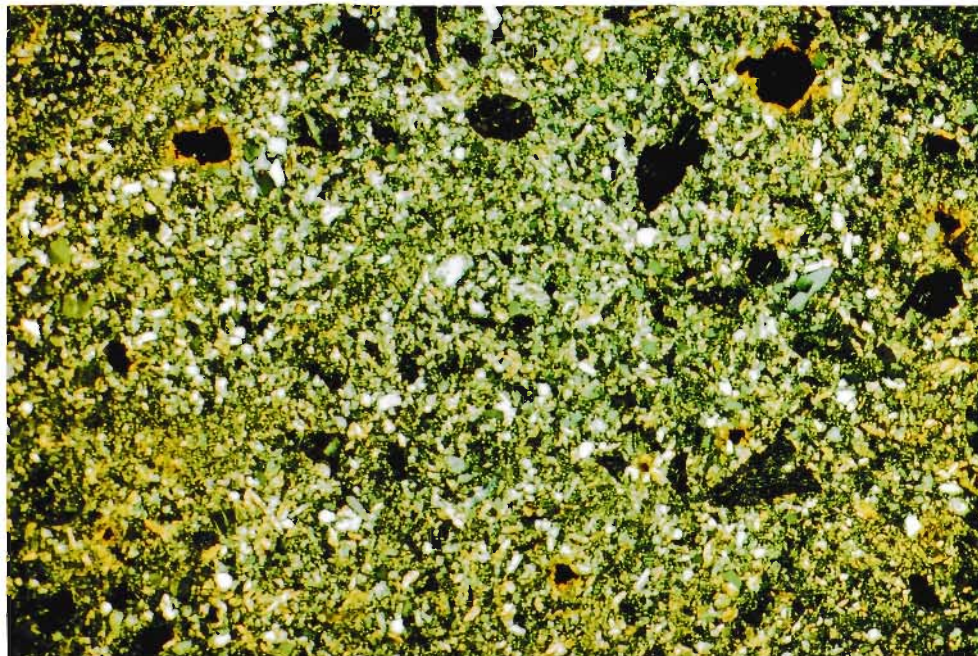


Abb. 31: Latibasalt Typ Algenrodter; Decke VI (NW-Scholle); frische Olivin-Einsprenglinge; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 36.

Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; Zonarbau;  $An_{67-54}$  (Kern),  $An_{45}$  (Saum);  $L = <0.06$  bis  $0.25$  mm.

**Klino-Pyroxen:** zwei Generationen

1. Generation: hypidiomorph bis xenomorph, "nur salitähnlicher Augit mit  $Z^c = 44^\circ$  ( $42-47^\circ$ ),  $2V_z = 54^\circ$  ( $52-56^\circ$ ). Infolge der Seltenheit von Zwillingen nach (100) konnte  $Z^c$  nicht genauer bestimmt werden." (BAMBAUER 1960: 176); max.  $0.15$  mm  $\phi$ .

2. Generation: xenomorph, mengenmäßig dominierend; überwiegend (70%) Pigeonit mit  $2V_z \approx 0^\circ$ , Rest Augit mit  $2V_z \approx 0^\circ$ ;  $L \approx 0.04$  mm.

**Erz:** u. a. Magnetit (idiomorph bis hypidiomorph).

**Mesostasis:** felsitische sowie viriditische Mesostasis.

**Akzessorien:** Apatit.

**Sekundärprodukte:** Chrysotil, Hämatit, Viridit.

**3.2.10 Latiandesit Typ Klotzberg**

Richtungslos-porphyrisches Gefüge mit zwei Generationen an Einsprenglingen in einer relativ grobkörnigen, hemikristallinen Grundmasse. Vereinzelt zeigt diese Grundmasse Fluidaltextur. Sehr hohe Schwankungen im Gefüge (vgl. Kapitel 3.2.10) (Abb. 23).

Einsprenglinge:

**Plagioklas:** zwei Generationen; 1. Generation agglomeriert mit Ortho-Pyroxen, Klino-Pyroxen und Olivin-Pseudomorphosen; idiomorph bis hypidiomorph; Zonarbau;  $An_{60-48}$  (Kern),  $An$  bis  $30$  (Säume). Umwandlungen in Viridit und "Sericit"; Hämatit auf Rissen nicht selten; Einschlüsse von Apatit, Erz, kleinen Plagioklasen und Pyroxenen, Zirkon;  $L = 0.75$  bis  $2.5$  mm (1. Generation),  $L = 0.25$  bis  $0.6$  mm (2. Generation).

**Ortho-Pyroxen:** Schwankender Anteil; agglomeriert mit Plagioklas und Olivin-Pseudomorphosen; hypidiomorph bis idiomorph; durchweg Umwandlungen in Bastit und Talk; Einschlüsse von Erz, kleinen Iddingsit-Pseudomorphosen, Apatit, kleinen Plagioklasen;  $L = 0.25$  bis  $0.7$  mm.



**Klino-Pyroxen:** Diopsidähnlicher Augit; hypidiomorph bis idiomorph; Verzwillingt nach (100); agglomeriert mit Ortho-Pyroxen, Olivinpseudomorphosen und Plagioklasen; Umwandlungen nicht selten;  $L = 0.25$  bis  $0.6$  mm.

**Olivin:** nur als Pseudomorphosen von Iddingsit;  $0.15$  bis  $>0.7$  mm  $\phi$ .

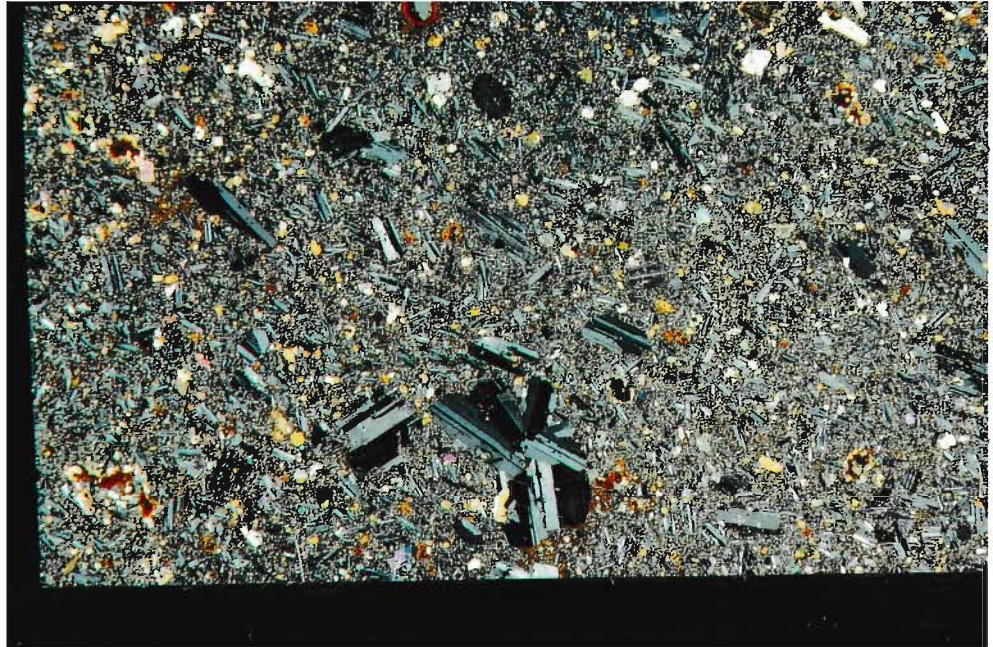


Abb. 32: Latiandesit Typ Klotzberg; Decke V (NW-Scholle), Decken X & XII (SE-Scholle); 2 Generationen an Plagioklas-Einsprenglingen; Talk-Pseudomorphosen nach Ortho-Pyroxen; 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 122.

Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten; Zonarbau;  $An_{55-45}$ , Ab-reiche Säume;  $L = 0.015$  bis  $0.06$  mm.

**Klino-Pyroxene:** in Zwickeln von Plagioklas-Leisten; xenomorph;  $0.005$  bis  $0.01$  mm  $\phi$ .

**Mesostasis:** in Zwickeln von Plagioklas-Leisten felsitische und viriditische Mesostasis.

**Erz:** Magnetit? und Ilmenit?;  $0.0009$  bis  $0.015$  mm  $\phi$ .

**Akzessorien:** Apatit, Quarz (selten).

**Sekundärprodukte:** Viridit, "Sericit", Bastit, Iddingsit, Hämatit, Talk, Karbonat.



**Abb. 33:** Zwei schöne Talk-Pseudomorphosen nach Ortho-Pyroxen mit gerader Auslöschung; gut zu erkennen ist die 2. Generation der Plagioklas-Einsprenglinge; links eine Iddingsit-Pseudomorphose nach Olivin; 2 Nicols; Vergrößerung 92:1; Nr. 1851.

### 3.2.11 Latiandesit Typ Pfaffenberg

Porphyrisches Gefüge mit idiomorphen Einsprenglingen in einer kryptokristallinen Grundmasse mit stellenweise auftretender Fluidaltexur (Abb. 34).

#### Einsprenglinge:

**Olivin:** Pseudomorphosen aus Hämatit; vereinzelt noch serpentinitisierte Kerne erkennbar; L = 0.5 bis 5 mm.

**Plagioklas:** Zonarbau sowie anormale IF; Einschlüsse von Apatit und kleinen Pyroxenen; L = 0.6 bis 4.5 mm.



Grundmasse:

**Plagioklas:** teils fluidal angeordnet;  $An_{54-50}$  (schlecht zu messen);  $L = 0.04$  bis  $0.08$  mm.

**Klino-Pyroxen:** xenomorph in Zwickeln;  $\approx 0.05$  mm  $\phi$ .

**Quarz:** teilweise Quarznester mit  $0.08$  bis  $0.20$  mm  $\phi$ .

**Erz:** relativ viele kleine Erzkörner, teils idiomorph (kubische Querschnitte)  $\rightarrow$  Magnetit?; teilweise Skelettwachstum  $\rightarrow$  Ilmenit?.

**Mesostasis:** viriditische und felsitische Mesostasis in Plagioklas-Zwickeln sitzend.

**Akzessorien:** Apatit.

**Sekundärprodukte:** Calcit, Viridit, Hämatit, Serpentin, Talk?.

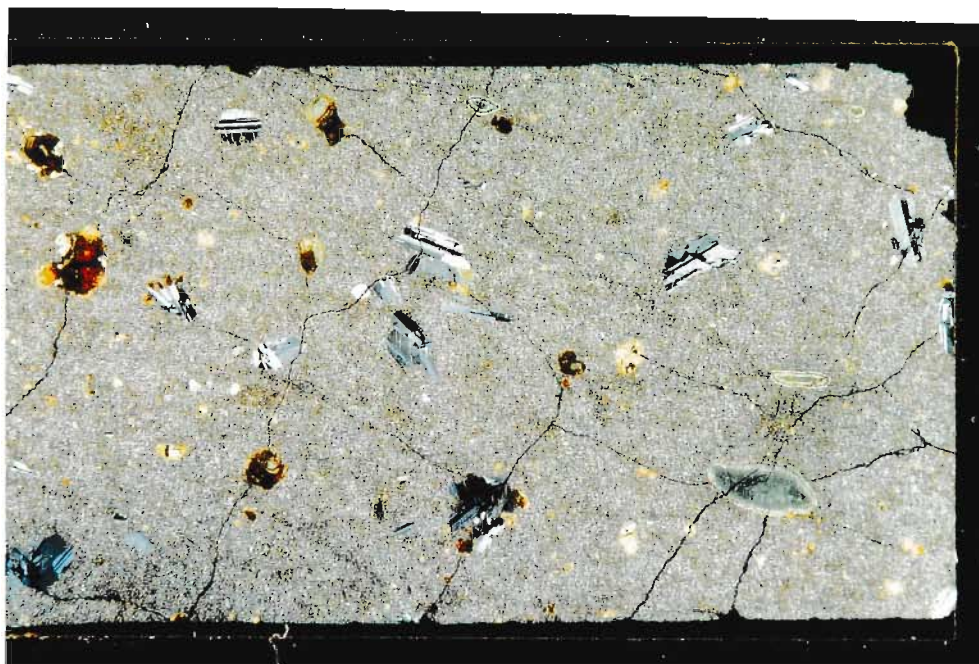


Abb. 34: Latiandesit Typ Pfaffenberg; Decke XII (SE-Scholle); Stecknadelkopf-große Hämatit-Pseudomorphosen nach Olivin sowie Plagiokals-Einsprenglinge; dichte Grundmasse; 2 Nic.; 10:1; Nr. 2281.

### 3.2.12 Rhyodacit Typ Hintertiefenbach

Porphyrisches Gefüge mit Quarz-Xenolithen und Plagioklas-Einsprenglingen in einer dichten, eingeregelteten, intersertalen Grundmasse (Abb. 35).

#### Einsprenglinge:

**Quarz:** 1. Xenolithe, meist rundliche Quarz-Körner; fast immer Reaktionssäume (vgl. Kapitel 2);  $\approx 1.4$  cm  $\phi$  (max. 2 cm). 2. Quarz-Nester in der Grundmasse; 0.1 bis 0.5 mm (max. 1 mm).

**Plagioklas:** 1. Xenolithe; sehr wenige; meist umgewandelt (sericitisiert), xenomorph; weisen ebenfalls Reaktionssäume auf; Einschlüsse von Erz und Apatit;  $\phi \approx 0.3$  bis 0.5 mm. 2. Einsprenglinge; idiomorph bis hypidiomorph; anormale IF; Einschlüsse nicht erkennbar; L = 0.2 bis 0.4 mm.

**Ortho-Pyroxen:** bastitisiert; umwachsen von Klino-Pyroxen;  $< 0.15$  mm bis 0.8 mm  $\phi$ ; (Talk-Pseudomorphosen?); Einschlüsse von Erz und Apatit.

**Klino-Pyroxen:** meist vollständig umgewandelt (s. Sekundärprodukte); vereinzelt im Kern zu Bastit umgewandelter Orthopyroxen.

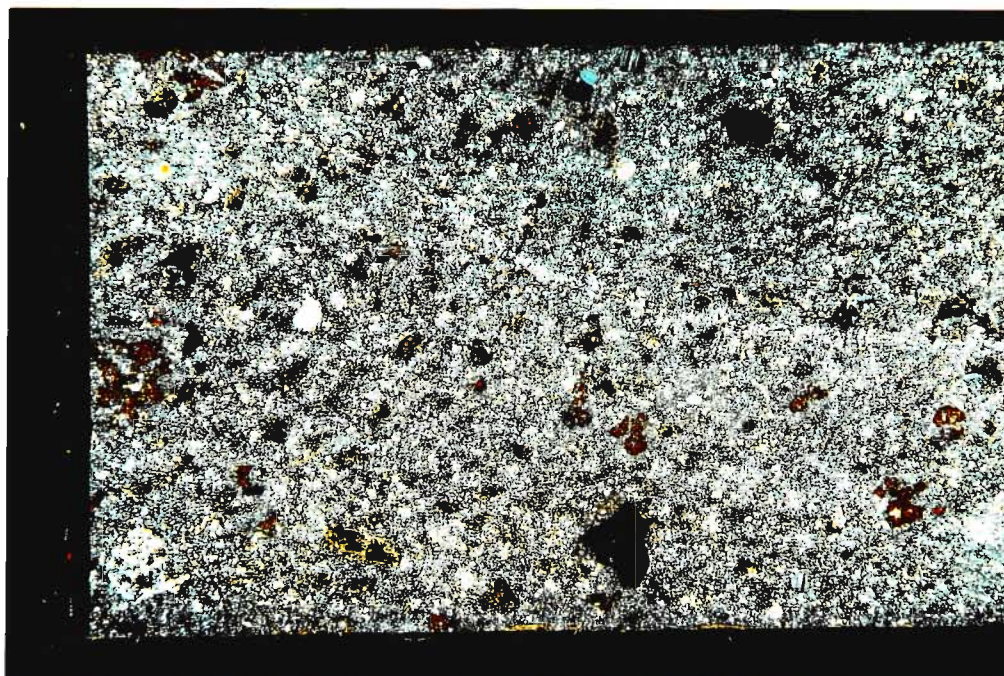


Abb. 35: Rhyodacit Typ Hintertiefenbach; Decke VI (NW-Scholle); Quarz-Xenolithe (bis zu 2 cm); nur umgewandelt aufgeschlossen, 2 Nicols; Vergrößerung 10:1; Nr. 2297.

Grundmasse:

**Plagioklas:** -Leisten, fast vollständig umgewandelt; fluidal eingeregelt.

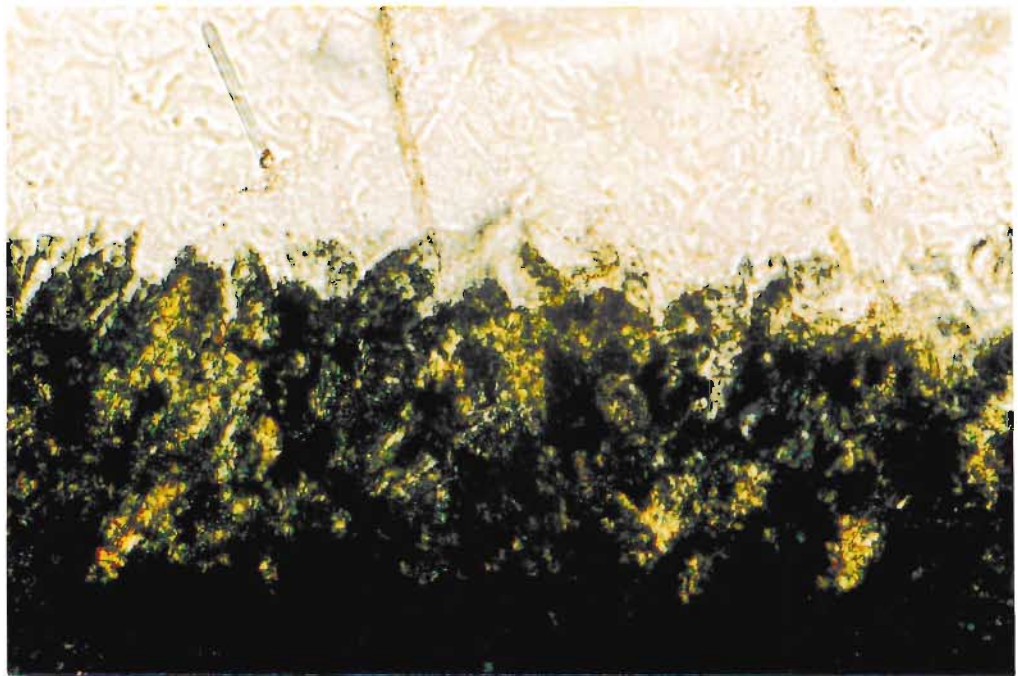
**Quarz:** in Zwickeln, xenomorph;  $L = 0.05$  bis  $0.1$  mm.

**Erz:** Ilmenit (relativ viel), Hämatit.

**Mesostasis:** viriditische und felsitische Mesostasis in Zwickeln von Plagioklas-Leisten.

**Akzessorien:** Apatit.

**Sekundärprodukte:** Calcit, "Sericit", Viridit, Bastit, Hämatit, Talk?.



**Abb. 36:** Quarz-Xenolith mit angelösten Bereichen; umlagert von Klinopyroxen-Nadeln, die ein weiteres Aufschmelzen verhindern; das Ursprungsgestein dieser Xenolithe ist nicht festzustellen; es kann sich eventuell um einen Sandstein handeln. 2 Nicols; Vergrößerung 584:1; Nr. 2299.



#### 4 Spezielle Untersuchungen einzelner Decken

##### 4.1 Dacit Typ Finkenberg

Durch die intensive Beprobung dieses Vulkanit-Typs bietet sich eine Auswertung der chemischen sowie mikroskopischen Daten in Abhängigkeit von der Ausbreitungsrichtung im Streichen von Westen nach Osten an. Einem makroskopisch beschreibenden Teil schließen sich der mikroskopische sowie der geochemische Vergleich an. Im mikroskopischen Teil werden nur Proben beschrieben, von denen auch eine Analyse vorliegt. Zur allgemeinen mikroskopischen Auswertung werden aber alle Dünnschliffe dieser Gesteins herangezogen.

In Tabelle I (im Anhang) sind alle chemischen Analysen dieser Decke, von W nach E geordnet, aufgelistet.

Probe	Rechtswert	Hochwert	Probe	Rechtswert	Hochwert
108	25 92 85	55 11 55	2204	25 97 59	55 14 29
2272	25 92 86	55 04 18	2203	25 97 60	55 14 21
2271	25 92 86	55 04 18	2202	25 97 60	55 14 20
22	25 93 30	55 07 05	2216	26 00 33	55 12 87
2201	25 97 50	55 14 20	2214	26 00 43	55 12 80
2227	25 97 50	55 14 20	2215	16 00 54	55 12 31
2230	25 97 50	55 14 30	2224	26 00 84	55 12 30
2229	25 97 54	55 14 43			

Tabelle 7: Lage der Proben des Dacits Typ Finkenberg von West nach Ost geordnet.

#### 4.1.1 Feldpetrographischer Teil

Zusammenfassend sollen hier die Charakteristika dieser Decke nur aufgelistet werden. Für eine ausführlichere Beschreibung wird auf die Kapitel 2 und 3.1.5 verwiesen.

- großflächige Ausbreitung über das gesamte Kartiergebiet;
- nie frisch anstehend gefunden;
- sehr gute plattige Absonderung z. T. bis in den mm-Bereich;
- Absonderung scheint parallel zur Stromoberfläche zu verlaufen;
- Schalenförmiges Absondern wahrscheinlich durch gewalkte Lava;
- im Bereich der schalenförmigen Absonderung sind Mandeln in dieser Richtung eingeregelt;
- stellenweise sehr mächtige Mandelsteinzonen;
- trotz Umwandlung relativ hart und spröde;
- wird für Straßenschotter abgebaut;
- makroskopisch kein Unterschied von Strom zu Strom;
- Umwandlungserscheinungen durch unterschiedliche Färbung der Aufschlußwände gut zu beobachten.

#### 4.1.2 Mikroskopischer Teil

Nach dem ersten Eindruck kann man sagen, daß das grobe Erscheinungsbild nicht stark differiert. Betrachtet man aber die Einzelheiten, lassen sich doch Unterschiede feststellen (vgl. Tabelle 8). So schwankt der Umwandlungsgrad der Einsprenglinge relativ stark: in Schliff-Nr. 108 bis 22 sind noch Ortho- bzw. Klino-Pyroxene zu mikroskopieren; in den weiteren Schliffen kann nur noch von "Viridit" gesprochen werden.

Des weiteren kann von hohen Schwankungen der Erzkomponenten gesprochen werden. Einmal sind nicht eingeregelt Ilmenite auffallend (Schliff-Nr. 108) und in einem weiteren Schliff ist auffallend viel Magnetit statistisch verteilt (Schliff-Nr. 2216).

Da die Proben nicht orientiert entnommen sind, können aufgrund ihrer relativen Lage keine Rückschlüsse gezogen werden. Nur die im Steinbruch Juchem entnommenen Proben stammen aus verschiedenen Niveaus. Der Erzgehalt variiert von Strom zu Strom. Dies ist aber nur auf das senkrechte Profil zu beziehen und nicht unbedingt auf die gesamte Decke zu übertragen. Es ist auffallend, daß andere Schiffe entweder zu dem einen Trend (Ilmenit) hin tendierten oder aber mehr Magnetit aufwiesen.

Da es aber nicht möglich ist, im Gelände einen Strom über größere Entfernungen zu verfolgen, ist diese Methode nur sehr schwer ausbaubar. Die Art der umgewandelten Mafite ist auch nicht dazu geeignet, Ströme auszukartieren, da die hydrothermale Umwandlung regional deckenübergreifend ist und somit alle übereinanderliegende Ströme betrifft.

Betrachtet man die Sekundärprodukte von W nach E so ist folgendes festzustellen: Bastitpseudomorphosen nach Othopyroxen sind nur in den beiden ersten Schriffen zu finden, das heißt im Westen; die Mafite weisen nicht immer die selbe Umwandlung auf (Schliff-Nr. 2240 & 2214) und es gibt Schiffe, die völlig frei von Viridit sind (2202 & 2203). Erwähnenswert ist auch die Hämatit-Imprägnierung, die nur auf den östlichen Teil beschränkt ist.

Auffallend ist bei einigen Schriffen das Sekundärmineral *Seladonit* (Proben-Nr. 2201 und 2214). Hierbei handelt es sich um eine Umwandlung von Augit unter Kalium-Zufuhr (vgl. Kapitel 5).

Tabelle 8: Übersicht über den Mineralbestand des Dacits Typ Finkenbergr von W nach E geordnet.

Schliff-Nr.	Einsprenglinge	Grundmasse	Umwandlungsprodukte	Besonderheiten
108	umgew.Plg. & K-Px, bastitis.O-Px	freier Qu, Ilmenit, vollst. umgew. Mesostasis	Calcit, Bastit & Sericit	Ilmenite nicht eingeregelt, wenig Einspr., virid.Mesost.
2272	umgew.Plg., K-Px, O-Px; oft nicht erkennbar	vollst.umgew. Mesostasis	Calcit, Sericit & Viridit	kaum Einspr., imprägnierte Grundmasse
2271	umgew.Plg., K-Px, O-Px	Magnetit, umgew. Mesostasis	Calcit, Sericit, Viridit, Chlorit	Grundmasse eingeregelt
22	umgew.Plg. & K-Px	freier Quarz,	Seladonit, Sericit, Viridit	Grundmasse eingeregelt
2201	vollst.umgew. Plg. und Mafite	rel.hoher Erz-Anteil, vollst. umgew.Mesostasis	Calcit, Viridit, Sericit, Seladonit	Grundmasse eingeregelt, viel virid. Mafite
2227	vollst.umgew. Plg. und Mafite	rel.hoher Erz-Anteil, vollst. umgew.Mesostasis	Calcit, Viridit, Sericit	Grundmasse eingeregelt, viel virid. Mafite
2229 & 2230	vollst.umgew. Plg. & Mafite	freier Qu., Mesostasis vollst. umgew., Ilmenit & Magnetit	Viridit, Sericit	kaum fluidale Texturen; ausgeprägtes Skelettwachstum von Ilmenit.
2202 & 2203	vollst.umgew. Plg. und Mafite	vollst.umgew. Mesostasis, Magnetit (wenig) kein Ilmenit	Calcit, Sericit	agglom.kleine Plg. & Mafite, leicht eingeregelt GM kein Viridit
2204	umgew.Plg., vollst.umgew. Mafite (wenige)	rel.viel Magnetit Mesostasis vollst. umgewandelt	Viridit, Sericit	
2240	umgew.Plg., vollst.umgew. Mafite	Mesostasis vollst. umgewandelt, Magnetit	Sericit, Hämatit, Viridit, Calcit	Fluidaltextur wenig Erz, keine virid. Mafite wenig Espr.
2214	umgew.Plg., vollst.umgew. Mafite	Mesostasis vollst. umgew., Hämatit-imprägniert, Qu, wenig Magnetit	Viridit, Hämatit, Seladonit, Sericit	Seladonit, eingeregelt Grundmasse, wenig Erz
2215	umgew.Plg. vollst.umgew. Mafite	Mesostasis vollst. umgew., wenig leicht eingeregelt wenig Magnetit	Sericit, Calcit	kein Viridit, wenig Einspr., agglom.kl.Plg.
2224	umgew.Plg. vollst.umgew. Mafite	umgew.Mesostasis Magnetit	Calcit, Sericit, Hämatit	FluidalTextur, kleine Einspr. kein Viridit.
2216	umgew.Plg. vollst.umgew.	umgew.Mesostasis viel Magnetit	Calcit, Sericit, Viridit	rel.frische, kleine Plg. Hämatitimpreg.

### 4.1.3 Geochemischer Teil

In den Diagrammen (Abb. 37, 38) sind die jeweiligen Haupt- und Spurenelemente des Dacits Typ Finkenberg in der o. g. Reihenfolge abgetragen.

Wie bei den mikroskopischen Proben, so trifft auch hier das Argument zu, daß die Proben nicht bestimmten Strömen zuzuordnen sind. Elemente wie Vanadium oder Zirkonium eignen sich anhand der Diagramme nicht zur Untergliederung. Nimmt man aber das Element Zink, so könnten zwei Gruppen aufgestellt werden; 1: 108, 2203, 2202, 2216, 2214?, 2215 und 2.: 2272, 2271, 2201, 2227, 2230, 2229, 2204, 2224. Wird dieser Versuch mit anderen Elementen unternommen, so ergibt sich hier und da ebenfalls die Möglichkeit der Untergliederung, aber das Resultat sind völlig unterschiedliche Gruppen. Auch lassen sich die beiden oben aufgestellten Gruppen nicht mit dem mikroskopischen Bild in Einklang bringen.

Besonders auffallend ist der erhöhte Kalium-Gehalt der Probe Nr. 2214; wie auch in Kapitel 5 diskutiert, ist dieser Wert mit dem erhöhten Anteil des Minerals Seladonit in Einklang.

Demnach muß nach anderen Methoden oder Kriterien gesucht werden, die es ermöglichen, die Decke ohne definitive Geländebefunde in Ströme zu untergliedern.

Eine eventuell vorliegende geochemische Änderung in der Fließrichtung kann wahrscheinlich auch erst zufriedenstellend untersucht werden, wenn ein Strom über größere Entfernungen verfolgt und beprobt werden kann.

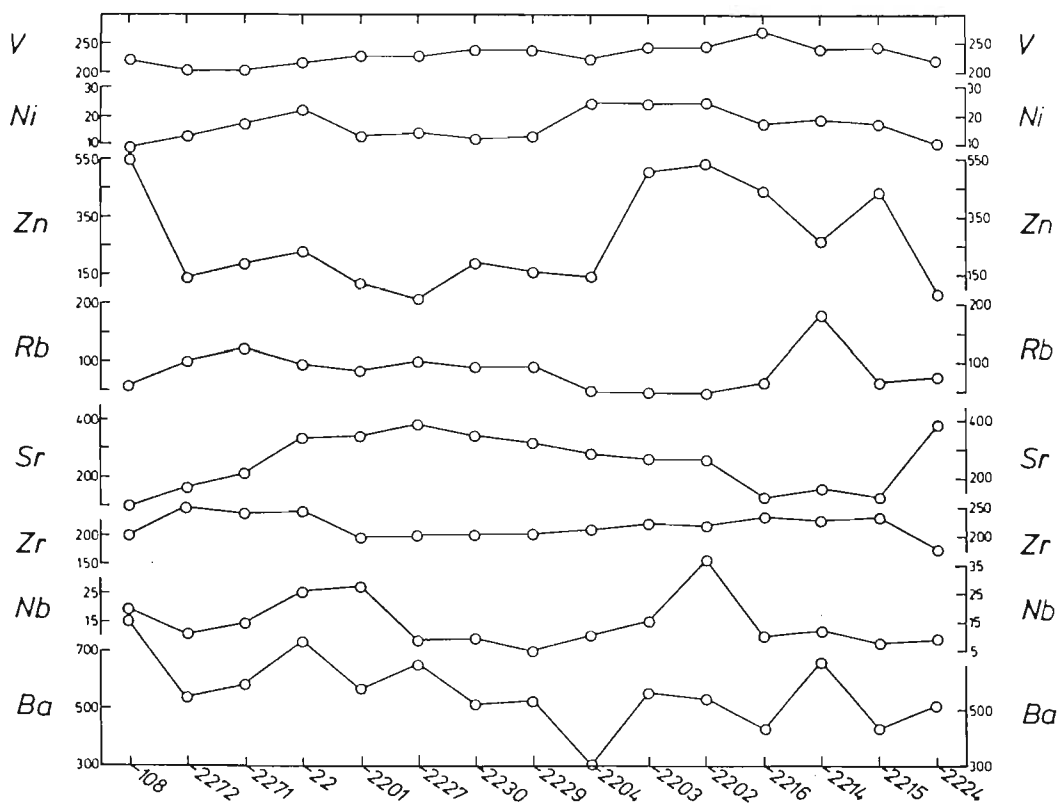
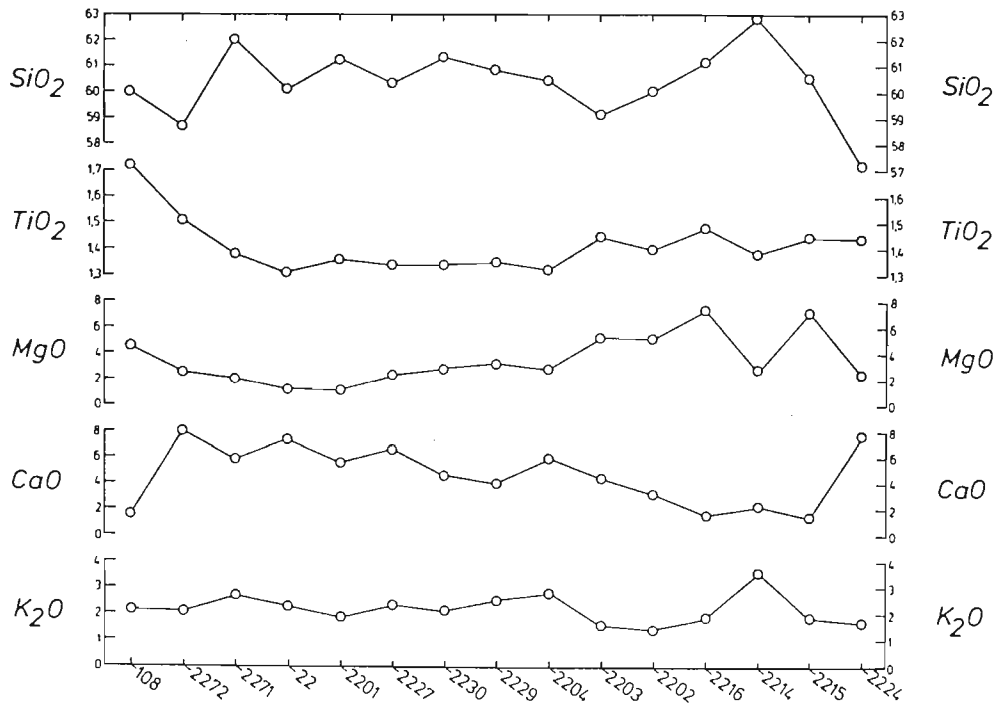


Abb. 37 & 38: Haupt- und Spurenelemente des Dacits Typ Finkenberg von West nach Ost geordnet.

#### 4.2 Latiandesit Typ Steinkaulenberg

Ebenso wie der Dacit Typ Finkenbergr ist auch diese Decke intensiver beprobt und analysiert worden. Die einzelnen Proben werden wieder von W nach E beschrieben bzw. verglichen. Der einleitende Teil ist dem Kapitel 5.1. zu entnehmen. In Tabelle I (im Anhang) sind die Analysen der Haupt-, Neben- und Spurenelemente von West nach Ost fortlaufend aufgelistet.

Probe	Rechtswert	Hochwert	Probe	Rechtswert	Hochwert
15	25 92 11	55 09 76	2209	25 96 86	55 14 38
80	25 92 18	55 11 05	2236	25 96 86	55 14 28
82	25 92 27	55 11 07	2237	25 96 86	55 14 28
96	25 92 76	55 10 97	2238	25 96 86	55 14 28
2	25 92 88	55 11 24	2239	25 96 86	55 14 28
95	25 93 05	55 10 85	2241	25 96 86	55 14 28
119	25 93 07	55 11 54	2242	25 96 86	55 14 28
118	25 93 22	55 11 70	2208	25 97 54	55 14 22
2234	25 96 47	55 14 14	2225	25 99 54	55 13 10

**Tabelle 9:** Lage der Proben des Latiandesits Typ Steinkaulenberg von W nach E geordnet.



#### 4.2.1 Feldpetrographischer Teil

Da in Kapitel 3.1.3 schon auf die typischen Merkmale eingegangen wurde, sollen hier nur die wesentlichen Punkte nochmals beschrieben werden:

- Ausbreitung auf der SE-Scholle nur im westlichen Teil des Arbeitsgebietes; auf der NW-Scholle über die gesamte Kartenbreite zu verfolgen;
- alle Stadien der Umwandlung von frisch bis zur beginnenden Bodenbildung;
- auch im umgewandelten Zustand bis zu einem gewissen Grad scharfkantiger Bruch;
- zwei charakteristische Arten der Umwandlung;
- Abbau für Straßenschotter (Steinbruch Juchem);
- in einem Strom ausgeprägte Mandelführung (Edelsteinminen im Steinkaulenberg);
- Sekundäre Verfärbung des Gesteins durch hydrothermale Lösungen
- zum Teil plattige Absonderung im dm-Bereich.

#### 4.2.2 Mikroskopischer Teil

Im östlicheren Teil -ab Schliff-Nr. 2208- treten in jeder Probe Mafite auf, die weiter westlich nicht zu finden sind (siehe Kapitel 4.2.3 und Tab. 10).

Die Sekundärprodukte weisen trotz der unterschiedlichen Umwandlungsarten ein recht einheitliches Bild auf, so daß hier auch keine Möglichkeit der Untergliederung besteht.

Nach ersten Untersuchungen gelingt auch beim Latianandesit Typ Steinkaulenberg anhand des mikroskopischen Bildes keine Untergliederung in Ströme.

Tabelle 10: Übersicht über den Mineralbestand des Latiandesits Typ Steinkaulenberg von W nach E geordnet.

Schliff-Nr.	Einsprenglinge	Grundmasse	Umwandlungsprodukte	Besonderheiten
15	alle umgew.	Ilmenit, Mesostasis umgew.	Calcit, Viridit & Sericit	---
80	frische Plg.	kein Ilmenit	Calcit, Viridit & Sericit	leichte Fluidaltextur
96	umgew.Plg.	Ilmenit, rel. viel K-Px	Viridit, Sericit & Calcit	Kerne von Plg. viriditisiert
2	alle umgew.	Ilmenit	Calcit, Viridit & Quarz, Hämatit	Quarz und Calcit in GM, Kerne von Plg. umgew.
95	frische Plg.	Ilmenit, virid. & calcitische Grundmasse	Calcit, Viridit	Fluidaltextur, kleinere Ilmenite
119	teilw.frISChe Plg.	Ilmenit	Calcit, Viridit	Fluidaltextur
118	fast alle umgew., wenige	vollst.umgew. Grundmasse, Ilmenit	Calcit, Viridit	Schliff fast vollständig calcitisiert
2234	kaum Einspr.	virid.GM, kaum kaum Ilmenit viel Magnetit	Calcit, Viridit	fast vollst. umgew., mehr Magnetit als Ilmenit
2208	rel.frISChe Plg. umgew. Mafite	umgew.GM, wenig Ilmenit, evtl. Magnetit	Calcit, Viridit	rel.frISChe Plg. aber umgew. Mafite & GM
2236	kaum größere Einspr., rel.	etwas größere Plg., Ilmenit, Magnetit?	Calcit, Viridit	rel.frISChe Plg. umgew.Mesostasis Fluidaltextur
2237	frISChe Plg.			
2239	umgw.Mafite			
2241				
2242	umgew., wenig große Plg. umgew. Mafite	stark umgew. Grundmasse, Ilmenit	Calcit, Viridit	leichte Fluidaltextur
2207	umgew., kaum große Plg., umgew. Mafite	auffallend viel K-px, wenig Ilmenit	Calcit, Viridit	rel.viel K-Px in GM, leichte Fluidaltextur

#### 4.2.3 Geochemischer Teil

Anhand der chemischen Analysen besteht die Möglichkeit, zwei Gruppen zu unterscheiden. Diese Tendenz ist bei folgenden Elementen zu erkennen:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb?}$ ,  $\text{Sr}$  und  $\text{Zr}$ . Da die Unterteilung sich in Streichrichtung vollzieht, also eine westliche Gruppe und eine östliche Gruppe vorliegt, ist hier eine regionale Trend zu vermuten. Die erste Gruppe wären die Proben Nr. 15 bis 118a und die zweite Nr. 2234 bis 2225 (Abb. 39, 40).

Zu bemerken sind noch, daß im mikroskopischen Kapitel ab Proben-Nr. 2208 bis 2207 mit dem Auftreten von umgewandelten Mafiten ebenfalls eine Grenze zu ziehen ist.

Ob ein Zusammenhang zwischen der Mandelführung in dem westlichen Teil dieser Decke (Edelsteinmine Steinkaulenberg) und dieser "Gruppe" besteht, müßte noch untersucht werden.

Es ist zu vermuten, daß eine mögliche Unterscheidung einzelner Ströme über den geochemischen Weg durch die intensive hydrothermale Beeinflussung nicht mehr möglich ist.

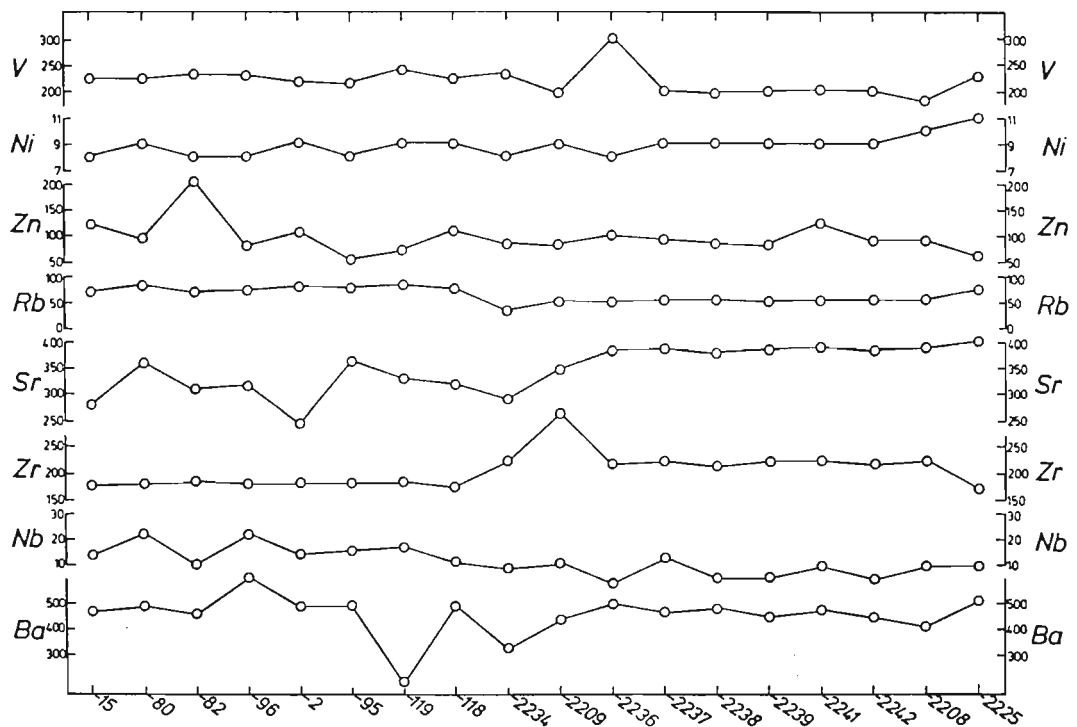
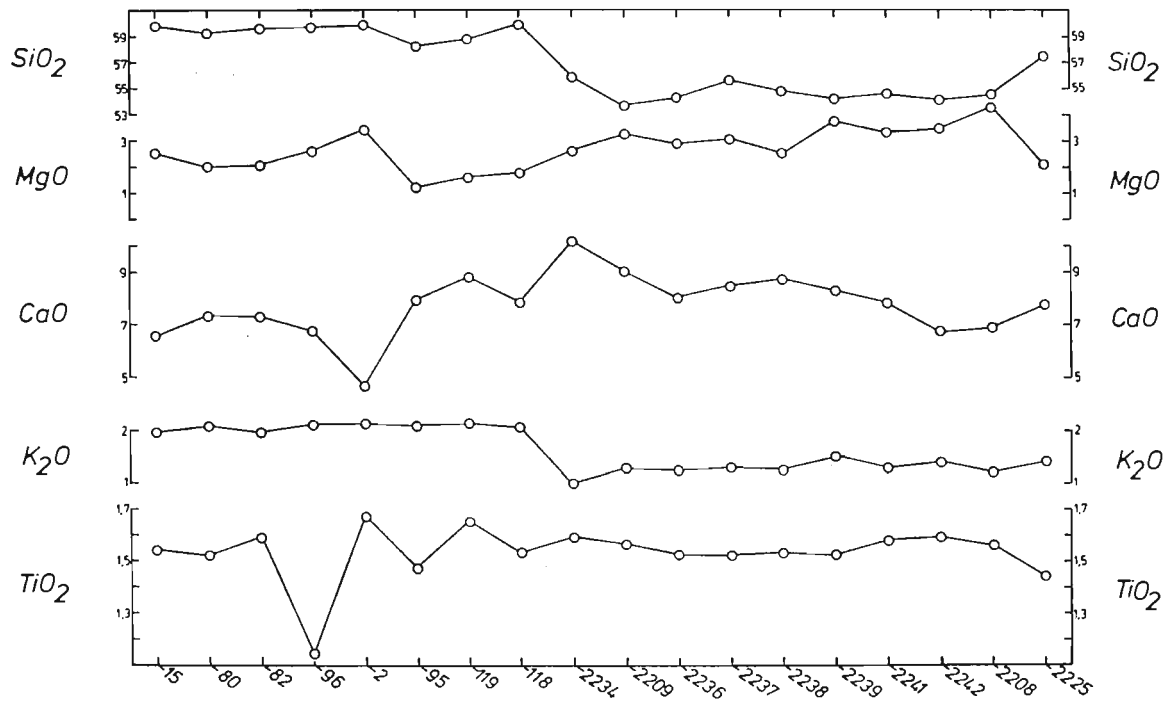


Abb. 39 & 40: Haupt- und Spurenelemente des Dacits Typ Finkenbergr von West nach Ost geordnet.

## 5 Diagrammatische Darstellung und Auswertung der Analyseergebnisse

Die Ergebnisse der chemischen Analysen sind im Anhang der Tabelle I zu entnehmen.

Die Abbildungen 41 bis 67 geben einen allgemeinen Überblick über die Verbreitung der Haupt-, Neben- und Spurenelementzusammensetzungen der Vulkanite innerhalb des bearbeiteten Gebietes.

In Abbildung 41 sind die durchschnittlichen Werte der einzelnen Vulkanitdecken gegen SI ( $SI = MgO \times 100 / (MgO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ ) und gegen  $SiO_2$  ("Harker-Diagramme") abgetragen. In den Harker-Diagrammen läßt sich ein allgemeiner Differentiationstrend herauslesen; in dem anderen Diagramm dagegen ist es eher möglich, einzelne Decken zu verbinden, die auch anhand des Kartenbildes (vgl. Kapitel 2, Abb. 7) in Zusammenhang gebracht werden konnten. Dies wird mit Hilfe der gepunkteten Linie verdeutlicht (1. Sequenz: Typ Hasenklopp - Typ Steinkaulenberg - Typ Rilchenberg 2. Sequenz: Typ Göttschied - Typ Atelbach - Typ Pfaffenberg).

Die Abbildungen 42 und 43 zeigen den Verlauf der Durchschnittswerte der Decken vom Liegenden zum Hangenden des Grenzlagers unabhängig von der Lage auf der NW- oder SE-Scholle. Anhand dieser Diagramme ist zu ersehen, daß die stratigraphische Abfolge kein Kriterium für die geochemische Entwicklung sein muß. Trägt man die Werte schollenspezifisch ab, so zeigen sie ebenfalls keine neuen Ergebnisse (Abb. 44-49).

Die Abbildungen 41 bis 49 bestätigen die unter Kapitel 2 aufgeführte Vermutung, daß getrennt nach der jeweiligen Lage auf der Scholle auch noch die Richtung des Auskeilens (in Bezug zur Fließrichtung) berücksichtigt werden muß.

***Folglich werden die weiteren Auswertungen nicht nach Scholle oder Decke getrennt, sondern im Ganzen gesehen.***

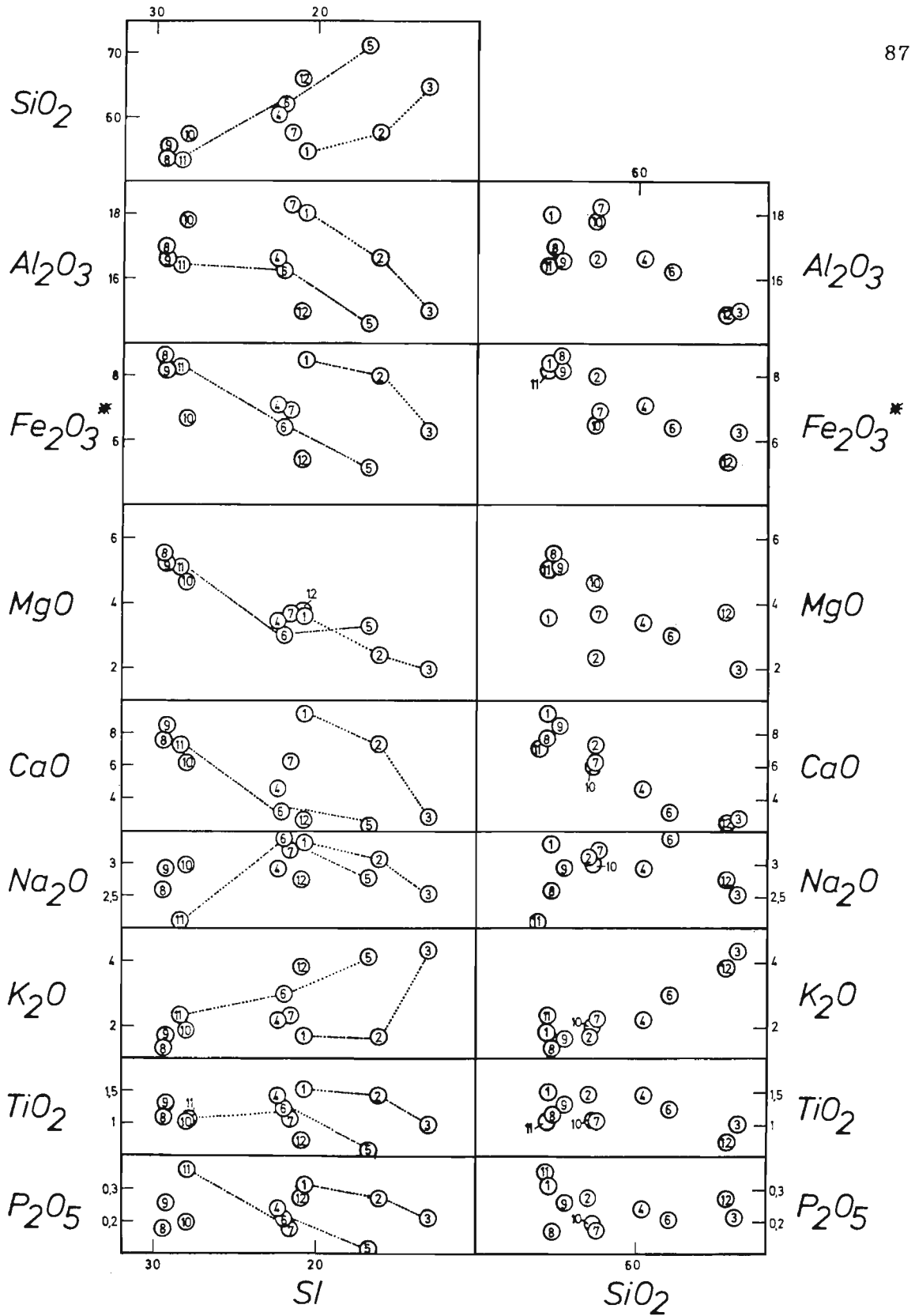


Abb. 41: Abgetragen sind die Durchschnittswerte der untersuchten Vulkanite gegen den Solidification Index (SI) und gegen SiO<sub>2</sub> (Harker-Diagramme). Die gepunkteten Linien verbinden die Vulkanite, die auch anhand des Kartenbildes in einen genetischen Zusammenhang gebracht werden können (vgl. S. 29).

- |                       |                    |                         |
|-----------------------|--------------------|-------------------------|
| 1 Typ Hasenklopp      | 5 Typ Göttschied   | 9 Typ Algenrodt         |
| 2 Typ Steinkaulenberg | 6 Typ Atelbach     | 10 Typ Klotzberg        |
| 3 Typ Rilchenberg     | 7 Typ Göttenbach   | 11 Typ Pfaffenberg      |
| 4 Typ Finkenberg      | 8 Typ Idar (Navit) | 12 Typ Hintertiefenbach |

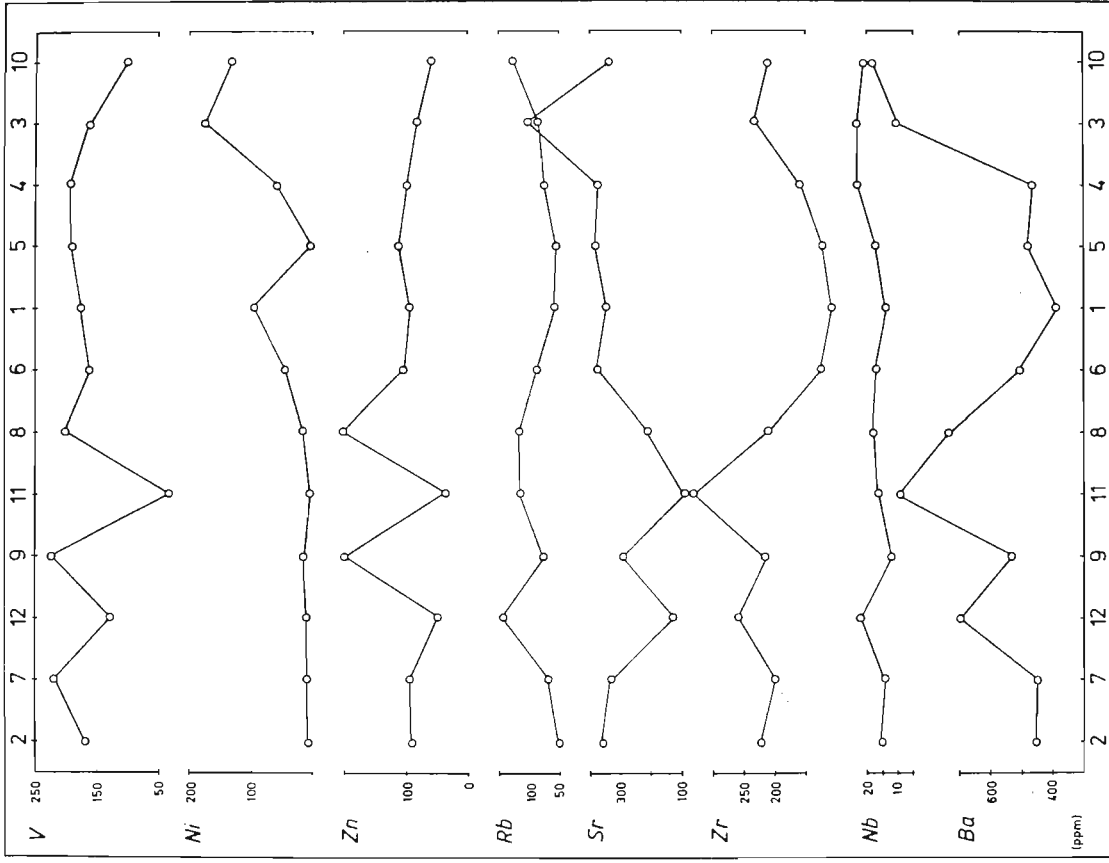
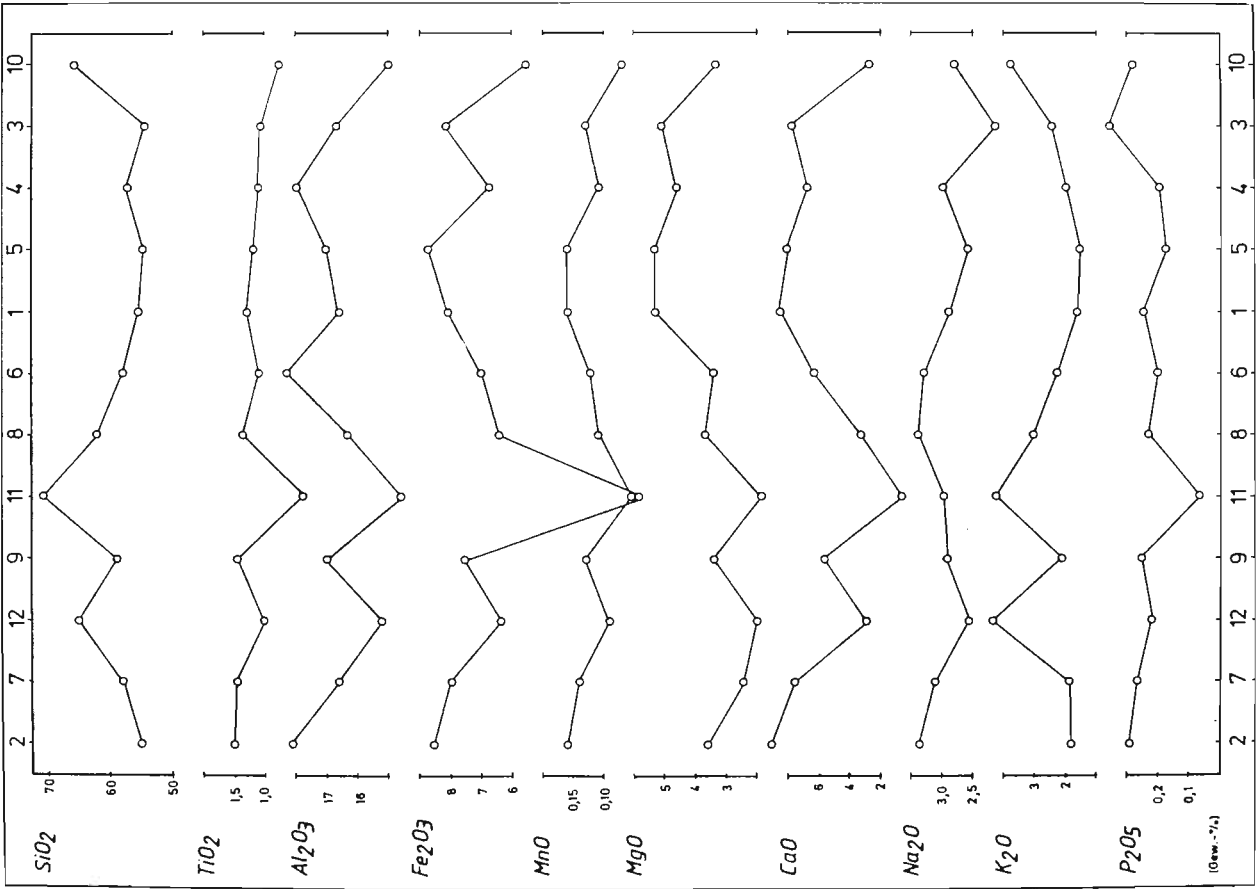


Abb. 42 und 43: Die Durchschnittswerte der Analysenergebnisse der untersuchten Vulkanite sind von liegenden zum Hangenden unabhängig von ihrer Lage auf den Schollen abgetragen worden. Es ist zu sehen, daß die stratigraphische Abfolge in keinem direkten Zusammenhang mit der geochemischen Entwicklung steht (Erläuterung der Zahlen siehe Abb. 41).



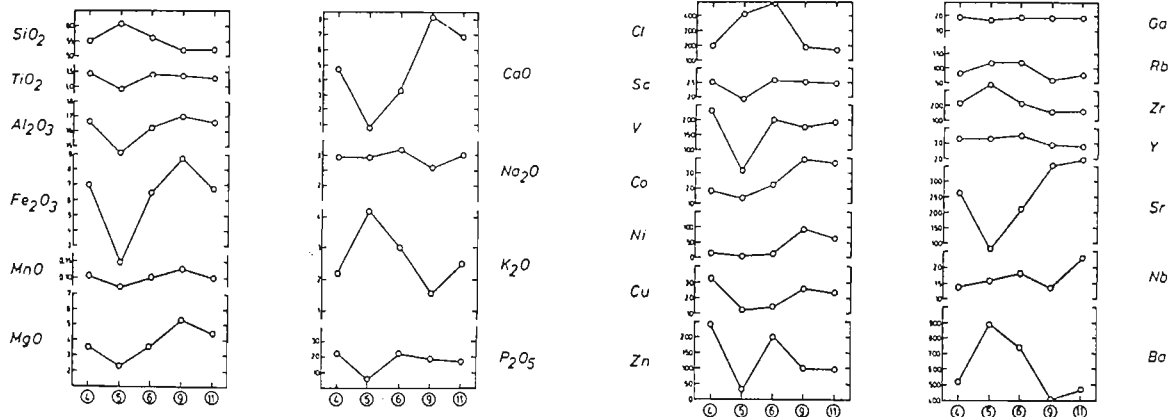


Abb. 44 & 45: Profil über Algenrodt (NW-Scholle)

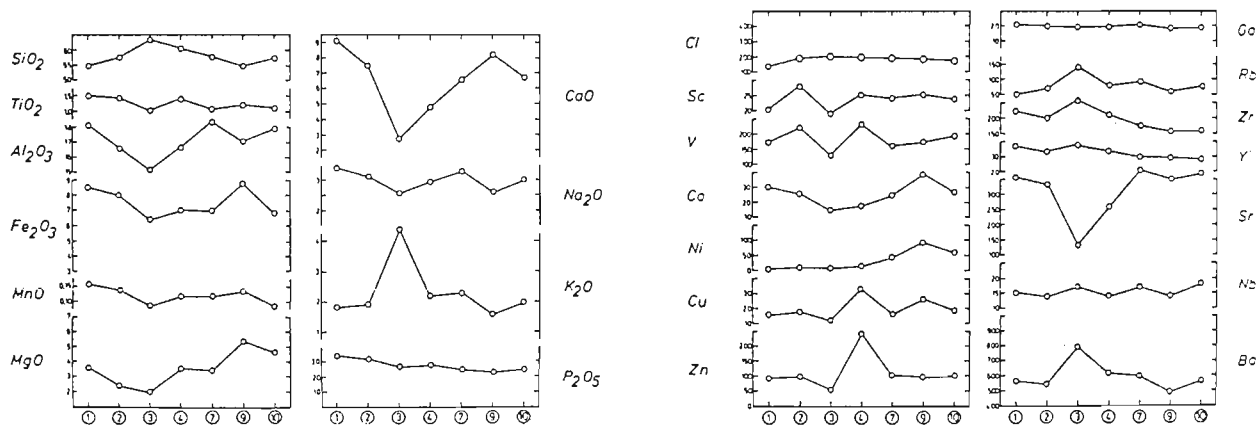


Abb. 46 & 47: Profil über Rilchenberg (SE-Scholle; westlicher Teil)

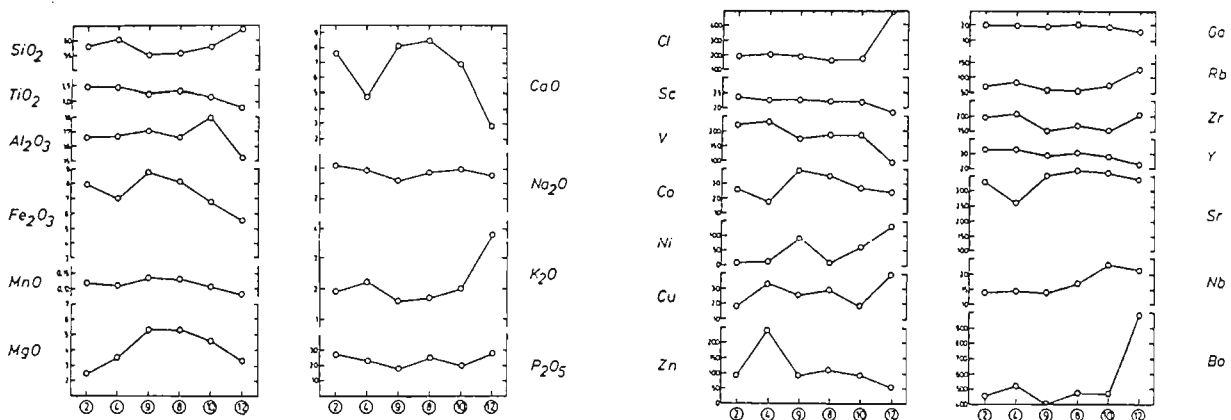


Abb. 48 & 49: Profil über Ballen Berg (SE-Scholle; östlicher Teil)

Abb. 44 bis 49: Die Durchschnittswerte der Analyseergebnisse der untersuchten Vulkanite ergeben, auch wenn sie nach Nord und Süd-Scholle geordnet sind, in ihrer stratigraphischen Abfolge keinen Zusammenhang mit der geochemischen Entwicklung.

Die Abbildungen 50 bis 61 geben einen Eindruck über die Sippenzuordnung bzw. Charakterisierung der untersuchten Gesteine nach unterschiedlichen Autoren.

Das Sippendiagramm nach Niggli (Abb. 50) zeigt eine Zuordnung der Vulkanite zu den semifemischen bis isofalen Magmen. Die Punkte mit subfemischer und salischer Tendenz sind dem Latiandesit Typ Göttschied zuzuordnen, der einen hohen Grad der Alteration aufweist. In Abbildung 51 wird die überwiegende Anzahl der Vulkanite als relativ alkaliarm bis intermediär-alkalisch ausgewiesen. Nach einer Einteilung von BURRI (1959: 94, Tab. III) fällt der größte Teil unter die Bedingungen einer Kalkalkalireihe.

Im QLM-Diagramm (Abb. 52) nach der Niggli-Kata-Normberechnung werden die Gesteine als eindeutig  $\text{SiO}_2$ -gesättigt ausgewiesen.

Das Streckeisen-Diagramm (Abb. 53a) weist einen Entwicklungstrend von sauer zu basisch auf. In Abbildung 53b sind die Durchschnittswerte der jeweiligen Vulkanits abgetragen, die diesen Trend noch deutlicher hervorheben. Beiden Diagrammen wurde die Niggli-Kata-Normberechnung zugrunde gelegt.

Im AFM-Diagramm (Abb. 54) nach KUNO (1969) fallen die Probenpunkte in den Bereich der "Hyperthenic Rock Series" ( $\equiv$  kalkalkali Reihe). Nach CARMICHAEL et al. (1974: 568) wurde die Zuordnung der Nomenklatur vorgenommen. Verglichen mit der Nomenklatur über NIGGLI nach STRECKEISEN ist eine Übereinstimmung festzustellen.

Im Sippendiagramm  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  (Abb. 55) liegen die meisten Punkte im Stark- bis Mittelbereich der Kalkalkalireihe. Nach der Klassifikation von Le BAS et al. (1986: 747) entspricht dies Andesiten und Trachyandesiten und liegt somit wieder in Übereinstimmung mit schon gemachten Untersuchungen (Abb. 56).

Nach dem  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ -Diagramm nach PECCERILLO & TAYLOR (1976: 66) lassen sich die Vulkanite überwiegend in basaltische Andesite und Andesite einteilen (Abb. 57). Bei den Probenpunkten, die in den Bereich III ( $\equiv$

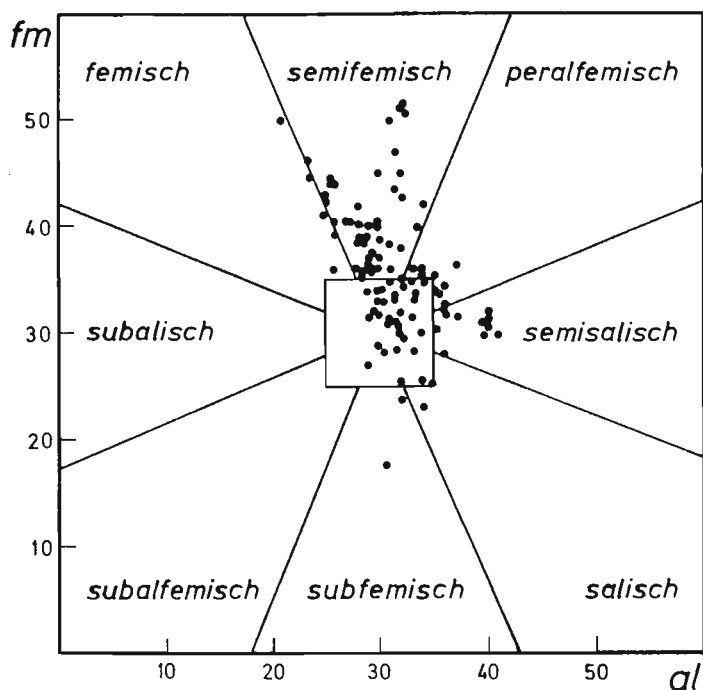


Abb. 50: Das Sippendiagramm nach Niggli (1959) zeigt eine Zuordnung der Vulkanite zu den isofalen bis semifemischen Magmen. Die herausfallenden punkte sind alterierten Proben zuzuordnen.

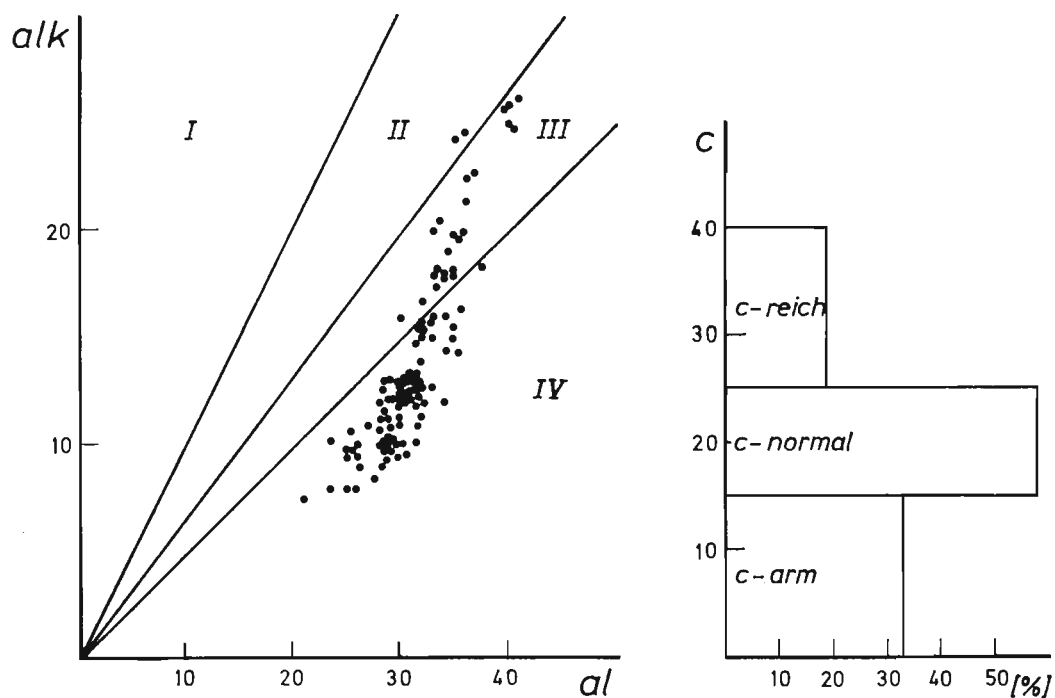


Abb. 51: Nach Definition von BURRI und NIGGLI (1959) liegen relativ alkalarme bis intermediär-alkalische Magmen vor. In Bezug auf den c-Wert liegen über 50 % der untersuchten Vulkanite bei c-normal.

- I = peralkalisch ( $alk > al$ )
- II = relativ alkalireich ( $al > alk > \frac{2}{3} al$ )
- III = intermediär alkalisch ( $\frac{2}{3} al > alk > \frac{1}{2} al$ )
- IV = relativ alkalarm ( $alk > \frac{1}{2} al$ )

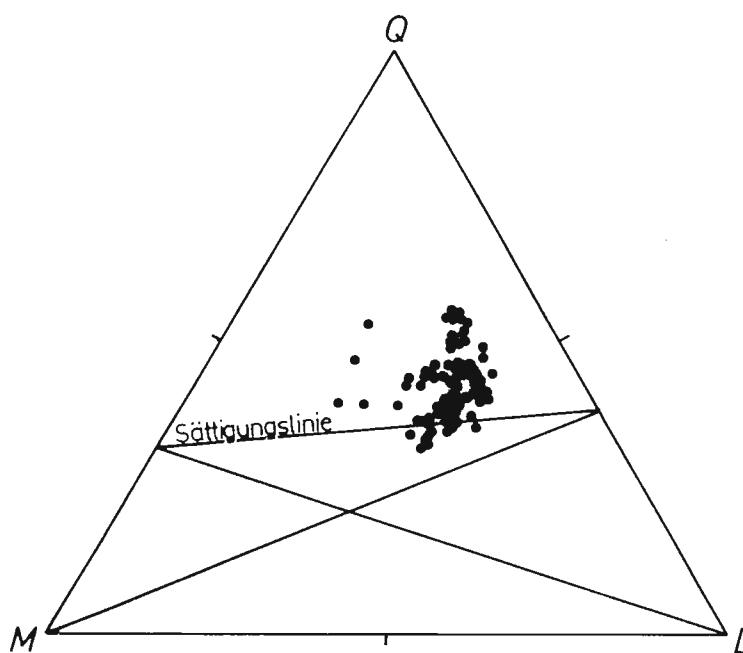


Abb. 52: In dem QLM-Diagramm werden die untersuchten Gesteine als ganz überwiegend  $\text{SiO}_2$ -gesättigt ausgewiesen.

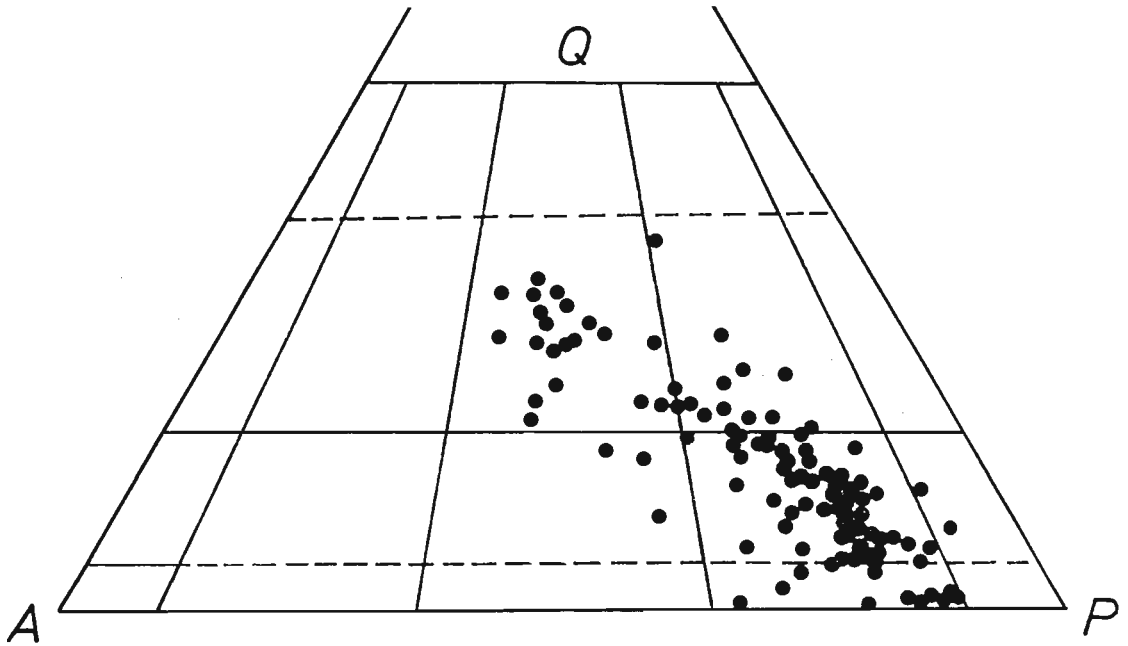


Abb. 53a: Die untersuchten Gesteine weisen eine Entwicklung von Rhyodaciten über Andesiten bis zu Leukobasalten in dem Doppeldreieck QAPF mit der Einteilung nach Streckeisen auf. Der normative Mineralbestand wurde über die Niggli-Kata-Norm errechnet.

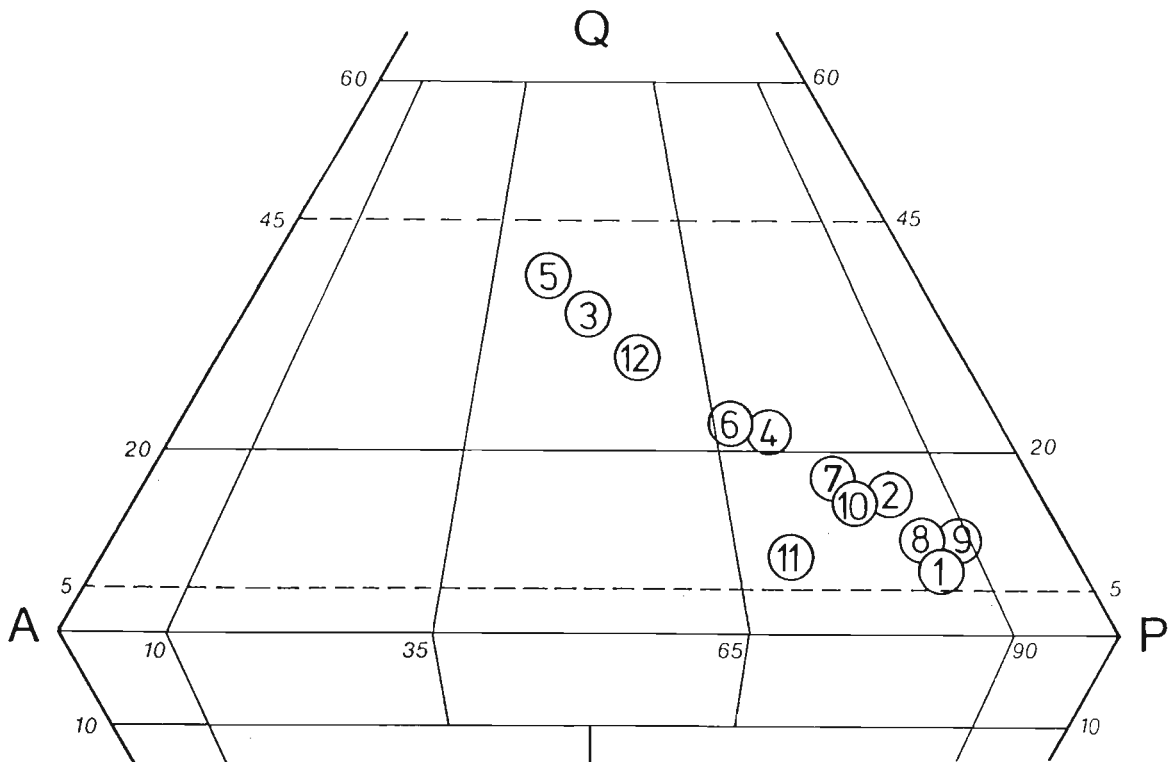


Abb. 53b: Hier wurden nur die Durchschnittswerte der jeweiligen Vulkanite abgetragen, wodurch der Trend aus Abbildung 53a noch deutlicher hervorgehoben wird.

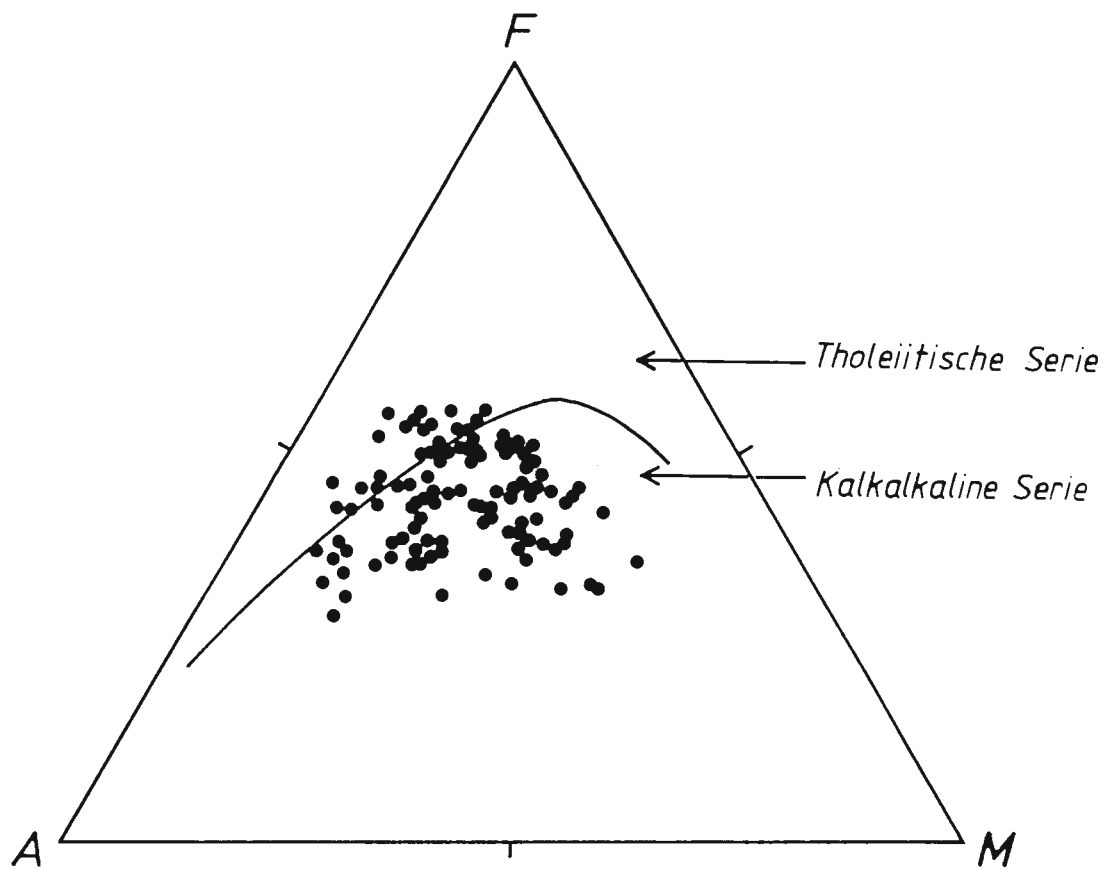


Abb. 54: Nach dem AFM-Diagramm nach KUNO (1969) handelt es sich um eine kalkalkaline Reihe der Magmenentwicklung.

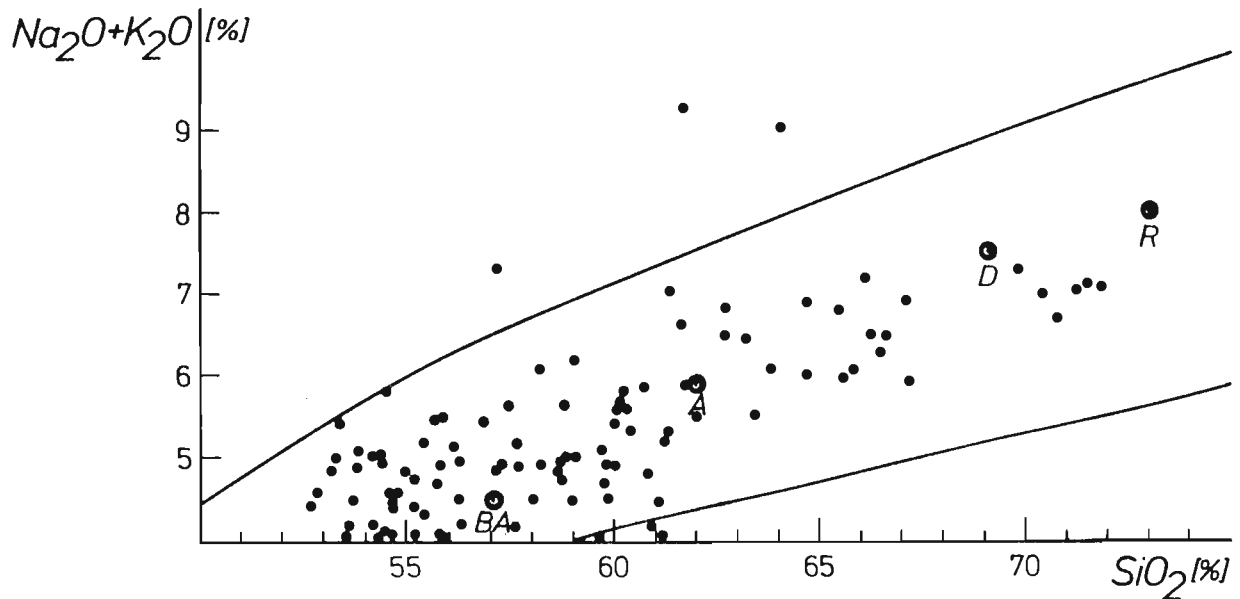


Abb. 55: In dem Sippendiagramm Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O gegen SiO<sub>2</sub> liegen die meisten Punkte im Stark- bis Mittelbereich der Kalkalkalireihe. Nach der Klassifikation von Le BAS et al. (1986) ergänzt, entspricht dies einer Entwicklungsreihe von basaltischen Andesiten bis Rhyodaciten (vgl. Abb. 56).

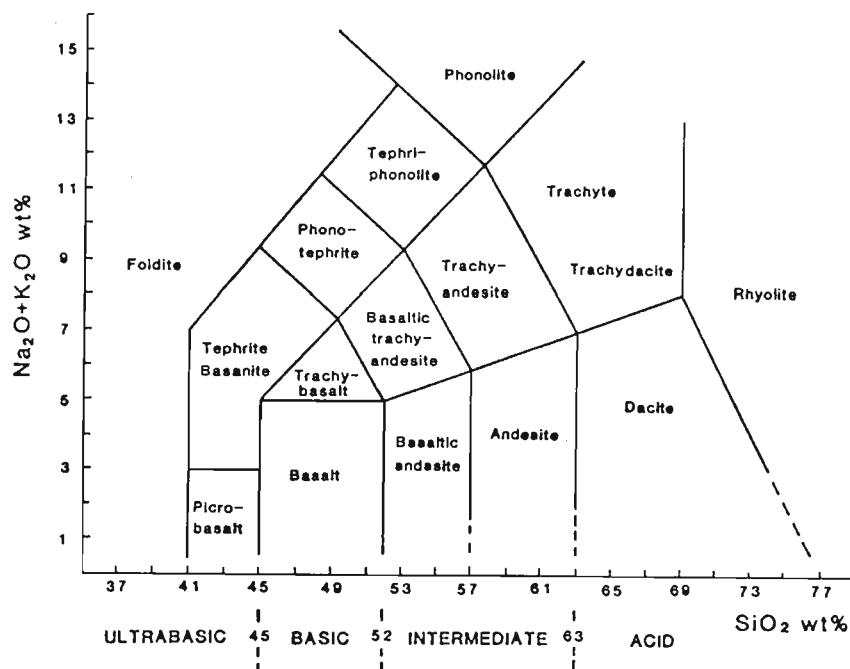


Abb. 56: Das "total alkali-silica" Diagramm mit den 17 Hauptgesteinsnamen nach Le BAS et al. (1986).

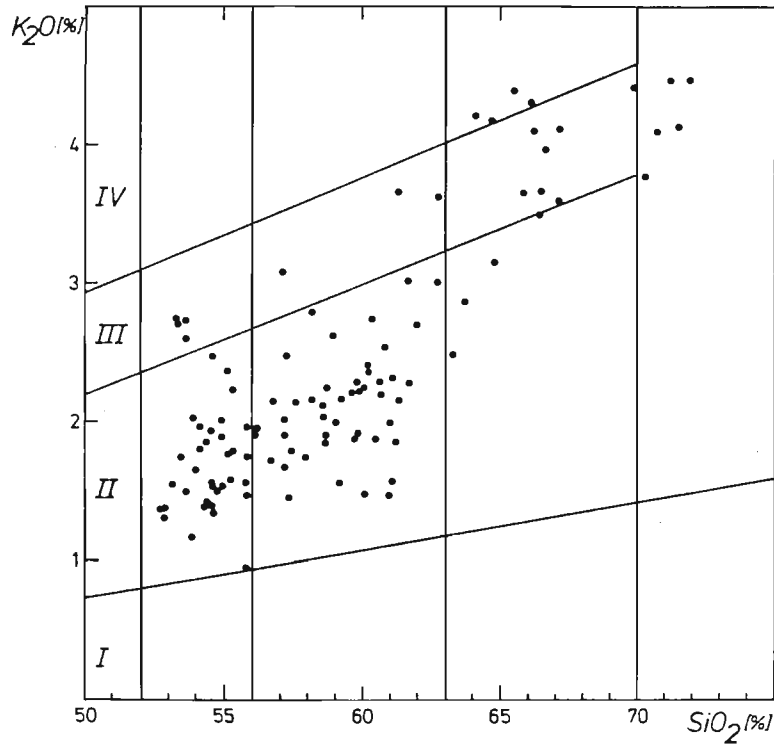


Abb. 57: Das PECERILLO & TAYLOR - Diagramm teilt die untersuchten Gesteine überwiegend in basaltische Andesite und Andesite ein. Die herausfallenden Punkte in den Feldern III und IV sind Seladonit-führende Gesteine, was die Kalium-Anreicherung erklärt.

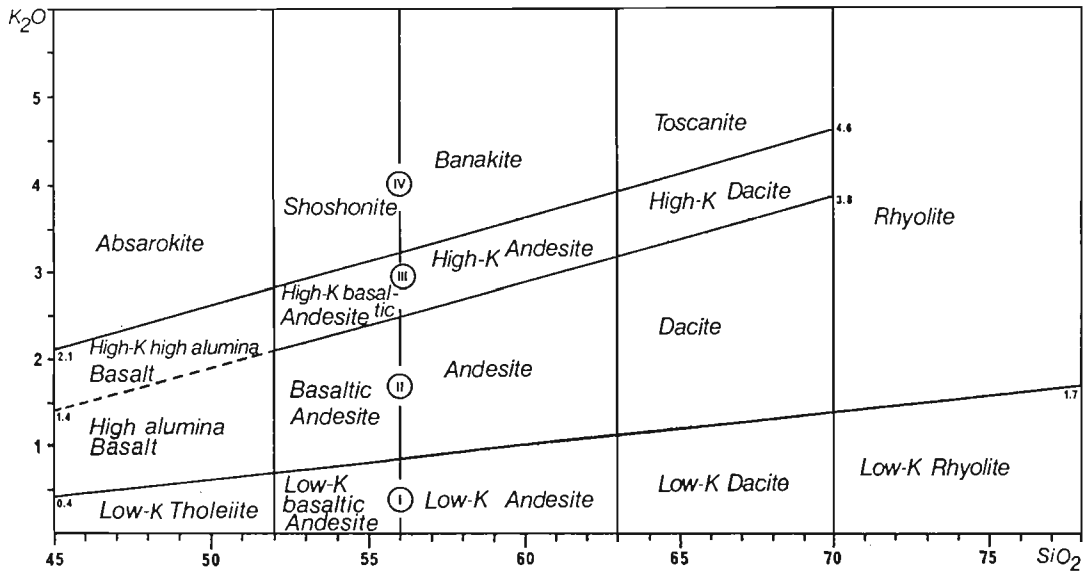


Abb. 58: Klassifikation der Vulkanite nach K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub>-Verhältnis. Nach PECERILLO & TAYLOR (1976: 66) unter Modifizierung der Abgrenzung der vier Serien.

- I = kalium-arme kalkalkaline "Andesit"-Serie (Inselbogen-"Andesite"; arc tholeiite series);
- II = normale kalkalkaline "Andesit"-Serie (Kontinentalrand-"Andesite"; calc alkaline series);
- III = kalium-reiche kalkalkaline "Andesit"-Serie (high-K calc-alkaline series);
- IV = Shoshonit-Serie.



kaliumreiche kalkalkaline "Andesite") nach PICHLER (1981: 44, Abb. 58) fallen, handelt es sich ausnahmslos um stark alterierte Gesteine, die als Sekundärprodukt das Mineral Seladonit aufweisen. Zur Bildung von Seladonit ist eine Kalium-Zufuhr notwendig und erklärt so die erhöhten Kalium-Werte der Analysen.

Nach FLOYD & WINCHESTER sind die Elemente Ti, Zr, Y Nb, Ga, Ce und Sc als immobil einzustufen. Sie eignen sich *ihrer Ansicht* nach, um auch alterierte Gesteine zu klassifizieren. In dem Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978: 295) kommen die meisten Vulkanite in das Feld der Andesite zu liegen. Die mit höherem SiO<sub>2</sub>-Gehalt fallen in das Feld der Rhyodacite + Dacite (Abb. 59). In den Diagrammen Zr/TiO<sub>2</sub> gegen Ga und Zr/TiO<sub>2</sub> gegen Nb/Y fallen die Punkte ebenfalls in die entsprechenden Felder (ohne Abbildung).

Im GOTTINI-RITTMANN-Diagramm (Rittmann 1973: 11) fallen alle Analysenpunkte - bis auf zwei Ausnahmen - in das Feld B (≡orogene Vulkanite) (Abb. 60). Bei beiden Ausnahmen handelt es sich um besonders stark alterierte Proben.

Die Abbildung 61 zeigt eine zu erwartende Abhängigkeit (≡ negative Korrelation) von TiO<sub>2</sub> zu SiO<sub>2</sub> bei einer magmatischen Entwicklung. Zu bemerken ist, daß sich zwei Gruppen bilden, die in dem Diagramm durch eine Gerade getrennt werden. Die gesamten Analysen einer jeden Decke sind entweder oberhalb oder unterhalb dieser Linie zu finden.; die Schwerpunkte sind durch Zahlen gekennzeichnet (vgl. Abb. 61). Eine Systematik bezogen auf die geologische Karte kann nicht festgestellt werden. Die TiO<sub>2</sub> Gehalte der untersuchten Gesteine liegen über den von GILL (1981: 111) vorgegebenen Werten für orogene Andesite (TiO<sub>2</sub> < 1.3 %). Die zu hohen Ti-Gehalte können mit der verstärkten Ilmenit-Führung einzelner Decken erklärt werden. Die Werte für den Latiandesit Typ Steinkaulenberg liegen zwischen 1.44 - 1.67 % TiO<sub>2</sub>.

Die Bedingungen für P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.05 - 0.30 Gew.%) nach GILL (1981: 112) für orogene Andesite werden von allen Analysen erfüllt.

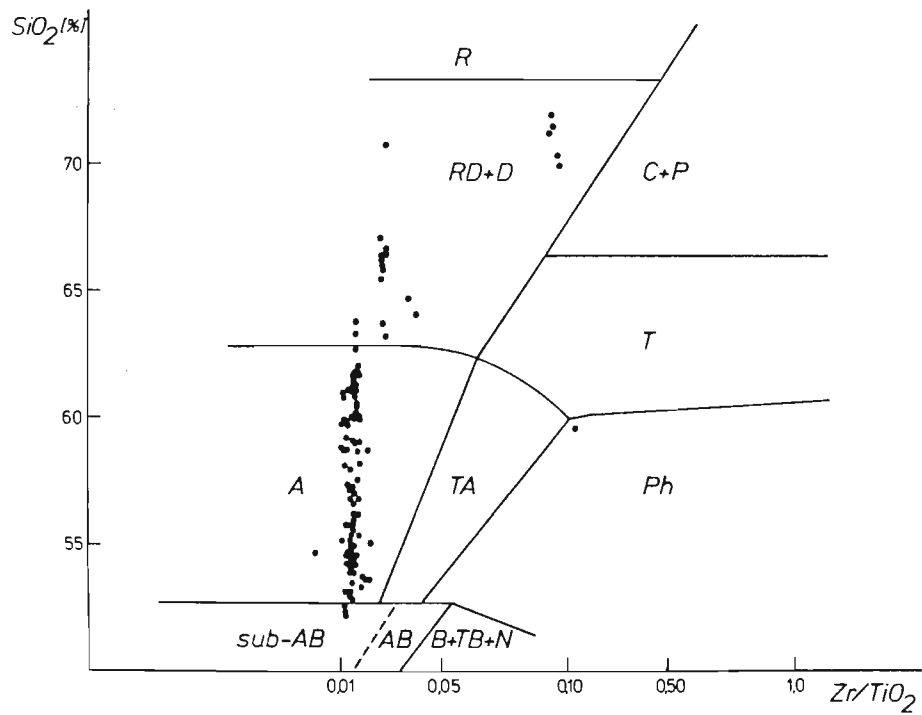


Abb. 59: Das Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER weist ebenfalls eine Übereinstimmung mit den übrigen Ergebnissen auf. Die untersuchten Vulkanite werden überwiegend Andesiten und Rhyodaciten + Daciten zugeordnet.

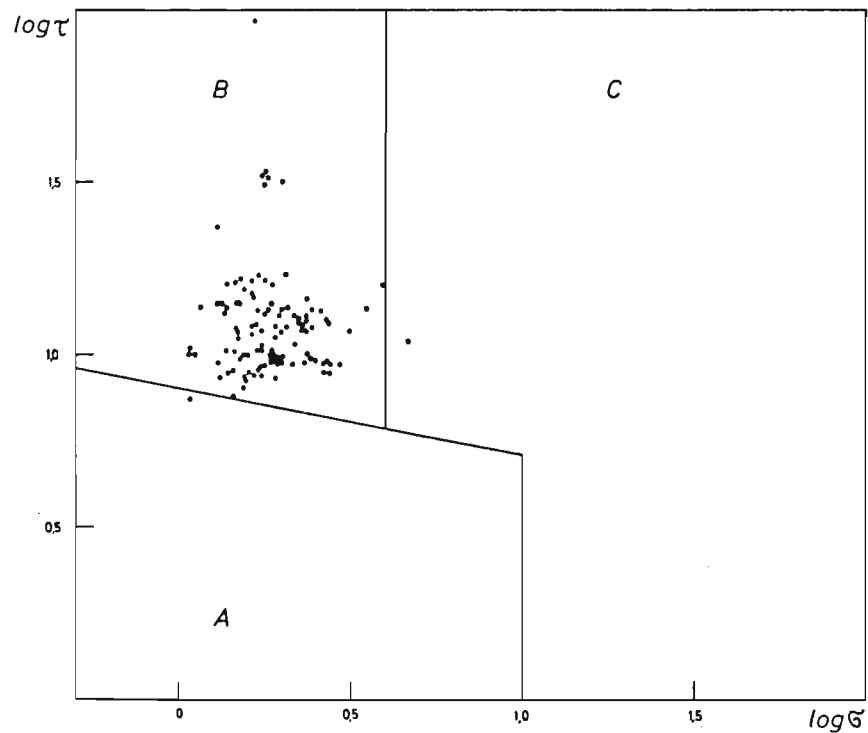


Abb. 60: Nach dem GOTTINI - RITTMANN Diagramm liegen die Analysenpunkte eindeutig in dem orogenen Feld (Feld B). Bei den beiden herausfallenden Proben handelt es sich um stark alterierte Gesteine.

(A anorogene Region; B Derivate von A & B)

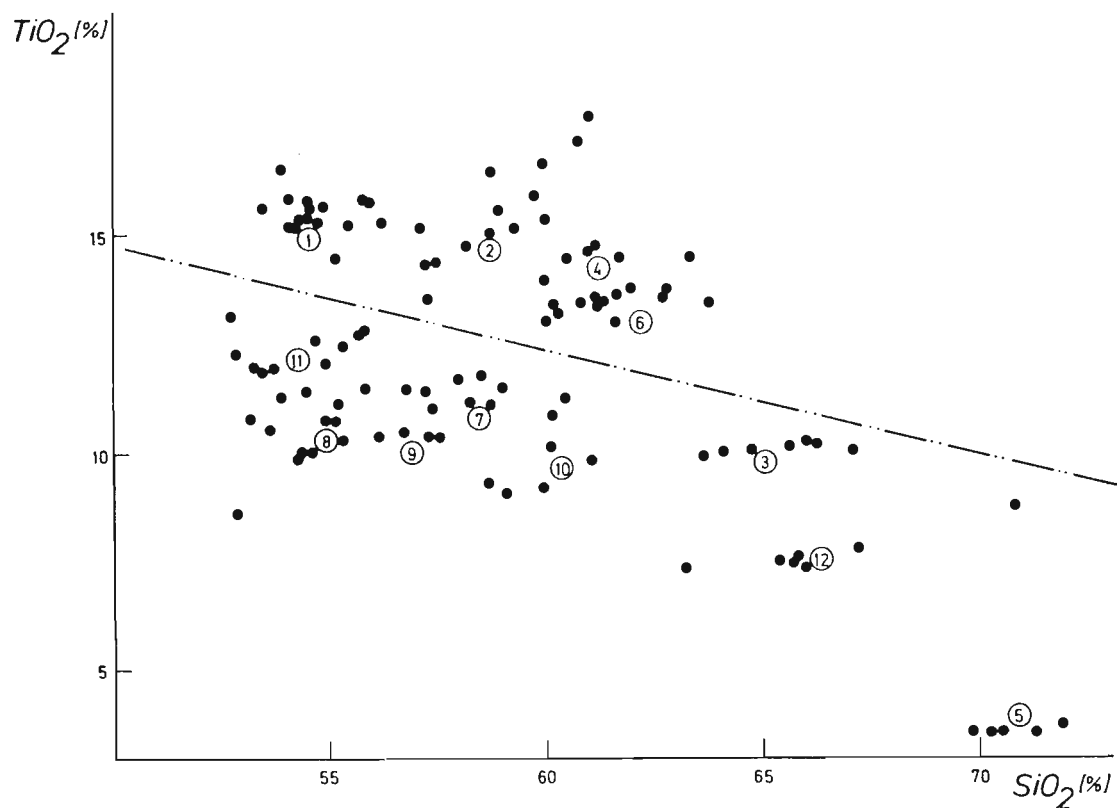


Abb. 61: Das Diagramm zeigt eine zu erwartende Abhängigkeit von  $TiO_2$  und  $SiO_2$  bei einer magmatischen Differentiation. Auffallend sind die zwei auftretenden Gruppen, die durch eine Gerade getrennt werden können. Ausnahmslos sind alle Analysen einer jeden Vulkanitdecke entweder oberhalb oder unterhalb der Geraden anzusiedeln. Eine Systematik bezogen auf die geologische Karte kann nicht festgestellt werden (Erläuterung der Zahlen vgl. Abb. 41).

Die Diagramme 62 bis 67 zeigen die Entwicklung einiger Spurenelemente. Abbildung 62 bis 64 gibt die Abhängigkeit von Ba, Sr und Rb von  $K_2O$  wieder. Sr zeigt das nicht seltene aber indifferente Verhalten. Es kann neben einer positiven Korrelation nach GILL (1981: 126 ff) auch eine konstante Streubreite aufweisen (120 ppm bis 660 ppm Sr). Abbildung 63 zeigt diese Streubreite. In der beginnenden Kristallisationsphase wird Sr lediglich in die früh ausgeschiedenen Plagioklase eingebaut. Mafische Minerale nehmen kaum Sr auf. Durch die relative Anreicherung von Sr in der verbleibenden Schmelze wird dieses in den K-Feldspat verstärkt eingebaut. Vergleichbare Gesteine der Plutonite weisen z. T. weit über 500 ppm Sr in K-Feldspäten auf (SCHARBERT 1984: 189). Rb und Ba weisen eine positive Korrelation auf, was auf eine Fraktionierung von Plagioklasen zurückzuführen ist. Das Diagramm von GILL (1981: 127) Rb/Sr zeigt keine neuen Ergebnisse (ohne Abbildung). Da die Ionenradien von  $Ba^{2+}$  und  $K^{1+}$  fast gleich sind, wird Ba in die frühen Alkalifeldspat-Phasen eingebaut.

Im Vergleich zu den Angaben von GILL (1981: 132) mit 20 bis 25 ppm weist Yttrium durchweg mit 22 ppm bis 36 ppm einen zu hohen Wert für orogene Vulkanite auf.

In Abbildung 65 sind die MgO-Werte für orogene Andesite nach GILL (1981: 135) zu entnehmen. Abbildung 66 zeigt, daß die Analysenpunkte diese Trend weitestgehend folgen. Die Punkte mit zu niedrigen MgO-Werten liegen immer noch innerhalb des Feldes B, was für kalk-alkaline Andesite typisch ist. Die wenigen Punkte in Feld A unterliegen einer relativen Mg-Anreicherung; es handelt sich hier überwiegend um die Decken Typ Algenrodt und Typ Idar (Navit), die einen primären Olivin-Anteil aufweisen, was den höheren Ni-Wert begründet. Nickel wird in Olivin eingebaut; die Konzentration an Nickel kann in den Kristallen das 2000fache im Vergleich zur Schmelze betragen.

Scandium fällt in den Trend für orogene Andesite (40 bis 10 ppm von basischen zu sauren Andesiten) (GILL 1981: 137). Gegen  $SiO_2$  abgetragen, ist eine negative Korrelation festzustellen (Abb. 67), da Scandium in die Pyroxen-Minerale eingebaut wird.

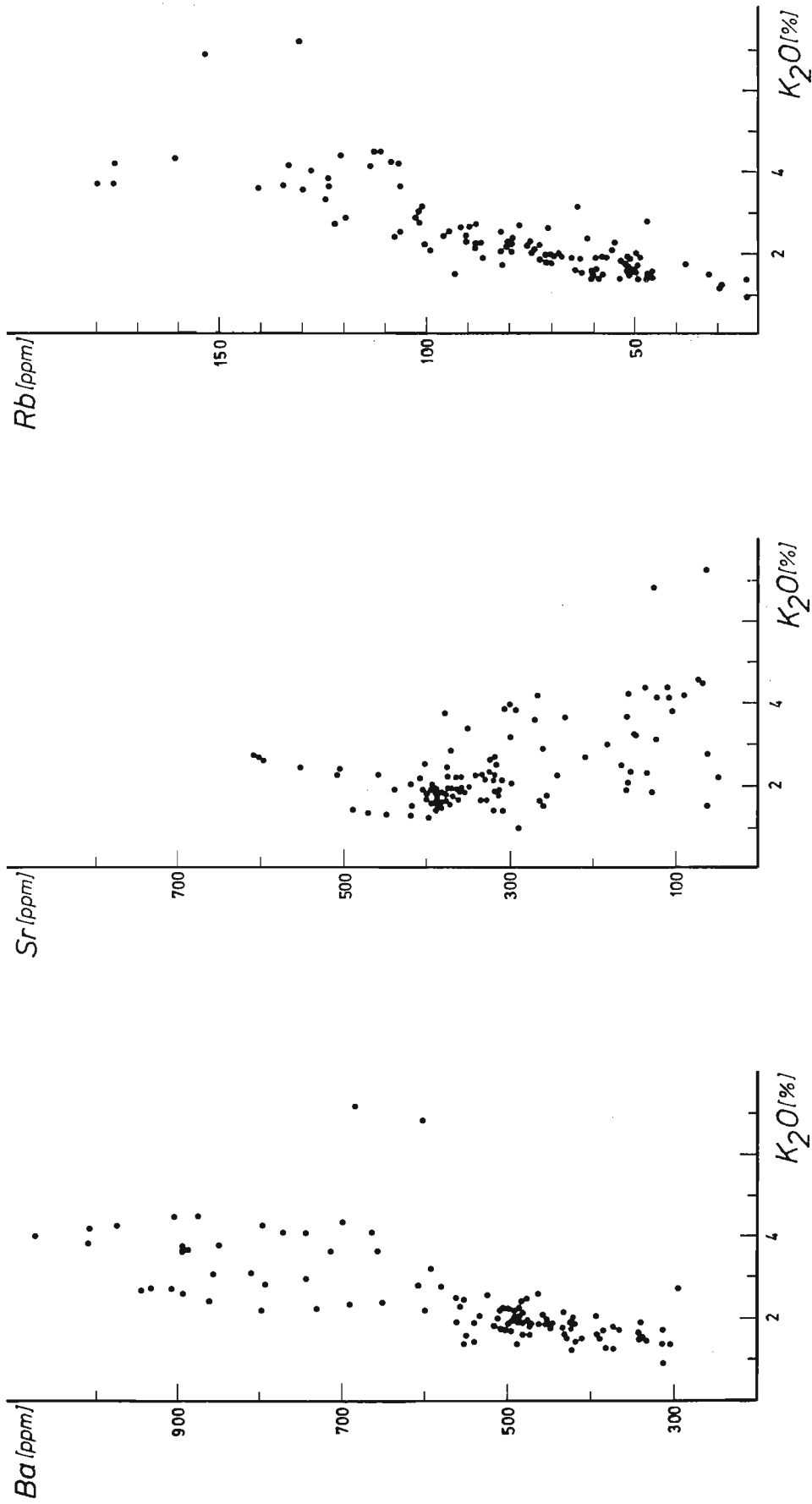


Abb. 62 bis 64: Die Werte für Ba, Sr und Rb liegen nach GILL (1981) im Schwankungsbereich von orogenen Andesiten; alle drei Elemente werden bevorzugt in Feldspäte eingebaut.

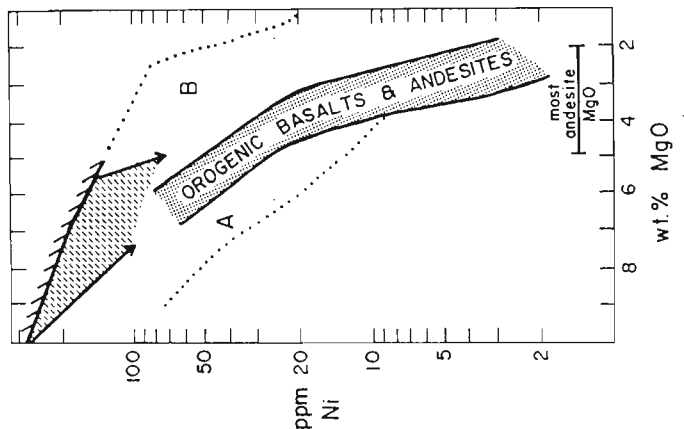


Abb. 65: Ni-MgO Verhältnis für orogene Basalte und Andesite. In das gepunktete Feld fallen die meisten Analysen, können aber ebenfalls in Feld A oder B liegen. Der Balken rechts unten gibt die Durchschnittswerte für MgO für die meisten orogenen Andesite wieder. Das gestrichelte Feld, eingerahmt von Pfeilen gibt das Ni-MgO-Verhältnis der MORB wieder. (GILL 1981: 135).

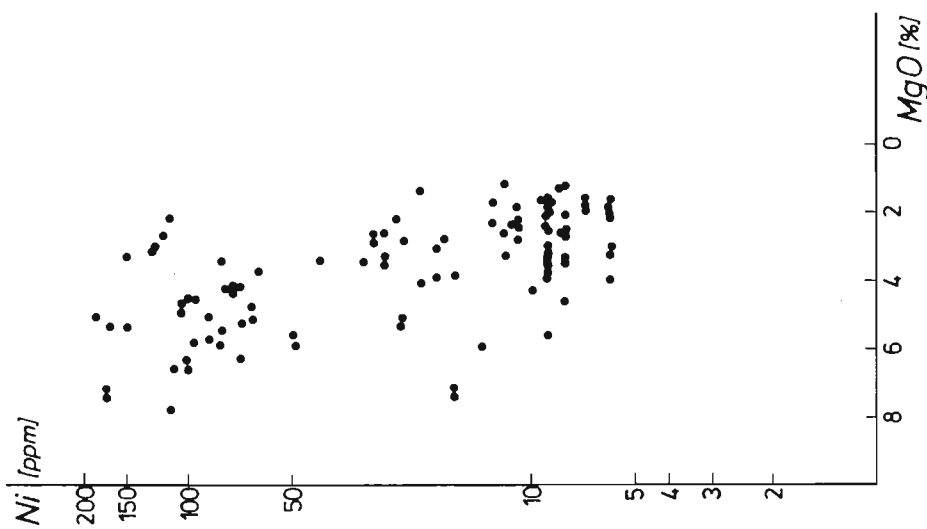


Abb. 66: Nach dem Diagramm Ni gegen MgO erfüllen die untersuchten Andesite überwiegend die Bedingungen für orogene Andesite. Die nach Abbildung 65 in den Feldern A und B liegen, befinden sich immer noch im Tolleranz-Bereich nach GILL (1981: 135).

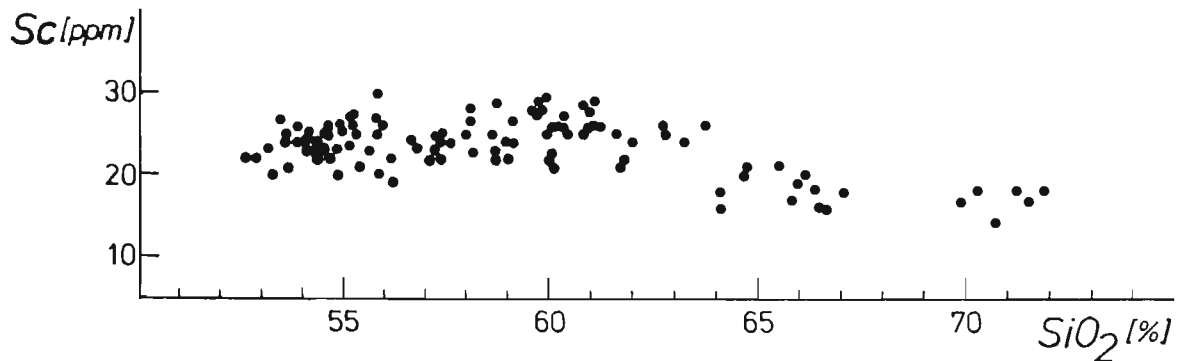


Abb. 67: Scandium wird bevorzugt in Pyroxen-Mineralen eingebaut und bedingt somit die leicht negative Korrelation zu SiO<sub>2</sub>

Zwischen Vanadium und SiO<sub>2</sub> besteht eine negative Korrelation (ohne Abbildung). Dies spiegelt die Fraktionierung von Magnetit und Augit wieder. Magnetit und Hämatit führen V bis zu 1500 ppm; auch Klinopyroxen kann bis zu 300 ppm Vanadium aufweisen (SCHARBERT 1984: 187).

Sowohl Kupfer als auch Zink liegen in den von GILL (1981: 137) vorgegebenen Schwankungsbreiten für orogene Andesite (Cu = 10 bis 150 ppm; Zn = 50 bis 100 ppm). Zn<sup>2+</sup> tritt in gesteinsbildenden Silikaten als Ersatz für Fe<sup>2+</sup> und Mg<sup>2+</sup> auf; sowohl Olivin (bis zu 75 ppm), als auch Pyroxene (< 80 ppm) führen verstärkt das Spurenelement Zink.

Die Werte für Zirkonium und auch Niob liegen etwas höher als die Werte von GILL (1981: 133 f). Klinopyroxene können bis zu 100 ppm Zirkonium aufnehmen.

## 6 Nomenklatur der untersuchten Gesteine

Schon in Kapitel 2 wurde kurz auf das Problem der Namengebung eingegangen (vgl. Tabelle 4). Da die vollständige Ermittlung des Modalbestandes von Vulkaniten wegen feinkörniger Grundmasse und Glasanteil häufig nicht möglich ist (vgl. Tabelle 5), muß zu einer chemisch-normativen Betrachtungsweise übergegangen werden. In diesem Kapitel werden die unterschiedlichen Normberechnungen gegenübergestellt und verglichen. Jede chemische Analyse wurde nach den folgenden Normen berechnet:

- Niggli-Kata-Norm
- CIPW-Norm
- Rittmann-Norm
- Nomenklatur nach de la Roche
- Klassifikation nach Schmitt-Riegraf

Diese Berechnungen sind im allgemeinen für frische Gesteine vorgesehen. Die in dem bearbeiteten Gebiet allgegenwärtige Alteration darf nicht übersehen werden. Wegen dieser Alteration wurden auf die von BAMBAUER (1960) vorgenommenen Berechnungen von potentiellen Mineralbeständen auf der Basis der Niggli-Norm verzichtet.

In Tabelle 11 sind die verschiedenen Gesteinsnamen der jeweiligen Vulkanit-Decken, berechnet nach den unterschiedlichen Normen, gegenübergestellt.

Auf eine einführende Beschreibung der unterschiedlichen Normen soll hier verzichtet werden; sie sind bei Bedarf in den entsprechenden Arbeiten nachzulesen (BURRI 1959: 100ff, Cross et al. 1903, de la ROCHE et al. 1980: 183 ff, RITTMANN 1973 , SCHMITT-RIEGRAF 1987: 68)



### 6.1 Normberechnungen nach Niggli, CIPW und Rittmann

Die grundlegenden Unterschiede dieser drei Normen bestehen in der Berechnungsgrundlage:

Niggli verwendet Äquivalentprozent, die Volumenprozent nahe kommen, sodaß die Dichteunterschiede der Minerale nicht allzu stark verzerrt auf die Darstellung einwirken. Des weiteren läßt diese Norm-Berechnung einem die Wahl der zu berechnenden Minerale, was sich bei alterierten Gesteinen positiv auswirkt. So wurden über diese Norm Sekundärprodukte wie Chlorit o. ä. berechnet und nicht Cordierit oder Korund. Das so entstehende normative Bild kommt dem realen Bild eines Schliffes wesentlich näher.

Die CIPW-Norm und die Rittmann-Norm haben Gew.% als Grundlage; ein markanter Unterschied dieser beiden Normen besteht in der Berechnung der Feldspäte.

Das QAP-Diagramm (Abb. 68) zeigt als Beispiel die Lage Rhyodacits Typ Rilchenberg in Abhängigkeit von den Norm-Berechnungen. Dabei fällt auf, daß alle drei Normberechnungen voneinander abweichende Ergebnisse liefern (vgl. Tabelle 11). Bei dieser Darstellung darf nicht außer acht gelassen werden, daß die Ergebnisse der Rittmann- und CIPW-Norm auf Gewichtsprozenten beruht und die Einteilung des QAPF-Diagramms nach Streckeisen auf Volumenprozenten beruht. Die Berechnung nach Äquivalentprozent mit der Niggli-Norm kommt den Ansprüchen dieser Darstellung noch am nächsten. Des weiteren muß noch erwähnt werden, daß die untersuchten Gesteine grundsätzlich einer Alteration unterworfen sind und so die Namengebung immer relativ zu diesem Aspekt gesehen werden muß. Eine ungefähre Vorstellung über die Einflüsse der Alteration auf die Elemente ist der Arbeit von SCHMIDT (1986) zu entnehmen. Speziell auf diesem Gebiet arbeitet zur Zeit Frau Dr. Schmitt-Riegraf.

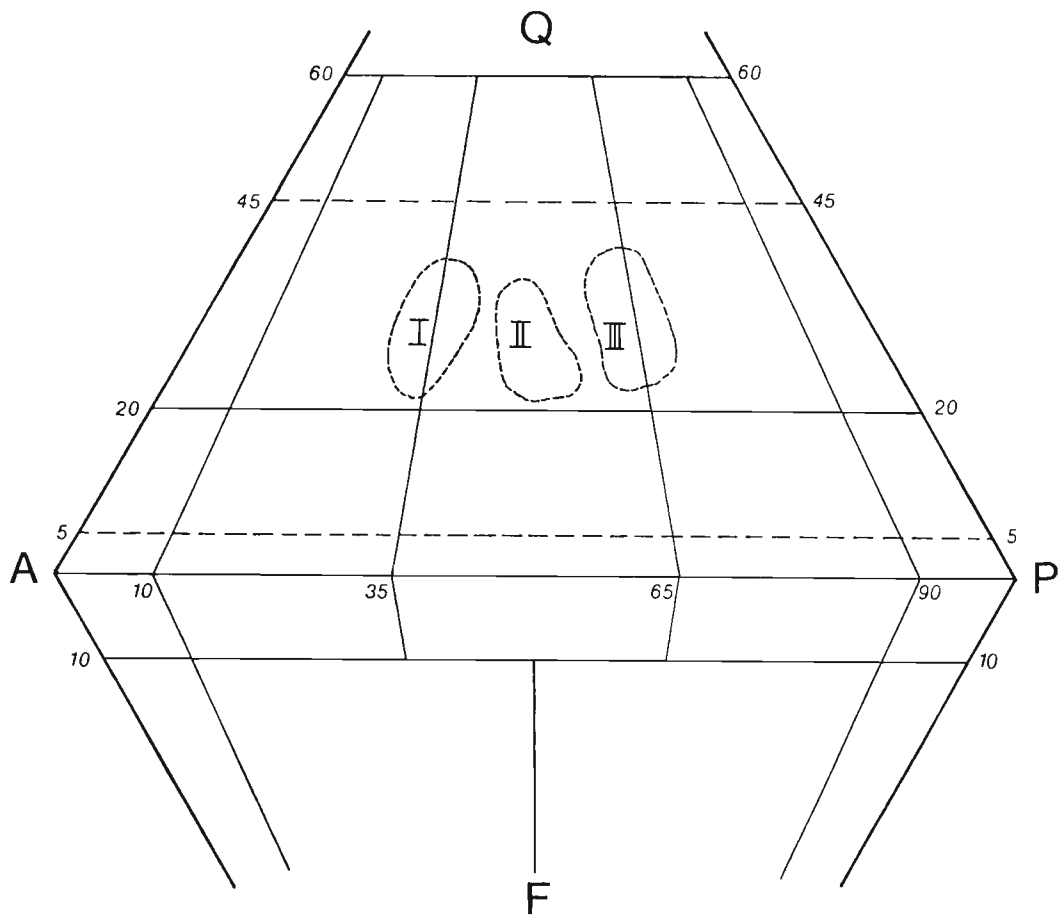


Abb. 68: Die Abbildung zeigt die Abhängigkeit der Analysenpunkte im QAP-Diagramm mit der auf Vol% bestimmten Einteilung der Felder nach Streckeisendiagramm von der Berechnungsart für den Rhyodacit Typ Rilchenberg (I: Rittmann II: Niggli III: CIPW).

## 6.2 Nomenklatur nach de la Roche

Die Berechnung für die Norm nach de la Roche erfolgt auf derselben Grundlage wie die der Niggli-Norm. In die Parameter R1 und R2, die ausschlaggebend für die Klassifizierung sind, gehen aber die Alkalien, die für die Alteration sehr anfällig sind, mit dem Faktor 11 und 6 ein (K, Ca, Na). Andere stabilere Elemente weisen einen weitaus geringeren Faktor auf.

Die Parameter berechnen sich wie folgt:

$$R1 = 4Si - 11(Na \cdot K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R2 = 6Ca + 2(Mg + Al)$$

Den Abbildungen 70a-e sind die Einordnungen der untersuchten Vulkanit-Decken zu entnehmen. Es ist festzustellen, daß im Vergleich zur Niggli-Kata-Norm die Ergebnisse alle, bezogen auf das QAP-Diagramm von Streckeisen, mehr oder weniger parallel zur AP-Linie verschoben sind. Dies kann einerseits durch relative Ca-Anreicherung bzw. Na- und K-Verarmung der Gesteine durch Sekundäreinflüsse hervorgerufen werden, wie auch andererseits an der Berechnung dieser Norm als solche liegen (vgl. Tabelle 11).

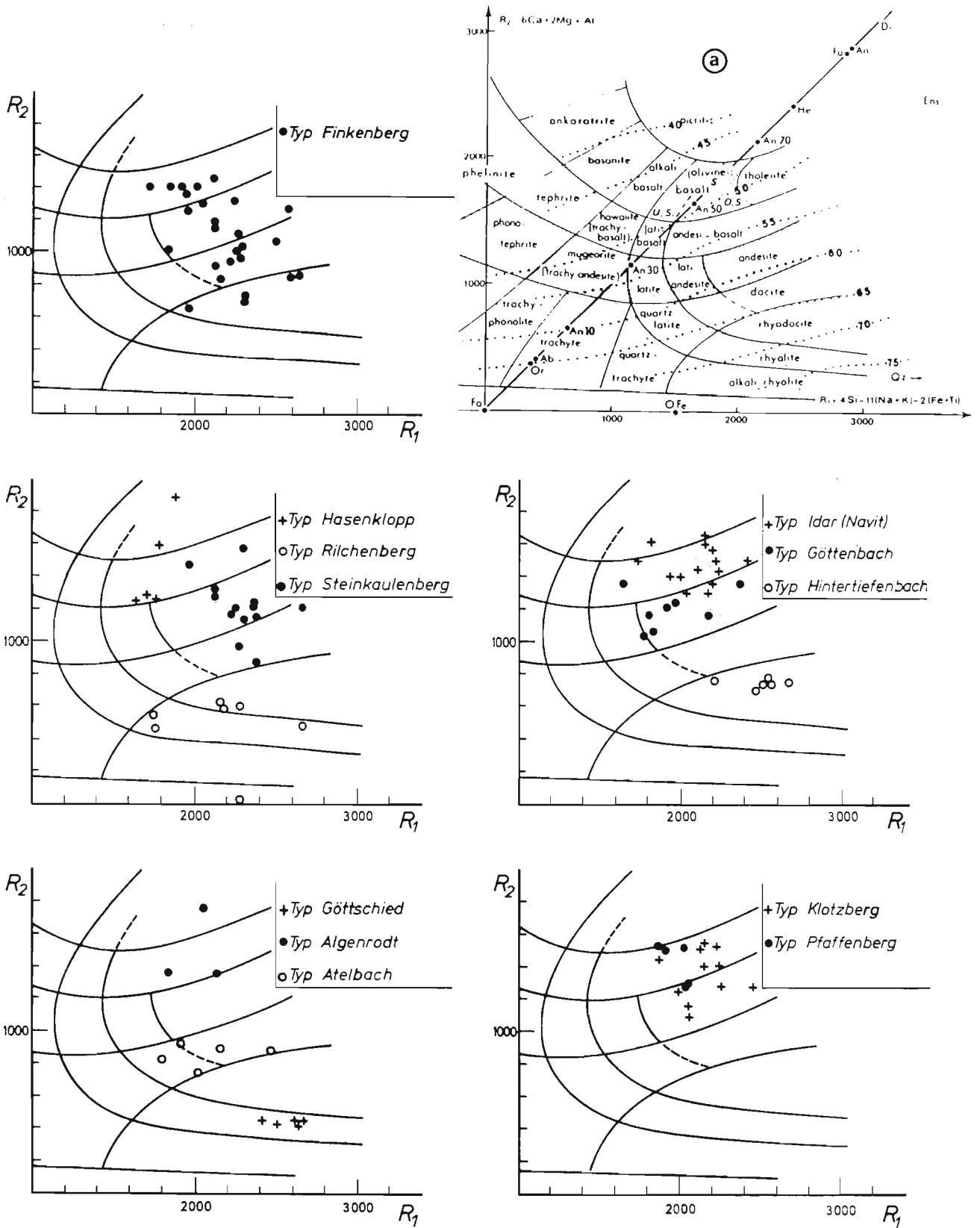


Abb. 70: Die Darstellung nach de la Roche weist den untersuchten Ge-  
steinen annähernd gleiche Namen zu wie nach Niggli.

### 6.3 Klassifikation nach Schmitt-Riegraf

Diese Norm wurde 1985 zum ersten Mal öffentlich vorgestellt.

*"Aufbauend auf der Vorstellung zur Elementfraktionierung wurde eine Vielzahl von Hauptelement-Kombinationen (in Atomverhältnissen) überprüft, von denen die folgenden Drei als besonders geeignet für eine Beschreibung der geochemischen Entwicklung von magmatischen Gesteinen erscheinen:*

1.  $K/Mg$  dient als Beispiel für die Fraktionierung der häufigen mineralaufbauenden großen gegenüber den kleinen Ionen;
2.  $Si/(Na-K)-2(Mg+Ca)$  gibt den Kieselsäureunterschub bzw. -Überschub gegenüber den Alkalien und Erdalkalien an;
3.  $(Na+K)/Al$  kennzeichnet den Alkali-Überschub gegenüber den Feldspäten. ...

*Eine weitergehende Untergliederung im Sinne der gängigen Gesteinsnomenklatur ist anhand weiterer Diskriminierungsdiagramme möglich. Insgesamt werden die Elemente Si, Al,  $Fe^{2+}$ , Mg, Ca, Na, K und Ti für die geochemische diagrammatische Beschreibung der Gesteine verwandt. Im Gegensatz zur QAPF-Darstellung werden damit auch die Elemente der mafischen Bestandteile (Mg, Fe und Ti) mit berücksichtigt." (Schmitt-Riegraf 1985: 210).*

Die Klassifikation wurde nach STRECKEISEN (1967) durchgeführt, da diese noch eine feinere Unterteilung aufweist. Daher kommt auch das Präfix "Qu" bei der Namengebung der Gesteine.

Das Ergebnis dieser Norm-Berechnung ist den Ergebnissen der anderen Normen in Tabelle 11 gegenübergestellt.

**Tabelle 11:** Nomenklatur der untersuchten Vulkanit-Decken nach unterschiedlichen Norm-Berechnungen; die Bezeichnungen in Klammern treten untergeordnet auf (diese Streuung ist auf die Alteration der Gesteine zurückzuführen. In dieser Arbeit wurde die Nomenklatur nach Niggli verwendet.

	Niggli	CIPW	Rittmann	de la Roche	Schmitt-Riegraf
Typ Hasenklopp	Latibasalt	Latiandesit	Latiandesit	Andesi-Basalt/ Basalt	Andesit
Typ Steinkaulenberg	Latiandesit	Dacit (Latiandesit)	Dacit (Latiandesit)	(Dacit) Andesit	Qu-Latiandesit Andesit
Typ Rilchenberg	Rhyodacit	Rhyodacit (Dacit)	(Rhyolit) Rhyodacit	Rhyolit / Rhyodacit	Rhyolit
Typ Finkenberg	Dacit (Latiandesit)	Rhyodacit	(Rhyodacit) Dacit	Andesit / Dacit	Qu-Latiandesit Rhyolit
Typ Götteschled	Rhyodacit	Rhyodacit	Rhyodacit	Rhyolit	Rhyolit
Typ Atelbach	Dacit	Dacit	Dacit (Rhyodacit)	Dacit	Dacit
Typ Göttenbach	Latiandesit	Latiandesit	Latiandesit	Andesit	Qu-Latiandesit
Typ Idar (Navit)	Latiandesit	Latiandesit	Latiandesit (Andesit)	Andesi-Basalt	Andesit
Typ Algenrodt	Latibasalt	Latiandesit	Latiandesit	Andesi-Basalt	Andesit
Typ Klotzberg	Latiandesit	Latiandesit	Latiandesit	Andesi/ Andesi-Basalt	Qu-Latiandesit Andesit
Typ Pfaffenberg	Latiandesit	Latiandesit	Latiandesit	Andesi-Basalt	Andesit
Typ Hintertiefenbach	Rhyodacit	Rhyodacit	Rhyodacit	Rhyodacit	Rhyolit

## 7 Diskussion der Magmengenese der Andesite

Aufgrund der Ergebnisse im geochemischen Teil wird von der Annahme ausgegangen, daß es sich bei den untersuchten Gesteinen um orogene Andesite handelt. Deshalb werden Theorien der nicht-orogenen andesitischen Magmengenese hier nicht besprochen.

Die Tabelle von Eichelberger (1978: 496) gibt einen Überblick über die Theorien der Andesitgenese mit Autorenzitaten zu den jeweiligen Hypothesen (Tab. 12).

Nach BÖTTCHER (1973: 224) gibt es folgende Hypothesen der Andesit-Genese:

### I. Kontamination basischer Magmen mit Material der oberen kontinentalen Kruste (Assimilation von sauren Magmen oder "Magmen-mixing")

AOKI (1960: 6143) beschreibt die kalkalkaline Serie in Japan als ein Derivat eines alkaliolivinbasaltischen Magmas, das granitisches oder silifiziertes Material in frühen Stadien der Fraktionierung assimilierte. Eine fraktionierte Differentiation des kontaminierten Magmas bedingt dann kalkalkaline Basalte, Andesite und Dacite.

BOETTCHER (1973: 225) zweifelt diese Theorie an. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse (DICKINSON 1970: 825) in cirkumpazifischen Basalten, Andesiten und Daciten (0.703 - 0.705) liegen zu niedrig verglichen mit den zu erwartenden Werten nach Aufnahme eines sauren Magmas. Er gibt aber gleichzeitig Unsicherheiten über den Wissensstand von Mantel und unterer Kruste zu bedenken.

Für das Saar-Nahe-Gebiet vertritt NICKEL (1981) diese Theorie. Er hält ein "Magmen-mixing" von basaltischen und granitischen Magmen für wahrscheinlich. Dies begründet er mit TAYLOR (1969), der die Theorie aufstellt, daß eine Mischung von basaltischen und granitischen Magmen



Model	Primary basis	Crustal evolution if dominant process	Comments	References (Partial List)
Andesitic liquid from partial melting of ultramafic mantle or subducted basaltic crust or deep fractionation of basaltic melt from mantle. Melt source in or near Benioff zone.	Voluminous nature of andesitic volcanism in subduction zones. Feasibility indicated by experimental data.	Addition of andesitic material to crust. Subduction of water-rich crust required for development of continental crust.	Does not by itself account for genesis of andesite outside subduction zones. More voluminous character and radiogenic composition of continental silicic magmas, or granitic character of upper continental crust.	YOWER (1969), GREEN and RINGWOOD (1968), KUSHIRO (1972, 1973, 1974), MYSEN and BOETTCHER (1975).
Melting of subducted sediments.	Transport of lowmelting material to mantle depth.	No new continental material generated.	As above, but limited by isotopic data.	COATS (1962), DONNELLY <i>et al.</i> (1971).
Andesitic liquid from large degree of melting of lower crust.	Voluminous nature of andesitic volcanism and intermediate batholiths in areas of thickened crust.	Mild fractionation of crust but no growth.	Does not account for thickening of crust accompanying volcanism. Requires excessively high temperature for lower crust.	FORBES <i>et al.</i> (1969), BATTALIAN and WAHLEFELT (1966).
Andesitic mush from lower crust consisting of rhyolitic liquid and refractory residuum.	As above.	As above.	As above, but avoids problem of high temperature.	PIVINSKI (1973), PRESSALL and BATEMAN (1973).
Assimilation of granitic rocks by basaltic magma from mantle.	Xenocrysts in andesite.	Gradual oceanization of continents by dilution with basalt.	Does not account for andesites in island arcs. Limited by isotopic data.	TURNER and VERHUGEN (1960).
Low pressure fractionation of basaltic magma from mantle to produce andesite. Partial melting of lower crust to produce dacitic liquid after thickening of crust.	Association of basalt with andesite. Development of batholiths in mature island arcs and continental margins.	Growth and fractionation of crust with time.	Yields basaltic bulk composition of crust unless refractory material returns to mantle. Requires very high temperature for lower crust. Does not account for higher <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr of continental andesite.	KUNO (1968).
Mixing of basaltic magma from mantle with rhyolitic magma from lower crust.	Phase assemblages and textures in andesite.	As above.	As above, but avoids problem of high temperature in lower crust while accounting for correlation of isotopic composition of andesite with crustal setting.	PIVINSKI and WYLIE (1968), YOUNKER and VOGL (1976).
Andesitic melt from subducted slab and overlying mantle plus rhyolitic melt from lower crust.	Voluminous nature of andesitic volcanism in subduction zones. Silicic character of continental volcanism. Sr isotopic data.	As above.	Similar to above except that mafic parent magma is andesitic. Yields continental crust of andesitic composition. Does not account for higher <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr of continental andesite or genesis of andesite outside subduction zones.	BROWN (1977), YOUNKER and VOGL (1976).

Mantle and crustal processes

Tab. 12: Einige Modelle der Andesitgenese und deren Charakteristika (EICHELBERGER 1978: 496).

im Vergleich zu GILL (1981) zu höheren Werten von Ni, Cr, Rb, Sr und Zr führt. Dies ist bei einer Mehrzahl von kalkalkalinen Gesteinen intermediärer Zusammensetzung festzustellen. Untermauert wird diese Hypothese noch durch die Berücksichtigung der Endglieder der Mischungsserien sowie eine Anwendung der Methoden von BRAYN, FINDER & CHAYES (1961), die auf empirischen Gleichungen über Mischungsverhältnisse von Magmen beruhen.

## **II. Anatexis von sialischer Kruste**

Diese Theorie wird von den meisten heutigen Autoren abgelehnt. Als Grund wird hauptsächlich die Schmelztemperatur von intermediären Gesteinen (FUDALI 1965) - sogar unter H<sub>2</sub>O-gesättigten Bedingungen (z. B. WYLLIE 1971) liegen die Temperaturen >1000°C - angenommen, so daß es unwahrscheinlich erscheint, andesitisches Magma aus Krustengesteinen entstehen zu lassen.

Diese Möglichkeit wird von Autoren, die im Saar-Nahe-Gebiet arbeiten, nicht diskutiert.

## **III. Fraktionierte Kristallisation basaltischen Magmas**

Dieses Modell der Magnetit-Absonderung wurde insbesondere von OSBORN (1959, 1962, 1969) bearbeitet und diskutiert. Er erklärt das kalkalkaline Produkt durch hohen Sauerstoff-Partialdruck während der Differentiation. Unter dem hohen Sauerstoff-Partialdruck hat Magnetit ein großes Stabilitätsfeld. OSBORN hält eine Menge von 3.3 Gew.% auskristallisierten Magnetits für ausreichend, um die von TAYLOR et al. (1969) für notwendig empfundenen Spurenelementkonzentrationen zu erreichen. Verschiedenen Autoren (z. B. PRESNALL 1966, TAYLOR 1969) zweifeln diese Theorie an, können sie aber nicht widerlegen.

GILL (1981: 298) kommt nach Diskussion mehrerer Möglichkeiten zu folgendem Schluß:

*"My conclusion is, that crystal fractionation of phenocryst phases from basalt, i. e., usually of plagioclase + orthopyroxene/olivine + augite + magnetite (POAM), is by far the most common and extensive interaction with the crust, and vapor fractionation. A typical andesite event may develop as follows.*

*Once upon a time beneath a distant kingdom by the sea, oceanic crust was subducted and dehydrated as it was metamorphosed to eclogite facies assemblages. I call the resulting aqueous phase "IRS fluid" because, at high pressure, it carries substantial amounts of incompatible elements, radiogenic nuclides, and silica. Its composition depends on the age, alteration, and sediment component of ocean crust which is subducted (Sect. 8.5). Whether this IRS fluid or, instead, siliceous melt ascends from subducted crust depends on the geothermal gradient and, therefore, on the rate and duration of subduction and the age of subducted crust. Mass transfer from slab to mantle wedge (slab recycling) occurs in either case. This transfer accounts for uplift of volcanic arcs (Sec. 3.4), and geochemical differences (especially in volatile, incompatible trace element, and isotopic ratios) between magmas in volcanic arcs versus elsewhere, including backarcs (Sect. 5.7)."*

Eine weitere Theorie, kalkalkalines Magma zu erreichen, wäre die Amphibolabsonderung, die von ALLEN et al. (1972), NICHOLLS (1971) und GREEN & RINGWOOD (1968) anhand experimenteller Studien diskutiert wird.

Im Saar-Nahe-Gebiet wird die Möglichkeit der Differentiation eines basaltischen (olivintholeitischen) Stammagmas von HÄFFNER (1978: 64) diskutiert. Dies begründet HÄFFNER mit der SiO<sub>2</sub>-Untersättigung der Magmatite sowie mit dem normativen und modalen Olivinegehalt. Hierzu muß aber gesagt werden, daß von HÄFFNER nur Basalte untersucht wurden. VINX (1974) unterstützt diese Theorie ebenfalls.

IV. Anatexis, möglicherweise gefolgt von einer Differentiation, von nassem "Rest"-Mantel-Peridotit, um primäres andesitisches oder kalkalkalines Magma zu erhalten.

Diese Hypothese beruht auf den Experimenten von KUSHIRO (1968). Er fand heraus, daß eine quarznormative Schmelze mit Forsterit oder Forsterit und Enstatit koexistieren kann.

GREEN (1970) widerlegt diese Behauptung durch eine wassergesättigte und wasserungesättigte Quarz-Tholeyit-Zusammensetzung, in der Olivin nicht existent war. Er schließt daraus, daß quarzgesättigte Zusammensetzungen nicht mit "wet peridotite in the mantle" koexistieren können.

BOETTCHER (1973: 232) kommt zu folgendem Schluß:

*"Nevertheless, my curve in Fig. 1A must be considered as speculative because of our inadequate knowledge of parameters such as the  $a_{H_2O}$  in the mantle. For example, if the solidus for a particular value of  $a_{H_2O}$  lies at temperatures higher than the breakdown of amphibole at the  $a_{H_2O}$ , then an aqueous fluid phase will exist within that temperature interval, assuming that the water is not fractionated into the structures of other minerals."*

Bezogen auf das Saar-Nahe-Gebiet gibt es keine Autoren, die diese Hypothese der kalkalkalinen Magmengenese vertreten.

## V. Aufschmelzen von Krusten- und Mantelmaterial (Lithosphäre) in Subduktionszonen unter Kontinentalrändern.

Diese Theorie wird seit Jahren schon von mehreren Autoren diskutiert und untersucht (z.B.: HESS 1939, COATS 1962, ISAKS et al. 1968, DICKINSON 1970, GILLULY 1971, LIPMAN et al. 1971).

GREEN & RINGWOOD (1968) haben unter anderem einen "two-stage igneous process" entwickelt (Abb. 71). Das erste Stadium beinhaltet eine teilweise Vermischung von ozeanischer Kruste (Basalt) mit Mantelperidotit. Das zweite Stadium ist die Aufschmelzung des Basalts oder seines neu entstandenen Produkts (z. B. Amphibolit oder Quarz-Eklogit). TAYLOR (1969), ebenfalls ein Befürworter dieser Hypothese, beruft sich auf die Spurenelementverteilung, die eine solche zwei-Stationen-Theorie für die Andesitgenese befürworten. Aus den Abbildungen 72 und 73 ist zu entnehmen, daß die Autoren ARCULUS & CURRAN (1972: 260) und LORENZ & NICHOLLS (1984: 49) dieselbe Ansicht vertreten.

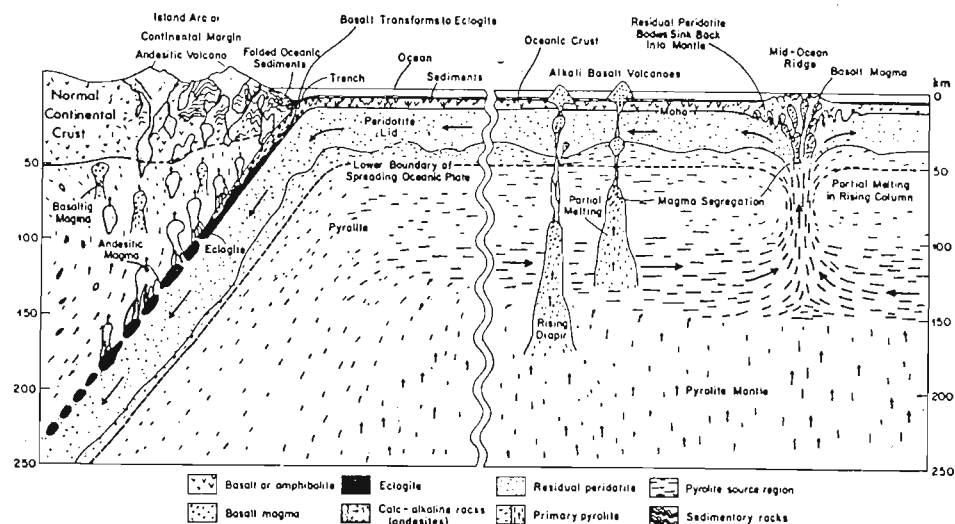


Abb. 71: Plattentektonisches Modell zur Erklärung der Andesitischen Magmengengese nach RINGWOOD (1969).

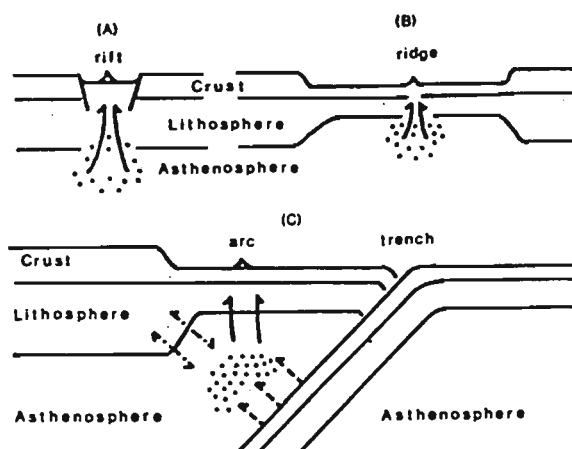


Abb. 72: Modell von ARCULAS & CURRAN (1972: 260)

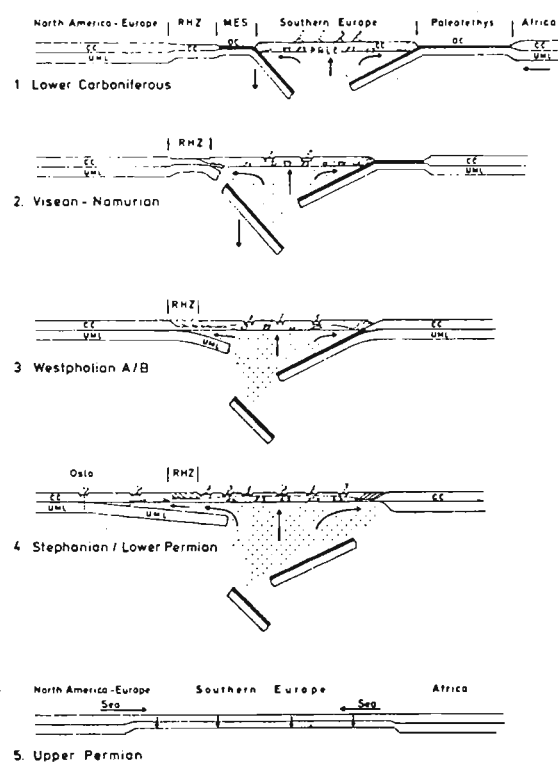


Abb. 73: Modell von Lorenz & Nicholles zur andesitischen Magmen-  
genese (1984: 49).

Für das Saar-Nahe-Gebiet vertritt WOLFF (1973: 111) diese Vorstellung. Er geht von einem tholeyitischen Stammagma aus und begründet dies mit der Ähnlichkeit eines doleritischen Olivinbasalts mit einem tholeyitischen Olivinbasalt und schließt auf ein primäres, aus dem oberen Mantel stammendes Muttermagma. Als mögliche Erklärung nennt er auch die Theorie von GREEN & RINGWOOD (1968). Er zitiert in Anlehnung an NICHOLAS (1972), NICHOLLS & LORENZ (1973), die im Untergrund des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes eine nach Norden abtauchende Benioffzone vermuten.

*"Infolge Dehydrierung verschluckter ozeanischer Lithosphärenschollen soll es zur Aufschmelzung von Mantelmaterial im Hangenden derartiger Schollen und zur Bildung von an SiO<sub>2</sub> gerade gesättigten tholeiitischen Magmen gekommen sein."* Auch NICKEL (1981) zitiert diese Theorie.

Die Dehydrierung verschluckter oceanischer Kruste gibt auch eine Erklärung für die hohen Wassergehalte der Saar-Nahe-Magmen, die für die autohydrothermalen Umwandlungen der Gesteine notwendig waren.

SIEGERS (1967: 102) schließt auf ein tholeyitisches Stammagma, sagt aber nichts über die Genese aus.

## 8. Vergleichende geochemische Studien ausgewählter permischer Vulkanitprovinzen Europas

Der permische Vulkanismus tritt in Europa in drei verschiedenen Erscheinungsformen auf:

- als subsequenter Rotliegendevulkanismus in Mitteleuropa
- als atlantischer Magmatismus im Oslograben
- als embryonaler Vulkanismus der alpidischen Geosynklinale.

Allen gemeinsam aber ist eine große Mannigfaltigkeit der Gesteine, was auf eine ausgeprägte Differentiation schließen läßt.

### 8.1 Oslo-Graben

Das Gebiet des Oslo-Grabens wurde intensiver von OFTEDAHL (1957: 203 ff); 1975: 2 ff [in FALKE 1975]) bearbeitet.

Die Verbreitung der permischen Vulkanite ist Abbildung 74 zu entnehmen. Zu erkennen sind zwei größere (Kr = Krogskogen, Ve = Vestfold) sowie mehrere kleinere Gebiete. Die Untersuchungen beziehen sich im wesentlichen auf die beiden größeren Gebiete. Im allgemeinen handelt es sich um einen "gemischten Rhombenporphyr/Basalt/Trachytvulkanismus" der "mindestens im südlichen Oslogebiet von einem rhyolitischen Ignimbrit-Vulkanismus beendet wurde" (OFTEAHL 1967: 205). Die in der Arbeit von OFTEDAHL (1967: 216) einzigen diagrammatisch dargestellten Analysergebnisse zeigen SiO<sub>2</sub>-Gehalte in stratigraphischer Abfolge unter Auslassung lokaler sowie saurer Vulkanite der Calderen. Es ist eine zunehmender SiO<sub>2</sub>-Gehalt zum Hangenden festzustellen (ohne Abbildung), was im Gegensatz zu der allgemeinen Tendenz im Saar-Nahe-Gebiet steht.



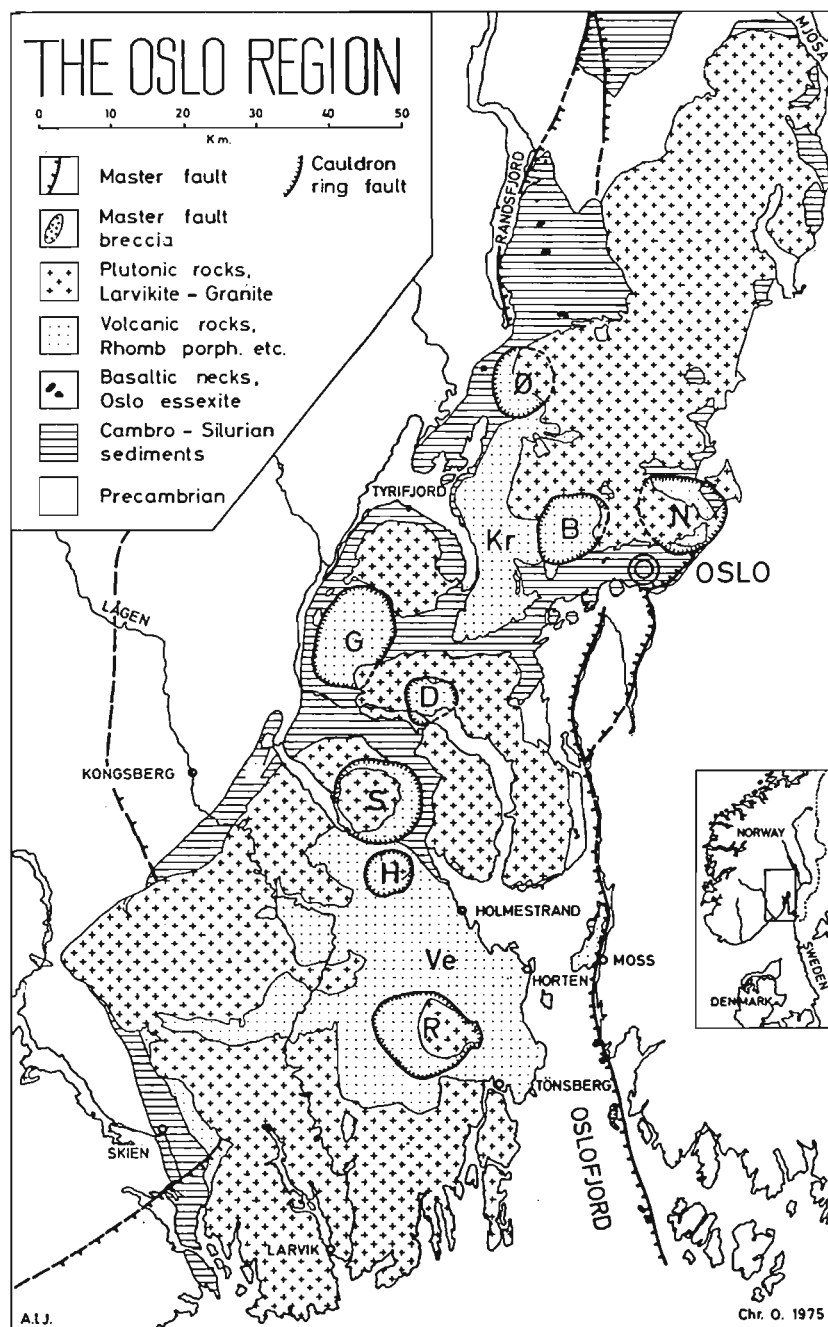


Abb. 74: Geologisch-petrographische Karte des permischen Vulkanitgebietes bei Oslo.

## 8.2 Süden der Deutschen Demokratischen Republik

RÖLLIG & SCHIRMER (1978): 1104) beschreiben zusammenfassend über den Vulkanismus dieses Gebietes folgendes:

- "1. Die untersuchten Vulkanite sind insgesamt der Kalk-Alkali-Gesteinsserie zuzuordnen. Der weitaus größte Teil besteht aus einer Rhyolith-Dazit-andesit-Assoziation, die meist in mehrfacher Wiederholung auftritt. Basalte kommen nur untergeordnet und in bestimmten Gebieten vor.
2. Die Vulkanite sind durch Alkalireichtum, der vor allem auf K-Anreicherung zurückgeht, und Ca-Armut ausgezeichnet. Beides kann als im wesentlichen promar betrachtet werden, wobei auf den alkalireichtum auch spätmagmatische Prozesse Einfluß genommen haben dürften. Diese petrochemischen Eigenschaften sind Ausdruck der weitestgehend ensialischen Entwicklung des Vulkanismus im betrachteten Gebiet.
3. Die petrochemischen Daten sprechen wie die zeitlich-räumliche Verteilung der einzelnen Gesteinstypen und ihre Mengenanteile am gesamten Vulkanismus gegen eine gerichtete Differentiation. Diese bleibt lediglich auf einzelne Gesteinskörper bzw. zeitlich und genetisch eng miteinander verbundene Gesteinseinheiten beschränkt. ..."

Die Diagramme 75 a-e (RÖLLING & SCHIRMER 1978: 1109) zeigen mit  $\text{SiO}_2$  gegen  $\text{K}_2\text{O}$  eine Zuordnung zu der Kalk-alkali-Gesteinsserie. Verglichen mit dem Saar-Nahe-Vulkanismus liegt ein insgesamt sehr hoher Alkali-Gehalt vor, was sich auch in dem Streckeisen-Diagramm bemerkbar macht; danach werden die Gesteine überwiegend als Alkali-Rhyolite und Rhyolite angesprochen (Abb. 76 a-e).

Nach dem "Nomenklatursystem" nach MIDDELMOST (1972) fallen die Analysenpunkte der Gesteine in die Felder der Rhyolite, Dacite und den alkali Basalten (Abb. 77 a-e).

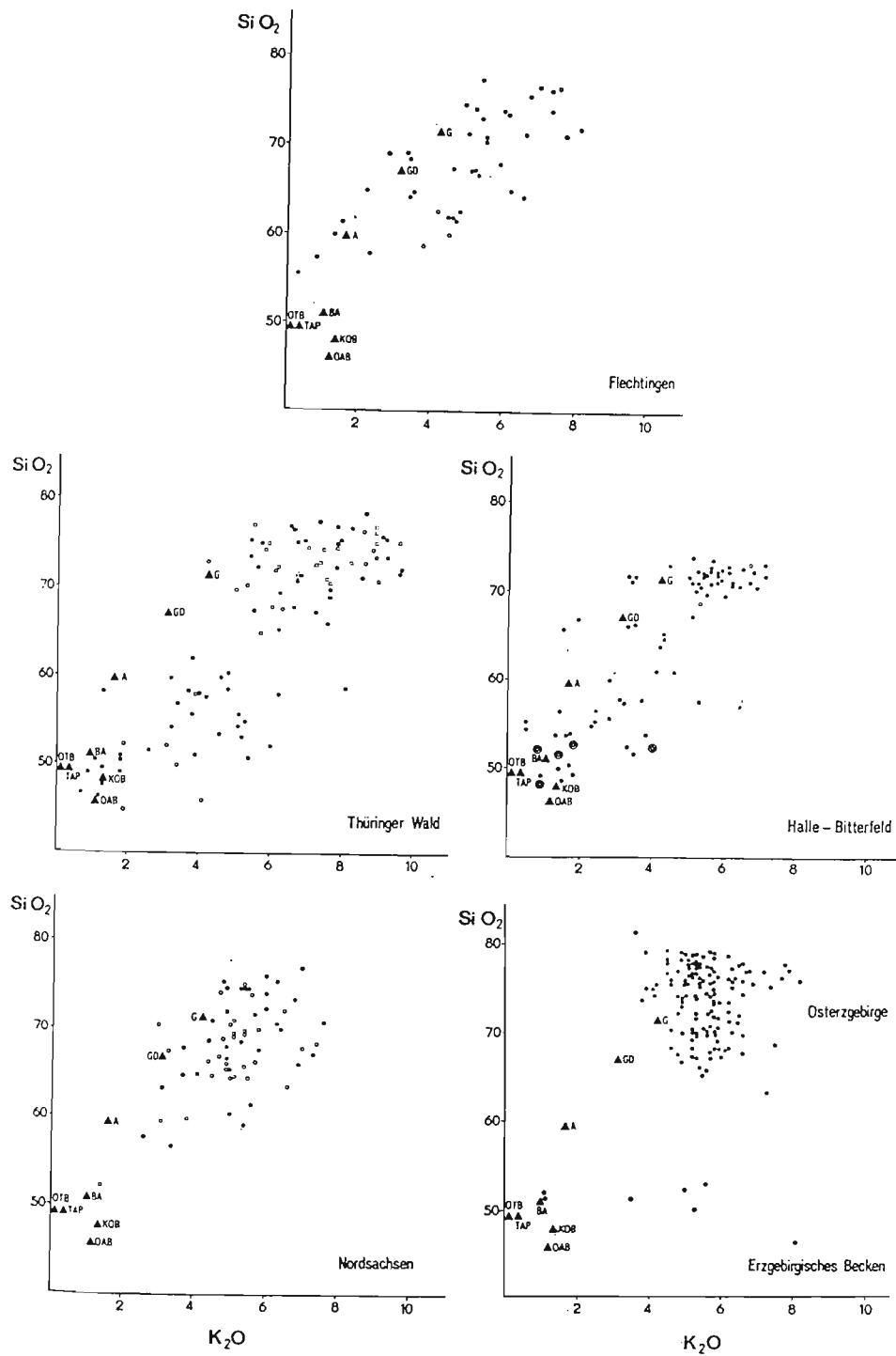


Abb. 75: Die  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte der subsequenten variszischem Vulkanite der Deutschen Demokratischen Republik (RÖLLING & SCHIRMER 1978: 1109)

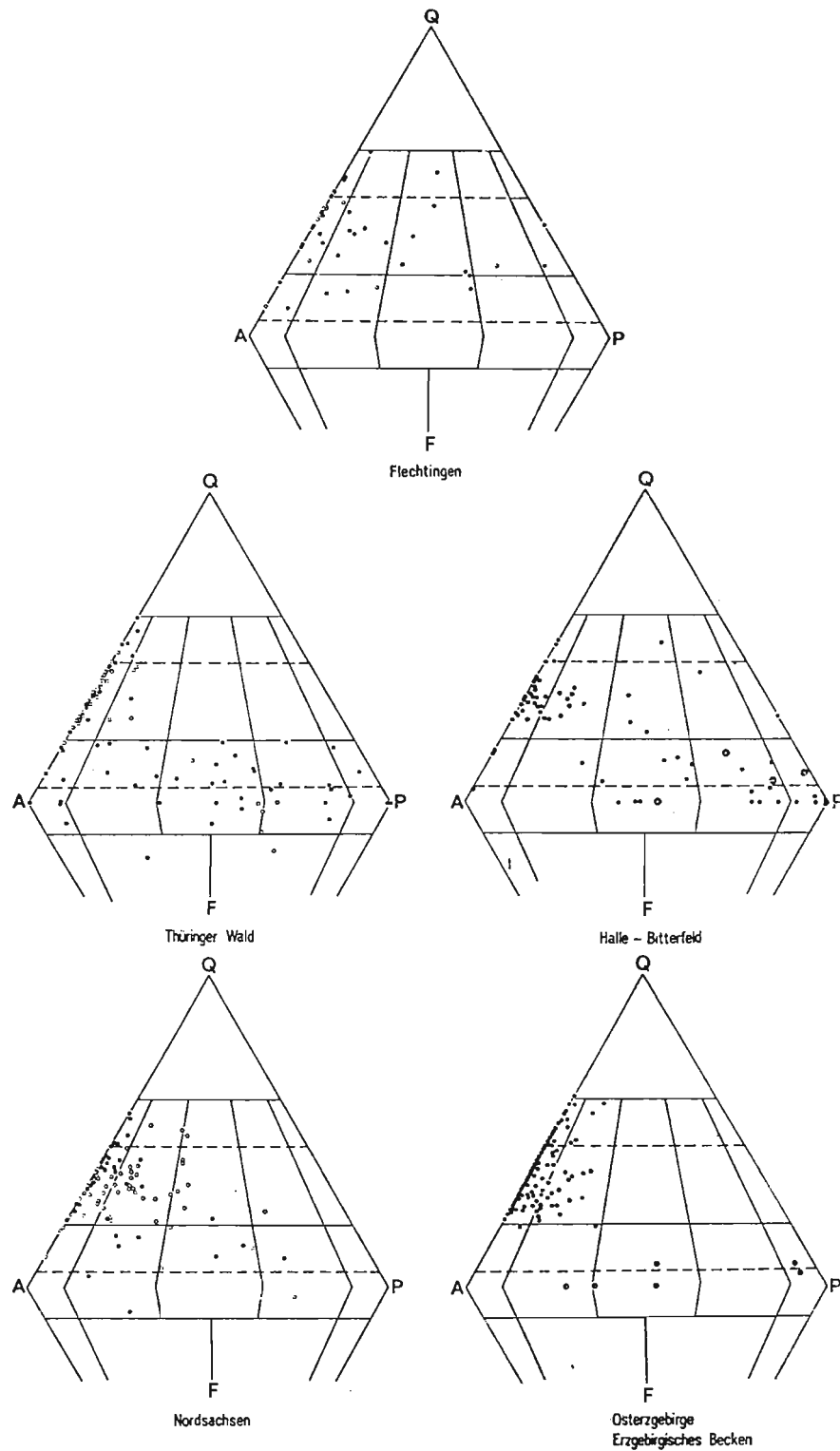


Abb. 76. Die subsequenten variszischen Vulkanite des Südtails der DDR im Q-A-P-F-Doppeldreieck nach STRECKEISEN, umgerechnet nach der AMS-Norm von RITTMANN (1973)

volle Kreise - 1. Vulkanitserie; offene Kreise - 2. Vulkanitserie; offene Quadrate - 3. Vulkanitserie; volle Quadrate - 4. Vulkanitserie; halbvolle Kreise - basische Vulkanite des Erzgebirgischen Beckens; Doppelkreise - Basaltoid Typ Großörner

RÖLLING & SCHIRMER (1978: 1111).

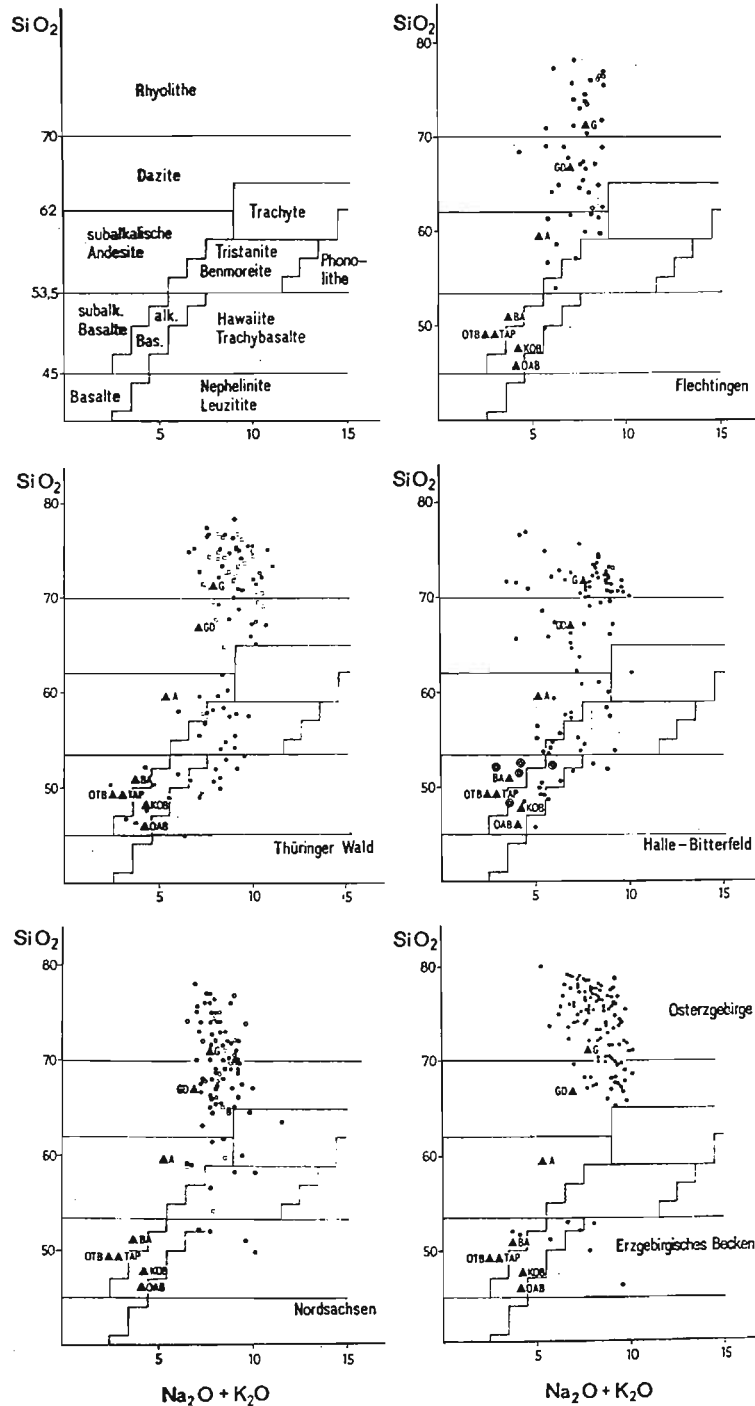


Abb. 77 Die subsequenten variszischen Vulkanite im Nomenklatorsystem nach MIDDLEMOST (1972)

volle Dreiecke – Vergleichsanalysen: G – Granite; GD – Granodiorite; A – Andesite nach TAYLOR (1968); BA – Basalte der Andesitformation; OAB und OTB – Alkallolivbasalte und tholeiitische Basalte der ozeanischen olivinbasaltischen Formation; TAP – Trappe alter Plattformen; KOB – Basalte der kontinentalen olivinbasaltischen Formation nach KUTOLIN (1968); übrige Zeichen vgl. Abb. 1

(MIDDELMOST 1972: 120)

### 8.3 Bozener Vulkanit-Komplex

Der Bozener Vulkanit-Komplex ist dem subsequenten Magmatismus zuzuordnen. Seine Mächtigkeit beträgt zwischen 1200 und 1800 Metern (Abb. 78). PICHLER (1959: 120 ff) beschreibt die Gesteine ausführlich petrographisch. Geochemisch wurden die Gesteine von D'AMICO (1986: 20 f) untersucht. Die Gesteinszusammensetzung variiert von basaltischen Andesiten bis zu Rhyolithen (D'AMICO 1986: 20, Tab. 1) und zeigt eine autometasomatische Beeinflussung.

In dem AFM-Diagramm (Abb. 79a) fallen die Analysenpunkte alle in das Feld für kalkalkaline Gesteine. Das Diagramm  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  (Abb. 79 b) ordnet die Gesteine ebenfalls in die Gruppe der kalkalkali Gesteine ein.

Sowohl in der Charakterisierung der Gesteine als auch die Nomenklatur sind mit denen des Saar-Nahe-Gebiet zu vergleichen.

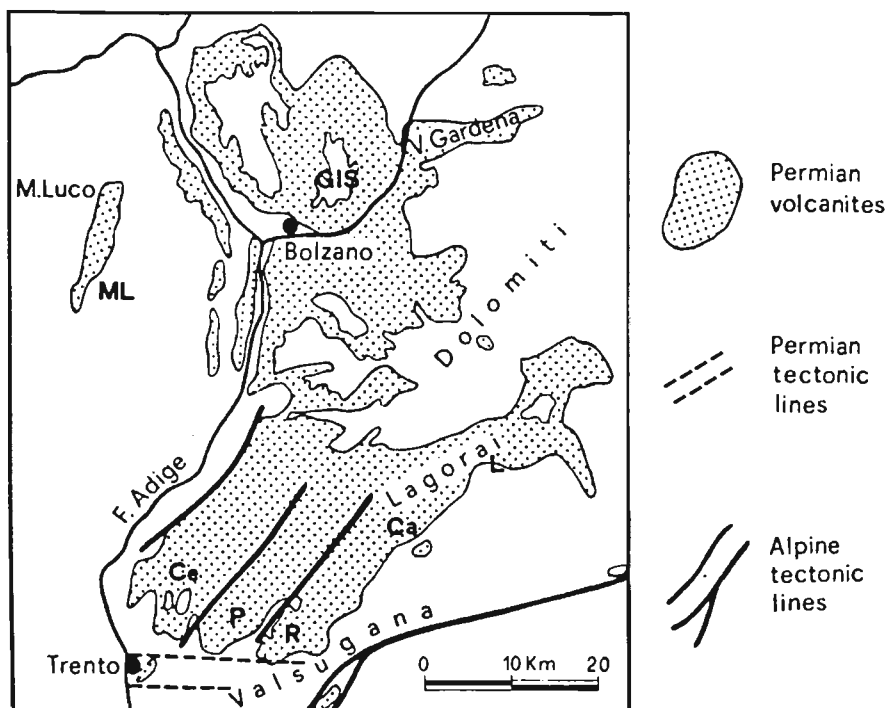


Abb. 78: Petrographische Karte der permischen Vulkanismus bei Bozen (PICHLER 1959: 118).

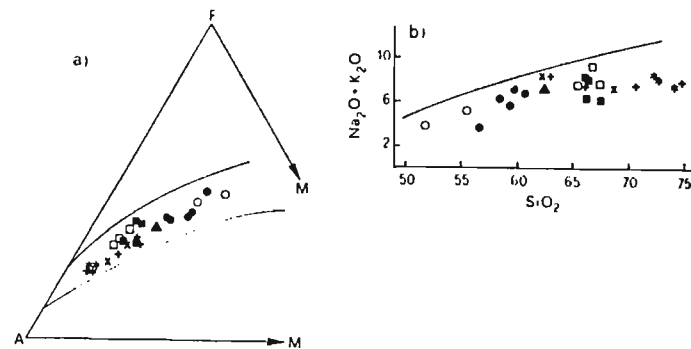


Abb. 79 a & b: Sowohl das AFM-Dreieck als auch das Sippendiagramm  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  teilen die permischen Vulkanite des Bozener Vulkankomplexes den kalkalkalinen Gesteinen zu (PICHLER 1959: 122).

#### 8.4 Ungarn

Bis auf wenige Ausnahmen liegen die Vulkanite auf präkambrischem Basement und sind überwiegend von jüngeren Sedimenten überlagert.

Auch die ungarischen Vulkanite sind nach dem Streckeisen-Diagramm (Abb. 80) weitaus alkalireicher im Vergleich zu den Saar-Nahe-Vulkaniten. Nur wenige liegen auf der Quarz-andesitischen Seite.

Das AFM-Diagramm (Abb. 81) weist ebenfalls einen Entwicklungstrend auf. Abbildung 82 nach WRIGHT (1969) ordnet die Gesteine hauptsächlich den Alkali- und eine auch den Kalkalkaligesteinen zu.

Verglichen mit dem Saar-Nahe-Vulkanismus liegt auch hier ein erhöhter Alkaligehalt vor.

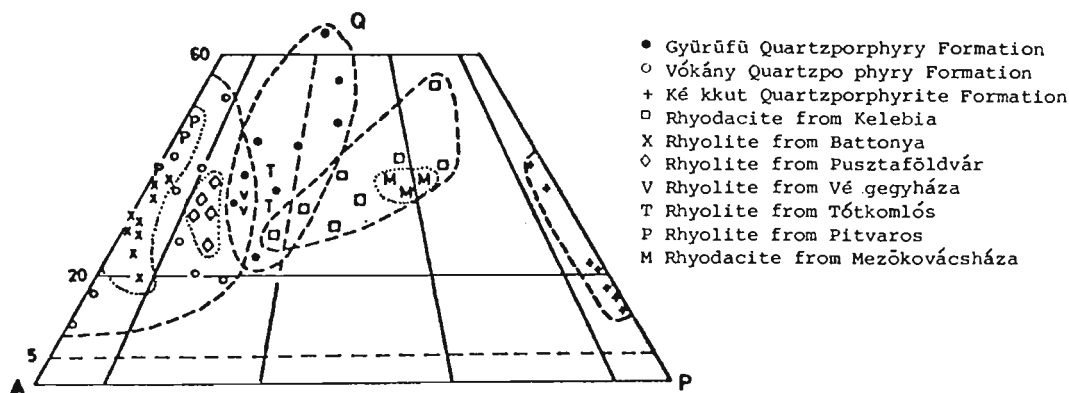


Abb. 80: In dem Streckeisen-Diagramm fallen die Vulkanite aus Ungarn mit ihrem Schwerpunkt auf die Alkali-Seite; sie sind somit als Alkali-Rhyolite und Rhyolite anzusprechen.  
(FACEKAS et al. 1981: 63)

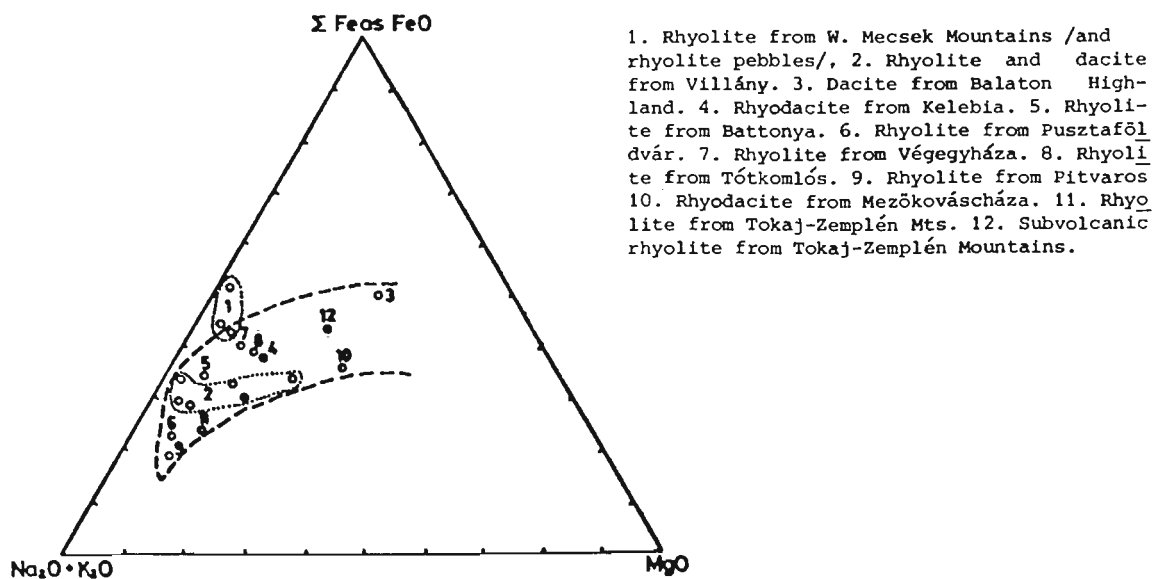


Abb. 81: Das AFM-Diagramm ordnet die ungarischen Vulkanite einem Trend folgend der kalkalkalinen Reihe zu.  
(FACEKAS et al. 1981: 64)

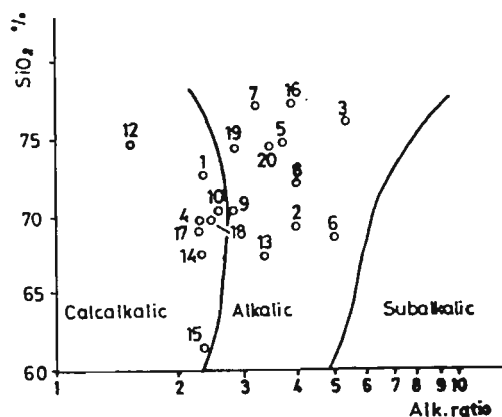


Abb. 82: Das Diagramm zeigt eine Zuordnung der ungarischen Vulkanite überwiegend zu den alkalinen Gesteinen; eine kleinere Gruppe fällt auch in die calcalkaline Serie. (WRIGHT 1969: 132)



## 8.5 Rumänien

In Rumänien gibt es zwei Lokalitäten mit permischem Vulkanismus (Abb. 83 und 84):

1. *Apuseni Gebirge*
2. *Banat.*

Die Produkte des sauren Vulkanismus werden hauptsächlich durch Ignimbrite vertreten, die basischen durch Spilite (nur im Apuseni Gebirge gefunden) (STAN 1984: 117).

Die Abbildungen 85 und 86 zeigen einen stark abweichenden  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt der rumänischen Vulkanite im Vergleich zu denen des Saar-Nahe-Gebietes. Die sauren Gesteine der Apuseni Mountains liegen mehr als doppelt so hoch im  $\text{K}_2\text{O}$ -Wert und die basischen gut doppelt so hoch im  $\text{Na}_2\text{O}$ -Wert. Die Vulkanite der Banat-Provinz streuen relativ stark, kommen aber im wesentlichen denen des Saar-Nahe-Gebietes näher.

Das  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  Diagramm weist, bis auf die basischen aus den Apuseni Gebirge, die in die alkaline Serie eingeordnet werden, die untersuchten Gesteine als der kalkalkalinen Serie zugehörig aus (Abb. 87 und 88). Diese Einordnung entspricht der des Saar-Nahe-Gebietes.

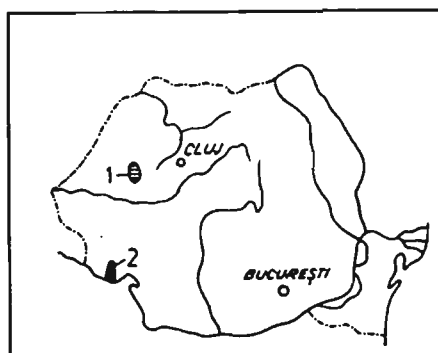


Abb. 84: Geographische Lage der permischen Vulkanitgebiete in Rumänien (1: Apuseni Mountains; 2: Banat) (STAN 1984: 117)

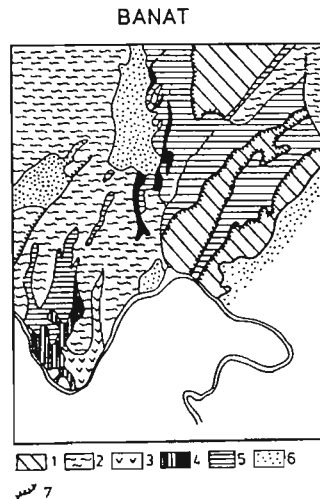
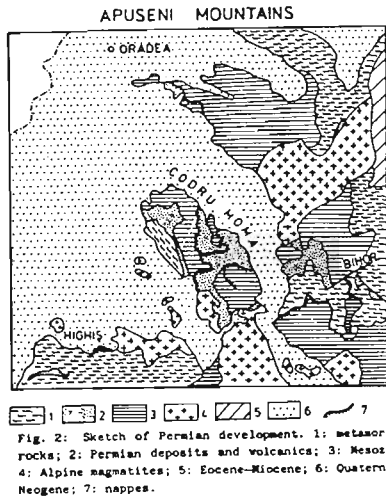


Abb. 84: Petrographische Karte der Vulkanprovinzen in Rumänien: a) Apuseni Mountains b) Banat (SRAN 1984: 118/119)

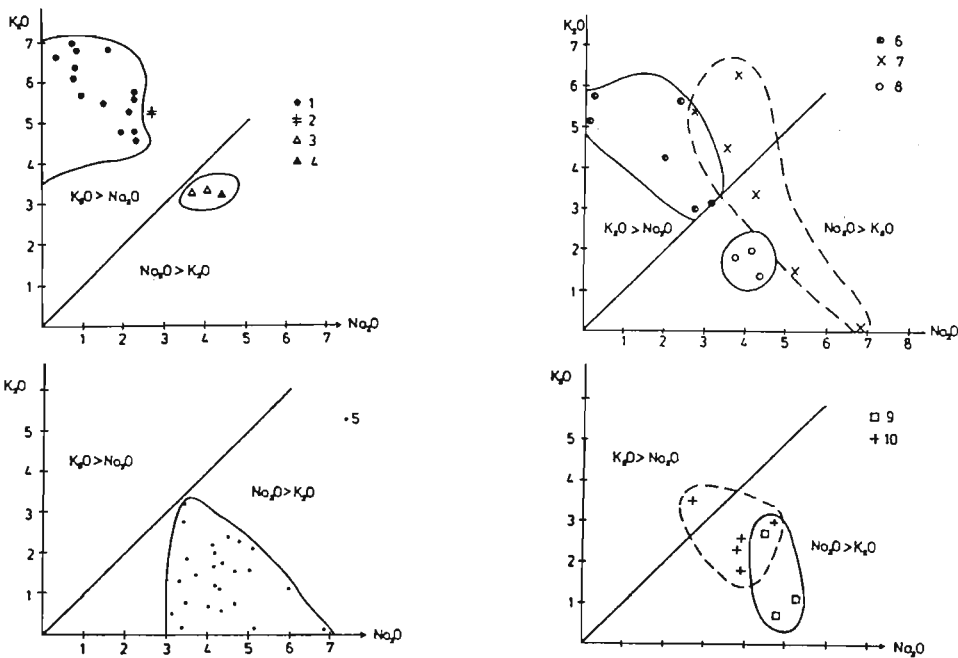


Abb.85 & 86: Die Vulkanite Rumäniens weisen hohe Werte für Natrium und Kalium auf: die Diagramme zeigen einmal Natrium- und zum anderen Kalium- Vormacht. (SRAN 1984: 118/120)

1. Alkali-Feldspat Rhyolithe
2. Rhyolith-Adern und Gänge
3. Ignimbritische Dacitlaven
4. Ignimbritische Dacitlaven ("Bibor Autochthon")
5. Spillite
6. Ignimbritische Rhyolith-Laven
7. Ignimbritische Rhyolith- und Dacitlaven
8. Vulkanische Dacit- und Quarz-keratophyr-Konglomerate
9. Ignimbritische Quarz-Keratophyr-Laven
10. Quarz-Keratophyr-Adern und Gänge.

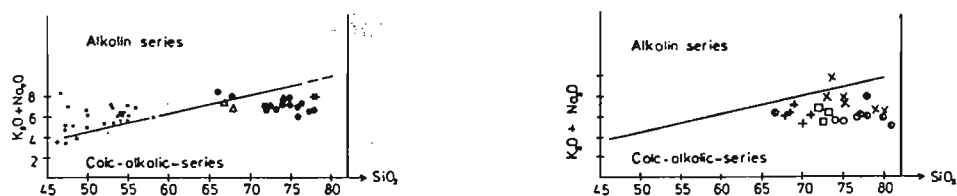


Abb. 87 & 88: Das Slippendiagramm K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O gegen SiO<sub>2</sub> teilt die ungarischen Vulkanite überwiegend der "Calc alkalic Series" zu; nur die basischen Gesteine der Apuseni Mountains werden zu der alkalinen Serie gerechnet. (SRAN 1984: 121)

## 8.6 Polen

Ein großes Problem des polnischen subsequenten Vulkanismus liegt in der Überlagerung mit mesozoischen Sedimenten. Die Gebiete mit anstehenden Gesteinen des permischen Vulkanismus sind Abbildung 89 zu entnehmen.

Bei den Gesteinen handelt es sich überwiegend um "Diabase", Rhyolite, "Melaphyre" und Tuffe, die eine Mächtigkeit zwischen 50 und 200 Metern aufweisen – nur im Norden des sudetischen Troges erreichen sie eine Mächtigkeit bis zu 2000 Metern. Eine metasomatische Umwandlung ist ebenfalls festzustellen.

Die Abbildungen 90 a-e zeigen bei den "Porphyren" die größte Übereinstimmung mit den permischen Vulkaniten des Saar-Nahe-Gebietes. Die "Diabase" sind eisenreicher und die "Lamprophyre" weisen einen weitaus höheren MgO-Gehalt auf.

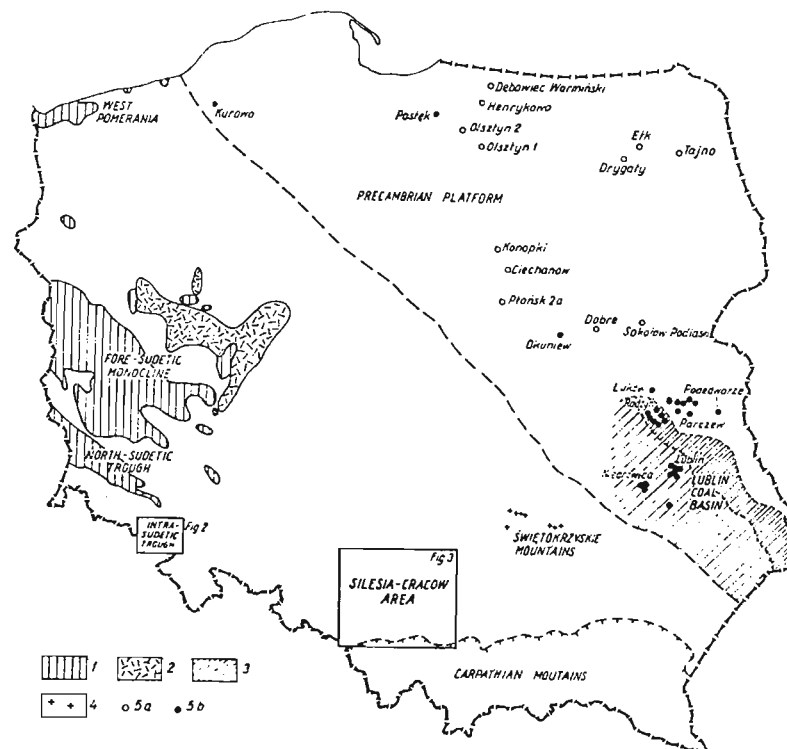


Abb. 89: Geographische Lage der polnischen subsequenten Vulkanite (PENDIAS et al. 1978;1082).

1 – lavas of Rotliegende in western part of the Polish Lowlands and North-Sudetic trough; 2 – tuffs of Rotliegende in western part of the Polish Lowlands; 3 – Lublin Coal Basin; 4 – tuffs in Świętokrzyskie Mountains; 5 – boreholes in which were drilled volcanic rocks: a – „porphyry“, b – diabase

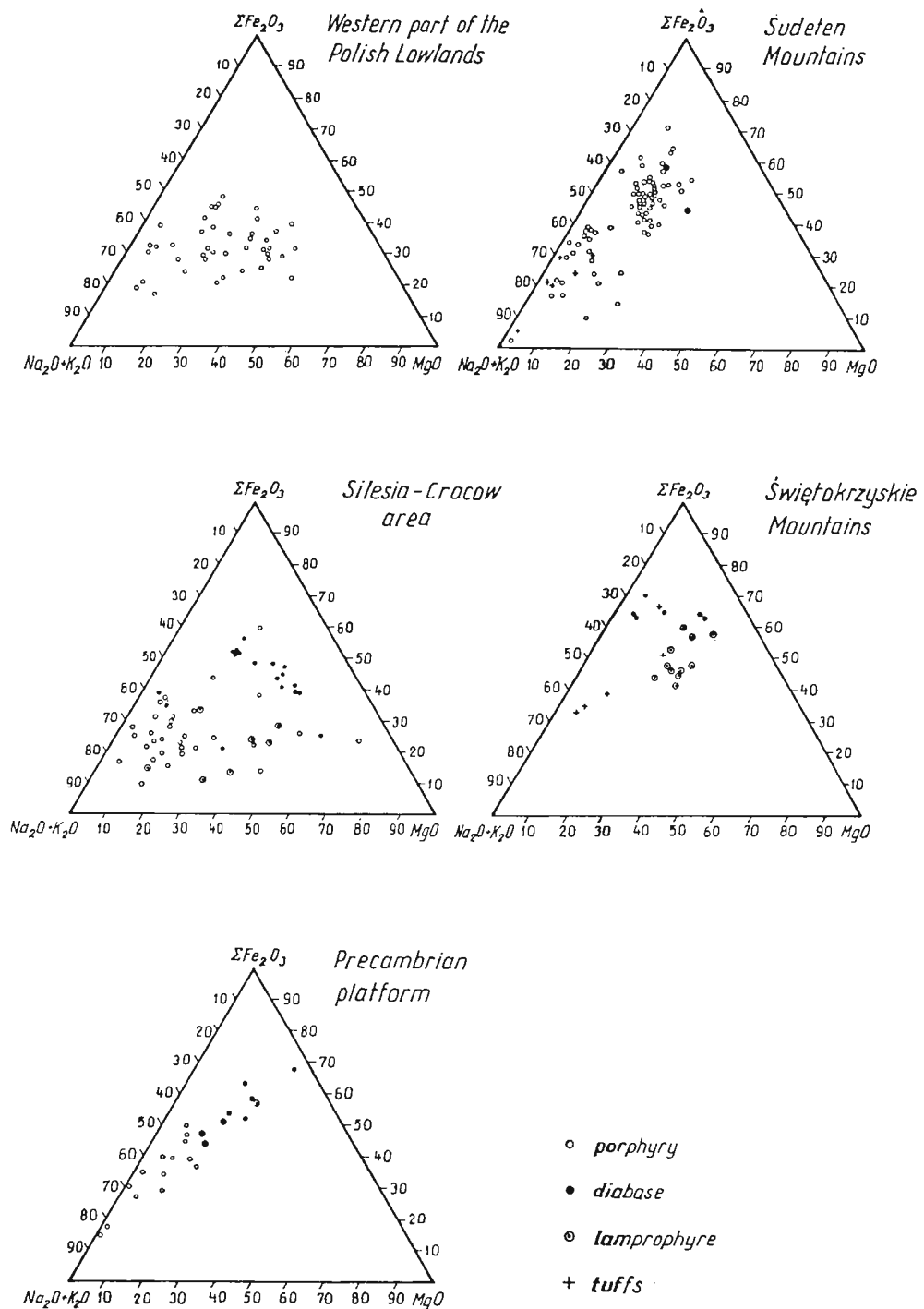


Abb. 90: AFM-Diagramme der untersuchten Gesteine in Polen; im wesentlichen zeigen die Porphyre eine Ähnlichkeit mit den permischen Vulkaniten des Saar-Nahe-Gebietes (PENDIAS et al. 1978: 1090).

### 8.7 Zusammenfassende Bemerkungen

Bei der Betrachtung der verschiedenen permischen Vulkanitprovinzen sind folgende Sachverhalte festzustellen:

- Fast alle Gebiete zeigen eine Vielfalt an vulkanischen Gesteinen und in deren Gefüge;
- Ein allgemeiner Entwicklungstrend von Rhyodaciten bis hin zu Andesiten ist überall festzustellen;
- Ein basisches Endglied ist nie ausgebildet; Diese Tatsache geht konform mit der Theorie über die Magmengenese (vgl. Kapitel 7);
- Metasomatische Umwandlungen sind nicht nur im Nahe-Gebiet festgestellt worden;
- Vergleichbare Hohlraumfüllungen in Größe und Vielfalt des Nahe-Gebietes bei Steinkaulenberg liegt nicht vor;
- Das umfangreichste Ignimbrit-Vorkommen ist bei Bozen.

**Anhang**

**Verzeichnis der Tabellen im Text:**

<b>Tabelle 1:</b> Internationale Standards zur Aufstellung der Eichkurven für die RFA.....	16
<b>Tabelle 2:</b> Allgemeine Meßbedingungen an der RFA.....	17
<b>Tabelle 3a:</b> Autorenabhängige Nomenklatur und Bezeichnungen der jeweiligen Vulkanitdecken auf der SE-Scholle. ....	22
<b>Tabelle 3b:</b> Autorenabhängige Nomenklatur und Bezeichnungen der jeweiligen Vulkanitdecken auf der NW-Scholle.....	23
<b>Tabelle 4:</b> Makroskopischer Vergleich der auskartierten Vulkanit-Decken. ....	49
<b>Tabelle 5:</b> Mineralbestand der einzelnen Vulkanit-Decken (nur Minerale, die nicht in jeder Decke vorkommen); mikroskopiert wurden von jeder Decke 5 typische Dünnschliffe. ....	50
<b>Tabelle 6:</b> Modaler Mineralbestand der einzelnen Vulkanitdecken; der Durchschnittswert wurde aus jeweils 3 Integrationsanalysen ermittelt. ....	51
<b>Tabelle 7:</b> Lage der Proben des Dacits Typ Finkenberg von W nach E geordnet.....	75
<b>Tabelle 8:</b> Übersicht über den Mineralbestand des Dacits Typ Finkenberg von W nach E geordnet. ....	78
<b>Tabelle 9:</b> Lage der Proben des Latiandesits Typ Steinkaulenberg von W nach E geordnet. ....	81
<b>Tabelle 10:</b> Übersicht über den Mineralbestand des Latiandesits Typ Steinkaulenberg von W nach E geordnet. ....	83
<b>Tabelle 11:</b> Normenabhängige Nomenklatur der untersuchten Vulkanitdecken.....	110
<b>Tabelle 12:</b> Einige Modelle der Andesitgenese und deren charakteristika (EICHELBERGER 1978: 496).....	112

**Verzeichnis der Tabellen im Anhang:**

<b>Tabelle I:</b> Rechts- und Hochwerte der Analysenproben.....	136
<b>Tabelle II:</b> Haupt-, Neben- und Spurenelement-Analysen der untersuchten Proben; sie sind getrennt nach den jeweiligen Decken und innerhalb einer Decke von W nach E geordnet.....	137
<b>Tabelle III:</b> Normative Mineralbestand nach der Niggli-Norm (numerisch geordnet).....	146
<b>Tabelle IV:</b> Normative Mineralbestand nach der CIPW-Norm (numerisch geordnet).....	148
<b>Tabelle V:</b> Normative Mineralbestand nach der Rittmann-Norm (numerisch geordnet). ....	150
<b>Tabelle VI:</b> Werte für das Streckeisen-Diagramm nach Niggli, CIPW und Rittmann (numerisch geordnet). ....	152
<b>Tabelle VII:</b> Niggli-Werte. ....	154
<b>Tabelle VIII:</b> AFM-Werte .....	156



**Tabelle I:** Rechts- und Hochwerte der Analysenproben mit Angabe über Deckenzugehörigkeit.  
Die Abkürzungen der Decken-Namen sind Tabelle 4b zu entnehmen).

Decke	Nr.	Rechts- / Hochwert	Decke	Nr.	Rechts- / Hochwert
Idar	1	25 94 44 / 55 10 01	Fbg	2214	26 00 43 / 55 12 31
Stbg	2	25 92 88 / 55 11 24	Fbg	2215	26 00 54 / 55 12 31
Hkl	9	25 95 00 / 55 10 42	Fbg	2216	26 00 33 / 55 12 87
Stbg	15	25 92 11 / 55 09 76	Fbg	2224	26 00 84 / 55 12 30
Adt	20	25 93 15 / 55 09 61	Stbg	2225	25 99 54 / 55 13 10
Idar	21	25 93 60 / 55 07 50	Fbg	2227	25 97 50 / 55 14 30
Fbg	22	25 93 30 / 55 07 05	Fbg	2229	25 97 54 / 55 14 42
Rbg	23	25 93 15 / 55 05 95	Fbg	2230	25 97 54 / 55 14 42
Adt	36	25 93 11 / 55 10 90	Stbg	2234	25 96 47 / 55 14 14
Adt	48	25 93 45 / 55 10 25	Stbg	2236	25 96 86 / 55 14 28
Idar	53	25 92 54 / 55 10 90	Stbg	2237	25 96 86 / 55 14 28
Idar	54	25 93 02 / 55 10 67	Stbg	2238	25 96 86 / 55 14 28
Fbg	55	25 93 45 / 55 10 85	Stbg	2239	25 96 86 / 55 14 28
Idar	68	25 93 52 / 55 08 40	Fbg	2240	26 00 20 / 55 12 98
Stbg	80	25 92 18 / 55 11 05	Stbg	2241	25 96 86 / 55 14 28
Stbg	82	25 92 27 / 55 11 07	Stbg	2242	25 96 86 / 55 14 28
Idar	92	25 93 57 / 55 10 30	Gbch	2249	25 93 98 / 55 05 44
Stbg	95	25 93 05 / 55 10 85	Idar	2251	25 97 46 / 55 14 60
Stbg	96	25 92 76 / 55 10 97	Idar	2253	25 97 46 / 55 14 60
Hkl	98	25 93 84 / 55 09 52	Rbg	2254	25 92 86 / 55 14 60
Pfbg	99	25 95 80 / 55 08 65	Gbch	2256	25 94 23 / 55 06 82
pFBG	99	25 95 80 / 55 08 65	Gbch	2257	25 94 21 / 55 06 78
Hkl	100	25 94 71 / 55 10 07	Idar	2258	25 98 48 / 55 13 79
Fbg	108	25 92 85 / 55 11 55	Idar	2259	25 98 61 / 55 13 60
Idar	110	25 93 67 / 55 10 80	Idar	2260	25 98 77 / 55 13 31
Hkl	114	25 93 62 / 55 09 75	Kbg	2264	25 93 12 / 55 04 24
Stbg	118	25 93 22 / 55 11 70	Gbch	2266	25 92 80 / 55 04 00
Stbg	119	25 93 07 / 55 11 54	Kbg	2267	25 92 89 / 55 04 00
Kbg	122	25 94 80 / 55 08 77	Idar	2268	25 93 14 / 55 03 98
Fbg	190	25 94 75 / 55 11 70	Gbch	2270	25 92 76 / 55 03 93
Rbg	191	25 92 60 / 55 08 30	Fbg	2271	25 92 98 / 55 04 36
Gbch	192	25 92 90 / 55 07 85	Fbg	2272	25 92 86 / 55 04 18
Fbg	193	25 93 49 / 55 10 56	Gbch	2273	25 94 83 / 55 09 16
Kbg	1772	25 95 45 / 55 06 75	Rbg	2274	25 92 66 / 55 04 50
Gbch	1784	25 93 90 / 55 06 40	Idar	2275	25 94 60 / 55 07 79
Kbg	1785	25 94 65 / 55 07 08	Idar	2276	25 95 07 / 55 07 07
Rbg	1786	25 92 90 / 55 05 45	Hkl	2277	25 92 68 / 55 08 84
Kbg	1788	25 92 93 / 55 06 03	Hkl	2278	25 92 68 / 55 08 84
Kbg	1790	25 95 05 / 55 06 20	Pfbg	2279	25 99 50 / 55 11 53
Kbg	1790a	25 95 05 / 55 06 20	Rbg	2280	25 99 50 / 55 11 53
Kbg	1792	25 95 05 / 55 06 20	Pfbg	2281	25 98 71 / 55 11 51
Kbg	1796	25 94 85 / 55 05 70	Pfbg	2282	25 98 71 / 55 11 52
Kbg	1798	25 94 95 / 55 05 20	Gd	2283	25 99 13 / 55 12 63
Kbg	1851	25 96 45 / 55 07 95	Gd	2284	25 99 19 / 55 12 63
Kbg	1857	25 96 90 / 55 08 20	Gd	2285	25 99 23 / 55 12 63
Idar	1881	25 96 05 / 55 06 90	Gd	2286	25 99 26 / 55 12 63
Fbg	2201	25 97 50 / 55 14 20	Gd	2287	25 99 27 / 55 12 63
Fbg	2202	25 97 60 / 55 14 20	Gd	2288	25 99 30 / 55 12 63
Fbg	2203	25 97 60 / 55 14 21	Abch	2289	25 98 58 / 55 12 23
Fbg	2204	25 97 57 / 55 14 29	Abch	2290	25 98 60 / 55 12 25
Stbg	2207	25 97 41 / 55 14 22	Abch	2291	25 98 63 / 55 12 26
Stbg	2209	25 96 86 / 55 14 38	Abch	2293	25 98 67 / 55 12 30
Rbg	2212	25 95 61 / 55 10 58	Abch	2294	25 98 68 / 55 12 33
Rbg	2213	25 92 86 / 55 05 36	Hbch	2295	25 97 18 / 55 12 10
			Hbch	2296	25 97 18 / 55 12 11
			Hbch	2297	25 97 19 / 55 12 09
			Hbch	2298	25 97 20 / 55 12 07
			Hbch	2299	25 97 20 / 55 12 09
			Hbch	2300	25 97 21 / 55 12 10

**Tabelle II:** Haupt-, Neben- und Spurenelement-Analysen; (Geordnet nach den jeweiligen Vulkanitdecken und innerhalb dieser Decken von West nach Ost)

Latiandesit Typ Hasenklopp				Rhyodacit Typ Rilchenberg								
	114	2277	2278	98	9	191	2280	2274	2213	1786	23	2212
SiO <sub>2</sub>	56.19	55.87	54.89	52.90	53.90	70.75	66.21	66.08	64.77	64.96	64.08	61.72
TiO <sub>2</sub>	1.59	1.58	1.57	1.23	1.65	0.88	1.03	1.04	1.01	0.99	1.06	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.01	17.69	17.61	17.61	18.53	12.79	14.82	14.98	14.70	16.53	15.54	17.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.97	9.95	10.05	8.57	4.11	5.38	7.21	6.72	5.57	6.08	6.99	6.58
MnO	0.15	0.15	0.16	0.15	0.18	0.06	0.08	0.08	0.14	0.12	0.10	0.03
MgO	3.21	3.93	3.00	6.00	1.86	1.61	1.94	1.63	1.21	3.74	2.30	1.69
CaO	6.72	7.04	9.95	8.86	13.36	1.42	2.11	1.99	4.95	2.94	1.19	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.55	3.56	3.31	3.04	2.60	2.40	2.86	2.90	2.94	1.79	2.44
K <sub>2</sub> O	1.95	1.93	1.89	1.21	2.06	4.10	4.10	4.31	3.16	1.56	7.21	6.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.30	0.30	0.20	0.35	0.22	0.23	0.23	0.23	0.16	0.24	0.25
Σ	102.50	101.99	100.01	100.12	99.04	99.81	100.15	99.91	98.64	100.41	100.50	98.66
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.24	1.75	1.74	2.15	6.72	1.76	2.16	1.45	4.06	0.81	1.79	2.12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.29	1.06	1.02	0.25	0.18	0.47	1.80	1.23	0.52	0.86	0.80	1.40
P	1309	1309	1309	916	1527	916	1004	1004	1004	960	1004	1091
Cl	117	120	152	158	147	270	209	137	325	151	128	178
Sc	19	20	20	22	26	14	21	19	20	20	18	21
Ti	8664	8609	8555	6866	8991	4850	5581	5667	5504	5449	5613	7465
V	153	154	159	174	210	118	102	117	138	126	123	169
Ni	6	6	6	14	6	9	9	9	8	9	11	13
Cu	13	15	14	17	20	15	10	11	25	13	11	8
Zn	77	88	84	82	126	48	38	40	93	77	29	40
Ga	23	20	20	20	22	15	20	20	19	20	20	20
Rb	59	58	57	30	56	134	117	164	123	176	132	154
Sr	355	352	353	418	312	123	110	143	175	152	66	133
Y	38	38	37	31	39	33	47	38	37	38	39	26
Zr	235	233	233	167	244	245	264	273	274	265	279	206
Nb	13	17	13	16	15	25	15	21	11	39	35	6
Ba	472	486	496	373	460	772	682	794	595	744	679	605

Fortsetzung Tabelle II:

## Latiandesit Typ Steinkaulenberg

	15	80	82	96	2	95	119	118	2234	2209	2239	2238	2237
SiO <sub>2</sub>	59.87	59.21	59.75	59.65	59.85	58.14	58.77	59.85	55.80	53.64	54.21	54.78	55.56
TiO <sub>2</sub>	1.54	1.52	1.59	1.14	1.67	1.47	1.65	1.53	1.59	1.56	1.52	1.53	1.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.15	15.85	16.40	16.37	15.65	15.32	15.76	16.12	17.85	17.65	17.58	17.66	17.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.39	8.05	7.82	8.15	8.74	7.71	7.31	7.77	7.04	8.94	8.79	9.09	8.14
MnO	0.18	0.15	0.14	0.15	0.14	0.13	0.18	0.15	0.13	0.12	0.14	0.16	0.15
MgO	2.53	1.99	2.03	2.57	3.40	1.21	1.56	1.73	2.62	3.21	3.76	2.49	3.05
CaO	6.54	7.33	7.37	6.73	4.66	7.89	8.79	7.82	10.13	8.98	8.29	8.73	8.42
Na <sub>2</sub> O	2.61	2.72	2.62	2.90	2.65	2.67	2.45	2.55	2.80	2.76	3.00	3.11	3.10
K <sub>2</sub> O	1.92	2.16	1.88	2.21	2.22	2.15	2.24	2.09	0.95	1.52	1.96	1.50	1.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.27	0.28	0.27	0.28	0.26	0.29	0.28	0.28	0.29	0.31	0.29	0.30
I	98.99	99.25	99.89	101.55	99.18	96.96	99.01	99.89	99.19	98.67	99.56	99.34	99.39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.10	2.77	4.08	2.29	3.24	3.26	4.44	4.87	6.09	3.67	2.49	2.65	2.97
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.03	0.59	0.31	0.65	0.91	0.49	0.52	0.17	0.64	0.99	1.44	0.77	1.50
P	1134	1178	1222	1178	1221	1134	1266	1221	1222	1266	1353	1266	1309
Cl	199	212	178	167	240	196	191	230	169	147	174	151	153
SC	29	27	28	28	29	28	29	28	27	25	24	23	23
Ti	8391	8282	8664	7630	9100	8010	8991	8337	8664	8500	8283	8337	8283
V	223	226	234	233	222	221	238	221	228	191	199	195	205
Ni	8	9	8	8	9	8	9	9	8	9	9	9	9
Cu	16	16	15	20	18	20	17	20	22	16	19	15	17
Zn	121	94	203	79	105	56	72	107	84	83	82	85	89
Ga	20	20	21	21	20	21	20	19	21	21	21	21	21
Rb	70	81	68	73	80	76	81	75	33	50	50	52	52
Sr	281	359	315	322	245	365	332	322	293	344	390	380	387
Y	35	33	33	34	33	33	35	33	34	32	32	32	32
Zr	180	181	184	182	186	180	185	180	229	315	223	218	222
Nb	14	22	11	22	15	16	17	11	9	11	6	5	13
Ba	474	486	458	602	490	488	208	490	324	435	457	484	482

Fortsetzung Tabelle II:

## Latiandesit Typ Steinkaulenberg

	2236	2242	2241	2207	2225
SiO <sub>2</sub>	54.09	54.16	54.56	54.53	57.36
TiO <sub>2</sub>	1.52	1.59	1.58	1.56	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.89	18.12	18.13	17.93	18.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.47	10.21	8.69	9.22	7.21
MnO	0.15	0.15	0.12	0.13	0.10
MgO	3.46	3.45	3.33	4.32	2.11
CaO	8.26	6.75	7.85	6.89	7.70
Na <sub>2</sub> O	3.45	2.64	3.02	2.59	3.03
K <sub>2</sub> O	1.66	1.79	1.56	1.38	1.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.27	0.28	0.30	0.21
I	100.24	99.03	99.22	98.86	99.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.79	2.14	2.44	1.71	3.17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.96	1.58	1.19	1.80	0.78
P	1222	1178	1221	1309	916
Cl	146	256	163	179	189
SC	23	25	25	23	24
Tl	8283	8664	8609	8500	7847
V	294	200	206	184	230
Ni	8	9	10	10	11
Cu	18	11	14	20	12
Zn	98	92	125	92	61
Ga	21	21	21	21	20
Rb	50	52	52	54	71
Sr	387	388	393	388	401
Y	32	28	32	31	26
Zr	219	221	226	221	171
Nb	3	5	10	10	9
Ba	499	448	478	418	517

Fortsetzung Tabelle II:

## Dacit Typ Finkenberg

	108	2272	2271	22	2301	2227	2230	2229	2204	2203	2202	2214	2215	2224
SiO <sub>2</sub>	60.84	58.68	61.99	60.06	61.23	60.26	61.28	60.81	60.39	59.13	60.02	61.09	60.49	57.19
TiO <sub>2</sub>	1.72	1.51	1.38	1.31	1.36	1.34	1.34	1.35	1.32	1.45	1.40	1.48	1.45	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	15.87	15.65	16.41	16.79	16.60	16.50	16.56	16.45	17.52	17.15	17.06	16.32	17.91
Fer <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.09	7.46	6.73	6.06	7.22	6.94	6.58	6.97	6.85	7.56	7.31	6.00	5.79	7.54
MnO	0.07	0.16	0.12	0.13	0.11	0.14	0.13	0.15	0.15	0.18	0.19	0.07	0.06	0.10
MgO	4.60	2.59	2.10	1.34	1.20	2.29	2.81	3.25	2.80	5.33	5.21	7.43	7.09	2.31
CaO	1.68	8.08	5.86	7.41	5.77	6.67	4.68	3.97	5.96	4.46	3.35	1.61	1.53	7.71
Na <sub>2</sub> O	2.64	2.72	2.85	3.31	3.31	3.23	3.11	3.19	2.56	2.44	3.45	2.28	2.32	3.23
K <sub>2</sub> O	2.20	2.11	2.70	2.30	1.86	2.36	2.16	2.56	2.77	1.56	1.46	1.91	1.87	1.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.26	0.22	0.24	0.24	0.24	0.24	0.25	0.23	0.21	0.23	0.23	0.21	0.19
Σ	100.27	99.44	99.63	98.57	100.08	99.66	98.83	100.06	99.52	99.84	99.77	99.16	97.56	99.30
H <sub>2</sub> O*	3.25	4.90	3.92	2.12	4.89	2.71	2.83	2.63	3.83	3.47	3.48	4.57	4.54	2.13
H <sub>2</sub> O-	0.53	0.89	0.59	0.60	0.55	0.12	0.56	0.71	0.84	1.33	1.02	2.98	3.09	0.46
P	1221	960	960	1047	1047	1047	1047	1091	1004	916	1004	1003	916	829
Cl	212	306	221	232	203	186	217	210	208	166	204	138	135	163
SC	29	25	24	23	26	26	26	25	27	24	25	26	25	23
Ti	9372	6103	7520	7138	7411	7301	7301	7356	7193	7901	7629	8064	7901	7847
V	217	201	197	217	228	230	237	234	220	246	243	267	241	227
Ni	8	12	16	21	12	13	11	12	24	24	24	17	17	11
Cu	20	21	20	18	16	20	12	23	29	53	44	110	106	12
Zn	546	132	180	49	114	106	175	157	137	506	530	440	435	72
Ga	20	18	18	20	19	20	19	19	20	19	18	18	18	21
Rb	55	97	122	91	72	96	88	92	47	46	46	65	64	71
Sr	95	160	210	325	337	376	342	322	293	259	259	131	165	399
Y	32	40	38	31	29	30	34	29	31	34	34	37	40	26
Zr	196	244	235	188	194	197	199	199	207	217	214	233	224	170
Nb	19	10	14	25	27	8	9	5	10	15	31	10	12	9
Ba	803	535	582	732	563	655	511	527	296	550	535	425	659	510

## Fortsetzung Tabelle II:

		Dacit Typ Atelbach									
		2284	2285	2286	2288	2287	2289	2290	2291	2293	2294
SiO <sub>2</sub>		71.48	71.84	71.18	69.89	70.31	63.78	61.07	61.60	62.72	61.29
TiO <sub>2</sub>		0.36	0.35	0.36	0.36	0.36	1.35	1.47	1.31	1.37	1.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14.88	14.47	14.46	14.59	14.41	15.96	16.83	16.55	16.29	16.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		4.93	4.38	4.02	4.76	5.15	5.29	5.85	7.76	6.84	6.66
MnO		0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.17	0.07	0.11	0.07	0.11
MgO		1.93	2.13	1.99	1.63	1.58	3.89	5.63	1.92	3.86	3.02
CaO		0.66	0.63	0.61	0.83	0.63	3.48	2.68	4.70	2.14	3.36
Na <sub>2</sub> O		2.91	2.68	2.72	3.13	3.22	3.24	3.30	3.49	3.45	3.41
K <sub>2</sub> O		4.13	4.46	4.47	4.22	3.78	2.87	2.32	3.12	3.01	3.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.21	0.24	0.25	0.22	0.22
Σ		101.38	101.05	99.91	99.53	99.56	100.14	99.46	100.81	99.97	99.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		2.42	1.90	1.40	1.71	1.58	1.77	3.64	2.33	1.94	2.00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		1.98	2.12	2.08	2.00	1.49	1.19	1.46	1.01	1.89	1.25
P		218	262	262	262	305	916	1047	1091	960	960
Cl		488	440	394	378	361	464	529	498	484	428
Sc		17	18	18	18	17	26	29	25	26	26
Ti		1962	1907	1962	1962	1962	7356	8010	7138	7465	7356
V		35	23	23	39	42	205	207	191	197	197
Ni		7	6	6	7	6	19	9	11	17	19
Cu		14	14	15	10	12	21	20	10	12	11
Zn		32	39	37	32	30	247	74	331	70	292
Ga		20	20	20	19	15	20	18	18	18	19
Rb		124	111	113	125	108	103	76	112	116	176
Sr		85	68	70	104	91	263	155	307	185	238
Y		33	29	31	35	37	35	35	31	37	36
Zr		338	326	332	345	350	221	187	192	223	221
Nb		22	14	13	16	15	13	33	26	16	14
Ba		848	874	903	850	976	793	564	857	747	717

## Dacit Typ Atelbach

## Rhyodacit Typ Götttschied

Fortsetzung Tabelle II:

## Latiandesit Typ Göttenbach

	2270	2266	192	1784	2249	2257	2256	2273
SiO <sub>2</sub>	59.02	60.03	55.02	58.21	57.39	54.59	58.97	58.64
TiO <sub>2</sub>	0.92	1.02	1.14	1.12	1.11	1.14	1.15	1.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.19	19.15	18.21	17.65	17.46	18.71	19.09	18.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.40	5.95	7.75	6.38	9.95	7.16	6.45	5.68
MnO	0.10	0.08	0.16	0.11	0.09	0.15	0.13	0.11
MgO	5.17	2.57	4.32	3.32	2.17	3.49	2.90	3.41
CaO	7.28	6.28	5.91	6.05	5.47	7.89	5.18	6.54
Na <sub>2</sub> O	2.45	3.13	3.43	3.43	3.25	3.34	3.60	3.58
K <sub>2</sub> O	2.00	2.24	1.52	2.80	2.48	2.48	2.63	2.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.18	0.18	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22
I	100.79	100.64	98.64	99.29	99.58	100.07	100.32	100.47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.44	3.06	1.84	3.00	1.45	4.62	2.88	3.32
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.56	1.59	1.15	0.64	0.83	1.03	1.31	1.17
P	829	786	786	960	960	960	960	960
Cl	155	206	197	134	210	243	217	163
SC	22	22	25	23	22	26	24	23
Ti	5103	5558	6266	6103	6048	6211	6266	6103
V	140	143	186	178	162	172	140	165
Ni	88	29	95	27	25	26	29	31
Cu	16	12	26	23	16	10	12	11
Zn	79	130	112	120	118	84	113	77
Ga	19	22	20	20	19	20	20	18
Rb	81	87	46	120	118	83	78	88
Sr	442	465	379	371	418	317	323	331
Y	25	28	26	28	29	26	26	27
Zr	154	175	170	202	150	178	180	191
Nb	11	13	22	34	7	14	18	18
Ba	488	510	543	610	560	460	464	389

Fortsetzung Tabelle II:

## Latiandesit Typ Idar (Navit)

	53	54	2268	68	92	21	110	1	2275	2276	1881	2251	2258	2260
SiO	54.36	54.38	57.97	56.68	54.60	53.88	54.57	52.67	53.12	55.34	53.50	55.78	54.95	55.20
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.01	1.17	1.05	1.01	1.13	1.54	1.32	1.08	1.25	1.18	1.28	1.21	1.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.55	16.71	16.53	17.21	16.62	16.32	17.45	17.23	16.12	17.52	18.17	17.79	17.21	17.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.37	8.73	8.53	8.98	8.16	8.65	9.60	9.55	9.53	8.28	9.83	7.98	7.79	8.52
MnO	0.13	0.12	0.12	0.11	0.15	0.14	0.14	0.16	0.14	0.13	0.11	0.15	0.17	0.14
MgO	6.33	6.46	3.36	4.20	4.60	7.83	4.20	6.85	6.60	4.93	5.16	6.09	6.72	4.47
CaO	8.70	8.02	7.59	7.34	10.36	8.40	6.98	9.28	7.96	7.97	7.34	7.98	7.36	8.74
Na <sub>2</sub> O	2.32	2.30	2.86	2.51	2.39	2.69	2.42	3.04	3.26	2.56	2.40	2.36	2.81	2.34
K <sub>2</sub> O	1.43	1.40	1.74	1.72	1.67	1.17	1.93	1.37	1.56	1.80	1.75	1.74	2.04	1.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.18	0.16	0.17	0.17	0.28	0.24	0.18	0.21	0.19	0.19	0.20	0.18
Σ	99.33	99.28	100.04	99.96	99.51	100.28	99.11	100.61	99.55	99.99	99.63	100.33	99.45	99.45
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.14	1.26	0.87	1.09	2.40	1.02	4.77	1.59	0.55	1.27	1.50	6.68	3.82	1.71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.82	1.41	1.08	1.13	1.02	1.59	0.41	0.34	1.80	1.86	1.99	0.27	1.63	2.18
P	759	759	786	698	742	742	742	1047	786	916	829	829	873	786
Cl	206	146	278	190	168	174	147	145	154	167	172	152	302	224
Sc	24	23	25	24	25	24	25	22	23	25	27	29	26	27
Tl	6449	6503	6375	6721	6503	6157	6612	7193	6885	6811	6430	6975	6593	7901
V	166	163	187	168	166	168	166	186	160	180	206	202	177	186
Ni	106	101	80	79	99	124	72	49	123	107	79	87	96	105
Cu	31	20	16	14	19	31	19	51	23	23	11	63	20	22
Zn	79	82	77	83	63	86	61	74	78	84	96	290	101	73
Ga	17	19	19	20	19	18	18	21	18	19	20	18	21	20
Rb	68	61	71	82	60	30	60	47	64	73	53	37	74	51
Sr	320	308	315	358	336	399	343	490	375	351	352	252	298	336
Y	28	28	28	28	30	32	29	32	30	32	27	24	30	30
Zr	142	146	169	166	145	159	143	152	150	173	164	157	169	163
Nb	13	8	9	8	14	31	20	3	13	13	32	5	13	8
Ba	313	306	368	384	341	425	338	491	342	375	432	336	513	436



Fortsetzung Tabelle II:

## Latiandesit Typ Klotzberg

	2267	2264	1785	122	1788	1796	1798	1790	1792	1772	1851	1857
SiO <sub>2</sub>	60.16	55.42	61.03	54.98	58.70	57.36	56.81	55.17	57.07	57.14	57.62	56.15
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.03	0.99	1.08	0.93	1.04	1.15	1.12	1.62	1.14	1.04	1.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.51	17.77	16.53	17.51	17.25	17.06	17.87	17.76	20.16	17.88	17.76	18.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.67	7.28	6.08	7.79	6.56	7.28	7.35	6.47	6.82	6.18	7.25	5.42
MnO	0.09	0.15	0.12	0.14	0.13	0.09	0.12	0.07	0.07	0.11	0.06	0.14
MgO	2.63	5.51	3.74	5.91	4.73	4.39	3.40	5.43	4.08	5.08	4.13	6.26
CaO	5.41	7.53	7.26	8.41	6.63	7.64	6.60	8.41	2.15	7.39	5.69	8.19
Na <sub>2</sub> O	3.37	3.02	2.94	2.33	2.94	2.85	3.24	2.65	4.17	2.79	3.01	2.59
K <sub>2</sub> O	2.41	2.19	1.56	1.54	1.90	1.46	2.15	1.77	3.09	2.02	2.14	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.21	0.16	0.18	0.17	0.23	0.23	0.18	0.28	0.19	0.20	0.19
Σ	100.62	100.13	100.41	99.88	99.93	99.34	98.92	99.02	99.41	99.92	98.90	99.74
H <sub>2</sub> O*	1.52	1.20	0.81	1.29	1.32	1.31	1.42	2.08	3.89	2.20	1.50	1.27
H <sub>2</sub> O-	1.48	1.55	0.86	1.83	1.07	0.89	1.06	1.27	1.66	1.47	1.24	2.00
P	1004	916	698	786	742	698	1004	786	1221	829	873	829
Cl	190	177	201	131	204	144	174	145	125	202	237	159
Sc	21	21	26	25	22	25	23	27	22	27	24	23
Tl	5939	5612	5395	5885	5068	5667	6266	6103	8282	6157	5667	5666
V	160	164	186	186	166	204	185	202	212	210	210	190
Ni	27	50	63	81	65	74	41	79	21	65	72	70
Cu	10	20	14	10	22	17	20	23	9	26	44	23
Zn	118	83	128	111	77	71	68	107	72	137	66	80
Ga	20	25	18	18	17	18	19	18	18	19	18	20
Rb	108	80	59	34	87	63	94	72	64	82	105	49
Sr	501	507	362	417	438	376	410	398	126	389	374	158
Y	27	28	41	29	23	28	28	25	28	25	27	27
Zr	175	176	144	148	156	150	196	154	230	165	173	173
Nb	5	15	23	10	27	25	28	32	24	30	23	32
Ba	482	501	395	412	451	391	480	423	820	424	434	448

## Fortsetzung Tabelle II:

Latiabasalt Typ Algenrodt		Latiandesit Typ Pfaffenberg				Typ Hintertiefenbach								
36	20	48	99	2281	2282	2279	2296	2297	2298	2299	2300			
SiO <sub>2</sub>	52.92	64.41	58.86	SiO <sub>2</sub>	53.35	53.70	53.56	SiO <sub>2</sub>	67.11	63.07	65.85	66.47	66.55	66.41
TiO <sub>2</sub>	0.86	1.54	1.56	TiO <sub>2</sub>	1.08	1.20	1.06	TiO <sub>2</sub>	0.78	0.74	0.76	0.75	0.77	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.67	17.66	16.44	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.93	17.30	16.34	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.06	14.83	14.88	16.20	16.12	16.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.13	9.45	6.77	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.26	7.91	8.11	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.43	6.34	6.17	5.53	5.60	5.14
MnO	0.14	0.16	0.18	MnO	0.12	0.11	0.14	MnO	0.06	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	10.07	3.40	2.48	MgO	4.93	7.40	5.29	MgO	2.81	5.33	3.09	3.24	2.67	2.96
CaO	8.73	8.01	8.75	CaO	6.74	7.67	8.82	CaO	3.00	2.63	3.09	2.71	2.54	3.10
Na <sub>2</sub> O	2.55	3.00	3.15	Na <sub>2</sub> O	2.36	2.27	1.93	Na <sub>2</sub> O	2.30	2.20	2.42	2.43	2.50	2.46
K <sub>2</sub> O	1.38	1.86	1.85	K <sub>2</sub> O	2.36	2.68	2.62	K <sub>2</sub> O	3.60	4.19	3.65	3.86	3.96	3.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.30	0.27	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.37	0.38	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28
Σ	100.61	99.80	100.31	Σ	98.21	100.47	99.27	Σ	100.41	99.69	99.36	100.54	99.96	99.68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.49	2.66	4.95	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.27	1.74	3.94	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.42	1.96	1.38	1.59	1.64	1.56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.40	0.98	0.35	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2.33	2.98	3.09	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.91	2.51	2.09	2.54	2.77	2.17
P	698	1309	1178	P	1440	1615	1444	P	1178	1178	1222	1222	1222	1222
Cl	193	135	--	Cl	183	507	168	Cl	477	552	422	558	514	502
Sc	25	22	--	Sc	24	20	24	Sc	18	16	17	16	16	18
Tl	4686	8391	8500	Tl	5686	6539	5776	Tl	4250	4032	4141	4087	4196	4141
V	155	169	239	V	166	149	175	V	102	67	105	92	94	114
Ni	10	8	9	Ni	187	178	159	Ni	114	168	125	150	116	120
Cu	56	14	16	Cu	13	16	24	Cu	29	75	32	36	26	37
Zn	66	85	186	Zn	128	69	63	Zn	41	86	52	68	67	47
Ga	21	22	18	Ga	17	17	14	Ga	16	15	17	15	16	16
Rb	49	54	66	Rb	91	88	79	Rb	142	107	135	124	128	120
Sr	468	363	316	Sr	553	615	615	Sr	402	269	379	306	306	349
Y	24	37	33	Y	26	31	28	Y	22	23	24	24	24	23
Zr	117	218	181	Zr	233	232	226	Zr	204	208	207	212	217	199
Nb	10	15	27	Nb	44	13	16	Nb	28	19	22	16	23	16
Ba	554	445	442	Ba	870	908	897	Ba	896	1108	895	1003	1115	880





Tabelle IX: Normative Mineralbestand nach der CIPW-Norm (numerisch geordnet).

	1	2	9	15	20	21	22	23	36	48	53	54	55	68	80	82	92	95
Quarz	1.45	19.51	5.03	19.87	7.12	4.22	16.86	18.65	0.00	14.33	6.97	7.37	24.49	11.36	17.43	19.17	7.63	18.12
Plagioklas	54.71	44.08	56.97	49.26	54.73	51.22	51.88	19.38	48.52	61.55	50.49	50.97	34.77	51.92	48.04	49.67	50.45	47.51
Alk.Fsp.	8.05	13.23	12.05	11.47	11.01	6.90	13.78	42.40	8.10	10.90	8.50	8.33	14.60	10.18	12.86	11.12	9.32	13.10
Orthopyroxen	16.46	13.69	0.00	8.05	12.05	22.43	0.33	10.13	24.46	1.93	18.64	21.12	13.52	13.56	5.46	5.90	10.11	1.27
Klinopyroxen	12.22	0.00	9.89	3.33	7.04	8.90	9.92	0.00	11.94	13.09	9.48	6.25	0.00	3.90	8.26	5.99	16.61	12.05
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnetit	4.06	4.63	0.00	4.45	4.42	3.80	4.13	3.69	3.40	4.42	3.65	3.67	4.26	3.70	4.41	4.49	3.66	4.44
Ilmenit	2.49	3.20	2.39	2.95	2.93	2.14	2.52	2.00	1.62	2.95	1.91	1.93	2.74	2.00	2.91	3.02	1.93	2.88
Apatit	0.56	0.66	0.81	0.61	0.70	0.40	0.57	0.56	0.37	0.63	0.35	0.35	0.58	0.37	0.63	0.65	0.40	0.63
Korund	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.19	0.00	0.00	0.00	0.00	5.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	96	98	99	100	108	110	114	118	119	122	190	191	192	193	1772	1784	1785	1786
Quarz	13.50	1.15	9.14	5.28	24.03	9.84	6.93	18.96	18.10	8.20	28.00	34.11	8.72	20.61	10.22	9.79	17.44	23.20
Plagioklas	50.09	57.32	49.49	57.14	28.77	51.99	58.24	47.99	46.59	52.55	27.10	27.66	58.12	36.98	53.95	53.90	51.96	33.63
Alk.Fsp.	13.18	7.62	14.20	7.80	12.97	11.51	11.24	12.36	13.37	9.12	8.78	24.27	8.72	13.54	11.95	16.67	9.19	24.88
Orthopyroxen	14.41	16.47	18.30	12.94	18.65	17.17	15.10	3.98	0.01	17.64	18.29	6.36	17.18	15.82	13.38	9.86	9.45	10.38
Klinopyroxen	5.52	10.69	2.19	10.01	0.00	1.44	0.50	8.75	13.47	6.27	0.00	0.00	0.00	0.00	4.07	3.30	6.12	0.00
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnetit	2.40	3.95	3.81	3.95	4.66	4.45	4.37	4.40	4.61	3.75	4.81	3.38	3.88	4.31	3.83	3.83	3.60	3.64
Ilmenit	0.27	2.33	2.09	2.36	3.26	2.95	2.96	2.91	3.17	2.05	3.42	1.67	2.21	2.79	2.17	2.14	1.87	1.89
Apatit	0.63	0.47	0.78	0.53	0.65	0.66	0.68	0.65	0.68	0.42	0.71	0.51	0.42	0.54	0.44	0.52	0.37	0.54
Korund	0.00	0.00	0.00	0.00	7.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.98	2.02	0.75	5.41	0.00	0.00	0.00	1.85
	1788	1790	1792	1796	1798	1851	1857	1881	2201	2202	2203	2204	2207	2209	2212	2213	2214	2215
Quarz	12.36	7.99	10.19	12.11	9.83	12.01	8.28	6.13	20.27	18.40	20.28	17.76	11.01	8.43	17.25	24.54	21.18	27.01
Plagioklas	53.17	54.29	44.38	53.92	55.89	52.97	54.09	54.15	53.96	44.41	41.47	47.07	54.77	55.37	23.04	42.88	37.61	26.50
Alk.Fsp.	11.23	10.56	18.37	8.69	12.84	12.79	11.17	10.38	11.09	8.65	9.23	16.44	8.26	9.11	40.79	18.93	21.68	11.32
Orthopyroxen	14.71	13.36	12.34	13.18	12.03	15.40	14.66	21.49	5.98	16.76	17.27	9.25	17.41	9.47	6.53	3.07	8.67	18.61
Klinopyroxen	2.83	7.40	0.00	6.03	2.77	0.00	5.70	1.26	1.34	0.00	0.00	2.32	0.00	9.44	0.00	4.39	0.00	0.00
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnetit	3.53	3.84	4.40	3.71	3.88	3.72	3.68	3.90	4.18	4.21	4.28	4.11	4.49	4.50	4.22	3.69	4.22	4.38
Ilmenit	1.77	2.15	2.90	1.99	2.21	2.00	1.98	2.25	2.61	2.67	2.76	2.52	3.00	3.00	4.00	1.94	2.65	2.82
Apatit	0.40	0.42	0.66	0.38	0.54	0.47	0.44	0.44	0.56	0.54	0.49	0.54	0.71	0.69	0.59	0.54	0.49	0.50
Korund	0.00	0.00	6.76	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	4.36	4.22	0.00	0.37	0.00	4.94	0.00	3.49	8.85

Fortsetzung Tabelle IV :

	2216	2224	2225	2227	2229	2230	2234	2236	2237	2238	2239	2240	2241	2242	2249	2251	2256	2257		
Quarz	26.51	12.53	13.80	15.59	18.50	20.46	13.36	4.76	9.96	9.00	6.37	12.16	8.91	9.46	10.30	9.98	11.70	4.09		
Plagioklas	25.99	57.14	56.73	51.12	45.48	48.53	57.49	57.48	55.95	56.49	54.34	56.27	57.37	54.54	53.42	52.57	54.55	57.47		
Alk.-Fsp.	11.39	10.00	10.73	13.94	15.27	12.92	6.66	9.79	9.33	8.92	11.63	11.21	9.30	10.67	14.71	10.24	15.49	14.78		
Orthopyroxen	19.44	6.59	6.05	5.89	11.46	9.66	3.06	11.22	8.18	7.88	11.14	1.79	11.45	16.91	15.12	15.91	10.32	9.76		
Klinopyroxen	0.00	6.25	5.13	6.25	0.00	0.00	12.21	8.73	8.56	9.69	8.50	11.21	4.78	0.00	0.00	4.41	0.00	7.33		
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Magnetit	4.36	4.29	4.30	4.11	4.17	4.17	4.52	4.47	4.41	4.42	4.40	4.16	4.51	4.52	3.80	4.02	3.83	3.86		
Ilmenit	2.83	2.75	2.76	2.54	2.59	2.58	3.04	2.88	2.91	2.93	2.90	2.59	3.03	3.05	2.12	2.42	2.18	2.18		
Apatit	0.54	0.45	0.49	0.56	0.59	0.57	0.66	0.67	0.70	0.68	0.73	0.61	0.66	0.63	0.51	0.44	0.51	0.56		
Korund	8.94	0.00	0.00	0.00	1.94	1.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.01	0.00	1.43	0.00		
	2258	2259	2260	2264	2266	2267	2268	2270	2271	2272	2273	2274	2275	2276	2277	2278	2279	2280		
Quarz	6.12	28.20	13.77	4.96	15.15	14.69	12.85	13.02	20.12	15.76	10.98	25.09	0.58	8.56	5.47	6.07	6.53	26.77		
Plagioklas	52.38	31.52	54.64	53.96	56.11	53.55	51.27	50.69	46.24	48.15	59.45	32.60	52.57	52.63	55.57	56.71	45.31	30.79		
Alk.-Fsp.	12.12	24.34	9.85	12.93	13.15	14.16	10.28	11.73	16.02	12.54	12.15	15.49	9.26	10.64	11.18	11.17	15.76	16.22		
Orthopyroxen	17.09	7.17	9.54	16.01	9.02	10.21	11.45	14.67	5.65	4.64	9.63	8.07	20.28	15.55	14.68	13.02	14.89	7.74		
Klinopyroxen	5.56	0.00	4.92	6.04	0.00	0.00	7.64	4.29	4.63	11.04	1.37	0.00	11.07	5.77	5.10	4.91	10.79	0.00		
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Magnetit	3.95	3.65	0.00	3.66	3.63	3.73	3.87	3.48	4.19	4.39	3.79	3.69	3.76	3.99	4.38	4.45	3.78	3.69		
Ilmenit	2.31	1.92	0.27	1.95	1.93	2.06	2.22	1.73	2.63	2.88	2.12	1.98	2.06	2.37	2.94	2.98	2.05	1.96		
Apatit	0.47	0.54	0.45	0.49	0.42	0.53	0.42	0.39	0.51	0.61	0.51	0.54	0.42	0.49	0.69	0.70	0.90	0.54		
Korund	0.00	2.65	0.00	0.00	0.59	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.28		
	2280/2	2281	2282	2283	2284	2285	2286	2287	2288	2289	2290	2291	2293	2294	2295	2296	2297	2298	2299	2300
Quarz	27.50	2.20	3.29	0.84	32.50	33.27	33.30	31.92	30.13	21.24	19.39	15.12	20.15	15.31	28.74	19.37	26.38	26.18	26.90	27.67
Plagioklas	29.23	48.11	48.43	49.36	27.20	25.15	25.67	30.05	30.35	43.25	39.87	49.41	38.38	44.49	32.45	29.99	34.20	32.00	31.94	34.39
Alk.-Fsp.	14.20	15.76	15.33	16.02	24.07	26.08	26.44	22.44	25.06	16.94	13.78	18.29	17.79	21.82	21.19	24.84	21.71	22.69	23.41	20.67
Orthopyroxen	9.77	22.20	21.42	20.55	8.29	7.85	6.87	7.97	7.40	9.70	14.64	8.94	12.40	10.23	9.68	17.95	10.30	11.07	9.57	9.67
Klinopyroxen	0.00	4.71	4.52	6.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnetit	3.66	3.90	3.91	3.89	2.66	2.65	2.70	2.71	4.13	4.33	4.04	4.16	4.17	4.17	3.29	3.26	3.30	3.24	3.29	3.29
Ilmenit	3.95	2.27	2.27	2.25	0.67	0.66	0.68	0.69	0.69	2.56	2.18	2.47	2.60	2.59	1.48	1.41	1.45	1.42	1.46	1.45
Apatit	0.54	0.86	0.84	0.84	0.11	0.14	0.14	0.16	0.14	0.49	0.56	0.58	0.51	0.52	0.63	0.63	0.66	0.65	0.65	0.66
Korund	3.14	0.00	0.00	0.00	4.48	4.19	4.19	4.06	3.52	1.70	4.62	0.00	3.99	0.87	2.55	2.55	2.01	2.75	2.77	2.31



Fortsetzung Tabelle V:

2216	2224	2225	2227	2229	2230	2234	2236	2237	2238	2239	2240	2241	2242	2249	2251	2256	2257		
18.10	11.70	12.80	14.90	16.00	18.70	12.40	3.80	9.10	8.30	5.40	11.20	7.80	7.80	10.10	9.20	9.40	3.10		
Sanidin	8.50	9.30	16.20	21.00	15.20	0.90	8.10	7.40	6.70	11.60	10.20	7.10	9.50	17.40	8.80	19.00	17.30		
Plagioklas	20.00	62.70	52.60	43.90	50.30	65.80	64.40	62.30	63.40	59.20	60.70	64.30	62.40	56.50	58.30	55.30	59.40		
Klinopyroxen	0.00	6.30	5.20	6.20	0.00	12.80	9.00	8.80	9.90	8.80	11.60	4.90	0.00	0.00	4.50	0.00	7.50		
Orthopyroxen	12.70	7.90	7.70	11.20	10.70	5.00	11.10	9.10	8.20	11.40	3.60	12.40	17.60	13.90	16.40	10.30	9.90		
Magnetit	0.50	1.00	1.00	1.00	0.80	0.80	1.40	1.10	1.30	1.30	0.80	1.20	1.20	1.40	1.00	0.80	1.10		
Ilmenit	0.00	1.50	1.40	0.00	0.00	1.60	1.60	1.60	1.60	1.60	1.30	1.70	0.00	0.00	1.40	0.00	1.20		
Apatit	0.50	0.40	0.40	0.50	0.50	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.50	0.60	0.60	0.50	0.40	0.40	0.50		
Biotit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cordierit	29.70	0.00	0.00	0.00	6.60	3.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.20	0.00	4.90	0.00		
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Spinel	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
2258	2259	2260	2264	2266	2267	2268	2270	2271	2272	2273	2274	2275	2276	2277	2278	2279	2280/1		
5.20	30.10	9.70	4.10	13.70	12.90	13.00	12.80	22.70	15.20	10.30	22.50	0.10	7.80	4.70	5.40	6.00	29.60		
Sanidin	12.80	31.40	7.60	14.00	13.70	9.60	11.60	9.50	13.90	11.70	43.90	8.10	9.90	11.70	11.60	18.60	30.70		
Plagioklas	56.40	20.00	57.60	57.40	59.40	56.00	54.60	42.90	50.60	63.70	17.60	58.90	57.90	60.40	61.70	47.00	20.80		
Klinopyroxen	5.80	0.00	8.90	6.30	0.00	7.60	4.40	4.60	11.40	1.30	0.00	11.70	6.00	5.20	5.00	10.80	0.00		
Orthopyroxen	17.10	0.00	13.20	15.60	10.10	10.30	11.10	14.40	6.00	10.60	6.30	18.20	15.60	14.20	12.50	14.60	0.00		
Magnetit	1.10	0.90	1.10	1.10	0.70	0.80	1.20	1.10	1.00	0.80	0.90	1.50	1.10	1.50	1.60	1.10	0.90		
Ilmenit	1.30	0.60	1.50	1.10	0.00	1.20	1.00	0.80	1.50	1.20	0.00	1.10	1.30	1.60	1.70	1.20	0.60		
Apatit	0.40	0.50	0.40	0.40	0.50	0.40	0.30	0.40	0.50	0.40	0.40	0.40	0.40	0.60	0.60	0.80	0.40		
Biotit	0.00	11.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cordierit	0.00	5.20	0.00	0.00	2.10	3.70	0.00	0.00	0.00	0.00	8.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.70		
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.30		
Spinel	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
2280/2	2281	2282	2283	2284	2285	2286	2287	2288	2289	2290	2291	2293	2294	2295	2296	2297	2298	2299	2300
24.70	1.10	2.20	0.00	31.40	32.50	31.90	31.20	30.00	18.60	14.30	19.00	15.90	13.50	26.20	17.00	24.20	23.50	24.10	25.30
Sanidin	39.90	17.70	19.30	41.90	13.20	45.40	43.20	42.50	24.60	20.20	10.70	30.50	34.30	31.50	38.10	32.00	35.10	36.90	30.40
Plagioklas	16.70	51.20	51.20	5.80	4.10	3.40	6.10	9.00	39.20	36.40	44.20	29.10	36.80	24.60	20.10	26.60	22.20	21.00	27.00
Klinopyroxen	0.00	4.70	4.50	6.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Orthopyroxen	7.00	22.00	21.50	19.40	0.00	0.00	0.00	0.00	10.90	12.50	8.50	9.80	11.10	8.10	15.00	9.30	8.90	7.60	8.50
Magnetit	0.90	1.20	1.10	1.20	0.60	0.60	0.80	0.70	0.60	0.70	1.10	0.90	0.90	0.70	0.90	0.70	0.70	0.70	0.60
Ilmenit	0.00	1.30	1.30	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Apatit	0.50	0.80	0.70	0.70	0.10	0.10	0.10	0.10	0.40	0.50	0.50	0.40	0.40	0.50	0.50	0.60	0.50	0.50	0.60
Biotit	0.00	0.00	0.00	0.00	8.20	7.50	8.10	8.70	0.00	0.00	13.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cordierit	10.30	0.00	0.00	0.00	0.00	11.00	0.00	0.00	5.70	15.40	0.00	13.30	3.00	8.40	8.50	6.70	9.10	9.10	7.60
Olivin	0.00	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Spinel	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00



Tabelle VI: Werte für das Streckeisendiagramm nach Niggli, Rittmann und der CIPW-Norm

	1	2	9	15	20	21	22	23	36	48	53	54	55	68	80	82	92	95	96
Q	0.06	22.64	0.91	20.68	7.05	6.93	18.38	21.38	13.99	15.74	8.67	8.44	23.55	14.80	20.05	17.23	6.38	19.78	17.53
A	12.99	20.20	18.85	16.20	16.55	10.18	18.82	65.20	13.31	15.46	14.74	14.01	25.28	15.08	19.38	16.64	15.75	19.50	19.01
P	86.95	57.16	80.24	63.12	76.40	82.89	62.80	13.42	72.70	68.80	76.60	77.55	51.17	70.12	60.67	66.13	77.87	60.72	63.47
Q	2.26	25.40	6.88	24.65	9.77	6.77	20.43	23.19	0.00	18.66	10.57	11.06	33.16	15.46	22.25	23.97	11.19	23.02	17.58
A	12.54	17.22	16.50	14.23	15.11	11.07	16.70	52.72	14.31	14.20	12.89	12.49	19.77	13.86	16.42	13.91	13.85	16.64	17.17
F	85.20	57.38	76.61	63.12	75.12	82.16	62.87	24.10	85.69	67.14	76.55	76.45	47.07	70.68	61.33	62.12	74.96	60.35	65.25
Q	0.94	22.15	4.64	22.87	8.30	6.47	20.97	28.11	0.00	16.95	9.99	10.42	27.51	14.35	20.74	22.24	11.05	21.69	18.57
A	8.42	20.70	16.32	14.26	13.41	6.37	15.81	67.37	10.89	14.11	9.73	9.16	32.91	10.89	18.16	13.74	11.32	18.68	18.63
P	90.64	57.15	79.13	62.87	78.26	87.16	63.22	4.51	89.11	68.94	80.28	80.43	39.56	74.76	61.10	64.02	77.63	59.63	62.81
98	99	100	108	110	114	118	119	122	190	191	192	193	199	1772	1784	1785	1786	1788	1790
Q	0.43	10.07	6.05	19.84	11.55	6.33	23.39	19.48	6.06	27.79	38.56	7.06	17.99	17.81	12.69	18.52	23.51	13.67	8.47
A	11.81	22.82	11.61	27.68	17.92	15.92	22.11	20.52	16.51	18.05	33.66	12.08	23.68	33.10	22.75	16.26	38.25	16.18	15.98
P	87.76	67.11	82.34	52.48	70.53	77.75	64.50	60.00	77.43	54.16	27.78	80.85	58.33	49.09	64.56	65.22	38.25	70.14	75.55
Q	1.74	12.57	7.52	36.54	13.42	9.07	23.91	23.19	11.74	43.85	39.64	11.54	28.98	13.43	12.18	22.19	28.39	16.10	10.97
A	11.53	19.31	11.11	19.72	15.69	14.71	15.58	17.13	13.05	13.72	28.21	11.54	19.04	15.70	20.74	11.69	30.45	14.63	14.50
P	86.73	68.12	81.37	43.74	70.89	76.22	60.51	59.67	75.21	42.43	32.15	76.92	61.99	70.87	67.07	66.12	41.16	96.27	74.53
Q	0.30	11.05	65.95	29.09	11.66	7.42	22.44	21.60	9.76	35.35	44.03	9.00	22.23	11.62	10.58	21.32	25.56	15.22	9.20
A	6.45	20.31	34.05	35.88	14.39	13.21	16.87	18.85	10.91	12.85	38.94	7.69	32.06	15.34	24.34	9.45	48.08	13.48	12.64
P	93.25	68.63	0.00	35.03	74.05	79.37	60.68	59.55	79.33	51.80	17.03	83.31	46.72	73.04	65.08	69.24	26.36	71.29	78.17
1792	1796	1851	1857	1881	2201	2202	2203	2204	2207	2209	2212	2213	2214	2215	2216	2224	2225	2227	
Q	1.12	13.59	12.73	8.87	6.42	21.79	31.93	27.38	19.07	7.13	4.59	17.57	25.48	24.07	31.24	42.32	12.95	13.62	16.40
A	31.79	12.50	19.30	17.13	16.60	13.95	18.55	14.43	23.68	22.07	23.93	63.09	26.09	30.17	26.51	19.60	13.71	14.62	19.64
P	67.09	73.91	67.97	74.00	76.98	64.26	49.52	58.19	57.26	70.80	71.48	19.34	48.43	45.76	44.25	38.08	73.34	71.76	63.96
Q	13.97	16.21	15.44	11.26	8.68	23.76	25.75	28.57	21.85	14.87	11.56	21.27	28.42	26.32	41.66	41.49	15.73	16.98	19.33
A	25.19	11.63	16.45	15.19	14.69	13.00	12.10	13.00	20.23	11.14	12.49	50.31	21.92	26.94	17.46	17.83	12.55	13.20	17.28
P	60.84	72.16	68.11	73.55	76.63	63.24	62.15	58.43	57.92	73.98	75.95	28.42	49.66	46.74	40.88	40.68	71.72	69.81	63.39
Q	11.73	15.79	13.16	9.39	7.23	22.19	19.88	23.02	30.98	12.24	9.85	19.14	22.98	28.45	32.34	31.98	14.07	15.23	17.84
A	52.46	8.89	17.53	12.96	11.50	12.72	12.18	13.45	7.30	7.63	9.36	80.86	37.81	45.40	32.19	32.61	10.29	11.06	19.37
P	35.81	75.32	69.31	77.65	81.27	65.10	67.94	63.53	61.72	80.13	80.79	0.00	39.21	26.15	35.46	35.41	75.64	73.71	62.80

Fortsetzung Tabelle VI:

2229	2230	2234	2236	2237	2238	2239	2240	2241	2242	2249	2251	2256	2257	2258	2259	2260	2264	2266
Q	20.28	22.18	14.29	0.00	12.05	9.80	6.02	12.51	8.42	18.38	10.90	11.36	10.69	6.41	30.32	11.71	4.61	14.97
A	22.44	18.01	7.21	14.80	16.22	6.45	17.68	15.64	13.25	16.11	11.84	21.34	35.17	19.32	35.63	14.62	20.52	17.94
P	57.28	59.81	78.50	86.20	71.74	83.75	76.30	71.86	78.32	74.53	69.78	72.99	54.14	74.27	34.05	73.67	74.87	67.09
Q	23.34	24.98	17.46	6.61	13.23	12.10	8.80	15.27	11.79	12.67	13.13	14.31	5.36	8.67	33.55	17.60	6.90	17.95
A	19.27	15.77	7.40	13.59	12.40	11.99	16.08	14.08	12.30	14.29	18.76	14.07	18.95	17.16	28.96	12.59	18.00	15.58
P	57.39	59.25	75.14	79.80	74.36	75.92	75.12	70.65	75.91	73.04	68.11	72.22	66.74	74.17	37.50	69.81	75.10	66.47
Q	19.74	22.21	15.66	5.02	11.57	10.61	7.11	13.59	9.86	9.75	11.99	11.22	3.89	6.99	36.90	12.96	5.43	15.78
A	25.93	18.05	1.18	10.60	9.35	8.58	15.21	12.41	8.99	11.88	20.75	22.68	21.69	17.15	38.57	10.15	18.58	15.77
P	54.33	59.74	83.16	84.38	79.08	80.81	77.67	74.00	81.15	78.38	67.26	66.11	74.43	75.86	24.53	76.89	75.99	68.45
2267	2268	2270	2271	2272	2273	2274	2275	2276	2277	2278	2279	2280/1	2280/2	2281	2282	2283	2284	2285
Q	15.38	14.32	14.87	21.39	17.32	10.47	27.22	0.00	9.05	4.68	5.46	28.72	30.81	2.01	2.78	2.57	36.31	36.48
A	19.39	15.58	17.64	22.78	19.05	16.28	37.30	15.32	16.71	16.78	16.24	27.68	38.98	37.28	11.46	26.73	78.91	34.66
P	65.22	70.10	67.50	55.83	63.63	73.25	35.48	84.68	74.24	78.54	78.30	64.81	32.30	31.91	86.53	70.49	76.34	29.03
Q	17.83	17.27	17.26	24.42	20.61	13.30	30.16	0.93	11.92	7.47	8.21	9.66	36.28	38.77	33.33	4.91	2.32	38.86
A	17.18	13.82	15.55	19.45	16.40	14.71	30.64	14.84	14.81	15.48	15.10	23.31	21.99	20.02	23.85	22.86	44.24	29.78
P	64.99	68.91	67.19	66.13	62.98	71.99	39.19	84.23	73.27	76.95	76.69	67.03	41.21	72.82	72.23	53.44	31.36	29.77
Q	15.27	16.52	16.28	30.26	12.01	19.07	26.77	0.18	10.37	6.09	6.84	36.49	30.34	1.52	1.23	0.00	39.72	40.76
A	19.17	12.24	14.65	12.63	13.68	17.46	52.22	12.07	13.05	15.27	14.70	25.94	37.82	49.15	25.31	26.84	27.33	52.95
P	65.56	71.24	69.06	57.11	74.31	63.48	21.01	87.75	76.58	78.64	78.46	65.65	25.69	20.51	73.17	71.93	72.67	5.13
2286	2287	2288	2289	2290	2291	2293	2294	2295	2296	2297	2298	2299	2300					
Q	36.53	35.63	32.77	22.49	26.24	14.86	23.91	18.68	33.21	24.86	34.10	30.94	31.06	31.83				
A	38.06	31.73	35.11	24.53	20.97	25.19	26.71	36.66	30.96	40.38	35.34	33.74	34.13	38.02				
P	25.10	32.65	32.12	62.99	26.79	59.95	49.38	44.66	35.83	34.76	30.56	35.32	34.81	38.02				
Q	38.99	37.82	35.22	26.08	26.55	18.26	26.40	18.76	34.89	26.11	32.06	32.37	32.71	33.49				
A	30.96	26.58	29.30	20.80	18.87	22.08	23.31	26.73	25.72	33.48	26.38	28.06	28.46	24.89				
P	30.05	35.60	35.48	53.11	54.58	59.66	50.29	54.51	39.39	40.41	41.56	39.57	38.83	41.62				
Q	40.69	38.78	36.67	22.58	20.12	25.75	21.11	15.93	31.88	22.58	29.26	29.09	29.42	30.56				
A	54.16	53.65	52.30	29.86	28.50	14.47	40.33	40.49	38.26	50.70	38.65	43.45	44.93	36.77				
P	5.15	7.57	11.03	47.56	51.38	59.78	38.56	43.58	29.86	26.72	32.09	27.46	25.65	32.67				

Tabelle VII: Niggli-Werte

	1	2	9	15	20	21	22	23	36	48	53	54	55	68	80	82	92	95	96	98	99
al	25.03	30.08	30.55	31.43	28.85	23.58	32.97	25.23	21.09	29.63	25.22	25.60	33.94	28.82	30.22	31.34	25.92	30.44	30.30	25.92	28.32
fm	41.05	40.49	17.49	33.03	36.00	46.38	24.03	35.50	49.89	28.76	42.51	43.95	42.08	38.81	31.38	30.94	35.92	27.72	33.80	40.30	40.42
ca	24.51	16.37	40.06	23.16	23.79	22.06	27.06	4.90	21.36	28.67	24.10	22.34	7.94	22.34	25.41	25.60	29.38	28.50	22.65	23.71	20.50
alk	9.42	13.07	11.92	12.40	11.35	7.98	15.94	24.37	7.66	12.94	8.17	8.12	16.04	10.03	12.99	12.12	8.78	13.35	13.25	10.07	10.76
si	129.83	196.29	160.81	197.75	150.86	132.09	204.76	246.54	120.88	180.01	140.56	141.38	222.37	161.07	191.60	193.75	144.51	196.02	187.36	132.15	156.41
ti	2.45	4.12	3.47	3.82	3.21	2.08	3.36	3.07	1.48	3.69	1.94	1.97	3.83	2.24	3.70	3.88	2.01	3.73	0.33	2.31	2.31
p	0.25	0.39	0.46	0.36	0.35	0.18	0.35	0.39	0.16	0.35	0.16	0.17	0.37	0.19	0.37	0.38	0.19	0.37	0.36	0.21	0.40
k	0.23	0.23	0.36	0.31	0.33	0.29	0.31	0.73	0.26	0.28	0.29	0.29	0.35	0.31	0.34	0.32	0.30	0.35	0.33	0.20	0.40
mg	0.53	0.41	0.45	0.38	0.39	0.62	0.29	0.37	0.69	0.40	0.58	0.57	0.56	0.56	0.61	0.32	0.50	0.22	0.36	0.56	0.52
w	0.27	0.33	0.71	0.38	0.29	0.28	0.43	0.34	0.26	0.41	0.27	0.26	0.35	0.26	0.34	0.36	0.28	0.35	0.18	0.29	0.29
qz	-7.83	44.02	3.13	48.15	5.46	0.16	41.02	49.08	-9.74	28.23	7.87	8.92	58.21	20.95	39.65	45.26	9.39	42.64	34.34	-8.12	13.35
cfm	0.60	0.40	2.29	0.70	0.66	0.48	1.13	0.14	0.43	1.00	0.57	0.51	0.19	0.58	0.81	0.83	0.82	1.03	0.67	0.59	0.51
	100	108	110	114	118	119	122	190	191	192	193	1772	1784	1785	1786	1788	1790	1792	1796	1798	1851
al	27.90	31.26	28.88	31.05	30.87	29.27	27.22	32.37	35.89	31.13	32.20	29.98	32.26	30.43	33.77	30.00	28.61	37.31	29.14	31.62	31.76
fm	36.36	49.79	40.07	36.36	29.55	27.36	40.47	51.47	32.41	38.27	45.28	36.14	31.79	33.27	35.42	37.04	36.64	36.58	36.43	33.61	36.74
ca	26.71	5.92	21.00	19.96	27.22	30.39	23.77	3.72	7.26	18.39	5.75	22.63	20.10	24.30	10.36	20.97	24.64	7.23	23.73	21.23	18.50
alk	10.02	13.03	10.04	12.63	12.36	12.27	8.55	12.44	24.45	12.21	16.78	11.36	15.85	12.01	20.47	11.99	10.11	18.88	10.70	13.54	13.00
si	142.30	200.09	153.27	165.76	194.49	189.68	145.03	207.79	336.96	160.20	209.65	182.57	180.55	190.64	262.02	173.27	150.85	179.23	166.27	170.57	174.88
ti	2.47	4.25	3.25	3.31	3.74	4.00	2.14	4.56	3.16	2.48	3.76	2.44	2.61	2.33	2.90	2.06	2.30	3.59	2.27	2.60	2.37
p	0.25	0.39	0.33	0.35	0.39	0.40	0.20	0.43	0.44	0.22	0.33	0.23	0.29	0.21	0.28	0.21	.21	0.27	0.20	0.29	0.26
k	0.22	0.35	0.34	0.27	0.35	0.38	0.30	0.26	0.51	0.22	0.29	0.32	0.35	0.26	0.51	0.30	0.31	0.633	0.258	0.30	0.32
mg	0.47	0.45	0.44	0.37	0.29	0.28	0.58	0.50	0.36	0.51	0.53	0.60	0.49	0.53	0.31	0.57	0.61	0.52	0.52	0.46	0.51
w	0.28	0.29	0.29	0.28	0.36	0.39	0.30	0.33	0.40	0.31	0.36	0.39	0.38	0.38	0.32	0.34	0.38	0.41	0.32	0.33	0.32
qz	2.22	47.98	13.09	5.23	45.04	40.58	10.84	58.03	139.15	11.35	42.55	17.14	17.16	42.61	70.15	25.32	10.42	3.71	23.45	16.40	22.90
cfm	0.71	0.12	0.52	0.55	0.92	1.11	0.59	0.07	0.22	0.28	0.13	0.62	0.63	0.73	0.29	0.57	0.67	0.20	0.65	0.62	0.50
	1857	1881	2201	2202	2203	2204	2207	2209	2212	2213	2214	2216	2216	2224	2225	2227	2229	2230	2234	2236	2237
al	28.78	28.26	35.01	31.66	31.49	31.94	29.81	28.99	39.53	34.27	35.97	32.67	32.26	32.29	33.28	31.78	33.17	33.76	30.54	28.60	33.99
fm	37.49	41.89	27.52	43.71	43.69	33.03	39.81	34.03	30.86	25.66	34.56	50.51	51.21	29.59	28.32	29.94	36.32	33.58	28.31	35.46	23.23
ca	23.69	20.76	21.89	11.24	14.58	21.04	20.82	26.82	3.17	20.98	9.10	5.43	5.53	25.27	25.68	23.22	14.46	17.41	31.51	24.01	29.63
alk	10.03	9.09	15.56	13.39	10.25	13.99	9.56	10.16	26.44	19.09	20.37	11.69	11.00	12.58	12.72	15.06	16.06	15.25	9.64	11.94	13.16
si	151.62	141.23	216.81	188.01	180.37	198.98	153.83	149.54	243.27	256.23	234.95	200.23	196.04	174.97	178.59	195.79	106.69	212.78	162.01	146.74	182.50
ti	2.11	2.34	3.62	3.30	3.33	3.27	3.31	3.27	4.06	3.00	3.88	3.61	3.57	3.31	3.37	3.27	3.45	3.50	3.47	3.10	3.75
p	0.22	0.21	0.36	0.31	0.27	0.32	0.36	0.34	0.42	0.39	0.33	0.29	0.31	0.25	0.28	0.33	0.36	0.35	0.34	0.33	0.42
k	0.32	0.32	0.27	0.22	0.30	0.42	0.26	0.20	0.65	0.42	0.43	0.35	0.36	0.26	0.28	0.32	0.35	0.31	0.18	0.24	0.25
mg	0.68	0.49	0.23	0.56	0.56	0.42	0.46	0.47	0.32	0.28	0.45	0.69	0.70	0.36	0.35	0.38	0.46	0.44	0.40	0.40	0.65
w	0.43	0.25	0.37	0.36	0.36	0.37	0.30	0.31	0.41	0.41	0.43	0.48	0.46	0.36	0.38	0.38	0.38	0.40	0.41	0.30	0.95
qz	11.49	4.88	54.58	34.45	39.38	43.00	15.58	8.90	37.51	79.87	53.18	54.67	52.04	32.56	27.72	35.55	42.46	51.79	23.46	-1.03	29.80
cfm	0.63	0.50	0.80	0.26	0.33	0.64	0.52	0.79	0.10	0.82	0.26	0.11	0.11	0.85	0.90	0.78	0.40	0.52	1.11	0.68	1.28



## Literaturverzeichnis

- ABBASSIAN, A.A. (1979): Beitrag zur Petrographie und Geochemie der Effusiva und der Baerweiler Intrusion in der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). - Mitt. Pollichia, 67: 68-135.
- ABO-DALO, M. (1978): Die magmatischen Gesteine zwischen Fischbachtal und Langenthal-Nahebergland. Eine petrographisch-petrochemische Untersuchung zum Verständnis des permischen Vulkanismus im Saar-Nahe-Gebiet (SW-Deutschland). - Diss. Fachber. Geowiss., 128 S., Uni. Hamburg.
- AHORNER, L. (1963): Das Erdbeben im Saar-Nahe-Becken vom 17. August 1960. - Mitt. Ver. Heimatk. Birkenfeld, 3/4.
- AHORNER, L. & MURAWSKI, H. (1975): Erdbebentätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrücksüdrandstörung. - Z. dt. geol. Ges., 126: 63-82.
- ALLEGRE, C.J., TREUIL, M., MINSTER, J.-F., MINSTER, B. & ALBAREDE, F. (1976): Systematic use of trace element in igneous process - Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. - Contr. Min. Petrol., 60: 57-75.
- ALLEN, J.C.; MODRESKI, P.J.; HAYGOOD, C. & BOETTCHER, A.L. (1972): The role of water in the mantle of the Earth: the stability of amphiboles and micas. - Proc., 24th Int. Geol. Congr. Sec., 2: 231-240.
- D'AMICO (1979): General Picture of Hercynian Magmatism in the Alps, Calabria-Petroritani and Sardinia-Corsica. - IGCP No. 5, 1: 33-68.
- ANDREATTA, C. (1959): Aufeinanderfolge der Magmatischen Tätigkeiten im größten permisch-vulkanischen Schild der Alpen. - Geol. Rdsch., 48: 99-111.
- AOKI, K.-I. (1966): Calc-Alkaline Volcanic Rock Series derived from Alkali-Olivine Basalt Magma. - J. Geoph. Res., 71 (24): 6127-6135.
- ARCULUS, R.J. & CURRAN, E.B. (1972): The genesis of calc-alkaline rock suits. - Earth planet. Sci. Lett., 15: 255-262.
- ARIKAS, K. (1973): Die "Viridite" im Tholeyit von Tholey (Saar). - N. Jb. Miner. Abh., 120(1): 83-97.
- ARIKAS, K. (1986a): Geochemie und Petrologie der permischen Rhyolithe in SW-Deutschland. - Fortschr. Mineral. Beih., 64: 9-10.
- ARIKAS, K. (1986b): Geochemie und Petrologie der permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland (Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald, Schwarzwald) und in den Vogesen. - Pollichia-Buch, 8: 1-321.
- ATZBACH, O. (1973): Ein Profil des Rotliegenden in der Kirner Mulde am Nordwest-Flügel der Nahe-Mulde. - Mainzer Geow. Mitt. 2: 5-21.
- ATZBACH, O., DREYER, G., STAPF, K.R.G. (1974): Exkursion in das Pfälzer Sattelgewölbe und seine Umrandung am 19. April 1974. - Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. 56: 67-98.

- ATZBACH,O., BOY,J.A., EMMERMANN,K.H., GEIB,K.W. & HEYL,K.E. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz (1:25000), Blatt 6311 Lauterecken, 113 S., Geologisches Landesamt.
- ATZBACH,O., AGSTEN,K., BOR,J., BOY,H.A., GEIB,K.W. & HEYL,K.E. (1980): Erläuterungen zur geologischen Karte von Rheinland-Pfalz (1:25000), Blatt 6211 Sobernheim, 82 S., Geologisches Landesamt.
- BACHTADSE, V. (1979): Zur Geologie nordöstlich von Idar-Oberstein. - Dipl.-Kartierung, Mainz.
- BAKER,I. & HAGGERTY,ST.E. (1967): The Alteration of Olivine in Basaltic and Associated Laves. - Part II: Intermediate and Low Temperature Alteration. - Contr.Mineral.Petrol., 16: 258-273.
- BAMBAUER,H.U. (1955): Petrographische Untersuchungen an den permischen Magmatiten des Nordflügels der Nahemulde. - Diplomarbeit. Univ.Mainz.
- BAMBAUER,H.U. (1956): Zur Petrographie der permischen Magmatite im Westteil der Nahemulde.- Der Aufschluß, 3.Sonderheft: 29-33.
- BAMBAUER,H.U. (1957): Zur Petrographie der permischen Magmatite der Nahemulde. - Diss.Univ.Mainz.
- BAMBAUER,H.U. (1960): Der permische Vulkanismus in der Nahemulde. I. Lavaserie der Grenzlagergruppe und Magmatitgänge bei Idar-Oberstein. - N.Jb.Mineral.Abh., 95 (2): 141-199.
- BAMBAUER,H.U. (1970): Zur Petrographie der permischen Magmatite im Westteil der Nahemulde. - Petrogr.Exkursionsf.zur Tagung der VFMG in Idar-Oberstein 1970: 67-76, Idar-Oberstein, Sonderh.19.
- BAMBAUER,H.U.; BANK,H. & PFEFFER,P. (1959): Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde. - Notitzbl.hess. Landesamt und Bodenforschung.
- BANK,H. (1953): Tektonisch-stratigraphische Untersuchungen auf dem Nordflügel der Nahemulde. - Diss.Nat.Wiss.Fak. Johannes-Gutenberg Univ, Mainz.
- BANK,H. (1963): Geologische Ganztagesexkursion durch die Nahemulde und den Pfälzer Sattel am 14.Juni 1962. - Decheniana, 115 (2): 261-266.
- BANK,H. (1978): Einführung in die Geologie des Hunsrück-Naheraums. - In: Brandt, P. (Hrsg.): Zur Geschichte des Bergbaus an der oberen Nahe; S. 13-24, Mainz.
- BANK,H. & BAMBAUER,H.U. (1959): Geologisch-petrographische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Gebiet zwischen Kirn (Nahe) und Winterburg (Nordflügel der Nahemulde). - Geol.Rdsch., 48: 76-82.
- BARAGAR,W.R.A. (1965): Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks. - Can.Journal.Earth Sci., 3: 9-30.

CHAYES,F. (1964): Variance-covariance relations in some published Harker Diagrams of volcanic suits. - J.Petrol., 5: 219-237.

CHAYES,F. (1966): Alkaline and subalkaline Basalts. Am.Jour. Sci., 264: 128-145.

CHAYES,F. (1969): The chemical composition of cenozoic andesite. - Oregon Dept.Geol.Mineral.Ind.Bull., 65: 1-11.

CHAYES,F. (1970): On the Amounts of Silica and Normative Quartz in Analyses of Andesite, Dacite, and Rhyodacite. - Carneg.Inst. Wash. Year Book, 68: 177-179.

CHAYES,F. (1981): Distribution of basalt, basanite, andesite and dacite in a normative equivalent of the QAPF double triangle. - Chem.Geol., 33: 127-140.

CHAYES,F. & METAIS,D. (1964): On the Relation between Suits of CIPW and Barth-Niggli Norms. - Carneg.Inst.Wash.Year Book 63: 193-195.

COATS,R.R. (1962): Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In: G.A.McConald & Kuno (Ed.), The Crust of the Pacific Basin. - Am.Geophys.Union.Geophys.Monogr., 6: 92-109.

COLE,J.W., CASHMAN,K.V. & RANKIN,P.C. (1983): REE Geochemistry and origin of Andesites and Basalts of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. - Chemical Geology, 38: 255-274.

CORRENS,C.W. (1940): Die chemische Verwitterung der Silikate. - Naturwissenschaften, 28: 369-376.

CROSS,CH.W., IDDINGS,J.P., PIRSSON,L.V. & WASHINGTON,H.S. (1902): A quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. - J.Geol. 10: 555-690.

DICKINSON,W.R. (1970): Relation of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. - Rev.Geophys.Space Phys., 8: 813-860.

DUPUY,C. & DOSTAL,J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. - Earth planet.Sci.Lett., 67: 61-69.

ECKHARDT,F.J. (1971): Die Spilitisierung basischer Vulkanite. - N.Jb.Min.Mh.: 45-57, Schweizerbart'sche.

ECKHARDT,F.J. (1979): Der permische Vulkanismus Mitteleuropas. - Geol.Jb., D35: 3-84.

EGGLER,D.H. (1972): Amphibole stability in H<sub>2</sub>O-undersaturated calc-alkaline melts. - Earth Planet.Sci.Lett. 15: 28-34.

EGGLER,D.H. (1974): Application of a portion of the System CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> - NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - SiO<sub>2</sub> - MgO - Fe - O<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> to genesis of calc-alkaline suite. - Amer.J.Sci., 274: 297-315.

- BEDERKE, E. (1959): Probleme des permischen Vulkanismus. - Geol.Rdsch., 48: 10-18.
- BELLIENI, G., COMIN CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MARTINEZ, L.A., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PICCIRILLO, E.M., STOLFA, D. (1986): Continental flood basalts from the central-western regions of the Parana plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. - N.Jb.Mineral.Abh., 154(2): 111-139.
- BERTHOLD, G., NAIRN, A.E.M., NEGENDANK, J.F.W. (1975): A palaeomagnetic investigation of some of the igneous rocks of the Saar-Nahe-Basin. - N.Jb.Geol.Paläontol., Mh. 3: 134-150.
- BEST, M.G. (1969): Differentiation of calc-alkaline magmas. - Oregon Dept.Geol.Mineral.Ind.Bull., 65: 65-76.
- BICKLE, M.J. & NISBET, E. (1972): The oceanic affinities of some alpine mafic rocks based on their Ti-Zr-Y contents. - J.Geol. Soc., 128: 267-271.
- BIRD, P. (1978): Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. - J.Geophys.Res., 83 (B10): 4975-4987.
- BLASCHKE, R. (1967): Indirekte Volumen-, Oberflächen-, Größen- u. Formfaktorbestimmungen mittels Zählfiguren in Schnittebenen mit dem LEITZ-Zählkular. - LEITZ-Mitt.Wiss.u. Techn. IV (1/2): 44-49.
- BOETTCHER, A.L. (1973): Volcanism and orogenic belts - The origin of andesites. - In: Wyllie, P.J. (ed.): Experimental Petrology and Global Tectonics. - Tectonophysics, 17: 223-240.
- BOLTER, E. (1961): Über Zersetzungsprodukte von Olivin-Feldspatbasalten. - Contr.Mineral.Petrol., 8: 111-140.
- BONIN, B. (1983): Permian events in Corsica: Vanishing Variscan Orogenesis or new Geodynamical history? - IGCP No. 5, Newsletter 5: 217-219.
- BRANCH, C.D. (1967): Genesis of magma for acid calc-alkaline volcano-plutonic formations. - Tectonophysics, 4: 83-100.
- BRITZ, K.M. (1962): Geologische Untersuchungen zwischen Oberkirchen und Schwarzerden (Saarland). - Schriften Univ.Saarland.
- BRYAN, W.B.; FINGER, L.W. & CHAYES, F. (1969): Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-square approximation. - science, 163: 926-927.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungen auf äquivalenter Grundlage. 334 S., Birkhäuser.
- BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I und II. - 524 S. und 206 S.
- BURR, C.; PARKER, R.L. & WENK, E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. - Birkhäuser.
- BUTZE, H. (1956): Lavaströme und Ascheregen. - 254 S., VEB F.A. Brockhaus Verl.



- EHRENBERG, K.H. (1964): Petrographische Untersuchungen an den Magmatiten des "Grenzlagers" und des "Hochsteiner Lagers" in der Umgebung des Donnersberges. - Dissertation Universität Mainz, 81 S.
- EICHELBERGER, J.C. (1978a): Andesitic volcanism and crustal evolution. - *Nature*, 275: 21-27.
- EICHELBERGER, J.C. (1978b): Andesites in Island Arcs and Continental Margins: Relationship to crustal evolution. - *Bull. Volcanol.*, 41 (4): 480-500.
- EICHELBERGER, J.C. & GOOLEY, R. (1977): Evolution of Silicic Magma chambers and their relationship to Basaltic Volcanism. - *The Earth Crust, Geophysical monograph*, 6: 57-77.
- EIGENFELD, R. (1982): Entwicklung der tholeyitischen Provinz im Nahe-Gebiet und in Rheinland-Pfalz aus einem olivin-basaltischen Muttermagma bei Syntexis von Rotliegend-sedimenten. - *Geol.Vereinig.*, 72: 1-43.
- EIGENFELD, R. & EIGENFELD-MENDE, I. (1986): Entwicklung der Tholeyitischen Provinz in Rheinland-Pfalz durch Syntexis von Rotliegend-Sedimenten, die durchbrochen und assimiliert wurden. - *Fortschr.Mineral., Beih.*, 64: 42.
- EIGENFELD, F. & SCHWAB, M. (1974): Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa. - *Z.geol.Wiss.*, 2: 115-137.
- EMMONS, R.C. & GATES, R.M. (1943): Plagioklase twinning. - *Bull. geol.Soc.Amer.*, 54: 287-304.
- FALKE, H. (1958): Zur Geologie der Nahe-Mulde. - *Jb.d.Vereinig. "Freunde der Univ.Mainz"*, 12 S.
- FALKE, H. (1959): Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. - *Geol.Rdsch.*, 48: 66-76.
- FALKE, H. (1964a): Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. - *Geol.Rdsch.*, 54: 208-224.
- FALKE, H. (1964b): Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet. - *Jber.Mitt.oberrh.Ver., N.F.* 46: 35-51.
- FALKE, H. (1971a): The "Rotliegend" of the Saar-Nahe-Region. *VIII.Inter.Sedim.Congr.*, 91-104.
- FALKE, H. (1971b): Oberkarbon und Grenze Karbon/Perm im Saar-Nahe-Becken. - *VII.Intern.Kongr.Stratigr.u.Geol.d. Karbons, Nr. 4*: 1-21.
- FALKE, H. (1971c): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. *Abh.hess.L.-Amt.Bodenf.*, 60, Heinz-Tobien-Festschrift: 223-234.
- FALKE, H. (1971d): Karbon/Perm-Grenze. - *Fortschr.Geol.Rheinl. Westfalen*, 19: 161-166.

- FALKE, H. (1974a): Exkursion durch die Nahe-Mulde von Bad Münster am Stein bis nach Idar-Oberstein am 18. April 1974. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 56: 27-34.
- FALKE, H. (1974b): Die Stellung des saarpfälzischen Rotliegenden innerhalb des kontinentalen Perms von Mittel- und Westeuropa. - Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N.F. 56: 167-193.
- FALKE, H. (1974c): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. - Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., 56: 21-34.
- FALKE, H. (Ed). (1975): The Continental Permian in Central, West, and South Europe. - Proceedings of the NATO Advanced Study Institute, Johannes-Gutenberg-Universität.
- FAZEKAS, V.; MAJORAS, G. & SZEDERKAENYI, T. (1981): Late paleozoic Subswquent Volcanism of Hungary. - IGCP no. 5, Newsletters 3: 61-70.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - Earth planet. Sci. Letters, 27: 211-218.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. - Chem. Geol., 21: 291-306.
- FLOYD, P.A. (1982): Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. - J. geol. Soc. London, 139 (4): 505-520.
- FRANCIS, E.H. (1983): Magma and sediment -- II: problems of interpreting palaeovolcanics buried in the stratigraphic column. - J. geol. Soc. London, 140: 165-183.
- FREY, F.A. (1979): Trace element geochemistry: Applications to the igneous petrogenesis of terrestrial rocks. - Rev. Geoph. Spaceph., 17(4): 803-823.
- FUCHS, K., GEHLEN, K.v., MÄLZER, H., MURAWSKI, H., SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983): Plateau Uplift. - 411 S., Springer.
- FUDALI, R.F. (1965): Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. - Geochim. Cosmochim. Acta, 29: 1063-1075.
- GALLWITZ, H. (1959): Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle. - Geol. Rdsch., 48: 27-32.
- GANDY, M.K. (1973): Melting relations of some calc-alkaline Lavas from the eastern Sidlaw Hills, Perthshire. - Earth planet. Sci. Lett., 19: 230-234.
- GAST, P.W. (1968): Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. - Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 1057-1086.
- GEIB, K.W. (1968): Über die Landschaft, die Geologischen Verhältnisse und die Heilquellen von Bad Kreuznach. - 150 Jahre Heilbad Bad Kreuznach: 215-220.

- GEIB, K.W. & HEYL, K.E. (1974): Exkursion in die Umgebung von Bad Münster am Stein-Ebernburg am 16. April 1974. - Jb.Mitt.oberrh. geol.Ver., 56: 41-45.
- GEIB, K.W. & SONNE, V. (1974): Exkursion in das Nahe-Bergland und in die Randgebiete des westlichen Mainzer Beckens am 18. April 1974. - Jb.Mitt.Oberrh.geol.Ver., 56: 55-66.
- GERLACH, D.C. & GROVE, T.L. (1982): Petrology of Medicine Lake Highland Volcanics: Characterization of Endmembers of Magma-mixing. - Contr.Mineral.Petrol. 80: 147-159.
- GILL, J.B. (1978): Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. - Geochim.Cosmochim.Acta, 42: 709-724.
- GILL, J. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. - 328 S. Springer.
- GILLKLY, J. (1971): Plate tectonics and magmatic evolution. - Geol.Soc.Am.Bull., 82: 2383-2396.
- GLADKIKH, V.S. (1982): Continental associations of alcalic olivine, tholeiitic and transitional basalts. - Earth-Sci.Sect., 254: 141-144.
- GÖPEL, CHR. (1977): Mineralogische und geochemische Untersuchungen am Vulkanitkomplex des Saar-Nahe-Gebietes. - Dipl.Arbeit, 69 S., Universität Mainz.
- GÖPEL, CHR. (1981): Spurenelement- u. Isotopenuntersuchungen von tholeiitischen Gesteinen am Beispiel permischer u. meteoritischer Basalte. - Diss., 105 S., Universität Mainz.
- GREEN, D.H. (1968): Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. - Contr.Mineral.Petrol., 18: 105-162.
- GREEN, D.H. (1970): The origin of basaltic and nephelinitic magmas. - Trans.Leic.Lit.Philos.Soc., 64: 28-54.
- GREEN, T.H. (1972): Crystallisation of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. - Contr.Mineral.Petrol., 34: 150-166.
- GREEN, D.H. (1973): Experimental Melting studies on a model upper Mantel composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. - Earth planet. Sci. Lett., 19: 37-53.
- GREEN, D.H. (1980): Island arc and continent-Building Magmatism -- A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. - Tectonophys. 63: 367-385.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. (1966): Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. - Earth Planet.Sci.Lett., 1: 307-316.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. (1967): Crystallisation of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. - Earth planet. Sci.Lett., 3: 481-489.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. (1968): Genesis of the Calc-Alcaline Igneous Rock Suite. - Contr.Mineral.Petrol., 18: 105-162.

GROVE, T.L., GERLACH, D.C. & SANDO, T.W. (1982): Origin of Calc-alkaline series Lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 80: 160-182.

GROVE, T.L. & BAKER, M.B. (1984): Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. - *J. Geoph. Res.*, 89 (5): 3253-3274.

GUTHÖRL, P. (1957): Der Fischbachsprung und seine saigere Verwurfshöhe im Bereich der Grube Göttelborn-Saar. - *Bergfreiheit* 22: 388-399.

HAARMANN, G.A. (1872): Mikroskopische Untersuchungen über die Structur und Zusammensetzung der Melaphyre. - Inaugural-Dissertation, Univ. Leipzig.

HÄFFNER, F. (1976): Untersuchungen an transparenten Schwermineralen im Rotliegenden bei Odernheim/Glan (Saar-Nahe-Gebiet). - *Mainzer geowiss. Mitt.*, 5: 111-127.

HÄFFNER, F. (1978): Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie. - *Mitt. Polichia*, 66: 25-89.

HANEKE, J., GAEDE, C.W. & LORENZ, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der rhyolitischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornliste bei Schallodenbach/Pfalz. - *Z. deutsch. geol. Ges.*, 130 (2): 535-560.

HALLBERG, J.A. (1972): Archean Mafic and Ultramafic Rock Associations in the Eastern Goldfields Region, Western Australia. - *Earth planet. Sci. Lett.* 15: 191-200.

HANEKE, J. & LORENZ, V. (1986): Der Donnersberg - Zur Genese eines permokarbonen Rhyolith-Domes im Saar-Nahe-Gebiet. - *Fortsch. Mineral. Beih.*, 64: 62.

HANSON, G.N. (1978): The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. - *Earth planet. Sci. Lett.* 38: 26-43.

O'HARA, M.J. (1977): Geochemical evolution during fractional crystallisation of a periodically refilled magma chamber. - *Nature*, 266: 503-507.

HARKER, A. (1909): The natural history of igneous rocks. - McMillan, New York

HART, S.R., BROOKS, C., KROGH, T.E. & DAVIS, G.L. (1970): Ancient and modern volcanic Rocks: A trace element Model. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 17-28.

HART, S.R., GUNN, B.M. & WATKONS, N.D. (1971): Intralava variation of alkali elements in icelandic Basalt. - *Am. J. Sic.*, 270: 315-318.

HART,S.R. & DAVIS,K.E. (1978): Ni-partitioning between Olivine and silicate Melt. - Earth planet.Sci.Lett., 40: 203-219.

HATTORI,H., SUGISAKI,R. & TANAKA,T. (1972): Nature of Hydration in Japanese paleozoic geosynclinal basalt. - Earth planet.Sci.Lett., 15: 271-285.

HEIL,R.W. (1979): Untersuchungen der Tektonik der Hunsrücksüd-randstörungszone zwischen Münster-Sarmsheim und Kirn an der Nahe. - Geol.Rdsch., 68 (7): 721-747.

HELLMERS,J.H. (1929): Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. - Jb.peuß.geol.Landesamt, 50: 751-795.

HERRMANN,A.G. & JUNG,D. (1970): Die Verteilung der Lanthaniden in Gesteinen des permischen Vulkanismus im Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet. - Fortschr.Mineral., 48 (1): 73-76.

HERTOGEN,J. & GUBELS,R. (1976): Calculation of trace element fractionation during partial melting. - Geochim.Cosmochim.Acta, 40: 313-322.

HESS,H.H. (1939): Island arcs, gravity anomalies and serpentine inclusions: a contribution to the ophiolite problem. - 17th Int. Geol.Congr.Rep., 2: 263-283.

HODDER,P. (1983): Diapiric replenishment of magma chambers and Triggering of volcanism in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. - Chem.Geol., 38: 275-285.

HOFMEISTER,W. & PLATEN,H.v. (1986): Die Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Beckens - Genetische Zusammenhänge. - Fortschr.Mineral., Beih., 64: 76.

HOLM,P.E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-ZR diagram. - Contr.Min.Petrol., 79: 308-310.

HOPPE,W. & SEIDEL,G. (Hrsg.) (1974): Geologie von Thüringen. - 1000 S., VEB Hermann Haack.

IRVINE,T.N. & BARAGAR,W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Can.J.Sci., 8: 523-548.

ISAKS,B.; OLIVER,J. & SYKES,L.R. (1968): Seismology and the new global tectonics. - J.Geophys.Res., 73: 5855-5899.

JAKES,P. & GILL,J. (1970): REE and the Island arc Tholeiitic Series. - Earth planet.Sci.Lett. 9: 17-28.

JAKES,PL & WHITE,A.Y.R. (1972): Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas. - Bull.Geol.Soc.Amer., 83: 29-40.

JENSEN,L.S. (1976): A new cation Plot for Classifying subalkalic Volcanic rocks. - Miscellaneous paper 66: 1-22.

JUNG,D. (1961): Untersuchungen an Granat in einem Felsitporphyr. - N.Jb.Mineral.Mh., 1-11.

JUNG,D. (1970a): Permische Vulkanite im SW-Teil des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes - Beschreibung einer eintägigen Exkursion. - "Idar-Oberstein", 19: 185-201.

JUNG,D. (1970b): Permische Vulkanite im SW-Teil des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. - "Der Aufschluß", 19: 185-201.

JUNG,D. & VINX,R. (1973): Einige Bemerkungen zur Geochemie der Magmatite des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. - Ann.Sci.Univ.Besancon 18: 197-202.

KAY,R.W. (1978): Trace Elements in Ocean Ridge Basalts. - Earth planet.Sci.Lett. 38: 95-116.

KLINKHAMMER,B., KONZAN,H.P. & MIHN,A. (1976): Exkursion im Oberkarbon und Rotliegenden des mittleren und nördlichen Saarlandes am 22.April 1976 (Exkursion B). - Jb.Mitt.Oberrrh.geol.Ver., 58: 21-32.

KNEUPER,G. (1966): Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke. - Z.deutsch.geol.Ges., 117: 312-322.

KOCH,R.A. (1979): Zum Problem der Genese der schwarz-, grau- und grüngefärbten Quarzprophyre im Halleschen Eruptionsgebiet. - Hall.Jb.f.Geowiss., 4: 29-44.

KÖHLER,U. (1985): Kartierung der permischen Vulkanite in der Saar-Nahe-Mulde (südlich Idar-Oberstein) und deren petrographische Bearbeitung. - Dipl.Arbeit, Univ.Münster.

KÖSTER,H.M. (1961): Vergleich einiger Methoden zur Untersuchung von geochemisch Vorgängen bei der Verwitterung. - Beitr.Mineral. Petrogr., 8: 69-83.

KONZAN,H.P. & HEINZMANN,G. (1972): Erläuterungen zur geologischen Karte des Saarlandes (1:25000), Blatt 6608 Illingen. - 95 S., Geologisches Landesamt.

KOUCHI,A. & SUNAGAWA,I. (1985): A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. - Contr.Mineral.Petrol. 89: 17-23.

KRAMER,W.; GEISSLER,E. & SARIKOUCH,K. (1978): Komagmatische Beziehungen variszisch-subsequenter basischer bis intermediärer Magmatite im nördlichen Randbereich der Erzgebirgischen Antiklinalzone. - Z.Geol.Wiss., 6 (9): 1071-1081.

KRIMMEL,M. (1979): Zur Geologie im Raum Kirn/Idar-Oberstein südlich von Niederwörresbach. - Dipl.-Kartierung, Mainz.

KRÜGER,J.S. (1979): Zur Geologie nordöstlich von Idar-Oberstein (Kartiergebiet Göttschied). - Dipl.-Kartierung, Univ.Mainz.

KUNO,H. (1969): Andesites in time and space. - Oregon Dept.Geol. Mineral.Ind.Bull., 65: 13-20.

- KUO, L.C. & KIRKPATRICK, R.J. (1982): Pre-Eruption History of Phyric Basalts from DSDP Legs 45 & 46: Evidence from Morphology and Zoning Patterns in Platioklase. - *Contrib. Mineral. petrol.*, 79: 13-27.
- KURODA, N.; SHIRADI, U. & URANO, H. (1978): boninite as a possible calc-alkalic primary magma. - *Bull. volcalol.*, 41: 563-575.
- KUSHIRO, I. (1975): On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving Olivine, Pyroxene and silica Minerals. - *Amer. J. Sci.*, 275: 411-431.
- KUSHIRO, I. & KONO, H. (1963): Origin of Primary Basalt Magmas and Classification of Basaltic Rocks. - *J. Petrol.*, 4 (1): 75-89.
- KUSHIRO, I. & YODER, H.S., jr. (1972): Origin of calc-alkaline peraluminous andesite and dacite. - *Carnegie Inst. Wash. YB* 71: 411.
- LAMBERT, I.B. & WYLLIE, P.J. (1968): Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. - *Nature*, 219: 1240-1241.
- LASPEYRES, H. (1883): Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Steinkohlengebirge und Rothliegenden zwischen der Saar und dem Rhein. - *Verb. d. nat. Ver. Jg. XXXX (4/X)*: 375-390.
- LeMAITRE, R.W. (1968): Chemical Variation within and between Volcanic Rock-Series - A statistical Approach. - *J. Petrol.*, 9 (2): 220-252.
- LIPMAN, P.W.; PROSTKA, H.J. & CHRISTIANSEN, R.L. (1971): Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks. - *Science*, 174: 821-825.
- LIPPOLT, H.J. (1976): Der Vertrauensbereich permischer Glimmer-Modell-Alter aus dem Saar-Nahe-Gebiet. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, 8: 471-478.
- LIPPOLT, H.J. (1979): Geologische Zeitskala. - *Sitzber. Heidelb. Akad. Wiss.*, 1980 (4): 38-39.
- LIPPOLT, H.J. & RACZEK, I. (1979): Isotopische Altersbestimmungen an vulkanischen Biotiten des Saar-Nahe-Perm. - *Fortschr. Mineral. Bh.*, 57 (1): 1-87.
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1983): Isotopic evidence for the stratigraphic Position of the Saar-Nahe Rotliegend Volcanism. 1:  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  investigations. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, 12: 713-730.
- LÖFFLER, H.K. (1979): Die Petrographie der Porphyry/Porphyry-Kontakte, die Altersfrage der Porphyre am Windmühlenberg südwestliche Schweiz und die Porphyre des Quetzer Berges (Hallesche Komplex). - *Hall. Jb. Geowiss.*, 4: 55-68.
- LÖFFLER, H.K. & SEYDEWITZ, H.J. (1983): Petrographie und Petrochemie der sauren Vulkanite und Subvulkanite im östlichen Teil des Halleschen Paläovulkanit-Komplexes. - *Z. Geol. Wiss.*, 11: 579-602.
- LOHMEYER, W. (1969): Tektonische und petrographische Untersuchungen am Rhyolith (Quarzporphyry)-Massiv von Bad Kreuznach. - *Diss. Univ. Mainz*.

LORENZ,O.K. (1983): Petrographie und Geochemie der permischen Vulkanite und Subvulkanite an der Südostflanke der Nahe-Mulde im Bereich zwischen Sobernheim und Lauterecken. - Dipl.Arbeit, Univ.Hamburg.

LORENZ,V. (1967): Zur Genese neuentdeckter Vulkanschote in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. - Geol.Rdsch., 57: 189-198.

LORENZ,V. (1971a): Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz. - Abh.Hess.Landesamt Bodenf., 60: 263-275.

LORENZ,V. (1971b): Vulkanische Calderen und Schote am Donnersberg/Pfalz. - Oberrhein.geol.Abh., 20: 21-42.

LORENZ,V. (1972): Sekundäre Rotfärbung im Rotliegenden der Saar-Nahe-Senke/SW-Deutschland. - N.Jb.Geol.Paläontol.Mh., 6: 356-370.

LORENZ,V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung in seiner Südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). - N.Jb.Geol.Paläontol.Abh., 142 (2): 139-164.

LORENZ,V. (1980): Die Kesseltäler der vulkanischen Westeifel: Nachweis ihrer Maargenese. - Mainzer geowiss.Mitt., 8: 173-191.

LORENZ,V. & HANEKE,J. (1982): Zur Geologie des Donderberges. - In: Chronik eines Dorfes (Hrsg. Gemeinde Dannenfels). - S. 136-155.

LORENZ,V. & HANEKE,J. (1986): Der rhyolithische Vulkanismus im permokarbonen Saar-Nahe-Becken. - Fortschr.Mineral.Beih., 64: 101.

LORENZ,V. & NICHOLLS,I.A. (1976): Tectonism and volcanicity of the permo-carboniferous Basin and Range Province of Western Europe. - 25th Int.Geol.Congr.Abstract., Bd1: 92-93.

LORENZ,V. & NICHOLLS, I.A. (1984): Plate and intraplate processes of hercynian europe during the late paleozoic. - Tectonophysics, 107: 25-56.

LOSSEN,K.A. (1884): Ueber die Gliederung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und St.Wendel. - Jb.Dt.königl.preuss.Landesanstalt, XXI-XXXIV, Berlin.

LOSSEN,K.A. (1886): "Mitteilungen über seine Stellung zur Melaphyr-Frage". - Dt. Geol.Ges., 38: 1-6.

MAITRE,R.W.le (1976): A new approach to the classification of igneous rocks using the basalt-andesite-tholeiite suite as an example. - Contr.Min.Petrol., 56: 191-203.

MARCELOT,G., DUPUY,C., GIROD,M. & MAURY,R.C. (1983): Petrology of Futura Island Lavas (New Hebrides): An Example of Calc-Alkaline Magmatism Associated with the initial stages of Back-Arc Spreading. - Chemical Geology, 38: 23-37.



- MARSH, B.D., KANTHA, L.H. (1978): On the heat and mass transfer from an ascending magma. - *Earth planet.Sci.Lett.*, 39: 435-443.
- MAURY, R. (1976): Contamination et cristallisation fractionnée de séries volcaniques calcalkalines, continentales (Massif Central-français) et océaniques (Pacifique Central): l'origine des Laves acides. - Thesis, Univ.Paris.
- McBIRNEY, A.R. (1969): Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of Central America. - *Oregon Dept.Geol.Mineral. Ind.Bull.*, 65: 185-189.
- MIDDELMOST, E.A.K. (1980): A simple classification of volcanic rocks. - *Bull.volcanol.*, 36: 382-397.
- MIDDELMOST, E.A.K. (1971): Classification and origin of the igneous rocks. - *Lithos*, 4: 105-130.
- MIHM, A. (1968): Zur Petrographie und Gliederung der permischen Vulkanite zwischen Birkenfeld und der Nahe. - Dissertation, Saarbrücken.
- MIHM, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes (1:25000), Blatt 6506 Reimsbach. - 84 S., Geologisches Landesamt des Saarlandes.
- MIHM, A. (1975): Neue Ergebnisse über das "Granzlager" östlich Birkenfeld. - *Annales Universitatis Saraviensis*, 12: 20-32.
- MIHM, A. & LEGRUM, J. (1982): Basische und intermediäre permische Magmatite des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete. - In: Saarland (Hrsg.: Vereinigung der Freunde der Mineral.Geol., Heidelberg E.V.) S. 117-145, Göttingen.
- MINNING, M.E.M & LORENZ, V. (1983): Rotliegend Ignimbrite in der Primsmulde (Saar-Nahe-Mulde/SW-Deutschland). - *Mainzer geow. Mitt.*, 12: 261-290.
- MINSTER, J.F., MINSTER, J.B., TREULL, M. & ALLEGRE, J.C. (1977): Systematic use of trace elements in igneous processes. - Part II: Inverse problem of the fractional crystallisation process in volcanic suites. - *Contr.Min.Petrol.*, 61: 49-77.
- MINSTER, J.F., ALLEGRE, C.J. (1978): Systematic use of trace elements in igneous processes. - Part III: Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. - *Contr.Min.Petrol.*, 68: 37-52.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. - *Am.J.Sci.*, 274: 321-355.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and Calc-Alkalic series in Relation to the behaviors of Ti, V, Cr, Ni. - *Am.J.Sci.*, 275: 265-277.
- MORSE, S.A. (1980): Basalts and phase diagrams. - Springer Verlag.
- MÜLLER, G. (1982): Die geologischen Einheiten des Saarlandes. - In: Saarland (Hrsg.: Vereinigung der Freunde der Mineral.Geol., Heidelberg E.V.), S. 33-40.

- MÜLLER,G. & BRAUN,E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen. - Clausthaler Tekt.H., 15: 126 S.
- MÜLLER,G. & MIHM,A. (1971): Seichte Intrusionen im Verband der extrusiven Grenzlagervulkanite am Hellenberg bei Freisen (nördl.Saarland). - N.Jb.Mineral.Mh., 1971 (9): 385-393.
- MULLEN,E.D. (1983):  $MnO/TiO_2/P_2O_5$ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. - Earth planet.Sci.Lett., 62: 53-62.
- MURAWSKI,H. (1975): Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. - Z.dt.geol.Ges., 126: 49-62.
- MYSEN,B.O., KUSHIRO,I., NICHOLLS,I.A. & RINGWOOD,A.E. (1974): A possible mantle origin for andesitic magmas: Discussion of a paper by Nicholls and Ringwood. - Earth planet.Sci.Lett., 21: 221-229.
- NAKAMURA,Y. & KUSHIRO,U. (1970): Equilibrium relations of Hypersthene, Pigeonit and Augite in crystallizing Magmas: Microprobe study of a Pigeonit Andesite from Weiselberg, Germany. - Am.Mineral., 55: 1999-2015.
- NEGEDANK,J. (1968): Zur Petrographie permischer Magmatite im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens. - Notitzbl.hess.L.Amt Bodenf., 96: 236-249.
- NEGEDANK,J.F.W. (1969): Über permische und tertiäre Magmatite im Untergrund des Mainzer Beckens. - Geol.Rdsch., 58(2): 502-512.
- NEGEDANK,J.F.W. (1971): Der Paläo-Rhyolith auf dem Leisberg bei Schlossböckelheim und seine Geologische Umgebung. - Abh.hess.Landesamt Bodenf., 60: 276-282.
- NICHOLAS,A. (1972): Was the Herzynian orogenic belt of Europe of the Andean Type? - Nature, 236: 221-223.
- NICHOLLS,I.A. (1971): Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece. - J.Petrol., 12: 67-119.
- NICHOLLS,I.A. & HARRIS,K.L. (1979): Experimental REE partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. - Geochim.Cosmochim.Acta, 44: 287-308.
- NICHOLLS,I.A. & LORENZ,V. (1973): Origin and Crystallization History of Permian Tholeiites from the Saar-Nahe Trough, SW-Germany. - Contr.Mineral.Petrol., 40: 327-344.
- NICHOLLS,I.A. & RINGWOOD,A.E. (1972): Effect of Water on Olivine stability in Tholeiites and the production of Silica-saturated Magmas in the island-arc environment. - J.Geol., 81: 285-300.
- NICKEL,K. (1977): Geologische Untersuchungen (und petrologische) im Bereiche des Nahetals zwischen Norheim und Staudernheim unter besonderer Berücksichtigung der intermediären Vulkanite. - Dipl. Arbeit, Mainz.

- NICKEL, K.G. (1981): Magma mixing as the probable origin of some permian volcanic rocks of the Saar-Nahe-Basin (SW-Germany). - Geol.Rdsch., 70: 1164-1176.
- NINKOVICH, D. & HAYS, D. (1972): Mediterranean island arcs and origin of high potach volcanoes. - Earth planet.Sci.Lett., 16: 331-345.
- NOBLE, D.C. (1972): Some observations on the cenozoic volcanotectonic evolution of the great Basin, Western United States. - Earth planet.Sci.Lett., 17: 142-150.
- NÖGGERATH, J. (1849): Sendscheiben an den K.K. wirklichen Berg-rath und Professor, Herrn Wilhelm Haidinger in Wien, über die Achat-Mandeln in den Melaphyren. - Verh.d.n.Ver., Jg.VI: 243-260.
- OFTEDAHL, CHR. (1959): Volcanic sequence and Magma Formation in the Oslo Region. - Geol.Rdsch., 48: 18-26.
- OSBORN, E.F. (1959): Role of wagen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. - Am.J.Sci., 257: 609-647.
- OSBORN, E.F. (1962): Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygene pressure conditions. - Amer.Mineral., 47: 211-226.
- OSBORN, E.F. (1969a): Experimental aspects of calc-alkaline differentiation. - Oregon Dept.Geol.Mineral.Ind.Bull., 65: 33-42.
- OSBORN, E.F. (1969b): Notes: Genetic significance of V and Ni content of andesites: Comments on a paper by Taylor, kaye, White, Duncan and Ewart. - Contr.Cosmochim.Acta, 33: 1553-1554.
- PAGEL, M. & LETERRIER, J. (1980): The subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (southern Voges, France): shoshonitic affinity. - Lithos, 13 (1): 1-10.
- PEACOCK, M.A. (1978): Classification of igneous rock series. - J.Geol., 39: 54-67.
- PEARCE, .A. & CANN, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant Analysis using Ti, Zr and Y. - Earth planet.Sci.Lett., 12: 339-3349.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. - Earth planet.Sci.Lett., 19: 290-300.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975): The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$ -Diagram: A Method of Discrimination between oceanic and non-oceanic Basalts. - Earth planet.Sci.Lett., 24: 419-426.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1977): The relationship between major Element chemistry and Tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. - Earth planet.Sci.Lett., 36: 121-132.

PECCERILLO,A. & TAYLOR,S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. - *Contr.Mineral.Petrol.*, 58: 63-81.

PENDIAS,H. & RYKA,W. (1978): Subsequenter variszischer Vulkanismus in der VR Polen. - *Z.Geol.Wiss.*, 6 (9): 1081-1093).

PHILPOTTS,J.A. & SCHNETZLER,C.C. (1970): Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr, and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, 34: 307-322.

PICHLER,H. (1959): Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermisschen Eruptionsfolge der Bozener Porphyr-Platte. - *Geol.Rdsch.*, 48: 112-131.

PICHLER,H. & SCHMITT-RIEGRAF,C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - Enke, Stuttgart.

PIETZSCH,K. (1959): Der Subsequente Magmatismus im sächsischen Varistikum (Ein kurzer Überblick). - *Geol.Rdsch.*, 48: 32-42.

POLDERVAART,A. (1964): Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 7: 229-232.

PRESNALL,D.C. (1966): The join forsterit-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas. - *Am.J.Sci.*, 264: 753-809.

PRESTVIK,T. (1981): Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the ZR-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. - *Lithos*, 15: 241-247.

PUCHER,R. & OSTWALD,J. (1974): Geomagnetische Messungen als Kartierungshilfe in der Nahemulde (Blatt 6210 Kirn). - *Geol.Jb.*, E2: 67-80.

RAASE,P. (1970): Eine einfache Methode zur Bestimmung der Auslöschungsschiefe von monoklinen Amphibolen und Pyroxenen. - *Contr.Mineral.Petrol.*, 25: 133-137.

RAST, H. (1983): *Vulkane und Vulkanismus*, 2. Aufl. - 230 S., Stuttgart (Ferdinand Enke).

REE,C. (1972): Die Eruptivgesteine des Lem-Berges (Nahe-Bergland) und ihre Lagerungsverhältnisse. - *Mainzer Geow.Mitt.* 1: 122-136.

RINGWOOD,A.E. (1955a): The principles governing trace-element distribution during magmatic crystallisation. - Part I: The influence of electronegativity. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, 7: 189-202.

RINGWOOD,A.E. (1955b): The principles governing trace-element behaviour during magmatic crystallisation. - Part II: The role of complex formation. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, 7: 242-254, London.

- RINGWOOD, A.E. (1974): The petrological evolution of island arc systems. - J.Geol.Soc.Lond., 130: 183-204.
- RITTMANN, A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. - 336 S., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- RITTMANN, A. (1973): Stable mineral assemblages of igneous rocks. - Springer, Berlin.
- RITTMANN, A. (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. - Enke, Stuttgart.
- RITTMANN, A. (1970): Nomenclature of volcanic rocks. - Bull.volcanol., 12: 75-102,.
- ROCHE, H.de la (1978): La chimie des roches presentee et interpretee d'apres la structure de leur facies mineral dans l'espace des variables chimique. Fonctions specifiques et diagrammes qui s'en deduisent. Application aux roches ignees. - Chem.Geol., 21: 63-87.
- ROCHE, H.de la (1981): Chemistry of ultramafic and mafic rocks related to their mineral assemblages in the multicationic F-E-D-A tetrahedron and derived diagrams. - Chem.Geol., 34: 181-193.
- ROCHE, H.de la, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses -- its relationships with current nomenclature. - Chem.Geol., 29 (3-4): 183-210.
- RÖLLING, G & SCHIRMER, B. (1978): Zum Stoffbestand der subsequenten variszischen Vulkanite im Südteil der DDR. - Z.Geol.Wiss., 6 (9): 1101-1119.
- ROLLINSON, H.R. & ROBERTS, C.R. (1986): Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and komatiites. - Contr.Min.Petrol., 93: 89-97.
- RONNER, F. (1963): Systematische Klassifikation der Massengesteine. - Springer, Wien.
- SEYDEWITZ, H.J. (1979): Untersuchungen an rotliegenden Vulkaniten im Raum Brachstedt/Wurp-oppin-Niemberg. - Hall.Jb.Geowiss., 4: 45-54.
- SHAVISHVILI, I.D. (1983): Variscan Volcanism in the Caucasus. - IGCP No.5 Newsletters, 5: 169-179.
- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. (1981): Geochemistry and Geochronology of Proterozoic Tholeiitic Dykes of East Antarctica: Evidence for Mantle Metasomatism. - Contr.Mineral.Petrol., 78: 305-317.
- SIEGERS, A. (1967): Spurenelemente in permischen Magmatiten des Saar-Nahe-Gebietes als Hilfsmittel zur Lösung von stratigraphischen u. genetischen Fragen. - Dissertation, Berlin.

SIEGERS, A. & PILCHER, H. & ZEIL, W. (1969): Trace element abundances in the "Andesite" formation of Northern Chile. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 882-887.

SIGVALDASON, G.E. (1959): Mineralogische Untersuchungen über Gesteinszersetzung durch postvulkanische Aktivität. - *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 6: 405-426.

SPARKS, R.J., SIGURDSSON, H., WILSON, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. - *Nature*, 267: 315-318.

SPUHLER, L. (1970): Der Pfälzer Sattel. - *Mitt. Pollichia - Pfälz. Naturk. Naturschutz*, 17: 187-189.

SCHARBERT, H.G. (1984): Einführung in die Petrologie und Geochemie der Magmatite. Band I: Allgemeine Probleme der magmatischen Petrologie und Geochemie. - Franz Deuticke Verlag.

SCHLEICHER, H. & LIPPOLT, H.J. (1981): Magmatic muscovite in felsitic parts of tholyites from SW Germany. - *Contrib. Miner. Petrol.*, 78(3): 220-224.

SCHMIDT, E. (1984): Modalzusammensetzung und Mikrogefüge permischer Eruptivgesteine östlich von Idar-Oberstein. - *Mainzer geowiss. Mitt.*, 13: 73-96.

SCHMIDT, F. (1986): Petrographische und geochemische Untersuchungen an permischen Vulkaniten des Grenzlagers der Nahe-Mulde (Idar-Oberstein, Auen, SW-Deutschland). - *Dipl.-Arbeit*, Münster.

SCHMITT, C. (1983): Junger Vulkanismus in den Kordillerenzügen Südkolumbiens. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I (3/4)*: 318-328.

SCHMITT, C.H. & BAMBAUER, A.U. (1959): Chemische Analysen von permischen Vulkaniten des Nordflügels der Nahemulde. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 8: 181-186.

SCHMITT-RIEGRAF, C. (1985a): Dreidimensionales Modell zur Evolution der magmatischen Gesteine. - *Fortschr. Mineral. Bh.*, 63: 209.

SCHMITT-RIEGRAF, C. (1985b): Ein Beitrag zur geochemischen Entwicklung der Magmatite. - *Fortschr. mineral. Bh.*, 63: 210

SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Geochemical classification of the igneous rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*

SCHÖMER, R. (1970): Geologie des Saarlandes. - *Der Aufschluß*, 19: 173-184.

SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1981): Einführung in die Geologie Europas. - 4. Neubearb. Aufl.

SCHRÖDER, E. (1951): Vulkanismus und Rotliegendgliederung im Saar-Nahe-Bergland. - *Zt. dt. sch. geol. Ges.*, 103: 253-236.

SCHWAB, G. (1985): Anlage und Frühentwicklung der Mitteleuropäischen Senke unter becken-dynamischen Aspekten. - *Freib. Forsch. h. C*, 398: 64-77.

- SCHWAB,K. (1971a): Effusivgesteine. - In: Erläuterungen zur geologischen Karte von Rheinland-Pfalz (1:25000), Bl. 6410 Kusel, S. 24-39, Geologisches Landesamt.
- SCHWAB,K. (1971b): Das Intrusionsalter des Kuselites vom Remingiusberg und seine Beziehung zur Potzberg-Kuppel (Saar-Nahe-Gebiet). - Abh.hess.L.-Amt Bodenf., 60, Heinz-Tobien Festschr.: 288-297.
- SCHWAB,K. (1978): Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. - N.Jb.Mineral.Abh., 102: 258-290.
- SCHWAB,K. (1981): Die Hunsrücksüdrandstörung zwischen Birkenfeld und Kirn. - DFG-Bericht, 23S.
- SCHWAB,K. (1986): Compression and right-lateral strike-slip movement at the Southern Hunsrück Borderfault (Southwest Germany). - Tectonophysics, 137: 115-126.
- SCHWAB,M. (1959): Zur Deutung des Quarzporphyrs vom Kahlbusch bei Dohna (Sachsen) als Quellkuppe. - Geol.Rdsch., 48: 43-54.
- SCHWAB,M. (1970): Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas. - Ber.Dtsch.Ges.geol.Wiss., A 15 (1): 29-45.
- STAEGMEIER,B. (1979): Zur Geologie des Gebietes NW von Fischbach (Hunsrücksüdrand). - Dipl.Kartierung, Mainz.
- STAN,N. (1984): Permian Volcanics in the western part of Romania (Banat and Apuseni Mountains). - IGCP No.5, Newsletters, 6: 117-124.
- STEPHAN,W. (1959): Die Gliederung des Rotliegenden und die Stellung seiner Vulkanite am Südwestrand des Frankenwaldes. - Geol.Rdsch., 48: 92-95.
- STERN,J.S. (1979): On the Origin of andesite in the northern Mariana Island arc: implication from Agrigan. - Contr.Mineral.Petrol., 18: 207-219.
- STOJADINOVIC,Z. (1970): Petrographische Untersuchungen an permischen Vulkaniten in der Nahe-Mulde. - Dipl.Arbeit, Universität Münster.
- STRECKEISEN,A. (1964): Zur Klassifikation der Eruptivgesteine. - N.Jb.Mineral.Mh., 7: 195-222.
- STRECKEISEN,A. (1976): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. - N.Jb.Min.Mh.: 1-15.
- STRECKEISEN,A. (1980): Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. IUGS-Subsommision on the Systematics of Igneous Rocks. - Geol.Rdsch., 69(1): 194-207.
- STRECKEISEN,A. & MAITRE,R.W. LE (1979): A chemical approximation to the modal QAPF-Classification of the igneous Rocks. - N.Jb.Mineral.Abh., 136(2): 169-206.

STRENG, A. (1895): Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. - 24 S.

TAYLOR, S.R. (1969): Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. - Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull., 65: 43-64.

TAYLOR, S.R., KAYE, M., WHITE, A.J.R., DUNCAN, A.R. & EWART, A. (1969a): Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 33: 275-286.

TAYLOR, S.R., KAYE, M., WHITE, A.J.R., DUNCAN, A.R. & EWART, A. (1969b): Genetic significances of V and Ni-content of andesites: reply to Prof. E.F. Osborn. - Geochim. Cosmochim. Acta, 33: 1555-1557.

TAYLOR, S.R. & WHITE, A.J.R. (1965): Trace Element Abundances in Andesites. - IVA int. Symp. Volcan., Nov. 25: 177-194.

TECHNOV, Y.Y. (1981): The Permian Molasses and the End of the Variscan Orogeny in the Area of the IGCP. - IGCP No. 5, Newsletters, 3: 138-139.

THEOBALD, N. & BRITZ, K.M. (1958): 500 Millionen Jahre geologische Geschichte des Saarlandes. - Schrift. Uni. Saarland, 37 S.

THEUERJAHN, A.K. (1973): Geochemische-petrologische Untersuchungen an jung-paläozoischen Rhyoliten des Saar-Nahe-Gebietes. - Dissertation, Mainz.

THEUERJAHN, A.K. (1974): Petrologische Untersuchungen an Jungpaläozoischen Rhyolithen. - Fortschr. Mineral. Bh., 51 (1): 41-42.

THOMPSON, R.N. (1975): Primary Basalts and magma genesis. II: Snake River Plain, Idaho, U.S.A. - Contr. Mineral. Petrol., 52: 213-232.

THOMPSON, G.; SHIDO, F. & MIYASHIRO, A. (1972): Trace Element Distributions in Fractionated Oceanic Basalts. - Chem. Geol., 9: 89-97.

THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. (1960): Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. - Am. J. Sci., 258: 664-684.

THORPE, R.S. (1979): Tectonophys. 57: 53-70.

THORPE, R.S. (Hrsg.) (1984): Andesites: orogenic Andesites and Related Rocks. - John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.

TILLEY, C.E., YODER, H.S. & SCHAIRER, J.F. (1965): Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rock series. - Yb. Carnegie Inst. Washington, 64: 69-82.

TRAVERSA, G. (1979): Permian Volcanism in Sardinia. - IGCP no. 5, Newsletters 1: 127-141.

TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II: Textband. - 822 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).



- TRÖGER, W.E. (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - Schweizerbart'sche, Stuttgart.
- TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I: Bestimmungstabellen. - 188 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- TSUCHIYAMA, A. (1985): Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. - *Contr.Min.Petrol.*, 89: 1-16.
- TUREKIAN, K.K. (1963): The Cr and Ni distribution in basaltic rocks and eclogites. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, 27: 835-846.
- TUTHILL, R.L. (1968): The Hydrothermal Behavior of Basalts in their Melting Range at 5 kilobars. - Thesis, The Pennsylvania State Univ. 170 S.
- VINX, R. (1974): Die Gesteine der Lemberg intrusion/Nahebergland. Ein Beitrag zum Verständnis des Permischen Vulkanismus des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). - Diss., Univ.Hamburg.
- VOZAR, J. (1983): Position and Characteristics of Permian Volcanism in Palinspastic Profile of Geotraverse C (West Carpathians). - *IGCP No.5, Newsletters*, 5: 191-193.
- WALGER, E. (1954): Das Vorkommen von Uruguay-Achaten bei Flonheim in Rheinhessen, seine tektonische Auswertung und seine Bedeutung für die Frage nach der Achatbildung. - *Jber.u.Mitt.Oberrhein.geol.Ver., N.F.* 36: 20-31.
- WALGER, E. (1958): Die postmagmatischen Umwandlungserscheinungen an den Melaphyren des Pfälzer Berglandes. - Dissertation, Freiburg.
- WATKINS, N.D., (1970): Major and trace element variations during the initial cooling of an icelandic lava. - *Am.J.Sce.*, 268: 24-49.
- WEBER, K. (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoharzynikum - Abbild einer varistischen Subfluenz. - *Z.dt.geol.Ges.*, 129: 249-281.
- WEBER, K. & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. - In: Martin, H. & Eber, F.W. (Hrsg.): *Intracontinental Fold Belts*, 427-468, Berlin-Heidelberg-New York-Tokio (Springer).
- WERNER, C.D. (1979): Subsequenter Vulkanismus im Unterharz - Geochemie und Petrologie. - *Z.Geol.Wiss.*, 6 (9): 1161-1173.
- WILSCH, R.J. et al. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. - *Nature*, 267: 315-318.
- WILSHIRE, H.G. (1974): Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. - *Am.Min.*, 43: 120-147.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. - Chem.Geol., 20: 325-343.

WOLFF, F. (1973): Geochemie und Mineralogie mafischer Minerale in ausgewählten Magmatiten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. Ein Beitrag zur Petrogenese der Rotliegendmagmatite. - Dissertation Universität Hamburg.

WRIGHT, R.L. (1974): Presentation and interpretation of chemical data of igneous rocks. - Contr.Min.Petrol., 48: 233-248.

WYLLIE, P.J. (1971): The role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. - J. Geophys. Res., 76: 1328-1338.

WYLLIE, P.J. (1978): Water and Magma Generation at Subduction Zones. - Bull.Volcanol., 41 (4): 360-377.

YANAGI, T. & ISHIYAKA, K. (1978): Batch fractionation model for the evolution of volcanic rocks in an island arc: An example from central Japan. - Earth planet.Sci.Lett., 40: 252-262.

YODER H.S.Jr. (1969): Calcalkaline andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. - Oregon Dept.Geol. Mineral.Ind.Bull., 65: 77-89.

YODER, H.S.Jr. (1973): Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. - Am.Mineralog., 58: 153-171.