Mitt. POLLICHIA	73	73 – 102	31 Abb.	Bad Dürkheim/Pfalz 1985/86
				ISSN 0341 – 9665

Faramarz TORABI-NEJAD

Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Ober-Rotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens

Kurzfassung

TORABI-NEJAD, F. (1985/86): Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Ober-Rotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens. – Mitt. POLLICHIA, **73**: 73 - 102, Bad Dürkheim/Pfalz.

Das Schwermineralspektrum in den Freisen-Schichten umfaßt die Minerale Zirkon, Granat, Turmalin, Rutil, Anatas, Staurolith, Apatit und Limonit. Baryt tritt lateralsekretionär auf. Amphibol kommt nur in einem Horizont vor.

Die Schwerminerale wurden beschrieben und ihre diagenetischen Veränderungen (vor allem Korrosion und Authigenese) diskutiert.

Eine zirkonstratigraphische Analyse ließ erkennen, daß die Freisen-Schichten und die im Liegenden befindliche Tholey-Gruppe sich durch diese Methode kaum unterteilen lassen.

Durch Auszählung wurden die Gehalte der einzelnen Schwerminerale in drei Fraktionen ermittelt. Die Abhängigkeit der Gehalte von der Korngröße wurde dokumentiert.

Die Minerale der Freisen-Schichten wurden mit denen aus den möglichen Liefergebieten verglichen und dadurch die Liefergebiete- bzw. z. T. Liefergesteine ausgewiesen.

Abstract

TORABI-NEJAD, F. (1985/86): Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Ober-Rotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens [Investigations of heavy minerals of the Freisen beds (Upper Rotliegend, Lower Permian) in the Saar-Nahe Basin (SW-Germany)]. – Mitt. POLLICHIA, **73**: 73 - 102, Bad Dürkheim/Pfalz.

The spectrum of heavy minerals in the Freisen beds includes the minerals zircon, garnet, tourmaline, rutile, anatase, staurolithe, apatite and limonite. Baryte appears in lateral secretions.

The heavy minerals were described and their diagenetic changes, especially corrosion and authigenesis, were discussed.

A stratigraphical analysis based on zircon proved this method to be incapable of differentiating accurately the Freisen and the underlying Tholey beds.

The concentrations of individual heavy minerals in three fractions were determined by counting. The dependence of concentrations upon the grain size was documented.

By comparing the minerals of the Freisen beds and the possible source area, the source area as well as the source rocks could be identified.

Résumé

TORABI-NEJAD, F. (1985/86): Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Ober-Rotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens.
[Les minéraux lourds des couches de Freisen (Rotliegend supérieur) du bassin de Sarre-Nahe (Allemagne du Sud-Ouest)]. – Mitt. POLLICHIA, **73**: 73 - 102, Bad Dürkheim/Pfalz.

Le spectre des minéraux lourds dans les couches de Freisen comprend des minéraux comme le zircon, le grenat, la tourmaline, le rutile, l'anatas, la staurotide, l'apatite et le fer brun. La barytine se présente en section horizontale tandis que l'amphibole se trouve seulement dans une seule couche horizontale. On y a décrit les minéraux lourds et leurs modifications diagénétiques et particulièrement la corrosion et l'authigénèse.

Une analyse stratigraphique de zircon permet de penser que les couches de Freisen et les couches de Tholey qui se trouvent dans les couches inférieures ne peuvent pas être distinguées par cette méthode.

Par comptage on a déterminé la quantité des minéraux lourds et on les a classifiés en trois fractions. On a observé une relation entre la quantité et la grosseur des grains. Les minéraux des couches de Freison ont été comparés avec ceux d'autres régions où on peut également les trouver. La comparaison permet d'identifier les régions d'origine ou les roches mères.

1. Einleitung

Die Analyse der Schwerminerale wird immer mehr zur Lösung von mineralogischen und geologischen Fragestellungen verwendet. So gelang es z. B. WUNDERLICH (1957) die Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung zu bestimmen. HEIM (1970) führte die rotbraun-violetten Sedimentfarben der Buntsedimente im Rotliegenden und Buntsandstein auf Goethit und Hämatit zurück. TRAUTNITZ (1980) konnte durch die morphologische Analyse der akzessorischen Zirkone vier Sedimentkomplexe im Harzer Unterkarbon unterteilen und ihre Ausgangsgesteine ausweisen.

Einige Schwerminerale des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet sind zwar beschrieben (vgl. SCHÄFER 1965 und HÄFNER 1974), jedoch fehlt auffällig ihre Anwendung für die Lösung der geowissenschaftlichen Probleme dieses Gebietes.

In dieser Arbeit wurden die Schwerminerale einer stratigraphischen Einheit des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet, nämlich die der Freisen-Schichten, untersucht und ihre postsedimentären Veränderungen aufgeklärt.

Die Anwendbarkeit der morphologischen Erscheinungen der akzessorischen Zirkone für die stratigraphische Trennung der Freisen-Schichten von der liegenden Tholey-Gruppe wurde überprüft.

Die Ausweisung der möglichen Liefergebiete bzw. Liefergesteine schloß den Rahmen ab.

2. Geologie

Das kontinentale Rotliegende wird im Liegenden vom Stefan des Oberkarbons und im Hangenden von den Sedimenten des Zechsteins begrenzt. Es wird in Europa in eine nördliche, eine zentrale und eine Verrucano-Provinz unterteilt (vgl. FALKE 1974).

Die zentrale Provinz, die von Südwestengland über Frankreich-Süddeutschland-Tschechoslowakei bis zu den West- und Ostsudeten verläuft, beinhaltet neben kleinen Becken vulkanotektonischer Herkunft auch größere intermontane Becken (z. B. Saale-Trog, Saar-Nahe-Becken usw.).

Der in Südwestdeutschland gelegene Saar-Nahe-Trog streicht entlang der Taunus-Hunsrück-Südrandstörung in NE-SW-Richtung. Seine Schicht-Abfolge besteht aus verschiedenen Sedimenten und ein wenig oberhalb der Mitte aus den Tuffiten und Effusivgesteinen.

Während die stratigraphische Differenzierung des Rotliegenden in das Unter-Rotliegende und Ober-Rotliegende in vielen Bereichen oftmals problematisch ist, glaubte man im Saar-Nahe-Becken die Vulkanite des „Grenzlagers" als Bezugshorizont wählen zu können. FALKE (1954) faßte ergänzend das „Grenzlager" mit seinen liegenden und hangenden Schichten zu der Grenzlagergruppe, die er als Basis des Ober-Rotliegenden definierte, zusammen. Diese und weitere Grenzziehungen erwiesen sich als unvollkommen. 1959 beschrieb der o. g. Autor eine konglomeratische, z. T. verkieselte und in erster Linie frische, feldspatführende Arkose, die er in den Liegendschichten des „Grenzlagers" auf der Südostflanke der Nahemulde, in der Gegend von Freisen (TK 258 Blatt 6409 Freisen), fand. An Hand des Autobahnanschnittes bei Freisen, an der Südwestflanke des Hellerberges, konnte ATZBACH (in ATZBACH & SCHWAB 1971) eine Wechsellagerung von Arkosen mit Tuffiten, auch in unteren Stockwerken, feststellen. Da die Aufschlußverhältnisse eine Kartierung der liegenden Tuffite nicht zulassen, ordnete ATZBACH (in ATZBACH & SCHWAB 1971) die gesamte Rotfolge dem Ober-Rotliegenden zu und nannte sie, ihrer Lokalität entsprechend, Freisener Schichten. An Geröllen enthalten diese Schichten Quarze, Quarzite, Lydite, Granite und vereinzelt auch Rhyolithe. SCHULTHEISS (1974) fand am Hellerberg jedoch „nur rhyolithische Gerölle".

Am Hellerberg wurde eine stufenweise Probenentnahme durchgeführt. Hier wurden auch Proben aus den Schichten der Tholey-Gruppe, die sich im Liegenden der Freisen-Schichten befinden, entnommen. Weitere Proben stammen aus den Blättern 6410 Kusel, 6311 Lauterecken, 6211 Sobernheim, 6112 Waldböckelheim (vgl. Abb. 1).

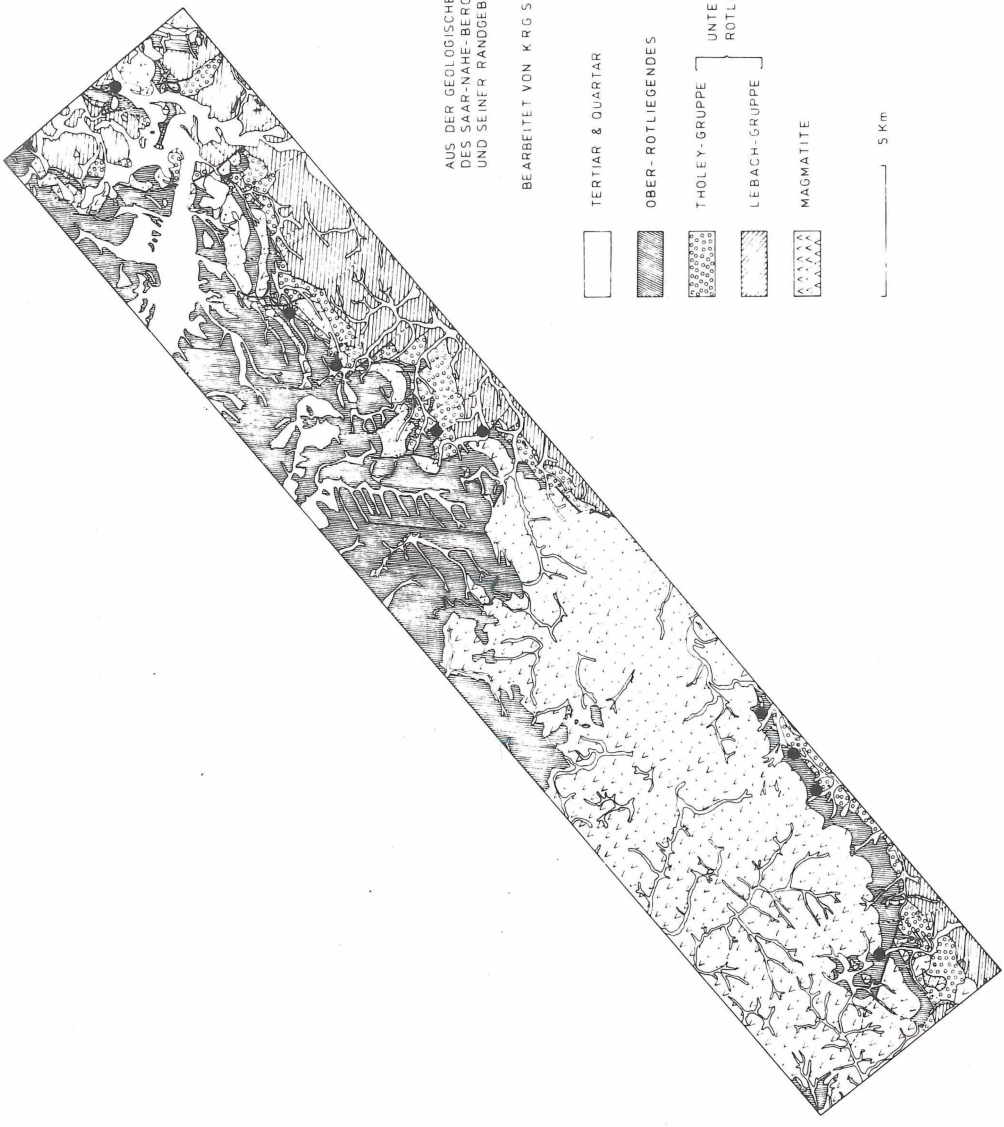


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes, ●: Probenpunkte

3. Schwerminerale

Zur Trennung der Schwerminerale wurde die übliche Methode, d. h. Trennung durch die Schwere-Flüssigkeit „Bromoform", angewandt. Um eine genaue Analyse durchführen zu können, wurden die Schwerminerale aus vier Fraktionen (0.063 – 0.11, 0.11 – 0.20, 0.20 – 0.355 und 0.355 – 0.63 mm) getrennt und in höherbrechenden Flüssigkeiten eingebettet. Für die Bestimmung der opaken Schwerminerale wurden Dauerpräparate hergestellt.

Das Schwermineralspektrum in den Freisen-Schichten umfaßt die Minerale Zirkon, Granat, Turmalin, Rutil, Anatas, Apatit, Staurolith und Limonit. Baryt tritt nur in höheren Horizonten lateralsekretionär auf. In den gleichen Höhen kommen vereinzelt Amphibolkörner vor.

Das Schwermineralspektrum der Schichten der Tholey-Gruppe ist identisch mit dem aus den Freisen-Schichten.

3.1 Zirkon

Das Mineral Zirkon ist als akzessorische Komponente in den meisten Gesteinen vorhanden. Seine morphologischen Erscheinungen werden zur Lösung der geowissenschaftlichen Probleme verwendet. Insbesondere ermöglicht seine hohe Stabilität gegen Verwitterung und mechanische Beanspruchung die Untersuchung der Sedimentgesteine und Ausweisung der Ausgangsgesteine von Sanden, Tonen und anderen losen Stoffen (vgl. CHRUSTSCHOFF 1886, HOPPE 1963a und 1963b, TRAUTNITZ 1980).

In dieser Arbeit wurde eine vollständige Zirkonanalyse für die Freisen-Schichten durchgeführt. Eine weitere derartige Analyse für die Schichten der Tholey-Gruppe sollte die Frage beantworten, inwieweit diese benachbarten Schichten sich zirkonstratigraphisch unterteilen lassen.

Die Ergebnisse wurden in Form der relativen Häufigkeitsdiagramme dargestellt. Die Mittelwerte der Häufigkeitsdiagramme (in Darstellung: $\overline{Fr}$) wurden mit den Mittelwerten der entsprechenden Analysen für die Schichten der Tholey-Gruppe (in Darstellung: $\overline{Th}$) verglichen.

3.1.1 Analyse der Zirkon-Farben

Chemisch reiner Zirkon ist farblos. Durch Einbau von fremden Ionen (U, Th, Hf, Y_2O_3, etc. vgl. MORGAN & AUER 1941, HUTTON 1950, GASTIL et al. 1967, TRÖGER 1969) kommt es zur Bildung mehrerer Farbvarietäten. Hohe Gehalte an radioaktiven Ionen führen durch Alpha-Strahlung zur Trübung und Dunkelfärbung des Zirkons.

Die Zirkone der Freisen-Schichten wurden aufgrund ihrer Farbe in sechs Klassen, wie folgt, unterteilt:

Klasse	Farbe
1	farblos, glasklar
2	farblos, trüb
3	rosa, schwach
4	rosa, stark
5	hellgelb, -grün
6	gelb

Abb. 2 stellt die relativen Häufigkeitsverteilungen der Farbklassen des Zirkons dar.

3.1.1.1 Ergebnisse der Zirkon-Farbanalyse

Die Zirkone der Freisen-Schichten sind durch einen großen Gehalt (70%) farblos, trüber Kristallen gekennzeichnet. Der Anteil der glasklaren Zirkone beträgt 13.8%. Unter

den farbigen Kristallen dominieren mit 5.9% die hellgelb-grünen Kristalle, die auch schwachen Pleochroismus zeigen. Die übrigen Farbvarietäten sind prozentual untergeordnet. Rötliche Zirkone sind mit wenigen Ausnahmen präkambrischen Alters (vgl. ZIMMERLE 1972).

3.1.1.2 Vergleich der Mittelwerte der „Freisener" Zirkone mit denen der „Tholeyer" Zirkone

Die Zirkone der Schichten der Tholey-Gruppe konnten in die für die Freisen-Schichten ausgearbeiteten Farbklassifikation eingestuft werden.

Die Mittelwerte der Analysen stimmen in den Farbklassen 1, 2, 3 und 4 annähernd überein, wobei die Zirkone der Schichten der Tholey-Gruppe eine geringere Häufigkeit aufweisen. Hingegen dominieren die „Tholeyer" Zirkone in der Farbklasse 5 vor den Freisener Zirkonen. Die Farbklasse 6 zeigt ein deutliches Übergewicht der „Freisener" Zirkone.

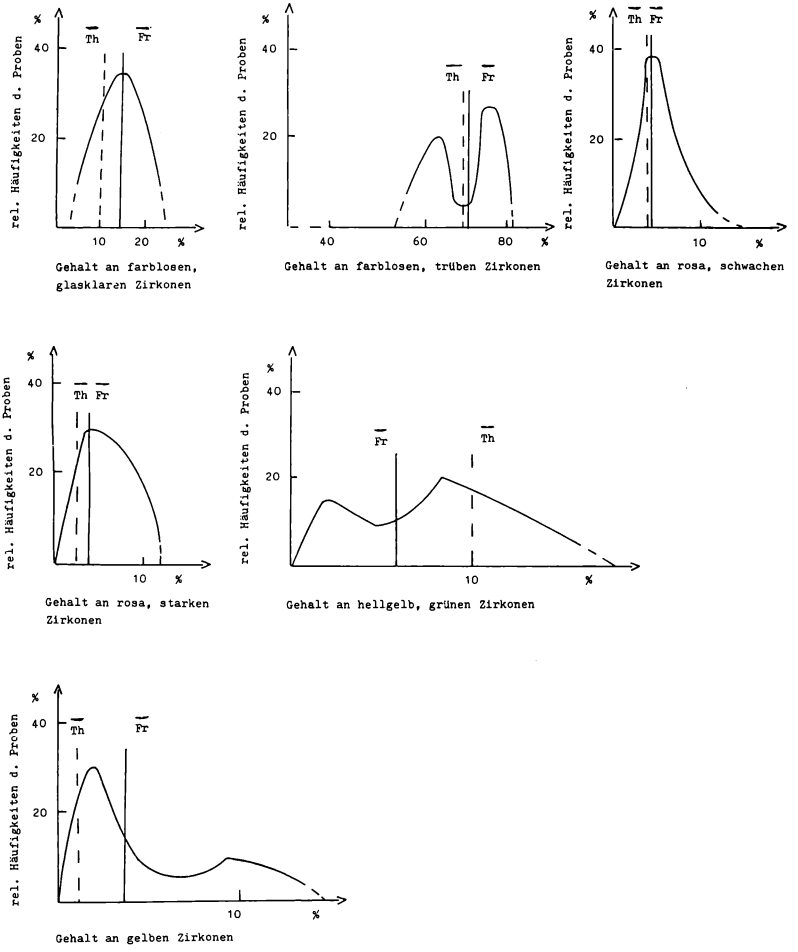


Abb. 2: Häufigkeitsverteilungen der verschieden gefärbten Zirkone. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). $\overline{Fr}$ und $\overline{Th}$: Mittelwerte für die „Freisener" und die „Tholeyer" Zirkone. Es wurden insgesamt 25 Proben untersucht (21 Proben in den Freisen-Schichten mit 2000 Zirkonen, 4 Proben in den Schichten der Tholey-Gruppe mit 500 Zirkonen.)

3.1.2 Analyse der äußeren Form der Zirkone

Die äußere Form des Zirkons ist in den verschiedenen Bildungsbereichen unterschiedlich (vgl. HOPPE 1963a): „Pluton-Zirkone sind überwiegend idiomorph und zeigen gut ausgebildete Flächen (Granit-Zirkone: 100 und 111; Quarzporphyr: 110 und 111). In den metamorphen Gesteinen dominieren rundliche bis vollkommen runde Zirkone."

Die idiomorphen Kristalle verlieren bei der mechanischen Beanspruchung durch Abtragung und Transport kontinuierlich ihre euhedrale Form. Wegen der großen Stabilität des Zirkons kann eine volle Rundung erst nach langem Transport, oder aber auch durch mehrmalige Umlagerung erzielt werden. In der Literatur werden auch andere Vorgänge wie Wachstum während der Metamorphose (vgl. HOPPE 1963a) und postkinematische Rekristallisation (vgl. KALSBEEK & ZWART 1967) für die Rundung des Zirkons verantwortlich gemacht.

Nach einem Schema von RUSSEL & TAYLOR (1937) wurden die Zirkone in fünf Rundungsklassen eingeteilt (vgl. Abb. 3).

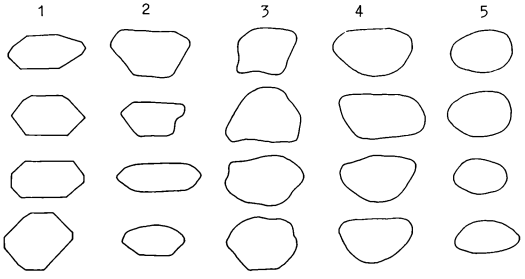


Abb. 3: Einteilung der Rundungsgrade der Zirkone nach RUSSEL & TAYLOR (1937): 1) idiomorphe Kristalle, 2) subidiomorphe Kristalle, 3) unregelmäßig runde Kristalle, 4) runde Kristalle, 5) vollkommen runde Kristalle.

In Abb. 4 sind die relativen Häufigkeiten der Rundungsklassen für die „Freisener Zirkone dargestellt.

3.1.2.1 Ergebnisse der Analyse der äußeren Form

Die Freisen-Schichten sind durch einen hohen Gehalt an idiomorphen Zirkonkristallen (39.9%) charakterisiert. Etwa 16.5% der Zirkone liegen subidiomorph vor. Narbige Oberflächen, die auf starke mechanische Beanspruchung hinweisen würden, zeigen die idiomorphen Kristalle selten.

Die für die Granitzirkone charakteristischen Flächen treten häufig auf. Daraus resultiert, daß die meisten Zirkone der Freisen-Schichten aus nicht weit entfernt gelegenen Granit-Massiven herzuleiten sind.

3.1.2.2 Vergleich der Zirkon-Rundungsgrade in den Freisen-Schichten und Schichten der Tholey-Gruppe

In allen Rundungsklassen stimmen die Mittelwerte der Analysen überein.

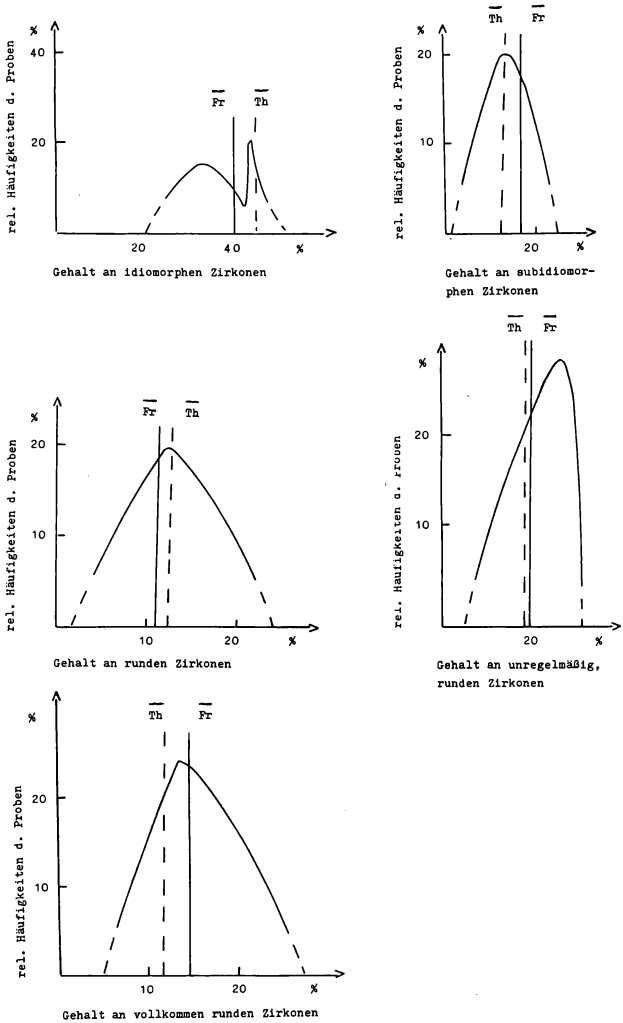


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung der verschieden gerundeten Zirkone. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). $\overline{Fr}$ und $\overline{Th}$: Mittelwerte für die „Freisener" und „Tholeyer" Zirkone. Es wurden insgesamt 25 Proben untersucht (21 Proben in den Freisen-Schichten mit 2000 Zirkonen, 4 Proben in den Schichten der Tholey-Gruppe mit 500 Zirkonen).

3.1.3 Zusammenhang zwischen Rundungsgraden und Farben der Zirkone

Um die Abhängigkeit der Rundung von der Zirkonfarbe zu demonstrieren, wurden die prozentualen Rundungsgrade für einzelne Farbklassen in Form der Histogramme dargestellt (vgl. Abb. 5).

3.1.3.1 Ergebnisse aus der Auswertung der Histogramme

Die glasklaren Zirkone liegen überwiegend idiomorph vor. Das Histogramm der farblos, trüben Zirkone beweist, daß die Metamiktisierung, d. h. Zerstörung des Gitters durch Alpha-

Strahlung (und in dessen Folge Trübung der Kristallfarbe), verstärkt zur Rundung der Körner beigetragen hat (vgl. MEDENBACH 1976).

Die schwach bzw. stark rosagefärbten Zirkone weisen einen relativ großen Rundungsgrad auf. Die wenigen idiomorphen Kristalle sind stets kantengerundet. Die anderen farbigen Kristalle verhalten sich ähnlich. Die Ergebnisse werden folgendermaßen zusammengefaßt:

a) die farbigen Zirkone weisen eine höhere Rundung auf. Kantenscharfe Kristalle fehlen,
b) sie können pleochroitisch sein,
c) sie zeigen keinen Zonarbau,
d) die narbigen Oberflächen treten bei den farbigen Zirkonen häufiger auf und
e) die farbigen Zirkone sind wichtige Indikatoren (vgl. Kap. 4).

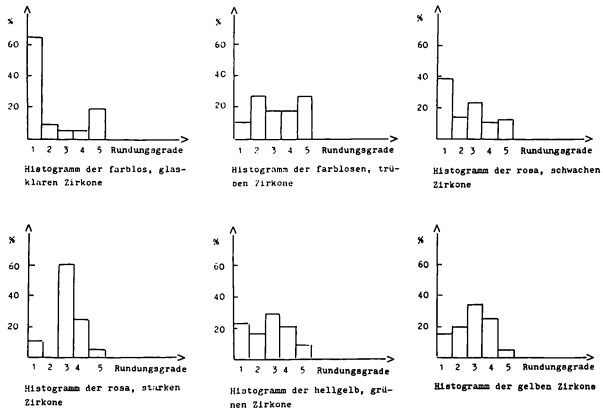


Abb. 5: Histogramme der Farb- und Rundungsklassen. Abszisse: Rundungsklassen, Ordinate: (%).

3.1.4 Analyse der Kernform der Zirkone

Zirkon besitzt oft in seinem Inneren einen Kern. Die später gewachsene Hülle zeigt gewisse Unterschiede in Licht- und Doppelbrechung zum Kern, die von HOPPE (1963a) auf die unterschiedliche chemische Zusammensetzung, aber auch auf die verschiedene Isotopierung der radioaktiven Bestandteile zurückgeführt werden.

Lag der Kern verschmutzt vor, oder enthielt er Einschlüsse, so ist er unter dem Mikroskop sofort erkennbar. Die Sprengung der Hülle und der Zonarbau sind weitere Hinweise für die Erkennung des Kerns.

Die Zirkone aus den Freisen-Schichten wurden in Bezug auf ihre Kernform in vier Klassen geteilt (vgl. Abb. 6).

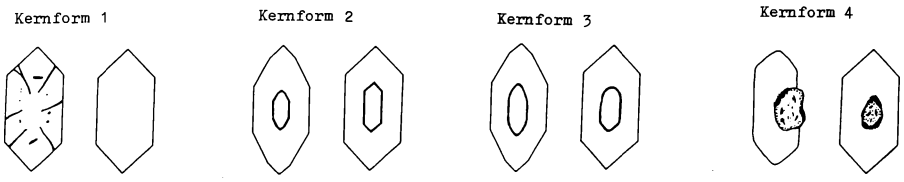


Abb. 6: Kernformen der Zirkone in den Freisen-Schichten: 1) ohne Kern, 2) idiomorpher Kern, 3) subidiomorpher Kern, 4) rundlicher Kern.

Abb. 7 zeigt die relativen Häufigkeitsverteilungen der Kernformen von „Freisener" Zirkonen.

3.1.4.1 Ergebnisse der Kernform-Analyse

87.2% aller Zirkone sind ohne Kern. HOPPE (1963a) findet solche erhöhten Gehalte in den magmatischen Gesteinen. In den Metamorphiten stellt er höhere Anteile der kernhaltigen Zirkone fest.

Auch andere Hinweise, die den metamorphen Ursprung der „Freisener" Zirkone belegen würden (z. B. rundliche Kerne mit starker Verschmutzung stammen aus Glimmerschiefern und Gneisen), fehlen. Damit müssen die meisten „Freisener" Zirkone aus magmatischen Gesteinen stammen.

3.1.4.2 Vergleich der Kernformen der „Freisener" Zirkone mit denen aus den „Tholeyer" Zirkonen

Im Allgemeinen besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den Zirkonkernformen.

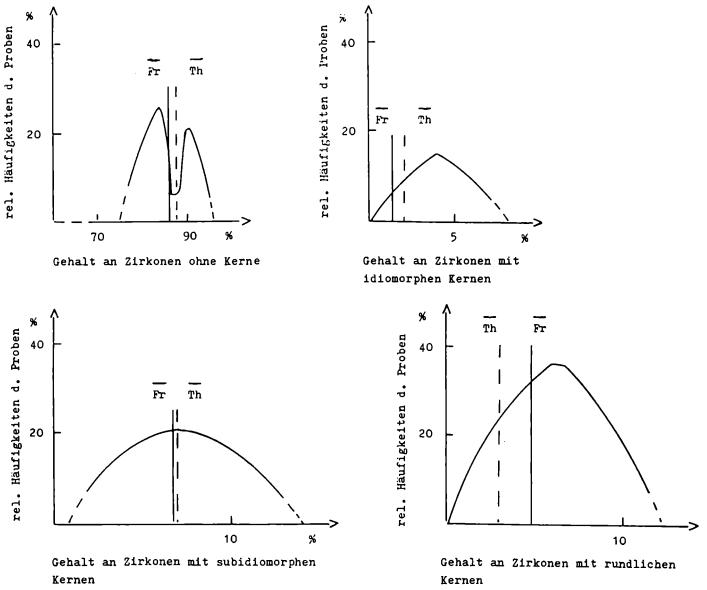


Abb. 7: Häufigkeitsverteilungen der Zirkone mit unterschiedlichen Kernen.
Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%) $\overline{Fr}$ und $\overline{Th}$: Mittelwerte für die „Freisener" und die „Tholeyer" Zirkone.
Es wurden insgesamt 25 Proben untersucht (21 Proben in den Freisen-Schichten mit 2000 Zirkonen, 4 Proben in den Schichten der Tholeyer-Gruppe mit 500 Zirkonen).

3.1.5 Analyse der Wachstumsform der Zirkone

Die als Zonarbau hervortretenden geringen Unterschiede in der Licht- und Doppelbrechung werden auf wechselnde chemische Zusammensetzung zurückgeführt (vgl. HOPPE 1963a). BRONZEN (1952) findet die Ursache im Einbau des Yttriums im Zirkongitter; je nach Yttrium-Gehalt in der Schmelze kommt es zu ungestörtem oder gestörtem Zonarbau.

Die Zirkone der Freisen-Schichten wurden in vier Wachstumsformen unterteilt (vgl. Abb. 8).

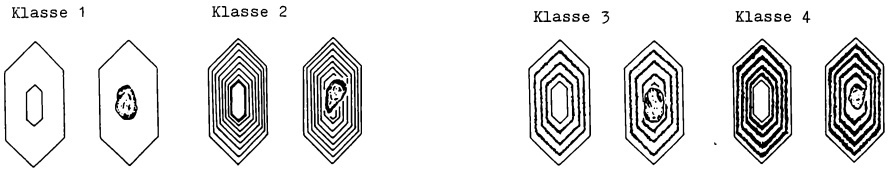


Abb. 8: Wachstumsformen der Zirkone in den Freisen-Schichten: 1) Zirkone ohne Zonarbau, 2) Zirkone mit ungestörtem Zonarbau, 3) Zirkone mit gestörtem Zonarbau, 4) Zirkone mit stark gestörtem Zonarbau.

Abb. 9 stellt die relativen Häufigkeiten der Wachstumsformen dar.

3.1.5.1 Ergebnisse der Wachstumsform-Analyse

82.3 % aller Zirkone aus den Freisen-Schichten liegen ohne Kern vor. Relativ gute Verteilung (ungestört 6.2 %, gestört 6.6 % und stark gestört 4.9 %) herrscht innerhalb der Kristalle mit Zonarbau.

Die zonare Wachstumsstörung kommt in sehr verschiedener Häufigkeit in Graniten vor (vgl. HOPPE 1963a).

3.1.5.2 Vergleich der Wachstumsformen der „Freisener" Zirkone mit denen aus den „Tholeyer" Zirkonen

Unterschiede in den Wachstumsformen der Zirkone beider Schichten sind vorhanden.

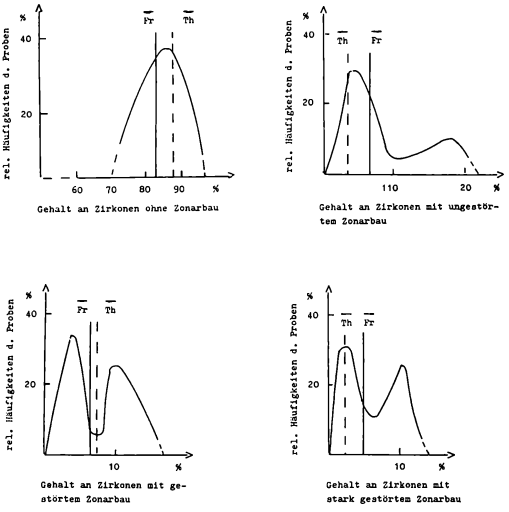


Abb. 9: Häufigkeitsverteilungen der Zirkone mit verschiedenen Wachstumsformen.
Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%) $\overline{Fr}$ und $\overline{Th}$: Mittelwerte für die „Freisener" und die „Tholeyer" Zirkone.
Es wurden insgesamt 25 Peoben untersucht (21 Proben in den Freisen-Schichten mit 2000 Zirkonen, 4 Proben in den Schichten der Tholey-Gruppe mit 500 Zirkonen).

3.1.6 Analyse der Länge/Breite-Verhältnisse (Elongation)

Im Jahre 1933 öffnete WASSERSTEIN ein neues Kapitel in der Forschung des Zirkons durch Messung der Länge/Breite-Verhältnisse. Weitere Arbeiten stammen von POLDERVAART (1955) und HOPPE (1963a). Für die Zirkon-Elongation in den verschiedenen Gesteinstypen werden folgende Werte angegeben:

Zirkone aus Sedimenten:	Max. < 2.0
Zirkone aus Graniten:	Max. > 2.0
Zirkone aus Migmatiten- bzw. Graniten mit erheblichem Gehalt an ehemaligen Sedimentmaterial:	Max. um 2.0

3.1.6.1 Graphische Darstellung

Die Elongationswerte wurden in kleine Intervalle unterteilt und in Form der relativen Häufigkeiten dargestellt (vgl. Abb. 10)

3.1.6.2 Ergebnisse der Elongationsanalyse

Die Elongationskurven beider Schichten stimmen vorzugsweise mit denjenigen aus granitischen Gesteinen bei HOPPE (1963a) überein. Die Maxima der Kurven liegen bei ca. 1.60, wobei diese bei den farbigen idiomorphen Zirkonen höhere Werte aufweisen:

Farbklasse 3 (rosa, schwach)	: E = 2.32	Farbklasse 5 (hellgelb, -grün)	: E = 1.89
Farbklasse 4 (rosa, stark)	: E = 1.90	Farbklasse 6 (gelb)	: E = 1.88

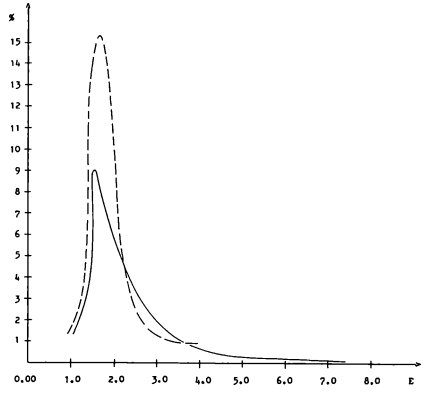


Abb. 10: Häufigkeitsverteilung der Elongationswerte (%).
(—): „Freisener" Zirkone, (- - -): „Tholeyer" Zirkone

3.1.7 Analyse der Einschlüsse

Die „Freisener" Zirkone besitzen neben den mineralischen Einschlüssen auch solche aus Gasen bzw. Flüssigkeiten. Die letzteren findet HOPPE (1963a) bevorzugt in Rhyolithen.

3.1.8 Analyse der Sprengung

Das Aufplatzen der äußeren Hülle des Zirkonkristalls ist die Folge der Metamiktisierung (vgl. Kap. 3.1.3).

Die Sprengung des Zirkons in den Freisen-Schichten vollzieht sich bei 5,3 % aller Zirkone radial und bei 19,3 % quer. Die restlichen Kristalle weisen keine Sprengung auf.

3.1.9 Tracht

Als Mineral der ditetragonal-dipyramidalen Klasse treten beim Zirkon die Prismenflächen m (100) und a (110), die Pyramidenfläche p(101), x(211) und u(301) auf.

Die idiomorphen Kristalle in den Freisen-Schichten liegen meist verzerrt vor. Die Fläche m (100) ist die bevorzugt entwickelte Prismenform. FRASL (1963) findet derartige Zirkone in granitischen Gesteinen.

Die Tracht der Zirkone wurde nach einem Schema von TOMITA & KARAKIDA (1958) bestimmt (vgl. Abb. 11). Die Kristalle sind meist in Tracht 1 und weniger in Tracht 3 ausgebildet. Tracht 2 wurde nur an einem einzigen Zirkon beobachtet.

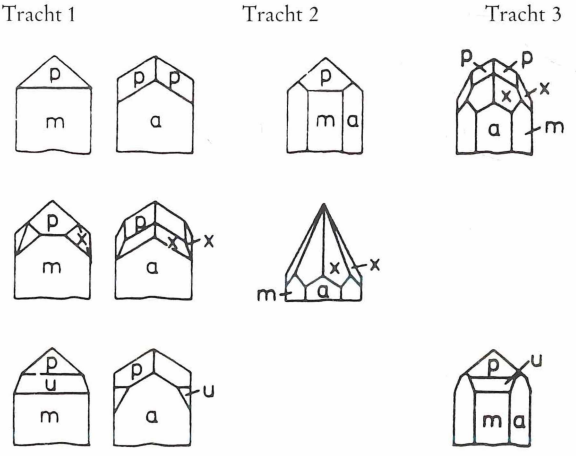


Abb. 11: Schematische Darstellung von Zirkontrachten nach TOMITA & KARAKIDA (1958).

3.1.10 Zirkonauthigenese

Authigenetische Neubildung von Schwermineralen in Sedimenten ist seit längerer Zeit bekannt.

Authigen weitergewachsene Zirkone kommen gelegentlich in manchen Horizonten der Freisen-Schichten vor. Das diagenetisch-konstruktive (vgl. ZIMMERLE 1963) Neuwachstum erfolgt zackig, eckig und halbbogenförmig um die detritischen Körner. Die scharfkantigen Anwachssäume beweisen die konstruktive Diagenese in den Freisen-Schichten; primäre Anwachssäume wären während des Transports gerundet oder gar zerbrochen (vgl. Abb. 12).



Abb. 12: Idiomorpher Zirkon mit authigenem Anwachstum in der (b-c)-Ebene. Kornlänge: 0.093 mm.

Neben der konstruktiven Diagenese konnte auch eine destruktive diagenetische Veränderung des Zirkons, allseitige Auflösung des Korns, im Auflichtmikroskop beobachtet werden.

3.2 Granat

Idiomorphe Granate kommen in den Freisen-Schichten nicht vor. Die Körner sind überwiegend eckig und wenig gerundet.

Die detritischen Körner sind in der Mehrzahl farblos. Bevorzugt in den gröberen Fraktionen befinden sich häufig, als Indikator verwendbare, rötlich-braune Kristalle (vgl. Kap. 4).

Neben den Gas- bzw. Flüßigkeitseinschlüssen beinhalten die Körner Einschlüsse mineralischer Natur (vor allem Rutil und möglicherweise Magnetit).

Die diagenetische Einwirkung auf den Granat ist ähnlich wie im Buntsandstein (vgl. MADER 1980). Es konnten auch hier zwei Oberflächenformen, durch Ätzung- und Lösungsprozesse destruktiv-diagenetisch entstanden (vgl. ZIMMERLE 1963 und FÜCHTBAUER 1964), beobachtet werden:

a) Treppenstufenartige Oberfläche durch Herauswaschung der eigentlichen Kristallformen des Granats (rhombendodekaedrisch, vgl. Abb. 13),
b) Pockenförmige Oberfläche (vgl. Abb. 14).

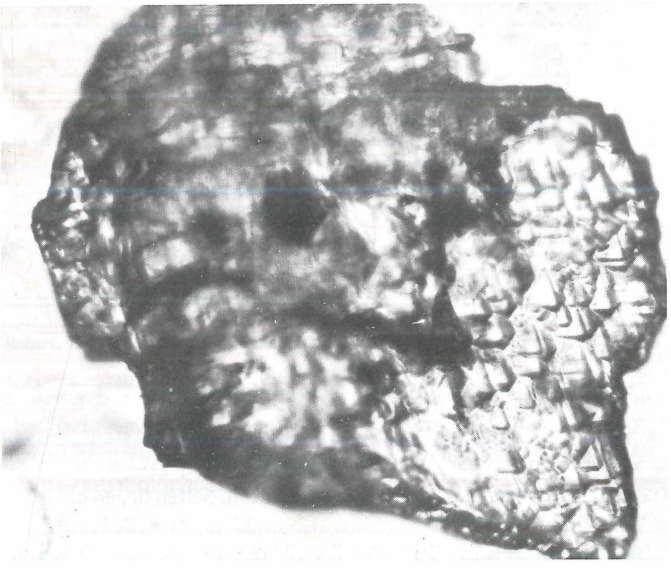


Abb. 13: Treppenstufenförmige Oberflächenverwitterung des Granats. Kornlänge: 0.521 mm.

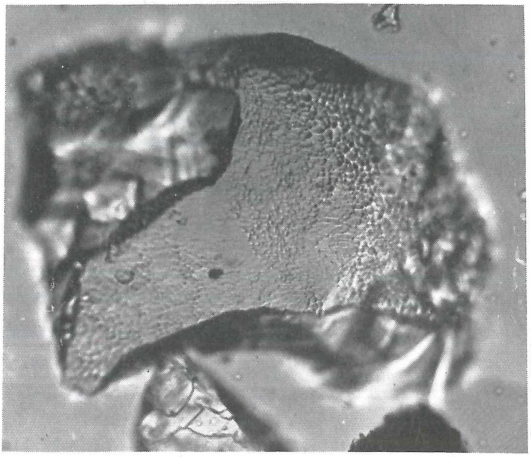


Abb. 14: Pockenförmige Granatverwitterung. Kornlänge 0.366 mm.

Sehr wahrscheinlich hat die destruktiv-diagenetische Einwirkung sogar zur völligen Auflösung des Granats geführt. Dies wird durch punktförmige bzw. längliche, zerfressene Granatbruchstücke belegt.

Vereinzelt kommen in den Freisen-Schichten Granatkörner mit authigenen Anwachssäumen vor. Die Neuwachstumsform ist stäbchenformig, zackig, selten idiomorph. Allseitige Umhüllung des Kerns durch authigene Substanz konnte in einem einzigen Fall registriert werden (vgl. Abb. 15).

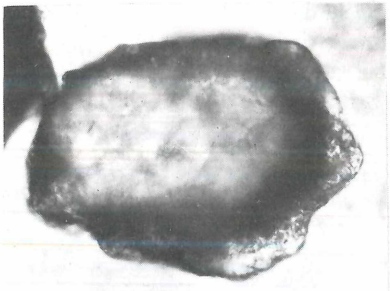


Abb. 15: Allseitiges Granat-Neuwachstum um ein Korn. Kornlänge 0.275 mm.

Allein die Existenz von stabförmigem Anwachstum klärt die konstruktiv-diagenetische Granatbildung in den Freisen-Schichten.

3.3 Turmalin

Turmalinkristalle sind überwiegend hell- bis dunkelbraun. Selten liegen olivgrüne, olivbraune und blaue Varietäten vor.

Die braunen Turmaline sind eisenreich (Schörl) und besitzen eine kurze- bis mittelgroße Morphologie. Derartige Turmaline haben nach KRYNINE (1946) granitischen Ursprung.

Die Turmalinauthigenese ist in den Freisen-Schichten weit verbreitet. Das Neuwachstum um die detritischen Körner ist meist zackig. Idiomorphes Anwachstum konnte nur an einem Beispiel festgestellt werden (vgl. Abb. 16). Häufig sind die Anwachssäume farblos, selten gleicher Farbe wie das Mutterkorn, jedoch heller.

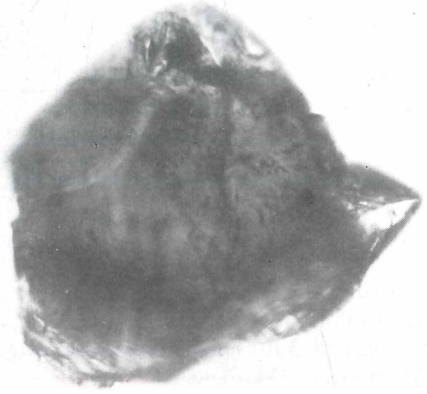


Abb. 16: Gut gerundeter Turmalin mit partiellem idiomorphen Anwachstum in der (a-b)-Ebene. Kornlänge: 0.210 mm.

Die destruktiv-diagenetische Veränderung des Turmalins konnte optisch im Streupräparat nicht nachgewiesen werden. Nur bestand bei den mikroskopischen Dünnschliff-Beobachtungen der Verdacht auf Drucklösung der Turmalinkörner.

3.4 Rutil

Typische für den „Freisener" Rutil ist sein deutlicher Farbton-Dichroismus:

a) goldbraun, mit Dichroismus nach gelb und braun,

b) rotbraun, mit Dichroismus nach intensiv rotbraun und fast schwarz.

Nicht selten liegen die Körner idiomorph vor. Einschlüsse konnten nur auf ihren Oberflächen beobachtet werden.

Während konstruktiv-diagenetische Entwicklung der vorangegangen Schwerminerale in allen Horizonten möglich war, beschränkt sich Rutil-Neuwachstum auf wenige Stellen.

Das Neuwachstum ist nie idiomorph und hat die gleiche optische Orientierung wie das Mutterkorn. Die meist zackigen Anwachssäume sind in ihrer Mehrzahl farblos und nicht gerundet (vgl. Abb. 17).



Abb. 17: Idiomorpher Rutil mit Anwachssaum in der (b-c)-Ebene. Kornlänge: 0.224 mm.

Beweise für eine postsedimentäre Auflösung der Körner konnten nicht gefunden werden. Jedoch besteht über die Herkunft des Titans völlige Einhelligkeit; infolge der Zersetzung eines titanhaltigen Minerals (vgl. 3.10) stand während der Diagenese reichlich Material zur Neubildung von Ti-Mineralen zur Verfügung.

3.5 Anatas

Ca. 50% aller Anataskristalle liegen idiomorph vor. Sie sind meist farblos und selten hellgelblich.
Für ihre authigene Entstehung sprechen folgende Faktoren:

a) das Vorhandensein vom Titan im Zuge der Diagenese (vgl. 3.4),
b) kantenscharfe idiomorphe Kristalle, die jegliche mechanische Beanspruchung ausschließen,
c) nicht selten begegnet man dem Aufwachstum der idiomorphen Anatase aus dem Leukoxen (vgl. Abb. 18),
d) die Kristalle sind einschlußfrei. Dies würde auf den genügend vorhandenen Raum während der Diagenese hinweisen.

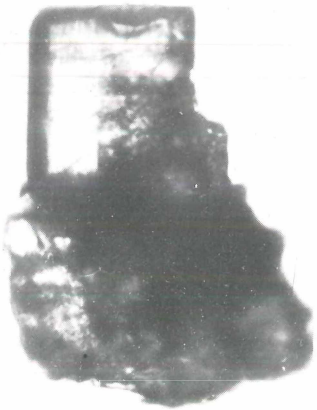


Abb. 18: Schlecht kristallisierte Anatas-Substanz mit aufgewachsenem idiomorphen Anatas. Kornlänge 0.317 mm.

Die Anatastafeln wurden nach BERRY & THOMPSON (1962) unter hydrischen und kühleren Bedingungen gebildet. Nach ZIMMERLE (1963) ist Anatas-Bildung nur in sauren Medien möglich.

Auch Brookit bildet sich in sauren Medien. Er wurde nur in einem einzigen Fall in den Freisen-Schichten beobachtet.

3.6 Apatit

Der Gehalt an Apatit steigt in manchen Proben bis zu 70 % innerhalb des Schwermineralspektrums der Freisen-Schichten.

Äußerst selten liegen idiomorphe Kristalle vor. Die meist xenomorphen Körner sind destruktiv-diagenetisch verändert und zeigen an ihren Rändern Auflösungserscheinungen.

Die stets farblosen Kristalle besitzen gelegentlich Gas- und Flüssigkeitsblasen und Zirkon als Einschlüsse.

3.7 Baryt

Baryt kommt nur in einem höheren Horizont vor. Er liegt xenomorph und mit unterschiedlichen Umrissen vor. Seine Oberfläche weist ein Gebilde von faserig-strahliger Struktur auf.

3.8 Staurolith

Als Leitmineral im Sinne von CORRENS (1948) kommt der gelbliche Staurolith in den Freisen-Schichten vor.

Nicht selten sind die Körner infolge der destruktiv-diagenetischen Vorgänge in eine Gestalt mit Zick-Zack-Begrenzungen überführt worden (vgl. EDELMANN & DOEGLAS 1934). Merkmale für die völlige Auflösung des Staurolithes konnten jedoch nicht festgestellt werden.

Die konstruktive Diagenese hat zur Auskristallisation von weitgehend idiomorphen Quarzkristallen an Kanten und Ecken der Staurolithkristalle geführt (vgl. Abb. 19). Dies kann nur auf die Abfuhr einiger Metallionen von der geschmolzenen Staurolith-Substanz zurückgeführt werden, wobei die zurückgebliebene Kieselsäure, an Staurolithkörnern hän-

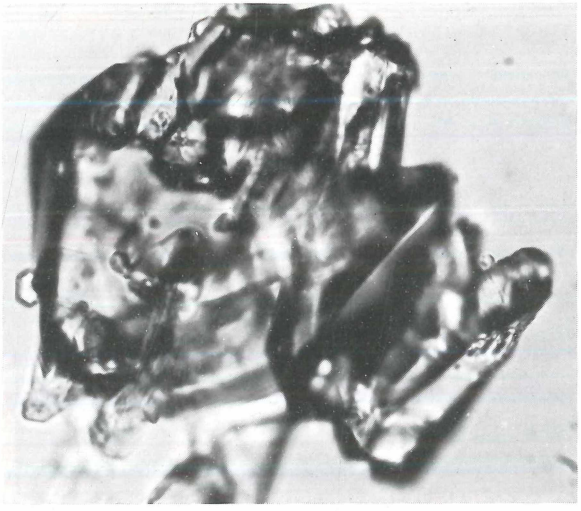


Abb. 19: Staurolith mit Zickzack-Begrenzungen und Quarz-Neubildung. Kornlänge: 0.272 mm.

gend, authigen auskristallisiert ist. Eine primäre Ablagerung derartiger Gebilde ist nicht denkbar.

3.9 Amphibol

Amphipol konnte nur in höheren Schichten des Hellerbergs nachgewiesen werden. Er ist angerundet und besitzt eine strahlige Struktur.

3.10 Die opaken Schwerminerale

Die opaken Akzessorien sind in den Freisen-Schichten auf nur zwei Komponenten, Anatas und Limonit, beschränkt. Allein die Koexistenz der genannten Minerale weisen auf die Primärminerale

a) Ilmenohämatit oder,
b) Titanomagnetit oder,
c) Hämo-Ilmenit

hin. Wegen der fortgeschrittenen destruktiven Diagenese, liegt das Primärkorn völlig verändert, bis zur Skelettisierung, vor (vgl. Abb. 20). Der monomineralische Bestand schließt die Vielfalt der Muttergesteine aus.

Die Veränderung des Primärkornes beginnt mit der partiellen Pseudomorphose der Ilmenitlamellen. Diese werden in Anatas, mikrokristallinen Leukoxen und mikrokristallinen Limonit umgewandelt.

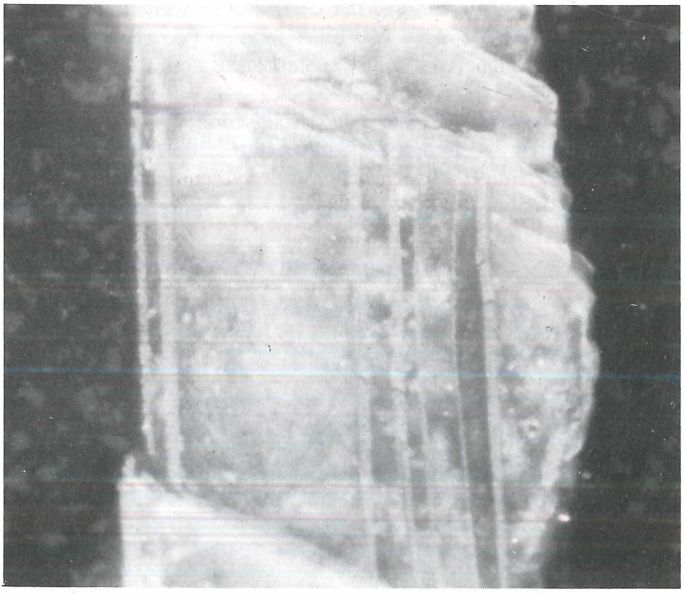


Abb. 20: Skelett eines Primärkorns. Ehemalige Matrix noch sichtbar. Kornlänge: 0.134 mm. Ölimmersion.

Der opake Anatas weist meist längliche Formen auf. Sein Ti-Gehalt liegt stets über 90%, gefolgt vom Fe mit ca. 6%. Als Spurenelemente konnten Al, Si, Mn, K, Ca und P gefunden werden. Höhere Fe-Gehalte sprechen für ein Ti-Fe-Primärmineral (vgl. Abb. 21).

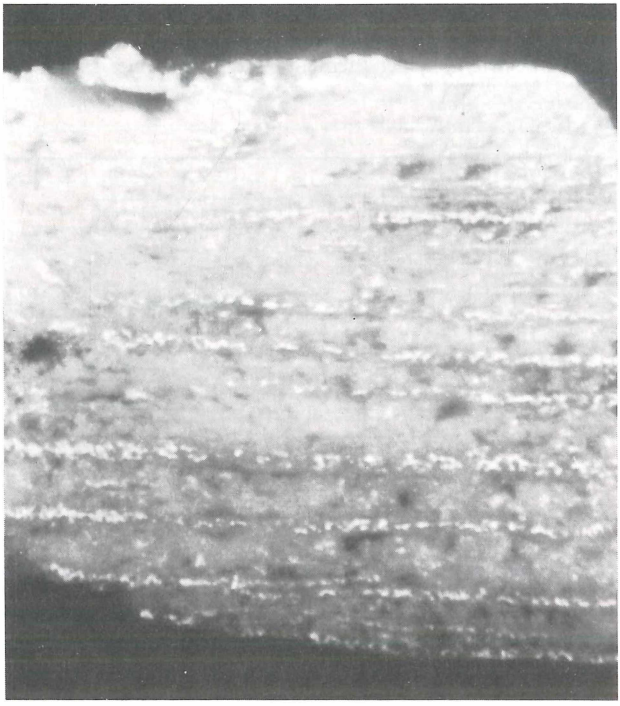


Abb. 21: Länglicher opaker Anatas (Ausschnitt). Ehemalige Matrix ist z. T. durch feinen Limonit ersetzt. Kornlänge: 0.134 mm. Ölimmersion.

Nicht selten begegnet man Rutil/Anatas-Vergesellschaftungen infolge der Pseudomorphose des Anatas nach Rutil. Eine inverse Umwandlung ist nach OSBORN (1953) unter den diagenetischen Bedingungen nicht möglich (vgl. Abb. 22).

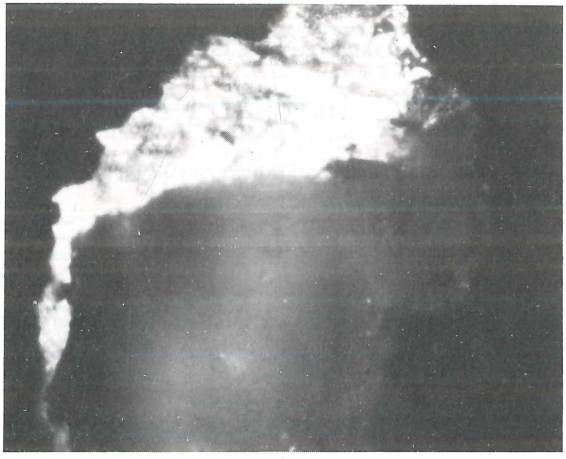


Abb. 22: Umwandlung von Anatas (hell) in Rutil (grau). Kornlänge: 0.104 mm. Ölimmersion.

Der Limonit markiert das Ende der Pseudomorphose des Primärkornes. Einerseits zeugen Anatas-Reste auf der Oberfläche des Limonits, andererseits hohe Ti-Gehalte im Limonit von einer primären Koexistenz beider Elemente. Völlig Ti-freier Limonit ist selten. (vgl. Abb. 23).

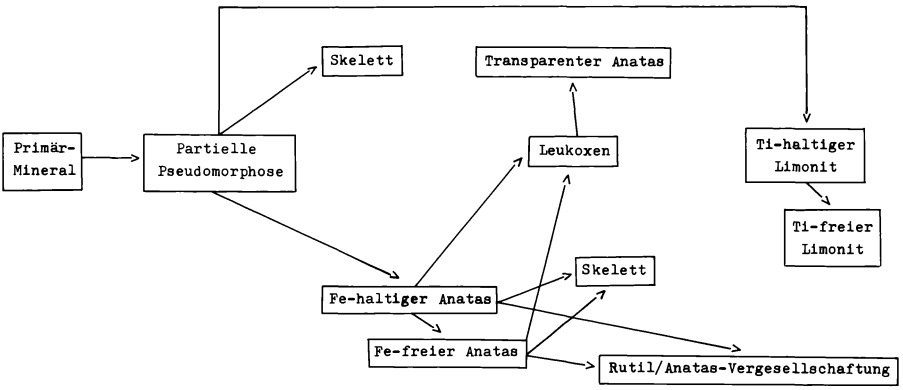


Abb. 23: Schematische Darstellung der diagenetischen Entwicklung der opaken Schwerminerale in den Freisen-Schichten.

3.11 Häufigkeiten der einzelnen Schwerminerale in den Freisen-Schichten

Die Auszählung erfolgte nach einem Schema von FENCHEL (1954). Gezählt wurden jeweils 300 Körner von den Fraktionen 0.063 – 0.11, 0.11 – 0.20 und 0.20 – 0.355 mm.

3.11.1 Zirkon

In der Fraktion 0.063 – 0.11 mm ist der Zirkongehalt in einem großen Intervall von ca. 3 bis 95 % verteilt. In der Fraktion 0.11 – 0.20 mm schrumpft sein Gehalt auf max. 40 %. Weitere Schrumpfung erfolgt in der Grobfraktion 0.20 – 0.355 mm (vgl. Abb. 24).

3.11.2 Granat

Die Verteilung des Granats ist in allen Fraktionen von 0.0 bis 70 % ähnlich (vgl. Abb. 25). Die Proben mit niedrigem Granatgehalt überwiegen.

3.11.3 Turmalin

Turmalin verhält sich völlig umgekehrt zu Zirkon; sein Gehalt steigt mit der Korngröße (vgl. Abb. 26).

3.11.4 Rutil

Nur wenige Proben weisen Rutilgehalt von mehr als 13 % auf. Während der Mittelwert bei den kleinen Fraktionen um 4 liegt, sinkt er bei der Grobfraktion auf 1.5 ab (vgl. Abb. 27).

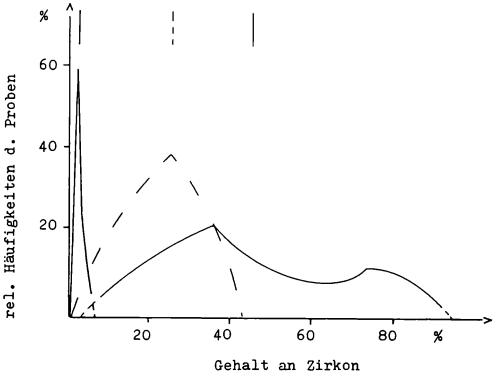
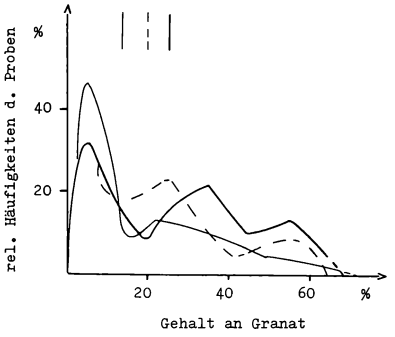


Abb. 24: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an Zirkon in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). Lot: Mittelwert. Anzahl der ausgezählten Körner: 6300 / Fraktion.

Abb. 25: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an Granat in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). Lot: Mittelwert. Anzahl der ausgezählten Körner: 6300 / Fraktion.



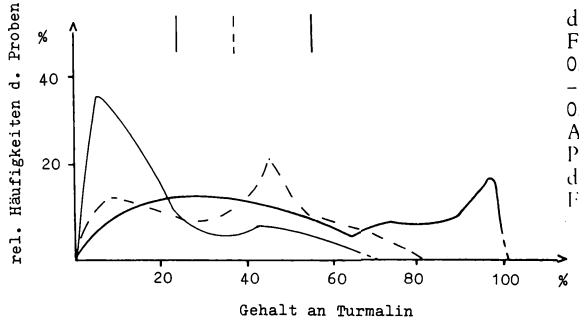


Abb. 26: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an Turmalin in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). Lot: Mittelwert. Anzahl der ausgezählten Körner: 6300 / Fraktion.

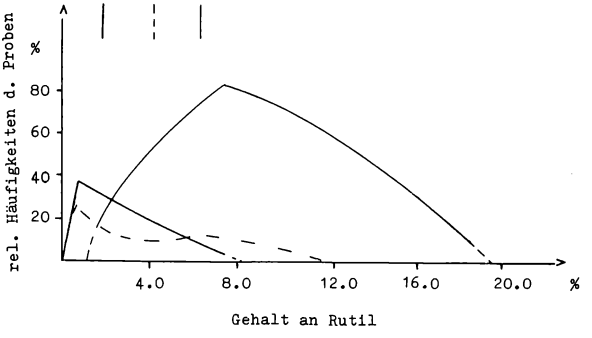


Abb. 27: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an Rutil in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). Lot: Mittelwert. Anzahl der ausgezählten Körner: 6300 / Fraktion.

3.11.5 Apatit

Apatit-Kurven verlaufen annähernd ähnlich. Während wenige Proben Apatit-Gehalte bis 75% aufweisen, beinhalten die meisten Proben in ihrem Schwermineralspektrum nur ca. bis 10% Apatit (vgl. Abb. 28).

3.11.6 Staurolith

Der Staurolith-Gehalt liegt in einem Intervall von 0.0 bis max. 11%, wobei die meisten Proben nur um 1% Staurolith in ihrem Schwermineralspektrum aufweisen (vgl. Abb. 29).

3.11.7 Die opaken Schwerminerale

Überraschend verlaufen die Häufigkeitskurven der opaken Schwerminerale fast gleichmäßig und über ein Intervall von 40 bis 100% (vgl. Abb. 30).

3.12 Sortierung der Schwerminerale

Die absoluten Gewichtsanteile der Schwerminerale sind in der Fraktion 0.0631 – 0.11 mm sehr gering. Einen rapiden Anstieg erfahren die Werte in den Fraktionen 0.11 – 0.20 und 0.20 – 0.355 mm. In der Fraktion 0.355 – 0.63 mm sinken die Werte rasch ab.

Der Vergleich der absoluten Gewichtsanteile der Schwerminerale mit den jeweiligen Sedimentfraktionen ergab, daß nur wenige Gesteine der Freisen-Schichten Korngrößeneffekte aufweisen. Derartige Sedimente sind nicht gleichmäßig und nicht kontinuierlich abgelagert worden (vgl. BOENIGK 1983 und TORABI-NEJAD 1984).

3.13 Diskussion

Der Mechanismus der Korrosion bzw. Authigenese der Schwerminerale ist noch kaum bekannt. Sicher ist jedoch, daß der pH-Wert- und das Redoxpotential des während der Diagenese vorhandenen Wassers, und die P-T-Bedingungen wichtige Faktoren der postsedimentären Entwicklung der Schwerminerale sind. Sehr umstritten ist der Ursprung der für die Authigenese nötigen Substanz. Während zahlreiche Autoren dies aus dem Meeres- bzw. Porenwasser und den Druck- bzw. Ätzungslösungen herleiten wollen (vgl. KRYNINE 1946 und RAHMANI 1973), begründet hier die erwiesene Koexistenz der destruktiven und konstruktiven Veränderungen der Schwerminerale die isochemische Mobilisierung des authigenen Materials.

Die großen Schwankungen der Gehalte von Zirkon, Granat, Turmalin in NE-SW-Richtung (vgl. Kap. 3.11 und 4) erklärten sich insofern, daß dies kein primärer Effekt war, durch die völlige Weglösung von Apatit, Granat und eventuell Staurolith im damals vorhandenen sauren Medium (vgl. NICKEL 1973).

Die experimentellen Ergebnisse des genannten Autors zeigen, daß die Schwerminerale unter unterschiedlichen pH-Werten sich unterschiedlich rasch auflösen. Leider sind die Bedingungen für die Authigenese der Schwerminerale im diagenetischen Milieu noch nicht experimentell erforscht. Sicher ist jedoch, daß die Auflösung und Neubildung der Schwerminerale in den Freisen-Schichten nur infolge der permanenten pH- und Temperaturveränderung möglich war. Die Schichten waren nie allzugroßem Druck ausgesetzt.

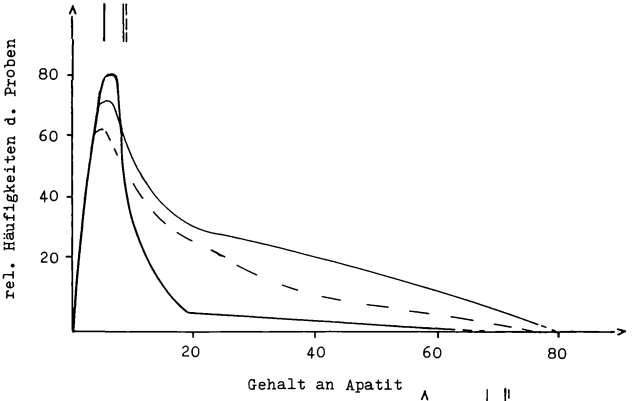
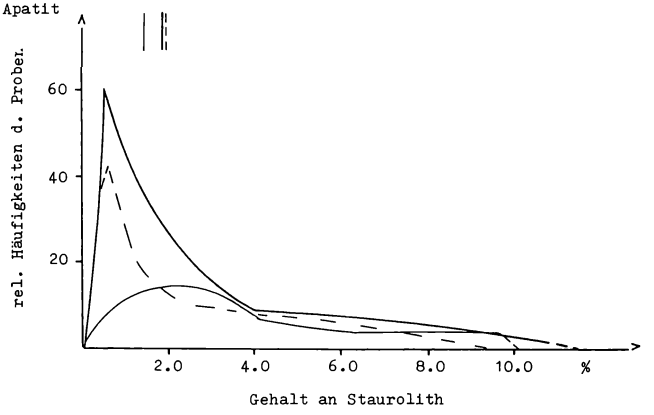


Abb. 28: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an Apatit in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). Lot: Mittelwert. Anzahl der ausgezählten Körner: 6300 / Fraktion.

Abb. 29: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an Staurolith in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm. Abszisse: Gehalte (%), Ordinate: Proben (%). Lot: Mittelwert. Anzahl der ausgezählten Körner: 6300 / Fraktion.



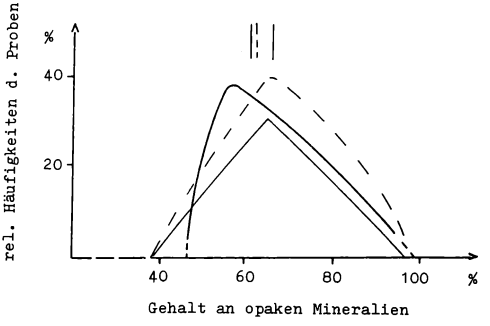


Abb. 30: Häufigkeitsverteilung der Gehalte (%) an opaken Schwermineralen in den Freisen-Schichten. (—): Fraktion 0.063 – 0.11 mm, (- - -): Fraktion 0.11 – 0.20 mm, (—): Fraktion 0.20 – 0.355 mm.

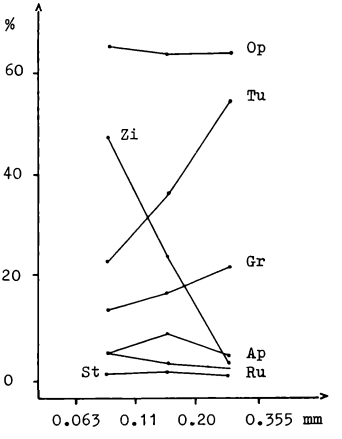


Abb. 31: Mittlere Korngrößenverteilung der einzelnen Schwermineral-Fraktionen in den Freisen-Schichten. Op = Opake Schwerminerale, Zr = Zirkon, Gr = Granat, Tu = Turmalin, Ru = Rutil, Ap = Apatit, St = Staurolith.

4. Vergleich der Minerale der Freisen-Schichten mit denjenigen aus möglichen Liefergebieten

Es ist neuerdings das Bestreben einiger Sedimentpetrologen, durch Schwermineralanalyse die Liefergebiete bzw. sogar die Liefergesteine der in den Sedimenten befindlichen Schwerminerale zu ermitteln.

Jedoch stößt dies auf enorme Schwierigkeiten. Die Ursachen dafür sind folgende:

a) Die Schwerminerale der möglichen Liefergebiete sind im allgemeinen noch nicht ausreichend untersucht, so daß ein direkter Vergleich der Schwerminerale im Sediment mit denjenigen aus den Liefergebieten nicht möglich ist;
b) mechanische Beanspruchung und Lösungsprozesse (z. B. intrastratal solution, PETTIJOHN 1941) während des Transports und nach der Ablagerung und Diagenese verändern die äußere Gestalt der Schwerminerale; z. T. können einige instabile Schwerminerale weggelöst werden (z. B. Apatit im sauren Milieu). Damit geht eine wichtige Vergleichsmöglichkeit verloren;
c) ein Vergleich der optischen Eigenschaften eines Schwerminerals in dem zu untersuchenden Sediment mit den gleichen aus einem möglichen Liefergestein läßt eine Parallelisierung nur begrenzt möglich werden;
d) bildungsbedingte Eigenschaften, z. B. Zonarbau, Einschlüsse und Zwillingsbildung (vor allem beim Rutil) geben nur Hinweise auf die Liefergesteine;
e) die eindeutige Zu- bzw. Abnahme eines Schwerminerals im Schwermineralspektrum eines Sediments in einer bestimmten Richtung kann als akzeptabler Indikator eingestuft werden. Seifenbildung, Turbulenzablagerungen und Materiallieferung aus den unterschiedlichen Richtungen müssen dabei berücksichtigt werden;
f) eine sichere, jedoch viel aufwendigere Methode ist der Vergleich der Spurenelemente eines Schwerminerals im Sediment mit denen des möglichen Liefergebietes und zusätzlich ein möglicher radiometrischer Altersvergleich (z. B. beim Zirkon) der beiden Schwerminerale;
g) ein weiteres, jedoch kaum verwendetes Hilfsmittel für die Ausweisung der Liefergesteine der Schwerminerale ist der Vergleich von Leichtmineralen des zu untersuchenden Sediments mit denjenigen der möglichen Liefergebiete. Diese Möglichkeit wird hier intensiv berücksichtigt.

Unter dem Mikroskop ergibt sich für die Freisen-Schichten folgender Leichtmineralbestand (vgl. TORABI-NEJAD 1984): Quarz (20 bis 50%), Quarzit (12 bis 30%), Orthoklas (13 bis 30%), Plagioklas (0.0 bis 2.5), verwitterter Feldspat (4 bis 9%), Karbonat (0.0 bis 8.5%), Glimmer (2.3 bis 9%) und Tonschiefer (0.0 bis 7%).

4.1 Die möglichen Liefergebiete für die Gesteine der Freisen-Schichten

Der Saar-Nahe-Trog grenzt im Norden an die devonische Taunus-Hunsrück-Schwelle und im Süden an die variscische Mitteldeutsche Schwelle (vgl. BRINKMANN 1948, FALKE 1974).

Zwischen dem Saar-Nahe-Trog und dem nordöstlich gelegenen Wetterau-Trog bestand nach KOWALCZYK (1983) eine Barriere, so daß ein Materialtransport von der weiter nordöstlich gelegenen Spessart-Schwelle ausgeschlossen werden muß. Im Allgemeinen wird hauptsächlich die Mitteldeutsche Schwelle und weniger die Taunus-Hunsrück-Schwelle als Materiallieferant für die Schichten des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet angenommen (vgl. FALKE 1974, SCHÄFER 1980).

4.1.1 Die Taunus-Hunsrück-Schwelle

Im Südbereich der Taunus-Hunsrück-Schwelle treten drei unterschiedliche, SW-streichende Gesteinstypen auf (vgl. PRASHNOWSKY 1957, ANDERLE & MEISL 1974 und MEISL et al. 1982)

a) Die südlichste Zone besteht aus niedrig temperierten, albitreichen Gesteinen, z. B. Grünschiefer und Phyllit. Sowohl der hohe Albitgehalt und die völlig andere Mineralzusammensetzung dieser Metamorphite (wenig Quarz, kaum Orthoklas und kein Plagioklas), als auch ihr von den Freisen-Schichten völlig unterschiedlicher Schwermineralbestand (z. B. der vorhandene Titanit), sprechen gegen die Möglichkeit einer Materiallieferung für die Freisen-Schichten aus diesen Gesteinen;

b) die mittlere Zone setzt sich u. a. aus den bunten Tonschiefern der Gedinne-Stufe, grünlich-grauen Quarziten und turmalinführenden Konglomeraten zusammen. Die Turmaline in den genannten Gesteinen sind stets zonar gebaut (vgl. MEISL & EHRENBERG 1968). Derartige Turmaline kommen in den Freisen-Schichten nicht vor;

c) die nördliche Zone besteht aus den Taunusquarziten der Siegen-Stufe und den Hunsrückschiefern der Ems-Stufe.

PRASHNOWSKY (1957) untersuchte die quarzitischen Gesteine aus dem südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Ihr Schwermineralspektrum umfaßt die Minerale Zirkon (über 60%), r ö t l i c h e n Zirkon (bis 12%), Turmalin (3 bis 45%), Rutil (um 15%) und vereinzelt Korund, Granat, Staurolith usw.

Von den farbigen Zirkonen wird den rötlichen eine große Bedeutung für die Stratigraphie und Bestimmung der Liefergesteine der Sedimente zugeschrieben. Eine Zusammenfassung darüber befindet sich bei ZIMMERLE (1972). Einige wichtige Befunde sollen kurz wiedergegeben werden:

a) die Rotfärbung der Zirkone ist eine Folge der Gitterstörung durch radioaktive Strahlung der in das Gitter eingebauten Uran- und Thorium-Atome;

b) die Intensität der Rotfärbung ist abhängig von der Stärke und Dauer der Strahlung;

c) die detritischen Zirkone rötlicher Farbe sind Indikatoren für p r ä k a m b r i s c h e Liefergesteine. Einige Vulkanite (z. B. tertiäre) bilden nur Ausnahmen;

d) die rötlichen Zirkone sind abgerundet und arm an Einschlüssen (vgl. 3.1.3).

Nach ZIMMERLE (1972) gibt es solche gerundeten, rötlichen Zirkone im gesamten Profil des Saar-Nahe-Rotliegenden. Er findet auch erhöhte Gehalte der rötlichen Zirkon-Varietäten in den Quarziten der Quarzitkonglomerate bei der Mühle nördlich von Alsenbrück, und schließt daraus, daß die lokale Einschüttung von rötlichem Zirkon auf dem Weg über Quarzitgerölle stattgefunden hat. Für diese grauen Quarzite vermutete er altpaläozoisches Alter.

Tatsächlich besteht völlige Übereinstimmung zwischen rötlichen Zirkonen aus den Quarziten des südlichen Rheinischen Schiefergebirges und denen aus den Freisen-Schichten; sowohl in Bezug auf ihre Eigenschaften als auch in Bezug auf ihre Häufigkeiten (vgl. PRASHNOWSKY 1957) und 3.1.1 & 3.1.3). Aus der Mitteldeutschen Schwelle sind die rötlichen Zirkone bis jetzt nicht bekannt.

In Anbetracht der o. g. Tatsachen ist die Lieferung der r ö t l i c h e n Zirkone aus dem Taunusquarzit denkbar. In diesem Falle können auch Teile der am Aufbau der Sedimente beteiligten Q u a r z i t e bzw. die in ihnen enthaltenen T u r m a l i n e, farblosen Zirkone und Rutile ebenfalls aus dem Taunusquarzit hergeleitet werden. Auch wäre damit die Herkunft der Tonschiefer geklärt.

4.1.2 Die Mitteldeutsche Schwelle

Die Gesteine, welche die Mitteldeutsche Schwelle aufgebaut haben mögen, sind uns im einzelnen weitgehend unbekannt.

Wegen der weiträumigen Ausdehnung der Mitteldeutschen Schwelle (vgl. BRINKMANN 1948), müssen für die Ausweisung der Liefergebiete zusätzliche Überlegungen und Indikatoren herangezogen werden:

a) Die Liefergebiete dürfen nicht zu weit entfernt gelegen haben (vgl. Kap. 3.1.2.1). Als mögliche Liefergebiete kommen nur solche in Frage, die zwischen dem Odenwald und den Vogesen liegen;

b) es müssen mindestens zwei Arten von Muttergesteinen in Betracht gezogen werden:
   1. Granitische Gesteine: Die meisten Zirkone und Turmaline zeigen granitischen Ursprung (vgl. Kap. 3.1 und 3.3), weiterhin wurden in den Freisen-Schichten granitische Gerölle nachgewiesen (vgl. Kap. 2). Die höheren Orthoklas- bzw. Plagioklasgehalte in diesen Schichten können ebenfalls nur aus solchen Gesteinen stammen.
   2. Mittelgradige Metamorphite als Staurolithlieferanten und eventuell damit verbunden eine Granatlieferung;

c) die tendenzielle Zu- und Abnahme der Schwerminerale in SW-NE-Richtung muß mitberücksichtigt werden (vgl. TORABI-NEJAD 1984):
   1. Turmalin und Zirkon unterliegen in allen Fraktionen großen Schwankungen,
   2. Granat zeigt in kleinen Fraktionen abnehmende Tendenz,
   3. Rutil weist in den großen Fraktionen eine zunehmende Tendenz auf,
   4. Staurolith zeigt in allen Fraktionen eine abnehmende Tendenz. Dies wird durch neue Beobachtungen von WOLF (laufende Dissertation Würzburg) bestätigt. Die genannte Autorin findet in den SW-lichen Teilen der Freisen-Schichten erhöhte Staurolithgehalte (bis 35%),
   5. Apatit weist in allen Fraktionen eine zunehmende Tendenz auf;

d) der Granat bekommt neben Staurolith den Charakter eines Leitminerals im Sinne von CORRENS (1948), denn wie die Auswertung der Bohrung Saar I zeigt, setzt der Granat erst ab dem höheren Karbon ein. Die Zeit vor dem Karbon und große Teile des Karbons selbst bleiben granatfrei (vgl. ZIMMERLE 1976). Das plötzliche Auftreten von farblosen und rötlichen Granaten weist auf ein neues Liefergestein oder auf ein neu freigesetztes, granathaltiges Muttergestein hin.

4.1.2.1 Die Gesteine des Odenwälder Grundgebirges

Nach Mineralbeschreibungen von BOSSDORF (1961) gibt es kaum Anhaltspunkte für eine Materiallieferung aus den Metamorphiten des westlichen Teils des sogenannten Bergsträsser Odenwalds. Diese regional metamorphisierten Gesteine beinhalten für die Freisen-Schichten völlig fremde Minerale wie Graphit, Andalusit, Cordierit, Sillimanit.

Von den dort anstehenden granitischen Gesteinen käme ein von MAGGETTI (1975) beschriebener Granitkomplex als Lieferant in Frage. Dieser Komplex ist durch zahlreiche, mittelgroße bis große, z. T. idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge in einer mittelkörnigen Grundmasse gekennzeichnet. Die Beschreibung dieser Kalifeldspäte ist ähnlich wie die der Freisen-Schichten. Andere Beweise liegen noch nicht vor.

CHATTERJEE (1960) findet im Böllsteiner Odenwald rötliche Granate. SCHWEISS (1984) glaubt derartige Granate im Grenzbereich Perm/Trias am südwestlichen Zechstein-Beckenrand aus den Böllsteiner Metamorphiten ableiten zu können. Für die restlichen Schwerminerale gibt er jedoch keine Liefergebiete an.

4.1.2.2 Die Gesteine des Grundgebirges der Haardt

Das Grundgebirge der Pfalz tritt nur an wenigen und kleinen Flecken unter seiner permotriassischen Bedeckung zutage (vgl. ZAMINER 1957).

Beweise für eine Materiallieferung aus der Haardt liefert die Mineralbeschreibung des o. g. Autors nicht. Auch höhere Rundungsgrade der Quarzkörner in den Freisen-Schichten (vgl. TORABI-NEJAD 1984) sprechen gegen einen derartig kurzen Transportweg.

4.1.2.3 Die Gesteine des Schwarzwälder Grundgebirges

Die Gesteine des nördlichen Schwarzwaldes sind zum großen Teil aus Graniten, und im südöstlichen Abschnitt bzw. in wenigen Schollen aus Gneisen aufgebaut.

Viele Merkmale sprechen für eine Materiallieferung aus diesem Gebiet für die Freisen-Schichten:

a) Rosa-gefärbte Quarze werden in der Literatur nur aus dem Seebach-Granit (N-Schwarzwald) erwähnt (vgl. METZ 1971). Rosa-gefärbte Quarze kommen in den Freisen-Schichten reichlich vor. Die Farbe läßt sich durch die Behandlung mit konz. HCl nicht entfernen;

b) vereinzelt kommen in den Freisen-Schichten zonar gebaute Kalifeldspäte vor, die nur den Schwarzwald als Liefergebiet haben können (vgl. METZ 1971).

c) während farbloser Apatit in den Schwarzwälder Graniten, gefolgt vom Zirkon, am häufigsten auftritt, bleibt der Turmalin-Gehalt niedrig. In den Ganggesteinen des Blauen-Massivs (S-Schwarzwald) findet ZIMMERLE (1982) Turmalin-Anteile von über 25%. Weitere Beobachtungen des selben Autors geben aufschlußreiche Informationen:

   1. Goldgelblicher Staurolith (vgl. Kap. 3.8) kommt in den Ganggesteinen des Blauen-Massivs mit einer Häufigkeit von bis zu mehr als 10 Körnern pro Streupräparat vor. Diese Menge würde dem Staurolith-Gehalt in den Freisen-Schichten entsprechen. Auch die erwiesene Zunahme der Staurolithkonzentration in NE-SW-Richtung spricht für solche Liefergebiete. Staurolithführende Gesteine sind aus anderen möglichen Liefergebieten nicht bekannt.
   2. Besonders in den Apliten findet man isometrische, fast kugelförmige Granate von farbloser und rötlicher Farbe. Ihre Oberfläche ist primär treppenförmig abgestuft (vgl. 3.2). Auch kommen „selten" blaßgelbliche Zirkone vor (vgl. Kap. 3.1.1).
   3. In den Graniten des Blauen-Massivs sind Rutilkristalle in zwei Farbvarianten gebildet: gelblichbraun und fuchsbraunrot (vgl. Kap. 3.4). Besonders die langsäuligen Kristalle sind identisch mit denjenigen aus den Freisen-Schichten.

Über die opaken Schwerminerale im Schwarzwald liegen nur spärliche Informationen vor. OTTO (1971/72) findet im Granit von Oberkirch neben Magnetit und Pyrit, Ilmenit (vgl. 3.10).

4.2 Schlußfolgerung

Als Liefergebiet für die Sedimente der Freisen-Schichten kommen Schwarzwald und Vogesen (vgl. FLUCK & OTTO 1978) in Frage, während Hunsrück in diesem Zusammenhang nur mit Vorbehalt zu nennen ist. Sicherheit besteht jedoch über die Transportrichtung aus dem Süden.

Der Verfasser hat vor, diese Thematik weiter zu verfolgen und bittet die Kollegen, diesbezüglich ihm neue Informationen freundlicherweise zuzuleiten.

Danksagung

Die Anregungen zur Veröffentlichung dieser Arbeit verdanke ich Herrn Dr. K. Stapf (Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz).

5. Literaturverzeichnis

ANDERLE, H. J. & MEIS L, S. (1974): Geologisch-Mineralogische Exkursion in den Südtaunus. – Fortschr. Miner.,**51**: 137 – 156, Stuttgart

ATZBACH, O. & SCHWAB, K. (1971): Erläuterungen zur geologischen Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25000, Blatt Nr. 6411 Kusel, 1 – 96, Mainz.

BERRY, L. G. & THOMPSON, R. M. (1962): X-ray powder data for ore minerals – The Peacock atlas. – Geol. Soc. Amer., Mem. **85**: 180 S., New York.

BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 1 – 152 S., Stuttgart: Enke.

BOSSDORF, H. H. R. (1961): Das Kristallin von Gadernheim und Laudenau im Odenwald. – N. Jb. Miner., Abh. **95**: 371 – 419, Stuttgart.

BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rdsch., **36**: 57 – 66, Stuttgart.

BRONZEN, O. (1952): Die zonaren Zirkone des Ramberggranit. – Geol. Fören., **72**: 173 – 184, Stockholm.

CHATTERJEE, D. N. (1960): Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**: 137 – 180, Stuttgart.

CHRUSTSCHOFF, K. V. (1986): Beitrag zur Kenntnis der Zirkone in Gesteinen. – Mineral. Petrogr. Mitt., N. F., **7**: 423 – 442, Wien.

CORRENS, C. W. (1948): Probleme der Sedimentpetrographie. – Z. deutsch. geol. Ges., **100**: 158 – 163, Hannover.

EDELMAN, C. H. & DOEGLAS, D. J. (1934): Über Umwandlungserscheinungen an detritischem Staurolith. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., **45**: 225 – 234, Wien.

FALKE, H. (1954): Erläuterungen zum stratigraphischen Profil des saarpfälzischen Rotliegenden. – 32. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft: 17 – 19, Mainz.

– (1959): Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. – Geol. Rdsch., **48**: 67 – 70, Stuttgart.

– (1974): Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. – Geol. Rdsch., **63**: 819 – 849, Stuttgart.

– (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. – Ober. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **56**: 21 – 34, Stuttgart.

FENCHEL, W. (1954): Sedimentpetrographische Untersuchungsmethoden unter Berücksichtigung der Streupräparatanalysen. – N. Jb. Min., Jg. **54**: 155 – 179, Stuttgart.

FLUCK, P. & OTTO, J. (1978): Nouveaux élements de comparaison entre les Socles des Vosges et de la Forêt-Noire. – Sci. Geol. Bull., **31** (2).: 57 – 65, Strasbourg.

FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzesorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – Jb. Geol. B. – Anst., **106**: 405 – 428, Wien.

FÜCHTBAUER, (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclog. geol. Helv., **57**: 157 – 298, Basel.

GASTIL, R. G. DELISLE, M. & MORGAN, J. (1967): Some effects of progressive metamorphism on zircon. – Bull. Geol. Soc. Amer., **78**: 879 – 906, Boulder./Colo.

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

HEIM, D. (1970): Über die Farben der Buntsedimente im Saarpfälzischen Rotliegenden und Buntsandstein. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**: 117 – 128, Wiesbaden.

HOPPE, G. (1963a): Die Verbundbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrographische Auswertungen. – Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. F: Bergb., Hüttenw., Montangeol., 1: 1 – 103, Berlin.

– (1963b): Identifizierung von Tuff mit Hilfe des Zirkons und Nachweis von Quarzporphyrtuff des Auerberges (Harz). – Naturwissenschaften, **50**: 688, Berlin.

HUTTON, C. O. (1950): Studies of heavy detrital minerals. – Bull. Geol. Soc. Amer., **61**: 635 – 716, Boulder/Colo.

KALSBEEK, F. & ZWART, H. J. (1967): Zircons from some gneisses and granites in the central and eastern Pyrenees. – Geol. en Mijnb., **46**(1): 457 – 466, s'Gravenhage.

KOWALCZYK, G. (1963): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**, 99 S., Wiesbaden.

KRYNINE, P. D. (1946): The tourmaline group in sediments. – J. Geol., **54**: 65 – 87, Chicago/Ill.

MADER, D. (1980): Authigener Granat im Buntsandstein der Westeifel. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **62**: 217 – 227, Stuttgart.

MAGGETTI, M. (1975): Die Tiefengesteine des Bergsträßer Odenwaldes. – Aufschluß Sonderband 27 (Odenwald): 87 – 107, Heidelberg.

METZ, R. (1971): Mineralogisch-Landkundliche Wanderungen in Nordschwarzwald. – Sonderheft Aufschluß 20 (Nordschwarzwald): 1 – 22, Heidelberg.

MEDENBACH, O. (1976): Geochemie der Elemente im Zirkon und ihre räumliche Verteilung- eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde. – Diss. Univer., Heidelberg.

MEISL, S. ANDERLE, H. J. & STRECKER, G. (1982): Niederigtemperierte Metamorphose im Taunus und im Soonwald. – Fortschr. Miner., **60**, Beih. 2: 45 – 69, Stuttgart.

MEISL, S. & EHRENBERG, K. H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. – Jb. nass. Ver. Naturkunde, **99**: 43 – 64, Wiesbaden.

METZ, R. (1971): Mineralogisch-Landeskundliche Wanderungen im Nordschwarzwald. – Sonderheft Aufschluß **20**: 1 – 516, Heidelberg.

MORGAN, J. H. & AUER, M. L. (1941): Optical, spectrographic and radioactivity studies of zircon. – Amer. J. Sci., **239**: 305 – 311, New Haven.

NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. – Contrib. Sedimentol., **1**: 1 – 68, Stuttgart.

OSBORN, E. F. (1953): Subsolidus reaction in oxide systems in the presence of water at high pressures. – J. amer. ceram. Soc., **36**: 147 – 157, Easton/Pa.

OTTO, J. (1971/72): Der Granit von Oberkirch im Nordschwarzwald. – Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., **61/62**: 5 – 57, Freiburg i. Br.

PETTIJOHN, F. J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. – J. Geol., **49**: 610 – 625, Chicago/Jll.

POLDERVAART, A. (1955): Zircons in Rocks. – Amer. J. Sci., **253**: 433 – 461, New haven/ Conn.

PRASHNOWSKY, A. A. (1957): Sediment-petrologische und geochemische Untersuchungen im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105**: 47 – 70, Stuttgart.

RAHMANI, R. A. (1973): Grain surface etching features of some heavy minerals. – J. sediment. Petrol., **43**: 882 – 888, Tulsa/Okla.

REIN, G. (1961): Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und Differentiationsverlauf. – Jb. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **5**: 53 – 115, Stuttgart.

RUSSEL, R. D. & TAYLOR, R. E. (1937): Roundness and shape of Mississippi river sands. – J. Geol., **45**: 225 – 267, Chicago/Jll.

SCHÄFER, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegendes)-Konsequenz für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 815 – 841, Hannover.

SCHULTHEISS K. H. (1974): Ein bemerkenswerter Großaufschluß im Saarpfälzischen Rotliegenden (Grenzlager) bei Freisen. – Westrischer Heimatbl., Jg. 5: 47 – 72, Kusel.

SCHWEISS, D. (1984): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotsedimenten des Grenzbereiches Perm/Trias am südwestdeutschen Beckenrand. – Geol. Jb. Hessen, **112**: 83 – 126, Wiesbaden.

SRIVASTAVA, N. K. & SCHNITZER, W. A. (1976): Authigenic minerals in the Precambrian sedimentary rocks of the Chattisgarh (Central India). – N. Jb. Miner. Abh., **126**: 221 – 239, Stuttgart.

TOMITA, T. & KARAKIDA, Y. (1958): Source identification of some granitic xenoliths in volcanic rocks. – Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser D, **8**: 25 – 34, Fukuoka.

TORABI-NEJAD, F. (1984): Petrographische Untersuchungen der Freisener und Tholeyer Schichten (Rotliegendes) im Saar-Nahe-Gebiet unter besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale. – Diss. Univ. Mainz.

TRAUTNITZ, H. M. (1980): Zirkonstratigraphie nach vergleichender morphologischer Analyse und statistischen Rechenverfahren- dargestellt am Beispiel klastischer Gesteine im Harz. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg.

TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. – Stuttgart: Schweizerbart.

VALETON, I. (1953): Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. – Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **3**: 335 – 379, Heidelberg.

WASSERSTEIN, B. (1933): Zur Petrogenesis des Burgsandsteins zwischen Nürnberg und Weißenburg i. B. mit besonderer Berücksichtigung seiner selteneren Bestandteile. – N. Jb. Miner. Geol, Paläont., Beil.-Bd **70B**: 335 – 392, Stuttgart.

WOLF, A. (1985): Laufende Diss., Univ. Würzburg.

WUNDERLICH, H. G. (1957): Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. **1957**: 123 – 143, Stuttgart.

ZAMINER, C. (1957): geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. – Mitt. POLLICHIA., III. R., **4**: 7 – 33, Bad-Dürkheim.

ZIMMERLE, W. (1963): Zur Petrographie und Diagenese des Doggerbeta-Hauptsandsteins im Erdölfeld Plön-Ost. – Erdöl u. Kohle, **16**: 9 – 16, Hamburg.

– (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? – Geol. Rdsch., **61**(1): 116 – 139, Stuttgart.

– (1976): Tiefbohrung Saar 1:6. Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – Geol. Jb., Reihe A, H. **27**: 91 – 305, Hannover.

– (1982): Transparente Schwerminerale aus granitischen Gesteinen und aus Bächen des Blauen-Massivs. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **64**: 135 – 166, Stuttgart.

(Bei der Schriftleitung druckfertig eingegangen am 5. 12. 1985)

Anschrift des Verfassers:
Dr. Faramarz TORABI-NEJAD, Institut für Geowissenschaften,
Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21,
D-6500 Mainz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: 73

Autor(en)/Author(s): Torabi-Nejad Faramarz

Artikel/Article: Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Ober-Rotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens 73-102